

**INSTITUTO MEXICANO DE TECNOLOGÍA DEL AGUA
COORDINACIÓN DE HIDROLOGÍA
SUBCOORDINACIÓN DE HIDROLOGÍA SUBTERRÁNEA**

**“ANÁLISIS HIDROGEOLÓGICO REGIONAL Y CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA E
ISOTÓPICA DE LOS FLUJOS DE AGUA SUBTERRÁNEA DE LOS ACUÍFEROS
PROFUNDOS DE LA CUENCA DEL VALLE DE MÉXICO”.**

INFORME FINAL

**PARTICIPANTES
LUIS GONZÁLEZ HITA
CARLOS GUTIÉRREZ OJEDA**

NOVIEMBRE 2014

CONTENIDO DEL INFORME

RESUMEN EJECUTIVO

CAPITULO I. Introducción	1
I.1. Antecedentes	1
I.2. Objetivos	2
I.3. Localización de la zona de estudio	2
I.4. Metodología	4
CAPÍTULO II. Análisis hidrogeológico regional	11
II.1. Geografía física	11
II.1.1. Clima	11
II.1.1.1. Temperatura media anual	12
II.1.1.2. Precipitación media anual	12
II.1.1.3. Evaporación potencial media anual	14
II.2. Fisiografía	14
II.2.1. Geomorfología	16
II.2.2. Formas de relieve del Valle de México	17
II.2.3. Marco geológico del Valle de México y zonas adyacentes	17
II.3. Hidrografía	70
II.3.1. Hidrología Superficial	70

II.3.1.1.	Región hidrológica	70
II.3.1.2.	Subregión	70
II.3.2.	Cuenca	70
II.3.2.1.	Subcuencas	71
CAPÍTULO III. Toma de muestras de agua		74
CAPÍTULO IV. Parámetros de campo		81
CÁPITULO V. Hidrogeoquímica		92
V.1.	Medición " <i>in situ</i> " de parámetros físico-químicos.	108
V.2.	Medición de parámetros físico-químicos de laboratorio	121
CAPÍTULO VI. Caracterización isotópica		140
VI.1.	Isótopos	140
CÁPITULO VII. Conclusiones y recomendaciones		142
VII.1.	Conclusiones	142
VII.2.	Recomendaciones	148
REFERENCIAS		150

RESUMEN EJECUTIVO

La principal fuente de abastecimiento de agua de la zona metropolitana de la ciudad de México es el acuífero somero que la subyace. A través del tiempo, la intensidad de extracción por bombeo a que ha sido sometido este acuífero, ha ocasionado su sobreexplotación, dando como resultado un escenario de estrés hídrico, y de hundimiento del terreno. En la actualidad, la demanda de agua de la zona metropolitana rebasa en mucho a la oferta disponible que suministra el acuífero somero en explotación.

Diversos estudios hidrogeológicos del subsuelo del valle de México han sugerido la posibilidad de extraer volúmenes adicionales de agua de buena calidad, en condiciones de explotación económicamente competitiva, de los acuíferos profundos alojados en rocas de origen volcánico y marino. Por estas condiciones, las autoridades del Organismo de Cuenca Aguas del Valle de México de la CONAGUA (OCAVAM) han planeado la exploración de los acuíferos profundos del valle de México. Esta iniciativa ha sido iniciada con la perforación del primer pozo exploratorio profundo San Lorenzo Tezonco (PSLT), ya concluida, y de dos pozos exploratorios adicionales en proceso de perforación, uno denominado Agrícola Oriental 2A, a la profundidad de 1,500 m, para caracterizar las propiedades hidrogeológicas y geoquímicas del acuífero intermedio alojado en rocas de origen volcánico del Mioceno-Oligoceno, y otro denominado Agrícola Oriental 2B, de 2,000 m de profundidad, para caracterizar las propiedades hidrogeológicas y geoquímicas del acuífero inferior, alojado en rocas de origen marino del Cretácico. Ambos pozos localizados en la Delegación Iztacalco, que contribuirán a precisar la litología del subsuelo, aportar información hidrogeológica e hidrogeoquímica de las formaciones que subyacen al acuífero somero.

Como parte de los trabajos exploratorios, se desarrolló el presente estudio denominado “ANÁLISIS HIDROGEOLÓGICO REGIONAL Y CARACTERIZACIÓN GEOQUÍMICA E ISOTÓPICA DE LOS FLUJOS DE AGUA SUBTERRÁNEA DE LOS ACUÍFEROS PROFUNDOS DE LA CUENCA DEL VALLE DE MÉXICO”

El estudio tiene como objetivos realizar el análisis hidrogeológico regional, la caracterización de las propiedades geoquímicas e isotópicas de los flujos de agua subterránea profundos existentes en el subsuelo, identificar el origen del agua que los recarga, establecer los tiempos de residencia del agua subterránea, y definir los procesos geoquímicos de la interacción agua-roca en el ambiente subterráneo profundo.

La metodología aplicada se basa en la toma de 25 muestras de agua subterránea de pozos con anomalías termales y/o geoquímicas, con posible relación hidrogeológica con los flujos subterráneos captados por los pozos profundos exploratorios en proceso de construcción; así como, de pozos y manantiales que caractericen la recarga preferencial en las porciones sur y poniente del valle de México y zonas aledañas a las sierras Chichinautzin y Las Cruces, así como de aprovechamientos localizados en las vecindades de las sierras de Guadalupe y Pachuca. Asimismo, comprende la medición, en el tren de descarga del pozo mediante una celda de aislamiento, de los parámetros de campo: Alcalinidad total, potencial de hidrógeno (pH), potencial redox (Eh), oxígeno disuelto (OD), conductividad eléctrica (CE) y temperatura (T).

Las muestras colectadas se filtraron a presión positiva con membrana de celulosa de 0.45 micrones de abertura de poro y se preservaron convenientemente a temperatura de 4°C, las destinadas para aniones, con ácido nítrico de ultra alta pureza para metales e hidróxido de sodio y yodo yoduro de potasio para análisis de radiocarbono. Se realizaron los análisis de laboratorio de las siguientes especies químicas e isotópicas:

- Metales: Ag, Al, As, Ba, Be, Bi, Ca, Cd, Ce, Co, Cr, Cu, Fe, K, Li, Mg, Mn, Na, Ni, P, Pb, S, Sb, Se, Si, Sn, Sr, Te, Ti, Tl, U, V, W, Y, Zn.
- Aniones: F, Cl, Br, NO₂, NO₃, PO₄, SO₄.
- Isótopos estables de oxígeno e hidrógeno: delta de oxígeno-18 ($\delta^{18}\text{O}$) y delta de deuterio ($\delta^2\text{H}$).
- Isótopos para la datación del agua: Tritio ambiental (^3H), carbono-14 (^{14}C) y delta de carbono 13 ($\delta^{13}\text{C}$).

Los resultados de campo y laboratorio indican con base en la Norma Oficial Mexicana NOM-127-SSA1-1994, que hay parámetros químicos que sobrepasan los límites máximos permisibles del agua para uso y consumo humano, estos son: Sólidos disueltos totales (SDT), sodio (Na), manganeso (Mn), fierro (Fe), bario (Ba) y aluminio (Al), y la concentración de arsénico (As) está en el límite de la norma (Pozo San Lorenzo Tezonco).

La clasificación de las familias de agua de las muestras analizadas en función del contenido de iones mayoritarios indica que la correspondiente, al pozo San Lorenzo Tezonco es del tipo sódica-mixta. De manera comparativa, esta familia contrasta con la de los aprovechamientos de las diferentes zonas o delegaciones de la ciudad de México, que captan el acuífero somero, las cuales son predominantemente del tipo bicarbonatadas mixtas o sódicas.

Las composiciones de isótopos estables de hidrógeno (H) y oxígeno (O) de las muestras, indican que el agua que recarga a los diferentes estratos captados por el pozo profundo exploratorio SLT, proviene probablemente de la misma fuente. Asimismo, las firmas isotópicas coinciden sobre la línea meteórica local, evidenciando que el origen de la recarga es agua de lluvia precipitada sobre las sierras de las Cruces y Chichinautzin. Al no haber evidencias de fraccionamiento isotópico por evaporación, los resultados sugieren que la infiltración del agua de lluvia en la zona de recarga, es relativamente rápida y posteriormente fluye en forma lateral hacia las zonas de descarga. La similitud de las

composiciones isotópicas del PSLT con resultados isotópicos de otros aprovechamientos ubicados al sur de la cuenca del valle de México, publicados en la literatura, indica que no hay dispersión de datos debida a efectos de altitud, sugiriendo que se trata de un sistema de buena mezcla.

La datación del agua subterránea mediante carbono-14 (^{14}C) fue medida por dos metodologías diferentes para comprobar los resultados de laboratorio entre sí (espectrometría de iones acelerados AMS y síntesis del benceno). Las edades aparentes del agua subterránea resultaron de 20,770 años. Este tiempo de residencia es consistente con la ausencia total de tritio ambiental en las muestras colectadas, lo cual indica que no se trata de aguas modernas. Este resultado sugiere que se trata de un sistema de circulación muy lenta, misma que se puede incrementar paulatinamente al desarrollarse los recursos de agua almacenados en el acuífero intermedio.

La modelación indica que la evolución geoquímica del flujo con los datos utilizados, desde la zona de recarga hasta el sitio de captación del PSLT, es factible. Sin embargo, por la poca información disponible, no se descarta el hecho de que existan aportaciones del acuífero profundo calizo al intermedio de roca volcánica. Es importante generar información adicional para precisar esta posibilidad.

La exploración de los acuíferos profundos de la cuenca del valle de México requiere que se genere la mayor cantidad posible de información inherente al caso: Caracterización geoquímica e isotópica de las zonas probables de recarga efectiva (sierras Chichinautzin y Las Cruces), de los pozos más profundos ubicados en el valle de México y zonas aledañas, así como de aquellos que captan las mismas formaciones geológicas que los pozos exploratorios profundos (Tepozteco, Morelos, Cuernavaca, etc.), además de aquellos aprovechamientos que presentan anomalías termales y geoquímicas como: Peñón de los Baños, Mixhuca I, Tulyehualco 1, Texcoco 1, Roma 1, La Castañeda, etc.

Es ampliamente recomendable la continuación del monitoreo de las propiedades hidráulicas, hidroquímicas e isotópicas para confirmar la evolución del comportamiento dinámico y geoquímico del flujo que alimenta a los pozos exploratorios profundos como el PSLT, Agrícola Oriental 2A, Agrícola Oriental 2B (estos dos últimos en proceso de perforación). Así mismo, se debe ampliar este tipo de estudio a nivel regional, con mayor cobertura de mediciones de campo y toma de muestras de agua de pozos y manantiales, e incluir aprovechamientos o pozos exploratorios que estén alimentados por flujos subterráneos profundos en el valle de México, así como en los acuíferos circunvecinos. Contribuiría ampliamente a dilucidar el funcionamiento hidrogeológico de los acuíferos profundos, la caracterización geoquímica e isotópica en la vertical de las exploraciones profundas, mediante la toma de muestras y de mediciones de campo a diferentes profundidades.

CAPÍTULO I. Introducción

I.1. Antecedentes

Durante el año 2012, el Sistema de Aguas de la Ciudad de México (SACMEX) llevó a cabo la perforación exploratoria profunda denominada Pozo San Lorenzo Tezonco a poco más de 2,000 m de profundidad, con el fin de investigar la posible existencia y aprovechamiento de recursos hídricos subterráneos alojados en los acuíferos profundos de la Cuenca del Valle de México.

A pesar de que la perforación exploratoria no alcanzó las rocas calizas encontradas en el pozo Mixhuca No.1, perforado por PEMEX en los años 80's, el aforo del pozo San Lorenzo Tezonco dio como resultado un caudal de 50 lps aproximadamente, mientras que los análisis de calidad del agua mostraron la presencia de concentraciones de fierro fuera de la norma NOM 127; lo cual indica, que estas captaciones son susceptibles de ser potabilizadas para su aprovechamiento.

Ante la posibilidad de obtener recursos de agua subterránea adicionales a los existentes en el acuífero superior en explotación, las autoridades encargadas de la administración y manejo de los recursos hidráulicos, a nivel local como federal, decidieron continuar con el programa de perforaciones exploratorias profundas, para evaluar la potencialidad de los acuíferos profundos y caracterizar sus propiedades hidrogeológicas y geoquímicas. Con este propósito, la CONAGUA y el SACMEX llevarán a cabo durante el presente año la perforación del pozo exploratorio profundo Magdalena-Mixhuca, Delegación Iztacalco.

En el marco de este programa de estudio, el IMTA presentó a la CONAGUA una propuesta de servicios, con el fin de realizar un análisis hidrogeológico regional, así como caracterizar geoquímica e isotópicamente los flujos de agua subterránea profundos existentes en el subsuelo, identificar el origen de la recarga de los mismos, establecer los

tiempos de residencia del agua subterránea y definir los procesos hidrogeoquímicos de la interacción agua-roca. Los resultados coadyuvarán a confirmar la posible existencia de recursos de aguas subterráneas adicionales a los ya considerados en el balance del acuífero de la Zona Metropolitana del Valle de México y susceptibles de ser aprovechados para abastecimiento público.

I.2. Objetivos

Realizar el análisis hidrogeológico regional y la caracterización geoquímica e isotópica de los flujos de agua subterránea que captan los pozos exploratorios profundos San Lorenzo Tezonco y Magdalena-Mixhuca; así como, de aquellos aprovechamientos relacionados con los acuíferos profundos del Valle de México.

I.3. Localización del área de estudio

La Cuenca de México es una cuenca endorreica de carácter lacustre, donde la corteza ha sufrido grandes esfuerzos, produciéndose un intenso fracturamiento. Está circundada por montañas y cubierta en diferentes puntos por áreas lacustres producto de lagos que existieron al final de la época glacial. Al cerrarse la cuenca en el Cuaternario Superior, las aguas pluviales quedaron encajonadas, formando un conjunto de lagos someros. Podrían mencionarse hacia el centro el Lago de México, al este el de Texcoco, al sur los de Xochimilco y Chalco, que formaban uno solo y al norte el de Zumpango.

El fondo de la cuenca es una planicie lacustre de 1,431 km², a una altitud que varía entre 2,230 y 2,240 msnm, y se mantiene seca artificialmente. El parteaguas de la cuenca se extiende por la zona montañosa circundante, la que frecuentemente se eleva por encima de los 3,000 msnm.

La Zona Metropolitana de la Ciudad de México se encuentra ubicada en el sur poniente de la Cuenca del Valle de México, ocupa el 17% de la superficie de la cuenca endorreica. La Ciudad de México y su área conurbada dependen fundamentalmente para abastecimiento de agua potable del suministro del acuífero.

La ciudad y el acuífero están separados, en su mayor parte por un acuitardo arcilloso, el espesor del acuitardo es de alrededor de 50 m, el acuífero alcanza profundidades mayores a 800 m; y en él se encuentran pozos con profundidades que oscilan entre 100 y 400 m.

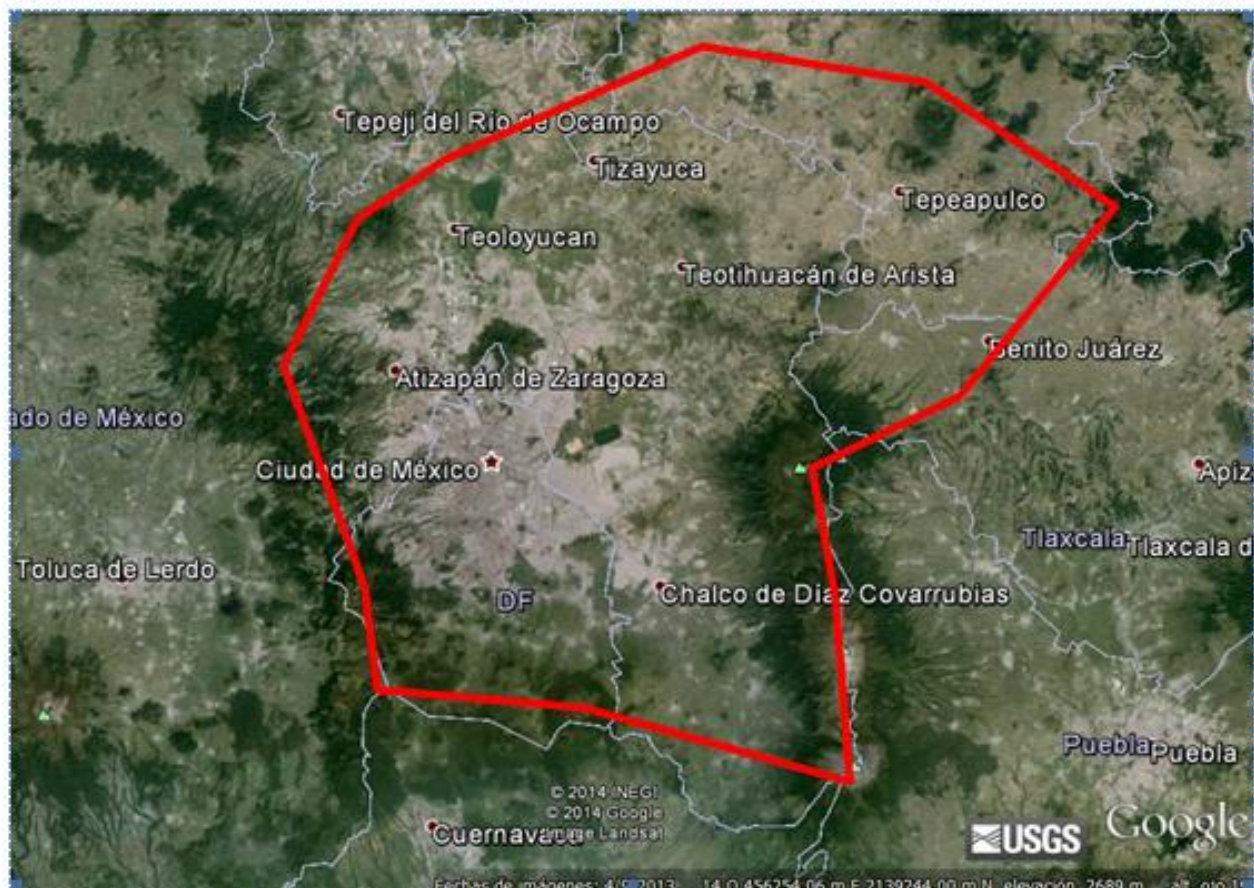


Figura 1. Localización de la Cuenca del Valle de México.

I.4. Metodología

Como resultado de las actividades, “**EL IMTA**” llevó a cabo las siguientes acciones con objeto de cumplir los alcances del presente estudio:

- A. Se realizó análisis hidrogeológico regional de los acuíferos que circundan al Valle de México, identificando aprovechamientos y zonas de recarga/descarga vinculados con las aguas del pozo exploratorio profundo Magdalena-Mixhuca.
- B. Se recolectaron muestras de agua subterránea para análisis hidrogeoquímico las cuales fueron envasadas en recipientes de polietileno de alta densidad, filtradas a presión positiva con membrana de 0.4 micrones, preservadas con ácidos de ultra alta pureza para medición de metales (cationes), lote de muestras de agua subterránea envasadas en recipientes de polietileno de alta densidad, filtradas a presión positiva con membrana de 0.4 micrones preservadas a 4°C para medición de aniones, lote de muestras de agua subterránea envasadas en botellas de *Nalgene* de cuello ancho tratadas y cerradas herméticamente con preservadores de I_2KI y/o hidróxido de sodio para datación por radiocarbono mediante la técnica de AMS. Las muestras se colectaron en el tren de descarga de cada aprovechamiento seleccionado, así como en el pozo exploratorio profundo en construcción, cuando las condiciones operativas lo permitieron. Lote de muestras para determinación del contenido de isótopos estables de H y O, de tritio ambiental y de carbono 14 por la síntesis del benceno.
- C. Se realizaron mediciones de campo obtenidas mediante celda de aislamiento de los parámetros: temperatura, conductividad eléctrica, pH, potencial redox y oxígeno disuelto, así como de la alcalinidad total medida por el método de Gran. Se obtuvieron resultados de laboratorio de aniones, cationes, isótopos estables de H y O, tritio ambiental, carbono-14 (AMS y síntesis del benceno), $\delta^{13}C/^{12}C$ del agua, $\delta^{13}C/^{12}C$ de la roca en materiales del corte litológico del pozo SLT y del pozo Mixhuca en construcción.

- D. Se realizó la interpretación hidrogeoquímica e isotópica de la evolución del agua subterránea, con aplicación de los programas AQUACHEM, PHREQC o equivalentes.
- E. Finalmente se elaboró el informe de la interpretación conjunta de resultados de campo y laboratorio, con la incorporación de resultados reportados en la bibliografía consultada inherente al tema, con las conclusiones y las recomendaciones acordes con los objetivos y alcances del estudio.

PROPUESTA TÉCNICA

“**EL IMTA**” realizó las actividades que se presentan a continuación, describiendo la metodología que se desarrolló en dichas actividades, los productos entregados y la calendarización de actividades.

Desglose y metodología de actividades

I.4.1. Análisis hidrogeológico regional

Se realizó un análisis de los acuíferos que pudieran estar vinculados hidrogeológicamente con el del Valle de México, con el fin de identificar aprovechamientos y zonas de recarga/descarga relacionados con los flujos existentes en los acuíferos profundos que alimentan a los pozos exploratorios profundos San Lorenzo Tezonco y Magdalena-Mixhuca. El análisis incluyó aspectos hidrogeológicos, así como la caracterización hidrogeoquímica e isotópica histórica existente en la bibliografía de aprovechamientos vinculados con los acuíferos profundos.

I.4.2. Toma de muestras de agua subterránea

Se tomaron muestras en pozos y manantiales, que están relacionados hidrogeológicamente con los pozos exploratorios profundos construidos, y que captan flujos provenientes de los acuíferos profundos o de sus zonas de recarga, tanto en el Valle de México como en sus zonas aledañas, a decir: pozos perforados en la Sierra de Guadalupe, manantial Peñón de los Baños, manantial las Estacas, etc.

De la misma manera, de acuerdo con el grado de avance de la perforación exploratoria profunda del pozo Magdalena Mixhuca, Delegación Iztacalco, del SACMEX, se recolectaron muestras de agua de las extracciones de las pruebas de aforo, y se formó un banco de muestras para su posterior análisis de laboratorio. Se recolectaron muestras de agua en el pozo San Lorenzo Tezonco para parámetros fisicoquímicos e isotópicos. Así mismo, en el programa de muestreo y medición de parámetros de campo, se incluyeron prioritariamente pozos propuestos por el Organismo de Cuenca Aguas del Valle de México, así como los pozos exploratorios profundos perforados por PEMEX, SARH y SACMEX-GDF.

Se tomarán muestras en los pozos para parámetros fisicoquímicos e isotópicos, en los pozos programados para rehabilitación y perforación de Roma-1, Mixhuca-1, Copilco-1, Tulyehualco-1, Texcoco-1, etc.

I.4.3. Determinación de parámetros de campo

Se realizaron las siguientes determinaciones de los parámetros de campo utilizando celda de aislamiento:

Temperatura del agua subterránea

Se midió con un termómetro digital con aproximación de décimas de grados centígrados, con frecuencia este dispositivo instrumental viene integrado a un conductivímetro portátil.

Conductividad eléctrica específica

Este parámetro se midió con un conductivímetro digital portátil, mediante un termómetro digital con una aproximación de 0.1°C integrado a este instrumento. El registro de este parámetro permite identificar de manera indirecta la salinidad.

PH

Se utilizó un potenciómetro con calibración en dos puntos, especificados a partir de soluciones buffer de pH conocidas de valores de 4.0, 7.0 ó 10.0 unidades de pH.

Potencial REDOX

Se midió con un electrodo de tipo combinado, que consiste de un filamento de platino y un electrodo de referencia de plata-cloruro de plata.

Oxígeno disuelto

El oxígeno disuelto en el agua subterránea se midió con electrodo OxiCal WTW, con electrodo polarográfico de tipo “Clark” con sensor y compensación integrada por temperatura o electrodo equivalente de tipo galvánico de membrana que calibre en función de la altitud y compense por temperatura en forma automática.

Alcalinidad

Se utilizó la técnica estándar de titulación con ácido sulfúrico a través de alícuotas de agua subterránea de 15 ml, aplicando el método potenciométrico de Gran. Este consiste en agregar sucesivamente a la alícuota un volumen determinado de ácido mediante un titulador digital, y midiendo inmediatamente el pH con un potenciómetro calibrado, repitiendo este proceso hasta lograr mediciones a un pH menor de 4.3 unidades.

I.4.4. Determinación de parámetros de laboratorio

I.4.4.1. Fisicoquímicos

Se recolectaron 25 muestras de agua en pozos profundos las cuales fueron filtradas y se preservaron convenientemente con temperatura y con ácidos de ultra alta pureza, para el análisis de las siguientes especies químicas.

- Metales (métodos: ICP/MS e ICP/OES): Ag, Al, As, Ba, Be, Bi, Ca, Cd, Ce, Co, Cr, Cu, Fe, K, Li, Mg, Mn, Na, Ni, P, Pb, S, Sb, Se, Si, Sn, Sr, Te, Ti, Tl, U, V, W, Y, Zn.
- Aniones (Cromatografía de líquidos): F, CL, Br, NO₂, NO₃, PO₄, SO₄.

Los parámetros fisicoquímicos de laboratorio se determinaron mediante técnicas analíticas instrumentales que reporten datos cuantitativos en todos los casos, independientemente de la concentración que presenten las especies disueltas en el agua subterránea (ICP/OES, ICP/MS, LC).

I.4.4.2. Isótopos Estables

Se realizó la medición de los isótopos estables de oxígeno e hidrógeno:

- Oxígeno 18 ($\delta^{18}\text{O}\text{‰}$ V-SMOW), Deuterio ($\delta^2\text{H}\text{‰}$ V-SMOW).

Se realizaron un total de 25 muestras para el análisis correspondiente.

I.4.4.3. Datación del agua subterránea por radiocarbono y tritio ambiental

Se realizó la medición de los siguientes isótopos ambientales radiactivos y estables:

Carbono-14 (^{14}C), Tritio ambiental (^3H), Carbono-13/Carbono-12 ($\delta^{13}\text{C}\text{‰ VPDB}$).

Con respecto a las condiciones de descarga de cada pozo, se tomaron muestras de las especies carbonatadas disueltas para medir el contenido de ^{14}C mediante la síntesis del benceno y/o análisis por espectrometría de masas de iones acelerados (AMS).

I.4.5. Medición de parámetros isotópicos especiales en muestras de agua y sedimento

El banco de muestras de agua recolectadas permitió la opción de medir isótopos que indican las características hidrogeológicas y corregir las edades del agua en el medio subterráneo profundo; así como definir la interacción agua-roca de los flujos de agua subterránea que capta el pozo profundo en perforación.

I.4.6. Interpretación hidrogeoquímica e isotópica de resultados

Se realizaron las interpretaciones hidrogeoquímicas e isotópicas de resultados de campo y laboratorio. Se emplearon los programas AquaChem, PHREEQC y/o equivalentes para modelar y analizar gráfica y numéricamente los datos hidrogeoquímicos del agua. También se estimarán los coeficientes de actividad y los índices de saturación con relación a diversos minerales. Con estas herramientas se estableció la evolución hidrogeoquímica de los flujos profundos de agua y se identificaron las principales reacciones químicas y procesos de mineralización del agua subterránea. La interpretación de las familias de agua existentes en la zona, definió la forma de cómo ha evolucionado el sistema de flujo subterráneo, se establecieron los mecanismos de la

recarga y se identificaron las zonas donde ésta se efectúa; así como, los tiempos de residencia del agua subterránea.

I.4.7. Elaboración de informes y presentaciones

El informe final se elaboró describiendo todas y cada una de las actividades y trabajos propuestos durante el periodo establecido para la realización del estudio, así como los resultados obtenidos del análisis de las mediciones, incluyendo reportes, tablas, gráficas y planos desarrollados y generados durante la ejecución de las actividades.

I.4.8. Edición de informe final

Se integró el resumen ejecutivo e informe final en formato impreso y digital para su entrega a la Comisión Nacional del Agua.

CAPÍTULO II. Análisis hidrogeológico regional

II.1. Geografía física

II.1.1. Clima

Debido a las características topográficas existentes dentro de la Región XIII Valle de México, se encuentra una gran diversidad de climas. Sin embargo dentro de esta variedad predomina el templado o mesotérmico. Los climas templados se concentran en los valles altos de la parte noroeste del Estado de México, así como en el centro y este de la Subregión Valle de México, ocupando más del 45% de la superficie total de la región XIII; siguen en importancia los climas secos y semisecos que predominan principalmente en la porción centro-norte del Estado de México.

De acuerdo al sistema de clasificación de Köpen, modificado por E. García y debido a las diferencias de relieve y altitud, para la región en estudio se han identificado siete grupos de climas en la Cuenca del Valle de México. Dentro del acuífero Zona Metropolitana de la Ciudad de México se tienen dos tipos de clima que son: un clima templado subhúmedo (Cb(Wo) (W)) y un clima templado subhúmedo (Cb(W) (W)).

Clima templado subhúmedo (Cb(Wo) (W)). Este tipo de clima es la variante menos húmeda de los templados, con lluvias de verano y porcentaje de lluvia invernal menor de 5%. Es a la vez el tipo más importante de este grupo de climas, pues se le encuentra distribuido en un 22% de la superficie de la Región XIII, se localiza principalmente en la mayor parte del Distrito Federal, así como en la porción central y oriente del Estado de México, en parte de los municipios de Chalco, Ixtapaluca, La Paz, Texcoco, Atenco, Tepetlaoxtoc y Otumba; se localiza también en la mayor parte de los municipios de

Emiliano Zapata, Apan, Almoloya, Tepeapulco, Tlanalapa y Zempoala del Estado de Hidalgo.

Clima templado subhúmedo (Cb(W) (W)). Este tipo de clima que se presenta dentro de este acuífero es el más húmedo de los templados con lluvias de verano y porcentaje de lluvia invernal menor del 10%. Se encuentra distribuido en un 13.6 % de la superficie de la Región XIII, se localiza principalmente en la porción occidental del Estado de México, en los municipios de Huixquilucan, Naucalpan, Tlanepantla, Atizapán de Zaragoza, Jilotzingo, Nicolás Romero, Tepotzotlán, Villa del Carbón, Morelos, Chapa de Mota y Jilotepec entre otros.

II.1.1.1. Temperatura media anual

Debido a que dentro de este acuífero existen dos tipos de climas, la temperatura media anual que se presenta en las zonas con clima templado subhúmedo (Cb(Wo) (W)), varía entre 8° y 11° C. La temperatura media más cálida se presenta en el mes de junio, con un valor entre 12° y 15° C y la más fría de diciembre a febrero, con valores entre los 3° y los 5° C.

Para la región donde se presenta un clima de tipo templado subhúmedo (Cb(W) (W)), la temperatura media anual oscila entre 12° y 18° C. El mes más cálido es mayo con una temperatura media que varía de 14° a 16° C. El mes más frío es enero, con temperaturas medias de 5° a 8° C.

II.1.1.2. Precipitación media anual

Debido a que dentro de este acuífero existen dos tipos de climas, el régimen pluvial que se presenta en las zonas con clima templado subhúmedo (Cb(Wo) (W)), es entre 500 y

600 mm. La mayor precipitación pluvial se registra en junio con un valor que oscila entre 100 y 110 mm y la mínima en febrero y diciembre, con valores menores a 5 mm.

Para la región donde se presenta un clima de tipo templado subhúmedo (Cb(W) (W)), la precipitación media anual es mayor de 700. La máxima incidencia de lluvias se presenta en julio, con un valor que fluctúa entre 150 y 160 mm. La menor precipitación se presenta en los meses de febrero y diciembre, con un valor menor de 5 mm.

Debido que el valor de la precipitación media anual es variable en el acuífero Zona Metropolitana de la Ciudad de México, con base en datos de las estaciones climatológicas existentes dentro de este acuífero se obtuvo la precipitación media anual por medio de isoyetas.

Primeramente se ubicó en un plano escala 1:200,000 las estaciones climatológicas existentes dentro del acuífero que son: El Guarda, San Francisco Tlanepantla, Milpa Alta, Tláhuac, Los Reyes La Paz, Lago Nabor Carrillo, Granjas Guadalupe, Las Arboledas, San Mateo Tecoloapan, Calacoaya, El Salitre, San Luis, Molino Blanco, Presa Totolica, Magdalena Chichicarpa, Huixquilucan, Monte Alegre y Presa Anzaldo; se obtuvo un promedio de la precipitación media anual para cada una de las estaciones antes mencionadas y se trazaron las curvas de las isoyetas con los valores de precipitación promedio anual; posteriormente se procedió al cálculo de la precipitación media anual para este acuífero, el valor resultante es de 768.5 mm.

Los datos anteriormente mencionados de climatología y precipitación se obtuvieron del estudio de Diagnóstico de la Región XIII Valle de México.

II.1.1.3. Evaporación potencial media anual

La Cuenca del Valle de México solo cuenta con la estación Potrerito (en el estado de Hidalgo), dicha estación tiene un equipo de evapotranspirómetro, por medio del cual se hace la medición de la evapotranspiración.

Dentro del acuífero Zona Metropolitana de la Ciudad de México se cuenta con 45 estaciones climatológicas, sin embargo solo reportan valores de evaporación 10 estaciones, ya que las restantes carecen de evaporímetros, Las estaciones que tienen valores registrados de evaporación potencial se ubican dentro de las zonas hidrológicas Xochimilco, Churubusco y Ciudad de México.

El volumen de evaporación potencial promedio para el periodo de 1978 a 1997 en las estaciones Ajusco-Pueblo, Ciudad Universitaria CU, Col. Santa Úrsula, km 6 + 250, Milpa Alta, San Juan de Aragón, Santa Ana, Sistema Meteorológico Nacional de Tacubaya y Tláhuac; es de 1558.76 mm.

II.2. Fisiografía

La Zona Metropolitana del Valle de México se localiza en la parte central del Eje Neovolcánico; en el sureste de la Cuenca de México y está limitada al norte por las estribaciones de la Sierra de Santa Catarina, constituida por lavas basálticas principalmente y tobas del Plioceno y Cuaternario, (Demant, 1978).

El Valle de México forma parte del denominado Eje Neovolcánico o Faja Volcánica Transmexicana, la cual se extiende en dirección este-oeste atravesando la República Mexicana. Esta zona se considera una provincia fisiográfica independiente al resto de la República. Manuel Álvarez Jr. (1958), denominó a esta provincia como Zona de Fosas Tectónicas y Vulcanismo Reciente. Menciona que está caracterizada por predominar en ella derrames basálticos, numerosos volcanes y lagos, cuya morfología, orientación y

distribución sugieren estar situados en fosas tectónicas y de ahí se le asigna dicho nombre.

La Zona Metropolitana de la Ciudad de México se encuentra limitada por elevaciones topográficas de origen volcánico como son la Sierra de Guadalupe al norte, la Sierra de Las Cruces al poniente, La Sierra Chichinautzin al sur, el volcán del Ajusco al suroeste y la Sierra Nevada al oriente. Dentro de este valle existen algunos aparatos volcánicos aislados, siendo los principales los que forman la Sierra de Santa Catarina y existiendo algunos otros que aparecen en forma aislada como son el Peñón del Marqués, el Peñón de los Baños y el Cerro de La Estrella.

Lo que ahora constituye el Valle de México, antiguamente drenaba hacia el sur. Las corrientes superficiales que circulaban en dicha dirección fueron interrumpidas por las salidas de productos volcánicos a través de conos que dieron origen a la Sierra de Chichinautzin, dejando el área del Valle de México sin drenaje al exterior, razón por lo que se acumuló agua en la parte central dando origen a los lagos de Zumpango, Texcoco, Xochimilco y Tláhuac.

Los materiales que constituyen el subsuelo corresponden a intercalaciones de productos volcánicos tales como lavas, tobas y cenizas que incluyen materiales granulares transportados por ríos y arroyos provenientes de las partes topográficamente altas que circularon hacia los valles. Cubriendo a dichos materiales y en espesores variables, se encuentran arcillas y arenas finas que son el producto del sedimento de los antiguos lagos.

Al sur se encuentra la Sierra Chichinautzin de edad cuaternaria, que divide al estado de Morelos con el Distrito Federal, constituida por derrames lávicos vesiculares muy extensos, masivos o lajeados de composición andesítica y basáltica de textura fina a media, que pertenece al grupo Chichinautzin, (Fries, 1960).

La Sierra de Las Cruces al poniente, la cual divide al estado de México con el Distrito Federal, constituida principalmente por extensos derrames de lava y domos de composición andesítica-dacítica y afinidad calcialcalina, alternándose con flujos piroclásticos de bloques y cenizas, flujos de piedra pómez, oleadas piroclásticas, depósitos de caída, flujos de detritos y lodo, así como colapsos que originaron depósitos de avalanchas de escombros.

En la parte este de la Cuenca de Chalco se localiza la Sierra de Río Frío, con orientación N-S y conformada en su mayor parte por derrames riodacíticos, hacia el sur esta prominencia se conoce como Sierra Nevada, con estructuras importantes como el volcán Iztaccíhuatl y Popocatepetl, (Schlaepfer, 1968).

Hacia el límite oeste se ubica el área chinampera de Tláhuac sobre depósitos lacustres y aluviales, constituidos por cenizas volcánicas, material piroclástico, tobas, brechas y arcillas.

En la parte central se encuentra el área del ex lago de Chalco que corresponde a una planicie lacustre. A la altura del antiguo nivel de agua del lago, se encuentra un anillo de roca piroclástica de 100 m de altura y 1,500 m de diámetro, resultado de la interacción de magma basáltico con agua, llamado Cerro el Xico que se fusiona con otro semejante conocido como el Xico Viejo, (De Cerna et al.), 1988.

II.2.1. Geomorfología

De contorno irregular la Cuenca de México está alargada de norte a sur, con una extensión amplia hacia el noreste; en su eje mayor, desde las chinampas de Xochimilco al suroeste, hasta las regiones semiáridas de Pachuca en el norte, mide aproximadamente 110 kilómetros en su eje menor desde los bosques que coronan la Sierra de las Cruces en el oeste, hasta las cimas nevadas del Iztaccíhuatl en el este, mide aproximadamente

80 km incluyendo la región de Apan, Tochac y Tecocomulco, situadas al pie de la Sierra de Calpulalpan; la Cuenca de México cubre un área de 9,600 km².

La planicie central de la Cuenca de México está rodeada de montañas, siendo las del sur las más importantes, la gran planicie central tiene una altitud que oscila entre 2,240 m en el sur y 2,390 m en el norte.

La zona meridional de la Cuenca del Valle de México está limitada al este por las Sierras Nevada y Río Frío, al oeste por la Sierra de las Cruces, al sur por la Sierra Chichinautzin y al norte por las elevaciones de la Sierra de Guadalupe, el Cerro de Chiconautla y la Sierra Patlachique, constituye la unidad que cuenta con mayores y menores elevaciones. En ésta las lluvias son más abundantes que en cualquier otra parte de la cuenca.

II.2.2. Formas de relieve del Valle de México

Las sierras se ubican perimetralmente en la zona de estudio, delimitan hidrológicamente al Valle de México, predominantemente por las Sierras Nevada (Popocatepetl e Iztaccíhuatl), Sierra de Chichinautzin, Sierra de Chichinautlan, Sierra de Las Cruces-Monte Alto, Sierra de Tepotzotlán, Sierra de Pachuca y Sierra de Calpulalpan. Interiormente a éstas destacan la Sierra de Guadalupe y Sierra de Santa Catarina.

Predomina superficialmente el extenso Valle de México en la parte más baja de estas sierras a elevaciones de los 2,200 m sobre el nivel medio del mar, dando origen al extenso valle ubicado en el Distrito Federal, Estado de México, Pachuca y Tlaxcala.

II.2.3. Marco geológico del Valle de México y zonas adyacentes

De acuerdo con Enciso De la Vega, es muy probable que el primer mapa geológico-petrográfico de la cuenca haya sido preparado por Del Castillo y Ordóñez en 1893. Posteriormente, C. Fries Jr., F. Mooser y K. Segerstrom, presentaron en el XX Congreso

Geológico Internacional en el año 1956, los primeros mapas geológicos de detalle que cubren distintas zonas de la cuenca; en ellas aparece la primera subdivisión estratigráfica de las formaciones volcánicas, basadas principalmente en criterios morfológicos y tectónicos. C. Fries Jr., estudió la porción sur de la cuenca; F. Mooser lo hizo en la parte central y, K. Segerstrom en la zona norte.

En años más recientes, se cuenta también con las aportaciones de E. Vázquez-Sánchez y R. Jaimes-Palomera (1989); De la Vega Enciso (1992), Mooser (1996), y Mooser et al, 2005, que han contribuido al conocimiento de la geología de la cuenca.

II.2.3.1. Estratigrafía

El modelo geológico planteado para la Cuenca de México, contiene rocas sedimentarias marinas y continentales así como rocas volcánicas que registran edades del Cretácico al reciente; a continuación se describe de acuerdo con el planteamiento realizado por E. Vázquez-Sánchez y R. Jaimes-Palomera op. cit.

II.2.3.1.1. Cretácico

Las rocas cretácicas constituyen la unidad basal de la zona. Las rocas más antiguas corresponden a la Formación Morelos, se encuentran expuestas al sur de la Sierra Chichinautzin, fuera de la cuenca, sin embargo, han sido identificadas en el subsuelo por PEMEX. Esta formación representa una interestratificación de capas gruesas de caliza y dolomías con un espesor total máximo de 900 m. Su edad determinada por PEMEX, abarca del Albiano Medio al Cenomaniano Temprano.

Formación Tamabra

En la zona noroeste de la cuenca, fuera de sus límites, se encuentran también rocas del Albiano-Cenomaniano, corresponden a calizas gruesas de plataforma (Formación El Doctor o Abra); de talud, que se han identificado como la Formación Tamabra; y de cuenca equivalente a la Formación Tamaulipas Superior (Fries, 1962), que afloran en los alrededores de Santa María Apaxco y Tula, Hidalgo.

Adicionalmente incluye la geología del subsuelo que se obtuvo de diferentes estudios, los cuales consideraron la interpretación de cortes litológicos de multipiezómetros del Valle de México, Departamento del Distrito Federal (DDF) y de la Comisión Estatal de Aguas y Saneamiento del Estado de México (CEAS), de las perforaciones exploratorias profundas de (PEMEX 1987 y SHC, 1969). También se interpretaron trabajos geofísicos: sondeos eléctricos verticales (SARH 1985 y 1987), perfiles de sísmica de refracción (SHCP y CFE 1987), sondeos de reflexión, así como registros sónicos de porosidad y densidad compensada de los pozos profundos de PEMEX.

Formación Xochicalco

Es la formación más antigua reconocida, aflora en el límite sudoccidental del área, fue descrita por Fries (1960) para designar a una secuencia de rocas calizas que se presentan en capas delgadas y que afloran en el centro del mismo nombre.

La formación está constituida por una secuencia de calizas microcristalinas cuyo espesor es variable predominando los estratos delgados, el color varía de gris oscuro a negro, las calizas se constituyen principalmente de calcilutitas y calcilimolitas, en capas que muestran laminación fina, contenido carbonoso variable y abundantes vetillas de calcita, preferentemente hacia la cima, esta formación se depositó en el Aptiano en ambiente marino (Fries, 1960), se le ha asignado un espesor mínimo que excede los 500 m, su

base no está expuesta y está cubierta discordantemente por la Formación Morelos. La Formación Xochicalco se depositó durante el Aptiano en ambientes marinos de cuenca relativamente profunda.

Formación Morelos

Aflora al sur de la Sierra Chichinautzin el espesor máximo es de 900 m, se adelgaza al oriente y poniente. Son rocas marinas del periodo Cretácico Inferior constituidas por calizas y dolomitas con contenidos de pedernal intercalados. Estas rocas se encuentran distribuidas ampliamente en toda la región centro de México, que incluyen los estados de México, Distrito Federal y Morelos.

No se sabe sobre qué unidad descansa en el subsuelo de la Cuenca de México. Fries (1960) realiza una descripción de esta unidad de roca que la define como una unidad: "En la porción sudoccidental descansa discordantemente encima de la Formación Xochicalco y está cubierta con discordancia erosional por las Formaciones Cuautla y Mexcala y en forma angular por unidades más recientes. Constituye una interestratificación de capas gruesas de calizas y dolomías diagenéticas, concordantes a anhidritas laminares subyacentes".

Esta unidad fue perforada con espesor de 900 m en el pozo Ticumán (López-Ramos, 1979). Tomando en cuenta que la Formación Morelos fue depositada durante el Albiano Medio-Cenomaniano Temprano en una extensa plataforma marina (Fries, op. cit.), se supone que el miembro evaporítico se extiende hacia el subsuelo de la Cuenca de México.

Esta formación se detectó en los pozos exploratorios Mixhuca 1 y Tulyehualco 1 (PEMEX) a profundidades de 2,060 y 2,160 metros. Esta formación constituye una interestratificación de capas gruesas de calizas y dolomías concordantes a anhidritas

laminares subyacentes, a juzgar por los microfósiles (*Nummuloculina hetmi* y *Dycyclina schlumbergeri*), los cuales son idénticos a los reportados por Fries (op. cit.).

Formación El Doctor

Son facies calcáreas de banco y cuenca del Albiano Medio-Cenomaniano Temprano. Estas facies forman una secuencia de 200 m de espesor constituida por calizas mudstone en capas delgadas de nódulos y lentes de pedernal con intercalaciones de lutitas. Fries (1962) menciona que la facies de cuenca es la que aflora entre Apaxco y Tula, Hgo., y probablemente hacia el sur se interdigita en el subsuelo con la Formación Morelos.

Formación Cuautla

Sobreyacen a la unidad anterior, calizas de estratificación gruesa de la Formación Cuautla, que también sólo afloran fuera de la cuenca; al sur de la Sierra Chichinautzin, a una altitud promedio de 1,500 msnm, y al norte de Zumpango, localizada al noroeste, fuera de la cuenca, a una elevación promedio de 2,400 msnm; sus espesores varían de 200 a 750 m. La edad de esta formación abarca del Cenomaniano Tardío al Turoniano Tardío. Esta formación junto con la Morelos, por efectos orogénicos sufrió un intenso fracturamiento que en muchos sitios fueron resellados por calcita.

Fue descrita por Fries (1960) tomando a los afloramientos de calizas que se presentan al poniente de la ciudad de Cuautla, Morelos, para designar a las rocas calizas densas en capas gruesas y masivas compuestas por calcilimopirita y calcarenita de tipo banco calcáreo, con capas de color gris claro a oscuro que se presentan con un espesor menor a los 20 cm, pero en algunas ocasiones llegan a pasar los 2 m.

Los sondeos de sismica de reflexión (Pérez-Cruz, op. cit.), indican que la cima de esta unidad y de la Formación Morelos se encuentra ampliamente distribuida en el subsuelo del sector meridional de la Cuenca de México.

Las diferencias en altitud de la Formación Cuautla pueden ser atribuidas al desplazamiento de las fallas del Terciario y Cuaternario y/o al peso litoestático de las rocas del Cenozoico. Según Fries, op. cit.: "los espesores varían entre 200 y 750 m y está conformada por calizas, principalmente calcarenitas de estratificación gruesa, con abundantes biostromas de rudistas. Es concordante con la Formación Mexcala suprayacente y está cubierta discordantemente en algunos lugares por el Grupo Balsas y por rocas volcánicas del Terciario y Cuaternario".

Los pozos Mixhuca-I y Tulyehualco-I (PEMEX, op. cit.) penetraron la Formación Cuautla a profundidades de 1,575 m y 2, 100 m respectivamente, ya que las calizas con microfósiles *Dicyclina sp.* y *Valvulomina sp.* (PEMEX, op. cit.), son de aguas someras y de este lapso formacional (Loeblich y Tappan, in Moore, 1964).

Formación Mexcala

La parte superior del paquete Cretácico lo constituye una interestratificación gradual rítmica de grauvacas (turbiditas), limolitas y lutitas, con un espesor total máximo de 1,500 m (Formación Mexcala). Su edad abarca del Coniaciano al Campaniano. Se encuentra expuesta igualmente fuera de la cuenca; al sur de la Sierra Chichinautzin, y en el Cerro La Palma, al noroeste y fuera de la cuenca.

La Formación Mexcala se depositó en aguas someras durante el Coniaciano-Campaniano (Fries 1960) y representa una secuencia Flysch (De Cserna, 1988), que se originó como posible consecuencia del levantamiento y erosión del arco magmático del Cretácico, localizado en ese entonces en el borde occidental del continente (Damon et al., 1981).

La localidad tipo se encuentra a lo largo del río Balsas cercana al poblado de Mezcala, la cual toma su nombre en el kilómetro 220 de la carretera federal México Acapulco.

Está compuesta por lutitas calcáreas estratificadas de 3 a 50 cm, de color oscuro que se intemperizan en color amarillo verdoso, en alternancia con estratos de arenisca de espesor de 40 cm, que frecuentemente exhibe material carbonoso de color negro, intercalado o mezclado con la lutita. Se estima un espesor de 200 metros y por los fósiles presentes se les asignó una edad perteneciente al Coniaciano-Campaniano.

En el pozo Mixhuca-I (PEMEX, op. cit.) a profundidades entre 1,720 y 1,850 m, se arguye la existencia de esta unidad, ya que las calizas arcillosas encontradas en este nivel contienen microfósiles *Margino-truncana s.p.* y *Archeoglo-bigerina s.p.* (PEMEX, op. cit.), las cuales son del Turoniano-Maestrichtiano (Loeblich y Tappan, op. cit.).

II.2.3.1.2. Terciario

Granito Colotepec (Tgc)

El tronco granítico Colotepec se encuentra en el extremo sudoccidental intrusionando a la Formación Xochicalco en el núcleo del anticlinal de Colotepec, este tronco granítico está relacionado genéticamente con el tronco Coxcatlan del Eoceno-Medio.

El mismo autor (Fries 1962) describe una monzonita cuarcífera a la cual, a partir de relaciones estratigráficas, le supone una edad comprendida entre el Cenomaniano Tardío y el Turoniano; sin embargo, considerando que el tronco granodiorítico de Coxcatlan, localizado fuera del área, aproximadamente 35 km al suroeste, de la misma forma intrusiona a la Formación Xochicalco (Fries, op. cit.) y tomando en cuenta además que esta granodiorita fue fechada en 50 ± 10 Ma por el método de Pb-Alfa (De Cserna et al., 1974), se puede argumentar que estos dos troncos graníticos están relacionados

genéticamente. Por consiguiente, el intrusivo de Colotepec también es del Eoceno Medio. Si las relaciones anteriores son verdaderas, probablemente el plutonismo de este período se asocia con la migración hacia el oriente del arco magmático del Cretácico-Mioceno Temprano (Damon et al., op. cit.).

Grupo Balsas (Teob)

Al sur y sureste de la Sierra del Chichinautzin, fuera de la Cuenca de México, afloran rocas sedimentarias continentales del Grupo Balsas.

El Grupo Balsas fue descrito originalmente por Fries (1960) como una sucesión de depósitos terrestres formados por conglomerados, areniscas, limolitas y calizas lacustres, así como los flujos piroclásticos y de lava. Fries (1960) incluye las sucesiones del Grupo Balsas a una serie de rocas que afloran en cinco áreas diferentes, distribuidas en los estados del norte de Guerrero y Morelos. Posteriormente, De Cserna y Fries (1981) y De Cserna (1982) aplicaron el nombre de Formación Balsas a la serie de sucesiones equivalentes al Grupo Balsas distribuido en el noroeste del estado de Guerrero, en el sur del Estado de México y el oeste del estado de Michoacán.

Estas rocas también se encuentran expuestas al noreste de Apaxco, Hidalgo. Están constituidas por un conglomerado oligomítico calizo generalmente compacto, con matriz limo-arcillosa cementada por calcita y óxido de hierro, de estratificación masiva y espesor máximo de 500 m; estas capas conglomeráticas se interdigitan y están cubiertas por una secuencia de 800 a 2,000 m de espesor, formada por capas deleznales de arcilla, limo y arena; localmente estos depósitos clásticos contienen interestratificaciones de yeso y caliza lacustre lenticulares, además de derrames lávicos basálticos y en la parte superior se presentan intercalaciones de toba riolítica (Fries, op. cit.).

Schlaepfer (1968) describe en el pozo Texcoco-I (SHCP, op. cit.) conglomerados calizos cubiertos por limolitas calcáreas que contienen interestratificaciones de anhidrita y tobas, encima de esta secuencia se presenta una serie de derrames lávicos basálticos con intercalaciones de tobas y aglomerados; los derrames lávicos y brechas calcáreas se interestratifican con tobas a partir de 2,680 m en el pozo Roma-I (PEMEX, op. cit.).

Fries (1960) menciona que este grupo descansa discordantemente encima de las formaciones del Cretácico y que la secuencia superior aparentemente es concordante con la Riolita Tilzapotla del Oligoceno Tardío, sin embargo, el fechamiento isotópico de 31 Ma en los basaltos superiores en el pozo Texcoco-I (SHCP, op. cit.) sugiere más bien que tanto la Riolita Tilzapotla como las rocas volcánicas del Oligoceno Tardío-Mioceno Tardío cubren discordantemente al Grupo Balsas.

La distribución espacial y temporal del Grupo Balsas representa una masa continental (De Cserna et al., 1988) post-orogenia Laramide, la cual se acumuló simultáneamente con fallamiento normal lateral derecho y vulcanismo basáltico probablemente en fisuras.

Rocas volcánicas del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano (Tomv)

Dentro de este conjunto de rocas se incluye por su posición estratigráfica a la Riolita Tilzapotla (Fries, 1960) del extremo sudoccidental. Dichas rocas afloran profundamente erosionadas y fracturadas en la Sierra de Xochitepec, en los cerros Picacho y Pulpito del Diablo y en otras pequeñas localidades; las perforaciones profundas (PEMEX, op. cit. y SHCP, op. cit.) atravesaron estas rocas con espesores variables entre 390 m y 1,750 m.

La composición varía de andesítica a riodacítica, aunque en los pozos Copilco-I, Mixhuca-I y Roma-I se describen derrames lávicos basálticos (PEMEX, op. cit.). Constituyen secuencias de tobas líticas, cristalinas y vítreas, brechas tobáceas y aglomerados. Estos depósitos piroclásticos están en la parte superior, interestratificados y/o cubiertos por

derrames lávicos. Estas secuencias volcánicas contienen capas de clásticos aluviales de espesor promedio de 6 m, lo que indica tiempo de reposo en la actividad volcánica.

Los flujos lávicos son de grano fino a medio y algunos de ellos tienen buena estructura fluidal y xenolitos serpentinizados; el análisis petrográfico indica que los derrames lávicos son porfiríticos-holocristalinos-hipidiomórficos, con fenocristales de andesina, oligoclasa, sanidino, cuarzo, augita e hiperstena, que yacen en una matriz compuesta por micro-intercrecimientos de feldespato y cuarzo, con ilmenita acicular, magnetita, apatito y zircón intergranulares; por otra parte, Schlaepfer, op. cit., describe traquiandesitas en el pozo Texcoco-I. "La Riolita Tilzapotla tiene un espesor máximo de 250 m y está constituida principalmente por ignimbritas, pero localmente se presentan derrames lávicos y brechas de flujo" (Fries, op. cit.).

En el subsuelo de la Cuenca de México (Figura 3), estas rocas volcánicas cubren localmente en forma discordante a unidades cretácicas y, como ya se mencionó, son discordantes al Grupo Balsas subyacente; también se encuentran cubiertas discordantemente por rocas volcánicas del Mioceno Medio y Tardío y localmente por formaciones del Plio-Cuaternario.

Los fechamientos radiométricos de estas rocas volcánicas, indican que fueron formadas por varios períodos magmáticos durante el Oligoceno Tardío y el Mioceno Temprano. El contexto geológico regional de este conjunto de rocas se puede relacionar con la actividad del arco magmático del Terciario Medio (Damon, op. cit.), el cual, en la Sierra Madre Occidental (SMO), está representado por la secuencia ignimbrítica superior (McDowell et al., 1977).

Grupo Pachuca (Tomp)

Originalmente descrito por Geyne (1956) y definido como Grupo por Segerstrom (1961), es un grupo volcánico que representa la actividad volcánica desde el Oligoceno hasta el Plioceno. Por este amplio rango de edad, se incluyeron en él las rocas volcánicas correspondientes tanto al arco magmático de la parte superior de la SMO como del AVT. Tanto por el detalle cartografiado como por su importancia económica, se le han definido ocho formaciones (Geyne et al., 1963).

Se encuentra localizado únicamente en la parte meridional del área cartografiada en la región del Distrito Pachuca-Real del Monte y sus zonas adyacentes; la suma total de los espesores máximos es de alrededor de 3,700 m (Geyne et al., op. cit.). Consiste en secuencias de material clástico en la base, brechas volcánicas, piroclásticos, derrames lávicos y tobas intercaladas, separados por discordancias erosionales. Las lavas varían en composición de basalto a riolita, pero predominan la andesita y la dacita. Las dos formaciones inferiores (Santiago y Corteza) consisten en riolitas, dacitas y andesitas que por sus características texturales y posición estratigráfica se consideran como correspondientes al arco magmático del Terciario Medio (Damon, op. cit.) de la SMO.

Por su parte, las formaciones que constituyen la mayor parte del espesor del grupo y que tienen grandes afloramientos (Formaciones Pachuca, Real del Monte, Santa Gertrudis y Vizcaína), consisten en sucesiones de derrames lávicos de composición andesítica y dacítica, interestratificados con brechas volcánicas y tobas, separadas por suelos que podrían indicar diferentes secuencias volcánicas correlacionables en edad con las rocas extrusivas del Mioceno Medio y del Tardío. Las formaciones superiores del Grupo Pachuca (Cerezo y Tezuantla) consisten en brechas volcánicas, lavas y depósitos piroclásticos de composición que varía de dacítica a riolítica.

Tomando en cuenta la discordancia existente entre estas rocas con las unidades volcánicas antes descritas y las características de las rocas de estas unidades, se

considera que posiblemente son contemporáneas de las rocas volcánicas del Plioceno Temprano y que la edad de este grupo puede quedar como originalmente se había establecido, del Oligoceno Medio-Tardío al Plioceno Temprano.

Es un grupo volcánico que representa la actividad volcánica desde el Oligoceno hasta el Plioceno. Las lavas varían, en composición de basalto a riolitas, pero predomina la andesita y la dacita. Las formaciones que constituyen la mayor parte del grupo y tienen grandes afloramientos que consisten en sucesiones de derrames lávicos de composición andesítica y dacítica, interestratificados con brechas volcánica y tobas, separadas por suelos que podrían indicar diferentes secuencias volcánicas correlacionables con rocas extrusivas del Mioceno Medio y del Tardío. Las formaciones superiores de este grupo consisten de brechas volcánicas, lavas y depósitos piroclásticos de composición que varía de dacitas a riolitas.

Oligoceno Tardío-Mioceno

Rocas Extrusivas del Mioceno Medio y Tardío (Tmv)

Se les llama así a las rocas volcánicas que difieren en composición litológica y posición estratigráfica con respecto a las rocas volcánicas del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano. Sus afloramientos se distribuyen por toda la cuenca en áreas pequeñas, en la mayoría de los casos se encuentran cubiertas por los materiales volcánicos más recientes.

En la porción sur de la cuenca se encuentran principalmente en los cerros El Elefante, El Judío, Los Remedios, El Peñón de los Baños, la base de la Sierra Guadalupe, la base de la Sierra de las Cruces, El Cerro Patlachique y en algunos otros afloramientos en el norte de Texcoco.

Se considera la unidad volcánica inferior (vulcanitas principalmente intermedias (Tov) y vulcanitas principalmente ácidas (Tmv) de Mosser). Pertenecen a esta unidad las rocas volcánicas del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano (Tomv). Se les ubica en la porción sur y norte de la cuenca; en el sur, sus afloramientos son pequeños y se restringen a la esquina sur, en la Sierra de Xochitepec; en el norte, se localizan al sur y sureste de la Ciudad de Pachuca. Constituyen secuencias de tobas líticas, cristalinas y vítreas, brechas tobáceas y aglomerados. Estos depósitos piroclásticos están en la parte superior, interestratificados y/o cubiertos por derrames lávicos.

Los fechamientos radiométricos de estas rocas volcánicas indican que fueron formadas por varios períodos magmáticos durante el Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano.

En la porción norte de la cuenca se llevó a cabo el emplazamiento de las rocas del Grupo Pachuca (Tomp). Comprende ocho formaciones. Las dos formaciones inferiores (Santiago y Corteza), consisten de riolitas dacitas y andesitas. Las formaciones que constituyen la mayor parte del espesor del grupo y que tienen afloramientos extensos (Pachuca, Real Del Monte, Santa Gertrudis y Vizcaína), consisten en sucesiones de derrames lávicos de composición andesítica y dacítica interestratificadas con brechas volcánicas y toba.

Las formaciones superiores: Cerezo y Tezuantla, consisten de brechas volcánicas y depósitos piroclásticos de composición que varía de dacítica a riolítica. El espesor máximo es de aproximadamente 3,700 m. Representa la actividad volcánica desde el Oligoceno hasta el Plioceno.

Se incluyen también en esta unidad a las rocas extrusivas del Mioceno Medio y Tardío (Tmv), afloran en la Sierra de Guadalupe, además, manifiestan afloramientos aislados en las sierras que rodean la cuenca. Están constituidas por secuencias de tobas, brechas volcánicas y lavas andesíticas y dacíticas; abarcan también a los depósitos piroclásticos de la Formación Tepoztlán y a la Andesita Jalpan.

En el subsuelo de la porción sur de la Cuenca de México, esta unidad se distribuye ampliamente como puede verse en la Figura 3. Se le encontró en el pozo Texcoco-I a profundidades entre 814 y 920 m y en el pozo Mixhuca-I a profundidades desde 880 m hasta los 1,190 m. Existe evidencia que se encontró también en el pozo Roma I, sin especificar profundidades. En el pozo Tulyehualco, a profundidades entre 930 y 1,740 m y en el pozo Copilco-I a profundidades entre 1,180 y 1,580 m. De acuerdo con los numerosos fechamientos isotópicos que se le han hecho a esta unidad, se le asigna un rango de edad del Mioceno Medio al Mioceno Tardío. Estas rocas cubren con discordancia a las rocas volcánicas del Oligoceno Tardío al Mioceno Temprano; en lugares donde no se encuentran estas rocas, cubren al Grupo Balsas y a las rocas cretácicas. Por su parte, se encuentran cubiertas por las unidades pliocénicas, con discordancia, y en ocasiones por unidades del Cuaternario. Las características antes mencionadas indican que este conjunto de rocas extrusivas representa el inicio de la actividad magmática del AVT de acuerdo con Damon et al. (op. cit.).

Plioceno

Depósitos volcánicos del Plioceno Temprano (Tpv)

Unidad volcánica intermedia (vulcanitas del Plioceno de Mooser (1996). El Plioceno Temprano (Tpv) se distribuye en las Sierras de Guadalupe y Tepoztlán (Toba Don Guinyó); consta de un conjunto de rocas extrusivas que representan un segundo periodo magmático del Arco Volcánico Mexicano; las secuencias piroclásticas generalmente no son consolidadas, constituyen tobas cristalinas, vítreas y pumíticas, de composición andesítica-dacítica, las cuales se encuentran cubiertas por intercalaciones de derrames lávicos andesíticos y dacíticos, con brechas de flujo. El espesor total es del orden de los 650 m.

Conjunto de rocas extrusivas que representan (sensu stricto) un segundo período magmático del AVT; se incluye en esta unidad, por su posición estratigráfica, la Toba Don Guinyó (Segerstrom, 1961). Localmente afloran en los flancos de las Sierras Las Cruces, Zempoala y Río Frío, y en cerros aislados en el resto de la cuenca; también coronan las Sierras de Guadalupe y Tepetzotlán; los pozos Roma-I y Copilco-I (PEMEX, op. cit.) encontraron esta unidad a profundidades comprendidas desde 315 a 648 m y 550 m, respectivamente; por otra parte, los afloramientos exponen espesores del orden de 650 m. Sobreyacen con discordancia erosional a rocas volcánicas del Oligoceno-Mioceno y están cubiertas de la misma forma por unidades volcánicas del Plioceno Tardío y Cuaternario. Por la interpretación del subsuelo se infiere una relación interdigitada con depósitos piroclásticos y clásticos del Plioceno (Tppc). La composición varía de andesítica a dacítica; las secuencias piroclásticas observadas generalmente no son consolidadas, constituyen tobas cristalinas, vítreas, líticas y pumíticas, tanto de flujo piroclástico como de oleada piroclástica, las cuales se encuentran cubiertas por intercalaciones de derrames lávicos, algunos autobrechados, con brechas de flujo; los flujos lávicos más máficos tienen exfoliación regular horizontal con vesículas alargadas en dirección del derrame, lo que da idea de regímenes de flujo laminar con alto contenido de volátiles; los más ácidos tienen incipiente estructura fluidal y los domos presentan bandeamiento fluidal irregular; generalmente las lavas son de grano fino a medio, porfiríticas-mesocráticas-hipidiomórficas, con fenocristales de labradorita, bitownita, andesina, oligoclasa, cuarzo, olivino, lamprobolita, augita, pigeonita e hiperstena, que yacen en mesostasis, pilotaxítica e intergranular. Este tipo de fábrica implica una cristalización subterránea inicial con lenta pérdida de energía y una posterior, con rápido enfriamiento (Best, 1982); notoriamente, en la base del Cerro Xicuco consta de ignimbritas riolíticas vítreas con lentes aplastados de obsidiana (Fries, 1962). Las relaciones estratigráficas anteriores sugieren una edad tentativa del Plioceno Temprano para este grupo de rocas volcánicas.

En el Plioceno Tardío se tienen las unidades siguientes:

Formación Otomí, (Tpo)

Son productos volcánicos emitidos durante la parte más temprana del Plioceno Tardío, que se encuentran al occidente de la Cuenca de México en lo que se conoce como Sierra de Monte Alto. Esta unidad se encuentra caracterizada por estar formada en su mayor parte por depósitos piroclásticos que se presentan como flujos lobulados, se deduce que existen varias secuencias volcánicas, dentro de esta unidad predominan los flujos piroclásticos.

Se le asignan como secciones de referencia los afloramientos que se encuentran a partir del poblado Santa María Mazatla en el trayecto de la carretera que va de Naucalpan a Jiquipilco. Otras secciones de referencia son los cortes en la carretera que se dirige al centro ceremonial Otomí, del que torna su nombre la unidad, la cual parte del camino antes mencionado, en la parte alta de la sierra; siguiendo por dicha carretera hasta el Valle de Toluca, es posible ver más secciones representativas. Esta unidad se encuentra caracterizada por estar formada en su mayor parte por depósitos piroclásticos, que se presentan como flujos lobulados que, en comparación con los que se encuentran en otras unidades de la cuenca, son los que más se extienden. Dentro de los depósitos piroclásticos observados no se pudo encontrar ninguna secuencia típica de todo el episodio eruptivo (Sheridan, 1979); no obstante, de acuerdo con lo observado, es posible deducir que existen varias secuencias volcánicas dentro de esta unidad, en la que predominan los flujos piroclásticos, principalmente los de ceniza. Los depósitos observados consisten en: secuencias de oleadas de cristales, seguidas por flujos piroclásticos de ceniza ya sea cristalina o vítrea, o de ambas, con fragmentos accidentales y juveniles en algunos casos, los cuales están separados por suelos. En ocasiones hay oleadas de apariencia lenticular dentro de los flujos piroclásticos, también se encontraron brechas volcánicas; la mayor parte de estos depósitos se encuentran

invariablemente cubiertos por depósitos de ceniza vítrea con ignimbrita palagonitizada, con abundantes líticos accidentales.

Las lavas de esta unidad se encuentran aflorando en las regiones altas de la Sierra de Monte Alto, en las que son características las intercalaciones de brechas volcánicas con las coladas lávicas, que presentan textura fanerítica en los derrames de mayor consistencia, el espesor máximo que se estima es de 1,300 m en el Cerro Las Palomas.

Están constituidos en su mayor parte por depósitos piroclásticos, que se presentan como flujos lobulados y, son los de mayor distribución; consisten en secuencias de oleadas (depósitos constituidos de pómez, líticos de lapilli y de ceniza gruesa, desprovistos de partículas finas), seguidas por flujos piroclásticos de ceniza ya sea cristalina o vítrea, o de ambas.

Las lavas de esta unidad únicamente se encuentran aflorando en las regiones altas de la Sierra de Monte Alto, en la que se caracteriza la intercalación de brechas volcánicas con coladas lávicas de composición andesítica-dacítica. El espesor máximo estimado, en trabajos anteriores, para esta unidad, es de 1,300 m en el Cerro Las Palomas.

Rocas Volcánicas Máficas del Plioceno Tardío (Tpb)

Estas rocas están constituidas por derrames lávicos interestratificados, en ocasiones con capas de poco espesor de brechas volcánicas y/o con piroclastos que se consideran pertenecientes a los depósitos piroclásticos del Plioceno. Se encuentran distribuidas en la región septentrional (sur de la ciudad de Pachuca), forman mesetas de lava y conos aislados de composición basáltica-andesítica (originalmente fueron denominados como Grupo San Juan por Segerstrom, 1961). Están constituidas por derrames de lava interestratificadas, en ocasiones, con capas de poco espesor de brechas volcánicas y/o con piroclásticos que se consideran pertenecientes a los depósitos de la unidad Tppc. De

acuerdo con fechamientos isotópicos de K-Ar reportados, su edad quedaría del Plioceno Tardío a la parte más baja del Pleistoceno. Su espesor máximo no sobrepasa los 300 m.

Estas rocas están constituidas por derrames de lava interestratificadas, en ocasiones, con capas de poco espesor de brechas volcánicas y/o con piroclásticos que se consideran pertenecientes a los Depósitos piroclásticos y clastos aluviales del Plioceno (Tppc). La composición varía de basáltica a andesítica. Geyne et al., op. cit., informan la presencia de tridimita y cristobalita en las vesículas; los que escriben esto han encontrado también, en la mayor parte de las localidades visitadas, vesículas rellenas por minerales posiblemente similares. Según Robin (1982), la característica petrológica de estas rocas es una tendencia a encontrarse intermedias entre alcalinas y calcialcalinas. Al conjunto de rocas Plio-Cuaternarias del norte del AVT se le ha asignado una edad entre 2.5 y 1.5 Ma, a partir de fechamientos isotópicos de K-Ar (Cantagrel y Robin, op. cit.), por lo que su edad quedaría dentro del Plioceno Tardío a la parte más temprana del Pleistoceno. El espesor máximo medido en la región de Pachuca no sobrepasa los 300 m (Geyne et al., op. cit.). Dichas rocas máficas yacen discordantemente sobre las unidades terciarias anteriores, "en algunos sitios cubren discordantemente a las rocas mesozoicas, con marcada discordancia angular y erosional" (Fries, op. cit.).

Formación Las Cruces (Tpc)

Schlaepfer (1968) designó como Formación Las Cruces "al conjunto de rocas volcánicas que forma las Sierras de Las Cruces y Monte Alto". Debido a que en este mismo trabajo se propone una unidad para las rocas de la Sierra de Monte Alto y a que los nuevos datos impiden conservar las restricciones que impone la descripción original de esta unidad, se revisa ésta, de acuerdo con el Artículo 19 del Código de Nomenclatura Estratigráfica (ACSN, 1984), conservando su nombre y localidad tipo auxiliada por secciones de referencia. Depósitos piroclásticos congénitos de las secuencias efusivas de la Formación

las Cruces, fueron definidos sin cartografiar por Bryan (1948) como Formación Tarango, a 4 km al suroeste de Mixcoac; posteriormente, Segerstrom (1961), extendió la Formación Tarango y la correlacionó con la Formación Atotonilco el Grande, del Plioceno (Segerstrom, op. cit.), para referirse a secuencias aluviales con productos piroclásticos del norte de la Cuenca de México, los cuales no se relacionan genéticamente con los depósitos de la Formación Tarango; igualmente Mooser (1974) extendió la Formación Tarango a las secuencias piroclásticas de las Formaciones Otomí, Tláloc y Llano Grande. Con base en lo anterior se propone el abandono de la unidad que se ha venido denominando como Formación Tarango.

Esta formación se distribuye en el límite sudoccidental de la Cuenca de México, en donde una hilera de tres estratovolcanes, junto con sus depósitos piroclásticos, se orientan de NNW a SSE y dividen la Cuenca de México y del Río Lerma, aflora en un tramo del Desierto de los Leones-La Marquesa, en la carretera Naucalpan-Jiquipilco. Los depósitos piroclásticos pertenecientes a esta unidad consisten de pómez pliniana, cubiertos por flujos piroclásticos generalmente no soldados, de cenizas cristalinas, vítreas y de pómez con o sin fragmentos y bloques de composición heterogénea. El espesor máximo de esta unidad es de 990 metros. Esta formación es el conjunto de tres estratovolcanes alineados en una dirección norte-sur, cuyas características morfológicas y variación de edades de lo más antiguo a lo más reciente, de norte a sur, podrían indicar una migración del vulcanismo en la dirección mencionada. Tomando en cuenta lo anterior, podría considerarse este vulcanismo como representativo del Plioceno Tardío en la Cuenca de México.

En la Sierra de Las Cruces (una de las Sierras Mayores de Mooser); en el límite suroccidental de la Cuenca de México, una hilera de tres estrato volcanes, junto con sus depósitos piroclásticos, se orientan de NNW a SSE y dividen a las Cuencas de México y del Río Lerma (unidad Tpc). Esta unidad se encuentra constituida por pómez, secuencias de oleadas y líticos de lapilli y ceniza gruesa, cubiertas por flujos piroclásticos

generalmente no soldados; en la mayoría de los casos de composición heterogénea. En algunos casos estos piroclásticos se encuentran cubiertos o interestratificados con material aluvial y paleocanales fluviales.

Los derrames de esta unidad (Tpc) se encuentran intercaladas con brechas en las partes altas de la Sierra de Las Cruces, en algunos casos culminadas con domos. Se le reporta también una brecha lítica andesítica originada por un flujo piroclástico, la cual consiste en fragmentos líticos (accidentales) de andesita porfídica, cuyo tamaño varía de lapilli a bloques.

El espesor de esta unidad es variable; no obstante, en trabajos precedentes le estiman un máximo de 990 m en el Cerro San Miguel. Su edad de acuerdo con los fechamientos isotópicos, corresponde al Plioceno Tardío.

En el pozo Copilco-I (PEMEX, op. cit.) se le encontró entre las profundidades 25 y 510 m. La Formación Las Cruces cubre con discordancia erosional las rocas extrusivas del Mioceno Medio y Mioceno Tardío y las rocas volcánicas del Plioceno Temprano y se encuentra cubierta, a su vez, por depósitos aluviales y lacustres del Cuaternario, así como también por derrames lávicos y piroclásticos de las Formaciones Chichinautzin y El Pino. Su edad, de acuerdo con los fechamientos isotópicos corresponde al Plioceno Tardío.

Formación Zempoala (Tpz)

Fries (1960) definió la "Andesita Zempoala" como una interestratificación de derrames de lava, capas volcanoclásticas y lahares, todos de composición andesítica, dacítica y riodacítica.

Schlaepfer (1968) cambió el término descriptivo a la Formación Zempoala, debido a las características líticas de esta unidad. En este trabajo se propone la redefinición de esta

unidad, como a continuación se describe: La Formación Zempoala es el conjunto de productos volcánicos de dos centros eruptivos alineados en dirección norte-sur, que se encuentran en la porción sudoccidental del área cartografiada y que de acuerdo con sus características morfológicas, posición estratigráfica y características litológicas, son posiblemente contemporáneos del vulcanismo de la Formación Las Cruces, aunque se piensa que esta actividad culminó antes del fin de la actividad de la Sierra de Las Cruces.

Esta unidad consiste en la parte norte en una secuencia de lavas andesíticas afaníticas-porfiríticas, con escasos fenocristales pequeños de anfíbol, con algo de cuarzo secundario y depósitos piroclásticos, entre los que se han identificado flujos de ceniza y brechas volcánicas. En la parte sur las lavas son muy escasas y es fácil confundirlas con grandes bloques de roca dentro de las brechas volcánicas, que son el depósito volcánico más común en la región de las lagunas de Zempoala. Únicamente en el Cerro Zempoala y sus alrededores es posible encontrar lavas y domos poco extensos en lo que se considera el centro de emisión meridional de esta unidad. Las brechas volcánicas antes mencionadas consisten en fragmentos mal clasificados, cuyos tamaños varían de lapilli a bloques, en matriz vítrea y cristalina con abundancia de líticos accidentales y juveniles, cuya composición varía de andesítica a riodacítica. A partir de estos depósitos siguen otros, entre los que destacan: lahares, flujos piroclásticos de ceniza con bloques y oleadas.

Estos depósitos se extienden principalmente hacia el sur en forma radial. La parte más meridional de esta unidad, junto con los sedimentos contemporáneos, con los que se encuentra interdigitada en algunos lugares, se ha cartografiado adicionalmente en el Valle de Cuernavaca como "Formación Cuernavaca" (Fries, 1960). Las lavas observadas consisten en: andesita de lamprobolita de textura afanítica-porfirítica-hipidiomórfica con lamprobolita, clinopiroxenos, feldespatos y andesina como minerales esenciales, en una matriz microlítica de andesina euhedral con magnetita, apatito y vidrio como minerales accesorios; estas lavas presentan en algunos casos alineamientos de los cristales de

anfíbol. El espesor aflorante máximo que se le estima es de 1,000 m en el Cerro Zempoala. Por su posición estratigráfica y similitud con el vulcanismo de la Formación Las Cruces, consideramos que su edad corresponde al Plioceno Tardío. La Formación Zempoala cubre discordantemente los depósitos volcánicos del Plioceno; las rocas extrusivas del Mioceno Medio al Mioceno Tardío, con discordancia también se encuentran sobreyacidas por la Formación Chichinautzin e interdigitadas con los productos piroclásticos y clásticos del Plioceno, en la región del Valle de Cuernavaca.

Riolita Navajas (Tpn)

La Riolita Navajas del Plioceno Tardío edifica la Sierra Navajas en el ángulo nororiental, con un espesor aflorante probable de 500 m en su parte central. Descansa discordantemente sobre el Grupo Pachuca y rocas volcánicas del Oligoceno-Mioceno (Tomv), aparentemente se interdigita con rocas máficas (Tpb), Geyne et al., (1965) y con piroclásticos y clásticos del Plioceno (Tppc); por otro lado, en ese sector está cubierta discordantemente por la Formación El Pino. El mismo autor describe una secuencia riolítica de derrames lávicos con buena estructura fluidal, porfiríticos-holocristalinos, con fenocristales de cuarzo y sanidino en matriz micrográfica; estas lavas tienen intercalaciones de brechas soldadas y no soldadas de flujo de cenizas vítreas, con fragmentos líticos, pumíticos y de obsidiana.

Depósitos piroclásticos y clásticos aluviales del Plioceno (Tppc)

Se propone designar con este nombre a los depósitos no diferenciados, relacionados genéticamente con la actividad piroclástica y fluvial de todo el Plioceno. Estos depósitos afloran al poniente de Cuautla. En el sector septentrional, fueron reconocidos por Segerstrom, op. cit., Fries (1962) y Geyne et al., op. cit., en donde forman extensas llanuras y piedemontes aluviales. "El espesor máximo es de 400 m y lo constituyen

gravas, arenas, limos y arcillas de constitución volcánica, fueron acumulados fluvialmente en amplios valles socavados en rocas preexistentes y están interdigitados con rocas volcánicas (Tpb), localmente se intercalan tobas de grano fino y lapílicas-pumíticas e igualmente se tiene tierra diatomácea, arcillas, caliza lacustre y travertino, relacionados con manantiales termales en la zona de Ajacuba y al oriente de Tula" (Fries, op. cit.), están acumulados en fosas tectónicas (graben de Chalco) y rellenando amplios valles surcados en rocas volcánicas del Oligoceno-Mioceno (Tomv y Tmv); su espesor máximo, del orden de 750 m, se encuentra en el centro de estas depresiones y se adelgaza hacia las márgenes y hacia la zona de interdigitación con unidades volcánicas de todo el Plioceno. Las relaciones estratigráficas descritas sugieren una edad del Plioceno para estos depósitos.

En el subsuelo de la porción meridional de la cuenca dichos depósitos constan de tobas, brechas volcánicas y aglomerados, con horizontes de conglomerados, arenas y arcillas, se encuentran cubiertos discordantemente por aluvión del Cuaternario y son depósitos no diferenciados relacionados genéticamente con la actividad piroclástica y fluvial del Plioceno, están acumulados en fosas tectónicas (Graben de Chalco) y rellenando amplios valles su espesor máximo es del orden de 750 metros. Afloran al poniente de Cuautla, el espesor máximo es de 400 m está constituido por gravas, arenas, limos y arcillas de constitución volcánica.

En la zona norte de la cuenca, se encuentran expuestos depósitos no diferenciados, relacionados genéticamente con la actividad piroclástica y fluvial de todo el Plioceno (Tppc). Sus afloramientos se ubican al sur y suroeste de la ciudad de Pachuca, Hidalgo. Está constituido por gravas, arenas, limos y arcillas de constitución volcánica; se encuentran interdigitados con rocas volcánicas de la unidad (Tpb).

En las estribaciones de las Sierras de Las Cruces y Nevada, se emplazan extensos abanicos volcánicos compuestos por flujos piroclásticos de composición intermedia a

ácida, capas de pómez, lahares, depósitos fluviales y paleosuelos, con intercalaciones esporádicas de derrames basáltico-andesíticos, que se agrupan en la Formación Tarango.

Formación Tarango

Con respecto a la Formación Tarango, E. Vázquez-Sánchez y R. Jaimes-Palomera argumentan que los depósitos piroclásticos congénitos de las secuencias efusivas de la Formación Las Cruces, fueron definidas sin cartografiar por Bryan (1948) como Formación Tarango; que posteriormente, Segerstrom (1961), extendió la Formación Tarango y la correlacionó con la Formación Atotonilco El Grande, del Plioceno, para referirse a secuencias aluviales con productos piroclásticos del norte de la Cuenca de México, los cuales no se relacionan genéticamente con los depósitos de la Formación Tarango; igualmente Mooser (1974) extendió la Formación Tarango a las secuencias piroclásticas de las Formaciones Otomí, Tláloc y Llano Grande; con base en lo anterior, proponen el abandono de la unidad que se ha venido denominando como Formación Tarango”.

II.2.3.1.3 Cuaternario

Unidad volcánica superior (vulcanitas del Cuaternario de Mooser, 1996). El vulcanismo del Cuaternario es de composición predominantemente basáltico-andesítico; en la literatura geológica de la Cuenca se identifican varias unidades relacionadas con eventos volcánicos específicos:

Formación Llano Grande (Qllg)

Se propone llamar así a las secuencias eruptivas de composición variable de andesítica a riodacítica que forman el volcán del mismo nombre, el cual es ancestro del volcán Iztaccíhuatl. Aflora en la base noroccidental de la Sierra Nevada, en donde las secciones tipo se pueden observar a lo largo de las cañadas El Agua y Cosa Mala. Las secuencias reconocidas constan de capas delgadas de lapilli pumítico y lítico de caída, oleadas laminares y olas de arena, flujos de cenizas vítreas cafés palagonitizadas y cristalinas, no soldados, con o sin bloques accidentales y brechas soldadas de flujo; estos piroclastos están cubiertos por derrames lávicos y la actividad termina con domos. Los flujos lávicos observados son de andesita de piroxeno y anfíbol, con estructura fluidal, de grano fino a medio, porfiríticos-mesocráticos-hipidiomórficos, conteniendo fenocristales de andesina, augita, hiperstena y lamprobolita, que se encuentran en mesostasis pilotaxítica y hialopilitica. Nixon et al. (1987) describen principalmente andesitas y dacitas de dos piroxenos del mismo tamaño de grano. La unidad está cubierta discordantemente por las Formaciones Telapón e Iztaccíhuatl y sobreyacen de la misma forma a rocas volcánicas del Oligoceno-Mioceno (Tomv).

El fechamiento isotópico de 0.9 Ma de las lavas superiores concuerda con la polaridad magnética inversa (Mooser, 1974) del intervalo Matuyama (Harland et al. 1982), para asignarle a esta formación una edad del Pleistoceno Temprano.

Es una secuencia eruptiva de composición variable de andesitas y riodacitas, aflora en la base noroccidental de la Sierra Nevada, las secciones tipo pueden observarse a lo largo de las cañadas El Agua, y Cosa Mala, las secuencias constan de capas delgadas de lapilli pumítico y lítico, flujos de cenizas vítreas. La unidad está cubierta discordantemente por las Formaciones Telapón e Iztaccíhuatl.

Formación El Pino (Qpp)

Se propone agrupar con este nombre las rocas volcánicas, principalmente máficas, que forman los cerros La Estrella, El Pino, Chimalhuacán, Chiconautla, Gordo y otros aislados, así como los campos volcánicos de Tezontepec-Otumba, La Traquita Guajolote (Geyne et al., op. cit.), del distrito minero de Pachuca, Hgo., que se incluye en esta formación por su similitud litoestratigráfica; las secciones tipo se pueden reconocer en las cañadas del Volcán El Pino; la expresión geomorfológica es de conos cineríticos terminales, de volcanes escudo y de amplias coladas lávicas, principalmente en bloques. Los espesores máximos, del orden de 750 m, se presentan en los centros eruptivos y se acuñan hacia la periferia. Constituye secuencias de flujos lávicos con intercalaciones delgadas de tefra no consolidada, de caída, formada por cenizas cristalinas y vítreas, lapillis líticos y escoria tamaño lapilli; estas características de las tefras implican un vulcanismo estromboliano (Sheridan y Wohletz, 1983); los derrames lávicos reconocidos son de andesita-basáltica de olivino y los andesíticos de anfíbol, generalmente tienen buena estructura fluidal con vesículas alineadas en la dirección del flujo y otros con lajamiento regular; esto indica regímenes de flujo laminar con alto contenido de volátiles. Los flujos lávicos son de grano fino a medio, porfiríticos-afaníticos-mesocráticos-panidiomórficos, con fenocristales de labradorita, olivino, pigeonita, hiperstena y augita; contienen también intercrecimientos glomeroporfídicos de piroxenos, la matriz es intersertal, traquítica o microcristalina. Geyne et al., describen traquitas porfiríticas-afaníticas-holocristalinas con fenocristales de andesina y aegirina. Este tipo de fábrica, como ya se ha dicho, sugiere dos etapas de cristalización y los glomeropórfidos una segregación cristalina parcial (Best, op. cit.), mientras que los fenocristales coexistentes de olivino y piroxeno posiblemente indican fraccionamiento líquido-cristal inicial (Best, op. cit.). Esta formación cubre discordantemente unidades volcánicas del Oligoceno, Mioceno, Plioceno y la Formación Llano Grande del Pleistoceno Temprano está cubierta de igual manera por las Formaciones Chichinautzin y Telapón. Tomando en cuenta las relaciones anteriores y su

magnetismo remanente inverso (Mooser, op. cit.), se le asigna una edad entre 0.9 y 0.7 Ma.

Son rocas volcánicas máficas que forman los cerros La Estrella, El Pino, Chimalhuacán, Chiconautla y los campos volcánicos de Tezontepec-Otumba, la expresión geomorfológica es de conos cineríticos terminales, de volcanes de escudo y de amplias coladas lávicas, principalmente en bloques. Los espesores máximos son del orden de 750 m, se presentan en los centros eruptivos y se acúan en la periferia. Constituyen secuencias de flujos lávicos con intercalaciones delgadas de tefra no consolidada formada por cenizas cristalinas y vítreas, lapillis líticos y escoria tamaño lapilli. Los flujos de lava son de grano fino a medio con fenocristales de labradorita, olivino, pigeonita, hiperstena y augita, contienen también intercalaciones de piroxenos, la matriz es microcristalina.

Las rocas volcánicas principalmente máficas que forman los cerros La Estrella, El Pino, Chimalhuacán, Chiconautla Gordo, así como los campos volcánicos de Tezontepec-Otumba (Qpp); constituye secuencias de flujos lávicos con intercalaciones delgadas de tefra no consolidada, formada por cenizas cristalinas y vítreas, lapillis líticos y escoria tamaño lapilli. Los derrames lávicos son de andesita basáltica con vesículas alineadas en la dirección del flujo. Se le ha asignado una edad de entre 0.9 y 0.7 Ma. Los espesores máximos se presentan en los centros eruptivos y son de alrededor de 750 m.

Formación Tláloc (Qt)

Schlaepfer (op. cit.) definió esta unidad para referirse únicamente a las coladas lávicas que forman parte de la Sierra de Río Frío; no obstante, están relacionadas magmáticamente con tefra caracterizada por flujos piroclásticos lobulados, en forma de mesetas inclinadas; las secciones de referencia se pueden observar en los bancos de

material localizados en el flanco poniente de la sierra, además en las cañadas El Muerto, El Partidor y Los Pilares; el espesor aflorante en el centro de la sierra es de aproximadamente 1,800 m y se acuña hacia los alrededores. La composición es andesítica, latítica y dacítica; consta de varias sucesiones caracterizadas en su base por pómez y líticos accidentales angulosos, tamaño lapilli, de aproximadamente un metro de espesor y con gradación inversa que implica erupción pliniana de caída (Sheridan, 1979); oleadas con cristales, pómez y líticos accidentales tamaño lapilli, en capas no consolidadas de .30 a 1 m de espesor, algunas oleadas contienen carbón, manifestando alta temperatura de emplazamiento; se han reconocido capas de olas de arenas que representan facies proximales con flujo viscoso turbulento fluidizado, planares distales de un régimen de flujo inercial laminar desfluidizado y capas masivas con intercalaciones de oleadas planares y de olas de arenas, que representan facies intermedias en donde existe una transición en los regímenes de flujos anteriores (Sheridan, 1979); encima de las oleadas se encuentran flujos de cenizas cristalinas, vítreas y de pómez, con o sin lapillis y bloques líticos accidentales y juveniles, éstos últimos, de composición mixta andesítica y dacítica, posiblemente originados por mezcla de magmas; generalmente los flujos piroclásticos observados sugieren un régimen turbulento fluidizado, debido a la falta de gradación (Sheridan, op. cit.), el no soldamiento implica bajas temperaturas de emplazamiento, los espesores varían de 1 a 30 m, además están cubiertos por cenizas vítreas vesiculares palagonitizadas de caída con ignimbrita (Sparks y Walker, 1973). Esta sucesión estratigráfica es compatible con los modelos de columnas plinianas colapsadas (Sparks y Wilson, 1976). Los depósitos piroclásticos se intercalan o son cubiertos por derrames lávicos, los cuales en la parte superior del volcán Telapón tienen bandeamiento fluidal planar de composición mixta, andesítica vítrea y dacítica cristalina; este tipo de fábrica posiblemente es ocasionado por mezcla de magmas con flujo laminar o por segregación de zonas ricas en cristales o pobres en cristales (Best, op. cit.). La mayoría de las efusiones lávicas son andesitas y dacitas de anfíbol, lamprobolita e hiperstena, con estructura fluidal preferentemente en domos de composición más ácida,

son de grano medio a grueso, porfiríticos-afaníticos-hipidiomórficos-mesocráticos, con fenocristales de plagioclasa, cuarzo, biotita, anfíbol y piroxenos, que yacen en una mesostasis hialopilitica, microcristalina-vítrea. La Formación Tláloc cubre discordantemente rocas volcánicas del Mioceno Medio-Tardío y del Plioceno Temprano y las Formaciones El Pino y Llano Grande; están sobreyacidas aparentemente con discordancia por las Formaciones Chichinautzin e Iztaccíhuatl. El pozo Texcoco-I no encontró esta unidad sino más bien aluvión con intercalación de piroclastos, el cual es equivalente en posición estratigráfica a la Formación Tláloc; por tal motivo, se infiere una interdigitación entre ambos depósitos (Figura 3). Tomando en cuenta las relaciones estratigráficas anteriores y el magnetismo remanente normal (Mooser et al. 1974) de algunos derrames lávicos meridionales de la Sierra de Río Frío, aunados a las edades radiométricas más antiguas de las formaciones sobreyacentes, a la Formación Tláloc se le propone una edad pleistocénica probablemente entre 0.6 y 0.7 Ma.

Esta unidad se refiere a las coladas lávicas que forman parte de la Sierra Río Frío, la composición de esta formación es andesítica, latítica y dacítica; consta de varias sucesiones caracterizadas en su base por pómez y líticos accidentales angulosos, tamaño lapilli, de aproximadamente un metro de espesor y con gradación inversa que implica erupción pliniana con cristales de pómez. Esta formación cubre discordantemente rocas volcánicas del Mioceno Medio-Tardío y del Plioceno Temprano.

En la zona oriental afloran extensamente en la Sierra de Río Frío, rocas de composición andesítica, latítica y dacítica producto de la erupción del volcán Tláloc (Qt); consta de varias sucesiones caracterizadas en su base por pómez y líticos accidentales angulosos, tamaño lapilli, de aproximadamente un metro de espesor; sobreyacen flujos de ceniza cristalinas vítreas y de pómez.

El espesor aflorante en el centro de la sierra es de 1,800 m que se acuñan hacia los alrededores.

Formación Iztaccíhuatl (Qi)

La Formación Iztaccíhuatl fue establecida por Schlaepfer, op. cit., para referirse a las rocas volcánicas de los volcanes Llano Grande, Iztaccíhuatl y Nexpayantla (White, 1956), antecesor del volcán Popocatepetl; sin embargo, las características líticas, estratigráficas y edad del primer volcán mencionado son distintas de los otros dos, los cuales son parecidos en composición litológica, relación estratigráfica y edad al volcán Ajusco. No se ha establecido una localidad tipo, pero se puede reconocer en la parte superior de la cañada Cosa Mala, cañada Alcalica y barranca Nexpayantla. El espesor total se desconoce, no obstante, los afloramientos en el volcán Iztaccíhuatl exponen un espesor máximo aproximado a 2,500 m. Están constituidos por varias secuencias principalmente efusivas, cuya composición varía de andesita basáltica a dacítica; las secuencias se inician con derrames lávicos y finalizan con extrusiones dómicas; los derrames lávicos y los domos reconocidos en campo son andesitas de olivino y/o anfíbol y dacitas de anfíbol, los más básicos son de grano fino con lajamiento regular e irregular por enfriamiento y los más ácidos son de grano grueso con buena estructura fluidal, generalmente porfiríticos-afaníticos-mesocráticos; contienen fenocristales de cuarzo, biotita, plagioclasa, anfíbol, piroxeno y olivino, que yacen en matriz microcristalina y vítrea. Nixon et al., op. cit., describen lavas andesíticas y dacíticas de hornblenda; por otro lado Carrasco (1985) en el volcán de Nexpayantla, identifica una secuencia de 1,600 m de espesor, formada por derrames lávicos de andesitas basálticas, andesitas afaníticas de olivino y/o augita y en la cima dacitas porfiríticas-afaníticas de augita y/o hiperstena, algunos de estos derrames están autobrechados y contienen intercalaciones de tobas líticas y brechas tobáceas. En el flanco nororiental del volcán Iztaccíhuatl se han observado debajo de los flujos lávicos, flujos de cenizas cristalinas y vítreas no solidificados, con niveles de oleadas ricas en partículas cristalinas y líticas; Robin (1984) reconoce en el flanco sudoriental lahares relacionados con flujos piroclásticos de pómez. La Formación Iztaccíhuatl descansa con ligera discordancia encima de las Formaciones

Llano Grande y Tláloc, mientras que es suprayacida con ligera discordancia por las Formaciones Chichinautzin y Popocatepetl. Las edades isotópicas suplementadas con la magnetización normal (Mooser et al., 1974; Steele, 1971), sugieren que fueron extruídas en distintos períodos eruptivos dentro del intervalo de 0.6 a 0.08 Ma y durante la época de polaridad normal Brunhes

Se refiere a las rocas de los volcanes Llano Grande Iztaccíhuatl y Nexpayantla, este último, antecesor del volcán Popocatepetl. Los afloramientos en el volcán Iztaccíhuatl exponen un espesor máximo aproximado de 2,500 metros. Esta formación está constituida por una secuencia de andesita basáltica dacítica, la secuencia se inicia con derrames lávicos y los domos reconocidos en campo son andesitas de olivino y/o anfíbol y dacitas de anfíbol. Esta formación descansa con ligera discordancia encima de las Formaciones Llano Grande y Tláloc, suprayace en discordancia a las Formaciones Chichinautzin y Popocatepetl. Se considera que tiene una edad en el intervalo de 0.6 a 0.08 millones de años.

En la porción sureste se distribuyen las rocas originadas por el volcán Iztaccíhuatl (Qi). Están constituidas por varias secuencias principalmente efusivas, cuya composición varía de andesítica basáltica a dacítica; las secuencias se inician con derrames lávicos y finalizan con extrusiones dómicas. Las edades isotópicas sugieren que fueron extruídas en distintos periodos eruptivos dentro del intervalo 0.6 a 0.08 Ma. El espesor total se desconoce; los afloramientos en el volcán Iztaccíhuatl expone un espesor máximo aproximado a 2,500 m.

Formación Popocatepetl (Qp)

La Formación Popocatepetl (Carrasco, 1985) edifica el estratovolcán Popocatepetl en el extremo sudoriental de la región estudiada. Conforman cuatro principales secuencias eruptivas. La primera se inicia con una explosión piroclástica de 8 m de espesor,

constituido por oleadas planares y olas de arenas, ricas en cristales y líticos accidentales del tamaño de cenizas y lapillis; contienen además bloques lávicos imbricados no clasificados, de composición heterogénea; la imbricación y la mayoría de las capas laminares, en este caso, sugieren un flujo laminar (Sheridan, 1979); la explosión precede a una brecha volcánica de avalancha, la cual fue esparcida hacia el flanco meridional de dicho volcán; este flujo de detritos presenta alteración fumarólica y se expresa superficialmente en forma de jorobas, tiene espesores que varían entre 200 y 450 m y volúmenes entre 28 y 30 km³ (Robin y Boudal, 1979), contiene bloques accidentales lávicos heterolitológicos fracturados en forma de rompecabezas, como consecuencia del deslizamiento, la matriz pulverizada es del tamaño del lapilli; la siguiente etapa culminatoria de esta secuencia está representada por sucesiones piroclásticas de eventos plinianos, formadas por: lapillis de pómez y de líticos accidentales que en algunas partes exhiben gradación inversa y espesor hasta de dos metros, oleadas, olas de arenas y flujos de cenizas cristalinas y vítreas, los cuales en algunos lugares presentan lapilli acrecional y materia orgánica carbonizada. La segunda secuencia es netamente efusiva y consiste en andesitas básicas ricas en olivino, andesitas ácidas con olivino y piroxenos y dacitas (Robin y Boudal, op. cit.).

La tercera secuencia forma el volcán noroccidental El Fraile, la cual se inicia con efusiones andesíticas y prosigue con tres períodos explosivos (Robin y Boudal, op. cit.), los cuales principian con pómez y cenizas plinianas, oleadas, flujos no soldados de ceniza con bloques pumíticos de composición mixta andesítica y dacítica, lo que posiblemente indica mezcla de magmas: numerosos lahares fluyeron principalmente hacia el suroeste y muchos de ellos están asociados a los flujos piroclásticos; durante el primer período los productos piroclásticos se dirigieron hacia el suroeste hace más de 10,000 años, mientras que el segundo tuvo lugar entre ~9,500 y 8,000 años y el tercero entre ~5,000 y 3,800 años (Robin y Boudal, op. cit.). La secuencia estratigráfica anterior es compatible con el modelo de columnas colapsadas plinianas (Spark y Wilson, op. cit.). El cuarto

período eruptivo, aún activo, construyó el cono terminal durante 3,800 a 900 años (Robin y Boudal, op. cit.); inicialmente fue efusivo y posteriormente explosivo, con sucesiones piroclásticas parecidas a las del volcán El Fraile, pero con mayor contenido de derrames lávicos intercalados.

El espesor total de esta formación se desconoce, con base a la altitud de los afloramientos se infiere un espesor máximo del orden de 3,500 m. Esta formación cubre discordantemente la porción meridional de la Formación Iztaccíhuatl y probablemente se interdigita hacia el poniente con la Formación Chichinautzin, ya que son contemporáneos, la interdigitación se presenta con clastos fluviales hacia las llanuras aluviales de Cuautla y Amecameca.

Con base a fechamientos isotópicos y polaridad magnética normal hacen suponer una edad del Pleistoceno Tardío-Holoceno.

En la esquina suroriental se encuentran rocas producto de la erupción de estratovolcán Popocatépetl (Qp). Conforman cuatro principales secuencias eruptivas. La primera se inicia con deslizamientos por explosiones laterales ricas en cristales y líticos accidentales; precede a una brecha volcánica y, culmina con sucesiones piroclásticas formadas por lapillis de pómez.

La segunda secuencia consiste en andesitas básicas. La tercera secuencia se inicia con efusiones andesíticas y prosigue con tres periodos explosivos; pómez y ceniza, flujos no soldados de ceniza. El cuarto periodo eruptivo, aún activo constituyó el cono terminal; inicialmente fue eruptivo y posteriormente, explosivo.

Se le infiere un espesor total máximo del orden de 3,500 m. Las relaciones estratigráficas complementadas con los fechamientos isotópicos de carbono-14, suponen una edad del Pleistoceno Tardío-Holoceno para la Formación Popocatépetl.

Formación Chichinautzin (Qc)

Definida por Fries (1960) como Grupo Chichinautzin, al ser estudiada con detalle por Bloomfield (1975) y Martin (1982), se le cambió el rango de grupo a formación, por haberse conseguido la separación de los miembros en la sierra del mismo nombre. Se propone aplicar este nombre a todo el vulcanismo monogenético principalmente estromboliano con características y edad similares en la región de la Cuenca de México y sus alrededores. De esta manera los afloramientos de esta formación se localizan ampliamente distribuidos en toda la región cartografiada; sin embargo, los afloramientos más significativos se encuentran en la porción meridional del área, en donde alcanzan los mayores espesores, así como también en la parte nororiental del área cartografiada. Esta unidad se ha encontrado en el subsuelo en numerosos pozos para extraer agua, en perforaciones para piezómetros, pozos exploratorios y en sondeos geofísicos, principalmente en la parte meridional de la Cuenca de México.

Las lavas de esta unidad en general son extensas, vesiculares, masivas o lajadas, estas lavas tiene una composición principalmente andesítica-basáltica y andesítica, principalmente de grano fino y medio, con fenocristales de olivino y piroxenos en matriz vítrea y microcristalina. El espesor máximo que se le ha asignado a esta unidad es de 1,800 m y se le asignó una edad por medio de polaridad magnética normal de 700,000 años.

Arnold y Libby (1951) fecharon con carbono-14 la colada lávica más reciente de esta unidad que se extiende en la esquina sudoccidental de la Cuenca de México, proveniente del volcán Xitle, en $2,422 \pm 2,500$ años, con lo que la edad quedaría dentro del intervalo de tiempo que comprende la parte más tardía del Pleistoceno y el Holoceno. Esta unidad cubre discordantemente casi todas las unidades cretácicas y del Terciario; en algunos sitios cubre discordantemente la Formación El Pino y se encuentra interdigitada con depósitos lacustres y aluvión.

En la región de la Cuenca de México y sus alrededores, en el Cuaternario se manifestó un evento de vulcanismo monogenético (Qc), las mayores exposiciones se localizan en la porción sur de la cuenca (Sierra de Chichinautzin). Los productos volcánicos más abundantes de esta unidad lo constituyen derrames principalmente andesítico-basálticos, vesiculares, masivos o lajeados y de gran extensión.

El espesor de esta unidad varía de un sitio a otro, el máximo que se le ha asignado alcanza los 1,800 m (Fries, 1960). Con base en los resultados de los fechamientos isotópicos empleando carbono-14, se le ha asignado una edad de la parte más tardía del Pleistoceno y el Holoceno.

Depósitos aluviales (Qal)

Para el material clástico fluvial acumulado penecontemporáneamente con sedimentos lacustres y depósitos volcánicos del Cuaternario, Bryan, op. cit. y De Terra (1948) propusieron varias formaciones sin cartografiar dentro de este cuerpo aluvial, haciendo relación con períodos glaciares y post glaciares del Pleistoceno-Holoceno; no obstante, las características litológicas, posición estratigráfica y génesis de estos depósitos indican que se trata de una sola unidad sedimentaria, en tal caso, las "formaciones" serían más bien miembros. Afloran formando llanuras aluviales al norte y sur de la región, y los laboríos mineros de Pachuca, Hgo.

Los espesores máximos, de alrededor de 500 m, se encuentran en el centro de las depresiones y se adelgazan hacia las márgenes de la llanura. En las zonas norte y sur incluyen material poco consolidado compuesto por fragmentos del tamaño de grava.

Los espesores máximos de esta unidad son de alrededor de 500 m, en las zonas norte y sur incluyen material poco consolidado, compuesto por fragmentos del tamaño de grava, arena, limo y arcilla conteniendo localmente marga, los pozos para extracción de agua

en el sector meridional de la Cuenca de México muestran gran heterogeneidad en la granulometría de estos depósitos. Descansan con discordancia sobre los depósitos piroclásticos y clásticos del Plioceno y localmente sobre rocas volcánicas más antiguas y sedimentarias del Cretácico, se interdigitan con formaciones volcánicas de la misma edad, se propone que su edad es del Pleistoceno al Holoceno.

Se encuentran depósitos de acarreo que formaron llanuras aluviales al norte y sur de la región (Qal). Consiste de material poco consolidado compuesto por fragmentos del tamaño de grava, arena limo y arcilla, contiene localmente marga, tierra diatomácea y travertino.

En los pozos Roma-I, Mixhuca-I y Tulyehualco-I (PEMEX, op. cit.), a las profundidades respectivas de 74 a 330, 167 a 520 y 300 a 550 m, se penetraron conglomerados y brechas con intercalaciones de arcillas, tobas e inclusive derrames lávicos basálticos y andesíticos en el pozo Mixhuca-I. En el valle localizado al suroeste de Pachuca, en los pozos para explotación de agua igualmente se penetraron derrames lávicos basálticos intercalados con aluvión (Fries, 1962). Por otra parte, a profundidades entre 80 y 480 m en los pozos Texcoco-I y P-3 (SHCP, op. cit.), se perforaron arenas, limos y arcillas con interestratificaciones de tobas de grano fino y lapílicas, y, lo que es más importante, hacia la base de este intervalo de profundidad se encontraron margas y calizas lacustres con espesores de 40 a 60 m, lo cual indicaría el tiempo de depósito aluvial y piroclástico entre el Plioceno y el Pleistoceno. Los pozos para extraer agua en el sector meridional de la Cuenca de México muestran gran heterogeneidad en la granulometría de estos depósitos.

En el subsuelo descansan ampliamente, con discordancia, encima de los depósitos piroclásticos y clásticos del Plioceno y localmente en la misma forma, sobre rocas volcánicas más antiguas y sedimentarias del Cretácico; probablemente debido a su edad cuaternaria se interdigita con las formaciones volcánicas de la misma edad, siendo su

contacto concordante e interdigitado con los sedimentos lacustres (Qla), tal y como lo muestran algunos cortes litológicos de multipiezómetros. Con base en sus relaciones estratigráficas se le propone una edad del Pleistoceno al Holoceno, lo cual parcialmente coincide con la edad del Pleistoceno Tardío, de los restos de vertebrados encontrados en varias localidades de la zona norte estudiada (Fries, 1962; Hibbard, 1955).

La acumulación de grandes espesores de aluvión se puede explicar debido a un bloqueo del desagüe, causado por el emplazamiento de derrames lávicos y/o por el fallamiento normal del Cuaternario que favorecieron los cambios en la velocidad y dirección de los cauces fluviales, con la consecuente distinta distribución del tamaño de grano en estos depósitos.

Depósitos lacustres (Qla)

Se agrupan en esta unidad los sedimentos clásticos y productos piroclásticos relacionados con la actividad volcánica del estratovolcán Popocatepetl y de la Sierra Chichinautzin, los cuales se depositaron en un ambiente lacustre. Estos depósitos forman una gran altiplanicie lacustre, extendida con una altitud promedio de 2,200 m, desde Zumpango hasta Chalco y desde Texcoco hasta el Cerro de Chapultepec.

Los espesores varían entre 30 y 300 m, los mayores se presentan en los centros de las planicies de la Ciudad de México, Texcoco y Chalco y disminuyen hacia las márgenes de las planicies. Los pozos Mixhuca-I, Tulyehualco-I, Roma-I y P-3 cortaron su base a profundidades correspondientes de 167, 300, 74 y 80 m, así como los pozos multipiezométricos (SARH, 1970) y las perforaciones con fines de mecánica de suelos (SHCP, op. cit.; Marsal y Mazari, 1969), penetraron arcillas con intercalaciones de arenas, limos y dos horizontes de tobas líticas consolidadas, e inclusive un derrame lávico basáltico en el pozo Tulyehualco-I.

Bryan, op. cit., describe arcillas bentoníticas y montmorilloníticas, con carbonato de calcio, diatomeas, ostrácodos e interestratificaciones de ceniza y pómez. Las columnas estratigráficas de Tlapacoya (Lambert, 1986; Limbrey, 1966) muestran una secuencia piroclástica basáltica y andesítica de caída, con materia orgánica e intercalaciones de arena de playa, turba, suelos y tierra diatomácea; los materiales piroclásticos están compuestos por cenizas vítreas, cristalinas y líticas, además de varios horizontes formados por lapillis angulosos, pumíticos y líticos, los cuales pueden indicar, al igual que las tobas líticas reconocidas en otros lugares, eventos plinianos relacionados con las erupciones del volcán Popocatepetl.

Los cortes litológicos de los pozos de la CAVM y del DDF, ubicados en el borde norte de la Sierra Chichinautzin y alrededor de la Sierra de Santa Catarina, así como de los multipiezómetros (SARH, op. cit.) localizados en las márgenes de las planicies lacustres, muestran que los depósitos lacustres se encuentran interdigitados con la Formación Chichinautzin y con los depósitos aluviales. El rango de edades (4,800 a 46,000 años), obtenidas por el método de carbono-14, implica un tiempo de formación durante el Pleistoceno Tardío al Holoceno para estos depósitos lacustres, lo cual es apoyado por la polaridad magnética normal (Liddicoat y Coe, 1986) en piroclásticos de estos depósitos. El origen de los depósitos lacustres está íntimamente relacionado con la obstrucción definitiva del desagüe de la Cuenca de México, causado por la intensa actividad volcánica que edificó la Sierra Chichinautzin. Por otro lado, la presencia de suelos, evaporitas y tobas consolidadas sugiere climas húmedos y áridos.

Se agrupan sedimentos clásticos y productos piroclásticos relacionados con la actividad volcánica del Popocatepetl y de la Sierra Chichinautzin, los cuales se depositaron en ambiente lacustre, estos depósitos se extienden desde Zumpango hasta Chalco y desde Texcoco hasta el Cerro de Chapultepec con espesores que varían de 30 a 300 metros, los mayores se presentan en las planicies de la Ciudad de México, Texcoco y Chalco y disminuyen hacia las márgenes de las planicies.

En las zonas bajas de la llanura se efectuaron depósitos de sedimentos clásticos y productos piroclásticos relacionados con la actividad volcánica del estratovolcán Popocatepetl y de la Sierra Chichinautzin, los cuales se depositaron en un ambiente lacustre (Qla).

Se extienden sobre una altiplanicie lacustre, con una altitud promedio de 2,200 m. Los espesores varían entre 30 y 300 m, los mayores se encuentran en los centros de las planicies de la Ciudad de México, Texcoco y Chalco. El rango de edades obtenido, en trabajos precedentes, por el método de carbono-14, implica un tiempo de formación durante el Pleistoceno Tardío al Holoceno.

La Figura 2 muestra la distribución de las unidades descritas. En la Tabla 1 se indica la nomenclatura estratigráfica utilizada por diferentes autores para denominar a las rocas de la Cuenca de México.

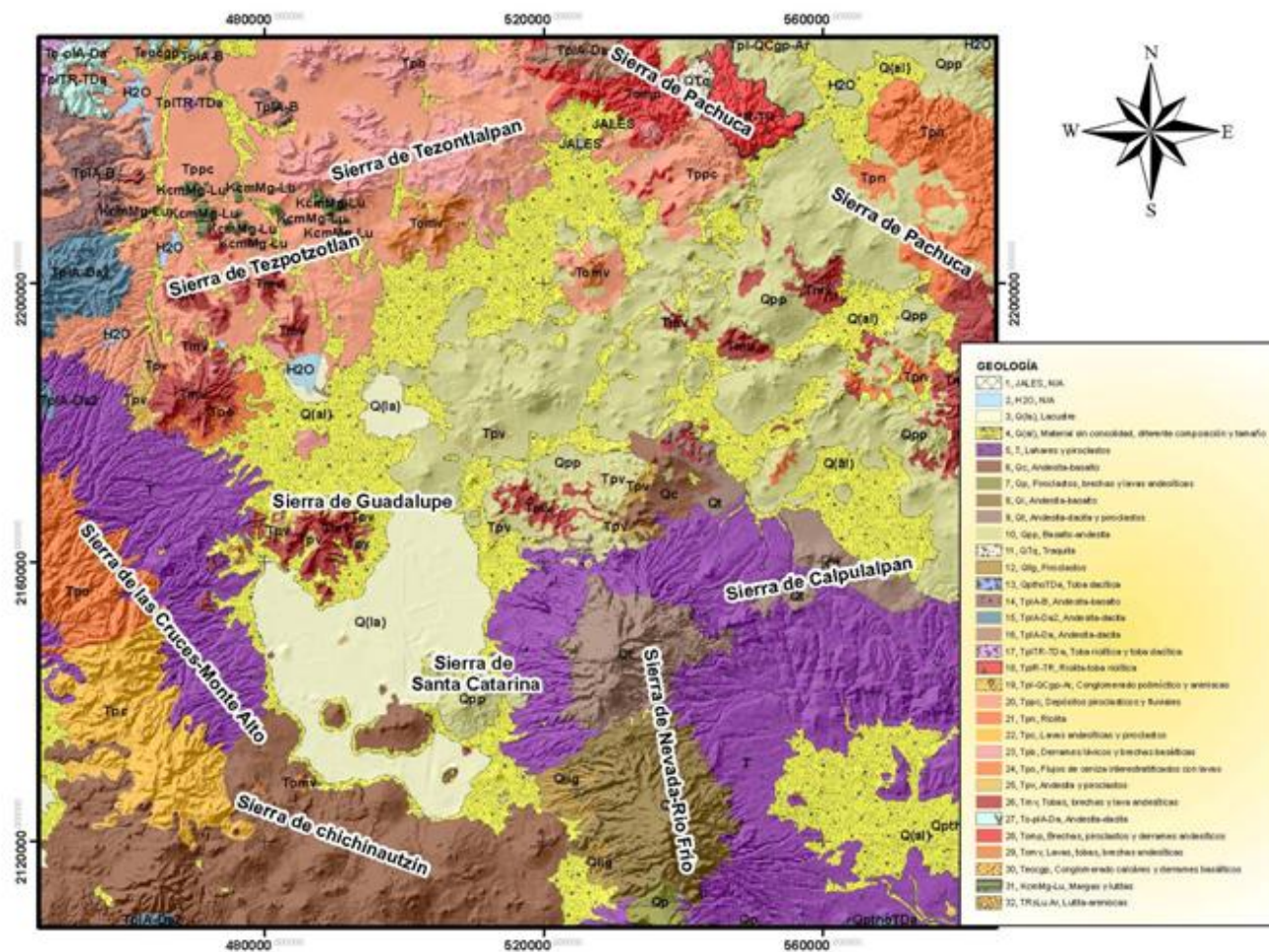


Figura 2. Distribución de las unidades geológicas.

Tabla 1. Nomenclatura estratigráfica utilizada en la Cuenca de México.

ERA- TEMA	SISTEMA	SERIE	PISO		VAZQUEZ-SANCHEZ Y JAIMES - PALOMERA (1989)	SCHLAEPFER, J. C. (1968)	MOOSER F. <i>et al.</i> (1996)	DE LA VEGA E. (1992)
CENOZOICO	CUATERNARIO	HOLOCENO		0.1	LACUS, F. CHICHINAUTZIN, F. POPOCATEPETL, F. TETACCHUATL, FORMACIÓN TLALOC, FORMACIÓN EL PINO, FORMACIÓN LLANO GRANDE	FORMACIÓN CHICHINAUTZIN, RODACITA, POPOCATEPETL, FORMACIÓN TARANGO, ROCAS VOLCÁNICAS	Q _{1a} : DEPÓSITOS LACUSTRES Q _{1a} : DEPÓSITOS DE ALLUVIÓ Q _{1a} : DEPÓSITOS ALLUVIALES ANTIGUOS Q _{1a} : TOSA EN DEPÓSITOS EN PLANOS Q _{1a} : FORMACIÓN TARANGO Q _{1a} : SIERRAS MAYORES	A B C
		PLEISTOCENO	CALABRIANO	2.5	ROCAS VOLCÁNICAS, RIOLITA NAVAJAS, F. LAS CRUCES, F. ZEMPOALA, FORMACIÓN OTOMÍ, DEPOSITOS VOLCÁNICOS	FORMACIÓN LAS CRUCES, F. AUSCO, FORMACIÓN ZEMPOALA, FORMACIÓN TETACCHUATL, F. TLALOC	T _{1a} : LAHARES FORMACIÓN TEPOZTLAN T _{1a} : VULCANITAS ÁCIDAS E INTERMEDIAS (SIERRAS MENORES) T _{1a} : DEPÓSITOS LACUSTRES T _{1a} : KINERETIA, ZUMATE	GRUPO TARANGUENSE
	TERCIARIO	PLIOCENO	PIACENZIANO					GRUPO ANÁHUAC
			ZANCLEANIANO					
		MIOCENO	MESSINIANO	7.0				SUPERGRUPO PACHUCA
			TORTONIANO					
			SERRAVALIANO					
			LANCIANO					
	PALEÓGENO	OLIGOCENO	BURDIGALIANO	26	ROCAS VOLCÁNICAS, FORMACIÓN TEPOZTLAN, RIOLITA, TILZAPOTLA	ROCAS VOLCÁNICAS, FORMACIÓN TEPOZTLAN	(T _{1a}) VULCANITAS PRINCIPALMENTE ÁCIDAS	GRUPO BALSAS
			ADULTIANO					
			CHATTIANO					
			RUPELIANO					
		EOCENO	PRIABONIANO	38	GRUPO BALSAS	FORMACIÓN BALSAS	FORMACIÓN BALSAS	
			BARTONIANO					
			LUTETIANO					
			YPRESIANO					
		PALEOCENO	THANETIANO	54	GRANITO COLOTEPEC			
			SIN NOMBRE					
MESOZOICO	CRETÁCICO		DANIANO	65				FORMACIÓN MEXCALA, FORMACIÓN CUAUTLA, FORMACIÓN MORELOS, FORMACIÓN XOCHICALCO
			MAASTRICHTIANO					
			CAMPANIANO					
			SANTONIANO					
			CONIACIANO					
			TURONIANO					
			CENOMANIANO					
			ALBIANO					
			APTIANO					
			BARREMIANO					
			HAUTERMIANO					
			VALANGINIANO					
			BERRIASIANO					

A: ALOGRUPO TENOCHTITLAN

B: GRUPO CHICHINAUTZIN

C: GRUPO POPOCATEPETL

Q_{1a}: SIERRA NEVADA
Q_{1a}: SIERRA DE LAS CRUCES
Q_{1a}: CERRO DE LA ESTRELLA Y PEÑON DE LOS BAÑOS

II.2.3.2 Geología estructural

El relieve estructural original está íntimamente relacionado con una intensa actividad volcánica iniciada a principios del Terciario y desarrollada durante el Pleistoceno Inferior. El conjunto de estructuras que caracterizan al relieve de esta provincia evolucionaron sobre una paleogeografía constituida por sedimentos mesozoicos plegados los cuales corresponden a la Sierra Madre Oriental.

La evolución de los fenómenos volcánicos propició las condiciones para la formación de cuencas endorreicas que posteriormente fueron rellenadas con aportes de materiales volcanoclásticos, los cuales tienen características litológicas de rocas volcánicas depositadas en un medio lacustre y aparecen estratificados. Estos depósitos actualmente se encuentran en una etapa de rejuvenecimiento y están siendo erosionados, pero sus antiguos niveles quedan como relictos que se observan en formas planas como mesetas.

La cantidad y espesor de este paquete volcánico formado por sucesivas coladas de lavas superpuestas, es testimonio de la durabilidad del fenómeno durante un lapso grande de tiempo que abarcó desde principios del Terciario hasta épocas recientes. En algunas áreas como en las Sierras de Chichinautzin, Nevada y de Pachuca, se ha calculado que la suma de espesores de las formaciones volcánicas depositadas rebasan los 4,000 metros.

En esta zona se aprecia un conjunto de aparatos volcánicos complejos algunos de los cuales se encuentran entre los más notables del país; el Popocatepetl, el Iztaccíhuatl, El Ajusco, y el Xitle entre otros. Además existen varios sistemas de fracturas y fallas regionales, pero son tres los principales, el primero tiene dirección

noroeste-sureste, afectó previamente a las rocas mesozoicas y está asociado al patrón estructural de la Sierra Madre Oriental; los otros dos sistemas orientados norte-sur y este-suroeste están asociados a los esfuerzos de tensión que afectaron a las rocas volcánicas del Mioceno. Estos sistemas de fracturas están asociados a los procesos de mineralización que concentraron yacimientos económicos en los distritos mineros de la región.

Durante el Cretácico Tardío (Maestrichtiano) y hasta el Terciario Inferior (Eoceno Temprano), las rocas cretácicas y anteriores estuvieron sujetas a esfuerzos compresivos (Orogenia Laramide), que en la zona originaron pliegues simétricos y recostados al oriente y poniente. Según E. Vázquez-Sánchez y R. Jaimes-Palomera, op. cit., en el pozo Mixhuca-1, la repetición de la Formación Cuautla, determinada con el apoyo de las evidencias líticas y paleontológicas, separada por la Formación Mexcala y, aunado al buzamiento de las capas al poniente, implica la presencia de un sinclinal recostado hacia el occidente.

A partir del Eoceno, la región estuvo sujeta a eventos distensivos que originaron, principalmente, fallamiento normal.

De acuerdo con Vázquez-Sánchez y R. Jaimes-Palomera, op. cit., los datos de los pozos Mixhuca-1 y Roma-1, sustentan la presencia de una falla normal con el bloque hundido hacia el poniente, con desplazamiento vertical aproximado de 1,500 m; a esta falla le infieren, con apoyo en la interpretación de líneas de reflexión y gravimétricas, un rumbo de N 15° W y cuando menos 25 km de longitud. La Figura 3 ilustra la distribución de las fallas.

Las fallas del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano no han sido reconocidas en la parte superficial de la cuenca; en el subsuelo, posiblemente afecten a las rocas del

Grupo Balsas y anteriores, como ha sido documentado al sur, fuera de los límites de la cuenca.

Demant y Robin 1975, (en Tapia-Vareal y López-Blanco op. cit.), proponen que la Cuenca de México debe su formación a procesos volcánicos y tectónicos que se han desarrollado a partir del Eoceno. Durante el Mioceno Temprano la actividad magmática y tectónica generó rocas volcánicas y fracturamiento W-E. Al final del Mioceno se inicia la formación de las Sierras Mayores: La Sierra de Río Frío y la Sierra Nevada (Mooser).

Durante el Plioceno-Cuaternario se manifiesta fracturamiento y fallas que provienen del poniente; así mismo, se emplazan las fracturas, fallas y fosas que mantienen un rumbo NNE: las fracturas Tláloc-Apan, la fosa Cuauhtepac en el centro de la Sierra de Guadalupe y los fracturamientos en los núcleos de la Sierra Nevada.

De Cserna et al., 1987 (en Lugo-Hubp. et al., 1994), reconocieron una falla de orientación N 75-80° E que controla la Sierra de Santa Catarina y otra N 45° E sobre la que se orienta el volcán Guadalupe.

Montiel-Rosado, J., op. cit., con base en la interpretación geológica de la línea sísmica L2/13 de la parte sur de la cuenca, obtiene evidencias de la presencia de tres sistemas de estructuras y de sus respectivas edades:

A. Sistema Atizapan-Tlaxpan dirigido al NW; incluye a la falla Mixhuca, que desplaza aproximadamente 1,000 m de calizas del Cretácico y vulcanitas del Oligoceno.

- B. sistema Tláloc-Apan, dirigido al NE; en este grupo se encuentra la falla El mirador de edad Plio-Pleistoceno, afecta a las vulcanitas Cocos y a los depósitos aluviales profundos.
- C. Sistema Santa Catarina, dirigido ENE y de edad Pleistoceno-reciente; la secuencia afectada comprende los paquetes aluviales y la cima de las vulcanitas superiores. En la porción nororiental de la cuenca (Zona de Apan-Tochac), Huizar-Álvarez, op. cit., identifica una falla normal que cruza toda la zona con dirección N 25° E y dos sistemas de estructuras, una paralela a la falla y, otra sensiblemente perpendicular a ella.

En el planteamiento del marco estructural de la subcuenca de Tecocomulo, Huizar-Álvarez, et al., con apoyo de sondeos directos, complementado con los resultados de mediciones magnetométricas, gravimétricas y 16 sondeos eléctricos verticales, propone la presencia en el subsuelo de la planicie de esa subcuenca, de dos grabenes comunicados y dispuestos, uno con orientación NE-SW y otro, NW-SE; el primero con mayor amplitud en la parte este de la planicie y se estrecha hacia el oeste.

En ambos casos detectan la presencia de escalones hacia el centro de los grabenes que varían de 500 a 1,000 m, y que afectan a las rocas volcánicas profundas.

Por su parte, Mooser, 2005, con apoyo de los cortes de los pozos Roma-1, Mixhuca-1 y Texcoco-1, propone la presencia de pilares tectónicos a los que denomina: Del Peñón y Chimalhuacán, así como las fosas Caracol, Cerro de la Estrella y fosa central Tláloc-Apan. La sección geológica adjunta (Figura 3), expone las estructuras citadas.

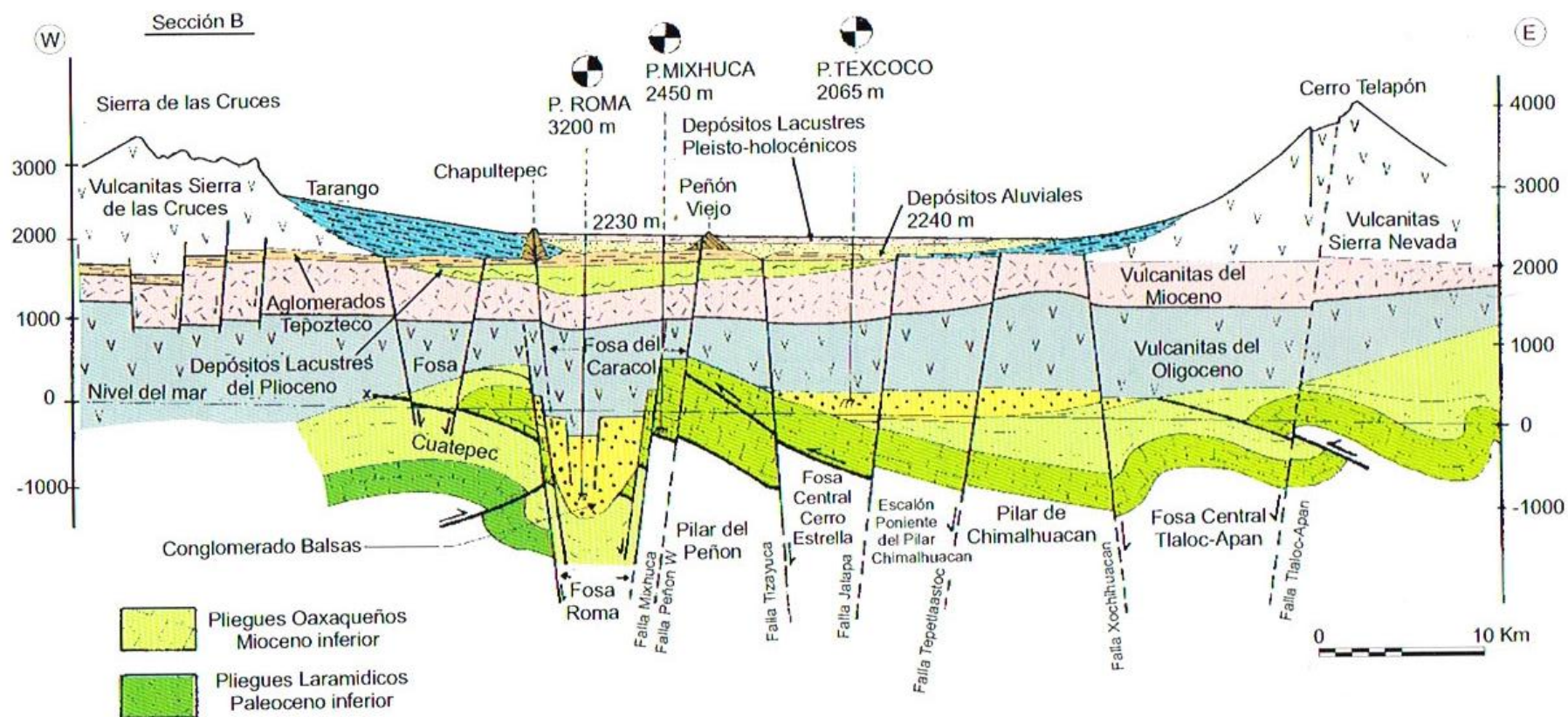


Figura 3. Sección geológico-estructural de la zona meridional de la Cuenca de México (Santoyo y Villa, et al., 2005).

II.2.3.3. Geología del subsuelo

Dentro del geología del subsuelo de la Zona Metropolitana de la Ciudad de México se tienen cuatro cortes litológicos del Sistema Sur, que comprenden los pozos 1, 7, 15 y 22 y cinco pozos del Ramal Tláhuac que comprenden los pozos 28, 1, 7, 15 y 18.

Los tipos de materiales predominantes para los pozos del Sistema Sur están constituidos por arena fina, mediana y gruesa en los primeros 50 metros, en algunos pozos se presenta limo hasta la profundidad de 70 metros aproximadamente y posteriormente se tienen intercalaciones de arenas y gravas hasta la profundidad de perforación de los pozos que es aproximadamente de 300 metros.

Los pozos del Ramal Tláhuac están constituidos principalmente por tobas alteradas y cristalinas con intercalaciones de arenas finas.

También se tienen los cortes litológicos de los pozos profundos perforados por PEMEX: Copilco-1, Roma-1, Mixhuca-1, Tulyehualco-1, y Texcoco-1, así como de los pozos profundos perforados por la DGCOH: Cien Metros (No. 1), Río San Joaquín (No.4), La Castañeda (No.5), Av. Centenario (No.6), Coapa Oriente No.7) y, Tláhuac (No. 3).

La unidad basal la constituyen las rocas del Cretácico; de acuerdo con la información de los pozos exploratorios Mixhuca-1 y Tulyehualco-1, a las calizas de la Formación Morelos se les encontró a profundidades de 2,060 y 2,160 m respectivamente, con espesores incompletos de 410 y 650 m. A La Formación

Cuatla, los pozos exploratorios Mixhuca-1 y Tulyehualco-1 la penetraron a profundidades de 1,575 y 2,100 m respectivamente y, a las rocas de la Formación Mexcala, en el pozo Mixhuca-1, a profundidades entre 1,720 y 1,850 m.

Se ha corroborado la presencia de rocas del Eoceno-Oligoceno (Grupo Balsas) en el subsuelo de la porción meridional de la cuenca y en la zona de Texcoco. El pozo Roma-1, a partir de 2,680 m, encontró derrames lávicos y brechas calcáreas que se interestratifican con tobas, que se incluyeron en esa unidad. En la Subcuenca Texcoco, en el pozo Texcoco-1, en el intervalo 1, 980 a 2,065 m, se encontraron anhidritas arcillosas, margas y conglomerados calcáreos que se consideraron como parte del Grupo Balsas.

El evento volcánico inferior abarca el Oligoceno Superior-Mioceno. En el pozo Texcoco-1, se cuenta con datación de roca ígnea extraída a la profundidad de 1,550 m que la ubican en el Oligoceno (30.4-31.1 millones de años). En lo que respecta a la zona sur de la cuenca, en los pozos Copilco-1, Mixhuca-1 y Roma-1, describen derrames lávicos andesíticos-riodacíticos del Oligoceno-Mioceno, sin especificar el intervalo.

Las rocas del Mioceno se distribuyen ampliamente en el subsuelo. En el pozo Texcoco-1 se dató una muestra de andesita obtenida de los 837 m de profundidad, que la ubican en el Mioceno (13.4-18.1 millones de años) y otra muestra a la profundidad de 950 m que también la ubican en el Mioceno (22.5-25.7 millones de años), en el pozo Roma-1, entre 633 y m, en el pozo Mixhuca-1, desde 880 hasta 1,190 m, y en el pozo Tulyehualco-1, entre 930 y 1,740 m y, en el pozo Copilco-1, entre 1,200 y 1,580 m.

El evento volcánico intermedio comprende el Plioceno; en el pozo Texcoco-1 se le encontró entre los 490 y 815 m. En la zona Meridional de la cuenca, todos los pozos analizados cortaron esta unidad: pozo Copilco-1, en el intervalo 25-1,200 m; Pozo Tulyehuaco-1 en el tramo 550-930 m; pozo Mixhuca-1, tramo 520-880 m; pozo Roma-1, tramo 330-1,152 m; pozo Texcoco-1, intervalo 490-815 m; pozo Tláhuac-3, desde 700 a 1,207 m, que fue su profundidad final; pozo San Joaquín, a lo largo de toda su longitud de 1,289 m; pozo Castañeda-6, en toda su longitud que fue de 1,123 m; pozo Castañeda-5, en sus 1,302 m; pozo Cien Metros, a lo largo de sus 1,200 m perforados y, pozo San Juan de Aragón, en el intervalo de 442 a 1,356 m que fue su profundidad total.

Los basaltos del evento volcánico superior, sólo fueron perforados en el pozo Tláhuac-3, en el intervalo de 300 a 700 m. Cabe aclarar, que los pozos del Sistema de Aguas de la Ciudad de México que se encuentran en el borde norte de la Sierra Chichinautzin, así como en las inmediaciones de la Sierra de Santa Catarina, cortan a esta unidad basáltica.

En lo que respecta a los depósitos continentales, los aluviones fueron cortados en los siguientes pozos: Tulyehualco-1, en el tramo de 300 a 550 m; Copilco-1, en los 25 metros superiores; Mixhuca-1, en el tramo 167-520 m; Roma-1, entre los 74 y 30 m y, San Juan de Aragón, desde los 92 y hasta 442 m.

Los depósitos lacustres fueron cortados por algunos pozos; el espesor mayor es de 490 m y fue perforado en el pozo Texcoco-1; en el pozo Tláhuac-3 se encontraron alrededor de 300 m; en el pozo Mixhuca-1, 167 m; en el pozo San Juan de Aragón, 92 metros y, en el pozo Roma-1, 74 metros. Los espesores de las unidades

descritas en los párrafos anteriores, se ilustran con los cortes litológicos de los pozos incluidos en la Figura 4.

En la Sinopsis de la piezometría del año 2000, Lesser plantea la geología del subsuelo de la Ciudad de México de acuerdo con la clasificación utilizada por la DGCOH. La distribución de las diferentes unidades litológicas en el subsuelo las concentra en un isométrico-geológico-hidrológico (Figura 5).

En la parte superficial de la figura coloca a los sedimentos lacustres que se encuentran cubriendo a los aluviones y material volcánico a los que identifica con las claves (Qal, Qb, TQt, TQv, y Tpba), unidades que considera constituyen el acuífero principal. Subyacen a las unidades citadas, las rocas que denomina serie estratificada (Tpp) que probablemente se comporte como acuífero. El basamento geohidrológico lo constituyen, según su punto de vista, las unidades Tpl y Tmv. Las rocas más antiguas corresponden a las andesitas del Mioceno.

En lo que respecta a la Subcuenca de Tecocomulco, Huizar-Álvarez, op. cit., apoyado en sondeos geoeléctricos verticales y los datos de los cortes litológicos de pozos para agua, expone que los depósitos lacustres alcanzan espesores de 80 m, los materiales granulares aluviales manifiestan espesores máximos de 600 m. Las lavas terciarias y cuaternarias indican espesores aproximados de 100 m.

En la Subcuenca Apan-Tochac, Huizar-Álvarez, op. cit., indica que en el subsuelo existe un relleno aluvial con espesor superior a los 200 m; debajo, se encuentran rocas volcánicas que se interdigitan con los sedimentos fluviales.

En el acuífero Soltepec la COAGUA en su estudio de la disponibilidad del acuífero, dice que en la zona se encuentran afloramientos de rocas de origen ígneo, así como

sedimentarias continentales, con edades comprendidas desde el Terciario hasta el Reciente. Que el Terciario está formado por derrames de andesitas basálticas con intercalaciones de tobas de composición intermedia.

Con respecto al Cuaternario, se asienta que existe una unidad andesítica constituida por derrames de brecha volcánica, escoria, tezontle y tobas de composición andesítica-basáltica.

El Cuaternario aluvial está constituido principalmente por arcilla, limo, arena y grava, medianamente clasificadas y no consolidadas; se encuentran también algunos depósitos lacustres. Es probable que la secuencia descrita también se encuentre en el subsuelo.

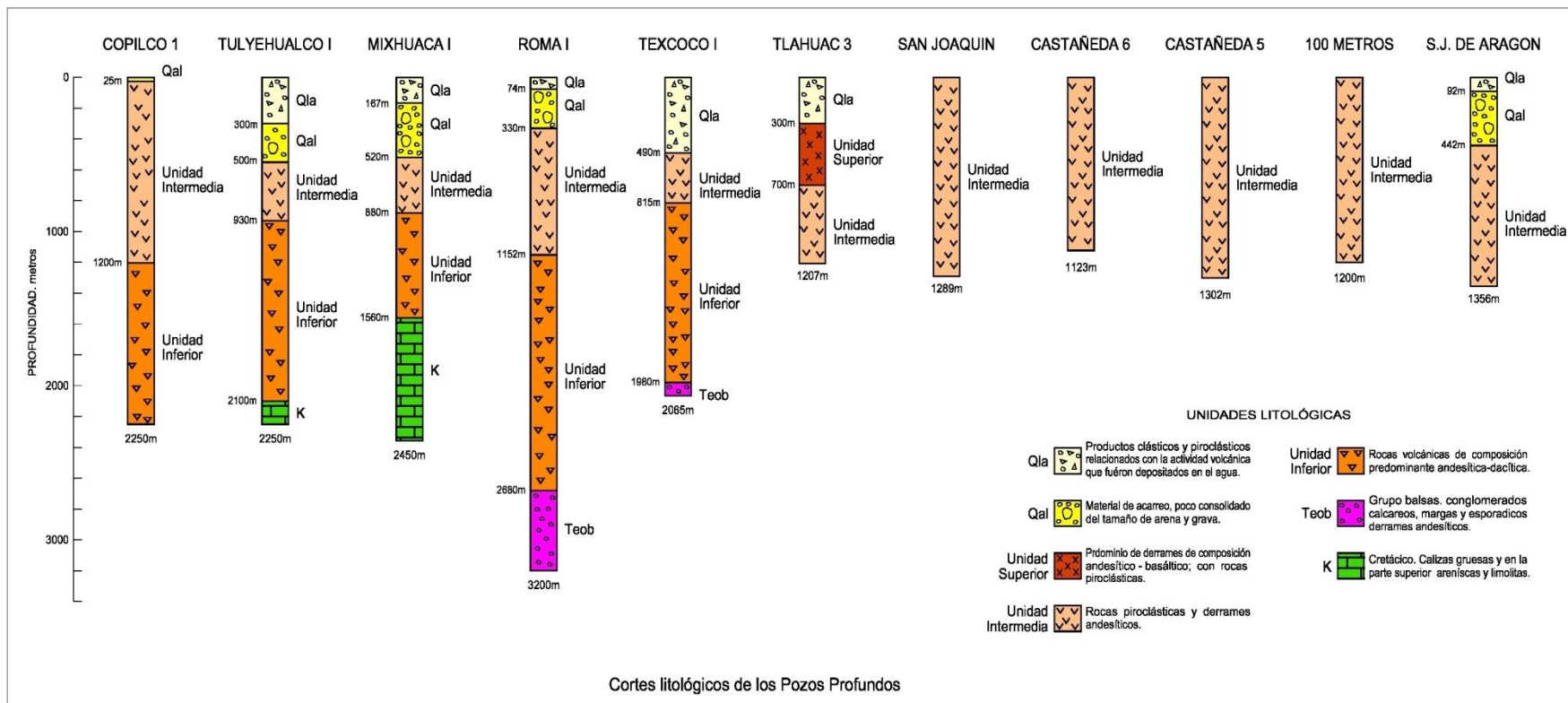


Figura 4. Cortes litológicos de los pozos profundos perforados en la zona meridional de la Cuenca de México.

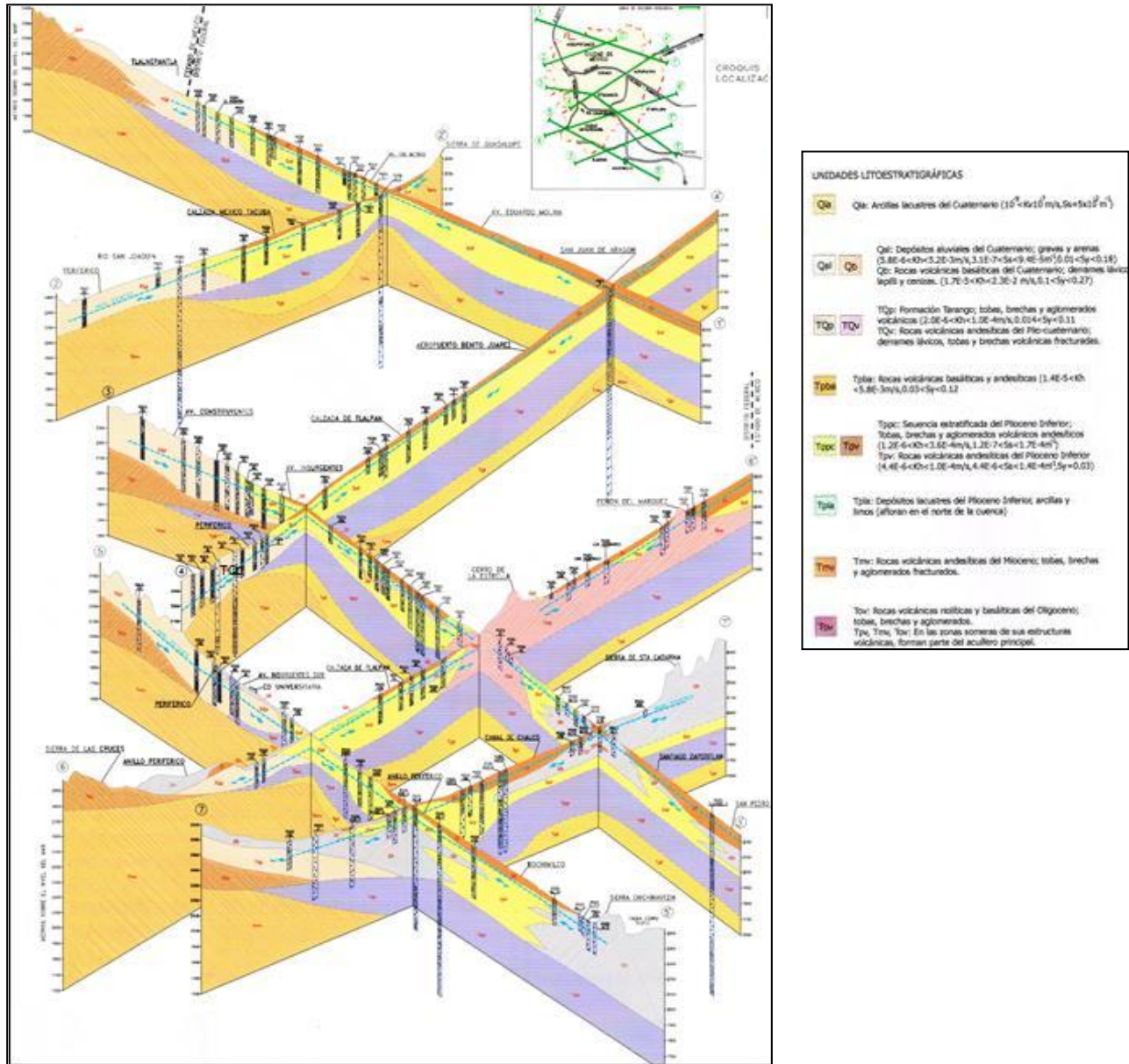


Figura 5. Isométrico geológico-hidrológico del Valle de México (Lesser, 2000).

II.3. Hidrografía

Hidrológicamente la Cuenca del Valle de México incluye la totalidad del Distrito Federal y parcialmente al flanco oriental del Estado de México y el flanco sur del estado de Hidalgo y la porción poniente del estado de Tlaxcala.

II.3.1. Hidrología Superficial

II.3.1.1. Región hidrológica

El acuífero Zona Metropolitana de la Ciudad de México pertenece a la región Hidrológica No. 26 Alto Pánuco. La localización geográfica de la Cuenca del Valle de México se observa en la Figura 1.

II.3.1.2.- Subregión

Las subregiones consideradas son la I, II, III y de manera parcial la VII.

II.3.2.- Cuenca

La cuenca a la que pertenece el Acuífero Zona Metropolitana de la Ciudad de México es la Cuenca del Valle de México.

II.3.2.1.- Subcuencas

El acuífero Zona Metropolitana de la Ciudad de México abarca de manera total a las zonas hidrológicas I Xochimilco, II Churubusco, III Ciudad de México y de manera parcial a la región hidrológica VII Texcoco.

La Infraestructura hidráulica que se localiza en las zonas hidrológicas Xochimilco, Churubusco, Ciudad de México y Texcoco; está constituida por presas, ríos y canales entubados en su totalidad; las presas y los ríos se localizan principalmente en la zona poniente del área de estudio, mientras que los canales y ríos entubados se localizan en la porción central de la Ciudad de México. A continuación se hace mención de las presas, ríos y canales existentes en las zonas hidrológicas antes mencionadas.

Zona I Xochimilco

Esta zona abarca las cuencas de los ríos que descienden de la Sierra de Chichinautzin, la cual presenta formaciones basálticas de gran permeabilidad. Los principales ríos de la zona son: San Gregorio, Santiago, San Lucas y San Buenaventura. Tiene una superficie aproximada de 522 km², la longitud de las corrientes es de 46.0 km. En esta zona se carece de información de escurrimientos, los datos disponibles de las dos estaciones hidrométricas consisten básicamente en medición de niveles en las lagunas de Xochimilco y Tláhuac, las corrientes mencionadas tienen un régimen perenne, sus cauces son estables.

Los principales canales que se encuentran dentro de esta zona son: Cuemanco, Nacional, Bordo, Apatlaco, Chalco y De Garat, los canales Cuemanco y Apatlaco no se encuentran entubados.

Zona II Churubusco

Comprende principalmente las cuencas de los ríos Eslava, Magdalena, Barrancas San Jerónimo, Anzaldo, Barranca Coyotes, Barranca Texcalatlaco, Barranca Tetelpa, Barranca de Guadalupe, Barranca del Muerto, Tarango y Mixcoac. Debido a las características topográficas y morfológicas de los suelos en los que se localizan, los cauces son estables, el régimen de la mayoría de estas corrientes es intermitente, sobre todo en su parte alta, ya que aguas abajo las descargas de aguas residuales las han convertido en corrientes perennes, principalmente los ríos Mixcoac, Magdalena y Eslava. A partir de la confluencia de estos últimos se tiene un escurrimiento medio anual de 4.9 millones de m³, concentrándose en la época de lluvias, de los meses de julio a octubre, el 81% de estos escurrimientos, la época de estiaje abarca de febrero a mayo, en la que llegan a ser nulos los escurrimientos. Cubre una extensión de 234 km², la longitud de las corrientes principales es de 28 km. Dentro de esta zona se localizan las presas Texcalatlaco y Mixcoac.

Zona III Ciudad de México

Esta se constituye por las cuencas de los ríos Becerra, Tacubaya, Tecamachalco, San Joaquín, Tornillo, Hondo, Sordo, Barranca los Cuartos, Totolica, Chico de los Remedios, San Mateo Nopala, Barranca Tepaxtlaxco, Río de los Remedio, Tlanepantla, y San Javier. Incluye gran parte del área urbanizada de la Ciudad de México y los ríos que bajan hacia ella desde el poniente de la Subregión Valle de México. La gran mayoría de las corrientes son intermitentes, salvo los ríos Tacubaya, San Joaquín, Hondo, y Tlanepantla los cuales tienen escurrimientos perennes.

Para el estudio de su funcionamiento hidráulico se dispone de 19 estaciones hidrométricas en operación, siendo las más representativas para este análisis por ubicarse a la salida de la cuenca. La estación San Juan Ixhuatepec, sobre el Río de los

Remedios, antes de su descarga al Gran Canal del Desagüe; y de la estación km 0 + 286 sobre el Emisor Poniente que mide las descargas del Vaso de Cristo hacia el mencionado emisor, con lo cual se cubre prácticamente toda el área de drenaje de esta zona. El volumen medio anual registrado en San Juan Ixhuatepec es de 50.9 millones de m³, concentrándose en la época de lluvias, de junio a octubre, el 73% de los escurrimientos, (37.4 millones de m³), mientras que en estiaje de enero a abril, el volumen medio es de 5.4 millones de m³ en la estación km 0 + 286 el volumen de escurrimiento medio anual es de 65.9 millones de m³, mientras que en la época de lluvias es de 60.9 millones de m³. Los escurrimientos son de tipo intermitente y cubre la zona una extensión de 725 km² y la longitud de las corrientes principales es de 57.5 km.

Las presas que se encuentran dentro de esta zona son: Madín, Los Cuartos, el Sordo, San Joaquín, Tecamachalco, Tacubaya y Becerra.

CAPÍTULO III. Toma de muestras de agua

Con el propósito de recolectar muestras representativas del flujo subterráneo captado por los pozos y manantiales, que permitan la caracterización geoquímica e isotópica del agua subterránea del acuífero, se desarrolló un plan de muestreo y de mediciones de campo, acorde con el programa preestablecido.

La colecta de las muestras de agua para análisis de laboratorio se realizó de acuerdo con los procedimientos señalados en la literatura especializada (Claassen, 1982, Lloyd y Heathcote, 1985).

En los pozos del Sistema de Aguas de la Ciudad de México, el muestreo se realizó en el tren de descarga, mediante una toma instalada para garantizar la obtención de muestras inalteradas de agua, confiables y representativas del flujo subterráneo, acordes con los protocolos de laboratorio para el análisis de parámetros físicos, químicos e isotópicos; así como para la medición de parámetros de campo (Ver Figura 6).

Durante el muestreo se colectaron muestras de agua para análisis de metales y aniones e isótopos estables de hidrógeno y oxígeno, contenido de tritio ambiental, muestras para la determinación del contenido de carbono radiogénico por la síntesis del benceno y la medición de alcalinidad por la técnica de Gran.



Figura 6. Tubería instalada en el tren de descarga del pozo para garantizar la obtención de muestras inalteradas de agua, representativas del flujo subterráneo, acordes con los protocolos de laboratorio para el análisis de parámetros físicos, químicos e isotópicos.

Para eliminar las partículas de materiales en suspensión presentes en el agua de descarga, que pudieran afectar la composición química de iones disueltos, se realizó el filtrado de las muestras mediante membranas de celulosa con tamaño de poro de 0.45 micrones, utilizando presión positiva, tal como se muestra en las Figuras 7 y 8. El filtrado de la muestra se realiza para eliminar el material particulado existente en el agua y evitar alteraciones de las muestras, ocasionadas por intercambio químico con las partículas suspendidas, con lo cual se garantiza que el análisis de laboratorio se realice exclusivamente de los iones disueltos y de los componentes en solución.



Figura 7. Material utilizado en la colecta y filtrado de muestras para medición de parámetros fisicoquímicos de laboratorio.



Figura 8. Equipo utilizado en el filtrado de muestras con membrana de celulosa de 0.45 micrones para eliminar las partículas de minerales que alteren la composición química de las muestras de agua.

Las muestras de agua recolectadas para la determinación de los diferentes parámetros, se envasaron en botellas de polietileno de alta densidad, evitando el contacto de la muestra con la atmósfera. Las muestras se preservaron de acuerdo con las especificaciones dadas por los laboratorios de análisis contratados. Las muestras para metales se acidificarán a $\text{pH} < 2$ con ácido nítrico de ultra alta pureza. Las muestras para aniones se preservarán únicamente a 4°C . Las características de preservación aplicadas a las muestras y tipo de envases utilizados para los diferentes parámetros medidos, se detallan en la Tabla 2, junto con los tiempos máximos de almacenamiento de la muestra que reporta la literatura especializada para cada parámetro, antes de ser medido en laboratorio.

Tabla 2. Descripción de volúmenes obtenidos para la medición de parámetros fisicoquímicos establecidos, tipo de envases, preservación y tiempos máximos permitidos de almacenamiento de las muestras previas al análisis del laboratorio.

Parámetro	Envase	Preservación	Almacenamiento
Carbono 14 y Carbono-13 (AMS)	1 envase de polietileno de alta densidad (Nalgene)	NAOH	10 días
Oxígeno-18 y Deuterio	120 mL envase de polietileno	Ambiente fresco	6 meses
Tritio Ambiental	500 mL envase de polietileno	Ambiente fresco	6 meses
Cloruros	60 mL envase de polietileno de alta densidad (Nalgene)	4°C	7 días
Fluoruros			28 días
Fosfatos			28 días
Nitratos			2 días
Nitritos			2 días
Sulfatos			28 días
Ag, Al, As, Au, Br, B, Ba, Be, Bi, Ca, Cd, Ce, Co, Cr, Cs, Cu, Dy, Er, Eu, Fe, Ga, Gd, Ge, Hf, Hg, Ho, I, In, K, La, Lu, Li, Mg, Mn, Mo, Na, Nb, Nd, Ni, Os, P, Pb, Pd, Pr, Pt, Re, Ru, S, Sb, Se, Si, Sm, Sn, Sr, Ta, Tb, Te, Th, Ti, Tl, Tm, U, V, W, Y, Yb, Zn, Zr	60 mL envase de polietileno de alta densidad (Nalgene)	pH \leq 2 con HNO ₃	6 meses

La toma de muestras de agua y material litológico, así como la medición de parámetros de campo, se tomaron en función de las condiciones operativas y del equipo de bombeo instalado de cada aprovechamiento.

Los sitios monitoreados fueron:

POZOS PROFUNDOS NUEVOS

Pozo San Lorenzo

Pozo Mixhuca 1 Volcánico

Pozo Mixhuca 2 Calizas

POZOS PROFUNDOS ANTIGUOS

Se sabe de la existencia de 6 pozos profundos en la Ciudad de México que están en actividad, las profundidades van desde 800 hasta 1,350 m,

POZOS

San Juan de Aragón

Av. Cien Metros

Rio San Joaquín

La Castañeda

Av. Centenario Coapa Oriente

Coapa Poniente Pozo Tláhuac

POZOS PROFUNDOS EN LA PERIFERIA DE LA CUENCA DEL VALLE DE MEXICO

Huehuetoca 1 Urbi

Huehuetoca 2 Casas GEO

Huehuetoca 3 Vinte

MANANTIALES TERMALES EN LA CUENCA DEL VALLE DE MÉXICO

Peñón de los Baños

Manantial termal 2

Manantial termal 3

CAPÍTULO IV Parámetros de campo

Cuando el agua subterránea es extraída a través de los equipos de bombeo instalados en los pozos, al llegar a la superficie, se expone a diferentes condiciones físicas y químicas con respecto a las que prevalecen en el subsuelo. Estas condiciones son especialmente importantes para los gases que se encuentran ocluidos y/o disueltos, tales como: oxígeno (O_2), dióxido de carbono (CO_2), gases nobles (He, Ar, Kr), entre otros. Normalmente la presión parcial de oxígeno disuelto en el agua subterránea, es mucho menor que su presión parcial en la atmósfera. Aun cuando, el coeficiente de difusión de este gas en agua es relativamente bajo ($10^{-5} \text{ cm}^2/\text{s}$), una vez que el agua subterránea es expuesta a la atmósfera existe la tendencia de oxigenación. Esta situación ocasiona que algunas especies químicas se oxiden ocasionando cambios en el pH y en el potencial redox (Eh). En forma inversa, la presión parcial de CO_2 en el agua subterránea normalmente es mayor que la correspondiente a la atmósfera, de este modo cuando el agua subterránea es extraída del acuífero, se presenta la tendencia en el CO_2 de escapar modificando diversos parámetros como pueden ser la alcalinidad, pH, carbono inorgánico disuelto, entre otros.

Con base en las condiciones descritas previamente, se reconoce que al realizarse la interacción del agua subterránea con la atmósfera, algunos parámetros como el pH, el potencial de óxido-reducción y la conductividad eléctrica se modificarán y, por lo tanto, no serán representativos de las condiciones originales que se presentaban a profundidad en el ambiente subterráneo.

Por lo anteriormente expuesto, es necesario evitar y/o limitar estos cambios por medio de la utilización de celdas de aislamiento, ya que estos dispositivos permiten limitar en gran medida, la interacción del agua subterránea extraída por el pozo con la atmósfera,

evitando que el agua disuelva oxígeno adicional al que contiene y que se libere CO_2 u otros gases, previamente a la medición de los parámetros de campo.

Con la finalidad de controlar al máximo la modificación de las propiedades fisicoquímicas prevalecientes del agua subterránea, el procedimiento utilizado para la medición de los parámetros de campo incluyó la utilización de una celda de aislamiento (Figuras 9 y 10). Este dispositivo se conecta por medio de mangueras de diámetro pequeño al ducto de toma instalado en el tren de descarga del pozo. De este modo, el agua extraída fluye en forma controlada, continua e inalterada en el interior de la celda, lo que permite la correcta introducción de los electrodos de medición respectivos (T, pH, C.E., O.D. y Eh), y llevar a cabo las mediciones señaladas previamente. Adicionalmente, la celda permite mayor facilidad para la estabilización de las lecturas de los transductores utilizados, especialmente los de oxígeno disuelto, pH y potencial redox.



Figura 9. Dispositivos utilizados para la medición de parámetros de campo con celda de aislamiento.



Figura 10. Electrodo para la medición de T, pH, CE, OD, y Eh con celda de aislamiento.

Los parámetros medidos en campo, fueron: temperatura del agua, temperatura ambiente (T), potencial de hidrógeno (pH), conductividad eléctrica (CE), oxígeno disuelto (OD), potencial redox (Eh) y alcalinidad total por el método potenciométrico de Gran. Los significados de estos parámetros y las metodologías utilizadas se describen a continuación.

Temperatura

Las temperaturas del ambiente y del agua se midieron con electrodos previamente calibrados en laboratorio y verificados en campo. La precisión de los equipos utilizados es de una décima de grado centígrado. Estos parámetros son importantes para conocer la temperatura en la que se encuentra el agua subterránea al momento de ser muestreada, así como para corregir varios de los parámetros medidos en campo que varían en función de la temperatura, como es el caso de la C.E. y del Eh.

Potencial de hidrógeno

La medición de la actividad de los iones hidrógeno en el agua subterránea se efectuó por medio de un potenciómetro. La calibración del equipo se realizó utilizando la técnica de calibración en tres puntos, a partir de soluciones *buffer* de pH conocido. En esta técnica, el pH a registrar debe ubicarse entre tales valores extremos. En la calibración del equipo se utilizaron soluciones de 4.0, 7.0 y 10.0 unidades de pH.

Conductividad Eléctrica

La conductividad eléctrica del agua es la propiedad que mide la facilidad de conducción de una corriente eléctrica, proceso que en el caso de una solución acuosa es función de la concentración de electrolitos presentes. Por tanto, el registro de este parámetro permite identificar de manera indirecta su salinidad o la concentración de constituyentes disueltos. La calibración del equipo se realizó utilizando una solución estándar de cloruro de potasio (KCl) de 1,412 $\mu\text{S}/\text{cm}$ a 25 °C. La conductividad eléctrica y sólidos disueltos totales calculados se registraron por medio de un conductivímetro portátil con compensación por temperatura. Los sólidos disueltos totales se estimaron con el mismo

aparato con el cual se registró la conductividad eléctrica, multiplicándola por un factor de 0.72.

Oxígeno disuelto

El oxígeno se disuelve en el agua hasta que su presión parcial iguala a la existente en la atmósfera, es decir hasta que las presiones en la fases gaseosa y líquida alcanzan el equilibrio. El agua disuelve aproximadamente 9 mg/L de oxígeno a una temperatura de 20 °C y una presión atmosférica de 1,013 mbar en estado saturado. La concentración de oxígeno depende de varios factores; tales como: temperatura, altitud (presión atmosférica), consumo de oxígeno por la biodegradación por microorganismos, reacciones químicas en el medio subterráneo, etc.

La medición de la cantidad de oxígeno disuelto en el agua subterránea se llevó a cabo sumergiendo un electrodo con sensor de membrana galvánica recubierta, con compensación de temperatura, en la celda de aislamiento, a través de la cual circulaba el flujo controlado de agua subterránea. En este caso específico, el electrodo de oxígeno disuelto se calibró de acuerdo con las condiciones atmosféricas del lugar, es decir en equilibrio con el aire a la elevación sobre el nivel medio del mar del sitio. En cada caso, la concentración de oxígeno disuelto del agua se registró hasta que la lectura del equipo se estabilizó, y no presentó variaciones apreciables.

Potencial redox

El potencial redox del agua subterránea se midió con un electrodo de tipo combinado, que consiste de un filamento de platino y un electrodo de referencia de plata-cloruro de plata con electrolito de referencia de cloruro de potasio 3 mol/L. El elemento sensible donde se realiza la transferencia de electrones es el filamento de platino, por lo que este

se mantuvo limpio y pulido para evitar mediciones erróneas. Se reconoce en la literatura especializada que la obtención en campo de lecturas válidas y reales de potencial redox es relativamente complicada, sobre todo en medios oxidantes donde las concentraciones de hierro disuelto son bajas. La complicación se debe, entre otros factores a: i) fallas del electrodo utilizado, ii) cinética lenta en algunas de las especies que se presentan en estado de oxidación y reducción, lo que provoca desequilibrio entre los diferentes pares redox presentes en la solución y iii) presencia de potenciales naturales mezclados.

Para la verificación del funcionamiento del equipo y para referenciar la lectura de campo al electrodo de hidrógeno se utilizó una solución Zobell's estándar (mezcla de reactivos de ferrocianuro y ferricianuro de potasio) de 428 mV, colocando el electrodo en un tubo de ensaye con la solución Zobell's e insertándolo en la celda de aislamiento para igualar su temperatura con la del agua.

Alcalinidad

La alcalinidad total es la capacidad del agua para neutralizar ácidos y representa la suma de las bases que pueden ser tituladas. Dado que la alcalinidad del agua está determinada por el contenido de carbonatos, bicarbonatos e hidróxidos, ésta se toma como un indicador de dichas especies iónicas y se determina por titulación con una solución estándar de un ácido mineral fuerte a los puntos sucesivos de equivalencia del bicarbonato y el ácido carbónico ($\text{pH} \approx 4.5 - 4.3$).

Una vez tomada la muestra de agua, es factible que la alcalinidad se modifique con el paso del tiempo; por lo cual, se recomienda que este parámetro sea medido directamente en campo (Figura 11). Para ello, se utilizó la técnica estándar de titulación con ácido sulfúrico en alícuotas de agua del pozo de 50 mL, aplicando el método potenciométrico de Gran. Este método consiste en agregar a la alícuota, un volumen

determinado de ácido mediante un titulador digital, y medir inmediatamente el pH de la muestra con un potenciómetro calibrado, repitiendo este proceso de manera sucesiva hasta lograr un pH menor de 4.3.

El principio del método potenciométrico de Gran (Appelo y Postma, 1993), es que una vez rebasado el punto donde la totalidad del HCO_3 ha sido convertido en H_2CO_3 por efecto de la adición del ácido (punto de equivalencia), la concentración de H^+ se incrementa en forma lineal con la cantidad de ácido añadido, representado por el volumen de H_2SO_4 adicionado a la alícuota. Posteriormente se calcula la Función de Gran ($F=(V+V_o) \times 10^{-\text{pH}}$) en la que V es el volumen de ácido añadido y V_o es el volumen de la alícuota. Posteriormente, se construye una gráfica de Función de Gran versus el ácido añadido acumulado. El volumen de ácido añadido para el punto de equivalencia se obtiene por interpolación de la recta ajustada al gráfico antes mencionado con el eje de las abscisas. En algunas ocasiones, fue posible llegar al pH de 4.3 durante la adición del ácido a la muestra de agua, valor que marca el punto de equivalencia.

Una vez conocido el volumen de ácido correspondiente con el punto de equivalencia, la alcalinidad total se calcula como CaCO_3 por medio de la siguiente fórmula:

$$\text{Alcalinidad (mg / L } _{\text{CaCO}_3}) = \frac{A \times N \times 50 \times 1000}{B}$$

Donde:

A= Volumen total gastado de H_2SO_4 en la titulación en mL

N= Normalidad del H_2SO_4

50= Factor para convertir eq/L a mg CaCO_3 /L

1000= Factor para convertir mL a L

B= Volumen de muestra en mL

La alcalinidad del agua (mg/L CaCO_3) está clasificada como (*):

BAJA < 75

MEDIA 75 - 150

ALTA > 150

* Datos tomados de Kevern (1989).



Figura 11. Ejemplo de medición de la alcalinidad total del agua subterránea mediante un titulador digital (método potenciométrico de Gran con ácido sulfúrico).

Los parámetros hidrogeoquímicos monitoreados in situ fueron; Temperatura ambiente (°C), Temperatura agua subterránea (°C), Conductividad Eléctrica (μS/cm), pH, Oxígeno Disuelto (mg/L), Potencial Redox (mV), Alcalinidad (mg/L), HCO₃ (mg/L), Flúor (mg/L), Cloruros (mg/L), NO₂ (mg/L), Bromo (mg/L) y NO₃ (mg/L). Adicionalmente se tomaron muestras de agua subterránea para isotopos de Oxígeno 18 (‰) y Deuterio (‰). Los resultados se muestran en las Tablas 3 y 4.

Tabla 3. Mediciones de parámetros en pozos profundos y manantiales del Valle de México.

Identificación	Coordenadas			Temperatura Ambiente (°C)	Temperatura de la Muestra (°C)	pH	CE (μs/cm)	OD (mg/L)	Redox Muestra (mV)
	X	Y	Altitud						
Casso	19°23.262	099°11.730	2315	28.0	18.1	7.77	205	6.10	452
Olivar de los Padres	19°20.435	099°12.607	2308		16.9	7.54	175	6.40	349
Manantial San Bartolo Ameyalco	19°19.608	099°16.348	2648	14.4	11.6	6.89	120	8.10	591
Totolapa	19°21.810	099°16.348	2599	22.6	17.6	7.32	193	6.60	348
Planta Potabilizadora Avenida del Castillo	19°29.947	099°04.519	2210		31.5	6.40	2580	0.03	154
Peñon de los Baños	19°26.284	099°05.201	2250	20.7	43.6	6.60	4190	4.80	189
Jardines del Pedregal No.5	19°28.418	099°05.726	2253		27.6	6.19	1830	0.05	155
Panamericana	19°28.698	099°08.719	2256	28.0	23.6	6.75	966	0.07	95
La Pastora	19°31.724	099°10.232	2174	24.9	28.7	6.33	5660	0.31	161
Tecomitl No.2	19°22.504	099°22.504	2254	25.0	29.2	7.41	1298		32
Agrícola Oriental No.5	19°22.906	099°04.882	2264	28.7	25.0	7.08	2200	0.14	-23
Santa Catarina No.2	19°19.479	099°03.827	2260	30.6	20.8	7.70	1525	0.08	71
Panteón Civil No.2	19°20.338	099°04.487	2261	24.1	23.1	7.40	1132	0.12	71
Loma Estrella No.2	19°19.579	099°05.519	2269		20.3	7.48	1207	1.15	230
Limantitla	19°16.916	099°10.458	2318		13.0	7.54	167	6.68	550
Manantial Peña Pobre	19°17.727	099°11.190	2335		13.9	7.61	229	8.15	919
San Lorenzo Tezonco	19°22°739	099°05.091	2243	23.8	44.3	7.14	1530	0.09	36
Manantial Cacahuamilpa	18°40.435	099°30.716	1177		22.8		653	2.05	433
Manantial Palo Bolero	18°46.015	099°14.312	1482	31.2	21.7		2240	1.08	120
San Gabriel Las Palmas	18°36.785	099°21.044	920	24.7	28.8	6.95	952	0.54	262
San Lorenzo Tezonco	19°22°739	099°05.091	2243	27.1	36.8	7.252	1633	0.24	-62.96

Tabla 4. Mediciones de parámetros en pozos profundos y manantiales del Valle de México.

Identificación	Alcal. Tot. (mg/L)	HCO ₃ (mg/L)	δ18O (‰)	δD (‰)	F (mg/L)	Cl (mg/L)	NO ₂ (como N) (mg/L)	Br (mg/L)	NO ₃ (como N) (mg/L)
Casso	98	120	-10.5	-73	0.08	3.88	< 0.01	< 0.03	1.20
Olivar de los Padres	98	120	-10.7	-74	0.05	1.76	< 0.01	< 0.03	0.61
Manantial San Bartolo Ameyalco	58	71	-10.7	-73	0.05	1.01	0.04	< 0.03	0.67
Totolapa	88	107	-10.5	-74	0.07	4.17	0.05	< 0.03	1.30
Planta Potabilizadora Avenida del Castillo	1392	1698	-9.2	-66	< 0.01	402	< 0.01	0.85	< 0.01
Peñon de los Baños	1278	1559	-9.1	-67	< 0.1	695	< 0.10	1.42	29.00
Jardines del Pedregal No.5	672	820	-9.4	-65	0.78	224	< 0.10	< 0.30	28.70
Panamericana	456	556	-10.1	-71	< 0.05	38.30	< 0.05	< 0.10	12.70
La Pastora	1280	1562	-8.0	-68	< 1	1110	< 1.00	< 3.00	319.00
Tecomitl No.2	440	537	-10.0	-69	0.22	153	< 0.05	0.52	13.60
Agrícola Oriental No.5	832	1015	-9.3	-63	0.14	266	4.13	0.73	68.10
Santa Catarina No.2	520	634	-8.8	-62	0.28	131	0.64	0.46	30.10
Panteón Civil No.2	304	371	-10.0	-70	0.34	94.10	< 0.05	< 0.10	30.60
Loma Estrella No.2	194	237	-10.0	-70	0.36	81.80	< 0.05	< 0.10	28.60
Limantitla	56	68	-10.9	-74	0.47	5.84	0.04	< 0.03	2.19
Manantial Peña Pobre	56	68	-10.1	-69	0.33	13.90	< 0.01	< 0.03	5.49
San Lorenzo Tezonco	395	395	-9.3	-63	0.25	228.10	< 0.04	0.26	< 0.04
Manantial Cacahuamilpa									
Manantial Palo Bolero									
San Gabriel Las Palmas									
San Lorenzo Tezonco									

CÁPITULO V. Hidrogeoquímica

Se han detectado un sinnúmero de materiales identificados como contaminantes en el agua subterránea. Dentro de estos materiales se encuentran los compuestos orgánicos sintéticos, hidrocarburos, cationes y aniones inorgánicos, y patógenos, entre otros. Los cationes y aniones inorgánicos pueden provenir de fuentes naturales, así como de antropogénicas. La aparición de cualquiera de estas sustancias puede ser detectada mediante la colecta de una muestra de agua (Fetter, 1999). El muestreo para la determinación de las propiedades fisicoquímicas de un agua natural, constituye una herramienta imprescindible para los hidrólogos e hidrogeólogos entre otros especialistas del agua para la detección de sitios de recarga, descarga, procesos químicos, hasta posibles puntos de contaminación.

La hidrogeoquímica se sustenta en los conocimientos de la química del agua, así como en las condiciones naturales por donde circula el agua subterránea y la relación con el medio geológico. Hay que resaltar la importancia del sustrato rocoso, ya que formará parte en la determinación de las características del suelo además de los iones en disolución del agua subterránea. Siendo así y de acuerdo al material geológico que limita al acuífero la composición química del agua reflejará las propiedades litológicas del medio o del material que forma parte de su zona de alimentación. Además, se deben tomar en cuenta el tipo de actividades económicas llevadas a cabo en la zona de estudio, ya que esta información formará parte del juicio de valor en la selección de los puntos más significativos para muestrear (SEIA Guanajuato). De esta manera, la primera fase de todo trabajo hidrogeoquímico comprende el estudio bibliográfico, así como visitas de reconocimiento en el área objeto de estudio (Fagundo Castillo y Hernández, 2005).

El área de estudio comprende 17 sitios de muestreo ubicados dentro de la Cuenca del Valle de México elegidos estratégicamente para el adecuado entendimiento del

funcionamiento de los sistemas de flujo. Una gran variedad de estudios se han realizado en esta zona con distintas finalidades, entre los que se destaca el artículo “Geochemical evolution of groundwater beneath Mexico City” escrito por Edmunds, W.M. et al., en el 2002. En dicho artículo, se establece que la recarga al acuífero proviene del oriente de la Sierra de las Cruces donde la geoquímica del agua se debe a la interacción de distintas entradas de agua al sistema con el contacto progresivo del agua con las rocas a partir de la zona de recarga. La Figura 12 señala la ubicación geográfica de cada uno de los aprovechamientos muestreados.

Los aprovechamientos sujetos a estudio son en su mayoría pozos para abastecimiento público y dos de ellos son manantiales. En la Figura 13 se identifica la distribución de los sitios muestreados de acuerdo a estos dos usos.

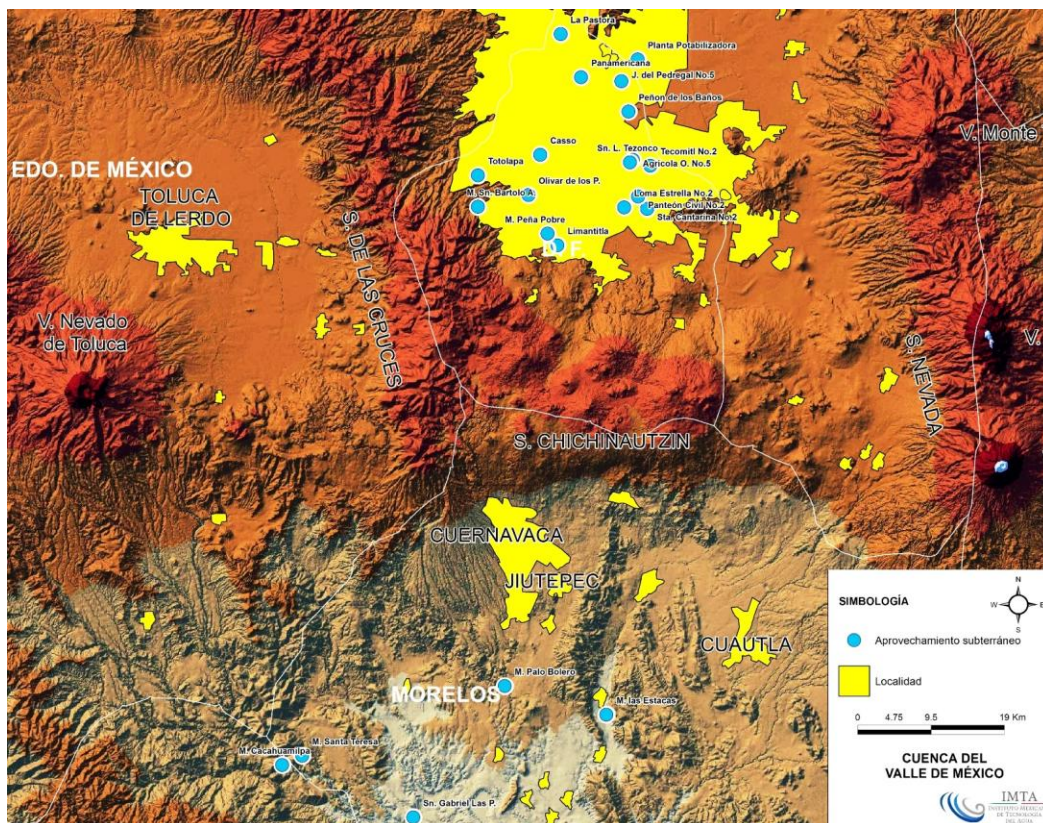


Figura 12. Localización de pozos profundos y manantiales muestreados.

Durante el proceso de muestreo, se realizan mediciones en campo, como pH, conductividad eléctrica, temperatura, etc. Las tomas de muestras se realizan de acuerdo al protocolo correcto que permite que éstas sean lo más representativas posible de las condiciones a las que el agua ha estado sometida. Una mala práctica de muestreo, como permitir que la muestra de agua este en contacto con el aire (provoca la recombinación de iones, precipitación de minerales y aumento de pH debido al escape hacia la fase gaseosa del dióxido de carbono y el ácido sulfhídrico disueltos en el agua) puede generar resultados erróneos de las muestras analizadas y por lo tanto orientar la interpretación hidrogeoquímica de manera incorrecta.

Cabe mencionar, que los análisis para las 17 muestras fueron realizados por el laboratorio Actlabs, mismo que proporciona servicios analíticos con fines académicos hasta análisis de rutina de control de calidad en distintos ámbitos como el petrolero, farmacéutico, clínico, ambiental, salud ocupacional y agricultura, entre otros (Activation Laboratories Ltd. , 2014).

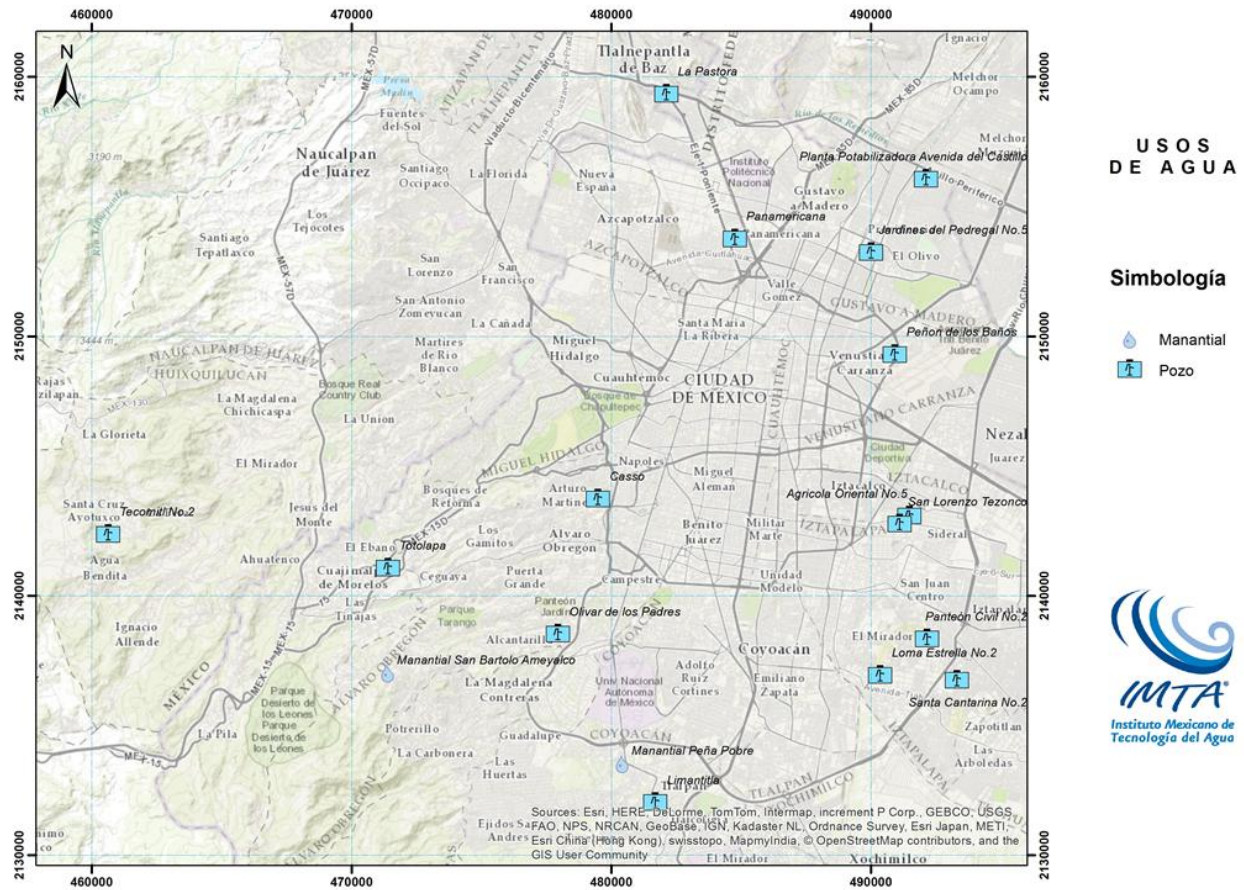


Figura 13. Usos del agua en los puntos de muestreo.

Una vez obtenidos los resultados provenientes del laboratorio, se prosigue a la validación de los mismos. La precisión de los análisis químicos se controla mediante la diferencia entre los cationes y los aniones expresados en meq/L, haciendo uso de la siguiente ecuación:

Los errores superiores al 10% indican la necesidad de analizar con detalle los resultados o desechar la muestra y realizar el muestreo nuevamente.

De acuerdo a los valores obtenidos para el porcentaje de error para cada sitio muestreado en la zona de estudio son considerados como válidos cumpliendo con la condición de electroneutralidad.

Para el análisis de los datos obtenidos del laboratorio, se han usado herramientas útiles para modelar la evolución química del agua subterránea, tal como: *ArcGIS*, *ArcMap*, *Aquachem* y *Phreeqc*. *ArcGIS*, es una plataforma de información que permite crear, analizar, almacenar, organizar y difundir información geográfica (ESRI, 2013). *ArcMap* es el lugar donde visualiza y explora los datos SIG, se asignan símbolos y se crean los diseños de mapa para imprimir. Los mapas creados, muestran información que puede ser utilizada para la consulta, análisis, planificación, administración y actualización de información geográfica.

Por otro lado, *Aquachem* es un sistema utilizado para el análisis, representación gráfica, elaboración de informes y el modelado de datos sobre la calidad del agua (Schlumberger Water Services, 2014). Éste incluye una base de datos de parámetros físicos y químicos que puede personalizarse y algunas herramientas de análisis, cálculo, modelado y diseño gráfico; todo esto utilizado para analizar, interpretar y comparar datos sobre la calidad del agua. Puede realizar cálculos como conversiones de unidades, balances de carga, comparación de muestra y mezclas; resúmenes estadísticos, análisis de tendencia, además de que es capaz de gestionar, crear y representar gráficamente varios datos sobre la calidad del agua. Mediante este programa se espera analizar las diferentes características químicas además de la elaboración de algunos diagramas basado en los resultados de laboratorio obtenidos.

Así mismo, se hará uso de *Phreeqc*, utilizado para cálculos de índices de saturación con respecto a diversos minerales, especiación y coeficientes de actividades de químicos presentes en el agua analizada que permitan visualizar los compuestos presentes y que forman parte de las reacciones en el sitio (USGS , 2014).

El objetivo principal para la utilización de las herramientas de modelación descritas, es plasmar los datos hidroquímicos y de esta manera visualizar tendencias y concentraciones, así como crear escenarios teóricos que sean capaces de explicar las características finales del agua, mediante la modelación hidrogeoquímica, aplicando principios fisicoquímicos para la comprensión del sistema analizado.

De acuerdo a los valores obtenidos a partir de las pruebas de laboratorio y haciendo uso de software mencionado, se pretende comprender el funcionamiento hidrogeológico de la mano con la química del agua subterránea, además de identificar la calidad del agua extraída y destinada a consumo humano. Los resultados de laboratorio para los sitios muestreados han sido comparados con los límites máximos permisibles establecidos en la NORMA OFICIAL MEXICANA NOM-127-SSA1-1994, "Salud ambiental, agua para uso y consumo humano. Límites permisibles de calidad y tratamientos a que debe someterse el agua para su potabilización, (mismos que se observan en la Tabla 5).

Para este propósito, se recurrió a la representación gráfica de los parámetros hidroquímicos que es un instrumento útil en la interpretación de las propiedades del agua, como es el comportamiento y la evolución a lo largo del tiempo. Se han elaborado mapas con la ayuda de ArcMap, que de manera clara, muestran geográficamente las distribuciones en la zona de estudio de los distintos parámetros, medidos tanto en campo como en laboratorio. Aquachem fue utilizado para el análisis y evaluación de los parámetros de la calidad del agua mediante la clasificación del tipo y familia de agua haciendo uso de diagramas de Piper y Stiff, que son de los más utilizados, y están basados en los cationes y aniones mayoritarios. En cuanto a *Phreeqc*, la modelación se

realizó para visualizar las concentraciones de los compuestos presentes en las muestras y como herramienta básica en la determinación de las reacciones ocurridas en el sitio.

Parámetros fisicoquímicos del agua subterránea

Los parámetros fisicoquímicos son aquellos que definen las características del agua, por ejemplo, color, olor, sabor, temperatura, pH, alcalinidad, sólidos suspendidos, entre muchos otros. En México, la Secretaría de Salud a través de la NOM-127-SSA1-1994 establece, los límites permisibles de calidad y tratamientos de potabilización del agua que se deben cumplir hasta que sea abastecida al consumidor final, esto con la finalidad de establecer un eficaz control sanitario del agua que se somete a tratamientos de potabilización con el objeto de hacerla apta para uso y consumo humano (Secretaría de Salud, 2014).

Tabla 5. Límites permisibles de características químicas establecidos en la NOM-127-SSA1-1994 (Secretaría de Salud, 2014).

CARACTERÍSTICA	LÍMITE PERMISIBLE
Aluminio	0,20
Arsénico	0,025
Bario	0,70
Cadmio	0,005
Cianuros (como CN ⁻)	0,07
Cloro residual libre	0,2-1,50
Cloruros (como Cl ⁻)	250,00
Cobre	2,00
Cromo total	0,05
Dureza total (como CaCO ₃)	500,00

Fenoles o compuestos fenólicos	0,3
Fierro	0,30
Fluoruros (como F-)	1,50
Hidrocarburos aromáticos en microgramos/l:	
Benceno	10,00
Etilbenceno	300,00
Tolueno	700,00
Xileno (tres isómeros)	500,00
Manganeso	0,15
Mercurio	0,001
Nitratos (como N)	10,00
Nitritos (como N)	1,00
Nitrógeno amoniacal (como N)	0,50
pH (potencial de hidrógeno) en unidades de pH	6,5-8,5
Plaguicidas en microgramos/l:	
Aldrín y dieldrín (separados o combinados)	0,03
Clordano (total de isómeros)	0,20
DDT (total de isómeros)	1,00
Gamma-HCH (lindano)	2,00
Hexaclorobenceno	1,00
Heptacloro y epóxido de heptacloro	0,03
Metoxicloro	20,00
2,4 – D	30,00

Plomo	0,01
Sodio	200,00
Sólidos disueltos totales	1000,00
Sulfatos (como SO ₄ =)	400,00
Sustancias activas al azul de metileno (SAAM)	0,50
Trihalometanos totales	0,20
Yodo residual libre	0,2-0,5
Zinc	5,00

Nota: Los límites se expresan en mg/L, excepto cuando se indique otra unidad.

Se realizó la comparativa de los resultados obtenidos de las muestras analizadas con respecto a la Norma Oficial Mexicana de referencia. El resultado se presenta en la Tabla 6.

Tabla 6. Resultados de análisis en pozos muestreados.

Sitios Muestreados	Características químicas (mg/L)					
	Cl (mg/ L)	NO ₃ (como N) (mg/ L)	Na (mg/ L)	Mn (mg/ L)	Fe (mg/ L)	Ba (mg/ L)
Referencia NOM-127-SSA1-1994 (mg/l)	250	10	200	0.15	0.30	0.70
Casso	3.88	1.2	15.4	0.001	0.001	0.0151
Olivar de los Padres	1.76	0.61	9.79	0.001	0.001	0.0145
Manantial San Bartolo Ameyalco	1.01	0.67	4.72	0.001	0.001	0.001
Totolapa	4.17	1.3	13	0.001	0.001	0.007
Planta Potabilizadora Avenida del Castillo	402	< 0.01	259*	1.39*	3.36*	2.14*
Peñón de los Baños	695*	29*	384*	1.88*	1.06*	0.95*
Jardines del Pedregal No.5	224*	28.7*	150	0.196*	4.25*	0.558
Panamericana	38.3	12.7*	74.9	1.1*	0.29	0.311
La Pastora	1110*	319*	845*	2.02*	0.25	0.0589
Tecomitl No.2	153	13.6*	216*	0.167*	0.36*	0.121
Agrícola Oriental No.5	266*	68.1*	266*	0.429*	0.92*	0.405
Santa Cantarina No.2	131	30.1*	236*	0.66*	0.27	0.0278
Panteón Civil No.2	94.1	30.6*	120	0.446*	0.5*	0.0812
Loma Estrella No.2	81.8	28.6*	109	0.037	0.001	0.0255
Limantitla	5.84	2.19	14.1	0.001	0.001	0.0037
Manantial Peña Pobre	13.9	5.49	19.7	0.001	0.001	0.0082
San Lorenzo Tezonco	228.1	<0.04	266*	0.221*	1.557*	0.841*

Nota: (* Muestras cuyos valores superan el límite permisible establecido en la NOM-127-SSA1-1994)

Es importante señalar que la Tabla 6, muestra las concentraciones de las características químicas más relevantes de acuerdo al análisis de la información y contraste con la Norma Mexicana de referencia.

Diagramas hidroquímicos

Los diagramas hidroquímicos son representaciones gráficas que facilitan la visualización de las características químicas del agua para su clasificación en tipos y familias de agua. En este sentido el software Aquachem, ha sido el utilizado para la definición de los tipos de agua para las muestras obtenidas mediante los diagramas de Piper y Stiff.

El tipo de agua se define por los constituyentes iónicos que contribuyen desde el punto de vista aniónico y catiónico a establecer las principales familias de agua presentes en la zona de estudio, lo que permite comprender su contexto hidrogeoquímico.

Con el diagrama de Piper, se obtiene el tipo o familia de agua a la cual pertenecen las muestras analizadas. Ahí, los cationes y aniones se muestran en un gráfico compuesto por tres partes, dos triángulos y un rombo, la Figura 14 muestra cómo se encuentra conjuntado el diagrama de Piper y las secciones en que se divide.

Para la construcción de dicho diagrama es importante la conversión de las concentraciones del parámetro químico en meq/L, ya que es la unidad de concentración en la que debe estar dada, para posteriormente convertirla en porcentaje. Los triángulos muestran únicamente las proporciones de los cationes y aniones en la muestra de agua, no su concentración. Primeramente, se grafica en los vértices del triángulo izquierdo a los cationes principales, Ca^{2+} , Mg^{2+} y $\text{Na}^{++}\text{K}^{+}$, y en los vértices del triángulo del lado derecho los aniones HCO_3^{-} , SO_4^{-} y Cl^{-} , a cada vértice le corresponde el 100% de un anión o catión. Los valores de los cationes y aniones son graficados en el triángulo

correspondiente y proyectado en el rombo para obtener de esta manera una clasificación de la familia y tipo de agua. Se define al agua mixta como aquella que se grafica al centro del triángulo ya que no hay un ion predominante.

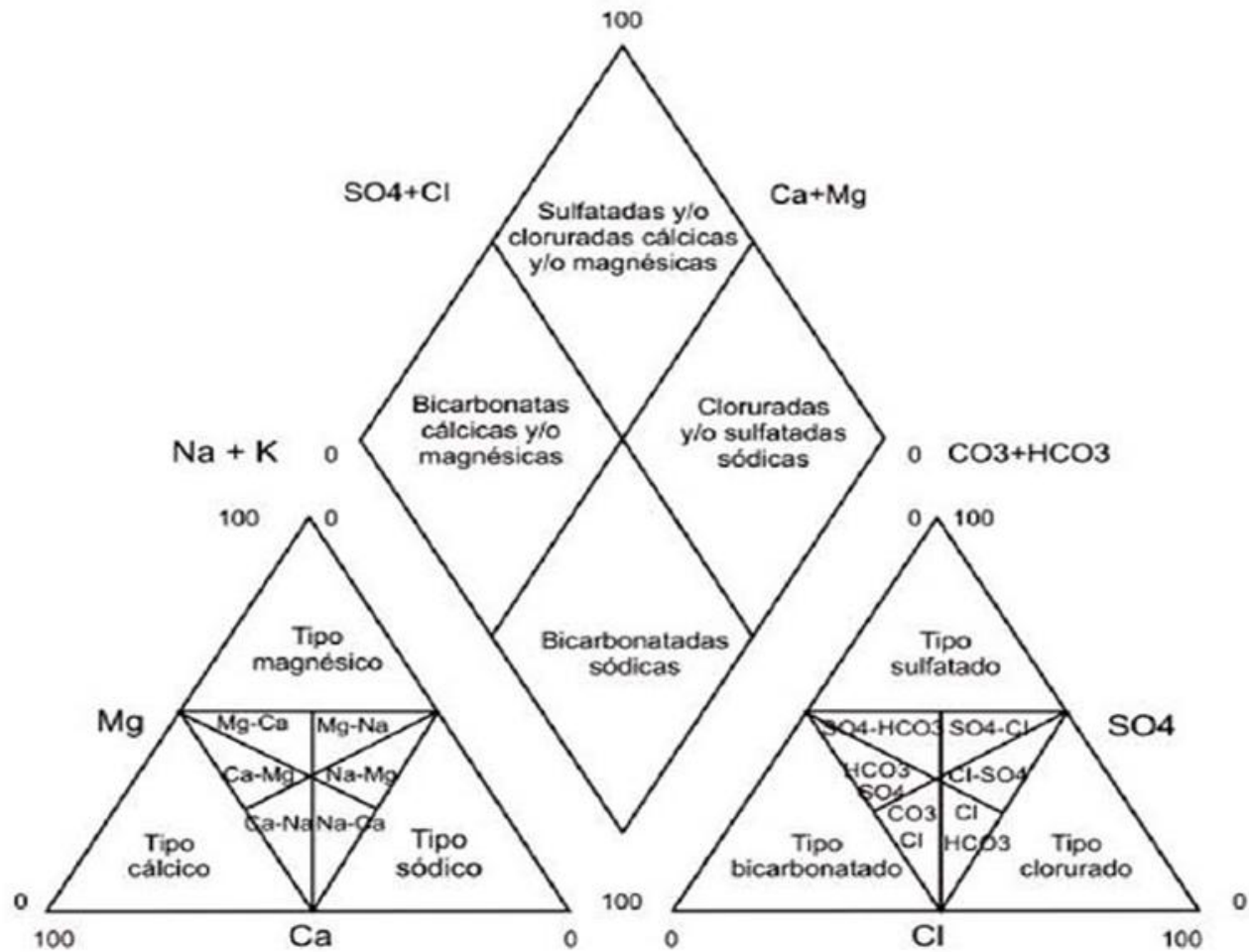


Figura 14. Diagrama de Piper.

Se desarrolló el diagrama de Piper para cada muestra de agua tomada en la zona de estudio. La Tabla 7 muestra la clasificación obtenida de acuerdo al tipo de agua encontrado en los aprovechamientos que formaron parte de la red de muestreo.

Tabla 7. Familias de agua.

Sitio Muestreado	Tipo de agua
Casso	Mg-Na-Ca-HCO ₃
Olivar de los Padres	Mg-Ca-Na-HCO ₃
Manantial San Bartolo Ameyalco	Mg-HCO ₃
Totolapa	Mg-Na-HCO ₃
Planta potabilizadora Avenida del Castillo	Mg-Na-Ca-HCO ₃ -Cl
Peñón de los Baños	Na-Mg-Ca-HCO ₃ -Cl
Jardines del Pedregal No.5	Mg-Na-Ca-HCO ₃ -Cl
Panamericana	Mg-Na-Ca-HCO ₃
La Pastora	Na-Cl-HCO ₃ -NO ₃
Tecomitl No.2	Na-HCO ₃ -Cl
Agrícola Oriental No.5	Na-Mg-HCO ₃ -Cl
Santa Catarina No.2	Na-Mg-HCO ₃ -Cl
Panteón Civil No.2	Na-Mg-HCO ₃ -SO ₄ -Cl
Loma Estrella	Mg-Na-SO ₄ -HCO ₃
Limantitla	Mg-Na-HCO ₃
Manantial Peña Pobre	Na-Mg-HCO ₃ -SO ₄
San Lorenzo Tezonco	Na-HCO ₃ -Cl

El conjunto de las muestras recolectadas, está representado en la Figura 15 y de esta manera se observa el panorama de la composición química del agua en la zona de estudio. En el gráfico se observan 6 tipos distintos de aguas a partir de los datos generados de los 17 puntos de muestreo.

Además, se utilizó el diagrama de Stiff, que es otro tipo de representación gráfica para los datos químicos, donde la proporción de concentraciones de los cationes, Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ y los aniones, HCO_3^- , SO_4^- , Cl^- , de la muestra de agua, se presentan mediante puntas que se extienden horizontalmente indicando la cantidad existente de cada uno de ellos, expresados de la misma manera que en el diagrama de Piper, en meq/L. Hacia el lado izquierdo de la figura se presentan los cationes y hacia el derecho los aniones. La forma del polígono resultante permite visualizar diferentes tipos de agua o la mineralización de la misma. Este diagrama fue elaborado también para todas las muestras analizadas y una de ellas se presenta en la

Figura 16.

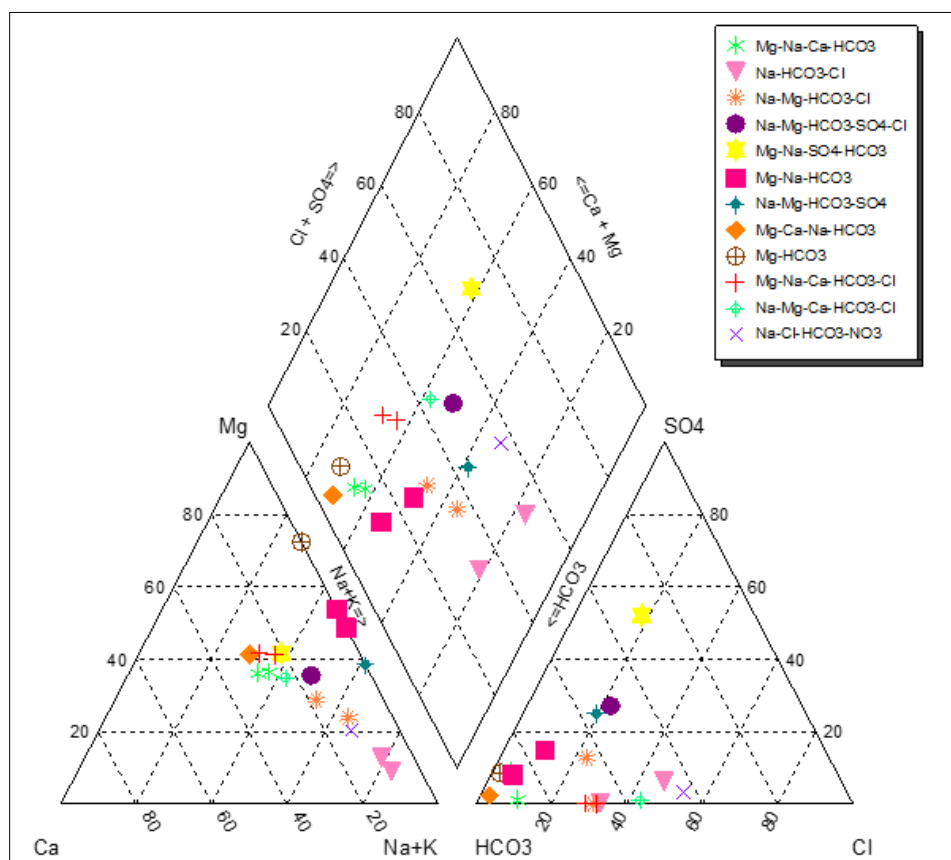


Figura 15. Diagrama de Piper para las muestras analizadas.

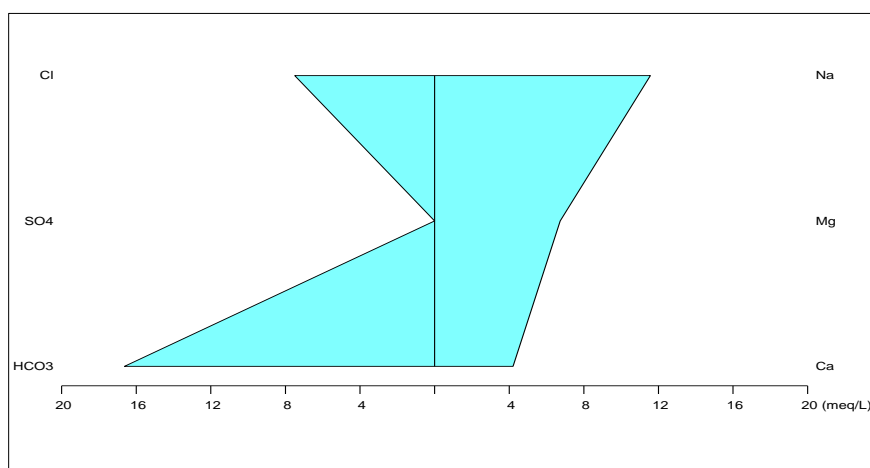


Figura 16. Diagrama de Stiff para la muestra del sitio Agrícola Oriental No.5

A partir de la información generada de los resultados de los análisis de laboratorio, así como de la información complementaria que proporcionan ambos diagramas, se obtuvo la clasificación de las familias de agua, mismas que se observan en la Figura 17.

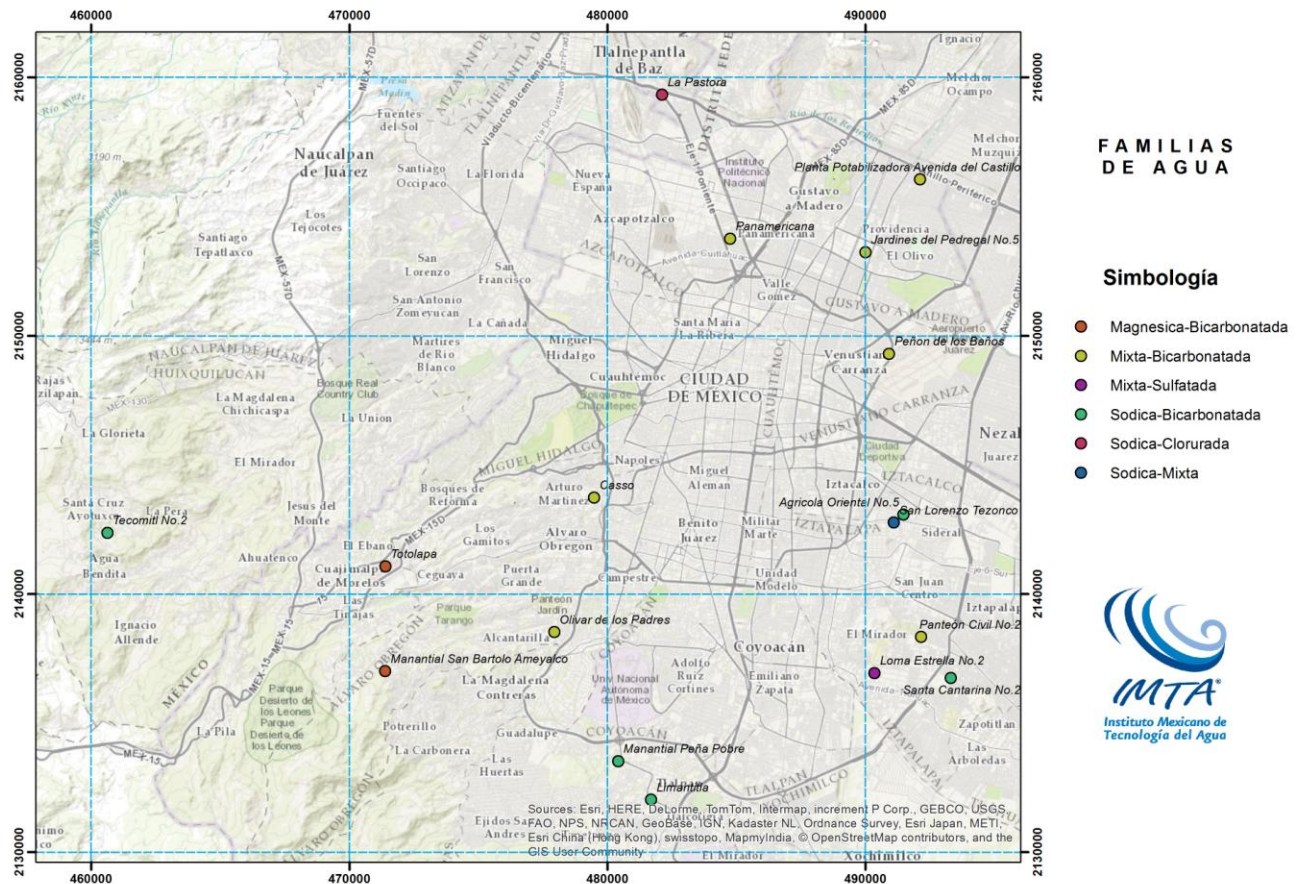


Figura 17. Clasificación de las familias de agua para los pozos profundos y manantiales en el Valle de México.

V.1. Medición "*in situ*" de parámetros físico-químicos.

Temperatura (°C)

La temperatura es un factor abiótico que puede afectar las propiedades físicas y químicas en un ecosistema e impactar en otros factores como la solubilidad de gases, pH, y potencial redox. Por otro lado y de acuerdo a la Norma Mexicana NMX-AA-007-SCFI-2000 que hace referencia al análisis de agua, medición de la temperatura en aguas naturales, residuales y residuales tratadas; la medición de la temperatura es útil como indicador en la determinación o no, de la presencia de compuestos y/o contaminantes en el agua. La temperatura elevada en el agua puede indicar diversas situaciones, ya sea actividad biológica, química o física, además de tiempos de residencia de la misma. Además, tiene un rol muy importante en los ecosistemas al regular o no aspectos como la solubilidad de nutrientes, solubilidad de gases, pH, Eh, entre otros. Por otro lado, es un criterio de calidad para las fuentes de abastecimiento de agua potable, es un parámetro que ha sido establecido como límite permisible en las descargas de aguas residuales.

Los valores de temperatura en el agua subterránea del acuífero del Valle de México muestra intervalos que van del 11.6 a los 43.6°C (Figuras 18 y 19), presentándose los valores más bajos en el Manantial San Bartolo Ameyalco y las temperaturas más elevadas en el pozo Peñón de los Baños y en el pozo profundo San Lorenzo Tezonco, se ha de tener en cuenta que el pozo Peñón de los Baños es de agua termal y a esto se debe su temperatura. Se presenta un gradiente térmico en el agua subterránea con menores temperaturas en la dirección suroeste del Valle de México, con incrementos progresivamente de temperatura en dirección noreste, en dirección de los pozos de Peñón de los Baños, San Lorenzo Tezonco y Agrícola Oriental No. 5.

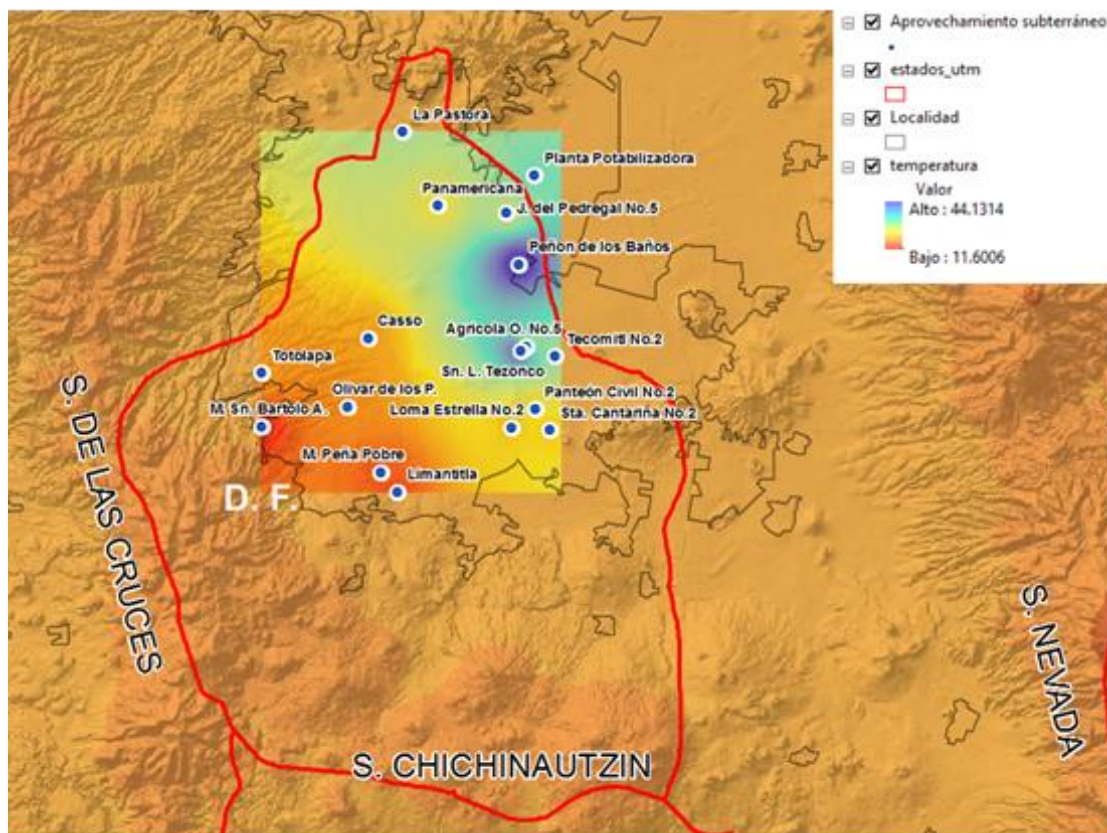


Figura 18. Distribución regional de temperatura (°C) en pozos profundos y manantiales del Valle de México.

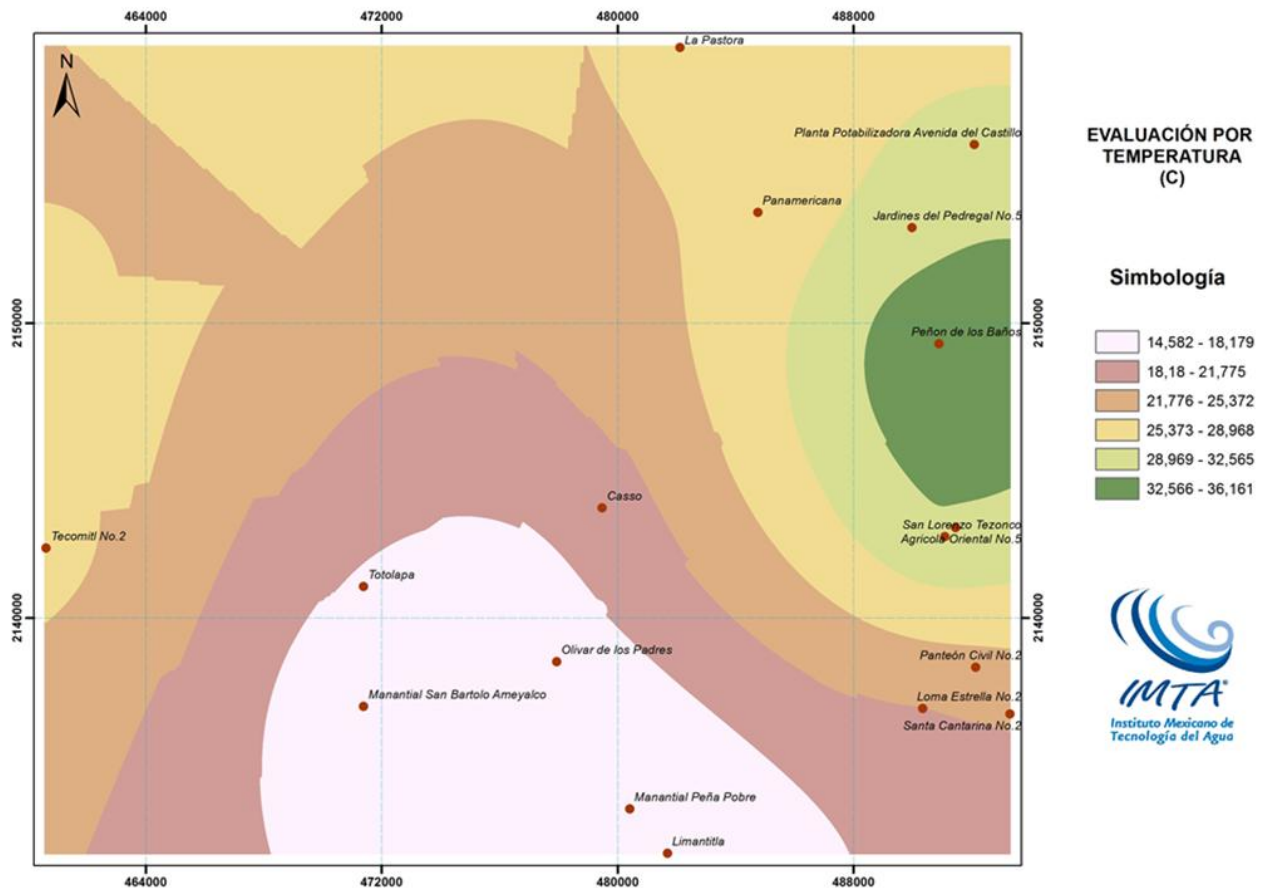


Figura 19. Distribución local de temperatura (°C) en pozos profundos y manantiales del Valle de México.

pH

La determinación de pH (potencial de hidrógeno) constituye un parámetro importante de medición ya que ayudará a observar la tendencia a lo básico o ácido de la muestra en cuestión. El pH de una solución acuosa es una medida del número de iones hidrógeno o protones presentes (Fetter, 1999). Por definición el pH es el logaritmo negativo de la actividad del ion hidrógeno. Va de un rango de 0 (más ácido) a 14 (más básico) y a una temperatura de 25°C y con pH de 7, significa que la solución es neutra. Los valores encontrados mayores a 7 muestran una tendencia básica y tendrá una cantidad más

grande de iones OH^- , por el contrario aquellos con valores inferiores muestran una tendencia ácida, con más iones H^+ . Valores extremos pudieran ser indicadores de la existencia de contaminación debido a distintos factores, ya sea antropogénicos o naturales. Además, existen distintos factores que hacen variar los valores de pH en los cuerpos de agua, como la temperatura, presión parcial del CO_2 , precipitación ácida, entre otros.

El pH de una solución es especialmente sensible a la cantidad de CO_2 disuelto y muestra un efecto sobre las proporciones de las especies iónicas en el agua formadas a partir de CO_2 donde a valores menores a 6 prevalece el CO_2 , la aparición de HCO_3^- se hace evidente en rangos de pH entre 7 y 9, finalmente para valores superiores a 9 la especie iónica dominante es el CO_3^{2-} . La Tabla 8 muestra dicha relación.

Tabla 8. Especie iónica predominante de acuerdo al pH.

pH	CO_2	HCO_3^-	CO_3^{2-}
4	0.996	0.004	1.25×10^{-5}
5	0.962	0.038	1.20×10^{-5}
6	0.725	0.275	9.1×10^{-5}
7	0.208	0.792	2.6×10^{-4}
8	0.025	0.972	3.2×10^{-3}
9	0.003	0.966	0.031
10	0.000	0.757	0.243

Los niveles de pH en el agua subterránea del acuífero del Valle de México presentan valores entre 6.1 a 7.8 (Figuras 20 y 21). Se presenta un gradiente de pH en el agua subterránea con menores niveles de pH en la dirección sur del Valle de México, con incrementos progresivamente de pH en dirección norte, en dirección de los pozos de La Pastora, Planta Potabilizadora Avenida del Castillo y Jardines del Pedregal No. 5.

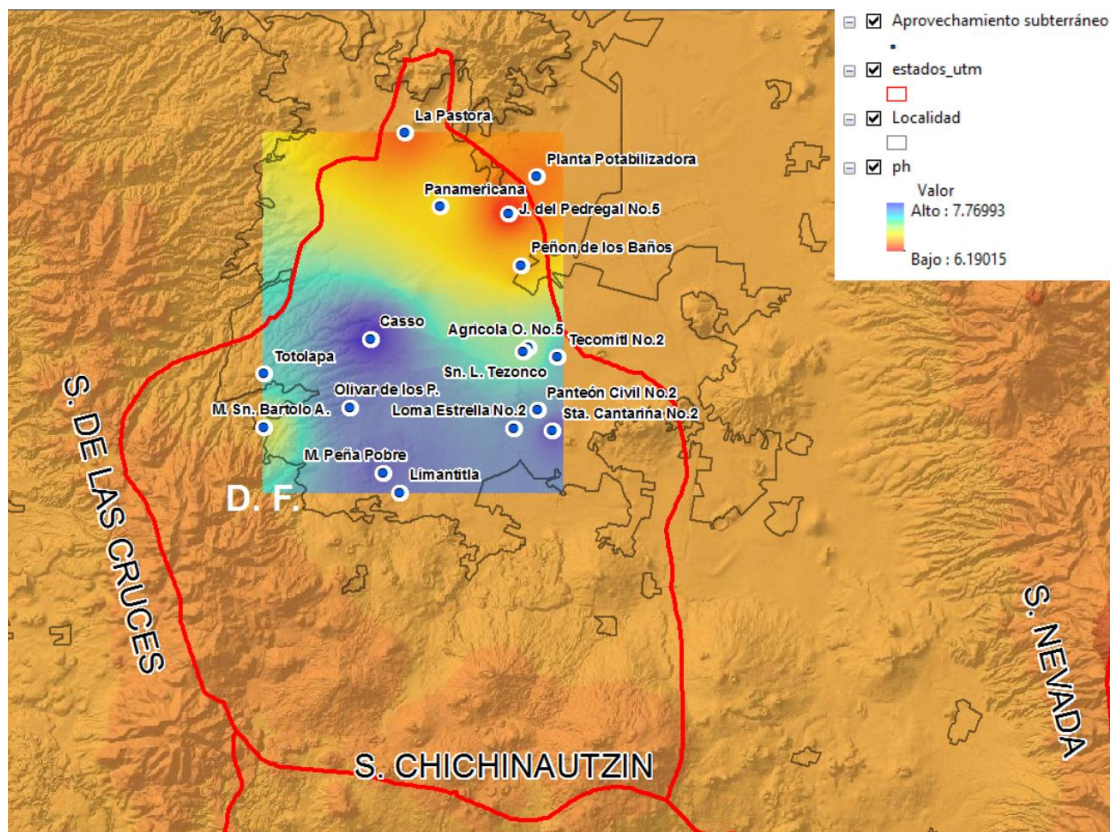


Figura 20. Distribución regional de pH en pozos profundos y manantiales del Valle de México.

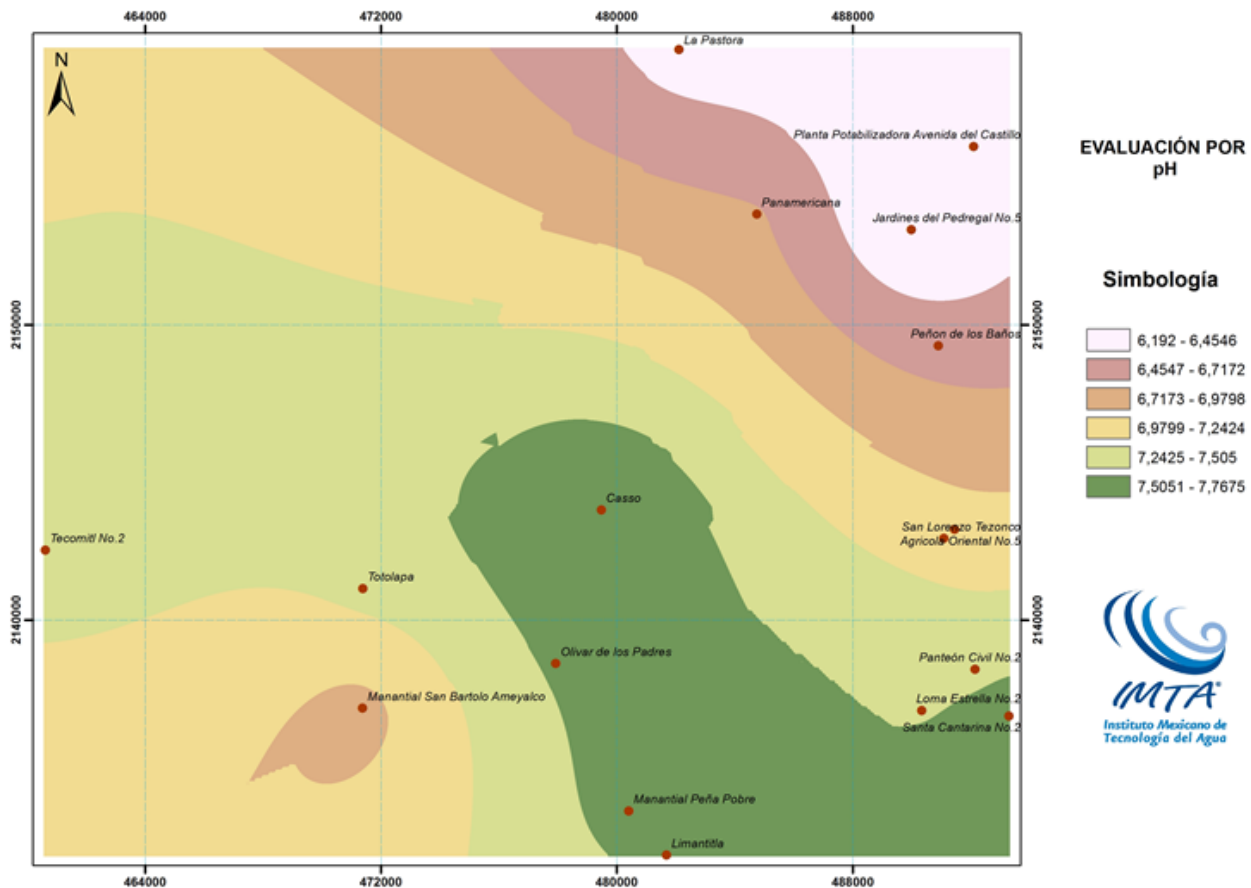


Figura 21. Distribución local de pH en pozos profundos y manantiales del Valle de México.

Conductividad eléctrica ($\mu\text{S}/\text{cm}$)

La conductividad eléctrica es la capacidad que tienen las sales inorgánicas en solución para pasar corriente eléctrica, a medida en que la concentración iónica aumenta, aumenta también hasta cierto punto la conductividad. Habitualmente cuanto mayor sea la cantidad de sólidos disueltos, mayor será la conductividad eléctrica. La medición de este parámetro será un indicativo de la concentración del ion que varía de acuerdo a su carga, tamaño y en la manera en la que interactúe con el solvente; se mide en $\mu\text{S}/\text{cm}$. El agua pura tiene un valor bajo de conductividad eléctrica, únicamente unos pocos cientos

de micro ohm por centímetro a 25°C, aunque este valor es únicamente teórico, ya que el agua pura es difícil de producir. La presencia de especies iónicas cargadas en solución hace la solución conductiva. A medida que la concentración del ion aumente, la conductancia de la solución aumenta; por lo tanto la medición de la conductividad indica la concentración del ion (Hem, 1985).

Los niveles de conductividad eléctrica en el agua subterránea del acuífero del Valle de México presentan valores entre 120 a 5,660 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Figuras 22 y 23). Se presenta un gradiente de conductividad eléctrica en el agua subterránea con menores niveles en la dirección suroeste del Valle de México, con incrementos progresivamente en dirección noreste, en dirección de los pozos de La Pastora y Peñón de los Baños.

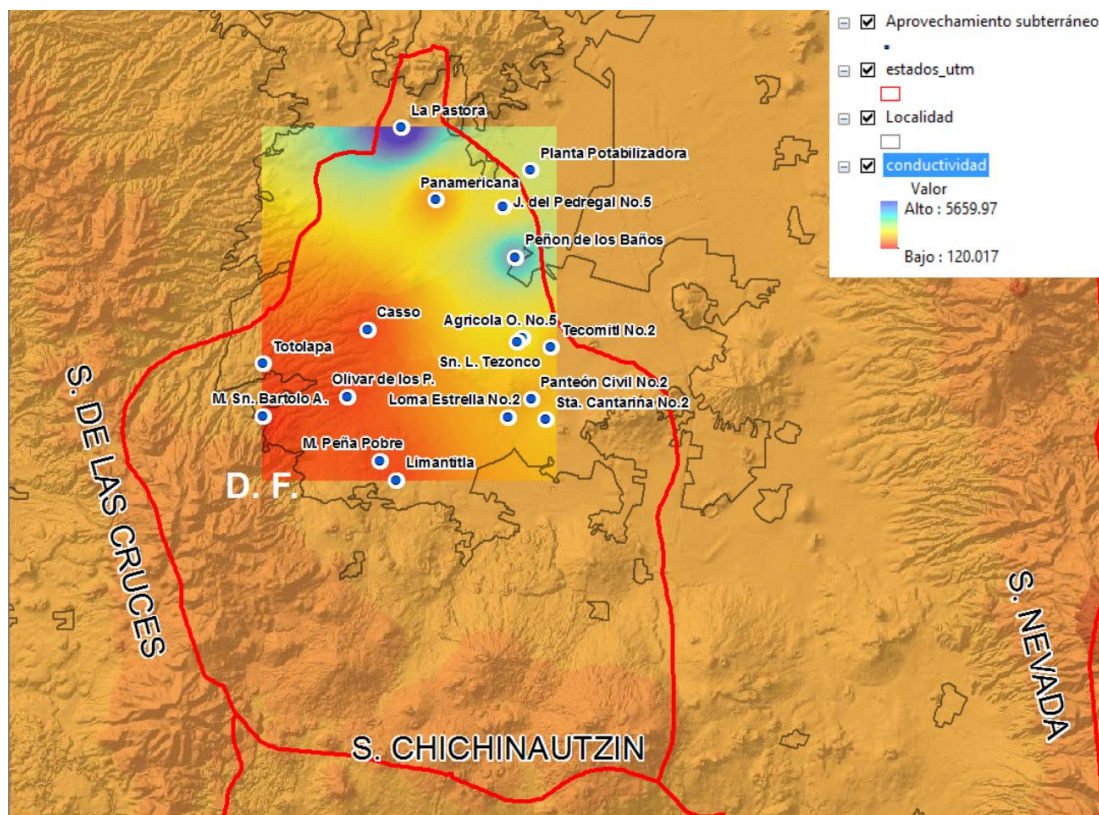


Figura 22. Distribución regional de conductividad eléctrica en pozos profundos y manantiales del Valle de México

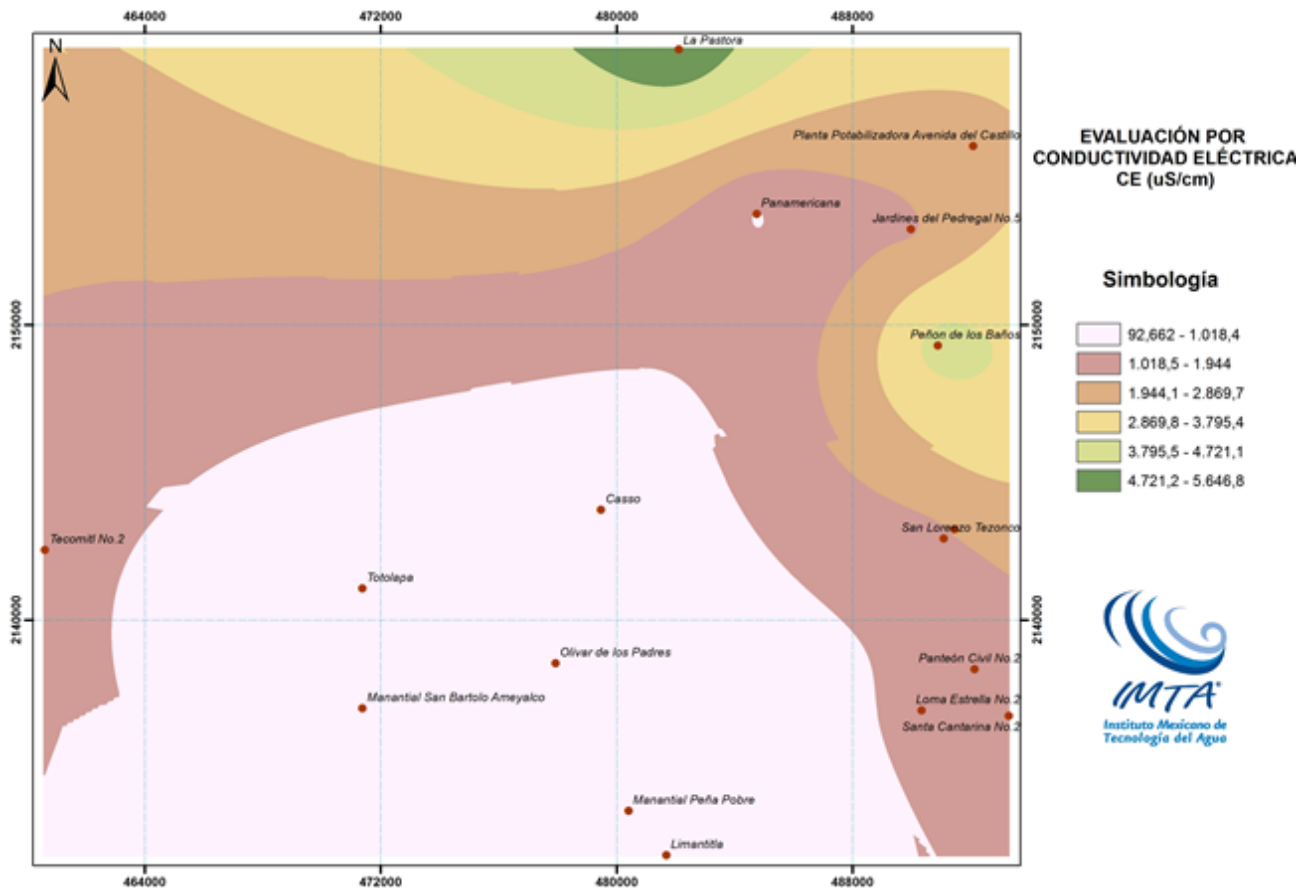


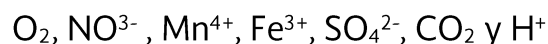
Figura 23. Distribución local de conductividad eléctrica en pozos profundos y manantiales del Valle de México.

Potencial REDOX (Eh)

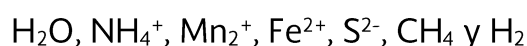
El potencial redox es una característica fisicoquímica de aquellos solutos que tienen la facilidad de intercambiar electrones, es decir oxidar o reducir ciertas sustancias. Finalmente es una medida de la actividad de ellos y que está relacionada con el pH y la cantidad de oxígeno presente en el medio. Las actividades de ciertos elementos se ven afectadas por la variación de Eh en el medio, además de la distribución y actividad microbiana como el crecimiento bacteriano. A falta de oxígeno, la materia orgánica se oxida a costa de la reducción de otros compuestos, por ejemplo pasa de sulfato a sulfito o de nitrato a nitrito.

Entonces, se dice que un valor alto y positivo de este parámetro es indicativo de un medio favorecedor para reacciones de oxidación; por otro lado, un valor pequeño y negativo indica un medio reductor.

Diversas actividades de algunos elementos son sensibles a las variaciones de Eh, ya que influye en el orden de reducción de algunos compuestos de la siguiente manera:



a las formas reducidas:



Los niveles de potencial REDOX (Eh) en el agua subterránea del acuífero del Valle de México presentan valores entre -22 a -920 mV (Figuras 24 y 25). Se presenta un gradiente de potencial REDOX en el agua subterránea con menores niveles en la dirección suroeste del Valle de México en particular en el manantial Peña Pobre, con incrementos progresivamente de potencial en dirección noreste y este del Valle de México.

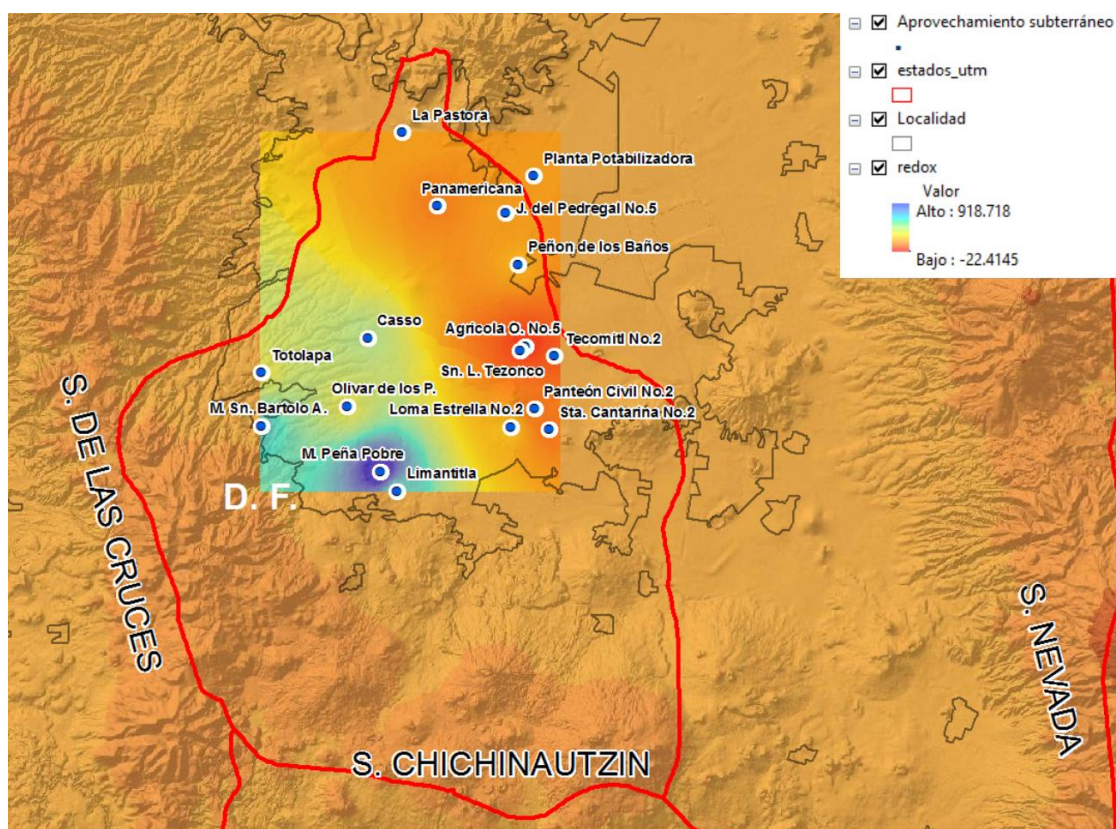


Figura 24. Distribución regional de Potencial REDOX (Eh) en pozos profundos y manantiales del Valle de México.

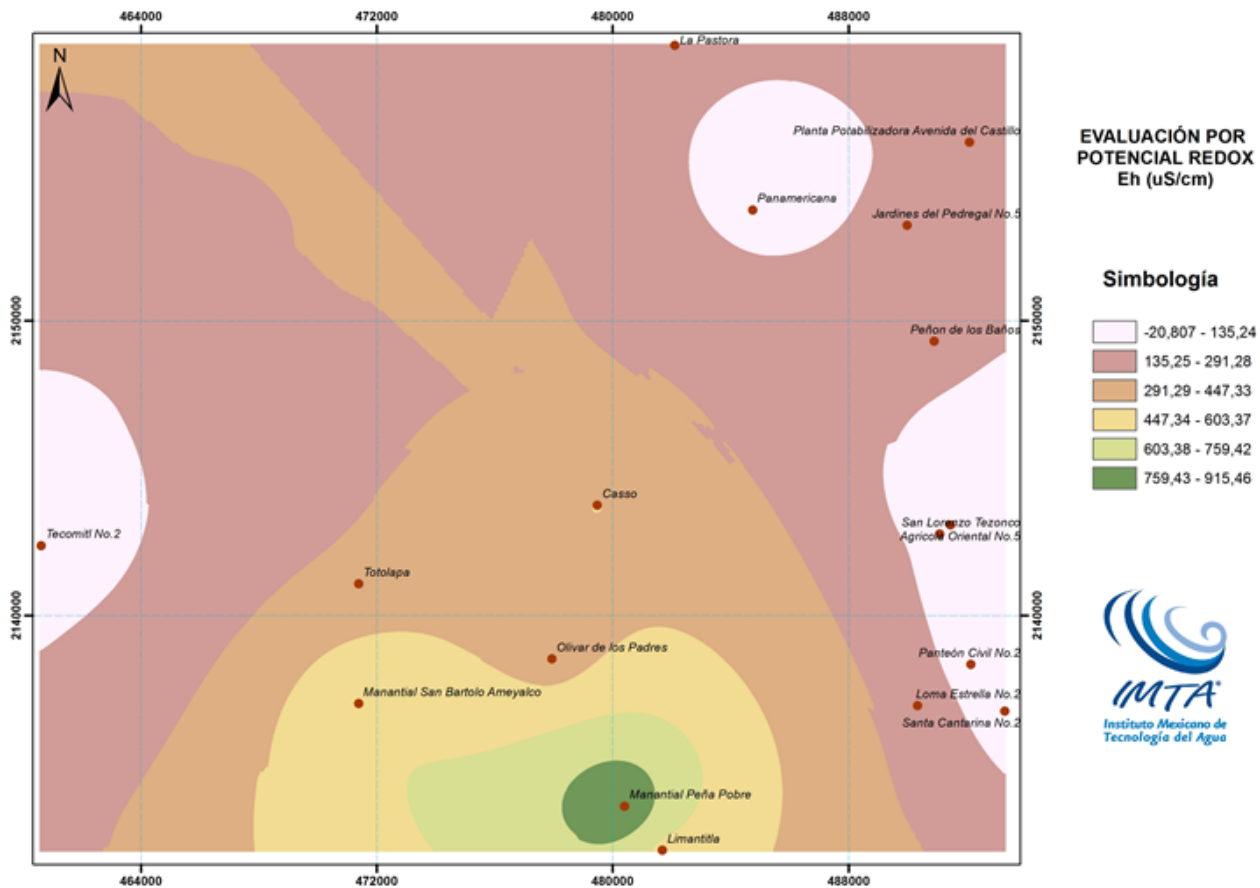


Figura 25. Distribución local de Potencial REDOX (Eh) en pozos profundos y manantiales del Valle de México.

Oxígeno disuelto (OD)

El oxígeno disuelto es la cantidad de oxígeno que se encuentra disuelto en el agua. La cantidad de OD en el agua se usa como un indicador de contaminación o de la presencia de vida vegetal y animal en esa agua. Mayor cantidad de OD indica agua de mejor calidad, por el contrario, cuando el valor es bajo, algunos organismos no sobreviven. Además, su importancia radica en la capacidad que tiene de oxidar diferentes especies que se encuentran en su forma reducida y de alterar su solubilidad.

El oxígeno que se encuentra en la atmósfera se disuelve fácilmente en el agua; cuando éste se encuentra disuelto se difunde lentamente. Además de provenir de la atmósfera, el OD puede producirse durante la fotosíntesis de las plantas acuáticas donde éstas eliminan el CO_2 y lo reemplazan por oxígeno. Por otro lado el oxígeno es consumido por las bacterias de plantas y animales muertos. Durante el proceso de descomposición, las bacterias hacen uso del oxígeno para oxidar y alterar el material. En cuanto los organismos comienzan a multiplicarse, la velocidad con la que utilizan el oxígeno puede superar la velocidad con la que éste es incorporado de la atmosfera. De esta manera la concentración de OD disminuye desencadenando un incremento en el bicarbonato generado. Además, el agua fría puede contener más OD que el agua caliente, así como el agua dulce que la salobre.

El potencial redox, es afectado por la concentración de oxígeno disuelto. A medida que baja el potencial redox en aguas y sedimentos, se observa una disminución en la concentración de OD y la reducción de iones y moléculas importantes para la nutrición de microorganismos y formas de vida superior.

Tabla 9. Relación de parejas redox de acuerdo a Eh y OD

Parejas Redox	Eh (mV)	OD (mg/L)
$\text{NO}_3^- - \text{NO}_2^-$	+450 a +400	4.0
$\text{NO}_2^- - \text{NH}_3$	+400 a +350	0.4
$\text{Fe}^{3+} - \text{Fe}^{2+}$	+300 a +200	0.1
$\text{SO}_4^{2-} - \text{S}^{2-}$	-150 a -200	0
$\text{CO}_2 - \text{CH}_4$	-250 a -300	0

Los niveles de oxígeno disuelto (mg/L) en el agua subterránea del acuífero del Valle de México presentan valores entre 1.6 a 8.2 mg/L (Figuras 26 y 27). Se presenta un gradiente de oxígeno disuelto en el agua subterránea con menores niveles en la dirección suroeste del Valle de México, con incrementos progresivamente en dirección noreste y este del Valle de México.

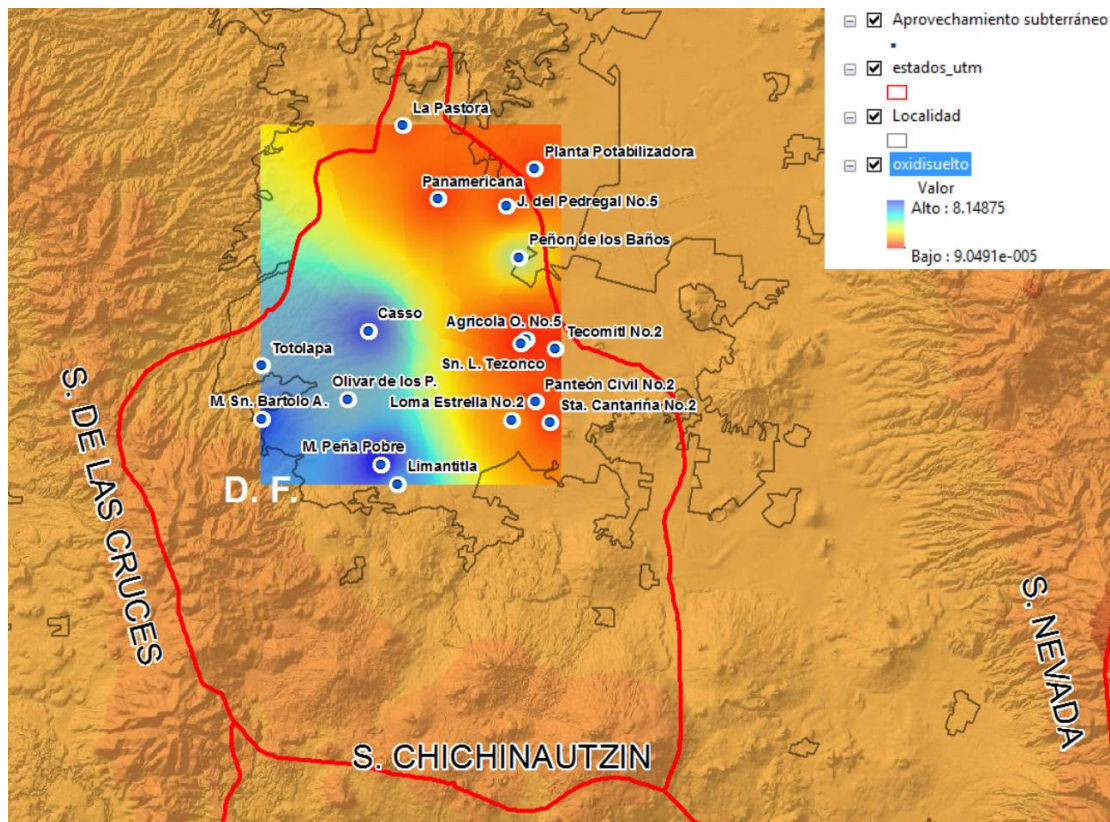


Figura 26. Distribución regional de Oxígeno disuelto (mg/L) en pozos profundos y manantiales del Valle de México.

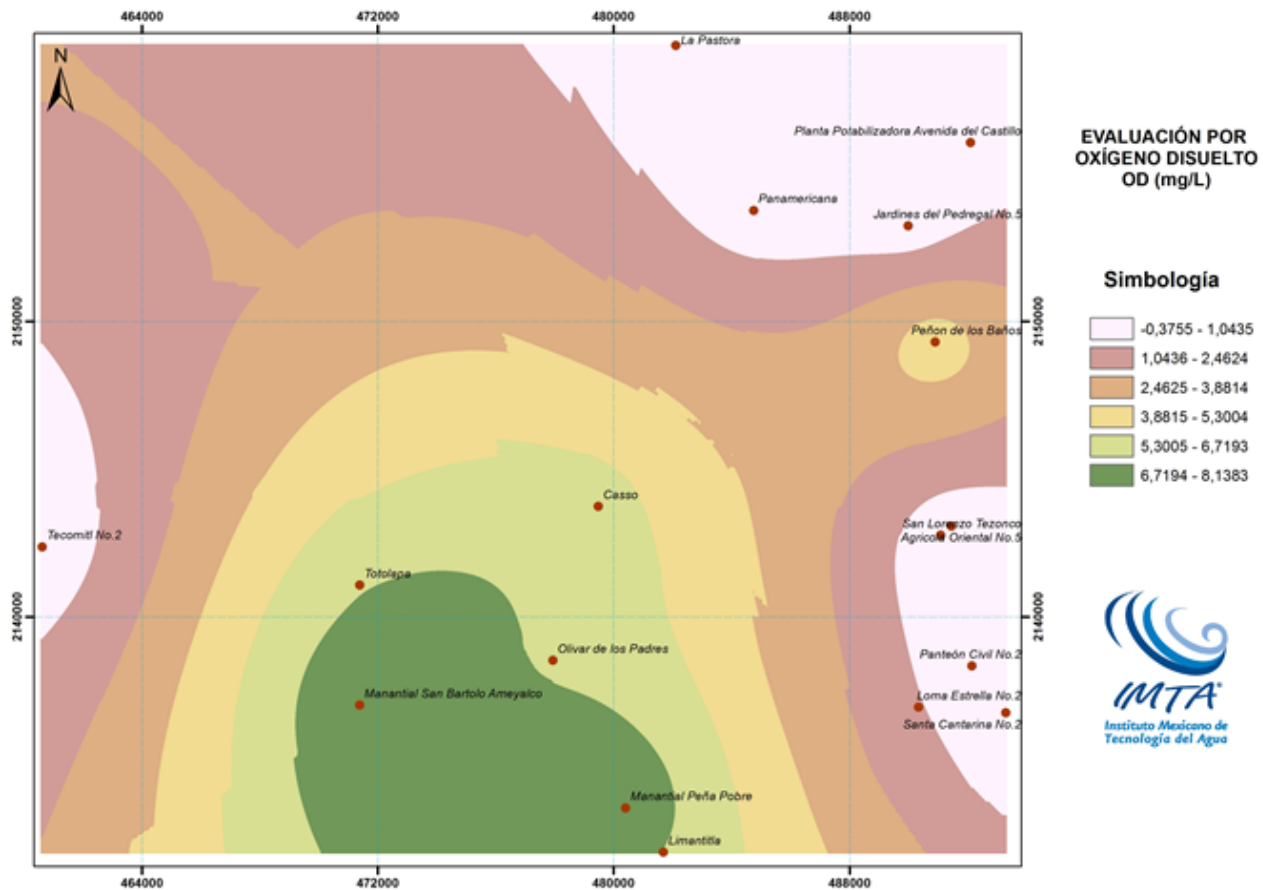


Figura 27. Distribución local de Oxígeno disuelto (mg/L) en pozos profundos y manantiales del Valle de México.

V.2.- Medición de parámetros físico-químicos de laboratorio

Constituyentes mayoritarios, minoritarios y traza

Los constituyentes mayores son aquellos cuya concentración supera los 5 mg/L, dentro de los cuales se encuentran, bicarbonato, sulfato, cloruro, sodio, magnesio y calcio, usualmente ocurren en aguas naturales, además no presentan problemas especiales. Se dice que la secuencia normal en la que aparecen los cationes y aniones principales en un agua de reciente infiltración es la siguiente:

$\text{Ca} > \text{Mg} > \text{Na} > \text{HCO}_3 > \text{SO}_4 > \text{Cl}$

Aunque después de un tiempo de residencia largo, cambia a la siguiente manera:

$\text{Na} > \text{Mg} > \text{Ca} > \text{Cl} > \text{SO}_4 > \text{HCO}_3$

Dentro de los constituyentes menores, se encuentran, el boro, carbonato, fluoruro, nitrato, potasio y hierro, por mencionar algunos y sus concentraciones oscilan entre 0.01 – 10 mg/L.

Finalmente, los constituyentes traza son los que tienen concentraciones menores a 0.1 mg/L, como el aluminio, litio, bromuro, arsénico, cromo, yodo, zinc, berilio y manganeso, entre otros.

Alcalinidad Total

La alcalinidad es la capacidad del agua para neutralizar ácidos o aceptar protones y representa la suma de los iones carbonatos, bicarbonatos e hidróxidos. De acuerdo a lo previamente establecido con relación al pH y las especies carbonatadas, se ha tomado en cuenta que el HCO_3 , es la especie predominante, por lo que la alcalinidad se encuentra representada por sus valores.

Los iones bicarbonato son sales provenientes de la reacción de disociación del ácido carbónico y la serie de reacciones comienzan con la adición de CO_2 al medio. Los bicarbonatos son los más grandes contribuyentes a la alcalinidad de aguas y su origen puede deberse a la disolución de calizas y dolomías aumentada por el aporte de CO_2 y/o ácidos orgánicos o inorgánicos. Además, la hidrólisis de silicatos puede dar lugar a la formación de estos iones.

Para este caso los bicarbonatos presentes han sido calculados a partir de la alcalinidad total medida en campo para cada muestra.

Los niveles de alcalinidad en el agua subterránea del acuífero del Valle de México presentan valores entre 56 a 1,400 mg/L (Figura 28). Se presenta un gradiente de alcalinidad en el agua subterránea con menores niveles en la dirección suroeste del Valle de México, con incrementos progresivamente de potencial en dirección Noreste, hacia los pozos profundos de La Pastora, Planta Potabilizadora Avenida del Castillo y Peñón de los Baños.

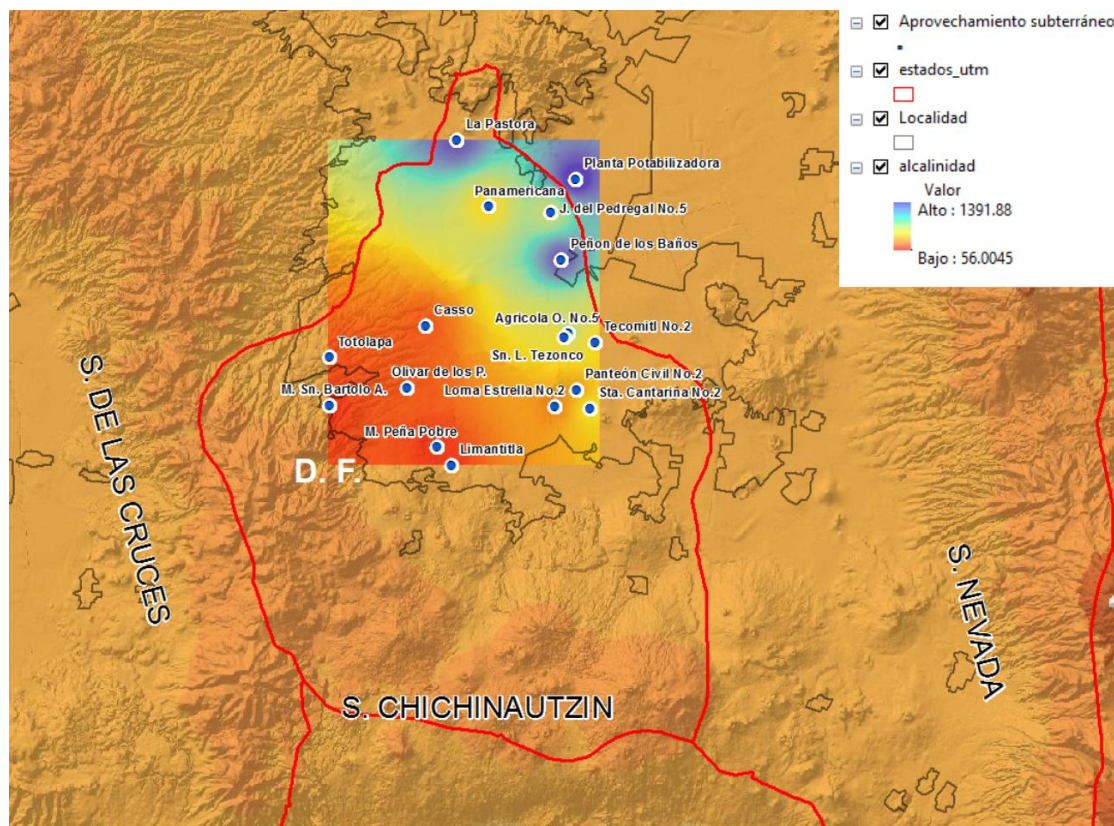


Figura 28. Distribución regional de Alcalinidad total en mg/L en pozos profundos y manantiales del Valle de México.

HCO₃

Los niveles de HCO₃ en el agua subterránea del acuífero del Valle de México presentan valores entre 56 a 1,400 mg/L (Figuras 29 y 30). Se presenta un gradiente de bicarbonatos en el agua subterránea con menores niveles en la dirección suroeste del Valle de México, con incrementos progresivamente de bicarbonatos en dirección Noreste, hacia los pozos profundos de La Pastora, Planta Potabilizadora Avenida del Castillo y Peñón de los Baños.

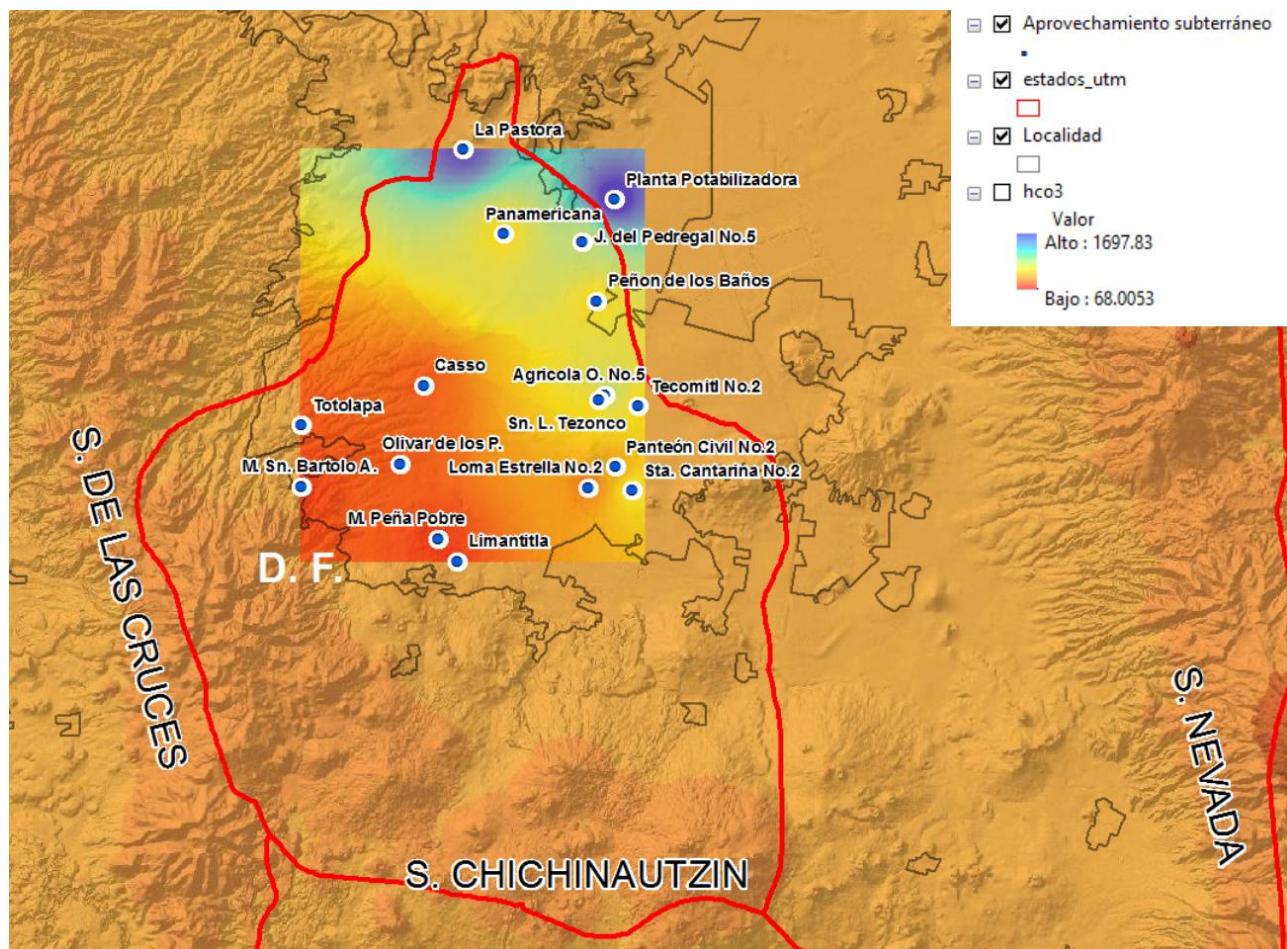


Figura 29. Distribución regional de HCO₃ en mg/L en pozos profundos y manantiales del Valle de México.

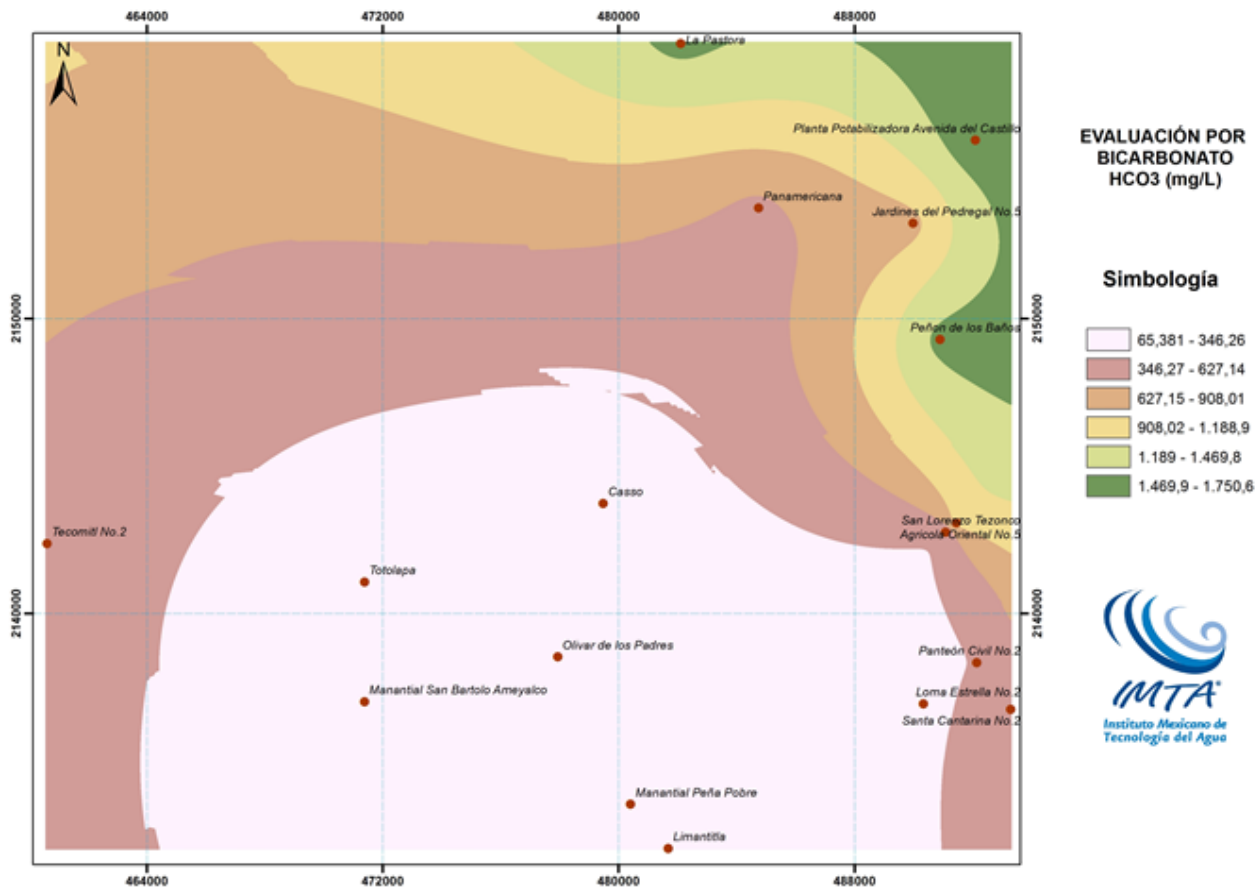


Figura 30. Distribución local de HCO_3 en mg/L en pozos profundos y manantiales del Valle de México.

Cloruros

Este elemento es el más abundante de los halógenos. Su comportamiento geoquímico refleja la volatilidad y el hecho de que al formar compuestos con elementos metálicos, metales alcalinos y metales alcalinotérreos son solubles en el agua. Éste puede ser encontrado de manera natural en aguas en dependencia del tipo de terreno por el cual atraviere, aunque la fuente más importante está asociada con rocas sedimentarias, particularmente con las evaporitas. Usualmente el valor de cloruros en aguas naturales se encuentra dentro del orden de 50-60 mg/L, aunque este elemento se caracteriza por

no ocasionar grandes problemas en la salud humana aun cuando se excedan los límites permisibles (Figura 31).

Por otra parte, la mayoría de las rocas muestran una baja proporción de cloruros, aunque dada el alta solubilidad de sus sales, pasan rápidamente a la fase acuosa logrando concentraciones muy altas. El cloruro no forma sales de baja solubilidad, no se oxida ni se reduce en aguas naturales, no es adsorbido significativamente ni se incorpora a procesos bioquímicos, por lo cual es considerado conservativo.

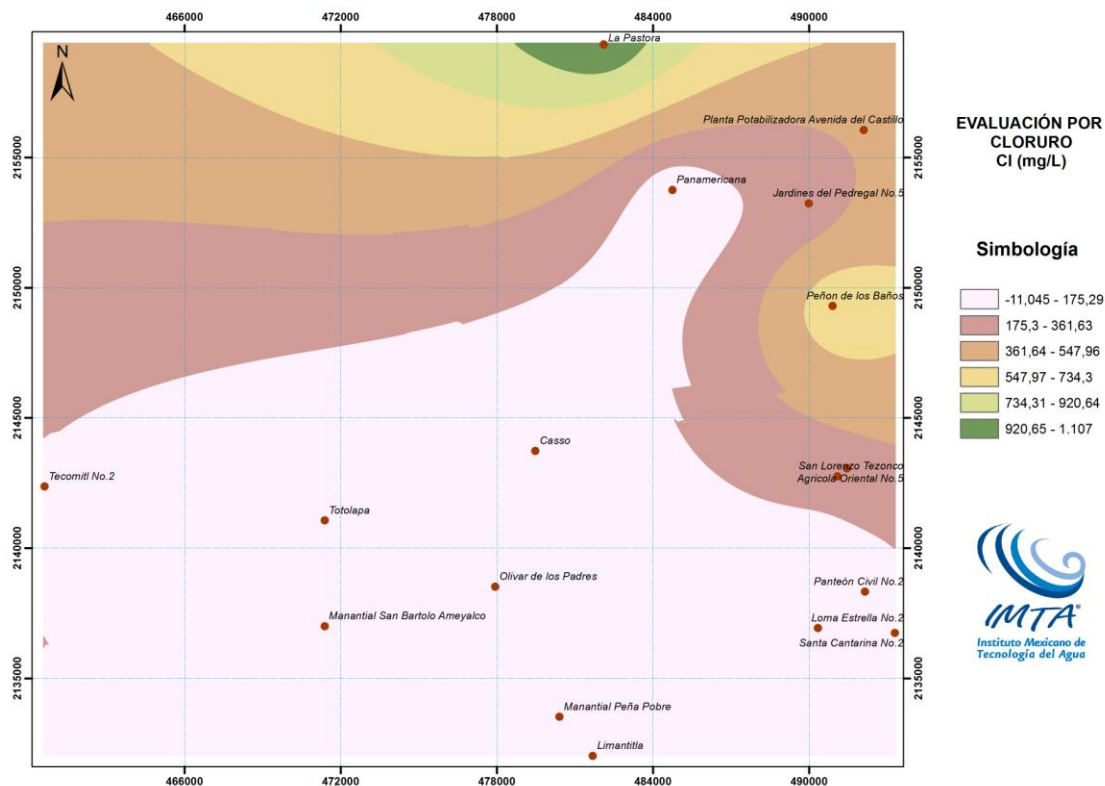


Figura 31. Distribución local de Cloruro, mg/l, en pozos profundos y manantiales del Valle de México.

Sulfato

Los sulfatos proceden del lavado de terrenos formados en ambiente marino, de la oxidación de sulfuros que se encuentran ampliamente distribuidos en rocas ígneas y sedimentarias y de la descomposición de sustancias orgánicas, entre otros aunque, la disolución de yeso y anhidrita fundamentalmente, representa el aporte más importante de este ión a las aguas subterráneas. El comportamiento del sulfato puede ser un tanto diferente a lo esperado teóricamente debido a su tendencia a compleja con Na y Ca. El ión sulfato está sujeto a procesos de reducción, especialmente en presencia de bacterias y materia orgánica. En ambientes reductores, a pH menor que 7, la forma reducida estable es el H_2S , mientras que en soluciones alcalinas predomina el HS^- .

En presencia de concentraciones altas de azufre, predominan las especies acuosas de azufre y arsénico. Cuando se establecen condiciones reductoras y ácidas, precipitarán sulfuros de arsénico como el oropimente y realgar.

En la Figura 32, se nota claramente que la zona sureste es la que manifiesta los valores más elevados de este compuesto, donde el pozo con mayor concentración Loma Estrella No.2 presenta 324 mg/L.

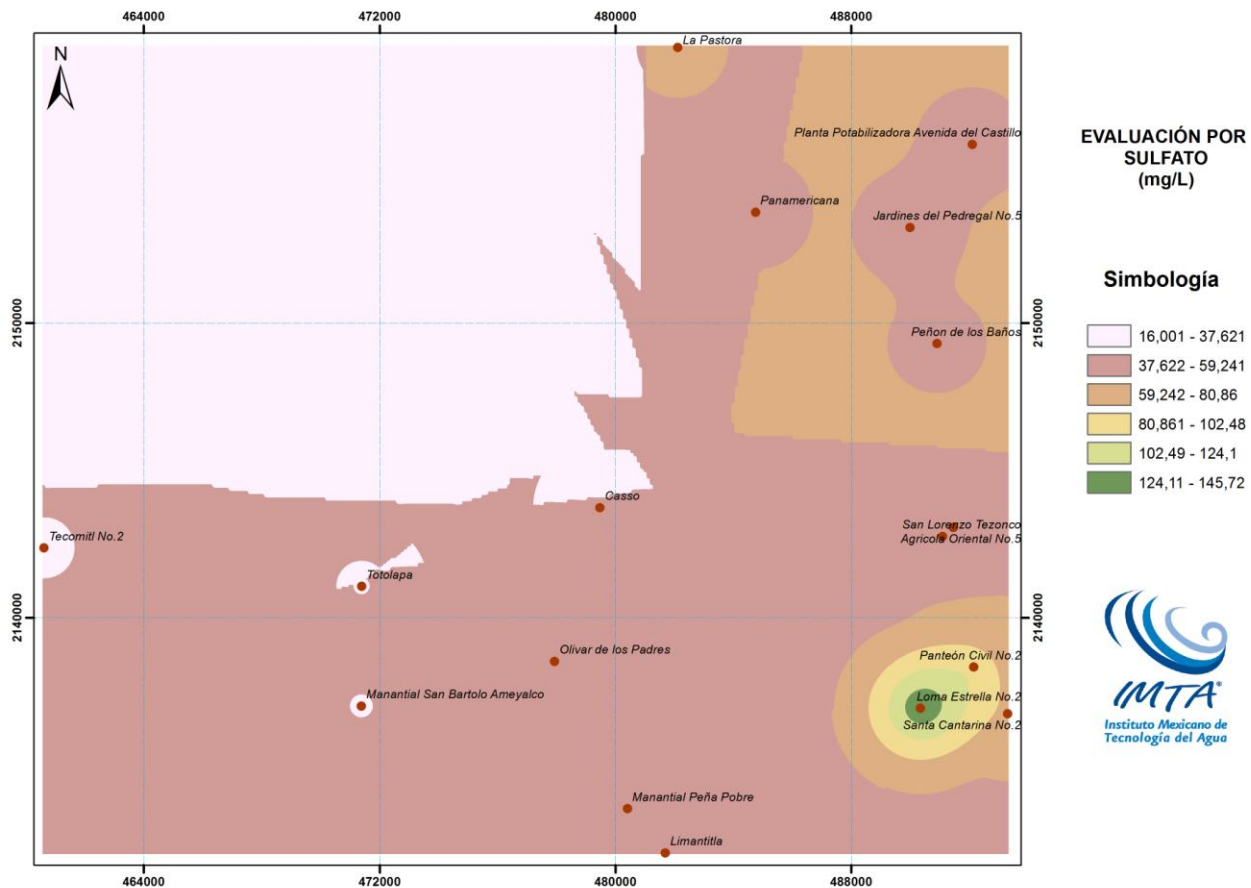


Figura 32. Distribución local de sulfatos en mg/L en pozos profundos y manantiales del Valle de México.

Calcio

El calcio es el constituyente mayor en muchas de las rocas comunes así como en las aguas naturales debido a su difusión en rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas. En rocas sedimentarias aparece principalmente en forma de carbonatos o sulfatos. Su comportamiento en sistemas acuosos es regido por la disponibilidad del calcio más soluble que contenga sólidos y por solución y equilibrio de la fase gaseosa que involucra especies de dióxido de carbono. El intercambio iónico entre calcio y otros cationes retenidos en la superficie de minerales con los que se encuentra en contacto, el agua se

potencia notablemente en terrenos arcillosos de baja permeabilidad. La capacidad de intercambio catiónico en suelo y acuíferos, reside principalmente en la fracción arcillosa ($<2\mu\text{m}$), la materia orgánica y el contenido de óxidos e hidróxidos. La fracción arcillosa tiene esta propiedad debido a las cargas en exceso (positivas o negativas) producidas por las sustituciones de cationes en la estructura de los minerales arcillosos. Esta carga superficial es compensada por una acumulación de iones de carga contraria que permanecen adsorbidos a la superficie conformando un estrato bien definido (Freeze y Cherry, 1979; Appelo y Postma, 1993). Los iones en este estrato pueden intercambiarse con los de la solución en contacto con el sólido, con la justificación de que el balance de cargas se mantenga. La carga en la superficie del mineral depende del pH de la solución con la que está en contacto. La fracción arcillosa de los sedimentos del acuífero somero está compuesta por caolinita, esmectita e illita (Lozano, 1989; Pitre, 1994) cuyo punto de carga es menor que el pH del agua con la que están en contacto (6.5-8.5) por lo que intercambian cationes.

También puede formar sales normalmente solubles; está asociado con el nivel de mineralización y por lo tanto se encuentra en mayor proporción en aguas subterráneas comparado con los cuerpos superficiales.

La distribución espacial del ión calcio establece menores concentraciones hacia la zona de recarga en las Sierras de Chichinautzin incrementando sus concentraciones hacia la parte central del valle hacia el pozo profundo Peñón de los Baños y la Planta Potabilizadora Avenida del Castillo (Figura 33).

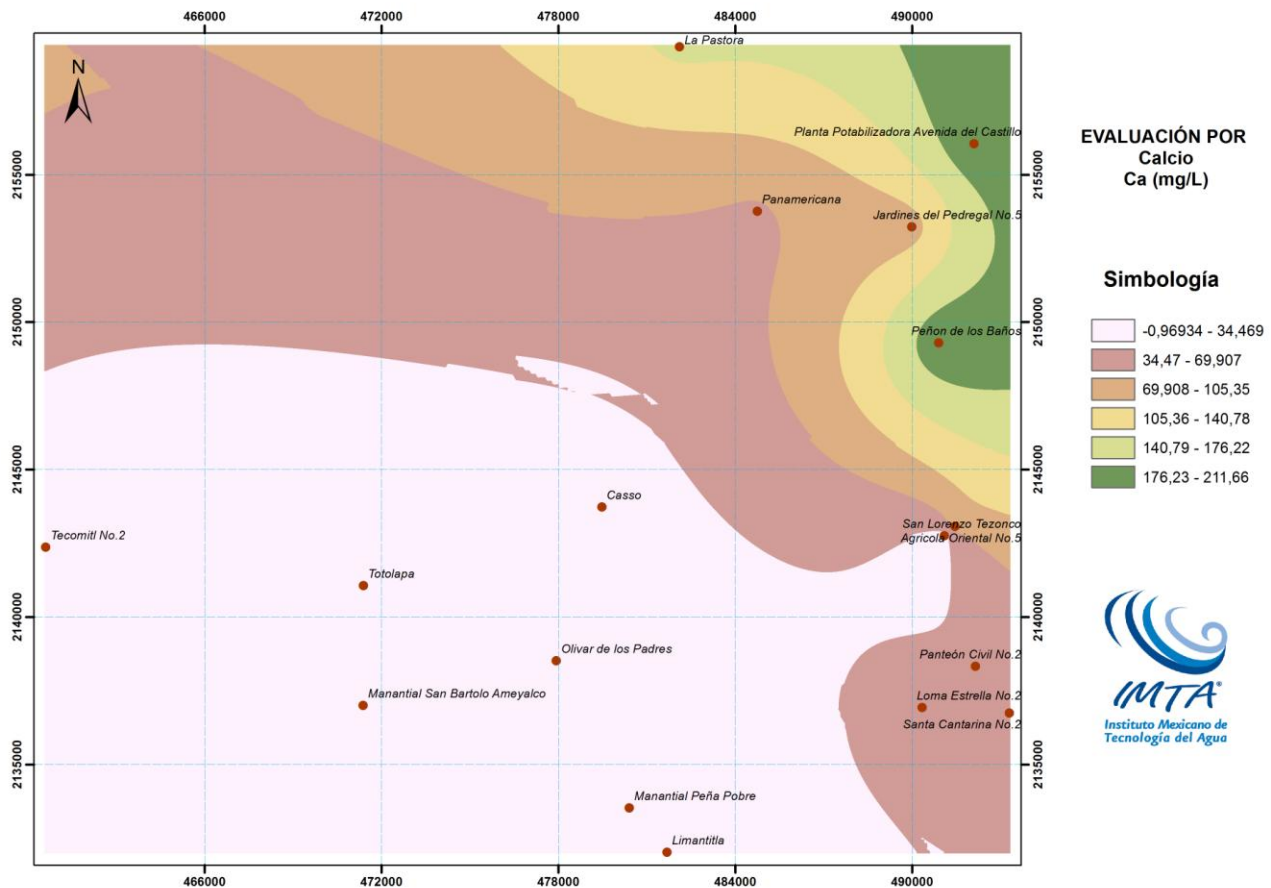


Figura 33. Distribución local de calcio en mg/L en pozos profundos y manantiales del Valle de México.

Magnesio

El magnesio y otros metales alcalinotérreos son responsables de la dureza del agua, siendo el agua dura la que tenga concentraciones altas de estos iones y blanda aquella con concentraciones bajas. El magnesio se presenta principalmente como Mg^{2+} (aq) en soluciones acuosas, pero también como $MgOH^{+}$ (aq) y $Mg(OH)_2$ (aq).

La solubilidad del hidróxido de magnesio en agua es de 12 mg/L. Muchos minerales tienen magnesio, por ejemplo la dolomita. Éste se desprende de las rocas y va en el agua.

En las muestras analizadas, el magnesio se encuentra en menor proporción que el calcio y sodio. Los valores van desde los 6.54 hasta los 198 mg/L (Figura 34).

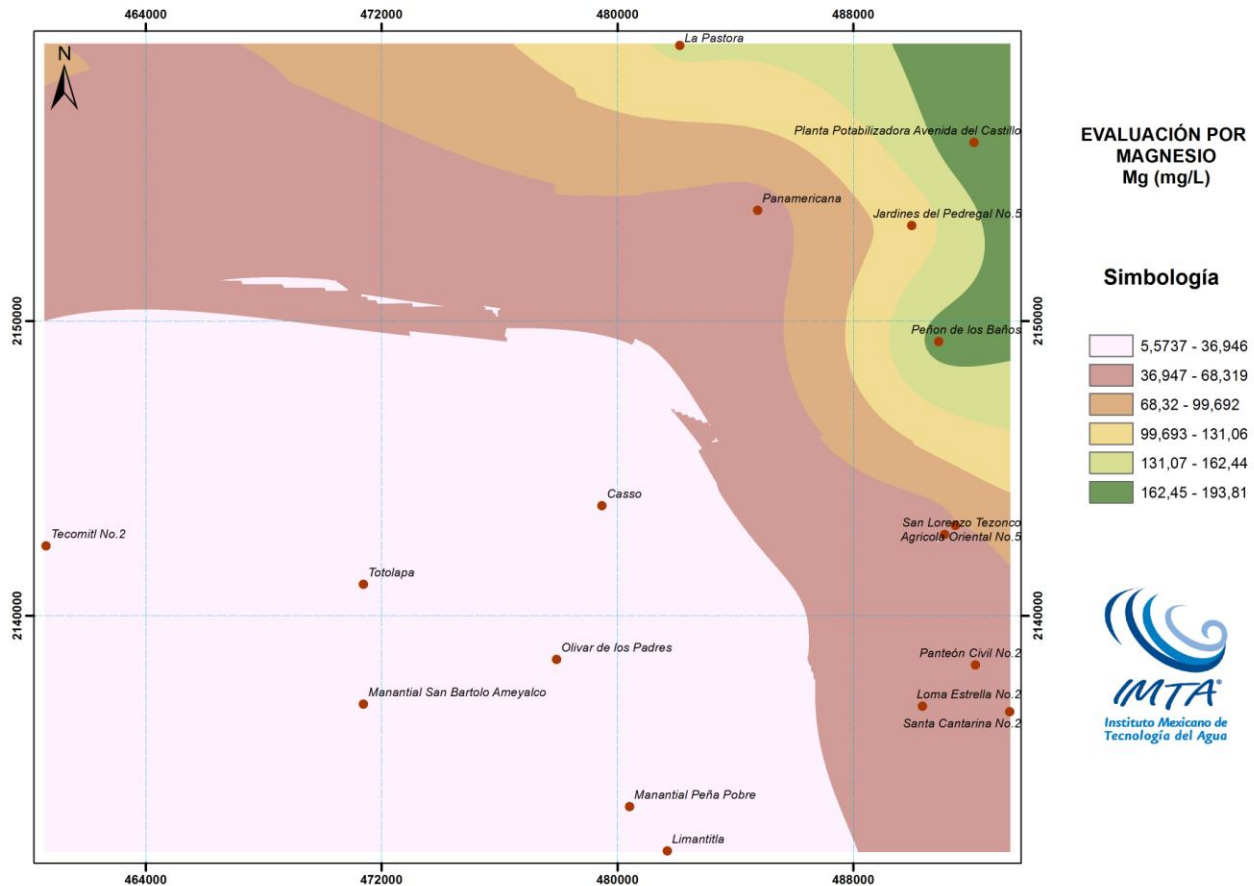


Figura 34. Distribución local de magnesio en mg/L en pozos profundos y manantiales del Valle de México.

Sodio

El sodio puede encontrarse en el agua por ejemplo debido a intrusión de agua marina o infiltración. También puede provenir de la meteorización de silicatos y disolución de rocas sedimentarias marinas o evaporíticas. Las sales de Na son muy solubles y pueden estar disueltas en el agua; el ion puede estar involucrado en procesos de intercambio catiónico y ser adsorbido por arcillas.

Una fuente importante de sodio, son los aportes de aguas marinas en regiones costeras. Las sales de sodio son muy solubles y pasan tiempo en solución ya que no se producen reacciones de precipitación. El sodio también puede ser adsorbido en arcillas de alta capacidad de intercambio iónico y que se intercambia con calcio promoviendo una disminución de la dureza del agua.

La distribución espacial del ión sodio establece menores concentraciones hacia la zona de recarga en las Sierras de Chichinautzin incrementando sus concentraciones hacia la parte central del valle hacia el pozo profundo de Peñón de los Baños y Pozo La Pastora (Figura 35).

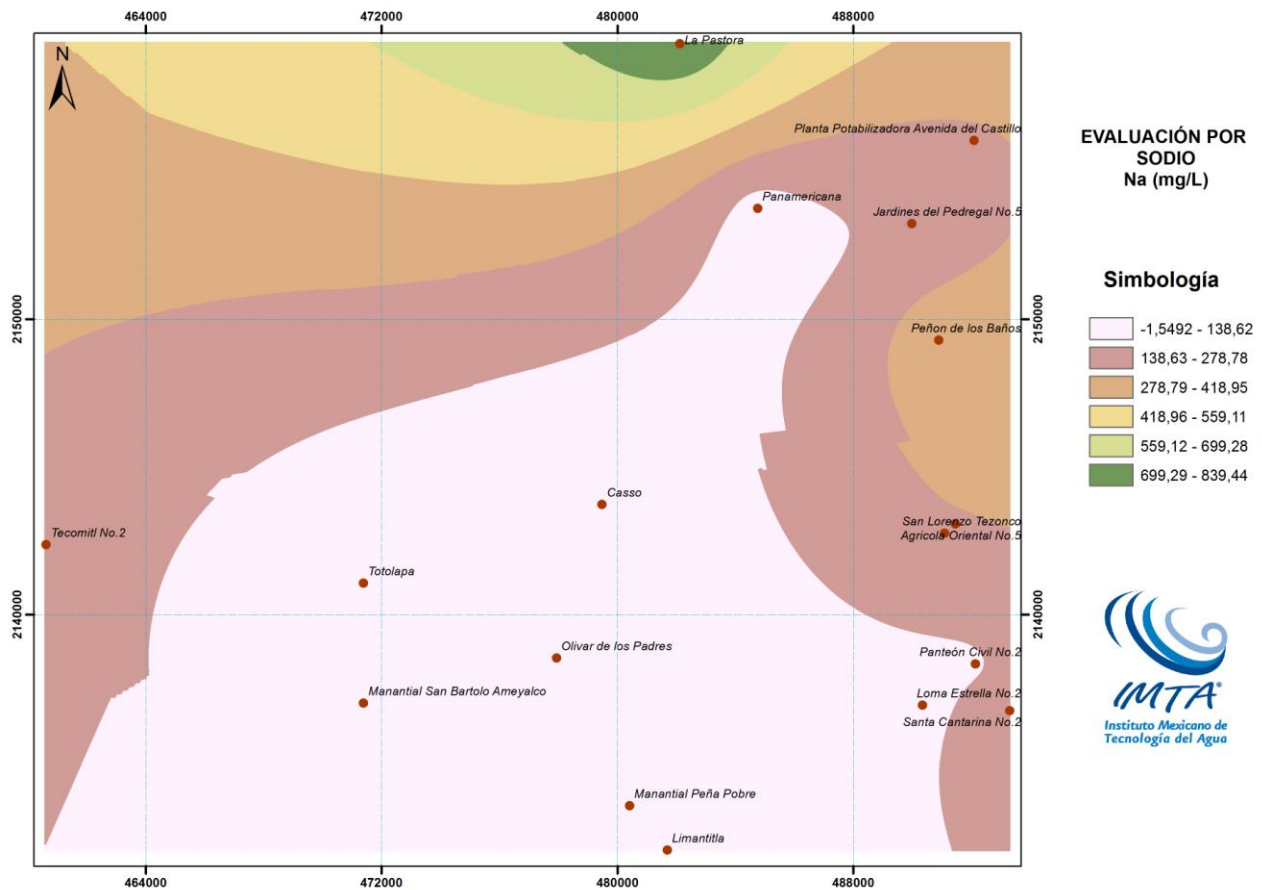


Figura 35. Distribución local de sodio en mg/L en pozos profundos y manantiales del Valle de México.

Flúor

Los niveles de flúor en el agua subterránea del acuífero del Valle de México presentan valores entre 0.16 a 0.80 mg/L (Figura 36). Se presenta un gradiente de flúor en el agua subterránea con menores niveles en la dirección oeste del Valle de México, con incrementos progresivos de flúor en dirección Este, principalmente hacia el pozo profundo de Jardines del Pedregal No. 5.

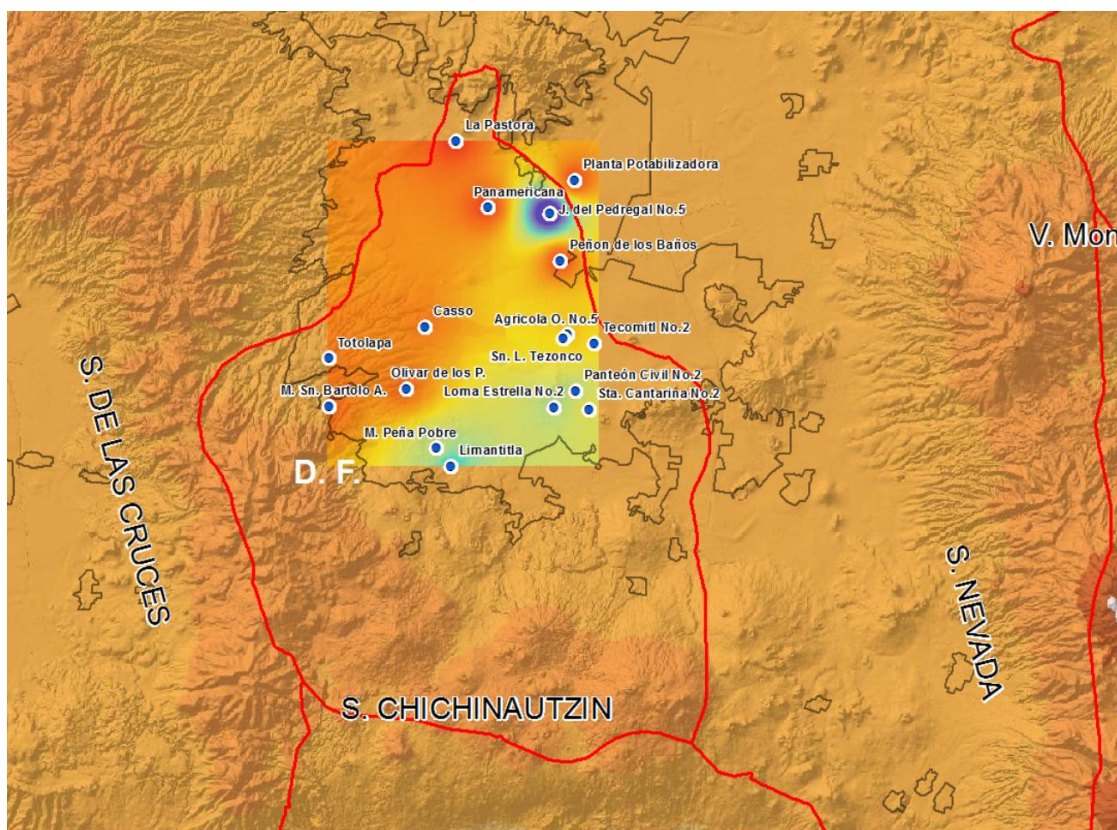


Figura 36. Distribución regional de flúor en mg/L en pozos profundos y manantiales del Valle de México.

Bromo

Los niveles de bromo en el agua subterránea del acuífero del Valle de México presentan valores entre 0.3 a 1.5 mg/L (Figura 37). Se presenta un gradiente de bromo en el agua subterránea con menores niveles en la dirección oeste del Valle de México, con incrementos progresivos de bromo en dirección Este, principalmente hacia el pozo profundo de Peñón de los Baños.

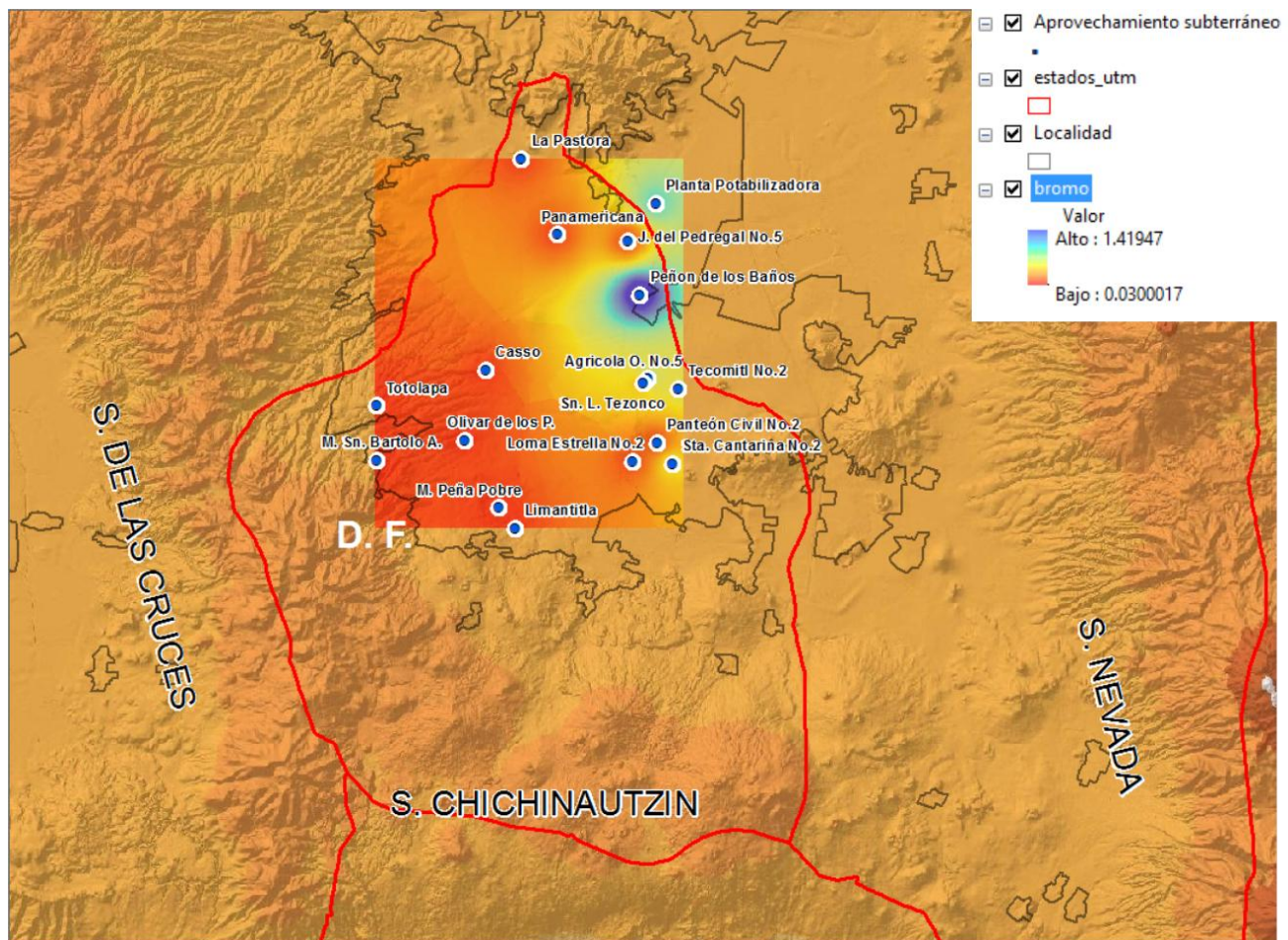


Figura 37. Distribución regional de bromo en mg/L en pozos profundos y manantiales del Valle de México.

NO₂

Los niveles de nitritos en el agua subterránea del acuífero del Valle de México presentan valores entre 0.02 a 4.10 mg/L (Figura 38). Se presenta un gradiente de nitritos en el agua subterránea con menores niveles en la dirección oeste del Valle de México, con incrementos progresivamente de nitritos en dirección este, principalmente hacia los pozos profundos de San Lorenzo Tezonco y Agrícola Oriental No. 5.

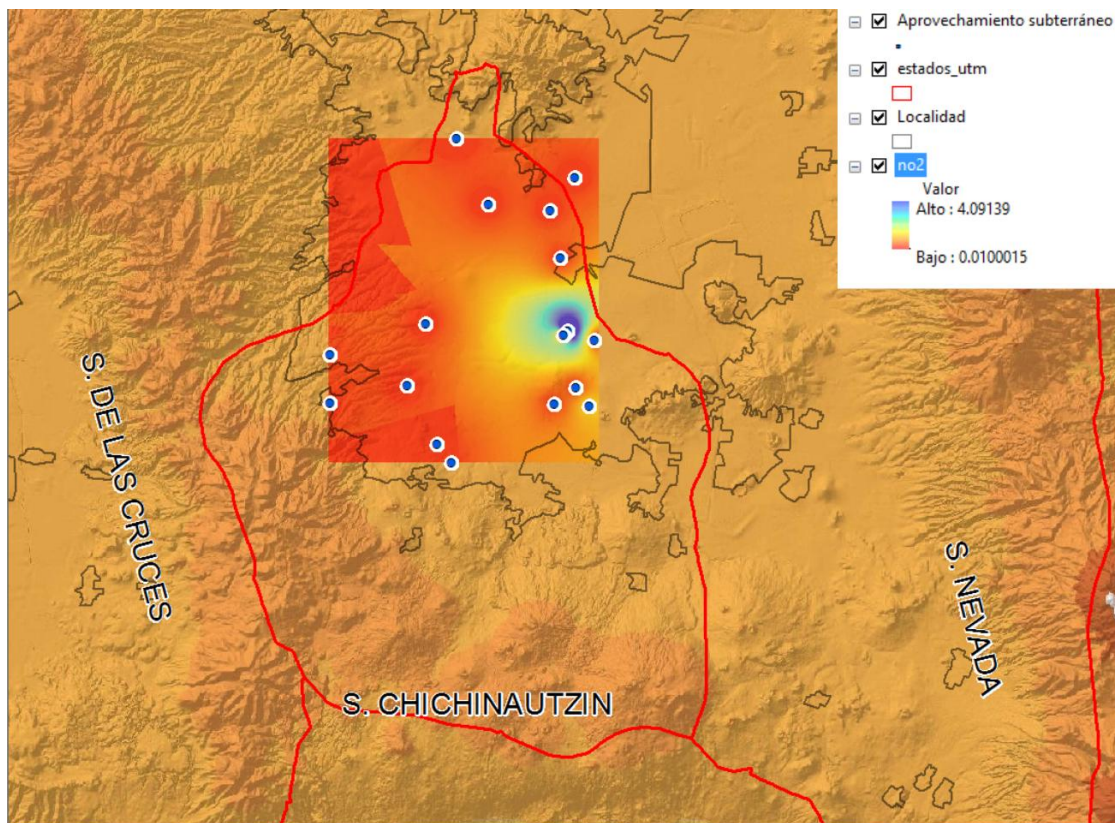


Figura 38. Distribución regional de NO₂ en mg/L en pozos profundos y manantiales del Valle de México.

NO₃

El nitrógeno es un elemento que puede encontrarse en formas reducidas y oxidadas, así como en su estado elemental. Las formas más comunes del nitrógeno inorgánico incluyen al nitrato, nitrito, nitrógeno gas, amonio y cianuro. El nitrógeno es liberado a partir de aguas residuales, desechos animales y fertilizantes. Bajo condiciones oxidantes el amoniaco se convierte a nitrito y después se convierte a nitrato. Bajo condiciones reductoras el nitrato es convertido a nitrógeno gas, también llamado desnitrificación.

La presencia de nitratos muestra que existen distintos procesos llevándose a cabo a lo largo del sitio en estudio, ya que los rangos oscilan desde el 2.701 hasta los 1,412.714 mg/L, lo que confirma procesos tanto de oxidación como de reducción con límites claramente definidos.

Los niveles de nitratos en el agua subterránea del acuífero del Valle de México presentan valores entre 10 a 320 mg/L (Figuras 39 y 40). Se presenta un gradiente de nitratos en el agua subterránea con menores niveles en la dirección sur del Valle de México, con incrementos progresivamente de nitratos en dirección norte, principalmente hacia el pozo profundo de La Pastora.

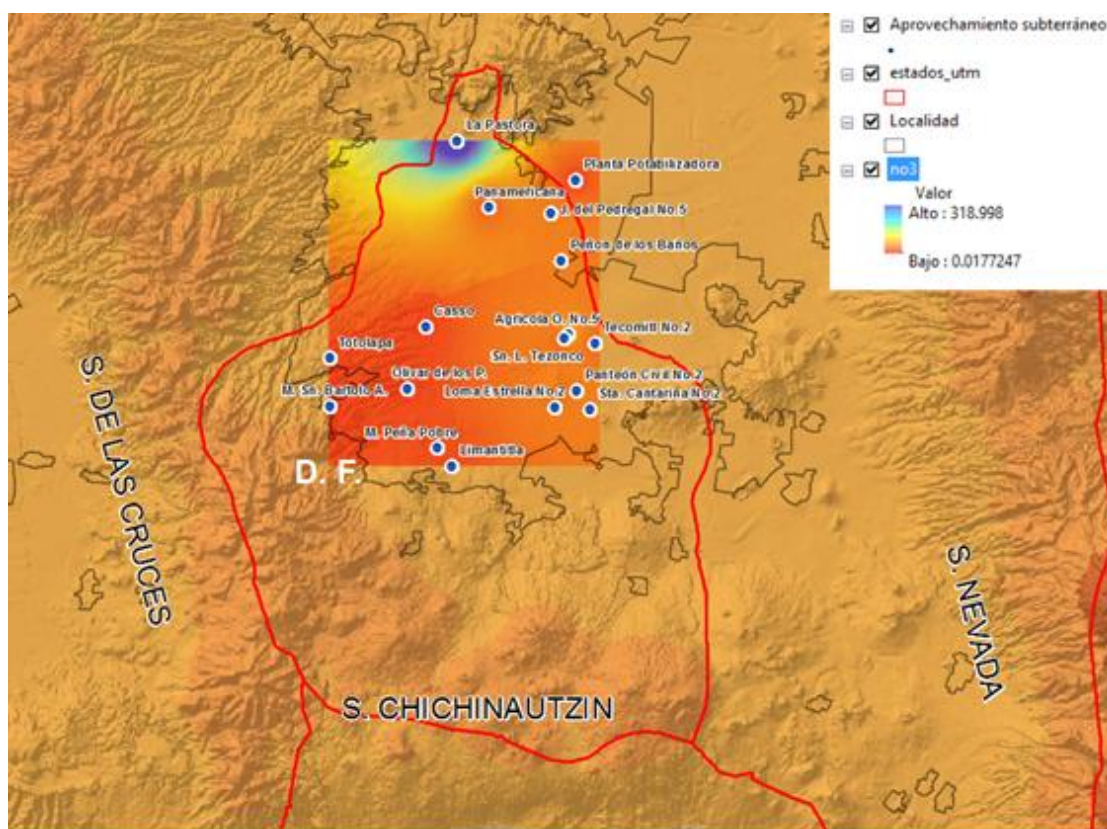


Figura 39. Distribución regional de NO_3 en mg/L en pozos profundos y manantiales del Valle de México.

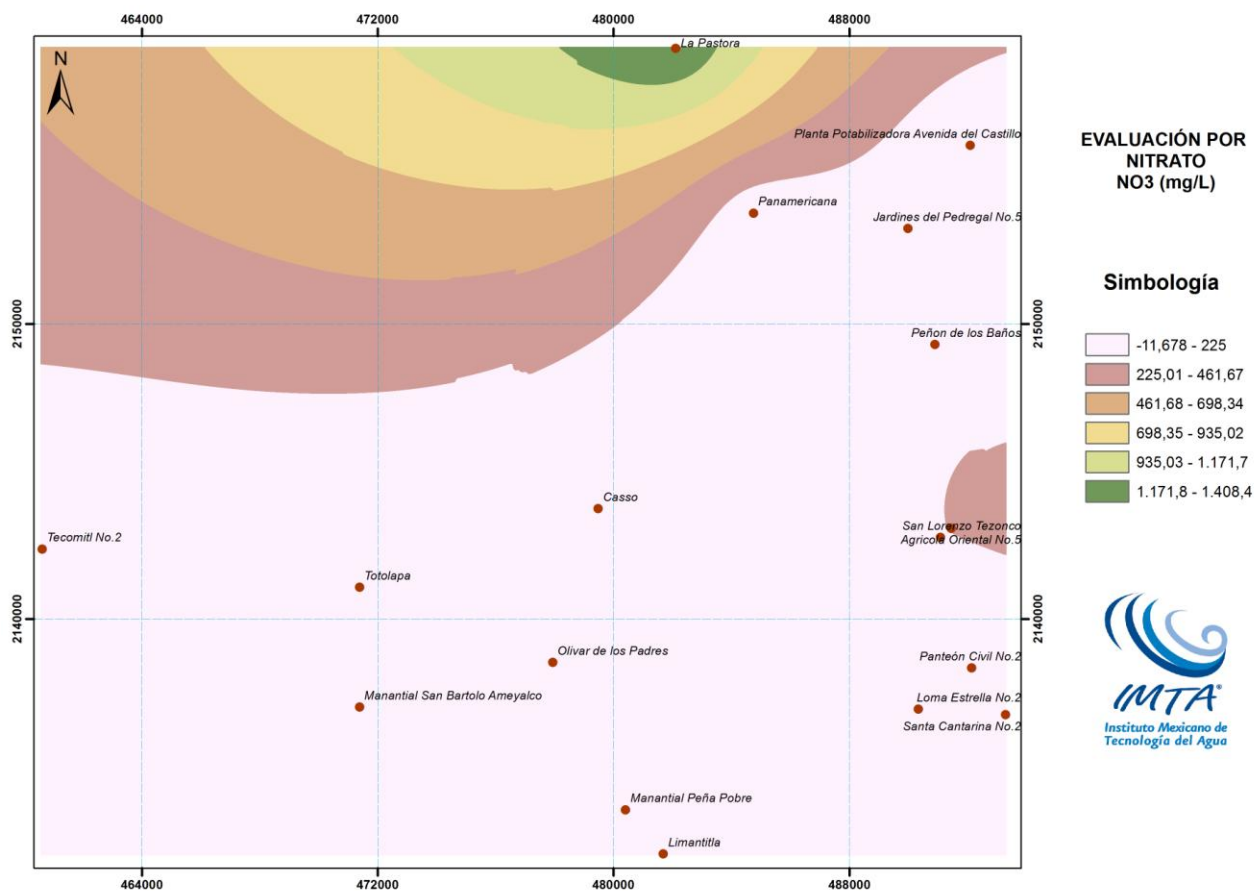


Figura 40. Distribución local de NO₃ en mg/L en pozos profundos y manantiales del Valle de México.

CAPÍTULO VI. Caracterización isotópica

VI.1. Isótopos

¹⁸O

Los niveles de oxígeno 18 en el agua subterránea del acuífero del Valle de México presentan valores entre -7.9 a -10.8 ‰ (Figura 41). Se presenta un gradiente del isótopo de Oxígeno 18 en el agua subterránea con menores niveles en la dirección suroeste del Valle de México, con incrementos progresivamente en dirección noreste, principalmente hacia el pozo profundo de La Pastora.

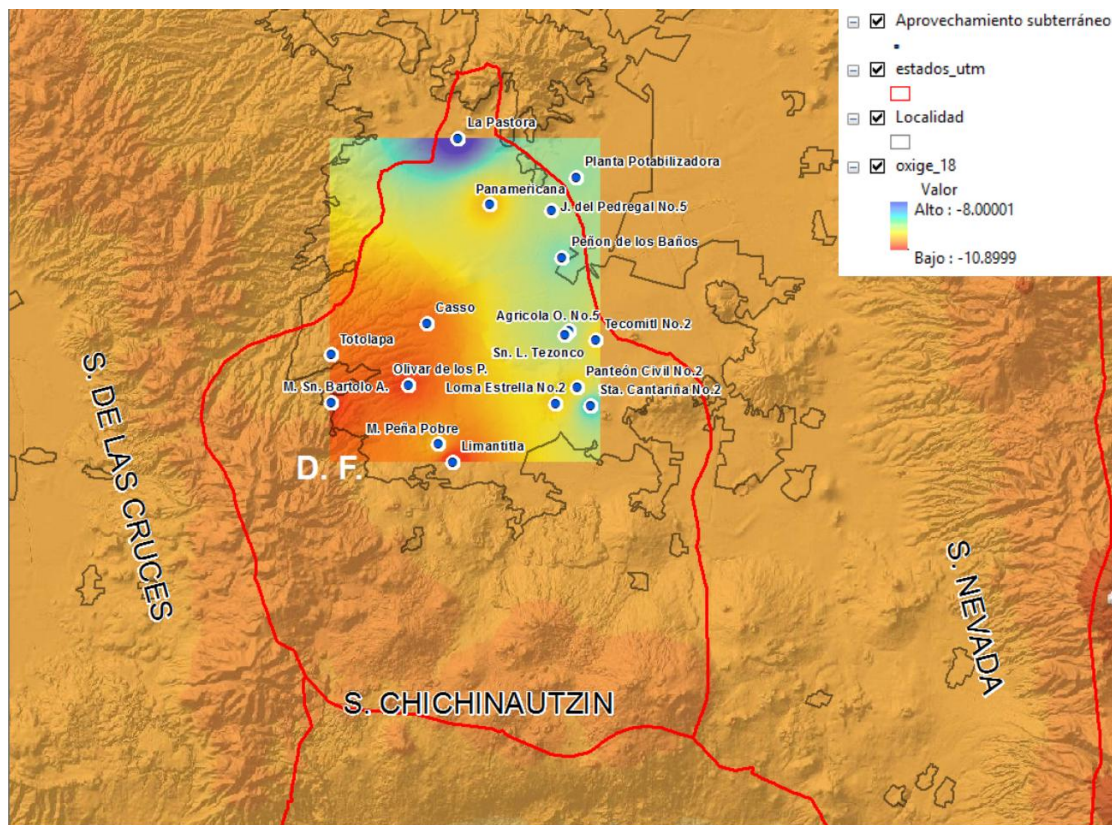


Figura 41. Distribución regional de Oxígeno 18, en ‰ en pozos profundos y manantiales del Valle de México.

Deuterio

Los niveles de deuterio en el agua subterránea del acuífero del Valle de México presentan valores entre -62 a -73 ‰ (Figura 42). Se presenta un gradiente del isótopo de deuterio en el agua subterránea con menores niveles en la dirección suroeste del Valle de México, con incrementos progresivamente en dirección este, principalmente hacia los pozos profundos de San Lorenzo Tezonco, Agrícola Oriental No. 5 y Santa Catarina No. 2.

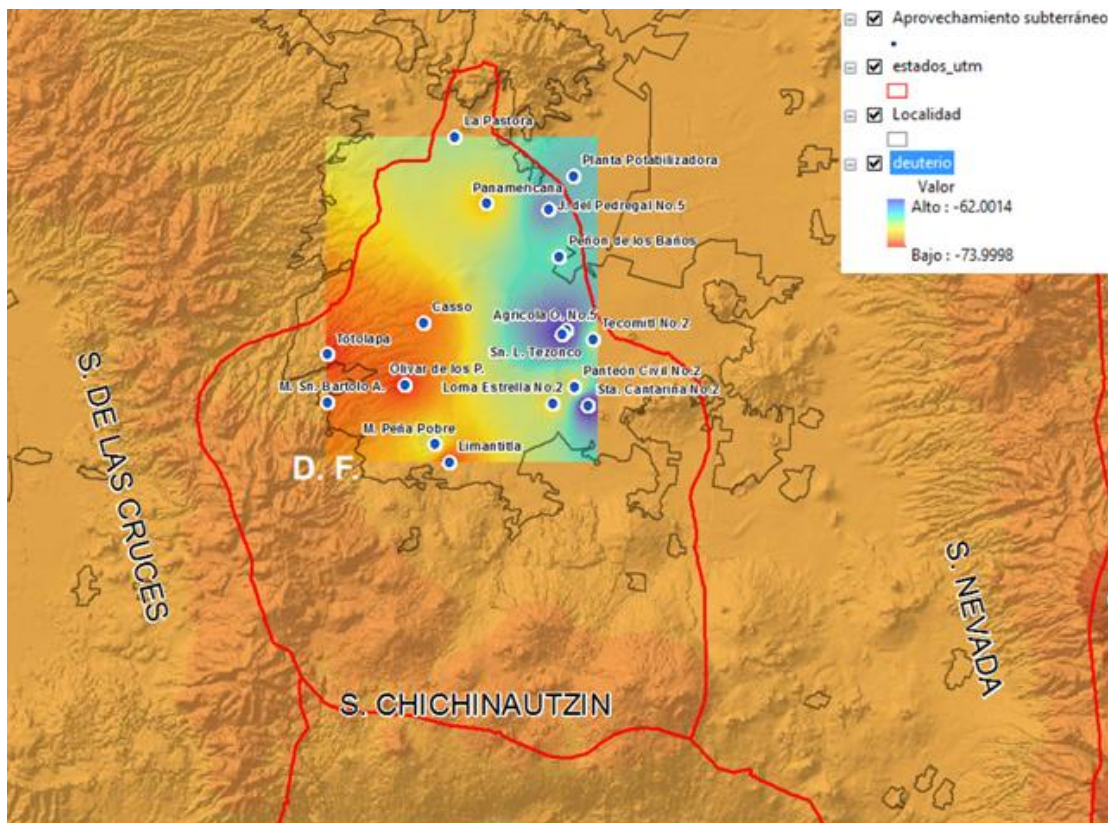


Figura 42. Distribución regional de Deuterio en ‰ en pozos profundos y manantiales del Valle de México.

CÁPITULO VII.- Conclusiones y recomendaciones

VII.1. Conclusiones

Acorde con el modelo conceptual de funcionamiento del acuífero del Valle de México (Figura 43) se tiene para este valle un multinivel de acuíferos definido por al menos tres horizontes diferentes con sus respectivos confinantes o acuitardos tanto superficial como profundo.

El ACUÍFERO SUPERFICIAL se encuentra constituido por materiales volcanosedimentarios del terciario y cuaternario el cual se encuentra delimitado superficialmente por arcillas lacustres de reciente depósito y como confinante inferior se tiene a la Formación Taximay (Figura 43, red de flujo en flechas verdes). Es el acuífero que actualmente se tiene en explotación y aprovechamiento en el Valle de México.

El ACUÍFERO INTERMEDIO se encuentra constituido por materiales volcanosedimentarios del Oligoceno y Mioceno el cual se encuentra delimitado superficialmente por la Formación Taximay y como confinante inferior se tiene al Grupo Balsas y/o Formación Mexcala (Figura 43, red de flujo en flechas amarillas), estas últimas que funcionan como acuitardos o confinantes inferiores. Este acuífero es el que se encuentra en proceso de reconocimiento hidrogeológico con perforaciones recientes en estos estratos, se considera que su zona de recarga es hacia las sierras que delimitan el Valle de México y que a través del fracturamiento existente en estos flancos, circula agua a este ACUÍFERO INTERMEDIO definiendo tiempos de residencia mayores a los del acuífero superficial. No se tiene caracterizado y no se cuenta con información hidrogeoquímica e isotópica parcial de este acuífero.

Evidencia de la existencia de este ACUÍFERO INTERMEDIO son las perforaciones de los pozos profundos Peñón de los Baños y San Lorenzo Tezonco que han atravesado en acuífero superficial y están aprovechando agua subterránea en forma parcial o total de este ACUÍFERO INTERMEDIO. Pozos profundos adicionales que parcialmente están aprovechando agua subterránea en esta zona acuífera se consideran a los Pozo Roma I, Texcoco I y Copilco I.

Finalmente se define un ACUÍFERO PROFUNDO el cual se encuentra constituido por materiales sedimentarios de origen marino alojado en las Formaciones Tamabra, Xochicalco, Morelos, Doctor y Cuautla, los cuales se encuentran delimitado superficialmente por la unidades de roca del Grupo Balsas y la Formación Mexcala (Figura 43, red de flujo en flechas rojas), estas últimos que funcionan como acuitardos o confinantes superiores. Se tiene evidencia de estas unidades de roca a través de perforaciones profundas realizadas por PEMEX, las cuales cortaron a estas unidades de roca. Se considera al igual que el acuífero intermedio que su zona de recarga es hacia las sierras que delimitan el Valle de México y que a través del fracturamiento existente en estos flancos, circula agua a este ACUÍFERO PROFUNDO definiendo tiempos de

residencia mayores a los de los acuíferos superficial e intermedio. No se tiene caracterizado y no se cuenta con información hidrogeoquímica e isotópica de este acuífero. Los cortes geológicos de los pozos profundos Mixhuca I y Tulyehualco I a profundidad en los primeros pozos exploratorios cortaron rocas calizas por lo que parcialmente deben de estar aprovechando el acuífero profundo.

Se realizaron determinaciones hidrogeoquímicas e isotópicas en muestras de agua en pozos profundos y manantiales hacia el flanco sur del eje Neovolcánico en la cuenca del río Amacuzac en el Estado de México (ríos Chontalcoatlán y San Jerónimo) y Bajo Amacuzac en los municipios de Puente de Ixtla y Amacuzac en el estado de Morelos, con el objeto de evidenciar la comunicación hidrogeológica a profundidad en materiales sedimentarios marinos del ACUÍFERO PROFUNDO, sin embargo, hidrogeoquímicamente con base en los muestreos realizados se concluye que no existe evidencia de la intercomunicación que pudiera tener estos materiales marinos en el flanco sur de la zona de estudio (estado de Morelos y México, cuenca del río Amacuzac) con los explorados en el Valle de México. Caracterización semejante deberá realizarse en estos materiales para el flanco norte de la zona de estudio y evaluar los patrones de flujo en sus porciones superficial, intermedia y profunda. Debido a que en los análisis realizados se comparan muestras de agua subterránea de pozos profundos y manantiales que se incluyen en la zona acuífera superficial e intermedia, no se colectaron muestras de los pozos profundos en calizas en el Valle de México que permitan comparar dicho patrón de flujo.

Es factible que el enriquecimiento en sales e isótopos presenten en la zona media del Valle de México tenga como componente principal de tránsito y descarga a la parte superficial e intermedia de las zonas acuíferas emplazados en materiales volcanosedimentarios, sin embargo así como el modelo propone una recarga vertical en los flancos montañosos a través del fracturamiento, es factible que también pueda manifestarse una zona de descarga del acuífero profundo con flujo ascendente vertical hacia los acuíferos intermedio y superior a través del fracturamiento existente en la

porción central del Valle de México, donde este acuífero profundo contribuye parcialmente con la recarga del acuífero intermedio y superficial.

Hidrogeológicamente se concluye que existen como unidades de roca tres grupos o zonas acuíferas en la vertical, los cuales se agrupan por su funcionalidad como acuíferos, dos de ellos emplazados en materiales volcanosedimentarios del terciario y cuaternario y uno profundo en materiales sedimentarios marinos emplazado en calizas, que tienen como límites a unidades de roca que se caracterizan como acuitardos, que los delimitan parcialmente uno de otros.

Se considera que todos estos horizontes acuíferos tienen su zona de recarga hacia los flancos montañosos que delimitan al Valle de México y que por gradiente hidráulico preferencial en el acuífero superficial circula hacia la zona centro del Valle de México. Evidencia de esta circulación son las Figuras 18 a 40 del presente estudio. La caracterización hidrogeoquímica de pozos profundos en este acuífero superficial establece que en la zona sur del Valle de México tiene una circulación preferencial de las partes alta a las bajas en dirección del gradiente topográfico con dirección de sur a norte, suroeste a noreste y este a oeste teniendo como zonas de recarga a las Sierras del Chichinautzin y las Cruces drenando subterráneamente en dirección del centro del Valle de México.

Para el acuífero intermedio se debe estar presentando un patrón de circulación semejante al acuífero superior, el cual se recarga verticalmente a través de fracturamiento en estos flancos montañosos, circula a profundidad por estos fracturamiento y posteriormente en el medio granular de los materiales volcánicos del oligoceno y del mioceno circulan hacia el centro del Valle de México, zona donde actualmente es explotado parcialmente a través de los pozos profundos Peñón de los Baños, San Lorenzo Tezonco, Roma I, Texcoco I y Copilco I.

Para el acuífero profundo se debe estar presentando un patrón de circulación semejante a los acuíferos superior e intermedio. Donde la zona de recarga es vertical a través de fracturamiento de estos flancos montañosos, el agua que infiltra verticalmente llega hasta rocas calizas y alimenta al acuífero profundo de la Ciudad de México.

Para la caracterización del acuífero superficial e intermedio es necesario realizar una mejor caracterización hidrogeológica realizando un perfil hidrogeoquímico utilizando CTD en los pozos profundos Roma I, Texcoco I y Copilco I, que permita definir la estratificación en estos, e identificar la existencia de un cambio en parámetros hidrogeoquímicos que delimite la profundidad del acuífero superficial e intermedia, debido a que estos pozos profundos cortaron unidades de roca identificadas para ambos acuíferos.

Para la caracterización del acuífero superficial, intermedio y profundo es necesario realizar una mejor caracterización hidrogeológica realizando un perfil hidrogeoquímico utilizando CTD en los pozos profundos Mixhuca I y Tulyehualco I (programados para perforación), que permita definir la estratificación en estos, e identificar la existencia de un cambio en parámetros hidrogeoquímicos que delimite la profundidad del acuífero superficial, intermedio y profundo, debido a que estos pozos profundos cortaron unidades de roca identificadas para estos tres horizontes acuíferos.

Esta evaluación hidrogeológica no cambia o modifica el funcionamiento establecido para el uso, aprovechamiento y explotación de las aguas del subsuelo definido por la Comisión Nacional del Agua para las zonas acuíferas identificadas para el Valle de México, las cuales se catalogan actualmente en estado de sobreexplotación. Solo agrega un incremento en el almacenamiento del acuífero al incrementar la zona productiva identificando a nivel de hipótesis los acuíferos intermedio y profundo como parte del almacenamiento de este acuífero. Los cuales en teoría deben ser menos productores que el superficial y con tiempos de recarga mayores, por lo que su uso, aprovechamiento y

explotación debe utilizarse para usos prioritarios exclusivamente (agua potable). Es importante identificar que una sobreexplotación profunda en el acuífero podría generar impactos ambientales que aceleren el asentamiento del Valle de México o efectos desconocidos para la zona conurbada de la ciudad de México.

VII.2. Recomendaciones

Realizar perfil hidrogeoquímico con CTD en un pozo profundo que explote agua de la zona acuífera superficial lo más alejado a los pozos profundos Roma I, Texcoco I y Copilco I para identificar zonas acuíferas superficiales. Adicionalmente realizar perfil hidrogeoquímico con CTD en un pozo profundo que explote agua de la zona acuífera superficial lo más alejado a los pozos profundos Mixhuca I y Tulyehualco I para identificar zonas acuíferas superficiales.

Realizar perfil hidrogeoquímico con CTD en los pozos profundos Roma I, Texcoco I y Copilco I para identificar zonas acuíferas superficiales e intermedias.

Realizar perfil hidrogeoquímico con CTD en los pozos profundos Mixhuca I y Tulyehualco I (programados para perforación) para identificar zonas acuíferas superficiales, intermedias y profundas.

La sonda CTD al menos debe incluir los parámetros de temperatura, pH, conductividad, oxígeno disuelto, potencial redox. Adicionalmente se tomaran muestras de aguas para análisis en laboratorio de iones mayores (calcio magnesio, sodio, potasio, sulfatos, bicarbonatos, cloruros, alcalinidad, HCO_3 , Flúor, Cloruros, NO_2 , Bromo y NO_3 , metales pesados e isotópicos Oxígeno, Deuterio, Tritio y Carbono 14 a diferentes profundidades del nivel estático (0, 50, 100, 200, 300, 400, 500, 750, 1000, 1500, 2000, 2500 y 3000 metros, como una propuesta de monitoreo en función de cada pozo profundo). Identificación en lo posible de termoclinas, picnoclinas y otras que definan una

estratificación asociada a las tres diferentes zonas acuíferas en la vertical con sus respectivos acuitardos. Correlación de resultados de perfiles con cortes geológicos de pozos profundos en cada sitio.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Appelo, C., y Postma, D. (2005). *Geochemistry, groundwater and pollution*. Amsterdam: A.A. Balkema Publishers.
- Cardona Antonio, 1995. *Modelo químico conceptual de la evolución del agua subterránea en el Valle de México*. Ingeniería Hidráulica en México. Vol. X, Núm. 3, págs. 71-90, septiembre-diciembre de 1995.
- Clark, I.D., y Fritz, P. (1997). *Environmental isotopes in hydrogeology*. Lewis Publishers, N.Y., U.S.A., 63–108 y 287-290.
- CONAGUA, (2002). *Determinación de la disponibilidad de agua en el acuífero Zona Metropolitana de la Ciudad de México*. Subdirección General Técnica. Gerencia de Aguas Subterráneas.
- Cortés, A., Durazo, J. y Frvolden R.N. (1997). Studies of isotopic hydrology of the basin of Mexico and vicinity: annotated bibliography and interpretation. *Journal of Hydrology*, 198 (1997) 346-376.
- Edmunds, W. M., Carrillo-Rivera, J.J., & Cardona, A. (2002). *Geochemical evolution of groundwater beneath Mexico City*. *Journal of Hydrology*. 258 (2002) 1-24.
- Fagundo Castillo, J. R., & González Hernández, P. (2005). *Hidrogeoquímica*.
- Fetter, C. (1999). *Contaminant Hydrogeology. Second Edition*. Prentice Hall.
- González-Hita, L. y Sánchez, L.F. (1992). *Las técnicas isotópicas, una herramienta eficaz para el diagnóstico y evaluación de las aguas subterráneas*. Ingeniería Hidráulica en México. 64-85.
- Huizar-Alvarez, R., Carrillo-Rivera, J.J., Ángeles-Serrano, G., Hergt, T., y Cardona, A. (2004). *Chemical response to groundwater extraction southeast of Mexico City*. *Hydrogeology Journal* (2004) 12: 436-450.

- Hutchinson, G. (1957). *A Treatise on Limnology*. Volume 1. Geography, Physics and Chemistry. New York: Wiley.
- Hutton, L.G. (1983). *Fiel Testing of Water in Developing Countries*. Water Research Centre, Medmenham Laboratory, England.
- Mooser, H. F. y Molina, C. (1993). *Nuevo modelo hidrogeológico para la cuenca de México*, Revista del Centro de la Investigación Sísmica de la Fundación Javier Barros Sierra A. C., vol. 3, no. 1, 1993.
- IAEA, (2005). Isotopes in the water cycle, past, p'resent and future of a developing science.
- Morel, I., & Hernández, F. (2000). *El agua en Castellón-Un reto para el siglo XXI*. Universitat Jaume.
- Ortega, G. A., Cherry, A. J. y Aravena R. *Origin of pore water and salinity in the lacustrine aquitard overlying the regional aquifer of Mexico City*, Journal of Hydrology, no.197, 1997, pp. 47-69.
- Rudolph, D.L., Cherry, J. A. y Farvolden R. N. *Groundwater flow and solute transport in fractured lacustrine clay near Mexico city*, Water Resources Research, vol. 27, no. 9, 1991, pp. 2187-2201.
- Santoyo V. E., Ovando S. Efraín, Mooser, F., León, P. E. (2005). *Síntesis Geotécnica de la Cuenca del Valle de México*. TGC geotecnia S.A. de C.V. México.
- Scalf, M. R., McNabb, J. F. Dunlap, W. J. y Cosby, R. L. y Fryberger J. S. (1981). *Manual of Ground Water Sampling Procedures..* Robert S. Kerr Environmental Protection Agency, U.S. Environmental Protection Agency.

Tellez Pizarro, 1899. *Apuntes acerca de los cimientos de los Edificios en la Ciudad de México*. Estudio para la sociedad científica Antonio Alzate. Secretaría de Fomento. Reimpresión de la Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos.

Thomas C. Winter, Judson W. Harvey, O. Lehn Franke y William M. Alley (1998). *Ground Water and Surface Water a single Resource*. Denver Colorado.

ANEXOS

- I. CAMPO Y FISICOQUÍMICO**
- II. CARTOGRÁFICO**
- III. FOTOGRÁFICO**