



UNIVERSIDAD NACIONAL  
AUTÓNOMA DE  
MÉXICO

---

---

# Capítulo 1

## Generalidades

- I.1 Antecedentes
- I.2 Objetivos
- I.3 Justificación
- I.4 Localización y vías de acceso

## I.1 Antecedentes

### I.1.1 Antecedentes internacionales

El agua subterránea es un elemento importante en México ya que provee agua a los sistemas hidrológicos y ayuda al sustento del desarrollo económico, cultural y social del país.

Debido al aumento significativo de la extracción de agua subterránea durante la última década, ésta situación ha llevado a incrementar la conciencia sobre la gestión del recurso hídrico para asegurar su desarrollo sostenible a largo plazo. La gestión del agua subterránea se basa en las estimaciones que se hacen sobre su recarga primordialmente.

La recarga del agua subterránea se refiere al proceso mediante el cual se lleva a cabo el abastecimiento de agua por debajo de la superficie ya sea por infiltración directa de lluvia o por infiltración de los cuerpos de agua tales como ríos y lagos. El proceso de recarga consiste en un movimiento descendente del agua en los poros del suelo o roca hasta que se alcanza el nivel freático.

Mientras el agua se mueve desde la superficie hacia la zona saturada a través de la zona vadosa, una porción se perderá por evaporación y por evapotranspiración y una pequeña proporción se alojará en los poros de la zona no saturada.

La recarga de agua subterránea se divide en:

1. *Recarga difusa*: recarga derivada de la lluvia o por retornos de riego que ocurren en la zona.
2. *Recarga localizada*: recarga de ríos, lagos, humedales y depresiones en la superficie.

Los factores clave que controlan la recarga de agua subterránea son:

- Climáticos, la cantidad e intensidad de la lluvia y evaporación.
- Propiedades hidráulicas del suelo y del acuífero.
- Tipo y cantidad de vegetación presente y el tipo de uso de la tierra.
- Topografía, particularmente la pendiente de la superficie de la tierra.
- La naturaleza y geometría de los acuíferos dentro de la cuenca.
- La humedad residual almacenada en el suelo de precipitaciones anteriores.

La cantidad de recarga que ocurre en un área impacta directamente en las características físicas y el comportamiento del agua subterránea, lo que debe de ser considerado para la gestión del agua subterránea y superficial.

Las estimaciones de la cantidad de agua que entra al sistema y la velocidad a la que se transmite a través del acuífero son esenciales para evitar una sobreexplotación, la cual causaría que el nivel freático bajara y por lo tanto una disminución del suministro hídrico, la subsidencia del terreno y la disminución en la contribución de agua subterránea en el flujo base de sistemas fluviales. Si la cantidad total de agua subterránea que se bombea es mayor que la que se recarga puede haber un impacto local.

La velocidad a la que ocurre la recarga del recurso hídrico está influida por factores como la cantidad de agua de lluvia, el suelo, las propiedades hidráulicas del acuífero y la vegetación. La recarga difusa se ha estimado como un porcentaje de la precipitación anual promedio, siendo en algunos casos necesaria una elevada cantidad agua de lluvia para que la recarga sea considerable.

A continuación se presentan algunos de los métodos más comunes para estimar la recarga del agua subterránea:

## **1. Trazadores**

Los elementos químicos ajenos al agua subterránea pueden ser usados para rastrear su movimiento, dando información tal como el tiempo de permanencia en la zona saturada y las fuentes de recarga, por ejemplo el agua subterránea que provenga de inundaciones tendrá una química diferente a la que ha estado sujeta a evaporación cerca de la superficie.

### *1.1 Trazadores aplicados*

Los trazadores químicos o isotópicos se aplican en la superficie del suelo o a una profundidad determinada dentro del perfil del suelo para estimar la recarga (Sharma *et. al.*, 1985). La infiltración de la precipitación o la irrigación transportan los trazadores a profundidad. Los trazadores de este tipo más usados son el Bromuro, el Tritio ( $^3\text{H}$ ) y los colorantes visibles (Scalon *et. al.*, 2002). Los tintes orgánicos visibles se usan generalmente para evaluar el flujo preferencial subterráneo (Flury *et. al.*, 1994).

La distribución en el subsuelo de los trazadores se determina en ocasiones después de la aplicación de éstos en una zanja cavada para llevar a cabo

inspección visual y muestreo o perforando pozos de exploración. La distribución vertical de los trazadores se usa para estimar la velocidad de recarga mediante la siguiente ecuación:

$$R = v\vartheta = \frac{\Delta z}{\Delta t}\vartheta \quad (\text{Ecuación 1.1})$$

Donde:

$R$ = velocidad de recarga.

$v$  = velocidad (m/d).

$\vartheta$ = contenido volumétrico del agua ( $\text{m}^3/\text{m}^3$ ).

$\Delta z$ = profundidad del trazador (m).

$\Delta t$ = tiempo entre la aplicación del trazador y el muestreo (d).

El flujo de agua mínimo que puede ser medido con los trazadores aplicados depende en el tiempo entre la aplicación y el muestreo. El flujo de agua máximo que se puede medir depende de la profundidad de la superficie freática.

Los trazadores se aplican generalmente en un punto o en áreas pequeñas ( $10$  a  $200 \text{ m}^2$ ). Las tasas de recarga que se calculan mediante este método representan el tiempo entre la aplicación y el muestreo, que es generalmente en meses o años.

## 2.2 Trazadores históricos

Los trazadores históricos son el resultado de las actividades antrópicas o eventos del pasado, tal como derrames de contaminantes (Nativ *et. al.*, 1995) o pruebas nucleares atmosféricas ( $^3\text{H}$  y  $^{36}\text{Cl}$ ). Este tipo de trazadores se han usado los últimos 50 años para estimar la recarga.

Las fuentes industriales y agrícolas producen contaminantes como bromuro, nitratos, atrazina y arsénico, los cuales pueden proveer una evidencia cualitativa de recarga reciente, sin embargo la incertidumbre con respecto a la ubicación de la fuente de origen, la concentración y el momento en que se originó la contaminación, así como el comportamiento de los contaminantes, hacen que la cuantificación de la recarga sea difícil.

La concentración pico de los trazadores nucleares ( $^3\text{H}$  y  $^{36}\text{Cl}$ ) se puede usar para estimar la velocidad de recarga con el uso de la ecuación usada para los trazadores aplicados.

$$R = \frac{z}{t} \vartheta \quad (\text{Ecuación 1.2})$$

Donde:

$R$ = velocidad de recarga.

$\vartheta$ = contenido volumétrico promedio de agua por encima de la concentración pico ( $\text{m}^3/\text{m}^3$ ).

$z$ = profundidad donde el trazador tiene la concentración pico (m).

$t$ = tiempo entre la caída del pico del trazador y el tiempo en el que las muestras fueron colectadas (d).

El uso del  $^3\text{H}$  ha sido reemplazado por los clorofluorocarbonos (CFCs) y Tritio/Helio-3 ( $^3\text{H}/^3\text{He}$ ) (Scanlon *et. al.*, 2002). Estos trazadores son gaseosos y se usan solo en la zona saturada ya que estando en esta zona no pueden interactuar con la atmósfera. Los CFCs y el  $^3\text{H}/^3\text{He}$  pueden ser usados para estimar las tasas de recarga donde el flujo es principalmente vertical.

La recarga del agua se puede estimar también mediante la estimación de la edad del agua subterránea. La edad se define como el tiempo desde que el agua entró en la zona saturada. La edad del agua subterránea se estima fácilmente de los CFCs, comparando las concentraciones de CFCs en el agua subterránea con la concentración presente en el agua de lluvia. La edad del agua subterránea  $t$  se calcula a partir de información de  $^3\text{H}/^3\text{He}$  mediante la siguiente ecuación:

$$t = -\frac{1}{\lambda} \ln \left( 1 + \frac{^3\text{He}_{\text{trit}}}{^3\text{H}} \right) \quad (\text{Ecuación 1.3})$$

Donde:

$\lambda$ = constante de decaimiento  $\left( \frac{\ln 2}{t^{1/2}} \right)$ .

$t^{1/2}$ = vida media de  $^3\text{H}$  (12.43 años).

$^3\text{He}_{\text{trit}}$ = concentración de  $^3\text{He}$  tritiogénico (He que proviene del decaimiento del H, mg/l).

$^3\text{H}$ = concentración de tritio (mg/l).

El uso de esta ecuación asume que el sistema es cerrado, es decir, no permite el escape de  $^3\text{He}$ . La edad del agua aumenta linealmente a una profundidad cercana al nivel freático y tendrá un comportamiento no lineal a mayores profundidades.

La recarga se puede estimar fechando el agua en varios puntos, multiplicando la velocidad del agua subterránea por la porosidad para

una profundidad determinada (Cook & Solomon, 1997). Los CFCs y  $^3\text{H}/^3\text{He}$  se usan para determinar edades de hasta aproximadamente 50 años.

El uso de los CFCs se debe emplear solamente en áreas rurales que no hayan sido afectadas por tanques sépticos debido a que se les asocia con la contaminación de áreas industriales y residenciales, mientras que el método de  $^3\text{H}/^3\text{He}$  se puede usar tanto en áreas contaminadas como no contaminadas. El muestreo de CFCs y  $^3\text{H}/^3\text{He}$  es complejo y de alto costo.

### 2.3 Trazadores ambientales

Los trazadores ambientales son sustancias que se producen naturalmente en la atmósfera terrestre. Estos trazadores son capaces de indicar los movimientos del agua por largos periodos de tiempo a diferencia de los trazadores artificiales, los cuales muestran el movimiento del agua en escalas pequeñas tanto temporales como espaciales.

El trazador ambiental más usado es el cloruro. El ión cloruro ( $\text{Cl}^-$ ) ha sido usado para estimar la recarga porque es altamente soluble, no se absorbe, es conservativo y es abundante en el agua de lluvia. El método denominado como balance de cloruros es barato y de uso universal para la estimación de la recarga. La aplicación de este método se basa en la comparación de la tasa de deposición de cloruros en la superficie del suelo con la concentración en el agua del suelo o el agua subterránea.

La concentración de  $\text{Cl}^-$  aumenta en relación de la concentración del agua de lluvia como resultado de la intercepción, evaporación y/o absorción de agua por las raíces de las plantas (Subyani y Sen, 2006). La deposición total de  $\text{Cl}^-$  y la profundidad de precipitación total determinan la concentración de  $\text{Cl}^-$  del agua de lluvia presente en la superficie. La evaporación y recarga posterior puede ser estimada por el aumento de la concentración de cloruros, siempre y cuando no exista una fuente cercana de éstos.

La aplicación del método de balance de cloruros involucra un conjunto de supuestos que se deben de tomar en cuenta al interpretar los resultados. Los supuestos para el cálculo de la recarga son:

1. La única fuente que provee  $\text{Cl}^-$  al agua subterránea es la proveniente de la lluvia. Por esta razón este método es válido solo para las partes altas de la zona en estudio.
2. No hay fuentes o zonas en donde se pueda llevar a cabo la concentración de  $\text{Cl}^-$  en el área de estudio. Una fuente de cloruros en

el suelo, tal como la halita, y la absorción de agua de las plantas generan una distorsión de los resultados que se obtienen por este método.

3. El agua de lluvia se evapora o se infiltra en la región sin ningún tipo de escurrimiento. Esta hipótesis es poco realista y solo es válida para eventos que presenten lluvias de baja intensidad.
4. Las precipitaciones y las concentraciones de  $\text{Cl}^-$  estarán en equilibrio, es decir, estarán en estado estacionario. Esto implica que las fluctuaciones de la precipitación y del  $\text{Cl}^-$  son despreciables.

Wood y Sanford (1995) presentaron la siguiente ecuación para llevar a cabo la estimación de la recarga:

$$R = \frac{P \cdot Cl_{war}}{Cl_{gw}} \quad (\text{Ecuación 1.4})$$

Donde:

$R$  = recarga (mm/año).

$P$  = precipitación media anual (mm/año).

$Cl_{war}$  = concentración promedio de  $\text{Cl}^-$  en el agua de lluvia (mg/l)

$Cl_{gw}$  = concentración promedio de  $\text{Cl}^-$  en el agua subterránea (mg/l).

Este método debe de ser empleado con cuidado ya que en condiciones en donde se tengan precipitaciones abundantes durante largos periodos, la concentración de  $\text{Cl}^-$  del agua subterránea se presentará con valores altos, resultando en una sobreestimación de la recarga.

## 2. Modelos numéricos

La calibración o inversión de los modelos de agua subterránea son usados para predecir las tasas de recarga a partir de cargas hidráulicas, conductividades hidráulicas, transmisividades y otros parámetros. La recarga y la conductividad hidráulica se ajustan para la simulación estacionaria mientras que para simulaciones transitorias reproducen las variaciones temporales en la recarga.

El cálculo de la recarga también se puede estimar llevando a cabo inversiones en conjunto que combinan la carga hidráulica y la edad del agua subterránea. Mientras que la carga hidráulica es sensible a la relación de la recarga a la conductividad hidráulica, la edad del agua subterránea es sensible a la relación de la recarga a la porosidad (Portniaguine *et. al.*, 1998).

El uso de la carga hidráulica y la edad del agua provee restricciones en la recarga, conductividad hidráulica y la porosidad ya que estos tres parámetros están correlacionados y una solución única requiere información de al menos uno de éstos. La porosidad generalmente varía mucho menos que la recarga o la conductividad hidráulica, por lo tanto la porosidad se puede calcular para el sistema.

La habilidad de usar los modelos numéricos para simular la recarga del agua subterránea ha hecho más fácil el desarrollo de las técnicas de modelación, en donde se usan algoritmos para obtener el mejor ajuste entre los datos medidos y calculados.

La metodología para la simulación de la dinámica del agua subterránea es:

1. Análisis de la información.
2. Generación de un modelo conceptual.
3. Selección del código a utilizar en la simulación.
4. Diseño del modelo.
5. Calibración del modelo.
6. Análisis de sensibilidad.
7. Presentación de resultados.

### 3. Fluctuación del nivel freático

El método de fluctuación del nivel freático provee una estimación de la recarga de agua subterránea mediante un análisis de las fluctuaciones de los niveles del agua en pozos de observación (Healy y Cook, 2002). El método se basa en la suposición de que un aumento en los niveles freáticos medidos en pozos someros es causa de la recarga a lo largo del nivel freático. Este método es solo aplicable a acuíferos libres.

La recarga de agua subterránea se estima de la siguiente forma:

$$R_t = S_y \cdot \Delta H \quad (\text{Ecuación 1.5})$$

Donde:

$R_t$  = recarga en un tiempo  $t$  (cm).

$S_y$  = rendimiento específico del acuífero (adim.).

$\Delta H$  = máximo del nivel de agua que se atribuye a la recarga en un tiempo  $t$  (cm).

Para que este método tenga una aplicación exitosa se deben de tener en cuenta las siguientes suposiciones:

- El hidrógrafo muestra solo fluctuaciones causadas por la recarga y descarga de agua subterránea.
- El rendimiento específico se conoce y es constante durante el periodo de las fluctuaciones.
- La recarga anterior de agua subterránea se conoce y se puede extrapolar para determinar  $\Delta H$ .

Las estimaciones del rendimiento específico provienen de pruebas de laboratorio y de campo tales como la determinación de la curva de retención de humedad de un suelo, pruebas de bombeo con pozos de observación y pruebas slug.

#### **4. Balance de aguas subterráneas**

El balance de aguas subterráneas se fundamenta en la aplicación del principio de conservación de las masas a un sistema hidrológico conceptualizado como un paquete de unidades geológicas por las cuales transita y se almacena temporalmente el agua subterránea.

Un balance de aguas subterráneas convencional acude a los siguientes puntos fundamentales: cambio de almacenamiento, infiltración (recarga vertical), extracción o bombeo, entradas y salidas por flujo subterráneo horizontal. Normalmente la solución a cada uno de los elementos del balance se logra con la información recabada en campo, por medio de mediciones directas y por cálculos basados en modelos darcianos de flujo (Darcy, 1856).

El cambio de almacenamiento es conocido mediante la configuración de evolución del nivel estático, dicho valor es afectado por el coeficiente de almacenamiento ( $S$ ) o del rendimiento específico ( $S_y$ ), que permite determinar el valor de pérdida o ganancia del agua subterránea en el sistema. La evolución de almacenamiento de agua subterránea es la consecuencia de los ingresos y egresos de agua que producen fenómenos naturales como la lluvia (recarga) y la evapotranspiración, y en forma artificial mediante la extracción de agua. De tal forma el valor de la recarga vertical es la incógnita que satisface una ecuación de balance. Esto cumple el principio de conservación de la masa o ecuación de continuidad, para un intervalo de tiempo determinado.

La ecuación para el balance de aguas subterráneas es:

$$\sum_{i=1}^n E_S - \sum_{i=1}^n S_S = \pm(A_A \cdot \Delta h \cdot S) \quad (\text{Ecuación 1.6})$$

Donde:

$E_S$  = entradas totales ( $m^3/año$ ).

$S_S$  = salidas totales ( $m^3/año$ ).

$A_A$  = área acuífera ( $m^2$ ).

$\Delta h$  = cambio en la carga ( $m/año$ ).

$S$  = coeficiente de almacenamiento (adim.).

Sustituyendo algunos de los parámetros comunes en el sistema acuífero en la ecuación anterior, se deduce que:

$$E_S + R_V - (S_S + B + ET + S_M + F_B) = \Delta V \quad (\text{Ecuación 1.7})$$

Donde:

$E_S$  = entradas por flujo subterráneo horizontal ( $m^3/año$ ).

$R_V$  = recarga vertical ( $m^3/año$ ).

$S_S$  = salidas por flujo subterráneo horizontal ( $m^3/año$ ).

$B$  = bombeo ( $m^3/año$ ).

$ET$  = evapotranspiración desde superficies freáticas someras ( $m^3/año$ ).

$S_M$  = salidas a manantiales ( $m^3/año$ ).

$F_B$  = flujo base a descargas de ríos y arroyos ( $m^3/año$ ).

$\Delta V$  = cambio de volumen almacenado ( $m^3/año$ ).

La recarga vertical está compuesta por infiltración de agua de lluvia  $I_P$  ( $m^3/año$ ), retornos por riego  $R_R$  ( $m^3/año$ ), infiltración de escorrentía superficial  $I_E$  ( $m^3/año$ ) y en ocasiones recarga artificial  $R_A$  ( $m^3/año$ ). Sustituyendo estos valores en nuestra ecuación general de balance, se tiene:

$$E_S + I_P + R_R + I_E + R_A - (S_S + B + E_T + S_M + F_B) = \Delta V \quad (\text{Ecuación 1.8})$$

Debido a los órdenes de magnitud de las variables consideradas, cualquier error en la estimación de la extracción, entradas subterráneas o la pérdida en el almacenamiento, repercutiría directamente en el valor calculado de recarga.

Los aspectos que se deben de tener para llevar a cabo el balance de aguas subterráneas son:

- Periodo y área de balance.
- Planteamiento de la ecuación de balance que represente el sistema acuífero.
- Términos del balance.
- Limitaciones.

Como se mencionó anteriormente, el objetivo del balance de aguas subterráneas es determinar la variación o cambio de volumen de agua almacenada en un acuífero en un tiempo determinado dependiendo de las características involucradas en el sistema, por lo tanto si el acuífero ganó volumen el balance será positivo, por el contrario si el acuífero pierde volumen será un balance negativo.

La elección del método para estimar la recarga dependerá de las condiciones locales y los objetivos a evaluar. Por ejemplo, los estudios de los recursos hídricos requieren estimaciones de la recarga a grandes escalas espaciales y temporales. Un estudio de la vulnerabilidad del acuífero requiere información más detallada, tanto espacial como temporal.

Cada método tendrá un nivel de incertidumbre, a menudo agravada por la falta de conocimiento sobre el acuífero. Una alternativa para manejar esta incertidumbre es usar varios métodos para generar diferentes estimaciones de la recarga.

La recarga de agua subterránea es un factor crítico en el balance de aguas subterráneas. Los cambios en la cantidad del valor de la recarga de los acuíferos influye tanto en la disponibilidad como en la calidad del agua. La determinación de la recarga de agua subterránea es importante para llevar a cabo la gestión del acuífero y así poder definir la cantidad de agua subterránea que se podrá extraer sin repercutir en el sistema.

A continuación se presenta una tabla comparativa de los métodos antes mencionados para calcular la recarga de agua subterránea:

<b>Método</b>	<b>Escala Espacial</b>	<b>Escala Temporal</b>	<b>Costo</b>	<b>Facilidad de Uso</b>
Fluctuación del Nivel Freático	Local	Eventos individuales a periodos con registro hidrográfico	Bajo	Bajo
Trazadores (Isotopos)	Local a regional	Variable	Bajo a Alto	Bajo a Medio
Modelos Numéricos	Cuenca	Estacional	Alto	Alto
Balance de Aguas Subterráneas	Cuenca	Años a cientos de años	Bajo	Bajo

**Tabla 1.1 Métodos para calcular la recarga de agua subterránea. Modificado de Baker (2007).**

### **I.1.2 Perspectivas de manejo desde el punto de vista de la Comisión Nacional del Agua**

Actualmente la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) actualiza la información geohidrológica de los acuíferos del país. Para llevar a cabo esta actualización es necesario realizar estudios hidrogeológicos que incluyan el censo de aprovechamientos, la descripción del entorno geológico, la medición y evolución de la piezometría, así como los volúmenes de recarga y descarga del acuífero y su explotación.

La Norma Oficial Mexicana NOM-011-CONAGUA-2000, Que establece las especificaciones y el método para determinar la disponibilidad media anual de las aguas nacionales (CONAGUA, 2002), tiene como objetivo establecer el método para determinar la disponibilidad media anual de las aguas nacionales subterráneas y superficiales para su explotación, uso o aprovechamiento.

Con base en los estudios que ha realizado la CONAGUA, se tiene registro de que en diversas regiones, los volúmenes de agua concesionados superan los escurrimientos y la recarga de los acuíferos para satisfacer las necesidades del hombre ya sea para uso doméstico, agropecuario e industrial, lo que genera la escasez del recurso hídrico.

La NOM-011-CONAGUA-2000 especifica que hay tres tipos de disponibilidad media anual:

1. Disponibilidad media anual de agua superficial en una cuenca hidrológica.
2. Disponibilidad media anual de agua subterránea en una unidad hidrogeológica.
3. Disponibilidad media anual de aguas nacionales.

La NOM-011-CONAGUA-2000 establece que la disponibilidad media anual de agua subterránea en una unidad hidrogeológica se estima mediante la siguiente expresión:

$$DAS = Rt - DNCOM - VCAS \quad (\text{Ecuación 1.9})$$

Donde:

*DAS* = disponibilidad media anual de agua subterránea (Mm<sup>3</sup>/año).

*Rt* = recarga total media anual (Mm<sup>3</sup>/año).

*DNCOM* = descarga natural comprometida subterránea (Mm<sup>3</sup>/año).

$VCAS$ = volumen de agua subterránea concesionado en el REPDA ( $Mm^3/año$ ).

La recarga total media anual corresponde con la suma de las entradas al sistema acuífero.

La descarga natural comprometida se determina sumando los volúmenes de agua concesionados de los manantiales y del caudal base de los ríos que están comprometidos como agua superficial, alimentados por una unidad hidrogeológica más las descargas que se deben conservar para: no afectar a las unidades hidrogeológicas adyacentes, sostener el gasto ecológico y prevenir la migración de agua de mala calidad a la unidad hidrogeológica considerada.

El volumen concesionado de agua subterránea es la suma de los volúmenes anuales de agua, asignados y concesionados por la CONAGUA mediante títulos inscritos en el Registro Público de Derechos de Agua (REPDA) para la explotación, uso o aprovechamiento de agua en una unidad hidrogeológica.

Sin embargo, el REPDA tiene fuertes limitaciones ya que la base de datos que alberga no está actualizada (constantemente se efectúan trámites para la concesión de nuevos aprovechamientos y hay títulos en proceso de ser registrados), además los títulos presentan imprecisión en cuanto a la ubicación de los aprovechamientos, es decir, hay aprovechamientos en los acuíferos que no corresponden a éste y viceversa. Los títulos que se encuentran inscritos en los acuíferos reportan volúmenes concesionados por debajo de lo que realmente se extrae, lo que trae como consecuencia que la aplicación de esta norma reporte un volumen de disponibilidad erróneo y por ende que se aprueben nuevos aprovechamientos que generaran una sobreexplotación del acuífero.

Por lo tanto, para determinar realmente la disponibilidad de agua subterránea del sistema acuífero se deben de considerar las extracciones que se determinen durante los estudios hidrogeológicos, lo que determinará la capacidad del acuífero para que se otorguen nuevas concesiones.

La presente tesis denominada "Balance de Aguas Subterráneas del Acuífero Valle de Huimilpan, Estado de Querétaro", se basa en el estudio de dicho acuífero localizado al sur del Valle de Querétaro, el cual alberga un acuífero emplazado en rocas volcánicas fracturadas y en medios granulares interestratificados e interdigitados entre sí.

El acuífero Valle de Huimilpan presenta un comportamiento de libre a semiconfinado debido a la presencia de materiales finos (materiales limoarenosos) dentro de su extensión. El nivel de saturación es en promedio de 80 m de profundidad, dentro de un medio heterogéneo y anisótropo.

El sistema de flujo detectado es intermedio y tiene una dirección preferencial de sur a norte. De la información previa disponible se determinó que dentro del balance subterráneo, existen volúmenes de descarga subterránea de este acuífero, de entre 8 y 10 Mm<sup>3</sup>/año (periodo 1989-1990).

El estado del acuífero en cuanto a términos de balance de agua subterránea, indica un desequilibrio debido a que desde hace por lo menos dos décadas, la extracción por pozos ha superado al suministro natural que alimenta al acuífero, motivo por el cual se han registrado evoluciones negativas de aproximadamente 0.5 m/año. Si esta tendencia no se frena o se revierte, el incremento de los abatimientos representará problemas de abastecimiento incluso para la capacidad instalada.

Es importante destacar que las unidades litológicas para efectos de exploración hidrogeológica son los derrames volcánicos basáltico andesíticos fracturados y los depósitos de tobas limoarenosas teniendo como premisa, como se expuso anteriormente, que los niveles de saturación son en realidad profundos.

La toma de decisiones oportunas, viables y que traten de mantener el equilibrio hidrológico es una prioridad ante el inminente deterioro de los acuíferos en el país por su alto grado de explotación.

## **I.2 Objetivos**

### **I.2.1 General**

- Estimar la recarga, entradas y salidas de agua subterránea del sistema acuífero Valle de Huimilpan, por medio de un balance de aguas subterráneas.

### **I.2.2 Particulares**

- Actualizar el censo de aprovechamientos subterráneos y verificación geológica del acuífero Valle de Huimilpan.
- Integrar la información geológica y geohidrológica para el enriquecimiento del modelo conceptual del acuífero.

- Estimar los parámetros hidráulicos mediante las pruebas de bombeo realizadas.

### **I.3 Justificación**

Anualmente, México recibe aproximadamente 1,489 mil millones de metros cúbicos de agua provenientes de precipitación, de las cuales el 73.2% se evapotranspira, el 22.1% escurre hacia ríos y arroyos y el 4.7% se infiltra en el subsuelo naturalmente para recargar los acuíferos (CONAGUA, 2010). Teniendo en cuenta las exportaciones e importaciones de agua con países vecinos y la recarga incidental, el país anualmente cuenta con 459 mil millones de metros cúbicos disponibles de agua dulce.

El aumento de la demanda del recurso hídrico ha favorecido que se lleve a cabo la evaluación del agua subterránea en las últimas décadas. La importancia de llevar a cabo el estudio del agua subterránea radica en que el 70% del volumen que se suministra a la población, el 33% se destina a la agricultura y el 62% a la industria.

El estado de Querétaro se sitúa a pocos kilómetros del parteaguas continental de las cuencas de los Ríos Pánuco y Lerma-Chapala, lo que no le permite tener una disponibilidad significativa de agua superficial más que la que se obtiene por medio del Río Querétaro y sus afluentes.

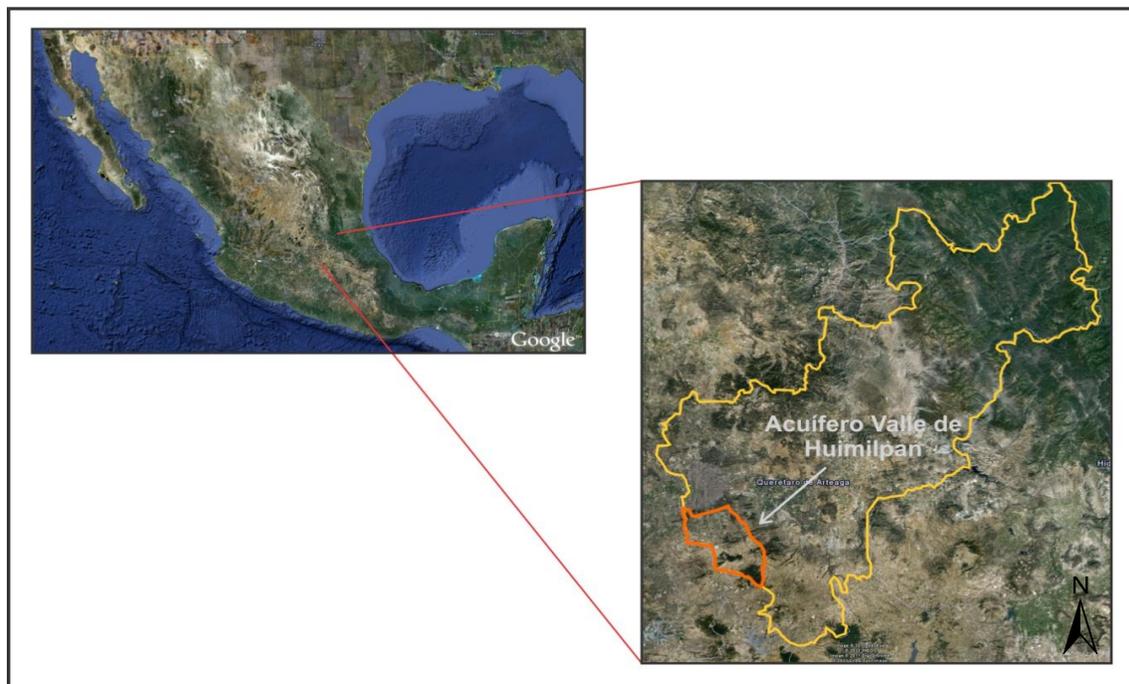
Debido a que en el pasado el acuífero del Valle de Querétaro proporcionaba el suministro de agua a la zona metropolitana de Querétaro, éste actualmente sufre una sobreexplotación que comenzó en la década de los años 70. Sin embargo, hoy en día el acuífero Valle de Huimilpan incorpora una fuerte cantidad de agua al acuífero del Valle de Querétaro, además de proveerla a los poblados de Huimilpan, Corregidora y Pedro Escobedo.

La mayor explotación sobre el acuífero Valle de Huimilpan se debe a la agricultura que se desempeña en la zona, siendo el 74% destinada a este sector, 14% al uso público urbano, 6% con fines pecuarios y el 1% para usos múltiples, el 5% restante es para pozos que no fue posible identificar su uso.

Por lo tanto, la presente tesis se enfoca en el estudio hidrogeológico que permitirá conocer el estado actual del acuífero, usando como herramienta el balance de aguas subterráneas para estimar el grado de explotación del acuífero.

## I.4 Localización y vías de acceso

La zona de estudio se ubica en la porción suroccidental del estado de Querétaro, al sur de la Ciudad de Querétaro (Figura 1.1).



**Figura 1.1 Localización de la zona de estudio (Google Earth, 2011).**

Los accesos principales se realizan por las carreteras estatales: Villa Corregidora-Huimilpan, Villa Corregidora-Presa de Bravo y de la Ciudad de Querétaro-Lagunillas-Huimilpan (Figura 1.2).

En segundo término se localizan una serie de caminos empedrados y de terracería, los cuales se encuentran en general en buenas condiciones.

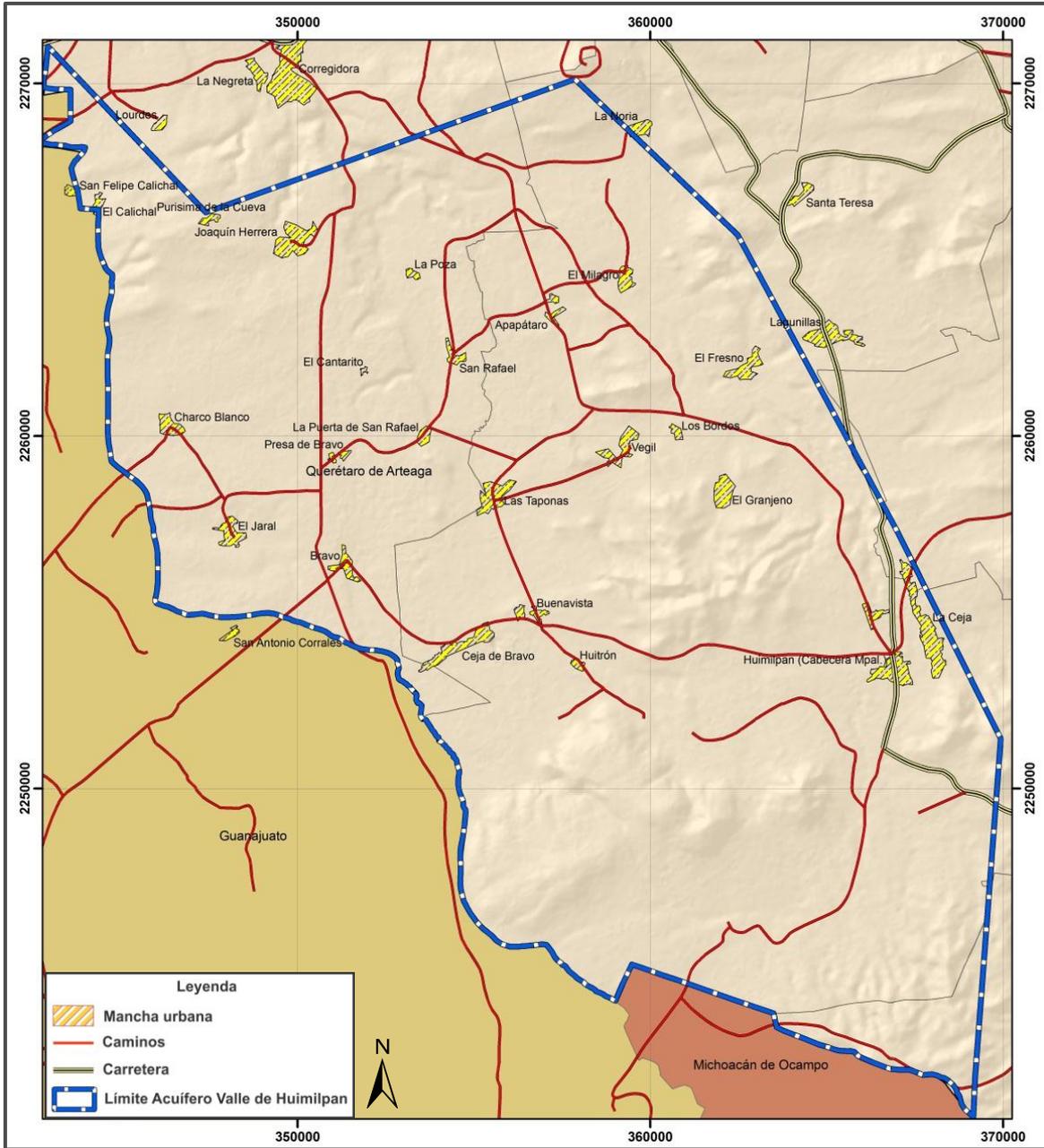


Figura 1.2 Principales vías de acceso al acuífero Valle de Huimilpan.