



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

DIFERENCIACION HIDROGEOQUIMICA DE LOS
SISTEMAS DE FLUJO DE AGUA SUBTERRANEA
EN LA ZONA SUR-CENTRO DEL ESTADO DE
AGUASCALIENTES, MEXICO.

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE:
INGENIERA GEOLOGA
P R E S E N T A:

ANGELICA MOLINA MALDONADO



MEXICO. D.F. 1997

NOVIEMBRE

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-I-036

SRITA. ANGELICA MOLINA MALDONADO
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el Dr. J. Joel Carrillo Rivera y que aprobó esta Dirección, para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geólogo:

**DIFERENCIACION HIDROGEOQUIMICA DE LOS SISTEMAS DE FLUJO DE AGUA
SUBTERRANEA EN LA ZONA SUR-CENTRO DEL ESTADO DE AGUASCALIENTES,
MEXICO**

I	GENERALIDADES
II	MARCO HIDROGEOLOGICO DE REFERENCIA
III	BASES TEORICAS
IV	METODOLOGIA
V	RESULTADOS
VI	DISCUSION
VII	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES
	REFERENCIAS

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
Ciudad Universitaria a 6 de mayo de 1996
EL DIRECTOR

ING- JOSÉ MANUEL COVARRUBIAS SOLIS

JMCS**Rff*R*gtg

A mis padres

con todo mi amor y agradecimiento, por su apoyo incondicional en todo cuanto he emprendido en la vida.

A mis hermanas

como muestra de los inquebrantables lazos que nos unen.

A Lino

por la motivación que ha significado en mí, por su invaluable amistad y su infinito amor.

A Verónica

por haber descubierto juntas el fascinante sendero de la geología, por la maravillosa amiga que tengo en ella.

AGRADECIMIENTOS

Primeramente agradezco con toda sinceridad al Dr. Joel Carrillo Rivera por permitirme participar en el proyecto "Definición del flujo regional de agua subterránea, su potencialidad y uso en la zona de la ciudad de Aguascalientes, Ags.", por su valiosa asesoría y por todo su apoyo e interés en la realización de esta tesis, que atinadamente dirigió.

Muy especialmente agradezco al M. en C. Antonio Cardona Benavides por todas sus enseñanzas, ayuda y asesoría durante el trabajo de campo, en la interpretación y procesamiento de la información generada.

Agradezco también a la Subsecretaría de Ecología del Estado de Aguascalientes por las facilidades brindadas, especialmente al M. en C. Roberto Margain Hernández y al Ing. Juan Jaime Sánchez Nieves por su colaboración durante el trabajo de campo.

Agradezco la colaboración prestada por el personal del laboratorio de Química Analítica del Instituto de Geofísica, UNAM.

A los Ing. Emiliano Campos Madrigal, Ing. Miguel Vera Ocampo, Ing. Héctor Macías, Dr. Eduardo González Partida, M. en C. Eduardo Graniel Castro por sus atinados comentarios en la supervisión de este trabajo.

Mi sincero agradecimiento a Aurea Maldonado Gómez, Aurea y Carolina Ramírez Maldonado por su generosa y cálida hospitalidad.

Finalmente agradezco a todos los profesores que a lo largo de mi vida han contribuido con un granito de arena, para ver realizado este sueño.

" Aguascalientes "

*Agua llevas en tu nombre
agua de tus manantiales
sustento de tantos hombres
alegría de muchas generaciones*

*Cuánto te debe la gente
manantial de Ojo Caliente
igual calmaste su sed
que le brindaste placer*

*Cómo quisiera mis lágrimas
sirvieran para revivirte
dime ¿porqué te fuiste
entristeciendo nuestras almas?*

*Con tu muerte nos enseñaste
cuan difícil es vivir
sin el correr de tus aguas
sin el placer de sentir*

*Niños y niñas de aquí
canten y griten fuerte
¡Hay que cuidar el agua!
¡Hay que saber vivir!*

Adolfo Madrid Alanís

ÍNDICE

RESUMEN

I. GENERALIDADES	1
<i>I.1 INTRODUCCIÓN</i>	1
I.1.1. IMPORTANCIA DE LA DEFINICIÓN DE LOS SISTEMAS DE FLUJO DE AGUA SUBTERRÁNEA EN LA ZONA DE AGUASCALIENTES.....	2
I.1.2. OBJETIVO.....	4
<i>I.2 LOCALIZACIÓN Y DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO</i>	5
II. MARCO HIDROGEOLÓGICO DE REFERENCIA	7
<i>II.1 GEOLOGÍA</i>	7
II.1.1 GEOLOGÍA REGIONAL.....	7
II.1.2 ESTRATIGRAFÍA.....	8
II.1.2 GEOLOGÍA DEL SUBSUELO.....	11
<i>II.2 AGUAS SUPERFICIALES</i>	15
<i>II.3 AGUAS SUBTERRÁNEAS</i>	16
II.3.1 RÉGIMEN DE EXTRACCIÓN.....	16
II.3.2 DEFINICIÓN DEL ACUÍFERO.....	16
II.3.3 MANIFESTACIONES HISTÓRICAS DEL AGUA SUBTERRÁNEA.....	17
II.3.4 EVOLUCIÓN DE LA PROFUNDIDAD AL NIVEL DEL AGUA EN POZOS.....	18
III. BASES TEÓRICAS	20
<i>III.1 IMPORTANCIA DE LA DEFINICIÓN DE SISTEMAS DE FLUJO</i>	20
<i>III.2 ZONAS DE RECARGA, TRÁNSITO Y DESCARGA DE AGUA SUBTERRÁNEA</i>	21
<i>III.3 JERARQUIZACIÓN DE LOS SISTEMAS DE FLUJO</i>	25
III.3.1 SISTEMA DE FLUJO LOCAL.....	26

III.3.2 SISTEMA DE FLUJO INTERMEDIO.....	26
III.3.3 SISTEMA DE FLUJO REGIONAL.....	26
III.4 TEMPERATURA DEL AGUA SUBTERRÁNEA.....	27
III.5 LITIO: INDICADOR DEL TIEMPO RELATIVO DE RESIDENCIA DEL AGUA SUBTERRÁNEA E INTENSIDAD INTERACCIÓN AGUA- ACUÍFERO.....	28
III.6 GEOTERMÓMETROS, SU APLICACIÓN EN LA DETERMINACIÓN DE LA PROFUNDIDAD DE CIRCULACIÓN DE FLUJO SUBTERRÁNEO.....	28
IV. METODOLOGÍA.....	33
IV.1 TRABAJO DE GABINETE 1ª ETAPA.....	33
IV.2 TRABAJO DE CAMPO.....	33
IV.2.1 TOMA DE MUESTRAS DE AGUA SUBTERRÁNEA.....	34
IV.2.2 MEDICIONES EN EL SITIO DE MUESTREO.....	40
IV.2.3 VERIFICACIÓN GEOLÓGICA.....	48
IV.2.4 CARTOGRAFÍA DE MANIFESTACIONES SUPERFICIALES DEL AGUA SUBTERRÁNEA.....	50
IV.3 TRABAJO DE LABORATORIO.....	50
IV.4 TRABAJO DE GABINETE, ETAPA FINAL.....	51
V. RESULTADOS.....	53
VI. DISCUSIÓN.....	57
VI.1 DIFERENCIACIÓN HIDROGEOQUÍMICA.....	57
VI.2 CARACTERIZACIÓN DE LOS SISTEMAS DE FLUJO.....	63
VI.3 POSIBLES FUENTES DE CALOR AL AGUA SUBTERRÁNEA.....	70
VI.4 EVOLUCIÓN HIDROGEOQUÍMICA A LO LARGO DEL SISTEMA DE FLUJO REGIONAL ORIENTAL.....	76

VI.4.1 IDENTIFICACIÓN DEL AGUA SUBTERRÁNEA PERTENECIENTE AL SISTEMA REGIONAL ORIENTAL.....	76
VI.4.2 EVOLUCIÓN HIDROGEOQUÍMICA.....	80
VI.5 PROCESOS QUE CONTROLAN LA PRESENCIA DEL FLUORURO EN EL AGUA SUBTERRÁNEA.....	91
VI.6 PROFUNDIDAD DE CIRCULACIÓN DEL SISTEMA REGIONAL ORIENTAL.....	98
VI.7 EVOLUCIÓN DE LA TEMPERATURA EN EL TIEMPO.....	103
VII. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	108
VII.1 CONCLUSIONES.....	108
VII.2 RECOMENDACIONES.....	112
ANEXO.....	114
REFERENCIAS.....	116

ÍNDICE DE FIGURAS Y TABLAS

FIGURAS:

1.1 Localización de la zona de estudio.....	6
2.1 Localización de las secciones geológicas.....	13
2.2 Secciones geológicas.....	13b
3.1 Cargas hidráulicas en zonas de recarga, tránsito y descarga.....	22
3.2 Jerarquización de los sistemas de flujo.....	25
4.1 Diagrama de estabilidad pH-Eh para Fe^{+2} y Fe^{+3}	38
4.2 Celda de aislamiento.....	41
4.3 Distribución de especies carbónicas inorgánicas en el agua subterránea.....	47
5.1 Ubicación de los pozos muestreados.....	53b
6.1 Distribución de diagramas de Stiff.....	58b
6.2 Relación Litio-Temperatura.....	58
6.3 Variación de temperatura, litio y pH en la sección A-A'.....	60
6.4 Relación Litio-Sodio.....	61
6.5 Mapa de conductividad eléctrica.....	60b
6.6 Relación Litio-Cloruro.....	65
6.7 Sistemas de flujo regional.....	66b
6.8 Sistemas de flujo intermedio.....	66c
6.9 Temperatura del agua subterránea (1995).....	72b
6.10 Temperatura vertical del agua subterránea.....	75
6.11 Localización de la sección hidrogeoquímica.....	76b
6.12 Relación Distancia-Litio.....	77
6.13 Relación Distancia-Litio (Sistema Oriental).....	78
6.14 Relación Distancia-Sodio.....	82
6.15 Relación Distancia-Sólidos totales disueltos.....	83
6.16 Relación Distancia-Conductividad eléctrica.....	84
6.17 Relación Distancia-Temperatura.....	84
6.18 Relación Distancia-Sulfato.....	85
6.19 Relación Distancia-Cloruro.....	85
6.20 Diagrama de Piper (Sistema Oriental).....	87
6.21 Relación Distancia-pH.....	88
6.22 Relación Distancia-Bicarbonato.....	89

6.23 Relación Distancia-Calcio.....	90
6.24 Relación Distancia-Fluoruro.....	91
6.25 Relación Temperatura-Fluoruro.....	93
6.26 Relación Litio-Fluoruro.....	93
6.27 Relación Litio-Índice de saturación con respecto a la fluorita.....	96
6.28 Relación Litio-Calcio.....	97
6.29 Temperatura a profundidad (Na-K-Ca) a lo largo del sistema Oriental.....	100
6.30 Temperatura del agua subterránea (1971).....	103b
6.31 Variaciones o modificación de los sistemas.....	106

TABLAS:

3.1 Características de las áreas de recarga y descarga.....	24
4.1 Preservación de muestras.....	37
4.2 Conservadores y tiempo de almacenamiento máximo.....	39
4.3 Datos de campo para muestreo de agua subterránea.....	49
5.1 Análisis fisicoquímicos del agua subterránea.....	54
5.2 Índices de saturación y presión de CO ₂	55
5.3 Geotermómetros para el Sistema Oriental.....	56

RESUMEN

Conocer el funcionamiento de los sistemas de flujo de agua subterránea, es un requisito primordial para definir un programa de manejo adecuado del recurso; y es de fundamental importancia en Aguascalientes, donde el agua subterránea es la única fuente de abastecimiento que podrá asegurar el desarrollo sustentable de la región.

El objetivo de esta tesis es precisamente, diferenciar los sistemas de flujo en una zona que comprende la ciudad de Aguascalientes y sus alrededores en un radio de 25 km; para ello se emplearon técnicas hidrogeoquímicas, se integraron éstas al marco hidrogeológico de referencia y al análisis de las manifestaciones superficiales del agua subterránea, tanto históricas como actuales.

El acuífero definido en la zona de estudio es de tipo libre y heterogéneo; consiste de sedimentos no consolidados (medio granular), lavas e ignimbritas de composición riolítica (medio fracturado) y rocas piroclásticas fracturadas (medio de doble porosidad). El acuífero sobryace a roca metamórficas consideradas como basamento prácticamente impermeable, el cual sólo lo delimita lateralmente en la porción occidental del área.

El análisis de la información permitió identificar dos sistemas de flujo regional, uno en la porción oriente y otro al occidente de la ciudad de Aguascalientes, ambos asociados a rocas volcánicas fracturadas y caracterizados por altas concentraciones de litio y temperaturas del orden de 40°C. Ambos sistemas se originan más allá de los límites estatales. Las descargas de estos sistemas de flujo regional producen, hasta hace unas décadas, los manantiales de Ojo Caliente y el flujo base en el río San Pedro. También se identificaron dos sistemas de flujo intermedio asociados al medio granular, cuyas aguas son de baja temperatura y con reducidas concentraciones de litio. Además se observó la presencia de agua de mezcla de los diferentes sistemas.

La intensa extracción de agua subterránea, en la zona de estudio, ha provocado la modificación de las condiciones naturales del flujo subterráneo y con ello, propiciado la desaparición de aquellas manifestaciones superficiales que antaño caracterizaban la zona de estudio. Por otra parte, se ha determinado que los sistemas de flujo regional están avanzando en forma vertical ascendente, desplazando el agua fría perteneciente a sistemas de flujo intermedio y local.

Se analizó el origen y el comportamiento hidrogeoquímico de los diferentes sólidos disueltos en el agua subterránea a lo largo de la línea de flujo del sistema regional oriental. Se identificaron las posibles fuentes de calor que originan el agua termal, característica de la zona de estudio, y se observó que la presencia de concentraciones elevadas de fluoruro en el agua subterránea está regida por controles geoquímicos.

Finalmente el empleo de geotermómetros permitió calcular que la temperatura del agua subterránea a profundidad, para el sistema oriental, es de 80°C. De donde, -de acuerdo con el gradiente geotérmico- la profundidad mínima de circulación del agua en dicho sistema es de 1.6 a 2.2 km.

I. GENERALIDADES

I. GENERALIDADES

I.1 INTRODUCCIÓN

Aguascalientes se ha caracterizado por su acelerado crecimiento poblacional; en las últimas tres décadas el incremento ha sido mayor al 300 %, ya que en 1960 el estado contaba con 243 363 habitantes y en 1990 con 719 659 habitantes (INEGI, 1960; 1993a). El evidente crecimiento poblacional ha estado relacionado a un gran crecimiento y desarrollo industrial; ambos están fuertemente condicionados por la disponibilidad de agua.

La escasez de agua, en especial de buena calidad para abastecimiento de las diversas necesidades, ha alertado a las autoridades. Especialmente, si se considera que el clima semidesértico de la región, caracterizado por escasa precipitación pluvial (530 mm/año) y alta evaporación potencial (2 447 mm/año), permite una disponibilidad limitada de agua superficial. Los arroyos son en su mayoría intermitentes y los ríos han desaparecido prácticamente por las modificaciones ocurridas a los sistemas hidrológicos naturales.

Consecuentemente, si el agua subterránea es la única fuente de que se dispone, en términos prácticos, para todo el estado, es de gran importancia entender su funcionamiento para definir un manejo eficiente, que garantice un abastecimiento de agua de buena calidad a largo plazo, y que permita conocer los efectos de posibles políticas de extracción.

Esta tesis se realizó con la intención de dar una aportación al conocimiento de los diferentes sistemas de flujo del agua subterránea en la zona de Aguascalientes. Se emplearon técnicas hidrogeoquímicas como herramientas de estudio, y se integraron éstas al marco hidrogeológico definido previamente (IGF, 1994).

Por otro lado, es imprescindible el conocimiento de los procesos que controlan la composición natural del agua subterránea, para lograr el manejo racional de la calidad del agua.

La hidrogeoquímica determina el origen de los elementos constituyentes del agua subterránea y establece relaciones entre las características químicas del agua y las de la roca, particularmente su relación con el movimiento del agua subterránea, es decir, con los sistemas de flujo subterráneo. Las técnicas hidrogeoquímicas permitieron conocer los procesos que controlan la calidad del agua, en el contexto de los sistemas de flujo de agua subterránea.

I.1.1. IMPORTANCIA DE LA DEFINICIÓN DE LOS SISTEMAS DE FLUJO DE AGUA SUBTERRÁNEA EN LA ZONA DE AGUASCALIENTES

En la zona de Aguascalientes es de primordial importancia definir los sistemas de flujo de agua subterránea, debido a los complicados problemas hidrogeológicos que enfrenta la región, mismos que sólo podrán plantearse y finalmente resolverse satisfactoriamente si se conoce el funcionamiento de tales sistemas.

La problemática que más ha alarmado al gobierno del estado, a los habitantes y a la comunidad científica es la que a continuación se señala.

1) Consolidación del terreno. El hundimiento que ha sufrido la ciudad de Aguascalientes, posiblemente ocasionado por la extracción sin control del agua subterránea (Aranda-Gómez, 1989), ha afectado en forma notoria obras civiles, generando agrietamientos y asentamientos de edificios, monumentos históricos, dislocamientos en redes de distribución de agua, del sistema de drenaje y calles. Con la información obtenida hasta el momento, no es posible calcular, de forma confiable, la consolidación máxima esperada en la zona de estudio, ni el tiempo en que ésta sucederá. Para ello se necesita conocer con detalle la disposición de las diferentes unidades geológicas en el subsuelo, así como medir sus propiedades de consolidación. Por otra parte, debe considerarse el problema dentro del contexto de los sistemas de flujo de agua subterránea, pues la consolidación del terreno no sólo se ha dado por el abatimiento de los niveles (como se ha manejado); también ha contribuido la modificación en la dirección de movimiento vertical del agua subterránea en la zona. Esto es, al desaparecer la componente ascendente de la presión hidráulica y por tanto la descarga natural del agua

subterránea, se propicia la recarga y con ello una mayor compactación del material.

2) Descenso en los niveles del agua subterránea y modificaciones en la descarga de los sistemas de flujo. Estos cambios han ocasionado: i) la desaparición de importantes ríos que cruzaban el estado durante todo el año, tal es el caso del río Aguascalientes o San Pedro, ii) la desaparición de los manantiales termales que dieron origen al nombre al estado, iii) un incremento en el costo de extracción del agua subterránea y un aumento en el consumo de energía eléctrica. Entender los sistemas de flujo originales y las modificaciones que han sufrido por la extracción, permitirá explicar el descenso de los niveles y evaluar con mayor precisión que tan "sobreeplotada" está la región, considerando la eficiencia de los pozos en los que se miden los niveles. Adicionalmente, conocer estos sistemas, permitirá inferir causas ubicadas más allá de la cuenca superficial, que muestren sus efectos en el impacto (parcial) a los abatimientos en la zona de estudio.

3) Modificación o daño a los ecosistemas. Esta alteración se ha convertido en un trastorno, en algunos casos, irreparable. Se ha perdido gran parte de la cubierta vegetal debido a los cambios en la disponibilidad del agua que permita su desarrollo; y consecuentemente, el suelo se ve amenazado por la erosión. Es necesario plantear soluciones que protejan y rehabiliten los ecosistemas naturales de estas zonas. Soluciones que partan del conocimiento de los sistemas de flujo de agua subterránea. No puede resolverse satisfactoriamente la protección a los ecosistemas sin considerar su interrelación con la disponibilidad y calidad del agua subterránea. No tendría caso reforestar o sembrar pastos para proteger el suelo de la erosión, si no se toma en cuenta la modificación que han sufrido los sistemas de flujo originales y con ello la disponibilidad de agua subterránea para el desarrollo de las nuevas plantas; así como la forma en que el ciclo del agua subterránea sería afectado por tal cambio en el uso del suelo.

4) Desechos sólidos y líquidos. La ciudad de Aguascalientes genera cada día una mayor cantidad de desechos sólidos y líquidos, cuyo manejo inadecuado, pone en riesgo de contaminación al agua subterránea. Es entonces ineludible reconocer los sistemas de flujo con la finalidad de ubicar aquellas zonas de mayor vulnerabilidad a la contaminación, como son las áreas de recarga, y protegerlas con mayor énfasis.

5) Deterioro de la calidad del agua subterránea. Esta afectación se produce principalmente por importantes contenidos del ion fluoruro. Aquí cabe señalar que este elemento tiene notables efectos en la salud humana. Concentraciones bajas (menores a 0.5 mg/l) favorecen las caries dentales, y altas concentraciones (arriba de 2 mg/l), durante tiempos prolongados de exposición pueden provocar fluorosis dental (dentadura moteada), e incluso fluorosis esquelética (arriba de 4 mg/l). Estos daños son permanentes e incurables. Altas concentraciones de fluoruro en el agua que se ingiere pueden estar relacionadas con cáncer; la Organización Mundial de la Salud recomienda valores límites para el fluoruro en el agua potable de 1.5 mg/l. (Edmunds, 1995). La presencia de concentraciones de fluoruro mayores a 2 mg/l, ha generado problemas de salud a los habitantes de la región. Su concentración en el agua podría estar relacionada a que la acelerada explotación ha inducido la extracción de agua con diferentes tiempos de residencia en el acuífero, con diferentes salinidades, temperaturas, profundidades de circulación y en suma pertenecientes a diferentes sistemas de flujo. Debido a que probablemente el ion fluoruro proviene de la interacción agua-roca es necesario conocer el recorrido que sigue el agua en el subsuelo, estudiar las relaciones entre el medio geológico, el tiempo de residencia, la temperatura y la composición que adquiere el agua subterránea. Ello se logra si se caracterizan los sistemas de flujo de agua subterránea preexistentes en la zona de estudio, con la finalidad de enmarcar en este contexto los diferentes procesos fisicoquímicos que rigen la presencia de fluoruro en el agua.

1.1.2 OBJETIVO

El objetivo de esta tesis es caracterizar los sistemas de flujo de agua subterránea que existen en la zona de Aguascalientes.

Para alcanzar el objetivo propuesto fue necesario lograr algunas metas adicionales:

- ⇒ Establecer la diferenciación hidrogeoquímica del agua subterránea
- ⇒ Plantear las posibles fuentes de calor al agua subterránea
- ⇒ Entender el origen de los sólidos disueltos en el agua subterránea, y conocer la profundidad de circulación de algún sistema de flujo regional.

- ⇒ Entender los procesos geoquímicos que controlan la presencia del fluoruro en el agua subterránea
- ⇒ Prever la evolución de los sistemas de flujo con respecto al tiempo.

1.2 LOCALIZACIÓN Y DESCRIPCIÓN DE LA ZONA DE ESTUDIO

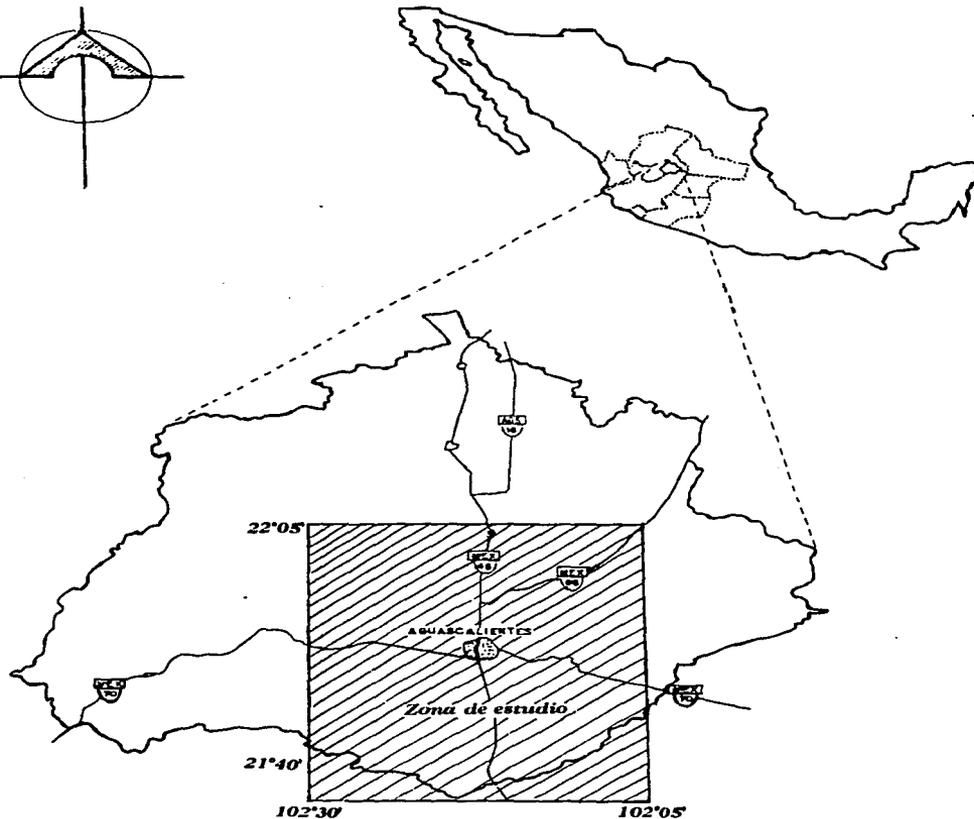
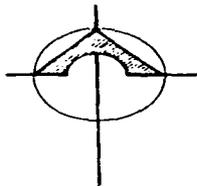
La zona de estudio se localiza en el centro del país, en el estado de Aguascalientes, aproximadamente a 400 km al noroeste de la ciudad de México. Comprende el área sur-centro del estado de Aguascalientes, donde se incluye la zona urbana de la ciudad de Aguascalientes y sus alrededores con un radio aproximado de 25 km. La zona de estudio se limita por las coordenadas geográficas 102° 05' y 102° 30' de longitud oeste y 21° 40' y 22° 05' de latitud norte (Figura 1.1).

El estado de Aguascalientes, tiene una extensión de 5 589 km², de su población total, 440 425 radican en la Ciudad de Aguascalientes (INEGI, 1993a).

La zona de estudio comprende una superficie aproximada de 2 150 km²; los principales poblados dentro de ella son la ciudad de Aguascalientes, capital del estado y centro de importantes actividades comerciales e industriales, Jesús María, San Francisco de los Romo y Refugio de Peñuelas.

Las altitudes de la zona de estudio son para el valle de Aguascalientes de 1900 *msnm* en el norte y 1 800 *msnm* en el sur; 2 000 *msnm* en los lomeríos del oriente; 2 100 *msnm* en el cerro de los Gallos al sureste del estado y 2 300 en la sierra Fría, al noroeste.

El clima, de acuerdo a la clasificación de Köppen, modificada por Enriqueta García, es semiárido, con una precipitación promedio de 530 mm/año. El periodo lluvioso ocurre entre los meses de junio y septiembre, durante los cuales llueve aproximadamente el 75 % del total medio anual. El promedio de la evaporación potencial anual es 2 477 mm. La temperatura atmosférica media anual es 17°C (CAPAMA, CNA, 1994).



Escala aproximada



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

Figura 1.1
Localización de la zona de estudio

ANGÉLICA MOLINA MALDONADO

TESIS PROFESIONAL

1996

**II. MARCO HIDROGEOLÓGICO DE
REFERENCIA**

II. MARCO HIDROGEOLOGÍCO DE REFERENCIA

II.1 GEOLOGÍA

II.1.1 GEOLOGÍA REGIONAL

La zona de estudio pertenece en su porción occidental a la provincia fisiográfica denominada Sierra Madre Occidental y en su parte oriental, a la denominada Meseta Central.

La Sierra Madre Occidental se encuentra geológicamente caracterizada por dos grandes secuencias de rocas ígneas que se extienden prácticamente sobre la misma área formando una faja continua que bordea la parte occidental de México. La secuencia inferior, con edades que varían desde 45 hasta menos de 100 millones de años, contiene abundantes rocas batolíticas y volcánicas principalmente de composición intermedia. La secuencia superior está formada predominantemente por ignimbritas riolíticas originadas a partir de grandes y numerosas calderas. Estas extrusiones cineríticas estuvieron acompañadas por pequeñas emanaciones de lava basáltica y raramente por rocas de composición intermedia. La mayor parte de este volcanismo ocurrió en un corto intervalo, entre 34 y 27 millones de años (McDowell y Clabaugh, 1981).

La Meseta Central es una provincia fisiográfica caracterizada por valles alargados y sierras bajas, ambos formados por numerosos pilares y fosas tectónicas orientados de NW a SE. El fallamiento distensivo que originó estas estructuras se considera postoligocénico (Aranda, 1989). Dichas fallas dislocaron los grandes afloramientos de rocas volcánicas ácidas que se encuentran actualmente en la base de las fosas tectónicas de Villa de Reyes, San Luis Potosí, Villa de Arriaga, Ojuelos y el Obraje (ETEISA, 1990). Diversos autores sugieren la existencia de fosas tectónicas con rumbo NE en las cercanías de Lagos de Moreno, Jalisco, y La Saucedá, Guanajuato. A este sistema de estructuras de tensión pertenece la fosa tectónica del valle de Aguascalientes, con rumbo general N10°E.

En algunos pilares tectónicos de la Meseta Central afloran rocas mesozoicas que se asocian a la cuenca Mesozoica del centro de México, y las sobreyacen las secuencias de vulcanismo ácido correlacionables con el arco volcánico Oligo-Miocénico que formó la Sierra Madre Occidental.

II.1.2 ESTRATIGRAFÍA

La geología de la zona consiste, en forma general, de: i) rocas sedimentarias e ígneas metamorfoseadas a facies de esquisto verde, pertenecientes al Jurásico-Cretácico (Aranda, 1989); ii) riolitas e ignimbritas de composición ácida del Oligoceno; iii) sedimentos clásticos no consolidados de origen continental, intercalados con unidades piroclásticas de composición riolítica del Mioceno-Pleistoceno y iv) sedimentos clásticos aluviales del Cuaternario.

El Complejo Basal aflora al occidente del valle de Aguascalientes en la zona de la Tomatina, a 15 km de la ciudad del mismo nombre. Corresponde a las rocas más antiguas de la zona y está compuesto de sedimentos arenosos y calcáreos metamorfoseados a facies de esquisto verde, así como de metabasaltos masivos de color verde oscuro a negro, con superficie ligeramente vesicular y rocas cristalinas de origen intrusivo. Ha sido fechado como del Jurásico-Cretácico (Aranda, 1989).

Otro afloramiento de calizas cretácicas se presenta en el área de Tepezalá, al norte de la zona de estudio. Estas rocas se asocian a la cuenca Mesozoica del centro de México y consisten de una secuencia de rocas cretácicas de origen marino, débilmente metamorfoseadas y plegadas que consisten en calizas de cuenca con intercalaciones de pedernal de la Formación Cuesta del Cura (Albiano-Cenomaniano), cubiertas concordantemente por intercalaciones de calizas arcillosas con lutitas de la Formación Indidura (Cenomaniano-Turoniano) ligeramente metamorfoseadas a pizarras. Sobreyaciendo al paquete anterior se encuentra una secuencia de areniscas de grano fino y lutitas alternadas tipo flysh de la Formación Caracol (Campaniano-Maestrichtiano-Paleoceno) (ETEISA, 1990).

La Riolita Ojo Caliente aflora cerca del Balneario Ojo Caliente, al oriente de la ciudad de Aguascalientes y junto a la presa El Muerto. Es una roca color rojo al intemperismo y rosa en fractura fresca, de textura porfídica, con fenocristales de cuarzo y feldespatos en una matriz vítrea predominante (80 %). Presenta estructuras de desvitrificación del tipo esferulítico. Es una unidad muy compacta, que muestra estructura fluidal e intenso fracturamiento. De acuerdo a Hernández-Lascars (1979), petrográficamente, está constituida en orden de abundancia por cristales de cuarzo (SiO_2) que aparecen como fenocristales, corroídos y fracturados; sanidino (KAlSi_3O_8) fracturado y plagioclasas sódicas ($\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$). Se presentan agregados o intercrecimientos criptocristalinos compuestos de cuarzo, y feldespato potásico. Entre los minerales máficos, presentes como minerales accesorios, están la biotita ($\text{K}_2(\text{Mg,Fe})_3\text{AlSi}_3\text{O}_{10}(\text{OH})_2$) y la hornblenda ($\text{NaCa}_2(\text{Mg,Fe,Al})_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH,F})_2$). Como minerales secundarios se encuentran la hematita y la sericita. La matriz está constituida por material criptocristalino y vidrio. Su composición química y mineralógica demuestra claramente su naturaleza riolítica (Hernández-Lascars, 1979, 1981). Debido al rápido enfriamiento la roca no pudo cristalizar en su totalidad y muy probablemente en la matriz criptocristalina y vítrea quedaron elementos residuales como flúor, litio, estroncio. Su espesor rebasa los 300 m. La Riolita Ojo Caliente ha sido fechada como del Oligoceno Temprano-Tardío (ETEISA, 1990).

Rocas volcánicas ácidas con características muy similares y correlacionables a la Riolita Ojo Caliente se encuentran en las partes elevadas de la zona de estudio ubicadas al occidente del valle de Aguascalientes y al sur en el Cerro de los Gallos.

La Brecha Volcánica sobreyace a la riolita anterior, aflora en ambos lados de la presa El Muerto. Es una roca de color gris al intemperismo y gris claro con rosa al fresco. Esta se encuentra constituida de volcanclastos de riolita, con fragmentos angulosos a subangulosos que varían en tamaño desde bloques hasta lapilli, emplazados en una matriz vítrea color crema con tonos negros. Se caracteriza por poseer un espesor muy irregular. Esta unidad corresponde al Oligoceno Tardío a Mioceno Temprano (ETEISA, 1990).

La Toba Zoyatal, aflora en las Lomas Zoyatal ubicadas 4.5 km al este de la ciudad de Aguascalientes. Es una unidad tobácea, de composición ácida constituida por materiales piroclásticos de caída menores a 4 mm (cenizas) de color pardo amarillento a crema pálido, intercalados con sedimentos clásticos continentales de tipo lacustre y fluvial, que constituyen areniscas tobáceas, volcarenitas y tobas retrabajadas. Estas rocas muestran estratificación e intenso fracturamiento, tanto en sentido vertical como horizontal. Las fracturas verticales se encuentran rellenas por material silíceo muy compacto de color pardo amarillento que muestra bandeamiento. Las fracturas horizontales no se encuentran rellenas. El ancho de las fracturas varía de menos de 1 cm hasta 15 cm (ETEISA, 1990). De acuerdo a Hernández-Lascares (1979) la Toba Zoyatal está constituida por tres tipos de materiales piroclásticos: vítreo, cristalino y lítico. La fracción cristalina de esta roca está compuesta por cuarzo, plagioclasas, feldespatos alcalinos, biotita, sericita y minerales opacos (magnetita y hematita); muchos cristales muestran corrosión. La fracción vítrea de la roca está constituida por esquirilas de vidrio, siendo éste el componente más abundante de la toba, la cual está en su mayoría desvitrificada, por lo que se presenta como un intercrecimiento de cuarzo y feldespato. La fracción lítica es de carácter riolítico. Esta unidad alcanza espesores de 376 m. En esta unidad se han encontrado vertebrados que permiten fecharla como del Mioceno Medio (Hernández-Lascares, 1981).

La Toba Aguascalientes sobreyace a la Toba Zoyatal de forma discordante. Los mejores afloramientos se localizan principalmente en las paredes de los arroyos El Cedazo y Paso Hondo. Está formada por material tobáceo de caída de color amarillo con variaciones de pardo cremoso a pardo rojizo, con estratificación masiva, de semiconsolidado a no consolidado, interestratificado con material clástico de tamaño arena y grava que forman conglomerados y areniscas medianamente consolidadas; debido a que entre cada evento piroclástico ocurrió la acumulación de grandes espesores de materiales aluviales, que en algunos casos corresponden a paleocanales. La petrografía de la Toba Aguascalientes indica que su composición es riolítica a riodacítica. La fracción cristalina está constituida por fenocristales de cuarzo, sanidino, oligoclasa, biotita, minerales opacos. Los cristales se encuentran en su mayor parte corroídos y fracturados. El cuarzo forma los fenocristales más comunes y se observa como núcleo de desvitrificación. El sanidino desarrolla esferulitas. La biotita es escasa y los cristales

están corroídos. Los minerales opacos son principalmente magnetita y hematita. La fracción vítrea está constituida por esquistos de vidrio. El espesor máximo de la Toba Aguascalientes se estima de 120 m. Ha sido fechada como del Pleistoceno Tardío (Hernández-Lascares, 1981).

El **Aluvi3n del Terciario** consiste del material clástico que se intercala con la Toba Aguascalientes y puede distinguirse en algunas partes del área como una unidad independiente. Aflora en las llanuras al oriente de la zona de estudio. Está constituida por limos, arenas y gravas, semiconsolidados y no consolidados; en algunas partes se encuentran parcialmente cementados con carbonatos y óxidos. Los clastos son de materiales de origen volcánico. Se asigna a esta unidad una edad del Mioceno Temprano (Hernández-Lascares, 1981). El espesor mínimo de esta unidad es de 6 m y el espesor máximo de 240 m.

Los movimientos tectónicos de distensión del Mioceno Tardío-Pleistoceno, originaron fosas y pilares tectónicos en la Meseta Central. La formación de la fosa tectónica de Aguascalientes, que atraviesa de norte a sur al estado en su parte central, ocurrió de manera gradual, permitiendo la depositación dentro de la fosa de una gruesa secuencia de sedimentos lacustres y fluviales.

El **Aluvi3n del Cuaternario** está constituido por clastos redondeados a subredondeados, predominantemente de riolitas, con tamaños de grava, arena, limo y arcilla, no consolidados. Este material granular está formado por sedimentos de origen fluvial, de paleocauces y abanicos aluviales. Dentro de la fosa tectónica, en la porción central del valle, su espesor es mayor a 300 m, mientras que al este, dicho material sólo ocupa los cauces de los arroyos y las depresiones.

II.1.2 GEOLOGÍA DEL SUBSUELO

El conocimiento de la disposici3n espacial de las unidades litol3gicas del subsuelo, es de suma importancia en cualquier trabajo hidrogeol3gico, ya que permite definir el medio geol3gico donde se desplaza el agua subterránea.

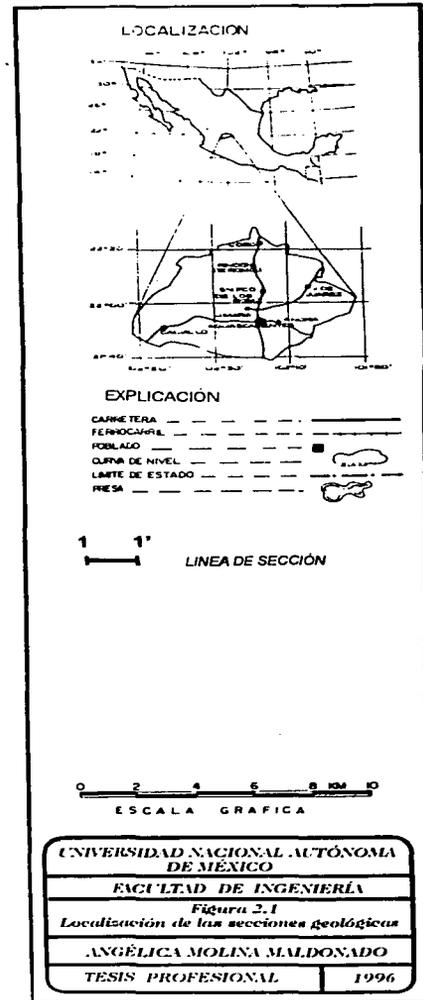
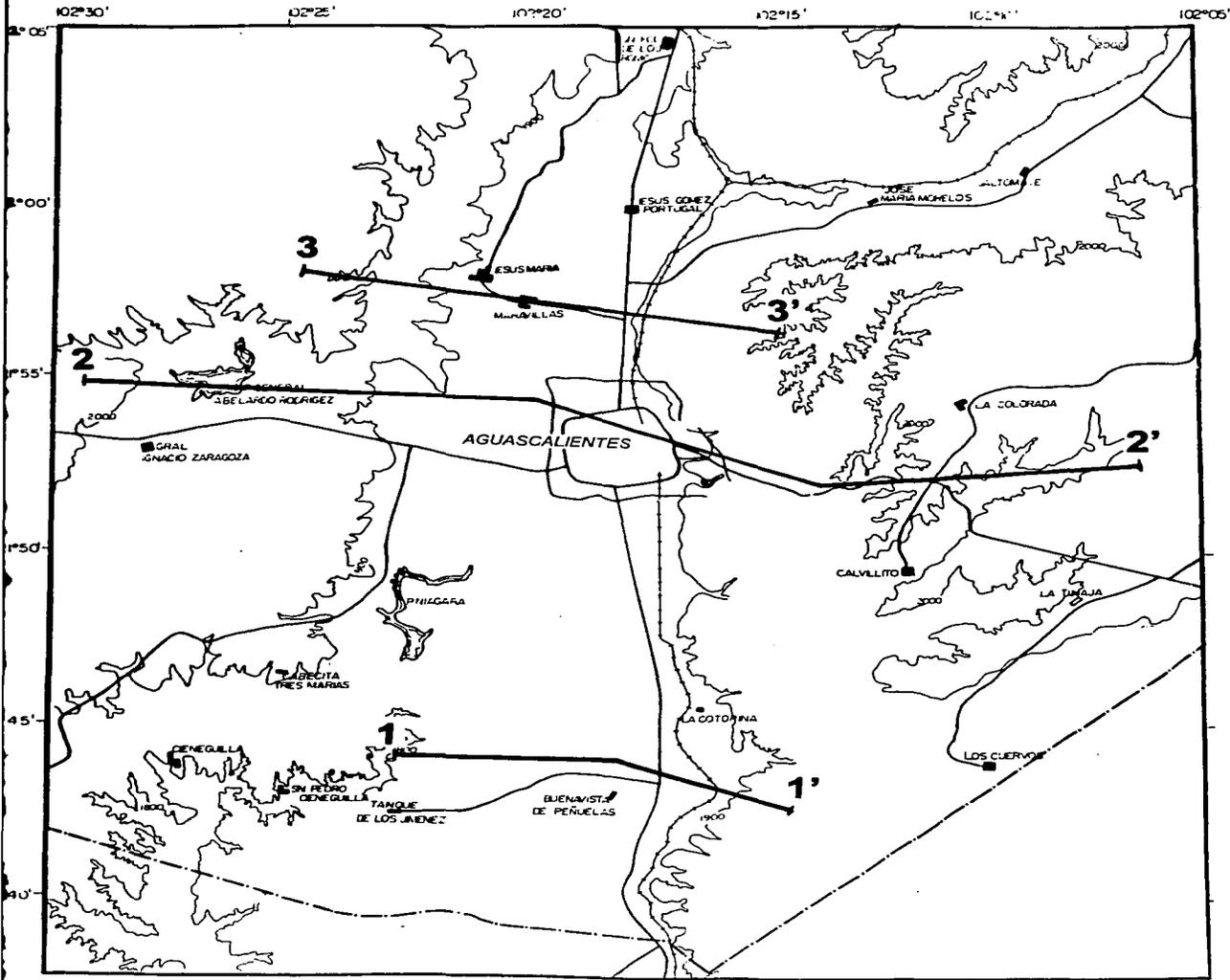
La integración del modelo geológico de subsuelo que sirvió como referencia al modelo hidrogeológico conceptual, se llevó a cabo con la geología superficial y la información de sondeos eléctricos verticales complementada con cortes litológicos y registros eléctricos de pozos profundos.

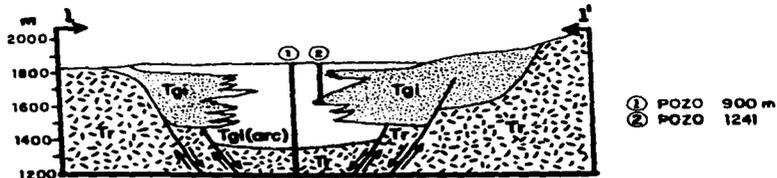
Cabe señalar que debido a la deficiente descripción de los cortes litológicos en los pozos y la ambigüedad de los datos geofísicos, no fue posible reconstruir la estratigrafía del subsuelo para cada una de las unidades estratigráficas mencionadas con anterioridad; por ello y con base en los fines que persigue la presente tesis, se agruparon las unidades geológicas existentes en la zona de estudio de acuerdo a su comportamiento hidrogeológico y a sus principales características geológicas.

De este modo fue posible reconocer como medio granular al material no consolidado del Terciario (Tgi) y del Cuaternario (Qal); las lavas riolíticas (Riolita Ojo Caliente) e ignimbritas del Oligoceno, que constituyen un medio fracturado (Tr); las tobas (Tt) que constituyen un material de doble porosidad, (Toba Zoyatal y Toba Aguascalientes).

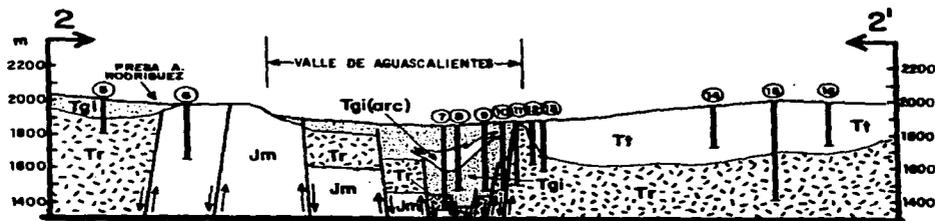
La figura 2.1 muestra la localización de las secciones geológicas (figura 2.2) construidas para la zona de estudio. En todas las secciones geológicas se pueden apreciar los grandes desplazamientos que han ocurrido a lo largo de las fallas normales de ángulo alto que conforman la fosa tectónica. Esta fosa constituye la principal estructura del subsuelo en la zona de estudio. Los desplazamientos ocurridos, consisten de descensos relativos de varios bloques, a lo largo de una compleja serie de fragmentos de fallas interconectadas, tal como, generalmente, ocurre en este tipo de estructuras.

En las porciones inferiores y laterales de la fosa tectónica, los sedimentos clásticos acumulados, son de granulometría gruesa (gravas y arenas), ya que se depositaron durante el tiempo de mayor desplazamiento activo. Una vez que cesó la mayor parte del proceso de hundimiento de la fosa, se depositaron sedimentos más finos, con una facies arcillosa en las partes topográficamente más bajas.



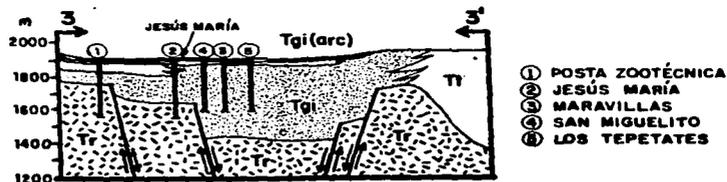


SECCIÓN GEOLÓGICA 1



- | | | |
|--------------------|---------|----------------|
| ⑤ IGNACIO ZARAGOZA | ⑩ CA-40 | ⑬ CA-132 |
| ⑥ CIENEGUITA | ⑪ CA-3 | ⑭ PASO HONDO |
| ⑦ CA-66 | ⑫ CA-59 | ⑮ EL RETORO |
| ⑧ CA-27 | ⑬ CA-95 | ⑯ SAN JERÓNIMO |

SECCIÓN GEOLÓGICA 2



- | |
|--------------------|
| ① POSTA ZOOTÉCNICA |
| ② JESÚS MARÍA |
| ③ MARAVILLAS |
| ④ SAN MIGUELITO |
| ⑤ LOS TEPETATES |

SECCIÓN GEOLÓGICA 3

EXPLICACIÓN

- | | |
|-----------|---|
| Tt | Terciario. Tobas y sedimentos arcillo-arenosos |
| Tgi | Terciario granular indiferenciado (arenas) |
| Tgi (arc) | Terciario granular indiferenciado (arcillas) |
| Tr | Riolita, ignimbrita, tobas y brechas volcánicas del Terciario Medio |
| Jm | Complejo basal. Rocas metamórficas |

0 1 2 3 4 5 Km
ESCALA HORIZONTAL

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

Figura 2.2
Secciones geológicas

ANGÉLICA MOLINA MALDONADO

TESIS PROFESIONAL

1996

La sección geológica 1-1' se ubica en la porción sur del valle de Aguascalientes, tiene una dirección de este a oeste. El espesor máximo del material de relleno de la fosa tectónica en el centro del valle es del orden de 500m; constituido por sedimentos limo-arenosos y/o arcillo-arenosos. Hacia las márgenes de la fosa, los sedimentos se conforman por arenas más gruesas y un menor contenido de arcilla. El material granular sobreyace a las rocas volcánicas ácidas y fracturadas.

La sección geológica 2-2' atraviesa la zona de estudio en dirección este-oeste y cruza por el centro de la ciudad de Aguascalientes. Presenta algunos cambios de dirección para incorporar sitios con información litológica de pozos profundos. El espesor del material de relleno de la fosa tectónica es del mismo orden que en la sección anterior (500 m). La información disponible permitió estimar la existencia de fallas normales en el subsuelo y la presencia de material con mayor contenido de arcilla. Hacia el oriente del valle de Aguascalientes, en el área de Ojo Caliente, las unidades volcánicas (Tr) casi afloran. El espesor máximo inferido para el material arcillo-arenoso intercalado con las Tobas Zoyatal y Aguascalientes es de 350 m y disminuye hacia el oriente. Este material sobreyace a las rocas volcánicas fracturadas. El espesor máximo para la secuencia volcánica no se conoce con precisión, pero en el pozo el Tildio se cortaron alrededor de 600 m de esta unidad sin llegar a su base. Hacia el occidente del valle, se observa un afloramiento de las rocas más antiguas de la zona de estudio, denominado Complejo Basal por Aranda (1989). Dentro de la fosa tectónica, se encontró dicho basamento en el pozo exploratorio de 900 m, situado a 2 km al poniente del aeropuerto, en el fraccionamiento Revolución de San Francisco de los Romo, el cual penetró el basamento desde los 700 m. Al oriente de la ciudad de Aguascalientes el pozo Morelos 2 lo encontró a los 400 m de profundidad y el pozo IVEA Cumbres a los 500 m. En muchas partes del valle se han perforado más de 400 m sin llegar a cortar esta unidad.

Aún no se conoce el tipo de estructura que separa las rocas del Jurásico y la secuencia volcánica del Terciario; con base en las estructuras tectónicas de distensión predominantes en la región, se infiere como contacto tectónico, una falla de tipo normal como superficie de separación entre estas unidades. Al occidente

del complejo basal aflorante, existe un delgado espesor del material granular que sobreyace a la unidad volcánica.

La sección geológica 3-3' atraviesa el valle de Aguascalientes aproximadamente en la ciudad de Jesús María. El material que rellena la fosa está compuesto por arenas con escaso contenido de arcillas y limos. El espesor máximo inferido es del orden de 500 m. El material granular sobreyace a la unidad de rocas volcánicas. En la zona oriente se observan tobas y material arcillo-arenoso.

II.2 AGUAS SUPERFICIALES

En la actualidad, la totalidad del agua que escurre superficialmente en el estado de Aguascalientes proviene de la precipitación, ya que el flujo base en ríos es nulo. Para el manejo y aprovechamiento de las aguas superficiales existen en todo el estado, cerca de 446 obras, tales como presas, bordos y tomas directas, entre las cuales, las que se destinan al almacenamiento suman una capacidad de 450×10^6 m³. De éstas, se encuentran en la zona de estudio, las presas General Abelardo L. Rodríguez, El Niágara, Guadalupe, Purgas, Las Grullas, El Muerto, El Cedazo, Los Gringos, San Jerónimo, Mirantillas, La Trinidad, La Luz, El Zapote, San José de Guadalupe, San Bartolo, Francisco de los Viveros (SARH, 1987).

En suma, la disponibilidad total de aguas superficiales en el estado de Aguascalientes es en promedio de 190×10^6 m³ anuales (SARH, 1987). Este volumen se destina íntegramente al uso agrícola, en beneficio de aproximadamente 15 000 ha; lo que representa aproximadamente el 30 % del agua empleada para uso agrícola en la entidad. El resto de los requerimientos es satisfecho con 586×10^6 m³ de agua subterránea. Esta misma dependencia (SARH, 1987) estima que de los 3000×10^6 m³ anuales de agua de lluvia, aproximadamente 190×10^6 m³ escurren superficialmente, otros 200×10^6 m³ al año se infiltran al subsuelo y los restantes $2\ 610 \times 10^6$ m³ retornan a la atmósfera por evapotranspiración (SARH, 1987).

II.3 AGUAS SUBTERRÁNEAS

II.3.1 RÉGIMEN DE EXTRACCIÓN

Prácticamente el agua subterránea es la principal fuente para el abastecimiento del recurso en el estado de Aguascalientes. En 1971, se contaba con 921 pozos en operación, mediante los cuales se extraían 262.2×10^6 m³ anuales (SARH, 1987). Cabe señalar que todos los valores de extracción son estimados, es decir, no son medidos directamente. Para 1987, existían 2 258 pozos en todo el estado, mismos que permitían la extracción de 483×10^6 m³ anuales. Tan sólo para el valle de Aguascalientes en ese mismo año, existían 1 444 pozos cuyo volumen estimado de extracción anual era de 339×10^6 m³, de los cuales se destinaban 87.3 % al uso agrícola, 9.7 % al uso público urbano, 2.4 % a la industria y 0.6 % usos varios (SARH, 1987). Para 1993, en toda la entidad se contaba con 2490 pozos y 180 norias que extraían un volumen promedio anual de 586×10^6 m³ de los cuales el 74.6 % (437×10^6 m³) se utilizaba en la agricultura, 18.2 % (107×10^6 m³) en servicios públicos-urbanos, 5.8% (34×10^6 m³) en actividades rurales, 1.4 % (8×10^6 m³) para uso industrial (INECI, 1993; CAPAMA y CNA, 1994).

II.3.2 DEFINICIÓN DEL ACUÍFERO

Las características de las unidades geológicas existentes en el subsuelo de la zona de estudio, permiten definir tres medios principales por donde fluye el agua subterránea: i) un medio granular, ii) un medio fracturado, iii) un medio de doble porosidad en fracturas e intergranular.

El medio granular involucra a las unidades clásticas no consolidadas del Terciario-Cuaternario que rellenan la fosa tectónica del valle de Aguascalientes. La velocidad de movimiento horizontal del agua subterránea en este medio, bajo gradientes hidráulicos naturales, es del orden de decenas de metros por año; de acuerdo con Sánchez-Valerio (1996): $K=10^{-4}$ a 10^{-7} m/s, $S=5 \times 10^{-4}$ a 7×10^{-4} , $\phi=0.02$ a 0.20 .

Las lavas riolíticas, e ignimbritas constituyen el medio fracturado, se encuentran subyaciendo al material clástico y afloran en los límites del valle. En este medio el agua subterránea se mueve a una velocidad horizontal

comparativamente mayor que en el poroso (@ 25°C, $K=10^{-3}$ a 10^{-5} m/s, $S= 4 \times 10^{-3}$ a 6×10^{-4} , $\phi=0.01$ a 0.08). Este medio es de más alta conductividad hidráulica y de menor porosidad que el anterior; la rápida circulación del agua subterránea se lleva a cabo a través de las fracturas.

Las unidades tobáceas constituyen el medio de doble porosidad, ya que por tratarse de material piroclástico semiconsolidado es de esperarse un comportamiento hidrogeológico similar al de un medio intergranular, sin embargo las fracturas provocan que se comporte en algunos sitios como un medio fracturado. En este medio el agua fluye de los bloques con matriz porosa a las fracturas y/o en las fracturas. El flujo en las fracturas es rápido, mientras que en el interior de los bloques es lento.

La disposición de las unidades litológicas agrupadas en los medios granular, fracturado y de doble porosidad, integran el sistema de control principal y original de movimiento del agua subterránea; permitiendo que ésta fluya de noroeste a sureste en el norte de la zona de estudio y de sureste a noroeste en el sur de la zona.

El denominado Complejo Basal constituye, en términos prácticos, el basamento impermeable. La porción inferior del acuífero está conformada por el medio fracturado constituido por las riolitas e ignimbritas y la parte superior por el material granular y el de doble porosidad. Cabe mencionar que en la zona de estudio no existen barreras impermeables que constituyan fronteras laterales al flujo de agua subterránea, sino que las fronteras que definen los sistemas de flujo son de tipo hidráulico.

En su conjunto, las diferentes unidades litológicas y los distintos medios, constituyen un acuífero libre y heterogéneo.

II.3.3 MANIFESTACIONES HISTÓRICAS DEL AGUA SUBTERRÁNEA

En condiciones naturales y originales la descarga del flujo subterráneo, en el estado de Aguascalientes, tenía lugar en forma de manantiales, o por evapotranspiración de la vegetación freatofita que abundaba en las porciones topográficamente bajas. El afloramiento natural de las aguas subterráneas proveía el gasto base de los escurrimientos superficiales, entre ellos el principal fue el río Aguascalientes o San Pedro. Además, los manantiales de Ojo Caliente aseguraron la supervivencia de la población desde la fundación de la Villa de Aguascalientes en 1575, a lo largo de toda la época colonial y el siglo XIX, por un período de más de 300 años (INEGI, 1993b; CAPAMA, CNA, 1994).

Estas condiciones permanecieron casi inalteradas hasta principios de la década de los años 40's cuando se inició, a mayor escala la explotación del agua subterránea. Esto más adelante se intensificó con el consiguiente abatimiento de los niveles del agua, además de la disminución y posterior agotamiento de las descargas naturales, por lo que desde hace ya mucho tiempo, el caudal base de los ríos es prácticamente nulo. En la actualidad puede afirmarse que la descarga del acuífero del valle de Aguascalientes corresponde a la que artificialmente se realiza a través de pozos y norias.

II.3.4 EVOLUCIÓN DE LA PROFUNDIDAD AL NIVEL DEL AGUA EN POZOS

La posición de los niveles del agua con respecto a la superficie del terreno, está gobernada por la distribución de la recarga y del bombeo, por la configuración topográfica, por la temperatura de la columna de agua y por las características hidráulicas del acuífero.

Desde que se inició la explotación del agua subterránea en gran escala, los niveles del agua han ido descendiendo progresivamente en las áreas de bombeo, al grado que en las proximidades del río San Pedro o Aguascalientes, donde en condiciones naturales afloraban las aguas del subsuelo, ahora los niveles estáticos se encuentran entre 60 y 80 m bajo la superficie del terreno (SARH, 1987).

En la zona de estudio, en 1971, la profundidad al nivel estático variaba entre 10 y 100 m. En 1986, los niveles de saturación se encontraban en general a profundidades entre 15 y 110 m; de 35 a 80 m en las áreas agrícolas, a más de 100m en la zona urbana de la ciudad de Aguascalientes y sus proximidades, y a menos de 35 m en el área del distrito de riego de Pabellón (SARH, 1987). En general para toda la zona, en 1993, la profundidad al nivel estático variaba de 40 m a 130 m (INEGI, 1993). La información disponible (SARH, 1987; INEGI, 1993; CNA, 1994) indica que, de 1971 a 1993, se registraron abatimientos de 20 a 60 m; con un abatimiento promedio calculado, para la zona de estudio, de 2 m/año, y en particular para el área urbana de 3 m/año. En este punto cabe indicar que si bien, los niveles han descendido, los valores manejados son dinámicos, medidos en pozos de bombeo, y no consideran las pérdidas de pozo. En muchos casos, la profundidad al agua subterránea es excesiva debido a estas pérdidas provocadas por la ineficiencia en la perforación, construcción, diseño y operación de los pozos. Es importante tomar estas consideraciones especialmente porque las mediciones de niveles deben ser en pozos de observación. Por lo mismo los valores obtenidos no corresponden a los niveles reales, sino a valores mayores, incrementados, por estas pérdidas que reducen la conductividad hidráulica en la vecindad del pozo en factores de 4 a 11 (Instituto de Geofísica, 1995).

III. BASES TEÓRICAS

III. BASES TEÓRICAS

III. BASES TEÓRICAS

III.1 IMPORTANCIA DE LA DEFINICIÓN DE SISTEMAS DE FLUJO

El aumento de la población y su concentración en grandes núcleos urbanos, ha propiciado que exista un continuo incremento en la demanda de agua subterránea necesaria para su abastecimiento. Cada vez se requiere mayor atención al preocupante problema de la calidad del agua, ya que el manejo inadecuado de desechos sólidos y líquidos, pone en riesgo de contaminación antropogénica al agua subterránea. Por otro lado, su acelerada extracción induce, en algunos casos, agua con altas concentraciones de elementos traza y elementos pesados nocivos para la salud. Este problema se conoce como contaminación natural inducida. Además, las obras civiles e infraestructura de muchas ciudades está sufriendo notorios daños por la compactación del terreno. Los ecosistemas se están afectando por la modificación de los regímenes hidrogeológicos causada por la creciente extracción.

Estos y muchos otros factores, hacen que los problemas hidrogeológicos a resolver sean cada vez más complejos. Por lo que se ha hecho necesario un cambio en la perspectiva del estudio del agua subterránea (Engelen, 1986; Jones, 1986).

El análisis y evaluación de acuíferos aislados ya no es suficiente. Actualmente, es necesario comprender el funcionamiento de sistemas hidrogeológicos regionales, así como entender como serán afectadas las aguas subterráneas por las modificaciones que pueden sufrir por efecto de extracción y contaminación. La unidad básica de estudio debe ser el sistema de flujo, que puede ser definido como una unidad natural y coherente de agua subterránea y materiales geológicos, en espacio y tiempo (Engelen, 1986).

Entender como ocurre el movimiento del agua subterránea es ahora un requisito primordial en investigaciones hidrogeológicas. Cualquier problema de agua subterránea que se quiera resolver de forma satisfactoria, deberá incluir en la definición del modelo hidrogeológico conceptual la caracterización de los sistemas

de flujo de agua subterránea, delimitando las zonas de recarga, tránsito y descarga (Carrillo-Rivera *et al*, 1996).

Como indica Carrillo-Rivera *et al* (1996), los riesgos por desconocer el funcionamiento de los sistemas de flujo de las aguas subterráneas, pueden ser en términos generales, poner en peligro la disponibilidad de agua como fuente de abastecimiento, tanto en cantidad como en calidad; y los efectos hacia la superficie incluyen limitantes a la integridad tanto de ambientes naturales, ecosistemas, así como obras civiles.

Es importante conocer el modelo geológico en tres dimensiones de la zona de interés, puesto que el agua circulará por este medio dependiendo de la posición y propiedades hidráulicas de las formaciones y estructuras geológicas; también es importante, dado que el movimiento del agua subterránea ocurre en tres dimensiones, conocer la variación de la carga hidráulica tanto en el plano horizontal como en el vertical. El análisis de la potenciometría en el plano horizontal es común en los estudios de agua subterránea (que suponen un movimiento horizontal del agua subterránea), mientras que el análisis de la piezometría en el plano vertical es ignorado en la mayoría de los estudios hidrogeológicos. Sin embargo, si se desean establecer los sistemas de flujo del agua subterránea, desde su zona de recarga hasta la de descarga, es necesario conocer la variación de la carga hidráulica también en el plano vertical (Carrillo-Rivera, *et al* 1996; Cardona, 1990).

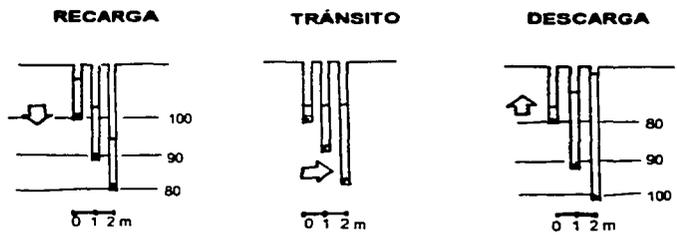
III.2. ZONAS DE RECARGA, TRÁNSITO Y DESCARGA DE AGUA SUBTERRÁNEA

Meyboom (1966) y Tóth (1966), han mostrado que es posible cartografiar las áreas de recarga y descarga con base en observaciones directas de campo, particularmente en climas áridos y semiáridos. Existen distintos tipos de indicadores que permiten diferenciar las zonas de recarga y descarga de los sistemas de flujo. Estos indicadores son: 1) topográficos, 2) patrones piezométricos, 3) tendencias hidrogeoquímicas e isótopos ambientales y 4) características de suelos y cubiertas vegetales de terrenos superficiales (Freeze y Cherry, 1979).

El más simple indicador de los sistemas de flujo es la topografía del terreno, ya que permite suponer, en primera instancia, que debido a la fuerza de gravedad terrestre, la dirección de flujo subterránea se dirige de las partes topográficamente altas -zonas de recarga-, a las partes topográficamente bajas -zonas de descarga- (Freeze y Cherry, 1979).

Las mediciones piezométricas son el indicador más directo de zonas de recarga, descarga y tránsito, y a su vez la herramienta más valiosa para la caracterización de los sistemas de flujo. Si se instalaran piezómetros se podrían observar con facilidad componentes verticales ascendentes en las áreas de descarga y descendentes en el área de recarga; sin embargo, la instalación de piezómetros resulta muy costosa; por lo que generalmente las mediciones se realizan empleando pozos de diferente profundidad, situados muy cercanos unos de otros dentro del área de recarga o descarga. En las zonas de recarga, las cargas hidráulicas medidas en pozos disminuyen conforme aumenta su profundidad, lo que indica una componente vertical descendente del flujo de agua subterránea. En las zonas de descarga se observa que la carga hidráulica aumenta conforme se incrementa la profundidad, lo que indica la existencia de una componente vertical ascendente (Figura 3.1).

Figura 3.1
Cargas hidráulicas en zonas de recarga, tránsito y descarga



Tóth (1966), indica que en zonas de descarga, en donde el agua subterránea se mueve hacia la superficie del terreno, existirá mayor humedad de la que puede esperarse a partir de las condiciones climáticas locales. En las zonas de recarga,

como el agua se mueve alejándose del terreno natural, se mantiene una relativa deficiencia de humedad en la zona no saturada. Consecuentemente, las áreas de descarga están caracterizadas por manantiales, niveles estáticos someros, flujo base en ríos, depresiones húmedas, presencia de freatofitas (plantas que viven con sus raíces bajo el nivel freático y obtienen la humedad que requieren de la zona saturada). Las áreas de recarga se caracterizan por su deficiencia de humedad, niveles freáticos relativamente profundos (Tóth 1972).

Los modelos hidrogeoquímicos ofrecen una buena opción para inferir los sistemas de flujo presentes (Cardona 1990). El conocimiento de la calidad del agua subterránea y su distribución espacial es importante desde el punto de vista de la disponibilidad para el abastecimiento de agua y por la información que puede rendir acerca de la dirección y dimensiones de los patrones de flujo subterráneo (Erdely y Galfi, 1988).

A medida que el agua subterránea se mueve en la zona saturada, de acuerdo con el patrón de flujo subterráneo, generalmente incrementa su salinidad como medida del contenido de sólidos totales disueltos (STD). Está bien establecido que en áreas de recarga existen menores cantidades de sólidos disueltos que en el agua más profunda del mismo sistema, y éste a su vez, posee menor cantidad de sólidos totales disueltos que el agua subterránea en las zonas de descarga (Freeze y Cherry, 1979).

En la tabla 3.1 se resumen las características de las áreas de recarga y descarga de agua subterránea considerando el gradiente hidráulico vertical, y los indicadores más relevantes.

Los patrones de flujo subterráneo están controlados por la configuración del nivel estático y por la distribución de las conductividades hidráulicas del medio geológico. Cabe señalar que a su vez la posición del nivel estático es función de la topografía y clima de la región (Tóth, 1963, 1966).

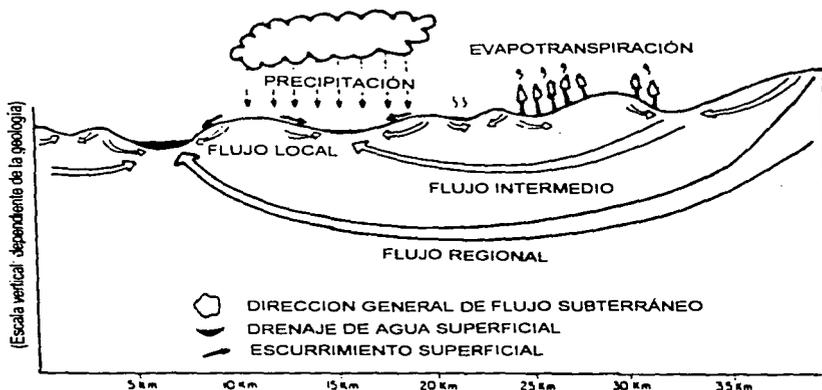
TABLA 3.1 CARACTERÍSTICAS DE LAS ZONAS DE RECARGA Y DESCARGA DEL AGUA SUBTERRÁNEA

	Gradiente hidráulico vertical ($\delta\phi/\delta z$)	Dirección del Movimiento del agua subterránea	Características
<i>Zona de recarga</i>	$\delta\phi/\delta z > 0$	↑	<ul style="list-style-type: none"> • Ausencia de suelos salinos • Deficiencia de humedad • Escasa vegetación • Aguas de baja salinidad • Niveles freáticos profundos
<i>Zona de tránsito</i>	$\delta\phi/\delta z = 0$	⇒	Movimiento lateral
<i>Zona de descarga</i>	$\delta\phi/\delta z < 0$	↓	<ul style="list-style-type: none"> • Manantiales • Plantas freatofitas • Suelos húmedos • Suelos salinos • Aguas de alta salinidad • Niveles freáticos someros

III.3 JERARQUIZACIÓN DE LOS SISTEMAS DE FLUJO

De acuerdo con las zonas de recarga y descarga y su relación con las variaciones en la topografía del medio geológico asociado, Tóth (1963) definió tres principales tipos de sistemas de flujo: local, intermedio y regional; la figura 3.2 muestra la jerarquización de los sistemas de flujo. La escala vertical de los sistemas dependerá de la geología del sitio particular.

Figura 3.2
Jerarquización de los sistemas de flujo



De acuerdo con Tóth (1963), una topografía montañosa en un medio geológico homogéneo, producirá numerosos sistemas de flujo locales, y un sistema regional de poca importancia. Freeze y Witherspoon (1967) demostraron que un material de mayor permeabilidad cercano a la zona basal de un terreno montañoso incrementa la posibilidad de desarrollo de sistemas de flujo regional importantes.

A continuación se enumeran algunas de las características de los diferentes sistemas de flujo, de acuerdo con Tóth (1962, 1963):

III.3.1 SISTEMA DE FLUJO LOCAL

Este es el más simple dentro de la jerarquía definida de las redes de flujo, en el plano vertical. Las áreas de recarga y descarga están situadas en colinas y depresiones adyacentes. Las distancias que recorre el flujo desde su entrada hasta su salida son pequeñas. En lo concerniente a la calidad fisicoquímica del agua subterránea, en general el agua es de baja salinidad, su temperatura es similar a la media ambiental y varía conforme cambian las estaciones del año. La extensión de este tipo de sistemas es básicamente pequeño, están incluidos en áreas de pocos kilómetros cuadrados, y su interacción con otros sistemas locales, intermedio o regional está supeditada a las condiciones hidrogeológicas naturales.

III.3.2. SISTEMA DE FLUJO INTERMEDIO

Este tipo de sistema se manifiesta por tener zonas de recarga y descarga separadas por uno o más sistemas locales de flujo. Por tanto, el recorrido del agua subterránea, desde su zona de entrada hasta su salida natural, es de mayor dimensión a las de los flujos locales existentes en la misma cuenca. Está caracterizado por movimiento de agua vertical descendente con mayores gradientes hidráulicos que el flujo local; el flujo lateral se lleva a cabo a más profundidad que el flujo local; el movimiento de agua vertical ascendente es más rápido que el del flujo local. Desde el punto de vista fisicoquímico, las aguas presentan mayor contenido de STD en la descarga. La temperatura del agua es afectada por el gradiente geotérmico. El control geológico en este tipo de sistemas es mucho más importante que en los sistemas locales.

III.3.3. SISTEMA DE FLUJO REGIONAL

Este sistema posee áreas de recarga y descarga posicionadas en los principales parteaguas y fondo de valles, respectivamente. Un sistema de flujo regional, se inicia en los terrenos de mayor altitud y termina en la zona más baja. Sus características más importantes se pueden resumir en la forma siguiente: varios sistemas de flujo locales se encuentran sobre éste, incluyendo al menos uno intermedio. En lo que corresponde a la calidad fisicoquímica del agua, tiene mayor contenido de sales debido a que recorre mayor distancia y profundidad. Esto último le infiere al agua una temperatura mayor que la obtenida por los otros sistemas y su valor será básicamente constante a la descarga. Dependiendo de las condiciones geológicas imperantes sus características hidrogeoquímicas serán muy particulares y contrastantes con las de los flujos local e intermedio.

III.4 TEMPERATURA DEL AGUA SUBTERRÁNEA

El calor interno de la corteza terrestre es generado por diversas causas, como la radiactividad natural de las rocas, las reacciones fisicoquímicas asociadas a la formación de rocas cristalinas en condiciones de temperatura y presión elevadas, los esfuerzos mecánicos asociados al movimiento de placas tectónicas. Se conoce que el gradiente geotérmico tiene un valor promedio de $1^{\circ}\text{C}/33\text{ m}$, pero puede variar entre $1^{\circ}\text{C}/20\text{ m}$ y $1^{\circ}\text{C}/40\text{ m}$ en muchos casos. Los gradientes geotérmicos mayores se observan en zonas que han sufrido adelgazamiento cortical o en zonas de fractura con actividad volcánica reciente.

La circulación del agua subterránea es el mayor factor que contribuye a la redistribución espacial del calor interno de la corteza, independientemente de su origen. El alto calor específico (1 cal/g) del agua, comparado con el de la roca seca (0.2 cal/g), y el efecto del gradiente geotérmico local, ocasionan que a medida de que el agua subterránea desciende, su temperatura se incrementa.

Por esta razón la temperatura del agua subterránea es un parámetro muy útil en la determinación de sistemas de flujo, si se considera que la temperatura representa, en una forma aproximada, la profundidad de circulación. Así se tiene que i) donde la temperatura del agua es uniforme y aproximadamente igual a la temperatura media anual, la profundidad de circulación no es grande, como ocurre en un sistema local y cerca o dentro de áreas de recarga de agua subterránea; ii) donde la temperatura varía en un amplio intervalo, tanto en circulación somera y profunda puede estar presente un sistema intermedio; iii) donde la temperatura es uniformemente alta, el agua subterránea ha circulado profundamente, como ocurre en un sistema regional (Domenico, 1972).

Además, la temperatura del agua subterránea es un indicador de su recorrido dentro del patrón de flujo, de la profundidad alcanzada y de la litología por la que circula (Domenico, 1972).

De acuerdo a lo anterior, en esta tesis se consideró la temperatura del agua subterránea como un parámetro primordial para la diferenciación de sistemas de flujo.

III.5 LITIO: INDICADOR DEL TIEMPO RELATIVO DE RESIDENCIA DEL AGUA SUBTERRÁNEA E INTENSIDAD INTERACCIÓN AGUA-ACUÍFERO

Los esquemas tradicionales de determinación de tiempos absolutos de residencia del agua subterránea, generalmente se apoyan en la interpretación de datos isotópicos radioactivos presentes en el agua subterránea (carbono-14, tritio, cloro-36). El costo de las determinaciones es alto, y las interpretaciones complicadas, por lo que si una primera definición de aguas con diferentes tiempos de residencia relativos, puede realizarse con base en elementos traza, se minimizarán los costos. Y precisamente el tiempo de residencia relativo permitirá apoyar la definición de sistemas de flujo subterráneo.

De acuerdo con Edmunds (1986, 1992), el litio puede considerarse como uno de los indicadores más importantes del tiempo de residencia del agua en un sistema de flujo; así como un indicador de la intensidad de interacción agua-acuífero. Esto se debe, como lo han mostrado diversos estudios experimentales y de campo, a que el litio de las rocas ígneas es fácilmente liberado, y no se incorpora a la formación de nuevos minerales, ni participa en procesos de precipitación. La concentración del litio en el agua subterránea tampoco es afectada por reacciones de oxidación-reducción. Probablemente la única reacción que pudiera afectar su concentración es la adsorción en arcillas. Su naturaleza conservativa, lo hace valioso como una herramienta para compararlo con la pérdida o ganancia de otros iones.

III.6 GEOTERMÓMETROS, SU APLICACIÓN EN LA DETERMINACIÓN DE LA PROFUNDIDAD DE CIRCULACIÓN DE FLUJO SUBTERRÁNEO

La temperatura que tiene el agua subterránea en la zona más profunda de los sistemas de flujo regional, es en la mayoría de las ocasiones, más elevada que la medida a la descarga del pozo. Este importante hecho y sus implicaciones, se analizan a continuación.

A medida que el agua subterránea desciende en el terreno se calienta, ya sea por efectos del gradiente geotérmico y/o de una fuente de calor adicional, además de que reacciona con la roca encajonante. Dependiendo de condiciones muy variadas, puede llegar a un punto dentro del sistema de flujo (generalmente en la

zona más profunda), en donde alcanza la máxima temperatura. De acuerdo con la ley de acción de masas, dependiendo de la velocidad de movimiento del agua subterránea y del tipo de reacciones con la roca encajonante, dicha interacción agua-roca puede alcanzar el equilibrio, para esa temperatura.

El hecho de que este tipo de reacciones sean dependientes de la temperatura, permite la determinación de la última temperatura de equilibrio a profundidad por medio de geotermómetros cuantitativos (Fournier, 1977), que requieren para su utilización datos de análisis químicos. A partir de la temperatura de equilibrio a profundidad y del gradiente geotérmico, es posible estimar la profundidad de circulación y con ello la configuración vertical de la circulación de los sistemas de flujo regional.

La utilización de geotermómetros químicos requiere del cumplimiento o validez de ciertas suposiciones básicas, que a continuación se enumeran: (Fournier, et al, 1974):

1. las reacciones químicas a profundidad son dependientes de la temperatura
2. todos los constituyentes involucrados en una reacción agua-roca dependiente de la temperatura, son suficientemente abundantes
3. se establece un equilibrio agua-roca a profundidad y a la temperatura predominante
4. se presenta un pequeño o nulo reequilibrio o cambio en la composición a menor temperatura a medida de que el agua fluye hacia la superficie
5. el agua no se mezcla con agua subterránea más somera.

Una vez en equilibrio químico a profundidad, el agua hace su recorrido hacia la superficie hasta la zona de descarga natural o de bombeo. En un medio geológico fracturado, la mayor parte de las ocasiones el tiempo de viaje es corto comparado con el tiempo de residencia en el acuífero. De este modo, aunque la temperatura puede disminuir, la reacción química para equilibrarse a esa nueva temperatura es nula o casi nula, y la composición del agua puede reflejar las condiciones químicas a las que se encontró a profundidad, o en el caso más extremo, su temperatura mínima de equilibrio a profundidad.

La solubilidad de algunos minerales depende de la temperatura. En general la solubilidad de los silicatos más comunes se incrementa con la temperatura y la

presión. A medida de que el agua se calienta, disuelve más silicatos, alcanzando un máximo en la zona más caliente, y generalmente más profunda del sistema. Las constantes de equilibrio para reacciones de intercambio y alteración también son dependientes de la temperatura.

Los dos principales tipos de reacciones dependientes de la temperatura que e utilizan como geotermómetros son la solubilidad (geotermómetro de sílice) y reacciones de intercambio iónico (geotermómetros Na/K y Na-K-Ca).

Geotermómetro de sílice.- El cuarzo es el polimorfo de sílice menos soluble, mientras que el sílice amorfo es el más soluble. Con base en la reacción de solubilidad dependiente de la temperatura, Fournier y Rowe (1966) desarrollaron un geotermómetro de sílice basado en la solubilidad del cuarzo, el cual funciona como mejor aproximación para temperaturas de equilibrio entre 150 y 225 °C. Fournier y Rowe (1962, 1966), y Arnorsson (1970) desarrollaron geotermómetros basados en la solubilidad de otros polimorfos de la sílice, como calcedonia, cristobalita y sílice amorfa, que funcionan para temperaturas de equilibrio menores.

Las fórmulas aplicadas para la determinación de las temperaturas de equilibrio son las siguientes (Fournier 1970; Henley et al, 1984):

Cuarzo sin pérdida de vapor:	$T = (1309 / (5.19 - \text{Log } C)) - 273.15$
Calcedonia:	$T = (1032 / (4.69 - \text{Log } C)) - 273.15$
α Cristobalita:	$T = (1000 / (4.78 - \text{Log } C)) - 273.15$
β Cristobalita:	$T = (781 / (4.51 - \text{Log } C)) - 273.15$
Sílice amorfo	$T = (731 / (4.52 - \text{Log } C)) - 273.15$

donde T = temperatura de equilibrio en grados centígrados

C = concentración de sílice en mg/l

Geotermómetro de Na-K-Ca.- Las constantes de equilibrio para reacciones de intercambio o alteración son función de la temperatura. Las reacciones entre los constituyentes disueltos cambia cuando varía la temperatura de equilibrio. El geotermómetro empírico de Na-K-Ca (Fournier y Truesdall, 1973), se basa en reacciones de intercambio como la siguiente:



La fase s\u00f3lida consiste de minerales compuestos por silicatos (feldespatos pot\u00e1sicos, plagioclasas, arcillas). Problemas en la aplicaci\u00f3n de este geoterm\u00f3metro se pueden encontrar a bajas temperaturas, cuando la solubilidad de la calcita es relativamente alta, pues grandes cantidades de calcio se pueden poner en soluci\u00f3n a partir de la disoluci\u00f3n de este mineral. Cuando las concentraciones de magnesio son relativamente altas, este geoterm\u00f3metro rinde valores poco adecuados, por lo que debe aplicarse una correcci\u00f3n emp\u00edrica (Fournier, 1981). La f\u00f3rmula aplicada para la determinaci\u00f3n de las temperaturas de equilibrio con este geoterm\u00f3metro emp\u00edrico es la siguiente:

$$T = (1647/((\text{Log Na/K}) + \beta \text{Log} ((0.5\text{Ca/Na}) + 2.47))) - 273$$

T es la temperatura de equilibrio en grados cent\u00edgrados. Las concentraciones de los cationes est\u00e1n en miligramos por litro y β es un coeficiente que depende de la temperatura de equilibrio. Para $T < 100$ \u00b0C, $\beta=4/3$; y para $T>100$ \u00b0C, $\beta=1/3$. Henley *et al*(1984), sugieren que este geoterm\u00f3metro rinde buenos resultados en el intervalo de 100-300 \u00b0C; sin embargo, Fournier y Truesdall (1973) utilizaron en su establecimiento, aguas naturales con una temperatura que oscil\u00f3 entre 4 y 340\u00b0C, por lo que el agua subterr\u00e1nea en el estado de Aguascalientes e ajusta perfectamente dentro del intervalo v\u00e1lido de aplicaci\u00f3n.

Geoterm\u00f3metros de Na/Li y de Li.- Fouillac y Michard (1981) propusieron un geoterm\u00f3metro de tipo emp\u00edrico, que incluye concentraciones de litio y sodio. De acuerdo con Henley *et al* (1984) las reacciones de control de este geoterm\u00f3metro son de tipo intercambio entre arcillas y zeolitas con las soluciones termales. Fouillac y Michard (1981) propusieron la siguiente ecuaci\u00f3n, misma que es v\u00e1lida para aguas termales con baja salinidad ($Cl < 11000$ mg/l)

$$\text{Log (Na/Li)} = 1000/T - 0.38$$

donde las concentraciones est\u00e1n en moles/kg; T, temperatura de equilibrio en grados Kelvin (\u00b0K)

Para el geoterm\u00f3metro de Na/Li, Fouillac y Michard (1981) no encontraron problemas que pudieran modificarlo, por lo que indican da buenas estimaciones de la temperatura a profundidad.

En el caso del geotermómetro de litio, los resultados del trabajo experimental de Ellis y Mahon (1967) indican, cuando menos dentro del intervalo de temperatura que manejan, que la concentración de litio en solución se incrementa con la temperatura. Para San Luis Potosí, Carrillo-Rivera *et al* (1996) también señalan una gran correlación entre la temperatura del agua subterránea medida a la descarga del pozo y la concentración de litio disuelto. El análisis realizado por Fouillac y Michard (1981), encontró también una relación entre el litio en solución y la temperatura, lo que resultó en el siguiente geotermómetro empírico:

$$\text{Log (Li)} = -2258/T + 1.44$$

donde la concentración es en moles/kg; T, temperatura de equilibrio en °K

Este geotermómetro de litio, es afectado por dilución con aguas someras más frías y por concentración por pérdida de vapor (ebullición) durante el ascenso del agua.

Geotermómetro de K/Mg- Giggenbach *et al* (1983) propusieron este geotermómetro empírico, posteriormente, modificado por Giggenbach (1988). La expresión para calcular la temperatura de equilibrio es la siguiente:

$$\text{Log (K}^2\text{Mg}_c) = 14.0 - (4410/T)$$

donde las concentraciones son en mg/kg; T, temperatura de equilibrio en °K.

Esta ecuación fue obtenida calculando concentraciones relativas de K y Mg disuelto como función de la temperatura que estarían en equilibrio con un arreglo mineral de feldespato potásico, clinocloro y muscovita. Fournier (1990) propuso una ecuación basada en concentraciones de K y Mg para estimar la temperatura de equilibrio. Su análisis, marca que este geotermómetro se ajusta mejor a los datos utilizados (salinidad variada y temperaturas entre 30 y 330° C) que el propuesto por Giggenbach (1988). La ecuación que relaciona temperatura de equilibrio con K^2/Mg_F es:

$$103/T = 3.66 - 0.542\text{Log}(K^2/Mg) + 0.05751(\text{Log}(K^2/Mg))^2 - 0.002748 ((\text{Log}(K^2/mg))^3$$

donde las concentraciones están en mg/kg; T, temperatura de equilibrio en °K

IV. METODOLOGÍA

IV. METODOLOGÍA

IV.1 TRABAJO DE GABINETE 1ª ETAPA

La primera parte del presente trabajo consistió en la recopilación bibliográfica y cartográfica de la zona de estudio y sus alrededores inmediatos. Posteriormente, se llevó a cabo la selección, análisis y procesamiento de los estudios hidrogeológicos, geológicos y geofísicos de la zona de estudio, para establecer con ello el marco geológico e hidrogeológico de referencia.

Para cumplir con los objetivos planteados en esta tesis fue necesario realizar, durante esta etapa, el diseño y planeación de las actividades de campo, pues sólo así fue posible obtener información confiable, fidedigna y suficiente, y de esta manera lograr un rendimiento óptimo de los recursos y esfuerzos.

Se seleccionaron los pozos donde se obtendrían las muestras de agua subterránea durante el trabajo de campo. La selección se hizo de acuerdo a los siguientes criterios:

- 1) El conocimiento de las características geológicas y de construcción del pozo, seleccionando aquellos en los que se contara con corte geológico, registro eléctrico y diseño del pozo. Esto para poder conjuntar los resultados fisicoquímicos obtenidos de las muestras de agua, con los datos geológicos disponibles, con la finalidad de tener mayores elementos para la interpretación.
- 2) La posibilidad de tomar la muestra directamente de la tubería de descarga del pozo al estar bombeando, y
- 3) Una distribución de muestras lo más homogénea posible dentro de la zona de estudio.

IV.2 TRABAJO DE CAMPO

Las actividades de campo incluyeron: i) toma de muestras de agua subterránea y medición simultánea de parámetros físicos y químicos en diferentes aprovechamientos, ii) recorridos de verificación de geología superficial y

rasgos hidrogeológicos, y iii) cartografía de manifestaciones superficiales del agua subterránea.

IV.2.1 TOMA DE MUESTRAS DE AGUA SUBTERRÁNEA

• *Importancia del muestreo*

La representatividad de las muestras colectadas es fundamental en cualquier estudio. En el caso del agua subterránea la calidad de los datos químicos obtenidos durante el muestreo, es la base para una correcta interpretación de resultados, en términos de los procesos químicos que ocurren en los sistemas de flujo del agua subterránea.

De ahí la gran importancia del cuidado que requiere el muestreo para hacer posible la obtención de información confiable, fidedigna y que efectivamente represente la química del agua subterránea. Existen dos razones fundamentales que exigen gran calidad en el muestreo, y éstas son: i) analizar la composición química del agua dentro del acuífero, por lo que se deben tomar todas las precauciones que sean necesarias para mantener esas características químicas inalteradas, y ii) los programas computacionales empleados para realizar cálculos químicos demandan la entrada de datos de la más alta calidad.

Existen muy diversos procesos que ocurren al agua subterránea y que pueden cambiar su composición química desde que es extraída del acuífero, al muestrearla y durante el almacenamiento, antes de la ejecución de los análisis químicos. Es necesario conocer los cambios que pueden sufrir los diferentes componentes y parámetros del agua muestreada, para determinar que técnicas deben emplearse para evitarlos.

La toma de muestras de agua subterránea en pozos y la medición de distintos parámetros en campo es de fundamental importancia en los trabajos hidrogeológicos, sin embargo, comúnmente estas actividades se realizan con descuido; por esto se consideró conveniente incluir la descripción detallada de la metodología seguida y las justificaciones teóricas que la respaldan.

• **Tratamiento a las botellas para el muestreo**

Se seleccionaron envases o botellas de polietileno para almacenar las muestras de agua, debido a que estos envases son livianos, resistentes y razonablemente inertes (Cook, 1989). Se emplearon tapas de rosca y contratapas para evitar derrame; ambas fabricadas también con polietileno.

Antes de la etapa de muestreo, se lavaron cuidadosamente los envases, con el fin de evitar la contaminación de las muestras por sustancias disueltas provenientes del material del recipiente; ya que esta contaminación puede afectar los análisis fisicoquímicos. El procedimiento consistió de lavar perfectamente con detergente, enjuagar varias veces con agua potable, enjuagar con ácido clorhídrico HCl al 10% y finalmente enjuagar con agua destilada por lo menos tres veces. Posteriormente las botellas se dejaron escurrir para secar y se taparon. Todo este proceso de lavado debe hacerse siempre, aún cuando las botellas sean nuevas. Ya en el campo, se enjuagaron tres veces con agua del pozo a muestrear antes de tomar la muestra (Cook *et al*, 1989; Armienta *et al*, 1987; U. Waterloo, 1980).

• **Toma de la muestra**

Durante el muestreo se deben tener en cuenta los tipos de análisis que se practicarán a las muestras, para tomar las medidas de preservación de las especies disueltas a buscar.

La muestra de agua se tomó adaptando una manguera a la válvula o llave soldada a la tubería de descarga. Se dejó fluir el agua del pozo por la manguera durante 10 minutos antes de la toma de la muestra. Se evitó que el flujo fuera turbulento para evitar disolución o escape de gases.

Ayudándose de la manguera las botellas fueron enjuagadas y llenadas con el agua proveniente del pozo, evitando al máximo la aireación y la agitación del agua. Las muestras para análisis de metales se filtraron y acidificaron con 1 ml de HNO₃ por litro de agua, como será explicado más adelante. Todas las burbujas de aire del recipiente fueron eliminadas, llenándolo completamente con agua para

evitar la interacción del aire con la muestra. Se cerraron herméticamente con tapa y contratapa.

• **Filtración**

Las muestras de agua subterránea se filtraron, haciéndolas pasar a través de un filtro de acetato de celulosa con poros de un diámetro nominal de 0.45 μm (Cook, 1989). La filtración se hace para remover la mayoría de las bacterias, casi todas las arcillas suspendidas, una porción de hidróxidos de hierro y manganeso coloidales (U. De Waterloo, 1980). Es conveniente retirar de la muestra los materiales mencionados, ya que se encuentran en suspensión y en los estudios de interacción agua-roca son de interés aquellos componentes que están disueltos en el agua subterránea. Si se incorporan en las botellas de la muestra los materiales suspendidos, se propicia que estos reaccionen con el agua y ello puede resultar en cambios de concentración de varios de los constituyentes disueltos, conduciendo a interpretaciones erróneas. Además, muchos de estos materiales muy probablemente no han sido transportados con el agua en el sistema de flujo, sino que se trata de material de degradación acarreado cerca del pozo durante el bombeo, por lo que deben eliminarse de la muestra a analizar.

• **Preservación**

La conservación de la muestras tiene por objeto retardar los cambios químicos y biológicos que puedan ocurrir en ellas. Según la Norma Oficial Mexicana (NOM-AA-14-1980) el ácido nítrico (HNO_3) evita la precipitación de metales y la refrigeración es un inhibidor bacteriano (Armienta *et al*, 1987). Ambos sistemas de conservación se emplearon para preservar las muestras para análisis fisicoquímicos. La Tabla 4.1 muestra los diferentes conservadores que fueron empleados, su función y las especies que preservan (U. De Waterloo, 1980).

En la Tabla 4.2 se presentan los diferentes conservadores y tiempo de almacenamiento máximo recomendados por la Norma Oficial Mexicana NOM-AA-14-1980 (Armienta *et al*, 1987) y por la Universidad de Waterloo para diferentes especies .

TABLA 4.1 PRESERVACIÓN DE MUESTRAS

PRESERVADOR	FUNCIONES	ESPECIES PRESERVADAS
Refrigeración	<ul style="list-style-type: none"> • Disminuye la precipitación de sales. • Funciona como inhibidor bacteriano, ya que disminuye el metabolismo bacteriano. • Disminuye la oxidación de metales. • Disminuye la pérdida o ganancia de gases. 	Alcalinidad, nitrógeno orgánico, fósforo, DOC, BOC, bacterias coliformes. Recomendable para la determinación de análisis fisicoquímicos
Ácido nítrico (HNO ₃)	<ul style="list-style-type: none"> • Previene la oxidación de metales iónicos reducidos. • Previene la precipitación de los iones metálicos como sulfuros, óxidos o carbonatos. • Previene la absorción de los metales en las paredes del recipiente 	Metales pesados como Fe, Mn, Zn, Cu, etc. Recomendable para la determinación de metales disueltos.

Es importante mencionar que las velocidades de precipitación de los componentes químicos son extremadamente lentas a pH menores a 4 (U. De Waterloo, 1980). Un pH bajo previene la precipitación de óxidos e hidróxidos metálicos, del ion férrico, de carbonato de calcio con trazas de magnesio u otros metales, y de sulfato de calcio. Esto puede verse claramente en los diagramas de campos de estabilidad de pH-Eh para los diferentes componentes iónicos. Así por ejemplo la figura 4.1 muestra como el hierro estará en estado iónico (Fe⁺² ó Fe⁺³) a cualquier Eh sólo si el pH es menor a 2.5. Si el pH es el del agua subterránea normal (entre 6 y 8), al oxigenarse la muestra, el hierro disuelto se equilibrará con respecto al Fe(OH)₃, situación que puede conducir a que su concentración disminuya (Lloyd, 1985). El pH bajo también reduce la tendencia de los metales a ser absorbidos sobre las

paredes de los recipientes. Al agregar 1 ml de HNO_3 por litro de agua muestreada se logra disminuir el pH a valores entre 1 y 2 (J. Waterloo 1980), por lo que acidificar las muestras es un tratamiento adecuado para estabilizar los constituyentes mayores de la mayoría de las aguas subterráneas (Cook, 1989).

Figura 4.1
Diagrama de estabilidad pH-Eh para Fe^{2+} y Fe^{3+}

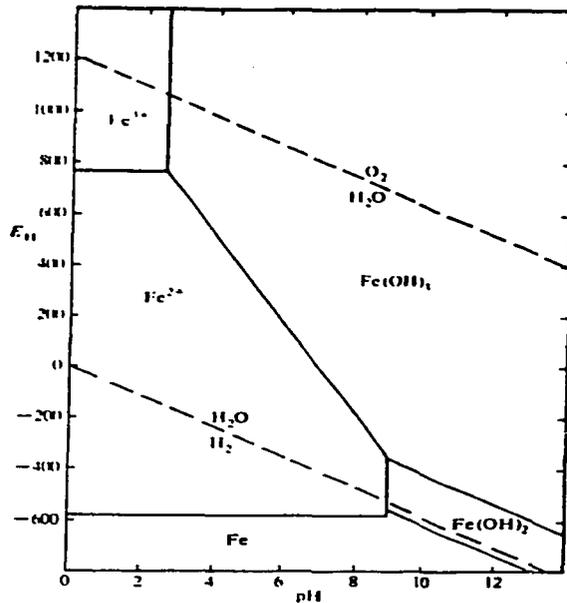


TABLA 4.2 CONSERVADORES Y TIEMPO DE ALMACENAMIENTO

Especie	Conservador	Tiempo máximo de almacenamiento
Alcalinidad	Refrigeración	1 día
Arsénico	Ácido nítrico	6 meses
Cianuro total	Refrigeración + NaOH	1 día
Cloruro	Refrigeración	7 días
Fluoruro	Refrigeración	7 días
Calcio	Ácido nítrico	6 meses
Sodio	Ácido nítrico	6 meses
Potasio	Ácido nítrico	6 meses
Magnesio	Ácido nítrico	6 meses
Hierro	Ácido nítrico	6 meses
Manganeso	Ácido nítrico	6 meses
Cobre	Ácido nítrico	6 meses
Zinc	Ácido nítrico	6 meses
Selenio	Ácido nítrico	6 meses
Nitratos	Refrigeración + H ₂ SO ₄	2 días
Sulfatos	Refrigeración	2 días
Silice	Refrigeración	28 días

Una vez tomadas las muestras, se transportaron dentro de hieleras hasta el laboratorio donde se efectuaron los análisis químicos. Las muestras deben almacenarse en un lugar frío (a 4°C) y oscuro para minimizar las reacciones químicas y biológicas que puedan alterar la composición original del agua muestreada.

IV.2.2 MEDICIONES EN EL SITIO DE MUESTREO

Algunos parámetros químicos originales del agua subterránea de gran importancia como temperatura, conductividad eléctrica, pH, Eh, y alcalinidad son muy difíciles de preservar durante el almacenamiento (U. Waterloo, 1980; Lloyd, 1985) y por ello fueron medidos en el campo, durante la etapa de muestreo.

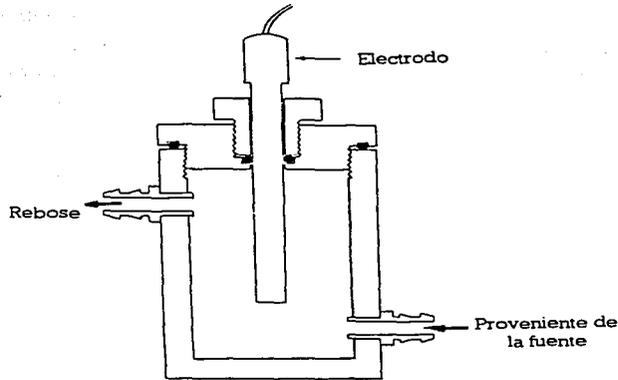
El cuidado al efectuar las mediciones de estos parámetros en el campo es importante, pues se desean conocer las características "in situ" del agua subterránea en el acuífero.

Al mismo tiempo que se tomaba la muestra, una derivación de la manguera sirvió para conducir el agua del tubo de descarga del pozo a un recipiente. En éste se colocaron los electrodos de medición y las soluciones de calibración para igualar su temperatura a la del agua muestreada. Esto se logró después de aproximadamente 10 minutos de circulación del agua por dicho recipiente. Después de este tiempo se midió la temperatura y se hicieron las calibraciones que más adelante se explican. Una vez tomada la muestra se conectó la manguera desde la salida del pozo hacia una celda de aislamiento de flujo continuo. La celda de aislamiento es ideal para obtener las mediciones de los parámetros requeridos, lo más cerca posible a los valores prevalecientes dentro del acuífero (Lloyd, 1985; Cook, 1989). Dentro de la celda es mínima la interacción del agua con la atmósfera, y por tanto la oportunidad de escape e intercambio de gas, activando el flujo a baja velocidad, es casi nula (Cook, 1989). Los electrodos de temperatura, pH, Eh y conductividad eléctrica fueron introducidos en la celda para hacer las mediciones. La figura 4.2 muestra un esquema de la celda de aislamiento.

•Temperatura

La medición de la temperatura del agua es de gran importancia para la realización de los cálculos relacionados con la química del agua (Lloyd, 1985), ya que todas las reacciones geoquímicas dependen de la temperatura, por lo que su medición exacta es esencial para determinar hasta que punto una reacción ha alcanzado el equilibrio (Cook, 1989). La determinación de la temperatura se efectuó empleando un termómetro digital con aproximación de 0.1°C.

Figura 4.2
Celda de aislamiento



•Conductividad eléctrica

La conductividad eléctrica de una solución es la capacidad de la misma para transportar la corriente eléctrica. Debido a que los iones son los responsables de la conducción de la electricidad a través de una muestra de agua, la conductividad se relaciona con la concentración iónica total. La conductividad eléctrica es proporcional a la cantidad total de iones disueltos presentes en el agua; por ello, la conductividad puede ser usada para dar una burda idea de los sólidos totales disueltos en una muestra de agua.

La determinación de este parámetro se efectuó mediante un electrodo conectado a un conductímetro. La unidad de medición es el recíproco de la resistencia en ohms y se expresa para conductividades de aguas subterráneas, como microsiemen por centímetro ($\mu S/cm$) equivalente a $\mu mhos/cm$.

La conductividad eléctrica es altamente dependiente de la temperatura. Se incrementa aproximadamente 2 % por cada grado centígrado de aumento de temperatura (Cook, 1989; Lloyd, 1985). La razón principal de esto es que la

viscosidad del agua decrece con el incremento de temperatura y por tanto la resistencia al movimiento de los iones disminuye (Cook, 1989). Para comparar muestras diferentes, es conveniente referir las mediciones a una sola temperatura, por lo que generalmente son estandarizadas a una conductividad de 25°C. Los medidores actuales ajustan electrónicamente la lectura de conductividad 2 % por °C para obtener el valor que se esperaría a 25°C. Para lograrlo basta seleccionar manualmente la temperatura del agua muestreada en un botón compensador del medidor.

Después de cada lectura se lavó bien la celda con agua destilada, para evitar contaminación.

• **Potencial hidrógeno (pH)**

La medición de pH fue efectuada en el campo debido a los cambios que puede sufrir por la pérdida o ganancia de gases disueltos tales como el CO₂. El agua subterránea generalmente está en equilibrio a una presión parcial de CO₂ mucho más alta (10⁻¹ a 10⁻³ bar) que la de la atmósfera (10^{-3.5} bar), por lo que cuando está expuesto a la atmósfera, este gas escapa y el pH se incrementa (Freeze y Cherry, 1979; Cook, 1989).

Antes de medir el pH de la muestra el potenciómetro se calibró, para lo cual se emplearon soluciones "buffer" de pH = 4, 7 y 9. Una solución "buffer" es simplemente una mezcla de ácidos y bases preparados en varias concentraciones que producen un particular pH a 25°C. Debido a que las constantes de equilibrio ácido-base varían en función de la temperatura, también lo hace el pH del "buffer". Así que la solución "buffer" de 7, sólo tiene pH=7.00 a 25°C y varía con la temperatura. Como se desea medir el pH a la temperatura de la muestra, fue necesario calibrar el aparato a dicha temperatura (Lloyd, 1985). Con la finalidad de mantener las soluciones "buffer" a la misma temperatura que el agua a muestrear, se introdujeron las soluciones en envases de plástico cerrados y se colocaron dentro de un recipiente de plástico, por donde se hizo circular el agua proveniente del pozo. Una vez que las soluciones y el electrodo se equilibraron a la temperatura de la muestra, la calibración se hizo con los valores adecuados de pH

de las soluciones dependiendo de la temperatura del agua a muestrear. Estos valores se obtuvieron de la tabla de pH contra temperatura que el proveedor de las soluciones buffer proporciona.

Se lavaron muy bien los electrodos con agua destilada, se secaron y se sumergieron en la solución pH 7, se ajustó la lectura del aparato moviendo el botón de calibración, hasta que rindió el valor apropiado de pH según la temperatura. Posteriormente se lavó y secó el electrodo y se sumergió dentro de otra solución, ya sea la de 4 ó la de 9, cuidando que el pH de la muestra quedara dentro del intervalo de las dos soluciones empleadas para la calibración. Al calibrar en la segunda solución se empleó el botón de la pendiente del electrodo para ajustar la lectura del medidor. Una gota de "buffer" podría cambiar el pH de la muestra o de cualquier solución, por lo que se limpió con cuidado el electrodo con agua destilada entre cada medición (U. de Waterloo, 1989).

Una vez calibrado el aparato se procedió a medir el pH de la muestra, lavando muy bien el electrodo e introduciéndolo dentro de la celda de flujo continuo para minimizar el intercambio de gas con la atmósfera. Se verificó constantemente que no existieran burbujas de aire en el electrodo ya que producen lecturas erróneas (Cook, 1989). Para eliminar estas burbujas se agitaba constantemente el electrodo.

Debido a que la lectura puede tardar de 5 a 10 minutos en estabilizarse se registró el valor de pH cada dos minutos hasta que se determinara una estabilización.

•Potencial de Oxidación-reducción (Eh)

El Eh se midió revisando el potencial desarrollado en un electrodo de cloruro de plata, bajo condiciones muy cercanas a las del acuífero, empleando para ello una celda de flujo continuo.

Antes de medir el Eh de la muestra se verificó el correcto funcionamiento del electrodo, usando una solución de ferrocianuro de potasio y cloruro de potasio, denominada Zobell. Esta solución debe transportarse almacenada en una botella opaca y al igual que las soluciones "buffer", debe ser equilibrada a la temperatura del agua que será medida, ya que el potencial de la solución Zobell varía con la temperatura. Para verificar que funcionara correctamente el electrodo se midió el potencial de la solución Zobell con el aparato y se comparó con el valor teórico. La siguiente ecuación es la que se utilizó por tratarse de un electrodo de cloruro de plata:

$$E_{\text{calculado}} \text{ (volts)} = 0.231 + 0.0013 (25 - T)$$

donde T es la temperatura del agua muestreada (en ° C). Si la diferencia entre el valor calculado y el medido es mayor a 10-20 mV el electrodo debe pulirse o limpiarse perfectamente o desecharse (U. De Waterloo, 1989).

Una vez revisado el correcto funcionamiento del electrodo, éste fue enjuagado con agua destilada e introducido en la celda de aislamiento. Se registraron las lecturas del aparato en milivolts (mV) a intervalos de 2 minutos hasta que después de aproximadamente 20 minutos se obtuvo una lectura estable. Fue importante expulsar constantemente las burbujas de aire producidas por desgasificación para evitar lecturas erróneas.

Posteriormente en gabinete se calculó el valor de Eh de la siguiente forma:

$$Eh = \text{mV absoluto} + \text{potencial del electrodo de referencia.}$$

Donde mV absoluto es la lectura del aparato y el potencial del electrodo de referencia se ajusta con la temperatura, por lo que debe consultarse una tabla proporcionada por el fabricante para encontrar el valor aplicable (Cook, 1989).

•Alcalinidad

La alcalinidad del agua es la capacidad que tiene la misma para aceptar protones. Dicho de otro modo, el término alcalinidad se define como la suma de equivalentes en forma de bases que reaccionan con un ácido fuerte. Estas bases comúnmente son: bicarbonatos, carbonatos, boratos, iones del ácido silícico,

bisulfuros, aniones orgánicos e hidróxidos. Generalmente en las aguas naturales ($6 < \text{pH} < 9$) los boratos, iones del ácido silícico, bisulfuros, aniones orgánicos e hidróxidos están presentes en concentraciones muy pequeñas comparadas con los carbonatos y bicarbonatos. De este modo, en la mayoría de los casos la alcalinidad total es aproximadamente igual a la suma de bicarbonatos y carbonatos:



Es importante determinar la alcalinidad en el campo para evitar el error que se ocasiona por la disolución de gases, la precipitación de CaCO_3 y la oxidación de metales en las muestras de agua durante el almacenamiento. El valor obtenido en el campo, a pesar de que las técnicas de laboratorio son más precisas, está más cercano a la realidad (Armienta et al, 1987).

Las siguientes reacciones indican como se afecta la alcalinidad durante el almacenamiento :

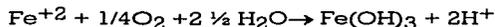


La reacción indica que durante la precipitación de calcita, por cada milimol de iones HCO_3^- que precipitan (o se consumen), un milimol de iones H^+ es producido (liberado), entonces es claro que la alcalinidad no se conserva si ocurre la precipitación.



En la reacción se puede observar que por cada milimol de HCO_3^- perdido se pierde un milimol de H^+ , entonces la alcalinidad es conservativa y la simple desgasificación no reduce la alcalinidad; similarmente la producción de CO_2 por actividad bacteriana no incrementa la alcalinidad. Sin embargo, es necesario considerar que las reacciones no ocurren de manera aislada, de tal modo que el escape de CO_2 propicia variación en el pH, la precipitación de calcita y ello produce, a fin de cuentas, un cambio en la alcalinidad.

Por oxidación de metales (ej Fe^{+2}):



Al oxidarse el hierro se hidrata y la reacción libera por cada milimol de Fe^{+2} involucrado, 2 milimoles de H^+ , por lo que la alcalinidad no se conserva.

La alcalinidad se determinó en el sitio de muestreo empleando el método de titulación de la muestra con un ácido mineral fuerte. En dicho método, por la adición del ácido, los carbonatos pasan a bicarbonatos y estos a ácido carbónico, indicando los puntos de equivalencia por medio de indicadores colorimétricos.

A una muestra de agua de 25 ml medidos con una pipeta aforada, se le adicionaron 3 gotas (0.15 ml) de indicador fenoftaleína. En caso de presentarse coloración rosada se tituló con ácido clorhídrico con concentración normal conocida, hasta la pérdida del color para obtener la alcalinidad a la fenoftaleína. Posteriormente se agregaron, a la misma muestra, 5 gotas (0.25 ml) del indicador verde de bromocresol-rojo de metilo. Al agregar el indicador, la muestra tomó un color verde azulado y entonces se continuó la titulación gota a gota, agitando constantemente, hasta observar que el color del agua cambiaba a rosa, para obtener la alcalinidad total.

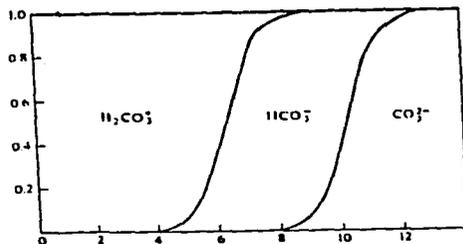
Posteriormente, en el laboratorio se calculó con toda precisión la concentración normal del ácido con el que se ha titulado y se calculó la alcalinidad para cada muestra en mg/l de CaCO_3 .

Alcalinidad fenoftaleína = ml de ácido x N ácido x 50000/ ml muestra

Alcalinidad total = ml total de ácido X N ácido X 50000/ ml de muestra

Las muestras analizadas no presentaron alcalinidad a la fenoftaleína, lo que indica que la alcalinidad es producida sólo por bicarbonatos (Armienta *et al.*, 1987). Este hecho se explica perfectamente, al considerar el pH de las aguas muestreadas; ya que éste, permite situarlas dentro del diagrama de distribución de especies carbónicas inorgánicas (Figura 4.3), en la porción que corresponde al 100 % de bicarbonatos.

Figura 4.3
Distribución de especies carbónicas inorgánicas
en el agua subterránea



Para obtener las concentraciones en mg/l de HCO₃⁻ a partir de los valores obtenidos de las expresiones anteriores, dadas en mg/l de CaCO₃ se aplicó el concepto de equivalencia:

$$\text{meq/l} = \text{mg/l (carga del ion)} / \text{Peso fórmula}$$

$$\text{meq/l} \mid_{\text{CaCO}_3} = \text{mg/l (2)} / 100$$

$$\text{meq/l} \mid_{\text{HCO}_3} = \text{mg/l} / 61$$

$$\text{mg/l} \mid_{\text{HCO}_3} = 61(2)/100 \quad \text{mg/l CO}_3 = 1.22 \text{ mg/l CO}_3$$

Entonces, para convertir las concentraciones de mg/l de CaCO₃ en mg/l de HCO₃⁻ se aplicó la siguiente expresión:

$$\text{HCO}_3^- = \text{Alcalinidad Total} \times 1.22 \quad \text{mg/l}$$

•Registro para el control de las muestras

Es conveniente llevar un control sobre las muestras obtenidas. Con este objetivo durante el muestreo se llenó un formato con especificaciones de datos generales del muestreo: fecha, hora y duración del muestreo, localidad, uso

del agua, tipo de bomba, tiempo de bombeo, gasto de extracción y diámetro de descarga.

Esta información es importante, pues comúnmente las muestras de agua subterránea que se obtienen de pozos no provienen necesariamente de una sola unidad litológica del acuífero sino que las muestras consisten de una mezcla de aguas provenientes de varios estratos penetrados por el pozo, las cuales pueden o no ser de diferente calidad y edad. En un pozo que está siendo bombeado, la contribución relativa de cualquier estrato individual dependerá del régimen de flujo del agua subterránea, de la profundidad de la succión, la tasa de bombeo, el diseño del pozo y el tiempo transcurrido desde que comenzó el bombeo.

Además, la hoja de registro sirve para anotar las mediciones efectuadas sobre todos los parámetros requeridos. Se registraron la temperatura, conductividad eléctrica, sólidos totales disueltos, el volumen de ácido que se empleó para la titulación, los valores de pH y Eh (Tabla 4.3).

En cuanto a la muestra, se anotó la clave empleada para su fácil localización. Se especificó que componentes químicos se determinarían en cada una, su capacidad, que tipo de conservador se usó y si fue o no filtrada.

IV.2.3 VERIFICACIÓN GEOLÓGICA

Otra actividad de campo, fue la verificación geológica con fines hidrogeológicos. Durante los recorridos y caminamientos por las áreas de mejor exposición de las formaciones aflorantes se levantaron secciones geológicas esquemáticas en el campo, para entender las relaciones entre las diferentes unidades litológicas. Se describieron afloramientos y muestras de mano tomando en cuenta la disposición mineralógica, textura y estructura, grado de alteración y fracturamiento. Todo ello con la finalidad de comprender mejor la geología de la región e integrar la información recabada en el campo al marco geológico, definido por diversos autores en trabajos previos, e integrado por el Instituto de Geofísica, 1994.

TABLA 4.3
DATOS DE CAMPO PARA MUESTREO DE AGUA SUBTERRÁNEA

1.- DATOS GENERALES

FECHA _____	LOCALIDAD _____
HORA DE INICIO _____	DURACIÓN MUESTREO _____ min
CLAVE DEL POZO _____	USO DEL AGUA _____
TIEMPO DE BOMBEO _____	TIPO DE BOMBA _____
GASTO DE EXTRACCIÓN _____ l/s	DIÁMETRO DE DESCARGA _____ mm

2.- PARÁMETROS MEDIDOS EN CAMPO

TEMPERATURA _____ °C
 SÓLIDOS TOTALES DISUELTOS _____ mg/l
 CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA _____ μ S/cm
 ALÍCUOTA PARA ALCALINIDAD _____ ml
 VOLUMEN DE ÁCIDO EMPLEADO EN LA TITULACIÓN _____ ml
 NORMALIDAD DEL ÁCIDO _____ N
 CALCULO DE ALCALINIDAD: _____ mg/l de CaCO_3 = _____ mg/l de HCO_3
 Eh SOLUCIÓN ZOBELL _____ mV
 pH
 Eh

1	3	5	7	9	11	13	15	17	19	21 min.
pH estable _____					Eh _____					

3. INFORMACIÓN DE LA MUESTRA

CLAVE DE LA MUESTRA: _____

MUESTRA PARA:	CAPACIDAD	CONSERVADOR	FILTRADA
SiO_2 , SO_4^{2-} , Cl^- y F^-	SI	NO	
Cationes y elementos traza	SI	NO	

IV.2.4 CARTOGRAFÍA DE MANIFESTACIONES SUPERFICIALES DEL AGUA SUBTERRÁNEA

La cartografía y análisis de las manifestaciones superficiales del agua subterránea se efectuó mediante las observaciones directas realizadas durante las visitas de campo en la zona de estudio. Fue necesario determinar las áreas con flujo base en ríos, manantiales, distribución de plantas freatofitas, presencia de suelos salinos y suelos húmedos, salinidad y temperatura del agua subterránea, entre otros. También fueron considerados los datos históricos, ya que en muchas porciones de la zona estudiada los niveles se han abatido lo suficiente para eliminar la descarga natural del agua subterránea y con ello las manifestaciones superficiales, de gran importancia en otras épocas. Esta cartografía por observación directa, es posible en las zonas áridas y semiáridas, donde la precipitación no enmascara los afloramientos de agua subterránea durante el estiaje.

IV.3 TRABAJO DE LABORATORIO

Los análisis químicos de las muestras de agua subterránea se realizaron en el Laboratorio de Química Analítica del Instituto de Geofísica de la UNAM, mediante diversas técnicas, dependiendo del ion a determinar. A continuación se mencionan las técnicas empleadas, para mayor información sobre las mismas se recomienda consultar Armienta *et al* 1987.

Las concentraciones de cloruros y fluoruros se midieron con electrodos selectivos, se utilizó para ello solución ajustadora de fuerza iónica para que el coeficiente de actividad de la solución fuera constante.

El calcio y el magnesio se determinaron por el método volumétrico con EDTA (ácido etilendiaminotetra-acético).

El sodio y el potasio se determinaron por fotometría de flama; este procedimiento se basa en la detección del espectro de emisión que se obtiene al excitar estos átomos en una flama.

Para la evaluación del contenido de sulfatos se utilizó el método turbidimétrico, que se basa en la precipitación de los sulfatos con cloruro de bario. La absorbancia de la suspensión de sulfato de bario se mide con un turbidímetro y la concentración de sulfato se determina por comparación con una curva estándar. Para la determinación del sílice se utilizó el método de azul de molibdato, también por turbidimetría .

El litio se cuantificó por espectrometría de absorción atómica. Esta técnica se basa en la medición de la absorción que se produce, en un haz de radiación de una longitud de onda adecuada (emisión de intensidad constante), debido a un medio compuesto por átomos en estado gaseoso del elemento a analizar.

IV. 4. TRABAJO DE GABINETE, ETAPA FINAL

Durante esta etapa se procesó la información química y se recurrió a la modelación hidrogeoquímica por computadora mediante el paquete WQ4F, para calcular las actividades de las especies disueltas y los índices de saturación con respecto a varias fases minerales. Se seleccionó el modelo geoquímico de especiación WQ4F (Ball, et al, 1987), para calcular las actividades de las especies disueltas y los índices de saturación con respecto a varias fases minerales. Esta selección se tomó con base en los siguientes criterios: i) su base de datos contiene información de tipo termodinámico necesaria para incluir elementos traza y sólidos estables, y ii) es uno de los modelos que se considera como de los más documentados a nivel mundial. Los datos que se requieren para alimentar el programa son la temperatura, el pH, el potencial de óxido-reducción y la concentración de las especies disueltas (Ver Anexo 1).

Por otro lado, se calculó la temperatura a profundidad de algunas muestras, mediante el empleo de diversos geotermómetros.

Finalmente, se procedió a realizar el análisis, procesamiento e interpretación de la información generada durante el trabajo de campo, y los datos obtenidos de los análisis químicos, relacionándola e integrándola con la información

previa. Toda la información generada durante el período de trabajo, fue objeto de examen minucioso, así como de interpretación conjunta. Para ello se eligieron tablas, diagramas, figuras, configuraciones y secciones que se juzgaron apropiadas para el acceso y entendimiento de los datos obtenidos.

Debido a que el objetivo fundamental de este trabajo es caracterizar los sistemas de flujo de agua subterránea que existen en la zona de Aguascalientes, el procedimiento que se utilizó fue identificar sistemas de flujo de acuerdo a la jerarquía propuesta por Tóth (1962) y delimitar sus zonas de recarga, tránsito y descarga con base en diferentes criterios, especialmente el hidrogeoquímico.

V. RESULTADOS

V. RESULTADOS

En este capítulo se presentan en forma resumida, mediante tablas, los resultados químicos que fueron obtenidos a lo largo de las diversas etapas, de acuerdo a lo señalado en la metodología.

Los resultados de los análisis químicos fueron sometidos a un proceso de depuración y manejo, con la finalidad de establecer las interpretaciones correspondientes para cada uno de los diferentes aspectos a estudiar. Para ello, se construyeron diferentes gráficas, diagramas, mapas con isovalores y secciones hidrogeoquímicas. Dichas figuras y las interpretaciones a que conducen, se presentan y discuten en el siguiente capítulo.

El mapa de la figura 5.1 presenta la ubicación geográfica de los pozos en los que se obtuvieron las 56 muestras de agua subterránea analizadas. Los resultados de los análisis fisicoquímicos obtenidos aparecen en la Tabla 5.1. La temperatura corresponde a la medida en la descarga (reportada en grados centígrados); la conductividad eléctrica en $\mu\text{mohs/cm}$ y las concentraciones de los iones en miligramos por litro. Las muestras de agua se presentan clasificadas en distintos grupos químicos; esta diferenciación es el producto del análisis de diversos criterios, que se discuten en el siguiente capítulo.

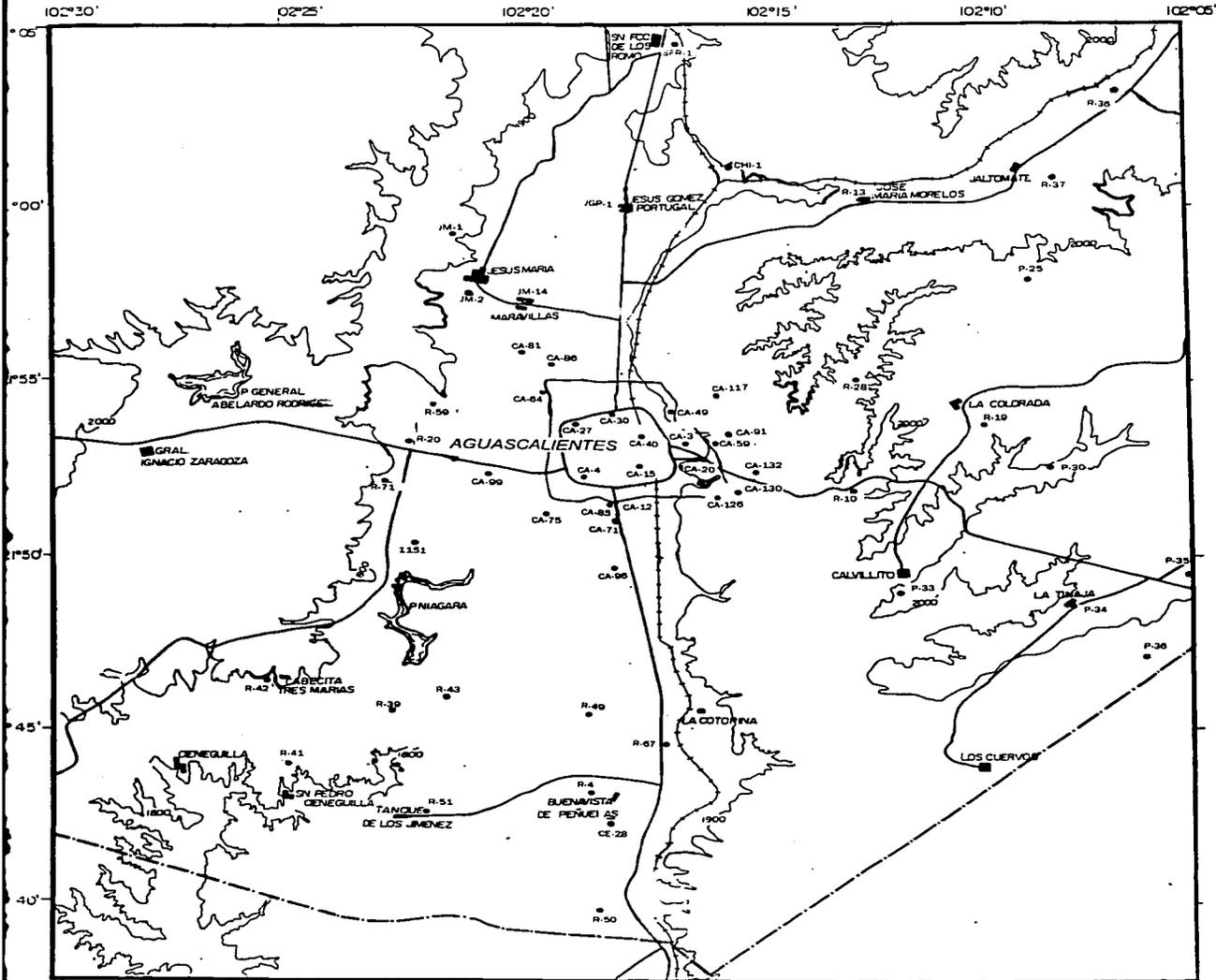
Los datos fisicoquímicos se procesaron a través del modelo computacional WATEQ4F (Ball, *et al*, 1987), con la finalidad de calcular los índices de saturación con respecto a diferentes minerales y la presión parcial de CO_2 . Los resultados se presentan en la tabla 5.2 .

Los geotermómetros fueron aplicados para calcular la temperatura de equilibrio mínima a profundidad de un sistema de flujo en particular. Se consideró que una de las principales limitaciones en la aplicación de los geotermómetros es la mezcla de aguas que circulan a profundidades diferentes y el reequilibrio químico parcial o completo que este hecho pudiera acarrear. En este caso la temperatura que rinda el geotermómetro puede indicar desviaciones importantes que invaliden la interpretación. Este proceso afecta principalmente los geotermómetros de sílice y de litio y en menor medida a los que se basan en reacciones de tipo intercambio; debido a la dilución producida. Para evitar

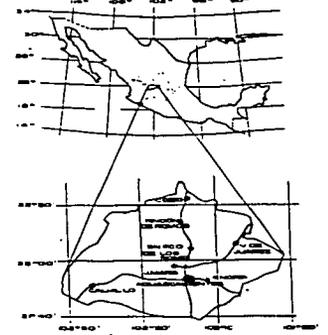
TABLA 6.1
ANÁLISIS FÍSICOQUÍMICOS DE AGUA SUBTERRÁNEA

Ciudad	Nombre del Pozo	Temp.	Cond E	pH	Dh	HCO3	Cl	SO4	F	Na	K	Ca	Mg	SO2	U
GRUPO 1 SISTEMA REGIONAL ORIENTAL															
CA20	Tecnológico Agric	40.2	730	8.18	330	470.9	15.9	39.6	3.68	112.00	10.30	62.60	3.00	60.10	0.340
CA43	Parque Revolución	39.0	680	8.14	290	470.9	16.2	43.2	3.47	111.00	10.70	64.90	3.20	60.30	0.338
CA59	El Encino	39.6	530	8.14	290	464.1	15.6	40.8	4.25	110.00	10.50	65.90	3.10	60.60	0.332
CA81	Fracc. Oco Caliente	38.2	715	8.08	420	480.4	16.4	46.6	2.90	98.80	9.10	75.40	3.90	60.00	0.320
CA132	Fracc. Oco Caliente	38.6	697	8.29	320	423.2	13.7	32.3	3.86	98.70	8.40	57.20	2.50	65.90	0.284
CA117	Col. Las Cumbres	37.4	650	8.09	390	391.3	10.4	35.0	2.20	84.00	7.00	75.40	4.00	72.80	0.230
P21	El Tido	31.5	745	7.04	928	388.4	20.0	42.7	4.10	98.23	10.00	58.05	1.68	62.11	0.321
P35	La Maestra	27.7	706	7.02	825	363.5	15.8	35.0	3.30	86.36	9.28	59.07	2.07	48.07	0.269
R40	Montón	27.7	690	6.82	395	416.4	14.3	29.2	0.95	54.50	17.10	79.20	6.20	91.20	0.147
R50	San Antonio Peñuelas	30.0	410	7.07	400	238.8	2.1	3.3	3.39	36.30	6.90	41.50	1.60	70.60	0.103
R4	Buena Vista de Peñuelas	28.2	495	6.86	385	268.7	5.7	9.5	2.25	33.40	8.30	52.60	3.50	95.70	0.067
R87	Erida Peñuelas	29.5	455	7.28	200	286.7	4.4	7.5	2.18	37.40	6.40	49.00	3.60	96.10	0.085
CE28	Refugio de Peñuelas	31.2	430	7.30	375	284.7	3.0	9.2	3.00	38.60	2.70	57.30	2.90	77.00	0.060
GRUPO 2 SISTEMA REGIONAL OCCIDENTAL															
CA1151	Cd. de los niños	25.6	1040	8.88	410	587.0	13.40	65.0	1.89	148.0	26.40	90.90	6.40	68.50	0.390
R59	Hacienda Nueva	29.0	870	8.14	320	471.9	7.40	59.6	1.40	101.6	10.30	81.50	4.60	55.60	0.380
CA64	Fracc. Pico Verdad	31.1	985	8.34	400	529.4	6.90	55.0	1.40	90.8	17.70	102.60	6.40	77.00	0.340
R43	El Nigara	26.6	810	6.83	305	460.4	37.20	31.6	1.40	80.0	16.60	103.90	4.60	61.30	0.240
JM2	Jesus Maria	27.9	950	6.72	395	552.4	6.90	55.0	2.65	81.5	36.00	114.70	7.70	94.20	0.320
CA81	Fracc. La Herradura	26.7	780	6.92	395	448.9	14.90	52.5	1.00	78.7	22.00	94.00	2.70	90.00	0.240
CA75	Fracc. López Portillo	27.5	808	6.74	315	477.7	22.80	49.8	2.38	90.8	16.60	82.40	5.50	64.90	0.313
CA56	Lomas del Campestre	33	630	8.70	340	450.4	10.60	43.3	2.19	67.3	16.80	67.00	4.50	96.70	0.285
CA99	Los Negritos	27.3	680	6.43	360	395.9	6.80	29.9	1.90	73.4	9.60	63.00	4.90	76.60	0.272
RT1	S. Cruz de la Presa	31.1	1060	8.12	400	627.9	13.60	70.4	1.30	145.0	18.80	86.90	4.60	68.10	0.582
JM1	Arroyo Rancho Seco	40.6	1240	5.85	325	627.6	14.30	63.9	1.80	150.0	23.80	80.50	6.70	61.00	0.768
JM14	Maravillas	33	1150	6.51	400	708.6	13.60	63.7	1.00	156.0	24.20	93.90	5.90	103.80	0.563
GRUPO 3 SISTEMAS INTERMEDIOS															
R13	José María Morelos	24.3	660	7.29	410	229.2	14.90	44.6	1.00	59.2	22.00	76.90	3.60	77.00	0.050
R37	Jalpatón-El Cajón	23.8	725	7.05	340	287.7	23.80	95.6	1.30	56.5	30.70	86.00	6.50	72.80	0.060
CH11	Chicalote	28	561	7.09	395	310.7	10.40	35.0	1.10	56.5	19.90	70.00	3.50	85.80	0.050
CA49	Indeco Benito Juárez	29.1	300	7.16	280	232.0	3.30	5.7	1.90	30.4	6.70	42.80	3.90	94.80	0.055
R19	El Colorado-Zoytlatlán	23.4	475	7.19	415	273.0	4.60	11.5	3.40	30.2	3.00	67.30	5.90	77.70	0.027
R28	El Conejal	27.1	330	7.82	410	204.7	2.10	4.0	1.81	30.8	9.50	38.50	2.00	87.10	0.065
P25	San José de la Ordena	26.5	382	7.87	488	178.3	1.50	17.5	0.50	11.5	20.10	46.50	5.75	79.81	0.028
P30	San Jerónimo	26.9	438	7.30	568	244.0	2.40	9.5	2.10	38.6	6.01	54.14	3.32	76.93	0.040
P33	Calvillo	29.4	410	7.38	498	219.1	3.9	9.7	2.60	48.9	2.14	38.68	1.29	77.45	0.047
P24	La Tronca	27.1	362	7.80	566	162.4	3.40	16.0	4.20	45.4	5.64	32.44	1.53	82.90	0.063
P26	Soledad	26.7	438	7.27	491	184.2	9.40	14.0	3.60	39.7	15.48	48.01	1.52	71.24	0.082
R41	S. Pedro Cereguilla	24.8	438	7.00	410	252.5	6.80	6.5	1.60	31.8	15.20	48.30	3.00	48.40	0.038
R42	Cabañeta de 3 Marías	25.9	330	6.98	360	195.7	1.50	14.0	1.00	38.2	5.90	28.70	4.60	51.40	0.020
GRUPO 4 MEZCLAS DE SISTEMAS REGIONALES INTERMEDIOS															
CA71	Mahatma Gandhi	26.1	522	7.27	380	287.7	8.90	43.4	1.40	52.4	13.40	66.40	2.70	90.00	0.110
CA85	Col. Frados del Sur	29	550	7.27	360	299.2	6.90	49.0	1.40	59.0	15.00	60.30	5.20	87.70	0.130
CA4	Fracc. Santa Elena	30	472	6.98	330	354.9	21.40	39.5	1.40	68.9	18.20	59.60	5.10	93.70	0.195
CA15	Col. la Salud	30.2	500	7.27	355	313.9	12.30	30.3	1.82	63.0	12.00	48.40	2.70	66.20	0.145
CA27	Col. Altagracia	30.3	610	6.97	335	348.1	10.00	36.3	1.43	62.2	18.40	59.90	4.90	90.90	0.187
CA30	Parque Independencia	29.5	827	7.10	405	307.1	8.30	37.1	1.48	54.1	18.20	47.70	4.20	64.20	0.144
CA12	Fracc. México	27.1	628	6.88	330	416.4	10.00	37.8	1.28	61.8	10.00	71.80	5.80	90.30	0.115
CA40	Esc. Atrás y Ocoicos	31.3	397	7.36	200	245.7	6.00	13.8	2.15	42.7	5.50	39.30	2.60	96.70	0.096
CA86	San Foo del Arenal	26.6	615	6.95	415	368.6	12.60	35.4	1.75	70.9	15.10	59.10	4.30	88.00	0.136
CA126	Fracc. Romero	34.3	322	7.52	320	218.4	4.00	7.0	3.13	44.6	6.00	32.20	2.10	102.10	0.113
CA130	Col. Soledad	33.7	324	6.95	325	252.5	3.90	6.6	2.66	43.4	6.20	37.60	2.50	95.40	0.114
R10	Nonas de Pisco Honda	31.4	402	7.52	365	225.2	4.10	7.5	3.08	43.5	3.70	34.30	1.30	83.30	0.112
SFR1	San Foo de los Romo	30.2	550	7.22	360	307.1	7.70	42.4	1.30	54.6	14.30	53.10	5.40	85.20	0.136
R38	Salto de los Sadaños	23.9	1010	6.64	360	448.9	55.00	57.5	1.40	74.0	23.10	142.00	9.20	66.30	0.090
R20	San Felipe	25.6	610	6.99	415	333.6	11.90	29.8	1.40	57.8	16.60	60.30	12.10	87.80	0.090
JG91	Jesus Gomez Portugal	28.5	565	7.32	365	322.3	7.40	42.0	1.40	59.2	15.60	64.60	6.10	83.50	0.130
R36	Santa Ma. Gallardo	25.9	755	6.65	340	345.3	19.30	95.8	1.30	71.3	21.00	90.50	6.60	55.60	0.110
R51	Tanque de los Jimenez	25.9	627	6.85	410	341.2	10.40	37.4	1.15	54.6	17.70	62.90	5.20	95.70	0.152

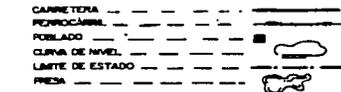
Temperatura en C Conductividad eléctrica en micromhos/cm. Eh en milivolt. Concentraciones en mg/l



LOCALIZACION



EXPLICACION



CA-20 ● POZOS MUESTREADOS



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO	
FACULTAD DE INGENIERÍA	
Figura 5.1	
Ubicación de los pozos muestreados	
ANGÉLICA MOLINA MALDONADO	
TESIS PROFESIONAL	1996

TABLA 5.2
ÍNDICES DE SATURACIÓN Y PRESIÓN PARCIAL DE CO₂

Clave	Nombre del Pozo	Fluorita	Calcita	Log PCO ₂	PCO ₂
GRUPO 1: SISTEMA REGIONAL ORIENTAL					
CA20	Tecnológico Agsc.	0.268	-0.657	-0.425	3.76E-01
CA3	Parque Revolución	0.194	-0.701	-0.394	4.04E-01
CA59	El Encino	0.371	-0.692	-0.396	4.02E-01
CA91	Fracc. Ojo Caliente	0.096	-0.725	-0.323	4.75E-01
CA132	Fracc. Ojo Caliente	0.251	-0.626	-0.583	2.61E-01
CA117	Col. Las Cumbres	-0.108	-0.771	-0.435	3.67E-01
P31	El Tildio	0.396	-0.015		
P35	La Mielera	0.275	-0.091		
R49	Montoro	-0.705	-0.120	-1.201	6.30E-02
R50	San Antonio Peñuelas	0.184	-0.290	-1.664	2.17E-02
R4	Buenavista de Peñuelas	-0.077	-0.362	-1.39	4.07E-02
R67	Ejido Peñuelas	-0.146	0.044	-1.801	1.58E-02
CE28	Refugio de Peñuelas	0.186	0.117	-1.848	1.42E-02
GRUPO 2: SISTEMA REGIONAL OCCIDENTAL					
CNA1151	Cd. de los niños	-0.081	0.067	-1.134	7.35E-02
R59	Hacienda Nueva	-0.401	-0.733	-0.458	3.48E-01
CA64	Fracc. Primo Verdad	-0.339	-0.376	-0.602	2.50E-01
R43	El Niágara	-0.263	0.016	-1.18	6.61E-02
JM2	Jesús María	0.291	0.020	-0.987	1.03E-01
CA81	Fracc. La Herradura	-0.592	0.051	-1.279	5.26E-02
CA75	Fracc. López Portillo	0.082	-0.150	-1.067	8.57E-02
CA86	Lomas del Campestre	-0.053	-0.219	-1.014	9.69E-02
CA99	Los Negritos	-0.191	-0.627	-0.833	1.47E-01
R71	S. Cruz de la Presa	-0.504	-0.612	-0.309	4.91E-01
JM1	Arroyo Rancho Seco	-0.365	-0.841	0.064	1.16E+00
JM14	Maravillas	-0.734	-0.122	-0.636	2.31E-01
GRUPO 3: SISTEMAS INTERMEDIOS					
R13	José María Morelos	-0.615	0.154	-1.836	1.46E-02
R37	Jaltomate-El Cajón	-0.366	-0.087	-1.618	2.41E-02
CHI1	Chicalote	-0.604	-0.005	-1.595	2.54E-02
CA49	Indeco Benito Juárez	-0.301	-0.214	-1.775	1.68E-02
R19	El Colorado-Zoyatal	-0.03	-0.025	-1.777	1.67E-02
R28	El Conejal	-0.373	0.102	-2.304	4.97E-03
P25	San José de la Ordeña	-1.395	-0.180		
P30	San Jerónimo	-0.101	-0.006		
P33	Calvilito	-0.006	-0.060		
P34	La Tinaja	0.299	-0.014		
P36	Soledad	0.291	-0.208		
R41	S. Pedro Cieneguilla	-0.357	-0.349	-1.606	2.48E-02
R42	Cabecita de 3 Marias	-0.982	-0.674	-1.686	2.06E-02
GRUPO 4: MEZCLAS					
CA71	Mahatma Gandhi	-0.384	0.090	-1.818	1.52E-02
CA85	Col. Prados del Sur	-0.472	0.097	-1.783	1.85E-02
CA4	Fracc. Santa Elena	-0.508	-0.115	-1.412	3.87E-02
CA15	Col. la Salud	-0.342	0.053		
CA27	Col. Altavista	-0.481	-0.121	-1.408	3.91E-02
CA30	Parque Independencia	-0.487	-0.182	-1.613	2.44E-02
CA12	Fracc. México	-0.48	-0.111	-1.264	5.45E-02
CA40	Esc. Artes y Oficios	-0.263	-0.006	-1.936	1.16E-02
CA96	San Fco. del Arenal	-0.271	-0.175	-1.387	4.10E-02
CA126	Fracc. Morelos	-0.038	0.067	-2.126	7.49E-03
CA130	Col. Solidaridad	-0.115	-0.382	-1.495	3.20E-02
CA10	Norias de Paso Hondo	-0.002	0.020	-2.131	7.39E-03
R39	San Fco. de los Romo	-0.606	0.027	-1.712	1.94E-02
R35	Salto de los Salados	-0.128	0.086	-1.225	5.96E-02
R20	San Felipe	-0.445	-0.179	-1.479	3.32E-02
JG91	Jesús Gómez Portugal	-0.446	0.204	-1.807	1.56E-02
R36	Santa Ma. Gallardo	-0.381	-0.365	-1.127	7.46E-02
R51	Tanque de los Jiménez	-0.598	-0.287	-1.324	4.74E-02

incorporar mezclas de agua, se seleccionó para la aplicación de los geotermómetros. el miembro extremo con mayor temperatura a la descarga y que sólo hayan circulado por el medio volcánico fracturado, así como las demás muestras pertenecientes al mismo sistema de flujo. La tabla 5.3 indica los resultados de los geotermómetros utilizados; en ella se incluye también la temperatura del agua subterránea medida a la descarga (expresada siempre en °C).

TABLA 5.3
GEOTERMÓMETROS PARA EL SISTEMA ORIENTAL

POZO	Descarga	Caicedonia	Cuarzo	araucni	Estacni	amoro	Na-K-Ca	Na/Li	Li	K/Mg	K/Mg/F
ZONA DE DESCARGA											
CA-3 PARQUE REVOLUCION	39.0	81.53	110.78	60.22	12.96	-6.33	76.26	147.69	119.38	82.60	66.24
CA-91 FRACC. OJO CALIENTE	39.2	81.26	110.51	59.98	12.74	-6.54	66.85	152.41	117.77	76.53	56.77
CA-59 EL ENCINO	39.6	81.79	111.00	60.46	13.19	-6.12	75.36	147.01	118.85	82.52	66.13
CA-20 TEG AGUAS CALIENTES	40.2	81.35	110.59	60.06	12.81	-6.47	75.84	147.48	119.56	82.45	66.02
P-31 EL TILDO	31.5	83.10	112.21	61.65	14.32	-5.07	75.17	153.20	117.66	89.06	78.03
CA-132 FRACC. OJO CALIENTE	39.6	86.30	115.16	64.57	17.07	-2.51	70.03	146.01	115.29	79.67	61.70
P-35 LA MIELERA	27.7	69.95	100.01	49.65	3.03	-15.58	71.12	155.07	115.78	84.49	69.14
R-49 MONTORO	27.7	104.87	132.11	81.46	33.12	12.40	79.48	138.57	96.17	86.08	71.55
PROMEDIO	35.6	83.8	112.8	62.3	14.9	-4.5	73.8	148.4	115.1	82.9	66.7
DESVIACION ESTANDAR	5.2	9.1	8.4	8.3	7.9	7.3	3.8	4.9	7.3	3.6	5.5
ZONA DE TRANSITO											
R-90 SAN ANTONIO PENUELAS	30.0	90.08	118.63	68.01	20.33	0.51	60.49	142.33	87.07	80.32	62.71
R-4 BUENAVISTA DE PENUELAS	28.2	107.79	134.75	84.11	35.68	14.75	62.01	131.95	85.57	75.30	54.83
CE-28 REFUGIO DE PENUELAS	31.2	94.96	123.10	72.45	24.54	4.43	30.31	119.52	80.87	52.32	16.53
R-87 EJIDO PENUELAS	29.5	108.04	134.98	84.34	35.88	14.95	55.40	126.33	82.34	68.87	44.48

Todas las temperaturas en grados centigrados

VI. DISCUSIÓN

VI. DISCUSIÓN

VI.1 DIFERENCIACIÓN HIDROGEOQUÍMICA

Las características físicas y químicas del agua subterránea permitieron diferenciarla en distintos grupos. Cada grupo es el resultado de la concentración específica de iones, representa un control geológico singular y en ocasiones una distribución geográfica bien marcada.

La diferenciación hidrogeoquímica consistió en agrupar muestras de agua con similares características físicas y químicas, utilizando diagramas X-Y, poligonales de Stiff, diagramas de Piper, Expandidos de Durov.

Paralelamente, fue importante considerar la distribución geográfica e hidrogeológica de las muestras de agua subterránea, para poder relacionar entre sí los resultados obtenidos, de acuerdo a su distribución espacial (tridimensional) y a la geología del subsuelo.

La diferenciación se basó en primera instancia, en los diagramas de Stiff que facilitan la inspección y comparación visual de los resultados químicos de cada uno de los constituyentes mayores analizados. En la figura 6.1 se presenta la distribución horizontal del contenido de iones mayoritarios con base en los diagramas de Stiff.

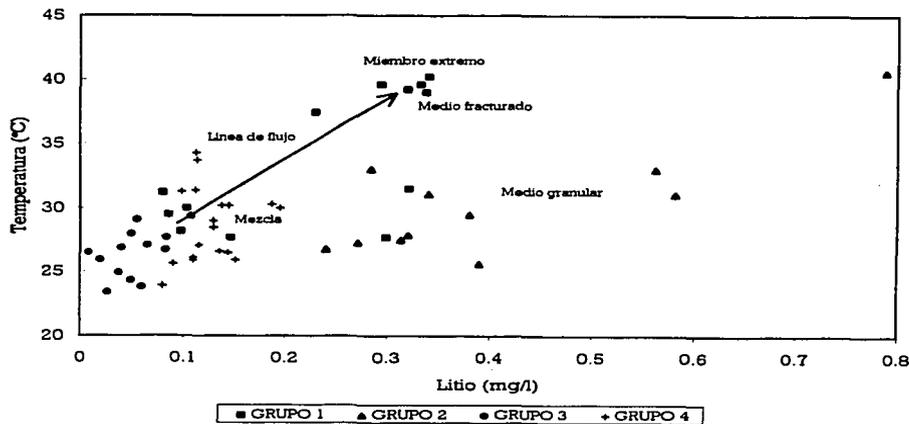
Dos parámetros fundamentales en la diferenciación hidrogeoquímica de grupos de agua y definición de sistemas de flujo, fueron la concentración de litio en el agua subterránea y su temperatura medida a la descarga.

La concentración de litio en el agua subterránea varía notoriamente en la zona de estudio, desde 0.008 hasta 0.788 mg/l . Esto indica la presencia de aguas con muy diferentes tiempos relativos de residencia en el acuífero. La variación de la temperatura en el amplio intervalo de 23.4 a 40.2 °C confirma esta hipótesis.

La figura 6.2 muestra la relación entre la temperatura del agua subterránea medida a la descarga y su contenido de litio. En ella se observa que en general las

muestras de agua con mayor temperatura tienen mayor contenido de litio, y las muestras más frías presentan menor cantidad de litio. El comportamiento de la relación litio/temperatura es aproximadamente lineal. Lo anterior indica la presencia de diferentes tipos de agua, con distintos tiempos de residencia relativa. Las aguas más frías y con menor contenido de litio, sin duda tienen menor tiempo en el acuífero que las aguas subterráneas de alta temperatura y con altos contenidos de litio. La mayor parte del grupo 2 tiene similares concentraciones de litio que el miembro extremo del grupo 1, pero muy diferentes temperaturas, lo que es un reflejo de que el tiempo y profundidad de recorrido en las rocas volcánicas fracturadas fue prácticamente el mismo. La descarga del grupo 2 por el medio poroso tomó un tiempo adicional al empleado en el medio fracturado (fuente de calor), lo que ocasionó una pérdida de su temperatura. Esto es congruente con las velocidades de movimiento del agua en el medio fracturado y en el granular, las cuales son varios órdenes de magnitud mayores para el medio fracturado.

Figura 6.2: Relación Litio-Temperatura



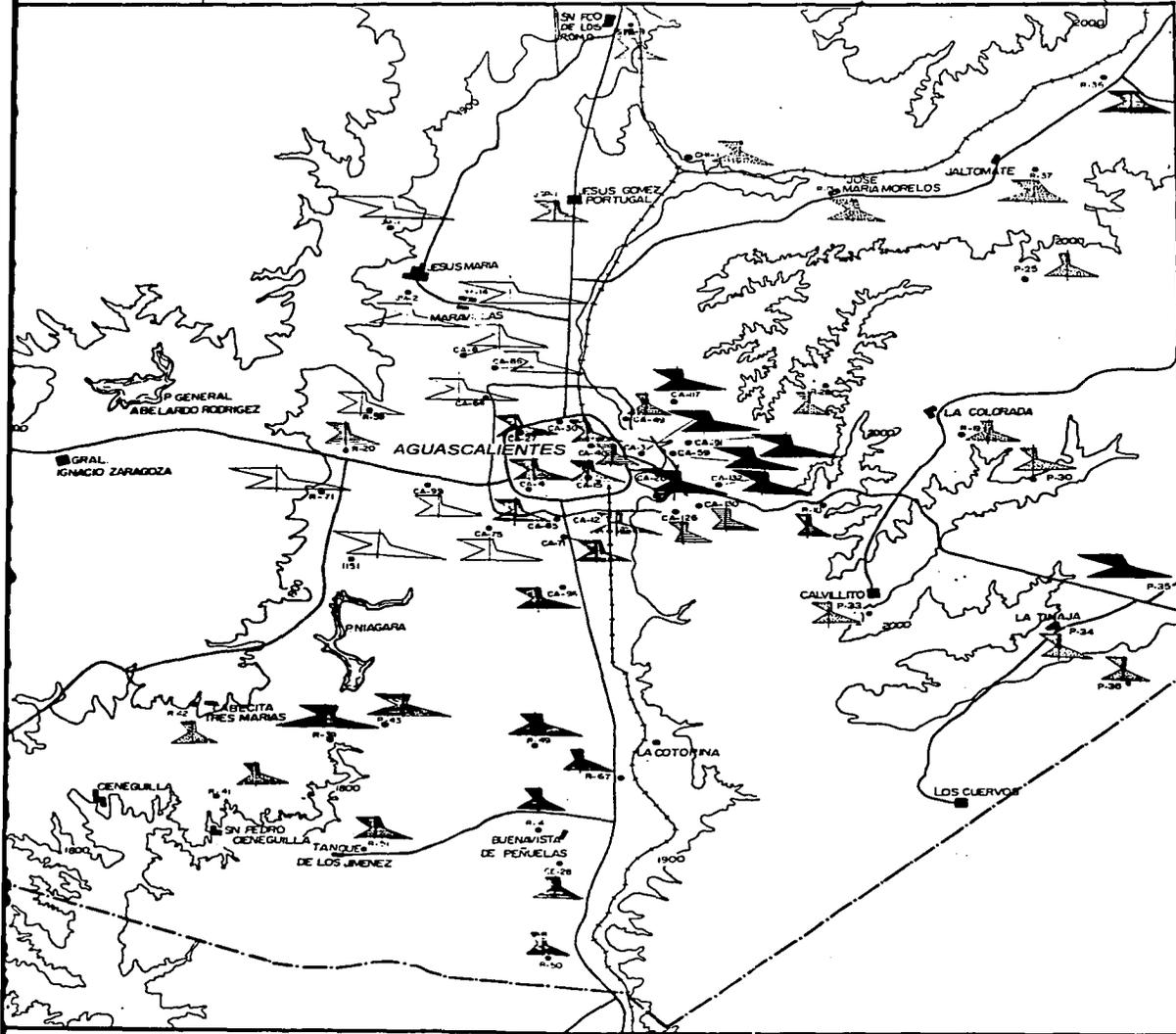
102°25'

102°20'

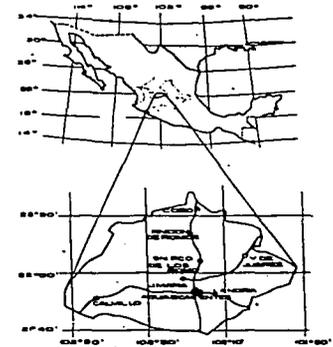
102°15'

102°10'

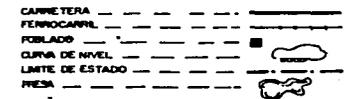
102°05'



LOCALIZACIÓN



EXPLICACIÓN



- GRUPO 1
(Flujo regional)
- GRUPO 2
(Flujo regional)
- GRUPO 3
(Flujo intermedio)
- GRUPO 4
(Mezcla de flujo regional e intermedio)

simb.	Cl.
CA-1	50%
CA-2	100%
CA-3	100%



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

Figura 6.1

Distribución de diagramas de Stiff

ANGÉLICA MOLINA MALDONADO

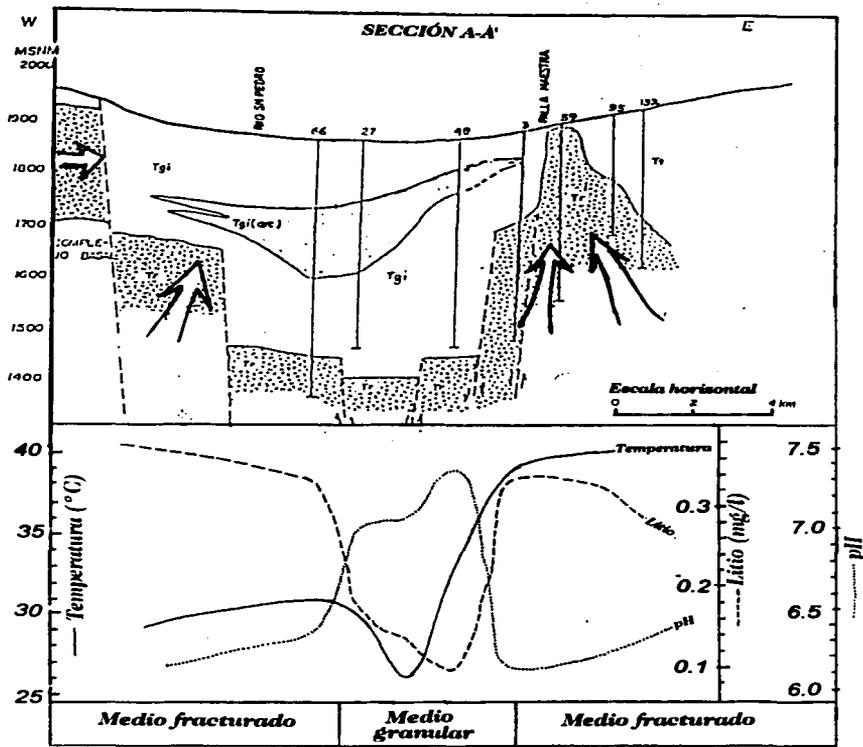
TESIS PROFESIONAL

1996

La figura 6.3 muestra las variaciones de temperatura, litio y pH del agua subterránea, en relación al medio geológico; ello a lo largo de la sección A-A', que corresponde a la porción central de la sección geológica 2. Al oriente de la sección A-A' se tiene agua subterránea con altos valores de litio, alta temperatura, y pH bajo, asociada a las rocas volcánicas fracturadas. Al occidente se encuentra agua subterránea con altas concentraciones de litio, pH ácido y baja temperatura que asciende desde el medio fracturado hacia el material granular, donde pierde temperatura. En el centro de la sección se observan aguas de menor temperatura, mayor pH y bajas concentraciones de litio, que circulan por el material granular. Estas aguas son el resultado de la mezcla entre las aguas termales profundas y aguas frías, más someras.

La relación litio-sodio, figura 6.4, define claramente los grupos de agua. El agrupamiento de los datos es notablemente lineal, lo que sugiere que ambas especies se derivan de la misma fuente, que su incorporación al agua subterránea es producto del mismo proceso y que no existe ningún control de solubilidad con respecto a algún mineral en particular. Por lo que el sodio también se considera un buen indicador del tiempo de residencia del agua subterránea en el acuífero. Dicho agrupamiento lineal también puede ser el reflejo de una línea de mezcla entre dos miembros extremos, el de aguas termales y el del agua fría somera. La relación litio-sodio confirma el distinto tiempo de residencia, así como la diferenciación de distintos grupos de aguas.

El agua perteneciente al miembro extremo del grupo 1, presenta mayor concentración de sodio que del grupo 2, debido posiblemente a que el primero nunca deja de circular por el medio fracturado que es el que aporta el ion de sodio cuando el agua subterránea reacciona con la matriz vítrea de la roca. Además, cuando la porción del grupo 2 pasa de medio fracturado a medio poroso, se produce un intercambio catiónico entre el sodio del agua subterránea y el calcio del medio.



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

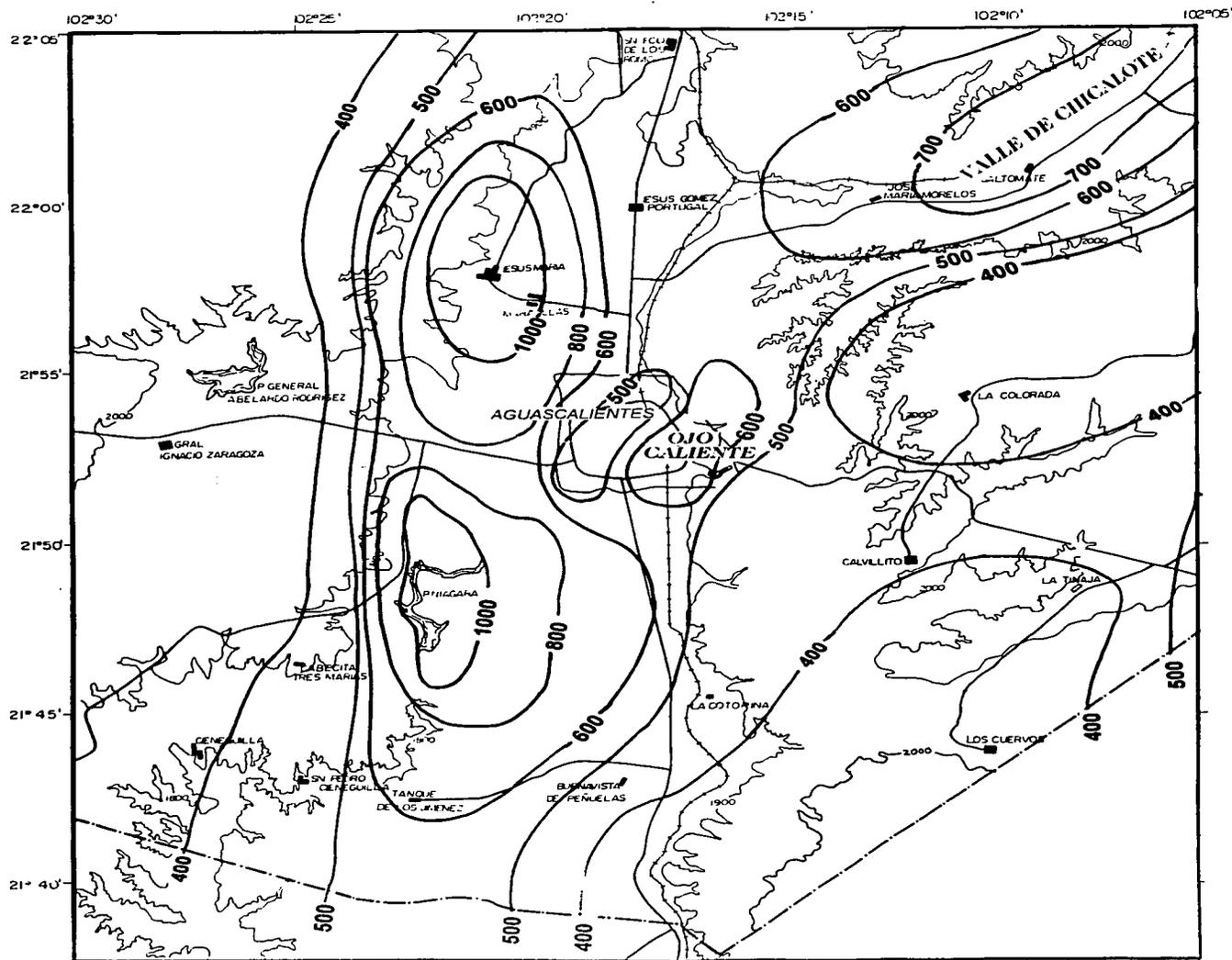
Figura 6.3

Variación de temperatura, litio y pH

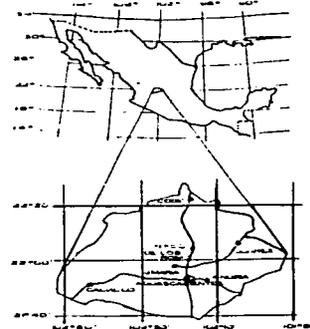
ANGÉLICA MOLINA MALDONADO

TESIS PROFESIONAL

1996



LOCALIZACION



EXPLICACION

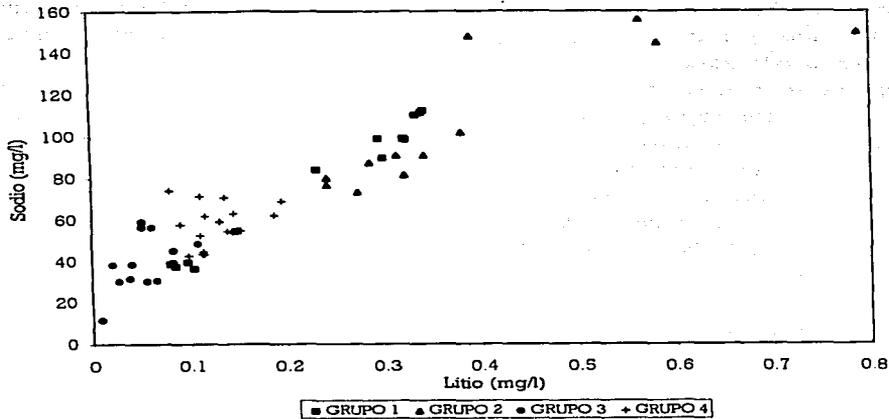


500 ISOVALORES DE CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
 FACULTAD DE INGENIERÍA
 Figura 6.5
 Mapa de Conductividad eléctrica
 ANGÉLICA MOLINA MALDONADO
 TESIS PROFESIONAL 1996

Figura 6.4: Relación Litio-Sodio



Con base en todos estos criterios de diferenciación, y mediante la interpretación de las diversas representaciones gráficas, se pudieron establecer cuatro grupos bien diferenciados de agua subterránea, cuyas características se presentan a continuación.

Grupo 1: Circula principalmente por rocas volcánicas; su miembro extremo presenta temperaturas de 37.4 a 40.2 °C, concentraciones de litio entre 0.23 y 0.34 mg/l y es de tipo bicarbonatado-sódico. Este miembro extremo se identificó en el área de Ojo Caliente, al oriente de la ciudad de Aguascalientes, que antiguamente daba origen a los manantiales de Ojo Caliente. Posteriormente, al caracterizarse los sistemas de flujo, se integraron a este grupo, muestras con menor temperatura (27.7-31.6 °C) y bajas concentraciones de litio (0.08-0.321 mg/l). Ya que se demostró que pertenecen a este mismo sistema de flujo, pero son extraídas por los pozos de bombeo en áreas de recarga y tránsito, por lo que su recorrido y evolución química son menores a aquellas muestras que representan la descarga (Ver sección hidrogeoquímica).

Grupo 2: Circula por rocas volcánicas y materiales sedimentarios no consolidados. La temperatura en este grupo varía en un intervalo amplio (25.6 a 40.6°C). Este hecho se justifica perfectamente si se considera la litología por la que circula el agua a lo largo de la línea de flujo; al pasar del medio fracturado al medio granular, la velocidad del agua disminuye notablemente, lo que propicia: i) que el tiempo de residencia del agua subterránea a profundidades someras sea mayor (litio 0.24 a 0.788 mg/l) que para el grupo 1, ii) la disminución de la temperatura del agua al salir de la roca, que al parecer aporta la temperatura al agua; iii) la reacción del agua con los minerales del acuífero granular, modificando su composición de tipo bicarbonatada-sódica a bicarbonatada mixta-cálcica. Geográficamente, se ubica en la porción occidental del valle de Aguascalientes, desde la zona de Valladolid- Jesús María (al norte) hasta la zona de la Ciudad de los Niños (al sur).

Grupo 3: Circula por rocas volcánicas y material sedimentario no consolidado. Las temperaturas oscilan entre 23.4° y 29.1°C, y las concentraciones de litio entre 0.008 y 0.083 mg/l; el tipo de agua es predominantemente bicarbonatada cálcica. La ubicación geográfica incluye la zona suroeste (San Pedro Cieneguilla) y suroriental (La Colorada-Soyatal, el Conejal y una porción del valle de Aguascalientes).

Grupo 4: Representa agua de mezcla entre los grupos 1 y 2, con agua de grupo 3. Las temperaturas oscilan entre 25.6 y 34.3°C y la concentración de litio entre 0.08 y 0.195 mg/l. Geográficamente se ubican en la porción central del valle. Cabe señalar que la mezcla de aguas subterráneas de diferentes grupos, ocurre en el pozo durante el bombeo. El medio donde se producen estas mezclas por bombeo, es el material granular y el medio de doble porosidad que rellenan la fosa tectónica.

VI.2. CARACTERIZACIÓN DE LOS SISTEMAS DE FLUJO

Una vez efectuada la diferenciación hidrogeoquímica, fue necesario asociar los distintos grupos químicos obtenidos, a los indicadores de la teoría de sistemas de flujo. Esto con la finalidad de definir y caracterizar los sistemas de flujo subterráneo existentes en la zona de estudio.

Es importante mencionar que debido a la intensa extracción de agua subterránea que desde hace más de 40 años se realiza en el valle de Aguascalientes, los sistemas de flujo originales se han distorsionado en gran medida. Este hecho dificulta la apropiada interpretación de los datos obtenidos y hace necesario considerar información histórica, pues algunas manifestaciones actualmente no es posible observarlas ya que han desaparecido.

Topografía. Es de esperarse que la dirección del flujo subterráneo ocurra desde áreas topográficamente altas hacia áreas bajas; por lo que es necesario incluir en el análisis de la información las variaciones de altitud, ya que pueden servir como indicadores del movimiento del agua subterránea en el subsuelo.

Las mayores elevaciones topográficas (del orden de 3 100 *msnm*) se presentan en la porción occidental del estado, en la denominada sierra Fría. En la sierra de Tepezalá, ubicada en la porción nororiental del estado; en las inmediaciones del cerro de los Gallos y cerro Grande, al sur del estado; y al oriente de la ciudad de Aguascalientes, predominan altitudes mayores a los 2000*msnm*. El valle de Aguascalientes presenta elevaciones que oscilan entre 1950*msnm*, en la zona norte y 1 800 *msnm* en la porción sur del estado, aguas abajo de la presa El Niágara. El valle de Chicalote también se caracteriza por tener elevaciones menores a los 2 000 *msnm*.

Si bien es cierto que en el valle de Aguascalientes existe una pendiente general en dirección norte-sur, las pendientes principales en las elevaciones adyacentes no son en esa dirección, por lo que se puede establecer que no existe una dirección predominante en el flujo subterráneo dentro de la zona de estudio. Además se puede mencionar que de acuerdo a la distribución de la topografía (y geología) en el estado y alrededores, la presencia de sistemas de flujo subterráneo regionales es absolutamente factible.

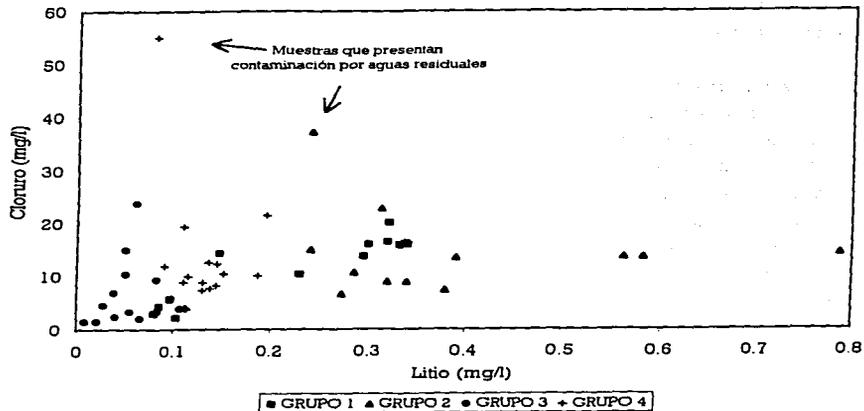
Patrones Hidrogeoquímicos. El conocimiento de la calidad química del agua subterránea y su distribución espacial puede brindar valiosa información acerca de la dirección y dimensión de los patrones de flujo subterráneo.

A medida de que el agua subterránea se mueve a lo largo del patrón de flujo, se incrementa su contenido de sólidos totales disueltos; y dado que la conductividad eléctrica es función de la concentración de electrolitos (sólidos totales disueltos), la conductividad eléctrica también se incrementa. Entonces, es de esperarse que la dirección de movimiento del agua subterránea sea aquella en la que se incrementa la conductividad eléctrica. El mapa de la figura 6.5 presenta líneas de isovalores de conductividad eléctrica. En la mayor parte de la zona de estudio, el agua subterránea con menores valores de conductividad eléctrica (entre 300 y 400 $\mu\text{mhos/cm}$) se correlaciona con áreas de altitudes mayores a 2000 *msnm*; situación congruente con lo establecido en las consideraciones teóricas para las zonas de recarga.

Por otro lado, existen varias regiones con valores mayores a 700 $\mu\text{mhos/cm}$; una situada en el valle del Chicalote, una más en los alrededores de Jesús María y la presa El Niágara (al oeste de la ciudad de Aguascalientes) y una última que coincide con la zona de Ojo Caliente. En todos los casos, las áreas que tienen agua más salina, coinciden con altitudes del terreno menores a 2 000 *msnm* situación congruente con lo establecido para las zonas de descarga.

Las aguas subterráneas muestreadas en los alrededores de la presa El Niágara (muestras R-39 y R-43) presentan altos valores de conductividad eléctrica (1010 y 810 $\mu\text{mhos/cm}$, respectivamente). Podría pensarse que la alta salinidad en estas aguas, se debe únicamente a problemas de contaminación por aguas negras; sin embargo, los valores de algunos iones como el litio y el sodio, sugieren alta salinidad natural, producto de la interacción agua-acuífero. Además, la salinidad se incrementa por factores antropogénicos, pues al considerar los valores de cloruro, estos indican que efectivamente, existe influencia de las aguas negras en las aguas subterráneas. Esta situación se observa claramente en la gráfica de la figura 6.6, relación litio-cloruro. La concentración de cloruro observada en la zona de estudio varía de 2.1 a 23.8 mg/l , exceptuando las muestras mencionadas, con concentraciones de 55 y 37.2 mg/l .

Figura 6.6: Relación Litio-Cloruro



Por otro lado, las aguas con mayor concentración de litio, es decir, con mayor tiempo de residencia e interacción agua-roca pertenecen a sistemas regionales. Las aguas de menor concentración de litio, y por tanto menor interacción con el acuífero, pertenecen a sistemas intermedios y/o locales. Aunque aquí cabe aclarar que las aguas con bajo contenido en litio no se asocian únicamente a sistemas de flujo locales o intermedios, sino que también pueden relacionarse a áreas de recarga de sistemas regionales, los cuales estén iniciando su recorrido en el patrón de flujo.

Manantiales y flujo base. El nombre del estado de Aguascalientes, se relaciona con los manantiales que hasta hace cuando menos 30 años, descargaban aguas termales en la zona de Ojo Caliente, al oriente de la ciudad. También es conveniente mencionar la existencia de un lago perenne dentro del área que actualmente ocupa la ciudad. Además existen registros de estaciones de aforo ubicadas en el río San Pedro, que indican escurrimientos durante todo el año (presencia de flujo base). Todas estas evidencias han desaparecido, pero se pueden correlacionar perfectamente con zonas de más alta salinidad del agua

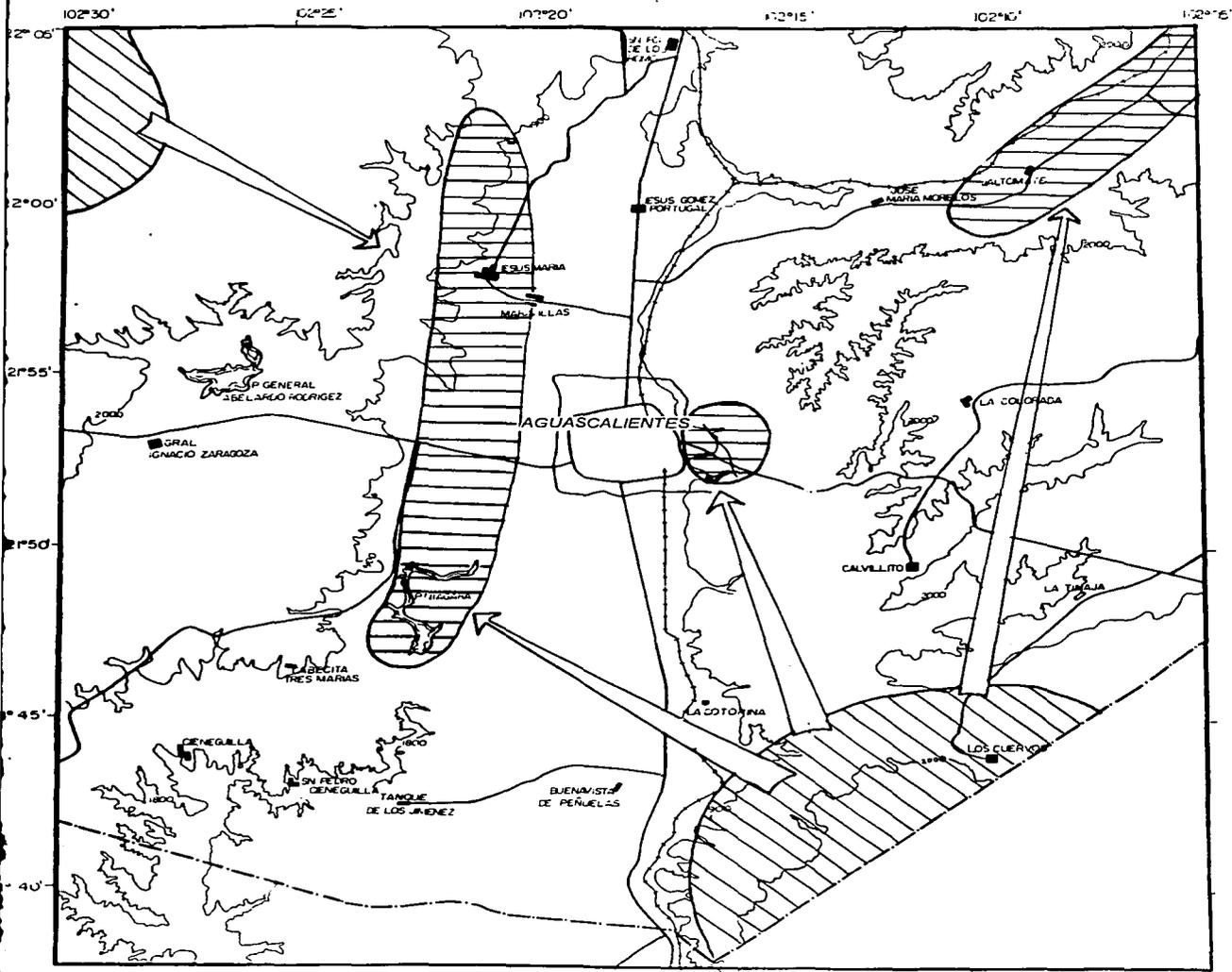
subterránea. Esto es, representan zonas de descarga natural de sistemas de flujo regional. La única evidencia superficial actual, es la gran cantidad de vegetación freatofita que existe en el área donde antiguamente se ubicaba la descarga de los manantiales termales de Ojo Caliente.

En el valle del río Chicalote actualmente es posible encontrar zonas con pequeños escurrimientos sin importar la época del año. Nuevamente esta zona de descarga natural coincide con una zona de agua subterránea con valores entre 600 y 750 $\mu\text{mhos/cm}$ de conductividad eléctrica. Estos valores (menores que los de la antigua descarga al río San Pedro al oeste de la ciudad) probablemente representen la descarga de sistemas de flujo regional e intermedio en una zona común. Aunado a lo anterior, en esta zona del valle del Chicalote existen niveles freáticos someros y una gran cantidad de vegetación freatofita, que, sin lugar a dudas, confirma que se trata de una zona de descarga natural de agua subterránea.

Otro tipo de manifestación que se encontró al norte de la zona de estudio y que se relaciona con zonas de descarga de agua subterránea, son depresiones húmedas de diverso tamaño, que a juzgar por el tipo de vegetación (tule) que mantienen, deben tener agua durante todo el año. Asociados a estas depresiones existen pastizales halófilos, vegetación freatofita, niveles freáticos someros y suelos salinos. Una de las mayores zonas de este tipo y probablemente la más representativa, se encuentra sobre la carretera federal No. 45, entre el poblado del Salitrillo y Rincón de Romos. Esta zona además se asocia con agua subterránea de más de 700 $\mu\text{mhos/cm}$, lo que comprueba que representa zonas naturales de descarga de agua subterránea probablemente pertenecientes a un sistema regional.

Existen otras depresiones húmedas y zonas de niveles freáticos someros con gran cantidad de freatofitas, que se ubican en zonas de agua subterránea con menor salinidad, como las encontradas al occidente de Pabellón de Arteaga (alrededores de lo poblados de El Milagro y La Alameda), por lo que se pueden asociar con zonas de descarga de sistemas de flujo intermedio y/o local, de menor recorrido (y por tanto menor salinidad) que un sistema de flujo regional.

Las figuras 6.7 y 6.8 indican la localización de zonas de recarga y descarga identificadas en la zona de estudio.



LOCALIZACIÓN

EXPLICACION

- ZONAS DE RECARGA
- ZONAS DE DESCARGA
- DIRECCIÓN DE FLUJO SUBTERRÁNEO
- CARRERA FERROVIARIA
- POBLADO
- CURVA DE NIVEL
- LIMITE DE ESTADO
- PRESA

0 2 4 6 8 10 KM
ESCALA GRAFICA

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
FACULTAD DE INGENIERÍA
Figura 6.7
Sistemas de flujo regional
ANGÉLICA MOLINA MALDONADO
TESIS PROFESIONAL 1996

Piezometría. Las medidas piezométricas son indiscutibles indicadores de zonas de recarga, descarga, tránsito y de la dirección del movimiento de los sistemas de flujo. Sin embargo, en este trabajo no se consideraron los niveles piezométricos, por diversas razones que justifican totalmente esta decisión y que a continuación se enumeran: 1) no se cuenta con piezómetros que permitan medir la carga hidráulica a diferentes profundidades y definir así componentes verticales de flujo subterráneo; la instalación de piezómetros sería sumamente costosa y los pozos existentes no pueden considerarse como sustitutos para este fin; 2) las configuraciones piezométricas obtenidas para el plano horizontal pierden validez, al olvidar que el agua subterránea se mueve en tres dimensiones y existen componentes verticales que no son evidentes por niveles estáticos medidos en los pozos; 3) los niveles piezométricos no son representativos de la carga hidráulica, especialmente si se toma en cuenta que interviene agua con diferentes temperaturas y por tanto diferentes densidades (Carrillo-Rivera, 1992). La diferencia de densidades entre el agua a 25° C y a 80° C es aproximadamente 0.025 g/cm³, ($\rho_{25\text{ }^\circ\text{C}} = 0.99707\text{ g/cm}^3$, y $\rho_{80\text{ }^\circ\text{C}} = 0.97183\text{ g/cm}^3$). En problemas hidrogeológicos en los que interviene agua dulce y agua salada, como en los de intrusión marina, se considera de suma importancia la diferencia de densidades entre el agua dulce y el agua salada, dicha diferencia es precisamente de 0.025g/cm³; por comparación se justifica que se considere de importancia la diferencia de densidades por temperatura, hecho que generalmente se ignora y que corresponde a varios metros de corrección para la zona de estudio. Así que diferentes niveles del agua subterránea pueden indicar distintas cargas hidráulicas o bien la misma carga hidráulica aparente está representada por diferentes niveles piezométricos, dependiendo de la temperatura del agua involucrada. Y en consecuencia el movimiento del agua subterránea no tendrá mucho que ver con los niveles en otra forma considerados.

Los indicadores topográficos, hidrogeoquímicos y las manifestaciones superficiales del agua subterránea, actuales e históricas, concuerdan entre sí, lo que permitió predecir la dirección de los diversos sistemas de flujo.

A continuación se definen los sistemas de flujo identificados en la zona de estudio, mostrados en las figuras 6.7 y 6.8.

Sistemas de flujo regional

Con base en el análisis previo, ha sido posible distinguir la presencia de varios sistemas de flujo regional en la zona de estudio. De acuerdo con la dimensión de los sistemas en relación con dicha zona, su definición no ha sido del todo completa, pero se considera satisfactoria de acuerdo con los objetivos planteados.

La relevancia de los sistemas de flujo regional en la zona, se explica si se considera la geología del subsuelo, por donde circula el agua subterránea. De acuerdo con Tóth (1963), una topografía montañosa en un medio geológico homogéneo, producirá numerosos sistemas de flujo locales, y un sistema regional de poca importancia. El acuífero en cuestión es completamente heterogéneo. Por otro lado, Freeze y Witherspoon (1967) demostraron que un material de mayor permeabilidad en la zona basal de un terreno montañoso incrementa la posibilidad de desarrollo de sistemas de flujo regional importantes. En la zona de estudio las rocas volcánicas fracturadas que subyacen al medio granular constituyen el material de mayor conductividad hidráulica que permite el desarrollo de sistemas regionales de importancia.

Sistema regional oriental (grupo 1)

Un sistema regional importante es el que antaño descargaba naturalmente en los manantiales de Ojo Caliente. La evidencia analizada señala que la zona de recarga de este sistema se ubica al sur del estado de Aguascalientes, más allá de sus límites políticos, en las elevaciones denominadas cerro Grande y cerro de los Gallos que se ubican al norte y noreste de Encarnación de Díaz, Jalisco (Figura 6.7). Este sistema regional también descarga en el valle del Chicalote, por lo que nuevamente se tiene evidencia de flujo subterráneo desde zonas fuera de la cuenca superficial correspondiente. Más adelante se discute con detalle la evolución hidrogeoquímica de este importante sistema de flujo, desde la zona de recarga, hasta su descarga.

Sistema regional occidental (grupo 2)

Las altitudes mayores a 2 200-2 300 *msnm* de la sierra Fria, constituyen la zona de recarga (ubicada fuera de la zona de estudio, hacia el noroeste) de un importante sistema de flujo regional. Algunas de las zonas de descarga de este

sistema, se ubican dentro del valle de Aguascalientes, en las inmediaciones del río San Pedro, al oeste de la ciudad y en la zona de Rincón de Romos, (figura 6.7). Es muy probable que la descarga de este sistema de flujo regional alimentara al río San Pedro, cuando presentaba escurrimiento durante todo el año. Como es evidente, la mayor parte de la zona de recarga de este sistema se ubica en una cuenca superficial diferente a la cuenca en donde descarga, que en este caso es el valle de Aguascalientes. La topografía de la sierra Fria sugiere que esta zona de recarga se extiende más allá de las fronteras del estado de Aguascalientes, pero a la fecha no se tienen los datos que permitan establecer los límites exactos.

La geología superficial y del subsuelo indican que las zonas de recarga de estos sistemas de flujo regional, corresponden principalmente a rocas volcánicas de naturaleza diversa (lavas, tobas, brechas e ignimbritas), por lo que los mecanismos de recarga deben de involucrar flujo en fracturas. El sistema que descarga en la zona de Ojo Caliente estuvo en contacto únicamente con este tipo de rocas volcánicas fracturadas, por lo que su composición química puede considerarse representativa de la interacción agua subterránea-roca volcánica. Las zonas de descarga restantes involucran un medio geológico diferente (medio granular), por lo que existirá una modificación en la composición química del agua subterránea, debido a reacciones con los nuevos minerales que encuentra a su paso.

Sistemas de flujo intermedio

Dentro de la jerarquía de sistemas de flujo propuesta por Tóth (1963), los sistemas intermedios tienen una distancia y profundidad de trayecto menor que el correspondiente para los de tipo regional. En los lomeríos que se ubican al oriente de la ciudad de Aguascalientes, se tiene identificada una zona de recarga para este tipo de sistema (figura 6.8). De acuerdo con la geología superficial, la litología corresponde a materiales granulares areno-arcillosos. Probablemente la zona de descarga más importante para este sistema, sea la que corresponde al valle de Chicalote. Hacia la zona de Ojo Caliente, este sistema seguramente es el que sirve de sustento a la vegetación freatofita de esta región. Las evidencias hidrogeoquímicas sugieren que existe otra zona de descarga hacia la porción oriental de la zona de estudio, fuera del límite estatal, pero actualmente no se tiene evidencia suficiente para comprobarlo. Otra zona de descarga de relativa

importancia, es la representada por un pequeño manantial en las inmediaciones de la Hacienda de Peñuelas.

En las estribaciones de la sierra Fría, entre las altitudes de 2 200-2 000 *msnm* aproximadamente, se presenta la zona de recarga de otro sistema intermedio (figura 6.8). Al igual que para los sistemas de flujo regional, los mecanismos de recarga involucran flujo en fracturas. La presa Plutarco E. Calles se ubica dentro de esta zona, por lo que constituye una fuente continua de agua a este sistema. Las zonas de descarga están representadas por los manantiales y depresiones húmedas en el Refugio de la Providencia, El Saucillo, La Alameda, Estación de Microondas Ojo de Agua y El Milagro. Más hacia el sur, no se identifican zonas de descarga de este sistema, pues seguramente son enmascaradas por las descargas del sistema de flujo regional ubicado en la región Valladolid-Jesús María. Al suroeste de la presa El Niágara, también es difícil distinguir las manifestaciones superficiales de este sistema, pero la composición química del agua subterránea en la zona de Cabecita Tres Marías- San Pedro Cieneguilla sugiere su presencia.

Sistemas de flujo local

La información disponible no permite diferenciar los sistemas de flujo local en la zona de estudio. Sin embargo, se puede inferir, con base en los registros de temperatura analizados, que el valle de Aguascalientes, fuera de las zonas señaladas como de descarga, actualmente funciona como zona de recarga de tipo local. La fuente de esta recarga puede ser a partir de la lluvia, agua que dentro de las ciudades escapa de las tuberías de conducción (aguas potables y negras), excedentes de riego y pérdidas a partir de canales de conducción de agua para riego, principalmente.

VI.3 POSIBLES FUENTES DE CALOR AL AGUA SUBTERRÁNEA

La zona de estudio tiene una característica muy importante con respecto a la temperatura del agua subterránea, debido a que todos los pozos extraen actualmente aguas con temperaturas relativamente altas (entre 23.4 y 40.6 °C), en especial si se comparan con la temperatura media ambiental para el valle de Aguascalientes (17° C). Y aun siguen siendo altas, si se comparan con la

temperatura promedio del verano (estación con más alto índice de lluvia) que es de 20 ° C.

Schoeller (1962) definió como termal aquella agua subterránea, con una temperatura con más de 4° C que la media anual ambiental. Bajo esta definición, la totalidad del agua subterránea del valle de Aguascalientes, se considera estrictamente como termal. Aunque parte de estas aguas han sido reconocidas como termales en algunos estudios previos, a la fecha no se ha estudiado su origen e implicaciones hidrogeoquímicas dentro del sistema.

La figura 6.9 muestra la distribución de la temperatura del agua subterránea medida a la descarga del pozo. La mayor parte de las áreas con temperaturas menores a 30 °C, se correlacionan con el material clástico de granulometría variada, e incluye las zonas de descarga relacionadas con el mismo tipo de medio. Los sistemas de flujo delineados previamente, señalan que estas zonas con material granular, funcionan como zonas de recarga y/o descarga de sistemas regionales e intermedios. Para el caso de zonas de recarga, se justifica la menor temperatura porque la profundidad de circulación es pequeña comparada con otras partes de los sistemas regionales. Ahora, para las zonas de descarga, se esperarían altas temperaturas; ya que como señala Tóth (1995), los sistemas de flujo pueden constituir un medio de transporte efectivo para el calor, lo que se traduce en temperaturas mayores en las zonas de descarga que en las de recarga. Sin embargo esto no sucede en las zonas de descarga constituidas por el medio granular de la zona de estudio, y únicamente es válido para las zonas de descarga en medio fracturado, como las situadas en Ojo Caliente.

Considerando posibles fuentes de calor, De la Cruz *et al* (1980) indican que el flujo de calor en la corteza continental, es en gran parte una consecuencia de la producción de energía calorífica por decaimiento de elementos radiactivos presentes en las rocas; especialmente en las regiones estables (desde el punto de vista tectónico y/o volcánico). Kaula (1968) y McDonald (1965) mencionan que el granito es la roca intrusiva que tiene mayor contenido de elementos radiactivos (^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , ^{20}K). Pérez *et al* (1979) midieron 2.5 ppm de uranio, (una ppm más de la mitad del promedio reportado para granitos) en una muestra de riolita tomada en los alrededores de San Luis Potosí. Esta unidad geológica es muy similar en composición y edad a las de la zona de estudio. Además Smith, *et al*

(1979) reportan concentraciones de uranio mayores a 2.5 ppm para algunas rocas volcánicas de la Sierra Madre Occidental, y determinan que el calor generado por desintegración de elementos radiactivos alcanza valores máximos cerca del margen oriental de la misma (región en donde se ubica la zona de estudio). Las unidades volcánicas del estado de Aguascalientes, al igual que en las inmediaciones de la ciudad de San Luis Potosí, muestran evidencia de decaimiento de elementos radiactivos.

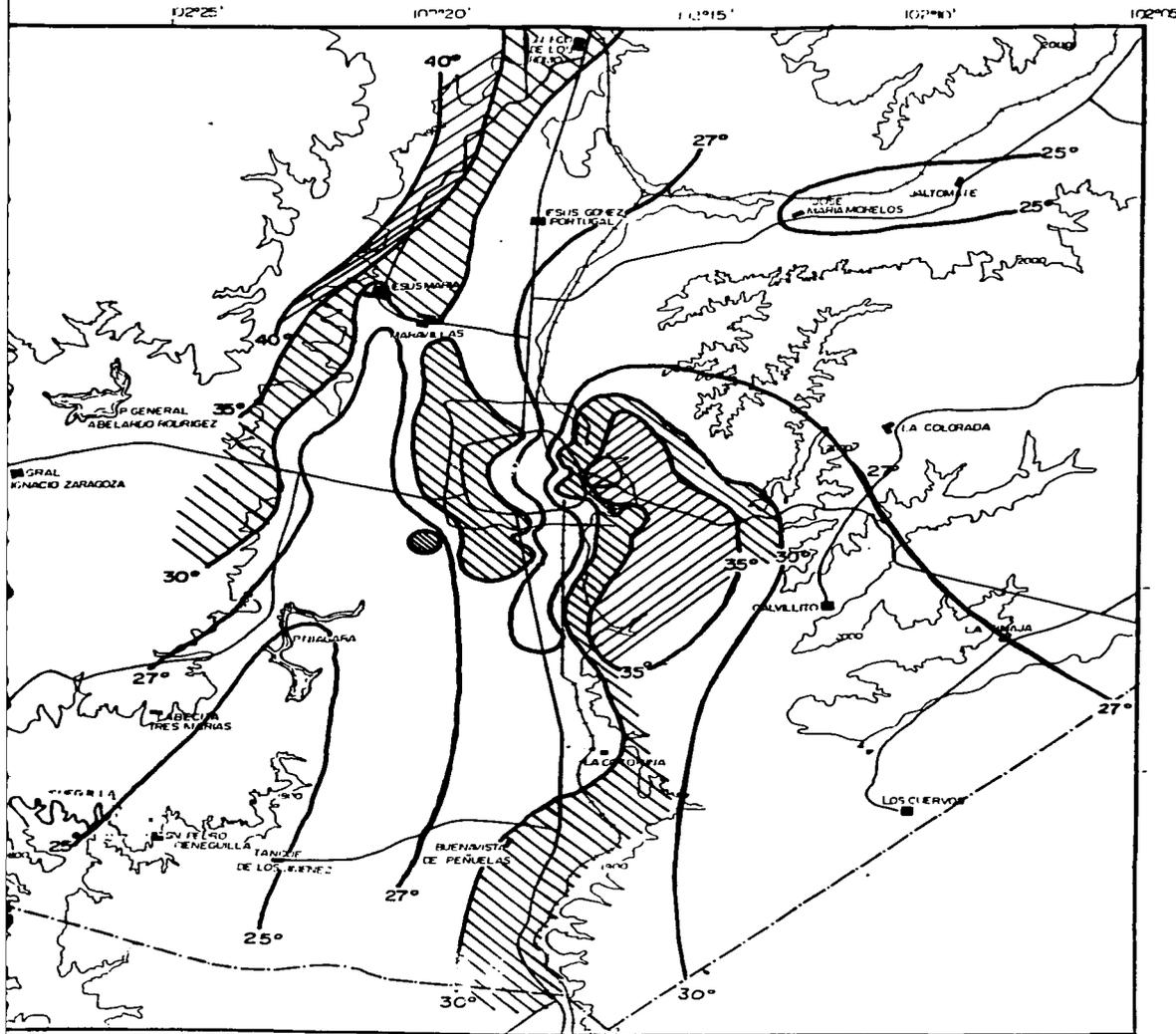
La fuente de calor también podría ser producto de variaciones en el espesor de la corteza continental. Probablemente el espesor de la corteza en la zona de estudio es menor que en otras zonas, pero no se tienen datos suficientes para evaluar el flujo de calor derivado directamente del manto.

Las evidencias sugieren una importante fuente de calor existente en el medio volcánico fracturado, misma que provee una parte de la energía térmica que presenta el agua subterránea. Con base en la composición y origen de las rocas volcánicas, la fuente de calor se asocia con reacciones de tipo decaimiento de elementos radiactivos naturales presentes en las rocas volcánicas ácidas.

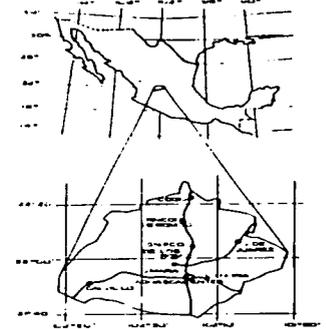
Sin embargo, para la zona de estudio, no fue posible diferenciar el aporte particular de cada fuente de calor, para conocer comparativamente su importancia.

La temperatura del agua subterránea se utilizó como indicador de: i) la profundidad de circulación, ii) el tipo de material por el que circula el agua y iii) el tiempo de contacto agua-roca.

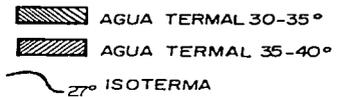
El agua subterránea termal que circula por las rocas volcánicas, en su trayecto hacia las zonas de descarga natural, en ocasiones pasa al medio granular. Durante el ascenso a la superficie, el agua subterránea pierde parte de su calor original por conducción, ya que en el medio poroso no existe ninguna fuente de calor importante. El conocimiento de que determinada agua subterránea con relativamente baja temperatura (24-28 °C) medida a la descarga del pozo, previamente fue termal, se basa principalmente en su composición química (elementos mayores y traza) y en los sistemas de flujo definidos.



LOCALIZACIÓN



EXPLICACIÓN



ESCALA GRAFICA

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

Figura 6.9
Temperatura del agua subterránea (1995)

ANGÉLICA MOLINA MALDONADO

TESIS PROFESIONAL

1996

Cuando el agua termal no se desplaza por el medio poroso, su temperatura no disminuye drásticamente, ya que en el medio fracturado el ascenso y/o movimiento es mucho más rápido (tiene menor porosidad y mayor conductividad hidráulica que el medio granular). Por esta razón, los pozos con zonas de aporte en este tipo de medio, producen agua termal. Procesos de mezcla con agua de menor temperatura, relacionada con sistemas intermedios o locales pueden contribuir al enfriamiento del agua termal. Esto aporta un elemento adicional de soporte de la velocidad de movimiento del agua subterránea, que indica es mayor en las rocas fracturadas.

Es importante considerar la litología atravesada por el pozo, ya que la asociación agua termal-roca volcánica fracturada es más consistente que la profundidad del pozo. Cardona (1990), encontró la misma relación directa entre la litología del pozo (medio fracturado) y la temperatura del agua subterránea (termal), en el valle de San Luis Potosí, por lo que se puede considerar válida para medios geológicos similares del centro de México.

En los lomeríos situados al oriente de la ciudad de Aguascalientes y que constituyen la zona de recarga para uno de los sistemas de flujo intermedio definidos, las temperaturas medias oscilan entre 26 y 28 °C aproximadamente (casi 10° C mayores que la temperatura media anual ambiental). Las consideraciones teóricas propuestas por Tóth (1984, 1995), señalan que las zonas de recarga se caracterizan por temperaturas del agua subterránea relativamente bajas, debido a que los sistemas de flujo movilizan y transportan calor, desde las zonas de recarga, hasta las de descarga. Lo anterior sugiere que el agua en la zona de recarga de este sistema intermedio, no se limita a circular por el medio poroso y probablemente alcanza en su recorrido el medio volcánico fracturado que lo subyace, por lo que su temperatura se incrementa.

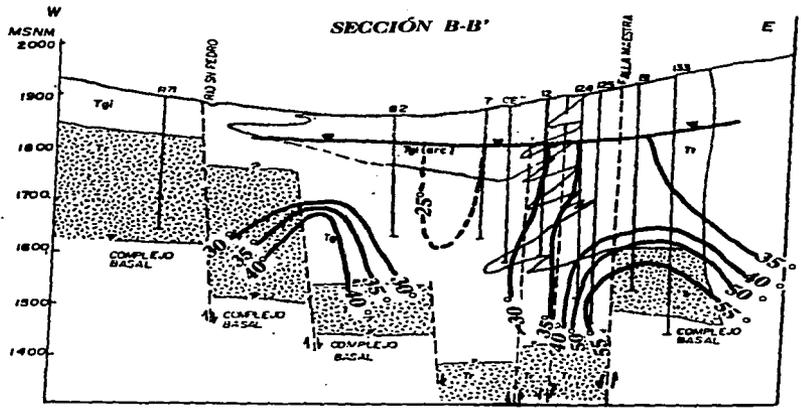
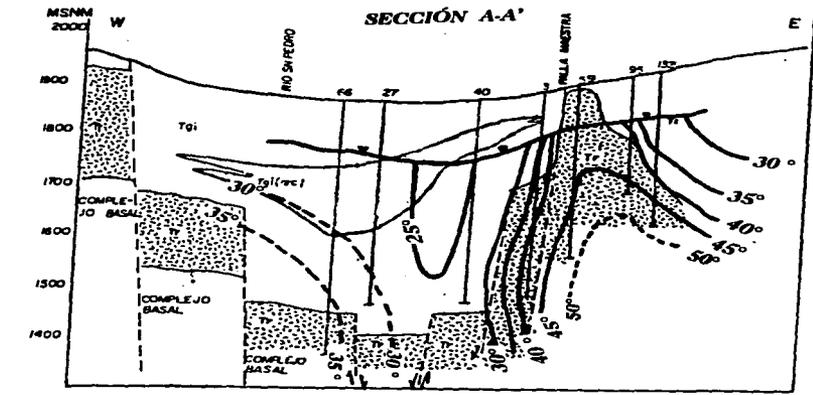
La configuración espacial de la temperatura se logró con la ayuda de: i) la distribución horizontal de la temperatura del agua subterránea medida a la descarga del pozo (figura 6.9), ii) la definición de los sistemas de flujo y iii) los registros verticales de temperatura en pozos; estos registros de temperatura fueron obtenidos por el Instituto de Geofísica en pozos de la zona de estudio que no tenían instalado el equipo de bombeo; el procedimiento consistió en realizar mediciones de la temperatura de abajo hacia arriba cada 5 m, utilizando una sonda

especial con un termistor sensible a cambios en la temperatura de 0.1°C instalado en un cable de 400 m (Instituto de Geofísica, 1994).

La figura 6.10 muestra las isotermas verticales del agua subterránea, construidas con los datos obtenidos de los registros verticales de temperatura. Las secciones corresponden a la porción central del valle de Aguascalientes, sobre la sección geológica 2-2'.

Las isotermas en la porción oriental de la sección denominada AA', indican que existe un flujo de agua termal (grupo 1) ascendente, que circula por riolitas e ignimbritas fracturadas, presentes en el subsuelo de esa zona. En la porción central de la sección se tiene agua de menor temperatura, $<25^{\circ}\text{C}$, que ha circulado únicamente por medio granular a profundidades someras de aproximadamente 300 m, y que seguramente se originó por infiltración desde la superficie del valle. Las isotermas de 30 y 35°C no fueron identificadas por lo corto de los pozos en que se realizaron las mediciones y se infiere su presencia por lo definido en la figura de isotermas de una sección paralela y muy cercana a la anterior, B-B'. En esta última sección, el agua de 40°C de temperatura en la porción oriental, zona de Ojo Caliente, no puede ascender tan rápidamente como se encontró en la sección anterior, pues la litología en esta región consiste de tobas (medio de doble porosidad) principalmente. En la porción occidental se observa la existencia de otro sistema regional (grupo 2) que por el efecto del medio geológico se mueve lentamente en su ascenso vertical. En efecto, el medio poroso aumenta el tiempo de residencia afuera de la zona donde se produce el calor radiogénico (riolitas e ignimbritas), por lo que disminuye considerablemente su temperatura.

Un caso especial que ejemplifica el control geológico mencionado, y que señala la importancia del flujo vertical ascendente, que origina las zonas termales observadas, es el pozo de agua potable de San José de Gracia, ubicado al norte de la zona de estudio. Este pozo se localiza aproximadamente a 100 m de la orilla de la presa Plutarco Elías Calles y produce agua termal (32°C). Este hecho es significativo pues la temperatura del agua de la presa es 20°C y por tanto el esquema tradicional de flujo radial horizontal (hacia el pozo), no explica la anomalía térmica observada.



ESCALA HORIZONTAL
0 2 4 KM

35° ISOTERMAS VERTICALES
 NIVEL DE SATURACIÓN

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO	
FACULTAD DE INGENIERÍA	
Figura 6.10	
Temperatura vertical del agua subterránea	
ANGÉLICA MOLINA MALDONADO	
TESIS PROFESIONAL	1996

El análisis vertical de la temperatura, permitió caracterizar la configuración de flujo en ese plano y corroborar el esquema de sistemas de flujo, definido por las especies químicas y las manifestaciones superficiales.

VI.4 EVOLUCIÓN HIDROGEOQUÍMICA A LO LARGO DEL SISTEMA DE FLUJO REGIONAL ORIENTAL

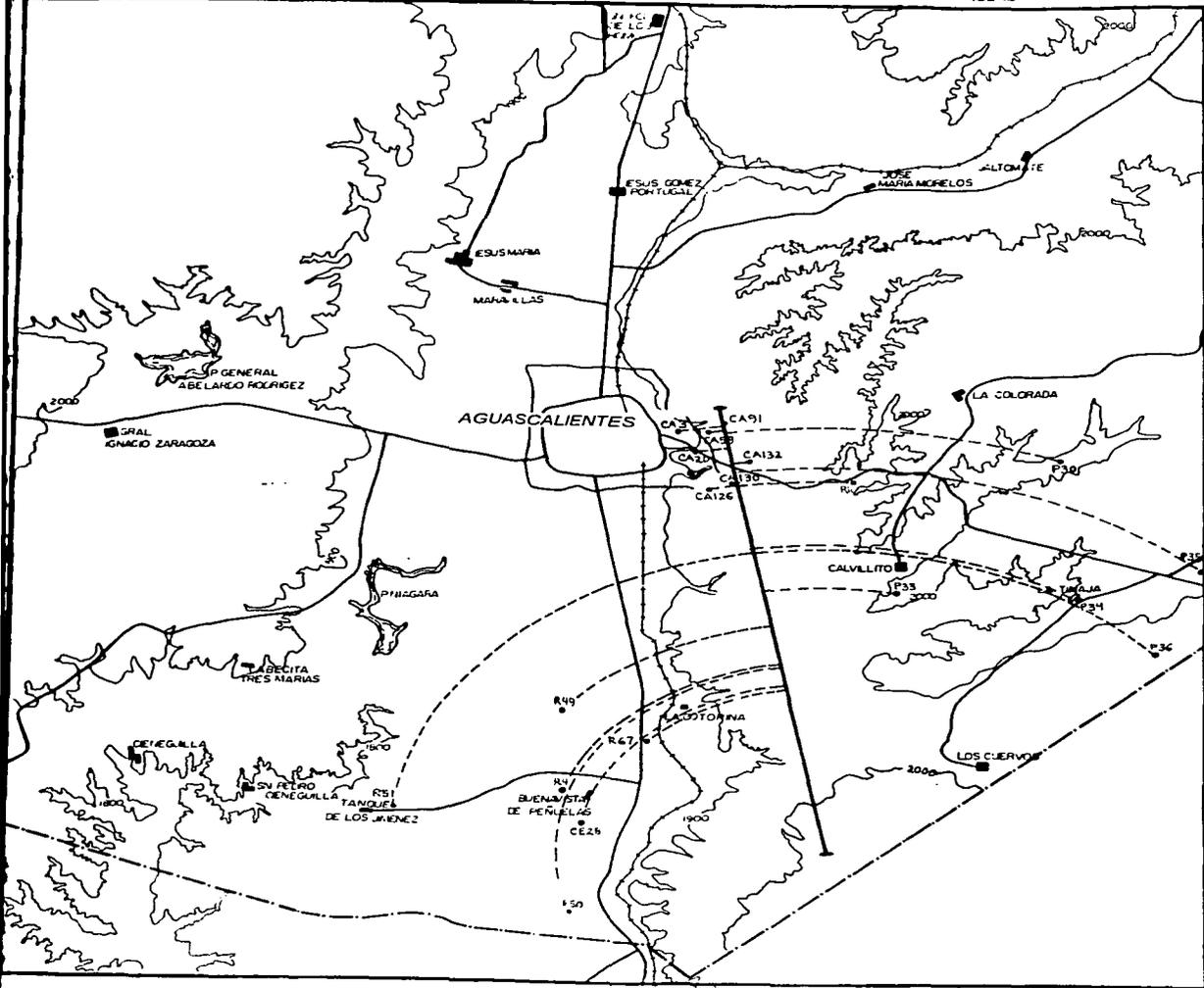
Una vez identificados los diferentes sistemas de flujo en la zona de estudio, se ha elegido estudiar más detenidamente el sistema de flujo regional oriental. Esta decisión se fundamentó en la importancia hidráulica que tiene éste por tratarse de un sistema regional, en las implicaciones que pueden tener sobre él las modificaciones antropogénicas, y además porque su recorrido queda comprendido dentro de la zona de estudio y se cuenta con datos químicos casi a todo lo largo de la línea de flujo. Situación que no ocurre con el sistema regional occidental, pues este sistema se sale de la zona de estudio y la delimitación exacta de su área de recarga que corresponde a la sierra Fría, no se conoce con precisión.

VI.4.1 IDENTIFICACIÓN DEL AGUA SUBTERRÁNEA PERTENECIENTE AL SISTEMA REGIONAL ORIENTAL

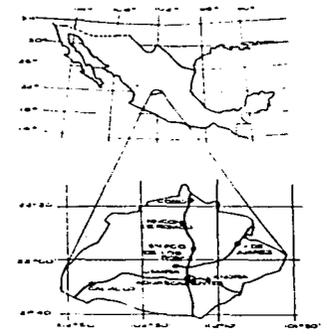
Puesto que se conoce en forma aproximada el área de recarga, la de descarga así como la dirección del flujo de agua subterránea, se construyó la sección hidrogeoquímica cuya ubicación se muestra en la figura 6.11, desde un punto arbitrario ubicado al pie del cerro de los Gallos, hasta el área de los manantiales de Ojo Caliente. Se transportaron los datos químicos de los pozos muestreados, en forma radial hacia la línea de sección, ya que por la configuración que sigue el sistema, representan en forma aproximada un mismo recorrido en distancia.

Se consideró al litio como indicador del tiempo de residencia y excelente para definir la evolución química del agua subterránea, por su disponibilidad en la roca, su movilidad química y por ser el ion menos afectado por procesos de precipitación, adsorción u oxidación-reducción. La figura 6.12 muestra la variación en el contenido de litio conforme el agua subterránea incrementa la distancia relativa desde la recarga. Cabe señalar que en esta sección hidrogeoquímica, la

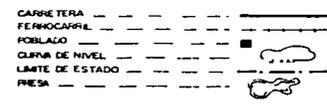
102°30' 102°25' 102°20' 102°15' 102°10' 102°05'



LOCALIZACIÓN



EXPLICACION



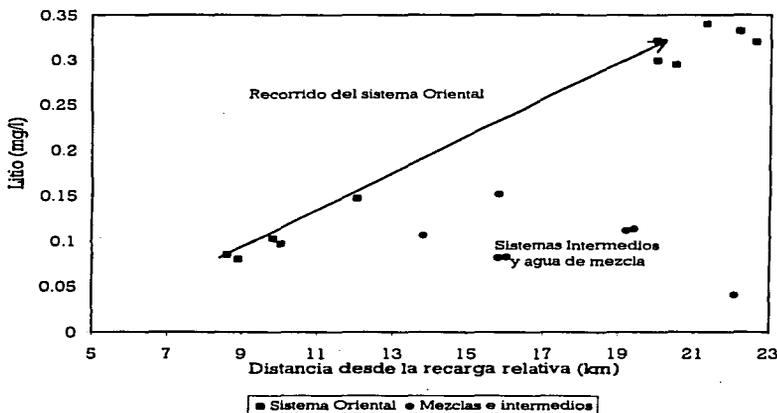
— LINEA DE SECCIÓN



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO	
FACULTAD DE INGENIERÍA	
Figura 6.11	
Localización de la sección hidrogeométrica	
ANGÉLICA MOLINA MALDONADO	
TESIS PROFESIONAL	1996

distancia considerada en todos los casos es relativa, debido a que no se conoce con precisión la posición de la zona de recarga.

Figura 6.12: Relación Distancia-Litio



En la figura 6.12 se observa una tendencia claramente lineal para la mayoría de los pozos, con excepción de los pozos R52, R10, CA130, P30, P33, P34, P36; cuyas aguas fueron clasificadas hidrogeoquímicamente, como pertenecientes a sistemas intermedios o bien como aguas de mezcla, por lo que el tiempo de residencia es menor al que se esperaría dentro del patrón de flujo del sistema regional oriental. Por tanto, estas aguas de sistemas intermedios y de mezcla se eliminaron de la sección hidrogeoquímica del sistema oriental y en la gráfica de la figura 6.13 se muestran la relación litio-distancia relativa desde la descarga del sistema regional denominado oriental.

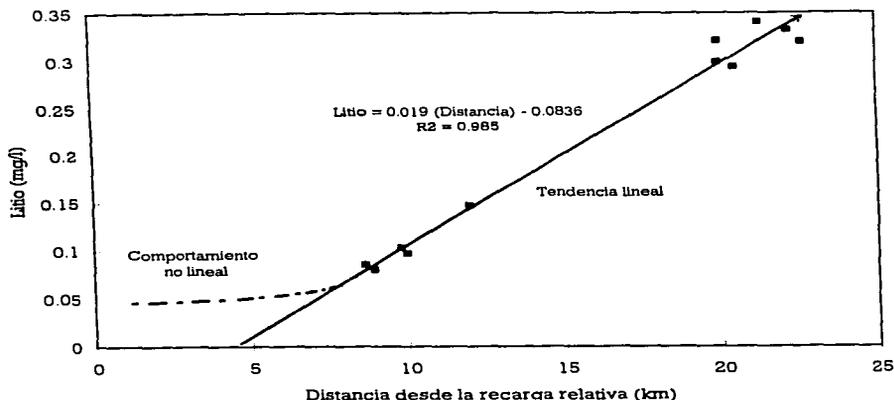
De acuerdo a lo observado en la figura 6.13, se establecen diferentes interpretaciones:

i) todas las muestras de agua subterránea en la gráfica pertenecen a un solo sistema (regional oriental), donde algunas muestras presentan bajas

concentraciones de litio por ubicarse más cerca de la recarga y otras poseen mayor concentración de litio por tener mayor recorrido, o bien

ii) las muestras incluidas pertenecen a diferentes sistemas de flujo. Las muestras con bajo contenido en litio corresponden a sistemas intermedios o locales que circulan por el medio granular y las que contienen mayores concentraciones de litio, pertenecen al sistema regional, que circula por riolitas e ignimbritas fracturadas.

Figura 6.13: Relación Distancia-Litio (Sistema Oriental)



La segunda opción se consideraría válida, especialmente si se toma en cuenta que los pozos muestreados en la zona de Peñuelas penetraron únicamente en el material granular; sin embargo, la primera está respaldada por más evidencias, pues la hidrogeoquímica de los elementos mayores, la configuración de la conductividad eléctrica, las variaciones topográficas, las manifestaciones superficiales concuerdan con lo establecido empleando al litio como indicador. En cuanto al medio geológico, es válido pensar que las aguas muestreadas en los pozos de material granular, han circulado previamente en la roca fracturada y que el nuevo esquema de movimiento se debe a las modificaciones en la relación

medio ambiente-agua subterránea por proceso antropogénicos, que a su vez, han modificado los sistemas de flujo. Un cambio notable es el que se ha inducido al agua más profunda del sistema regional a reemplazar aquella que existía en el medio granular.

Por otro lado, la relación mostrada en la figura 6.13 es marcadamente lineal, por lo menos en el intervalo con muestras; la interpretación de la información, considera dos posibles comportamientos de la relación distancia de recorrido-concentración de litio en la muestra:

i) dicha relación sigue una tendencia lineal a lo largo de todo el patrón de flujo, o ii) la tendencia es no lineal, y se hace asintótica al eje X conforme se acerca al origen.

Si la tendencia es lineal, por medio de una regresión lineal, se puede conocer la longitud de recorrido del sistema así como ubicar el área de recarga del sistema; ello si se considera que el contenido de litio en el agua de lluvia que entra al subsuelo es, para fines prácticos, cero. (El pozo con menor concentración de este ion es 0.008 mg/l). En cambio, si la tendencia es no lineal, no se podrá conocer que tanto se prolonga la longitud del sistema, ni la distancia hasta la recarga.

Con la finalidad de obtener la mínima distancia de recorrido del sistema de flujo, se supuso válida la tendencia lineal como una primera aproximación. De este modo la tendencia lineal de la relación distancia relativa desde la recarga-concentración de litio, puede representarse por la recta:

$$\text{Litio (mg/l)} = 0.019 \text{ Distancia (km)} - 0.0836$$

De la ecuación de la recta se obtiene que a la concentración nula de litio le corresponde la distancia horizontal 4.4 km desde el punto arbitrario elegido como origen, lo que indica que i) el sistema regional recorre como mínimo 18 km, desde la zona de recarga hasta la zona de Ojo Caliente; ii) el área de recarga abarca aproximadamente un radio de 4.4 km alrededor del cerro de los Gallos.

Considerando los enormes volúmenes de agua extraídos en la zona de Ojo Caliente y a todo lo largo del sistema, se deduce que los volúmenes de agua

subterránea involucrados en este sistema son importantes, por lo que se espera que los volúmenes de recarga sean lo suficientemente grandes. Dado que la lámina de lluvia es del orden de 500 mm al año, se requiere de una extensa área de recarga; entonces ésta no puede considerarse puntual, y no necesariamente se restringe al área señalada en el párrafo anterior. Es muy probable que la zona de recarga se prolongue hacia el norte de Jalisco, lo que implicaría mayor extensión del sistema regional. Este razonamiento es congruente con la suposición de que la relación litio-distancia no necesariamente es lineal para todo el sistema.

VI.4.2 EVOLUCIÓN HIDROGEOQUÍMICA

A continuación se analizará la evolución química del agua subterránea a lo largo de la línea de flujo, así como el origen de los sólidos disueltos en el agua. Para ello se discutirán diversas gráficas X-Y en las que se muestra la relación entre la distancia relativa desde la recarga y la concentración de distintas especies o parámetros fisicoquímicos.

Aquí cabe recordar que conforme las aguas naturales circulan por el ciclo hidrológico, cambian su composición al disolver y reaccionar químicamente con los sólidos, líquidos y gases con los que entra en contacto. La química del agua subterránea generalmente es el resultado de la interacción entre el agua de precipitación y los minerales de las rocas. Las rocas volcánicas de la zona de estudio se caracterizan por la abundancia de matriz vítrea (80 %) con respecto a fenocristales (20 %); por lo que es probable que el enfoque clásico de disolución de minerales no sea aplicable en este caso, donde al parecer el agua reacciona predominantemente con la matriz vítrea.

Las rocas volcánicas de la zona de estudio, presentan textura porfídica con matriz vítrea abundante, lo que indica el rápido enfriamiento posterior a su extrusión. Lipman *et al* (1979) señalan que la disposición de los elementos traza en las rocas ígneas, es función de la velocidad de enfriamiento de la roca fundida. En las rocas volcánicas ácidas, los elementos litófilos como boro, litio, flúor, berilio, estaño, zinc, plomo y uranio son abundantes debido a que quedan atrapados en la matriz vítrea, pues debido al rápido enfriamiento, no tienen tiempo de reemplazar otras especies dentro de las estructuras cristalinas de los minerales.

Por otro lado, es bien conocido que el vidrio volcánico es inestable y tiende a cristalizar por un proceso denominado desvitrificación. Los agentes más efectivos que facilitan la desvitrificación son alta temperatura y presencia de soluciones (en este caso agua subterránea) (Barker, 1983). La desvitrificación sucede en dos etapas, primero el vidrio se hidrata y se forma perlita por introducción de agua (probablemente como H^+ y OH^-) y luego otros iones, particularmente el sodio y el potasio, facilitan el crecimiento de los cristales. Los productos de la desvitrificación de un vidrio específico dependen parcialmente de la composición normativa de las rocas originales; por lo que en el caso de las rocas de la zona se esperan productos de desvitrificación al sílice y feldespatos. Sin embargo, cuando la temperatura de los fluidos en contacto con la roca, es del orden de 100 °C o menor, fases hidratadas (zeolitas, arcillas o cloritas) que no tienen contrapartes normativas, serán el producto de la desvitrificación (Barker, 1983).

Entonces, la interacción agua-roca ocasiona desvitrificación de la matriz vítrea de la roca volcánica, reacción que produce la formación de arcillas, que permanecen en la roca y la incorporación de solutos al agua subterránea.

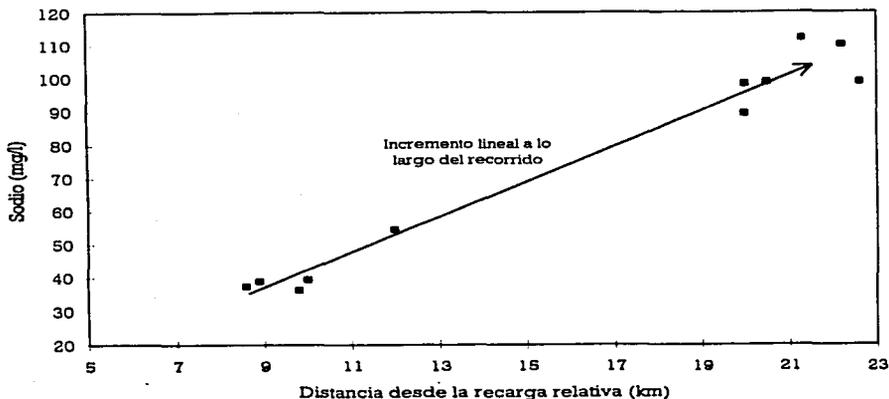
El origen de algunos elementos traza en las aguas naturales siempre ha sido controversial, pues si se trata de aguas con temperatura elevada, como las encontradas en campos geotérmicos, generalmente se acepta que por procesos naturales alcancen grandes concentraciones de estos elementos; mientras que, cuando se trata de acuíferos con temperaturas "normales", es común asignarles un origen externo, por contaminación antropogénica. La presencia de litio, rubidio, cesio, boro, fluoruro, arsénico y dióxido de carbono en aguas de alta temperatura fue considerado durante mucho tiempo como evidencia de la presencia de agua de origen magmático; sin embargo experimentos de Ellis y Mahon (1967) probaron que es posible obtener concentraciones similares a las observadas en los campos geotérmicos haciendo reaccionar las rocas del yacimiento con soluciones de agua caliente.

Entonces, no es de extrañarse que la figura 6.13 muestre claramente como el contenido de litio en el agua subterránea se incrementa conforme ésta circula por el subsuelo, ya que se estima que la presencia del litio se debe al intercambio entre el agua subterránea y la matriz vítrea de las rocas riolíticas e ignimbritas en donde es relativamente abundante. De todos los elementos litófilos que abundan

en las rocas ígneas ácidas de la zona de estudio, el litio es una especie muy móvil y presenta la propiedad de permanecer en solución una vez que se incorpora al agua subterránea, por lo que puede utilizarse para definir la interacción agua-roca.

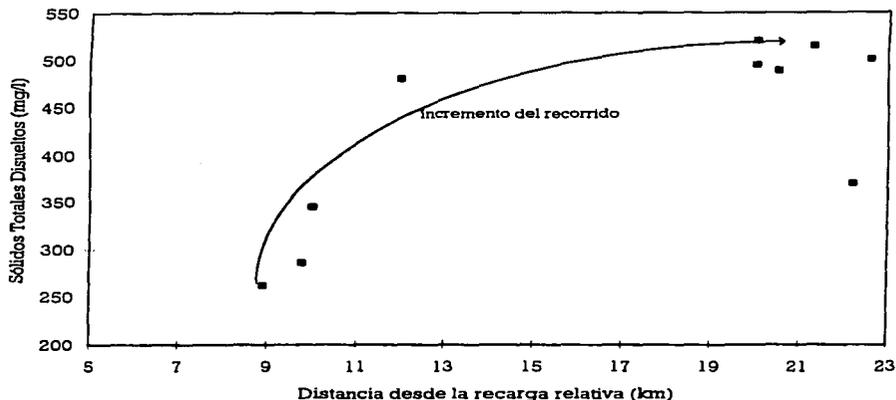
En la figura 6.14 se observa como el sodio, al igual que el litio, indica en forma lineal la evolución del sistema oriental. El sodio del agua subterránea se incrementa a lo largo de la línea de flujo, (ver diagrama de Piper, figura 6.20) ya que el sodio de la roca reacciona y es liberado al agua. Podría pensarse que el sodio se deriva de los fenocristales de las plagioclasas; sin embargo, la gráfica 6.4 que relaciona el sodio y el litio muestra claramente la relación lineal que guardan entre sí estas especies, lo que se interpreta como que ambos iones se derivan de la misma fuente. Por lo que se deduce que la roca ígnea que constituye el medio fracturado aporta el ion sodio predominantemente cuando el agua subterránea reacciona con la matriz vítrea de la roca.

Figura 6.14: Relación Distancia-Sodio



En la figura 6.15 se observa claramente como los sólidos totales disueltos (STD) se incrementan conforme aumenta la distancia de recorrido, del mismo modo que lo hace la conductividad eléctrica (Figura 6.16). De acuerdo a la teoría de sistemas de flujo ambos son importantes indicadores de la evolución a lo largo de la línea de flujo. Su comportamiento corrobora la dirección del movimiento del agua subterránea para el sistema regional oriental.

Figura 6.15: Relación Distancia-Sólidos Totales Disueltos



La figura 6.17 presenta la variación de la temperatura medida a la descarga a lo largo de la línea de flujo. Probablemente las muestras 31 y 35, que al parecer se salen de la tendencia de incremento, alcanzaron altas temperaturas a profundidad y el ascenso por el material de doble porosidad permitió un enfriamiento mucho mayor al de las muestras de la zona de Ojo Caliente, donde el ascenso es rápido a través del medio fracturado.

En cuanto a la variación de sulfato y cloruro se observa en las figuras 6.18 y 6.19 su incremento conforme aumenta la distancia de recorrido. De acuerdo con

Figura 6.16: Distancia-Conductividad eléctrica

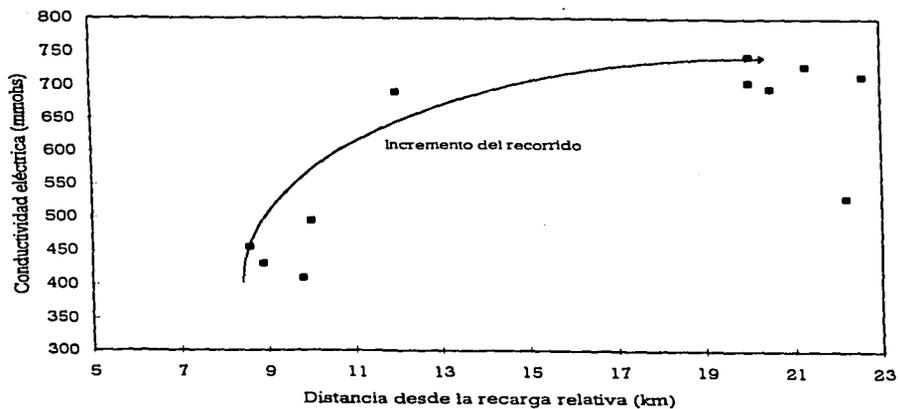


Figura 6.17: Relación Distancia-Temperatura

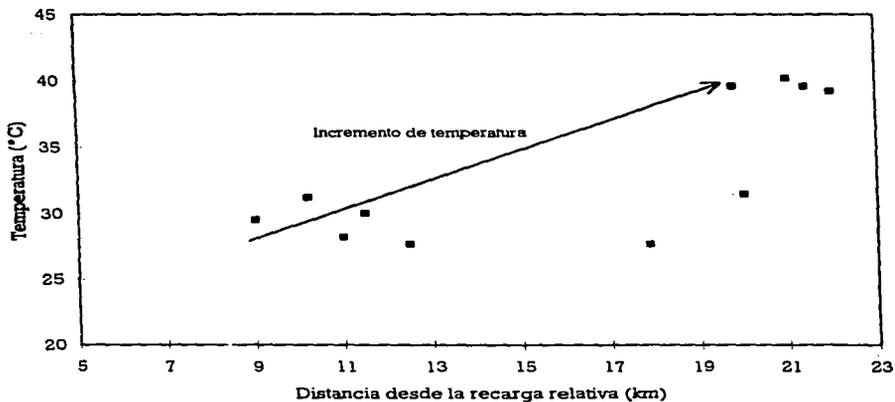


Figura 6.18: Relación Distancia-Sulfato

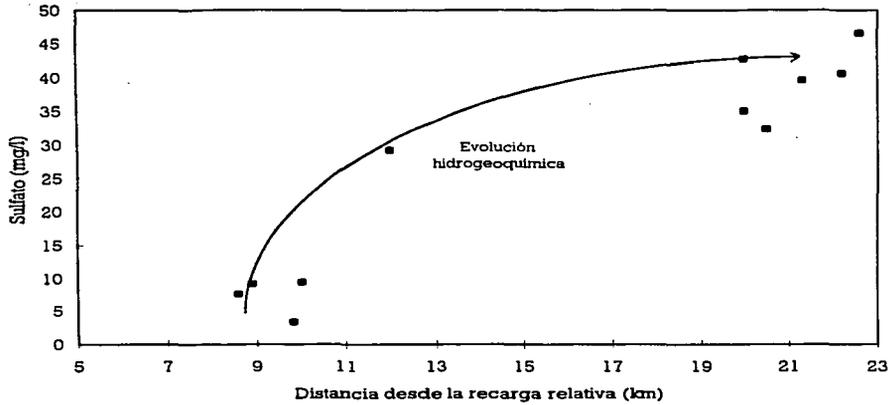
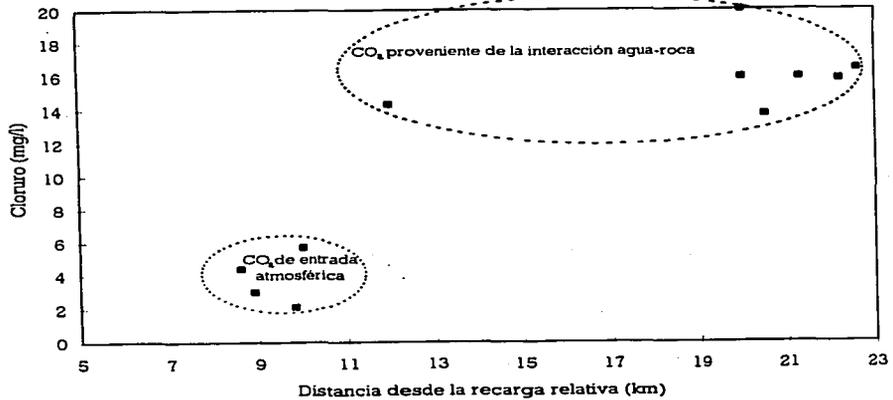
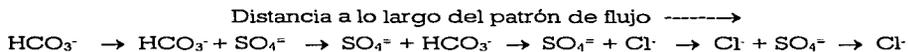


Figura 6.19: Relación Distancia-Cloruro



Chebotarev (1955), el agua subterránea tiende a evolucionar químicamente hacia la composición del agua de mar, siendo comunes los siguientes cambios regionales en los aniones dominantes:



Esta secuencia se debe evaluar desde el punto de vista geológico, pues intervienen variables como la calidad del agua inicial, el tipo de roca, tiempo de interacción agua-roca, tipo de conductividad hidráulica, procesos geoquímicos, así como la movilidad del elemento y la longitud del patrón de flujo, que hacen que esta secuencia no necesariamente se desarrolle completamente o en el orden indicado.

Tóth (1966) indicó la tendencia aparente de las aguas de un sistema de flujo de desviar su carácter químico desde el tipo bicarbonatada hacia la facies sulfatada, mientras que se mueve hacia las áreas de flujo ascendente. Esto significa que las aguas subterráneas evolucionan naturalmente de facies bicarbonatada en áreas de recarga a facies predominantemente sulfatadas o cloruradas en áreas de descarga (Ophori y Tóth, 1989).

Si bien toda el agua analizada corresponde al tipo bicarbonatado, debido a la composición química del medio geológico, en las figuras 6.18, 6.19 y en el diagrama de Piper de la figura 6.20 se observa una clara evolución con incremento en sulfato y cloruro con respecto a bicarbonato, a lo largo del patrón de flujo. Con base en ello se confirma que la dirección general de flujo planteada, es la correcta.

El sulfato disuelto en el agua subterránea no puede provenir de la disolución del yeso, como generalmente se establece, debido a que dicho mineral, no está presente en las rocas de la zona de estudio. El contenido de azufre en las rocas ígneas de este tipo generalmente varía entre 100 y 500 ppm y se encuentra en forma de sulfuros. Los sulfuros se oxidarán, cuando menos parcialmente, en contacto con agua que contiene oxígeno disuelto, lo que conduce a la formación de sulfatos.

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO

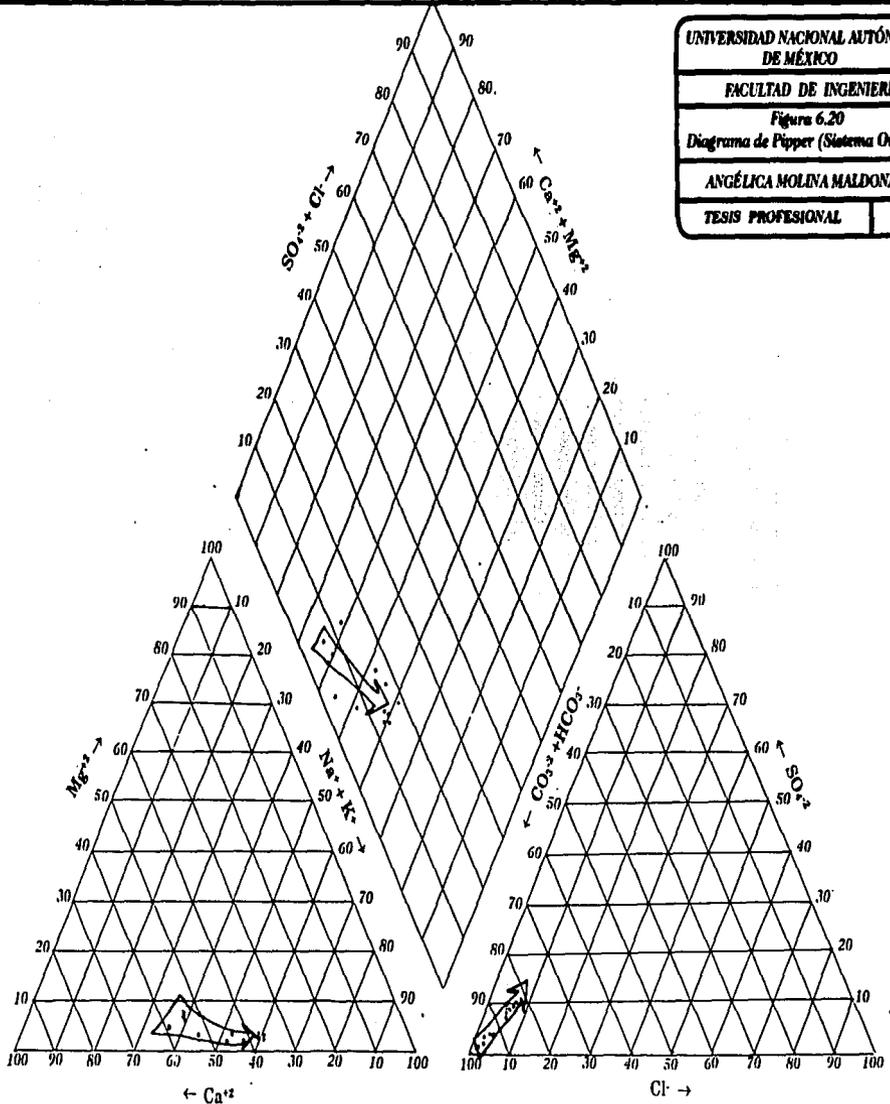
FACULTAD DE INGENIERÍA

Figura 6.20
Diagrama de Piper (Sistema Oriental)

ANGÉLICA MOLINA MALDONADO

TESIS PROFESIONAL

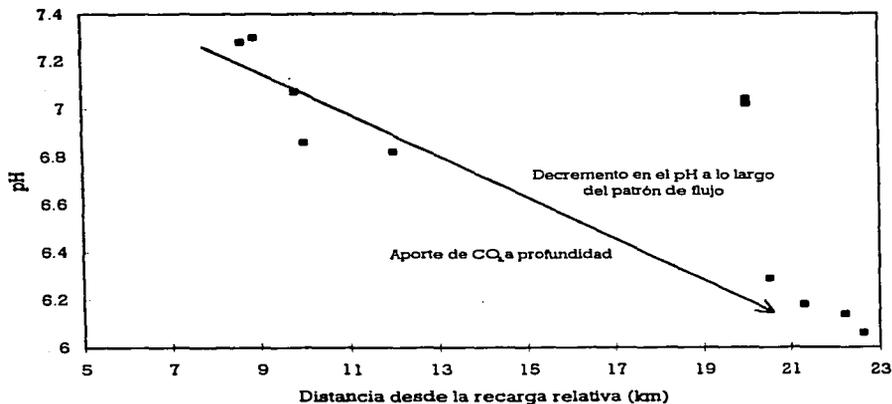
1996



En cuanto al cloruro, los experimentos de interacción agua-roca a alta temperatura, realizados por Ellis y Mahon (1967), demostraron que este ion es fácilmente liberado por las rocas ígneas, lo que sugiere que no se encuentra dentro de la estructura de los silicatos, sino en la superficie de la roca; las rocas masivas vítreas fueron las que liberaron menos cloruro, lo que explica las bajas concentraciones observadas en el agua subterránea de la zona de estudio.

La figura 6.21, relación distancia relativa desde la recarga-pH, muestra claramente como el pH disminuye a todo lo largo de la línea de flujo del sistema oriental. Generalmente ocurre lo contrario, conforme aumenta el recorrido del agua subterránea se van consumiendo los iones H^+ presentes en ella a través de las reacciones roca-agua, por lo que el pH se incrementa, es decir el agua se hace más alcalina. En la zona de estudio se observa que las aguas pertenecientes a los sistemas regionales, cuya profundidad alcanzada y recorrido son mayores, presentan pH menores que los sistemas intermedios, y tal como se observa en la figura 6.21 para todas las muestras.

Figura 6.21: Relación Distancia-pH

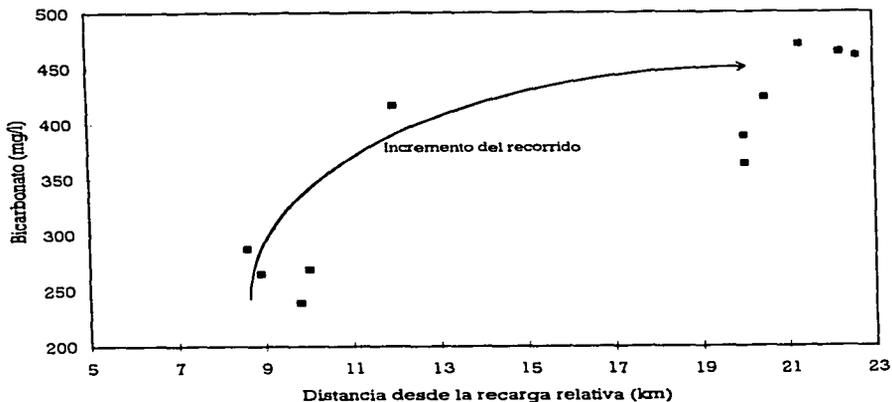


La reducción de pH se explica mediante el incremento de CO_2 al sistema. Esto es, además del CO_2 disuelto en el agua en su paso por la atmósfera y el suelo, hay en el subsuelo un aporte de esta especie que permite el incremento de iones hidrógeno a partir de la reacción: $\text{H}_2\text{O} + \text{CO}_2 \rightarrow \text{H}_2\text{CO}_3 \rightarrow \text{H}^+ + \text{HCO}_3^-$

De acuerdo con estudios de ^{13}C el CO_2 posiblemente sea de procedencia magmática (Cardona, 1996 comunicación personal). Y al parecer, entre mayor profundidad alcanzan los sistemas de flujo menor es el pH, lo que implica mayor aporte de CO_2 .

El bicarbonato en el agua subterránea de la zona de estudio, también se origina por disolución de CO_2 , que forma ácido carbónico, que a su vez se disocia en iones hidrógeno y iones bicarbonato. Por ello, el bicarbonato se incrementa a lo largo del patrón de flujo como lo demuestra la figura 6.22.

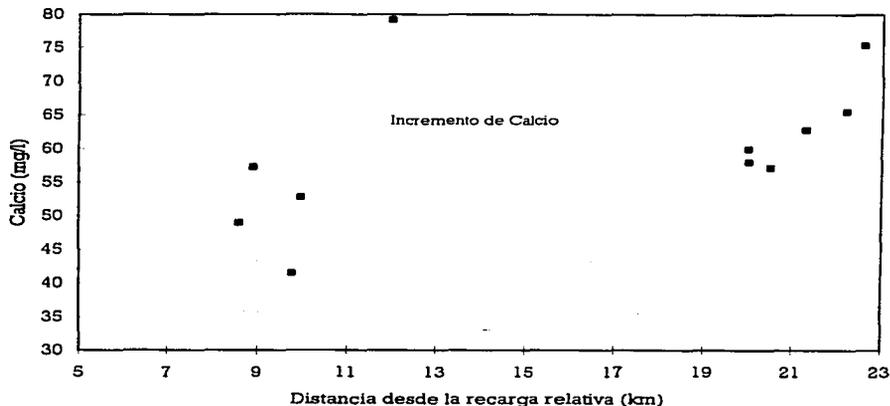
Figura 6.22: Relación Distancia-Bicarbonato



La figura 6.23 señala la relación entre la distancia y el calcio; en ella se observa que conforme el recorrido del sistema aumenta, a lo largo del patrón de flujo, el contenido de calcio en el agua subterránea se incrementa. El calcio en el

agua subterránea depende del índice de saturación con respecto a la calcita; el cual está regido por la presión de CO_2 . En la gráfica se observa que la muestra R49 tiene una elevada concentración de calcio.

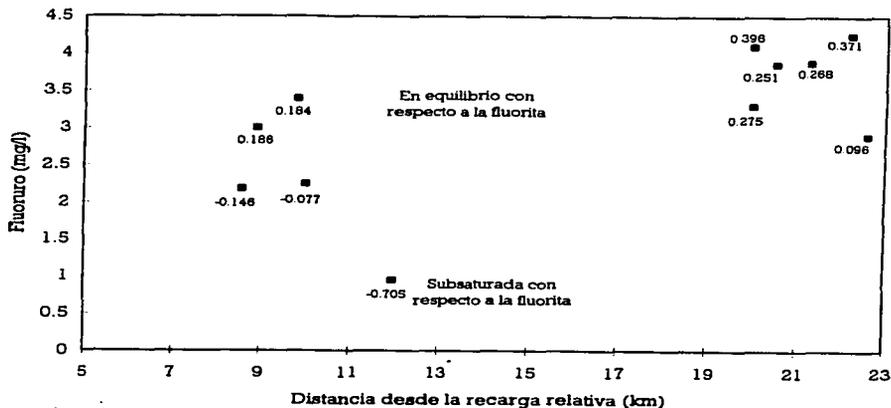
Figura 6.23: Relación Distancia-Calcio



La figura 6.24 muestra la relación distancia relativa-concentración de fluoruro en el agua subterránea; en ella se observa que el comportamiento del fluoruro a lo largo del patrón de flujo aparentemente se incrementa, sin embargo, no sigue una tendencia marcada, como el resto de las especies analizadas. Más adelante, en este mismo capítulo, se discuten con detenimiento los procesos que controlan el fluoruro en el agua subterránea. Por el momento, se adelanta que probablemente la concentración de fluoruro en el agua subterránea, esté controlada por el índice de saturación con respecto a la fluorita, por lo que depende del contenido de calcio disuelto. Lo anterior indica que la fluorita precipitará si existe suficiente calcio disponible en el agua subterránea. En la gráfica 6.24 se indica, para cada muestra, el índice de saturación con respecto a la fluorita. Se observa que la muestra R49 no concuerda con la tendencia general debido a que está subsaturada con respecto a la fluorita. La mayoría de las muestras están en equilibrio con

respecto a esta fase mineral. Aún dentro del equilibrio, se incrementa este índice de saturación y el contenido de fluoruro a lo largo del patrón de flujo. Esto se debe a que el incremento en la temperatura del agua subterránea, provoca mayor solubilidad y el incremento en la profundidad, mayor cercanía con las rocas volcánicas o al manto de donde, posiblemente, proviene el CO_2 .

Figura 6.24: Relación Distancia-Fluoruro



VI.5 PROCESOS QUE CONTROLAN LA PRESENCIA DEL FLUORURO EN EL AGUA SUBTERRÁNEA

Es conocido que las aguas subterráneas del valle de Aguascalientes tienen concentraciones altas de fluoruro; lo que constituye un grave problema de salud pública.

Hem (1970) y Forbes *et al* (1974), indican que en las rocas ígneas ácidas, el fluoruro se presenta consistentemente, alcanzando un promedio de 750 ppm. Se desconocen las concentraciones de fluoruro en las rocas volcánicas del área; pero en San Luis Potosí, para algunas formaciones de similar composición, litología y

edad, Tristán (1986) reporta que son ricas en flúor (> 0.2 % en peso). También se carece de evidencias sobre la ubicación del fluoruro en las rocas de la zona de estudio, pero las características litológicas sugieren que se encuentra en la matriz vítrea, como se ha indicado previamente. Lo cual es congruente con la observación de Robertson (1985), quien indica que el fluoruro es muy abundante en los vidrios volcánicos de algunas zonas de Arizona.

El fluoruro entra al agua subterránea al igual que el litio y el sodio, derivándose de la matriz vítrea de las rocas volcánicas, al ocasionarse la desvitrificación de la matriz por la interacción agua-roca.

En el valle de San Luis Potosí, Carrillo-Rivera *et al* (1996) han establecido una relación directa entre las mayores concentraciones de fluoruro y agua perteneciente a sistemas de flujo regional que circula por rocas volcánicas fracturadas; las zonas con agua subterránea que presentan contenidos de fluoruro mayores a 2.5 mg/l, se correlacionan, en ese mismo valle, directamente con agua de temperatura mayor a 30 °C; ésta se extrae en pozos ubicados cerca de lineamientos estructurales. En el material de relleno de la fosa tectónica de San Luis Potosí, las concentraciones de fluoruro son menores a 0.5 mg/l y se asocian a temperaturas entre 23 y 26 °C.

En cambio, para la zona de estudio de la presente tesis, la concentración de fluoruro no muestra una relación directa con la temperatura del agua subterránea, como se observa en la figura 6.25; ni con el tiempo relativo de residencia, según lo muestra la relación litio-fluoruro, (figura 6.26). Esto es, no existe la tendencia lineal de incremento de acuerdo con los sistemas de flujo definidos. Por ejemplo, para los sistemas regionales, los valores de fluoruro menores a 2 mg/l se relacionan con agua de temperatura menor a 32°C, pero para temperaturas de ese orden, también existen concentraciones de fluoruro mayores a 4 mg/l. Sin embargo, el medio geológico por donde circula el agua subterránea, sí presenta el mismo comportamiento de la concentración de fluoruro observado en San Luis Potosí. Las concentraciones de alrededor de 1 mg/l, se asocian a zonas donde el agua subterránea circula preferentemente por material granular. Las mayores concentraciones de fluoruro se asocian con agua subterránea que circula por rocas volcánicas.

Figura 6.25: Relación Temperatura-Fluoruro

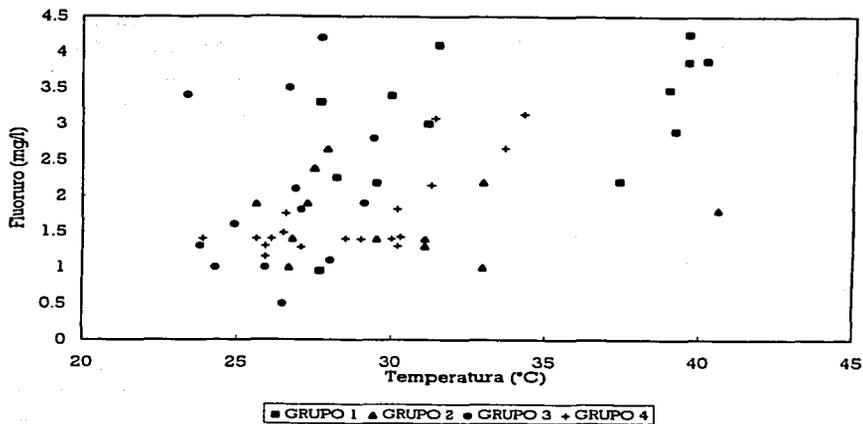
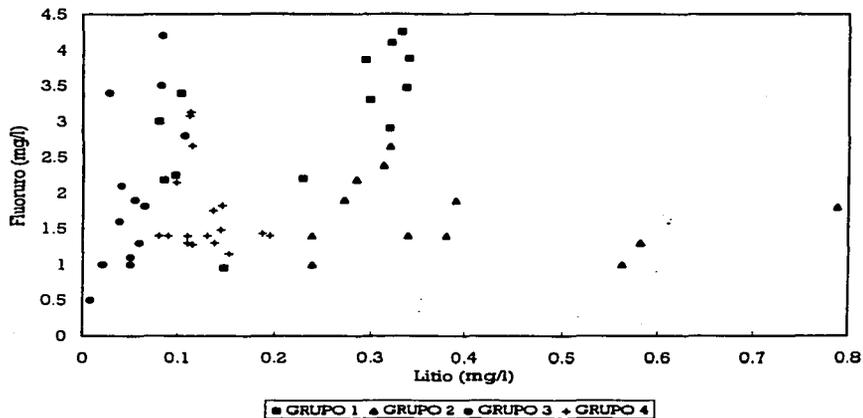


Figura 6.26: Relación Litio-Fluoruro



La diferencia en el comportamiento y distribución del fluoruro entre el valle de San Luis Potosí y la zona de Aguascalientes, permite suponer que en la última, existen controles geoquímicos que condicionan su concentración. Con la finalidad de comprender estos controles, es necesario estudiar las variaciones en el contenido de fluoruro a lo largo de los sistemas de flujo. A continuación se analizan las concentraciones de fluoruro en relación a las líneas de flujo definidas para los diferentes sistemas.

En el sistema regional oriental, el fluoruro presenta concentraciones mayores a 2 mg/l (2.18 a 4.10 mg/l), desde la zona de recarga (litio < 0.10 mg/l), hasta la zona de descarga (litio \approx 0.32 mg/l); los valores menores a 0.2 mg/l que se observan corresponden a mezclas de ese sistema regional con agua de sistemas de flujo intermedio.

Para el sistema de flujo regional del occidente, donde el litio es menor a 0.32 mg/l, las concentraciones de fluoruro en el agua son mayores a 2 mg/l (2.19-2.65 mg/l), sin embargo, el agua con mayor tiempo de residencia relativa (0.32 < litio < 0.788 mg/l), tiene concentraciones de fluoruro que varían de 1 a 1.8 mg/l. La disminución en la concentración de fluoruro con el aumento de interacción agua-roca en este sistema de flujo, sugiere que existen reacciones químicas o procesos, que de manera natural "eliminan" esta especie del agua subterránea.

Todas estas características en el comportamiento del fluoruro sugieren un control de tipo geoquímico en la concentración del fluoruro disuelto. Existen varios factores geoquímicos que pueden afectar la presencia de ciertas especies en el agua subterránea: i) abundancia relativa de la especie en la roca, ii) reacciones de intercambio o de adsorción-desadsorción, iii) controles de solubilidad determinados por el pH-Eh del medio y iv) controles relacionados a la solubilidad de minerales.

Para aguas en contacto con rocas intrusivas de composición granítica Edmunds, *et al* (1984) en Gran Bretaña y Nordstrom *et al* (1989) en Suiza, señalan que la concentración de fluoruro está controlada por la solubilidad de la fluorita (CaF_2) e indican la importancia de la geoquímica de los carbonatos en la concentración de calcio. Handa (1975) en India y Robertson (1985) en Arizona, puntualizan que las mayores concentraciones de fluoruro coinciden con las

menores de calcio, lo que propone un control de solubilidad con respecto a la fluorita.

La importancia del tipo de roca, en función de la disponibilidad de fluoruro, y la abundancia de esta especie en el agua subterránea, queda claramente ejemplificada por Deutsch et al (1982), quienes señalan que en la meseta de Columbia, Washington, constituida por basaltos (roca con menor contenido de fluoruro que las riolitas o granitos), el agua subterránea se encuentra subsaturada con respecto a la fluorita. En el valle de México, donde abundan rocas basálticas, Cardona y Hernández (1995) llegan a la misma conclusión.

De este modo, se supone que en el estado de Aguascalientes, los controles más importantes para el fluoruro disuelto son el medio geológico y la solubilidad con respecto a la fluorita, y por tanto, las concentraciones de calcio son fundamentales en su evolución.

Para condiciones de equilibrio con respecto a la fluorita, bajas concentraciones de calcio permiten valores relativamente altos de fluoruro, de acuerdo a la ley de acción de masas y al producto de solubilidad de la fluorita o constante de equilibrio:



$$K_{sp} = [\text{Ca}^{+2}][\text{F}^-]^2 = 10^{-10.57}$$

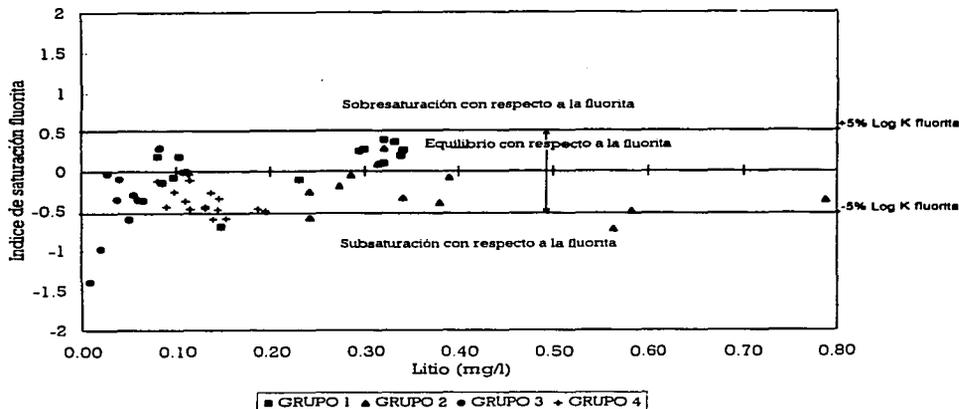
donde K_{sp} = producto de solubilidad de la fluorita a 25° C,
[] = actividades del ion

Es importante hacer notar que como el producto de solubilidad es proporcional a la actividad del fluoruro al cuadrado, en condiciones de equilibrio, a bajas concentraciones de calcio el fluoruro será relativamente alto. La adición de más calcio a partir de un mineral que lo contenga, permitirá la precipitación de la fluorita reduciendo la concentración de fluoruro en el agua subterránea.

En la figura 6.27, se puede apreciar que la mayor parte de las muestras de agua están dentro de la franja que indica equilibrio, de acuerdo con Jenne et al,

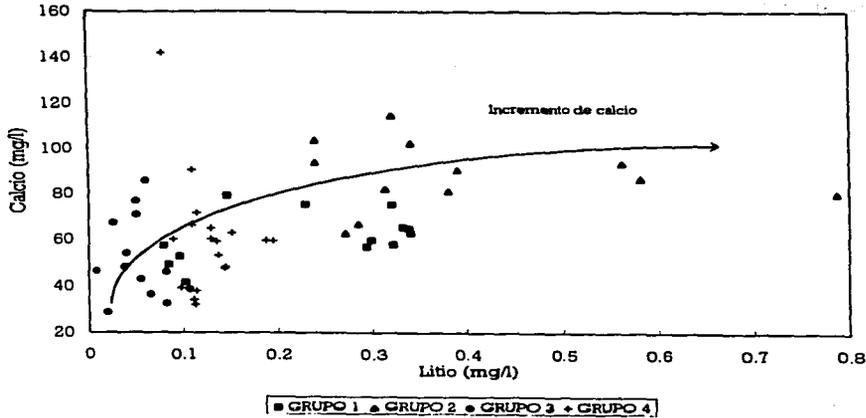
(1980) (Ver anexo 1), con respecto a la fluorita; en todas ellas el control del fluoruro es de tipo solubilidad. Las muestras subsaturadas con respecto a la fluorita, son aquellas que presentan las menores concentraciones de fluoruro disuelto, de 0.95 a 1.30 mg/l, debido a los bajos valores del fluoruro disponible en la roca por donde circula el agua. Así por ejemplo, los sistemas intermedios, que circulan por el material granular y durante tiempos relativamente cortos, se encuentran subsaturadas con respecto a la fluorita, y las concentraciones de fluoruro disuelto son menores a 1 mg/l. Para el sistema regional del occidente, tal y como lo predice la teoría, las mayores concentraciones de fluoruro coinciden con las menores de calcio, conforme aumenta el calcio a lo largo de la línea de flujo disminuye el fluoruro.

Figura 6.27: Lítio-Índice de saturación con respecto a la fluorita

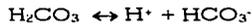
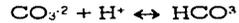


La relación litio-calcio (figura 6.28) indica que, el aumento en la interacción agua-roca trae consigo un incremento en la concentración de calcio disuelto en el agua subterránea.

Figura 6.28: Relación Litio-Calcio



Dada la importancia del calcio en el control del fluoruro, es necesario considerar que la concentración del primero en el agua subterránea, está controlada por la solubilidad con respecto a la calcita. Esta depende directamente de la presión de CO_2 . De acuerdo a lo obtenido de las siguientes reacciones:



se obtiene una relación simple entre la concentración de Ca^{+2} y la presión de CO_2 , por disolución de calcita (Appelo y Postma, 1993) dada por:

$$[\text{Ca}^{+2}][\text{HCO}_3^{-}]^2 / \text{PCO}_2 = 10^{-5.8}$$

El incremento de CO₂ registrado a profundidad, permite que el contenido de calcio en el agua aumente, manteniéndose el equilibrio con respecto a la calcita.

Como la concentración de calcio, tiende a incrementarse paulatinamente, la concentración de fluoruro disminuye. Este hecho es más notable en las inmediaciones de la zona de descarga del sistema regional occidental, cuando el agua subterránea pasa del medio fracturado al medio granular, en donde se enfría e incrementa su concentración de calcio (reequilibrio a menor profundidad). Por otro lado, el agua de los sistemas de flujo regional que son explotados directamente del medio fracturado, tienen mayor cantidad de fluoruro disuelto, debido a que el flujo de agua es rápido y previo a su extracción no tiene oportunidad de enfriarse y de reequilibrarse completamente a las nuevas condiciones.

VI.6 PROFUNDIDAD DE CIRCULACIÓN DEL SISTEMA REGIONAL ORIENTAL

En el capítulo IV se han establecido las consideraciones teóricas que permiten la aplicación de geotermómetros para obtener la profundidad de circulación del sistema regional oriental. A partir de la temperatura de equilibrio a profundidad, obtenida mediante geotermómetros, y una estimación del gradiente geotérmico local, es posible conocer la profundidad de circulación y con ello la configuración vertical de los sistemas de flujo regional.

El primer grupo de datos, presentados en la tabla 5.3, representa el miembro extremo del sistema regional oriental (zona de Ojo Caliente); estos se asocian a zonas de descarga regional, por lo que se estima que pasaron previamente por la zona más profunda del sistema. El segundo grupo se conforma por las muestras pertenecientes al mismo sistema regional, pero en zonas de recarga-tránsito, por lo que se espera que sus temperaturas de equilibrio sean menores.

Para el agua del sistema oriental en la zona de descarga, los valores de temperatura de equilibrio correspondientes a los geotermómetros de calcedonia (83.8° C), Na-K-Ca (73.8° C) y K/Mg (82.9), oscilan en un pequeño intervalo. La similitud entre estos valores, sugiere que de todos los polimorfos del sílice

considerados, la calcedonia es la que controla la concentración de sílice disuelta, por lo menos en la descarga. Idea que es congruente con Arnorsson (1970), quien señala que para temperaturas de equilibrio menores a 110 °C, este polimorfo controla la concentración de sílice disuelta. Además, fuera de la zona de estudio, en la región entre Ojuelos y San Luis Potosí, se han encontrado evidencias de campo y laboratorio que indican la presencia de calcedonia en rocas de similar composición y edad.

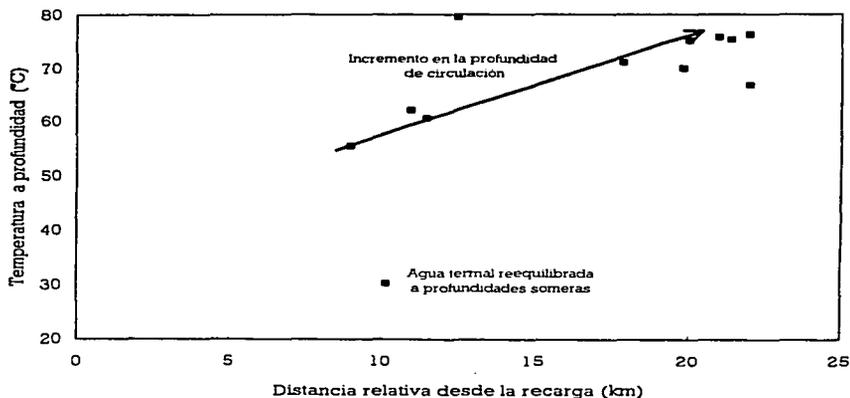
Para la zona de tránsito del sistema oriental el geotermómetro de la calcedonia proporciona temperaturas que evidencian que la calcedonia no es el polimorfo que controla la solubilidad del sílice en esta porción del sistema. Entonces se consideraron geotermómetros de otros polimorfos: α crystalita, β crystalita y sílice amorfo. Ninguno de ellos rindió temperaturas congruentes con los otros geotermómetros, por lo que se deduce que la solubilidad del sílice no está controlada por ninguno de los polimorfos considerados.

Muffler (1979) sugiere que el cuarzo controla las concentraciones de sílice sólo a temperaturas mayores de 180 °C; además Fournier (1981) indica que el geotermómetro de cuarzo trabaja mejor a temperaturas mayores de 150° C. Esta evidencia indica que en los sistemas de flujo de la zona de estudio, el cuarzo no controla la concentración de la sílice disuelta en ninguna de las muestras de agua subterránea, y por tanto los resultados del geotermómetro de cuarzo (alrededor de 110 °C) se muestran sólo como referencia. En las rocas riolíticas de la zona de estudio la mayor parte del sílice se presenta como vidrio volcánico (matriz vítrea); cuando la temperatura del agua que provoca su desvitrificación es del orden de 100 °C o menores, los productos esperados son zeolitas, arcillas o cloritas y no cuarzo (Barker, 1983).

La solubilidad de la sílice en los sistemas de flujo regional de la zona de estudio, está controlada por la calcedonia o por algún otro polimorfo de sílice, que es un producto inestable de la disolución y alteración de la matriz vítrea de la roca. Esta alteración forma parte de un proceso de desvitrificación natural de las rocas volcánicas. De acuerdo con las temperaturas sugeridas por los geotermómetros (menores a 100°C), el proceso de desvitrificación, no resultará en formación de minerales autigénicos como el cuarzo y feldespato; pero sí en la transformación de la matriz vítrea en arcillas de diferentes tipos.

En la gráfica de la figura 6.29 se observa la variación de la temperatura determinada a profundidad mediante el geotermómetro de Na-K-Ca, a lo largo de la línea de flujo del sistema oriental. En ella se observa un evidente ascenso en la temperatura del agua subterránea a lo largo del patrón de flujo, lo que indica el incremento en la profundidad de circulación. Este comportamiento es similar para los dos geotermómetros de K/Mg. La temperatura determinada para la muestra CE28 por los geotermómetros Na-K-Ca (30.31°C), K/Mg_c (52.32°C), K/Mg_f (16.53°C) es marcadamente menor. Esto indica que corresponde a agua termal reequilibrada a profundidades someras, dentro del material granular. En la figura 6.29 se observa que en la zona de tránsito del sistema oriental, la profundidad máxima no ha sido alcanzada por el flujo subterráneo, pues la temperatura del agua para todos los geotermómetros es menor a la determinada para las muestras pertenecientes a la descarga del sistema.

Figura 6.29: Temperatura a profundidad (Na-K-Ca) a lo largo del Sistema Oriental



Los resultados del geotermómetro de K-Mg_c (82.9°C) para la descarga del sistema oriental son congruentes con los de calcedonia. Giggenbach (1988) indica

que este geotermómetro tiene una gran velocidad de reequilibrio, por lo que sus resultados se pueden considerar aceptables, de acuerdo con las temperaturas involucradas. El geotermómetro de K/Mg_F es el que sistemáticamente rinde menores temperaturas de equilibrio, por lo que probablemente representa la mínima temperatura de equilibrio a profundidad, es decir, acota el extremo inferior de las temperaturas de equilibrio. Por lo que se infiere, que a profundidad la temperatura máxima alcanzada es por lo menos del orden de $67^\circ C$.

Fouillac y Michard (1981) señalan que los resultados del geotermómetro Na/Li generalmente son aceptables porque durante el ascenso de la solución, la relación difícilmente es modificada, a diferencia del geotermómetro de litio que es afectado por separación de vapor y/o mezcla con agua somera. Sin embargo, para la zona de estudio, los resultados de los geotermómetros de Na/Li y Li indican temperaturas muy diferentes a las sugeridas por los otros geotermómetros. La similitud entre el geotermómetro de cuarzo y el litio para el sistema oriente es fortuita, ya que para las temperaturas involucradas, el cuarzo no controla la sílice disuelta en el agua subterránea.

El litio es un elemento de alta movilidad geoquímica y al principio del ciclo geoquímico, las rocas tienden a liberarlo. Generalmente no es afectado por la formación de minerales secundarios, es decir difícilmente es removido de la solución e indica la intensidad de la interacción agua-roca. Por esta razón, Fouillac y Michard (1981) consideran , que el litio se comporta en las aguas termales como un elemento soluble, que a profundidad no es afectado por ninguna reacción de adsorción y/o precipitación. Un proceso que puede concentrar el litio en el agua, es la separación de agua/vapor durante el ascenso. Al respecto Arnorsson (1970) menciona que cuando las temperaturas no son mucho mayores a los $100^\circ C$, la porción de vapor que se separa del líquido es menor al 10 %, lo que sugiere que las altas temperaturas que indica el geotermómetro no son producto de la concentración de esta especie, debido a que exista a profundidad, separación de vapor del agua subterránea.

Las temperaturas relativamente más altas, obtenidas para los geotermómetros de Li y Na/Li marcan dos posibles modelos conceptuales:

i) la temperatura de equilibrio que rinde el geotermómetro de litio, indica la temperatura máxima que alcanza el agua en la parte más profunda del sistema

regional analizado. Las temperaturas de los otros geotermómetros (calcedonia, K-Mg, Na-K-Ca) resultan de reequilibrios a menores temperaturas (profundidades). Esto indica que los resultados del geotermómetro de Na/Li no tiene ningún significado, ya que no existe equilibrio a una misma temperatura para estas especies.

ii) Las concentraciones de litio disuelto en el agua subterránea son resultado de una prolongada interacción agua-roca a la temperatura que sugieren los geotermómetros de calcedonia, Na-K-Ca y K-Mg. Desde el punto de vista geoquímico, es poco probable que un mineral de litio controle las concentraciones de esta especie, ya que son muy raros en sistemas hidrotermales (Fouillac y Michard, 1981), entonces no existe ningún impedimento para que la concentración de litio se incremente con el tiempo de residencia del agua, independientemente de la temperatura.

De acuerdo a la geoquímica del litio es muy probable que, para la zona de estudio, las concentraciones de este ion en el agua subterránea no sean función de la temperatura, sino del tiempo de residencia. Ello se comprueba al considerar que el reequilibrio a menor temperatura, determinado por los otros geotermómetros, en la muestra CE28, no se registra con los geotermómetros de litio. Al no cumplirse la suposición básica de que las reacciones a profundidad deben ser dependientes de la temperatura, el geotermómetro de litio y el de sodio/litio no pueden ser aplicados en la zona de estudio. Por lo que debe desecharse el primer modelo conceptual y aceptarse como válido el segundo.

En lo que respecta al gradiente geotérmico local, a la fecha no se tiene conocimiento de su distribución espacial. Gradientes de temperatura medidos en Zacatecas y Chihuahua en rocas volcánicas de similar composición y edad, varían entre $31.5^{\circ} \pm 3.65$ y 39.3°C/km (Smith et al, 1979). Considerando que la temperatura a profundidad es del orden de 80°C y que el agua al ingresar al sistema de flujo tiene una temperatura del orden de 17°C , entonces se puede suponer que la profundidad mínima de circulación que tiene el sistema de flujo analizado oscila entre 1.6 y 2.2 km. Localmente no se tiene una estimación del espesor de la secuencia volcánica, pero esa profundidad de circulación es congruente con el espesor estimado del paquete volcánico Terciario en otras partes de la Sierra Madre Occidental.

VI.7 EVOLUCIÓN DE LA TEMPERATURA EN EL TIEMPO

A lo largo de este trabajo, se ha mencionado varias veces que los sistemas de flujo originales, han sido modificados por la intensa extracción del agua subterránea realizada mediante pozos de bombeo. Es necesario reconocer cómo y en qué medida han ocurrido estas modificaciones a través del tiempo.

Con base en las consideraciones teóricas, los resultados obtenidos en la caracterización de los sistemas de flujo y la disponibilidad de datos para diferentes tiempos, la temperatura del agua subterránea puede considerarse como un parámetro útil para conocer la evolución de los sistemas de flujo a través del tiempo.

En esta tesis se ha establecido previamente, que de acuerdo a los sistemas de flujo observados, la componente vertical ascendente del agua subterránea es importante en la zona de estudio. Por otro lado, se ha construido la configuración espacial de la temperatura del agua subterránea para 1995, tanto en el plano horizontal (6.9), como en el plano vertical (figura 6.10).

Las investigaciones realizadas por el Instituto de Geofísica y la Subsecretaría de Ecología de Aguascalientes (1994) observaron la variación de la temperatura con respecto al tiempo de bombeo, durante la realización de pruebas de bombeo en pozos de la zona de estudio. Los resultados fueron un evidente incremento de temperatura con respecto al tiempo de bombeo. Situación similar a la observada en el valle de San Luis Potosí (Cardona, 1990; Carrillo-Rivera, 1992). Este hecho implica que durante el bombeo de los pozos se aumenta la velocidad de ascenso del agua termal. Es decir, el efecto natural del flujo vertical ascendente es ampliado por el bombeo de los pozos. La extracción ocasiona que el sistema profundo (con mayor temperatura) incremente su velocidad de llegada, debido a la disminución en la carga hidráulica en el pozo durante el bombeo.

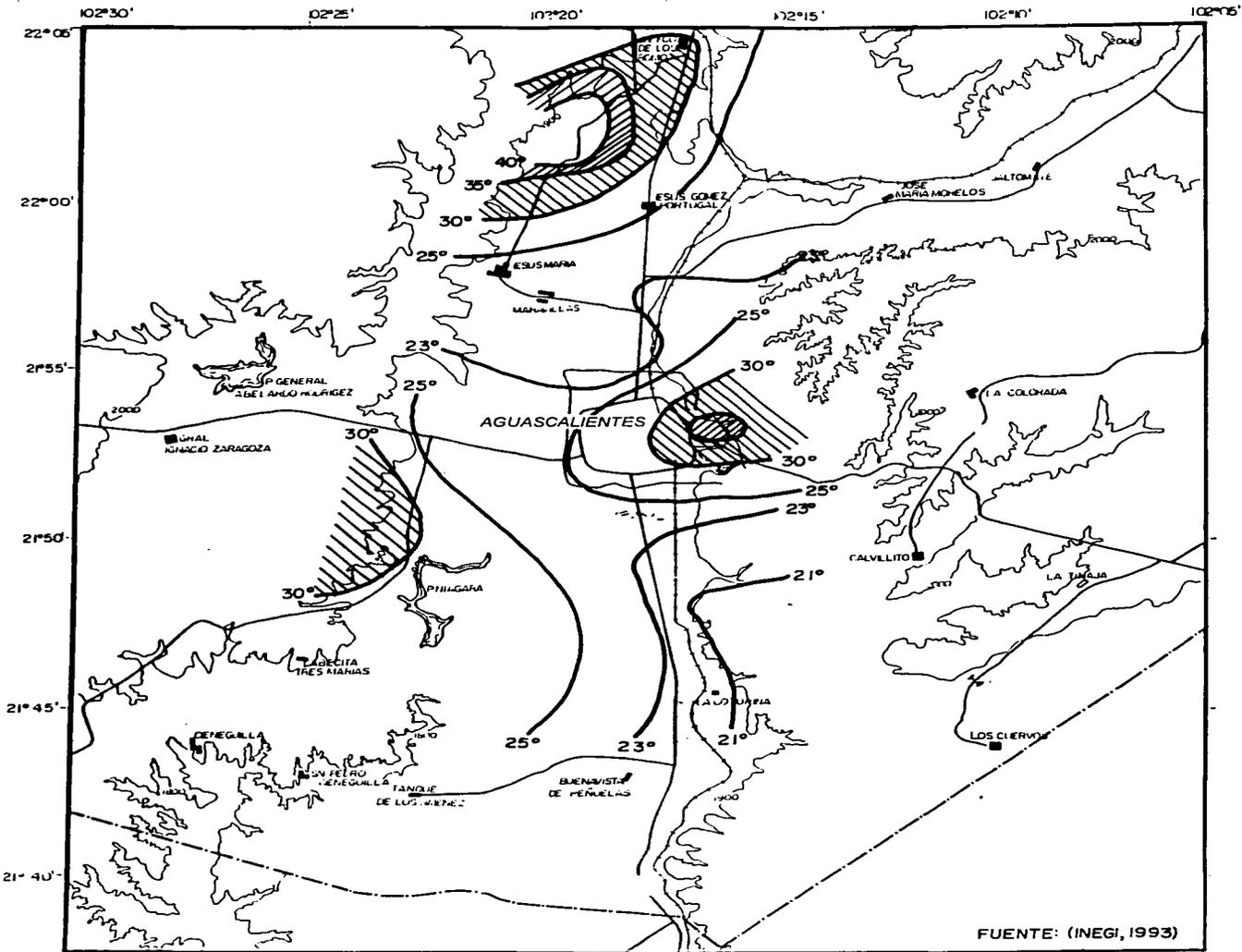
Otro aspecto que comprueba el efecto del bombeo sobre el agua termal, se aprecia si se comparan las configuraciones horizontales de las isotermas del agua subterránea para dos tiempos diferentes. La figura 6.9 muestra la distribución horizontal de la temperatura del agua subterránea para 1995 y la figura 6.30 (adaptada de INEGI 1993), muestra la configuración de las isotermas del agua

subterránea medida a la descarga en 1971. Comparando ambas figuras, es notorio que la temperatura del agua en 1971, era muy diferente a la temperatura medida para 1995. Esta diferencia sugiere que el bombeo para 1971 (921 pozos con 262×10^6 m³/año) afectó en menor grado el sistema profundo termal, que el bombeo actual (1865 pozos con 469×10^6 m³/año).

Deben mencionarse algunos aspectos que se consideraron al efectuar la comparación realizada entre los datos de temperatura de 1971 y 1995. La información no proviene de los mismos pozos; no es posible analizar la evolución en el tiempo de la temperatura por pozo, debido a que no se tiene un registro de cuáles y cuántos fueron los pozos utilizados en 1971. Para evitar desviaciones originadas por la metodología en la construcción de las isotermas de cada período, debido a que probablemente fueron realizadas con diferentes criterios, se utiliza en la descripción de la evolución de la temperatura, regiones o zonas con valores similares. Por otro lado, es probable que un número importante de las mediciones de 1995, se realizaran en pozos más profundos que los utilizados en 1971. De acuerdo con la información con que se cuenta, la relación profundidad-temperatura, en general no es directa, esto es, no necesariamente los pozos más profundos producen agua con mayor temperatura; como se mencionó anteriormente es más importante la litología atravesada por el pozo.

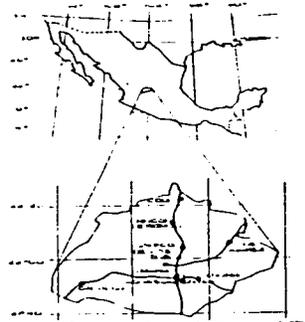
Para 1971, el agua subterránea cuya temperatura era mayor de 30° C, dentro de la zona de estudio, estaba restringida a pequeñas áreas: una en la porción central del valle, entre Jesús María y San Francisco de los Romo, y otra en la zona de Ojo Caliente, al oriente de la ciudad de Aguascalientes. En el resto de la zona con datos, las temperaturas oscilaban entre 20 y 25° C, con unas pequeñas porciones con temperaturas entre 25 y 30°C.

La figura 6.9 señala que para 1995, las áreas en donde se extrae agua con temperatura mayor a 30° C se han incrementado. Este hecho sugiere que una extracción de agua subterránea mucho mayor, ha ocasionado un aumento en la presencia de agua termal. Aunque de acuerdo con la clasificación de Shoeller (1962) la totalidad del agua de la zona de estudio es termal, en este trabajo se clasifica arbitrariamente como termal a aquella región en donde la temperatura del agua subterránea medida a la descarga del pozo, es mayor o igual a 30° C.

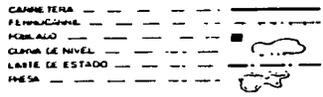


FUENTE: (INEGI, 1993)

LOCALIZACION



EXPLICACION



- AGUA TERMAL 30°-35°
- AGUA TERMAL 35°-40°
- 25° ISOTERMA



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO	
FACULTAD DE INGENIERÍA	
Figura 6.30	
Temperatura del agua subterránea (1971)	
ANGÉLICA MOLINA MALDONADO	
TESIS PROFESIONAL	1996

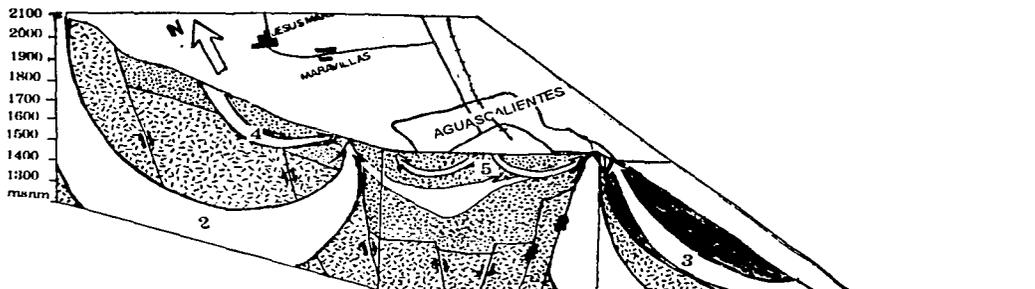
Actualmente, en el flanco occidental, la franja con temperaturas mayores a 30°C abarca casi la totalidad de la longitud del valle, las áreas en donde la temperatura es superior a 35° C son mayores a las observadas en 1971. También en el flanco oriental del valle, la zona termal de Ojo Caliente presenta gran diferencia respecto a los valores medidos en 1971, ya que en ese año, se señala como zona termal exclusivamente a la zona de Ojo Caliente. En 1995, esta zona termal ha aumentado su área, en una franja con dirección al sur hasta el límite con el estado de Jalisco, esto es, a todo lo largo del sistema de flujo.

Para el valle de Aguascalientes es notoria la correlación de las zonas termales con la traza de las fallas que originan la fosa tectónica. La geología del subsuelo señala también la asociación del agua subterránea termal, con pozos que atravesaron una litología compuesta por rocas volcánicas fracturadas. La anomalía de temperatura que se observa en el flanco oriental del valle de Aguascalientes, se relaciona con el mismo tipo de control litológico estructural previamente señalado.

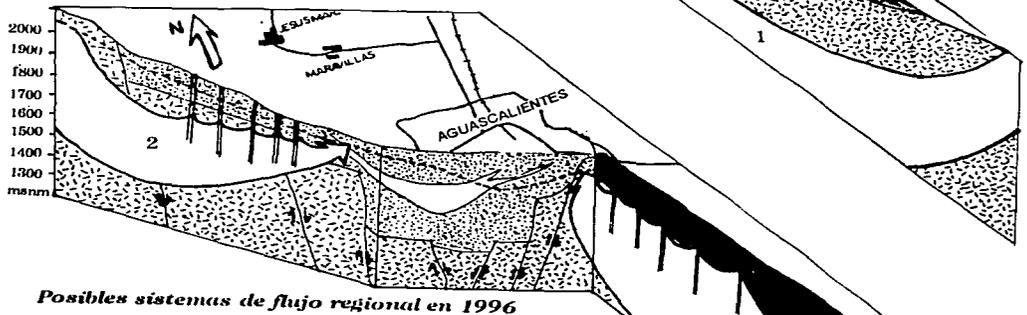
La relación que guardan las fallas y las rocas volcánicas fracturadas con la presencia de agua termal identificada en los pozos, puede explicarse si: i) se considera que el agua termal de los sistemas regionales circula preferentemente por las rocas volcánicas que constituyen el medio fracturado entre el agua termal y las grandes fallas que originan la fosa tectónica y ii) las fallas normales y las fracturas asociadas pueden comportarse como discontinuidades que facilitan el ascenso del agua termal hacia zonas más someras.

La configuración de temperatura del agua subterránea para 1995 manifiesta la presencia de un área termal que no existía (o cuando menos no fue reportada) en el año 1971; ubicada en la porción oriental del estado. Esta zona termal parece no estar afectada por ningún lineamiento estructural importante, únicamente está manifiesta la presencia de las rocas volcánicas fracturadas, por donde circula el agua subterránea. La información geológica del subsuelo señala que en esta zona, las rocas volcánicas fracturadas se presentan a menor profundidad que en otras regiones.

Las variaciones de la temperatura ocurridas a través del tiempo sirvieron como indicadores de las modificaciones que han sufrido los sistemas de flujo originales. La figura 6.31 muestra en forma esquemática dichas modificaciones.



Sistemas de flujo originales



Posibles sistemas de flujo regional en 1996

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO	
FACULTAD DE INGENIERÍA	
Figura 6.31	
Modificaciones de los sistemas de flujo	
ANGÉLICA MOLINA MALDONADO	
TESIS PROFESIONAL	1996

1. Sistema regional oriental
2. Sistema region l occidental
3. Sistema intermedio Chicalote-Ojo Caliente
4. Sistema intermedio Niágara
5. Sistemas de flujo local

0 2 4 6 8 10 12
Escala horizontal

Cabe señalar que se requeriría considerar las variaciones en el tiempo de otros parámetros como la concentración de litio, fluoruro, etc., para poder establecer con mayor detalle como ha sido la afectación del movimiento del agua subterránea por la influencia del prolongado bombeo. Sin embargo, se carece de esta información; por lo que la interpretación que se hace al respecto debe considerarse como una primera aproximación.

**VII. CONCLUSIONES Y
RECOMENDACIONES**

VII. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

VII.1 CONCLUSIONES

La diferenciación de los sistemas de flujo de agua subterránea se basó en el análisis de información hidrogeoquímica; se consideraron como indicadores a elementos mayores, litio, temperatura y a las manifestaciones superficiales del agua subterránea, tanto históricas como actuales, asociados a la geología y la topografía.

En la zona de estudio se diferenciaron y caracterizaron cuatro sistemas de flujo de agua subterránea, de los cuales dos son regionales y dos de tipo intermedio. Estos sistemas circulan tanto en rocas fracturadas como en material no consolidado, su movimiento natural es en general del primer medio al segundo.

Sistemas de flujo regional:

Sistema oriental (grupo 1): Este sistema se considera como el más importante por su potencial y su posición con respecto a la ciudad de Aguascalientes. Su zona de recarga se ubica al sur del estado, en las elevaciones denominadas cerro Grande y cerro de los Gallos, estado de Jalisco. En este sistema el agua se mueve radialmente hacia el norte y noroeste, en forma vertical hacia abajo en la zona de recarga y hacia arriba en la de descarga. Hasta hace algunas décadas su descarga natural era en la zona de Ojo Caliente, a través de manantiales termales. Este sistema regional aún en la actualidad descarga, en el valle del Chicalote. El agua de este sistema circula, por las rocas volcánicas ácidas, que constituyen el medio fracturado, lo que le confiere al agua subterránea la elevada temperatura, altas concentraciones de litio, sodio, sólidos totales disueltos. El agua de este sistema en la zona de descarga presenta temperaturas de 37.4 a 40.2 °C, concentraciones de litio entre 0.23 y 0.34 mg/l y es de tipo bicarbonatado-sódico. Las componentes de la recarga y tránsito de este sistema, presentan menor temperatura (27.7-31.6°C) y bajas concentraciones de litio (0.08-0.321 mg/l).

Sistema occidental (grupo 2): La zona de recarga de este sistema coincide con las partes elevadas de la Sierra Fría, al noroeste del estado. Esta zona se extiende más allá de las fronteras estatales. Al presente no se tienen los datos que permitan establecer sus límites exactos. Se han definido diversas localidades de manifestaciones de la descarga de este sistema dentro del valle de Aguascalientes; en las inmediaciones del río San Pedro, al oeste de la ciudad y en la zona de Rincón de Romos. La descarga de este sistema de flujo regional mantenía el flujo base del río San Pedro, en décadas pasadas. El agua de este sistema de flujo circula en el medio fracturado, pero en su ascenso hacia la descarga, pasa de éste al medio granular: Al ocurrir ello, la velocidad del agua disminuye notablemente, debido a que este último tiene conductividad hidráulica menor y porosidad mayor. Esta disminución en la velocidad de movimiento del agua subterránea propicia: i) que el tiempo de residencia del agua a profundidades someras sea mayor, lo que se refleja en concentraciones de litio de 0.24 a 0.788 mg/l, que son mayores a las del grupo 1, ii) la disminución de la temperatura del agua (40.6 a 25.6 °C), y iii) la reacción del agua con los minerales del acuífero granular, modificando su composición de tipo bicarbonatado-sódico a bicarbonatado mixto-cálcico.

Sistemas de flujo intermedio (grupo 3):

Sistema Chicalote-Ojo Caliente: La zona de recarga de este sistema se ubica en los lomeríos del oriente de la ciudad de Aguascalientes. Se identificaron tres localidades de descarga para este sistema, una en el Valle de Chicalote, otra hacia la zona de Ojo Caliente -que le sirve de sustento a las freatofitas-, y una tercera representada por un pequeño manantial en las inmediaciones de la Hacienda de Peñuelas. El agua de este sistema se desplaza por el material granular, su temperatura varía de 23.4 a 29.1 °C, su contenido de litio de 0.083 a 0.008 mg/l y es del tipo bicarbonatado cálcico.

Sistema Niágara: La zona de recarga de este sistema se definió en las estribaciones de la Sierra Fría, entre las altitudes de 2200-2000 *msnm* aproximadamente. Su zona de descarga está representada por los manantiales y depresiones húmedas identificadas hacia el norte, fuera de la zona de estudio. No se observaron otras manifestaciones de descarga de este sistema, se considera que ellas están enmascaradas por las descargas del sistema de flujo regional

occidental ubicado en la región Valladolid-Jesús María. Al suroeste de la presa El Niágara, también es difícil distinguir las manifestaciones superficiales de este sistema, pero la composición química del agua subterránea en la zona de Cabecita Tres Marías-San Pedro Cieneguilla sugiere su presencia. El agua de este sistema circula por rocas volcánicas y material sedimentario no consolidado, su temperatura oscila entre 24.9 y 25.9 °C, las concentraciones de litio entre 0.02 y 0.038 mg/l y es predominantemente bicarbonatada cálcica.

Sistemas de flujo local:

La información disponible no permitió diferenciar los sistemas de flujo local en la zona de estudio. Sin embargo, se infiere que el Valle de Aguascalientes, fuera de las zonas señaladas como de descarga, actualmente funciona como zona de recarga de tipo local. La fuente de esta recarga es a partir de la lluvia, el agua que dentro de las ciudades escapa de las tuberías de conducción (aguas potables y negras), excedentes de riego y pérdidas a partir de canales de conducción de agua para riego, principalmente.

Respecto a los objetivos adicionales de la presente tesis, que permitieron apoyar la definición de los sistemas de flujo, así como aquellos que fueron consecuencia de tal definición, se puede concluir de la siguiente forma:

Se identificó agua de mezcla, representada por el **grupo 4**. Es necesario indicar que las mezclas de agua subterránea de diferentes sistemas, son producidas en el área de influencia del pozo, por efecto del bombeo.

La temperatura del agua subterránea procede de reacciones de decaimiento radiactivo de minerales incluidos en las rocas volcánicas ácidas, y posiblemente de su cercanía al manto, considerando el espesor de la corteza en el sitio. Esto produce un gradiente geotérmico que varía de 31.5 a 39.3°C/km. En consecuencia el agua subterránea aumentará su temperatura de acuerdo a la profundidad de recorrido. La temperatura a profundidad del agua subterránea del sistema regional oriental, se definió con ayuda de geotermómetros, como del orden de 80° C. De acuerdo al gradiente geotérmico, se estima que la profundidad mínima de circulación que tiene el sistema de flujo analizado oscila entre 1.6 y 2.2 km.

Profundidad congruente con el espesor estimado del paquete volcánico Terciario en otras partes de la Sierra Madre Occidental.

En lo que corresponde a los sólidos disueltos en el agua subterránea, estos se derivan, (por lo menos en el sistema oriental) de la desvitrificación de la matriz vítrea de la roca volcánica de composición ácida. Dicha desvitrificación se origina por la interacción agua-roca y produce la formación de arcillas, que permanecen en la roca, y la incorporación de solutos observados en el agua subterránea, incluyendo el fluoruro. El contenido de sólidos totales disueltos, la conductividad eléctrica y las concentraciones de sodio, litio, calcio, cloruro, sulfato, y bicarbonato en el agua subterránea del sistema oriental se incrementa a lo largo de la línea de flujo, mientras que el pH disminuye. Esta disminución es coherente con el aporte de CO_2 que reciben los sistemas regionales. El origen del CO_2 necesita más investigación, pues es posible que provenga del manto o de las rocas volcánicas localizadas a profundidad.

Los controles más importantes de los que depende la presencia del fluoruro disuelto en el agua subterránea, en la zona de estudio, son el medio geológico y la solubilidad con respecto a la fluorita. En los sistemas regionales identificados, el control del fluoruro en el agua subterránea es la solubilidad con respecto a la fluorita. El sistema regional occidental muestra que al aumentar el calcio a lo largo del patrón de flujo, disminuye el contenido de fluoruro en el agua subterránea. Los sistemas intermedios que circulan por material granular indican que la disponibilidad de fluoruro en este medio geológico es lo que controla su concentración en el agua subterránea.

La ciudad de Aguascalientes correspondía en el pasado a una zona de descarga de diferentes sistemas regionales e intermedios. Sin embargo, ese funcionamiento ha sido modificado por el intenso bombeo realizado en los últimos 50 años. Se prevé que los sistemas de flujo seguirán alterándose a través del tiempo. Ahora el agua subterránea del sistema oriental, circula por el medio fracturado y asciende hacia el medio granular. La tendencia definida es el ascenso del agua termal perteneciente a sistemas regionales (más profundos y de mala calidad), a reemplazar al agua fría más somera. Esto conlleva un aumento en la temperatura del agua subterránea extraída, aumento de la salinidad y contenido de fluoruro; es decir se espera que aumente la proporción de agua de flujo regional.

VII.2 RECOMENDACIONES

Los resultados de la presente tesis definieron la necesidad de conocer aspectos hidrogeológicos particulares para una definición más completa del funcionamiento del agua subterránea. Dentro de estos aspectos destacan los siguientes:

- Conocer la geología del subsuelo, incluyendo estratigrafía y geología estructural. Realizar análisis químicos de rocas, (considerando elementos traza) y estudios petrográficos detallados de muestras a diferentes profundidades.
- Efectuar estudios similares hacia la porción norte del estado de Aguascalientes, para ubicar la zona de recarga del sistema occidental y conocer su evolución hidrogeoquímica a lo largo de su recorrido.

En particular se encuentra recomendable sugerir que futuras investigaciones hidrogeológicas, en otras partes del país, consideren los siguientes aspectos para contar con datos de mayor confiabilidad y mejores interpretaciones sobre el funcionamiento del agua subterránea:

- Definir y caracterizar los sistemas de flujo, para contar con los elementos necesarios que permitan plantear y resolver los diferentes problemas hidrogeológicos, así como las problemáticas ambientales relacionadas al agua subterránea.
- Evitar simplificaciones que ignoren la presencia de zonas de recarga y descarga del agua subterránea; concretando, considerar su funcionamiento tanto en el plano horizontal, como en el vertical.
- En el análisis piezométrico considerar la diferencia de temperaturas del agua, ya que conlleva importantes diferencias en la densidad del agua involucrada.
- Considerar las diferencias litológicas e hidrogeológicas de las diferentes unidades que constituyen un acuífero y que le dan un carácter heterogéneo, en relación al movimiento del agua subterránea, y a la interacción agua-roca.

- Emplear la hidrogeoquímica como herramienta para determinar la dirección y sentido del movimiento del agua subterránea de los diferentes sistemas de flujo. Especialmente en aquellas zonas donde los sistemas han sido modificados por factores antropogénicos.
- Se sugiere que el análisis hidrogeoquímico considere la presencia de elementos indicadores de tiempo de residencia como el litio.
- El análisis hidrogeoquímico del agua subterránea requiere de muestras representativas, para obtenerlas, es menester que la toma de muestras se realice siguiendo la metodología descrita en esta tesis. Por otro lado, es necesario contar con el apoyo de un laboratorio certificado, que aunado al muestreo, permita obtener un error de los análisis químicos, determinado por balance de cargas, menor al 5 %.
- Con la finalidad de conocer lo mejor posible las condiciones originales del agua subterránea deberá medirse en campo, empleando una celda de aislamiento, la temperatura, pH, Eh y conductividad eléctrica del agua subterránea, así como la alcalinidad.
- En el caso de la existencia de origen termal, emplear diferentes geotermómetros para poder compararlos y analizar sus resultados con base en el marco hidrogeológico presente.

ANEXO 1

El paquete WQ4F es una versión especial del WATEQ2, diseñado para computadoras personales de baja capacidad de memoria. El diseño interactivo del paquete permite que la alimentación con datos químicos, sea relativamente sencilla. Sin embargo, para la correcta aplicación de este modelo y con la finalidad de obtener resultados útiles, es necesario el conocimiento profundo de las reacciones involucradas en la interacción agua-roca dentro de la zona estudiada, así como metodología de apoyo (geología, hidráulica subterránea, sistemas de flujo, etc.).

Otro punto muy importante que se tiene que considerar cuando se desea aplicar este modelo, es que requiere de ciertos datos como temperatura, pH, Eh que se tienen que medir en campo, al momento de tomar la muestra. A este respecto la consigna es muy clara, si los datos con que se alimenta el modelo no representan las condiciones originales del agua subterránea a estudiar, los resultados que rendirá el modelo no serán confiables para utilizarlos en interpretaciones hidrogeoquímicas.

La especiación o cálculo de todas las especies disueltas, incluyendo complejos, se realiza por un proceso iterativo, utilizando constantes de equilibrio basadas en la energía libre de Gibbs para la reacción involucrada. Para la obtención de coeficientes de actividad se utilizan las ecuaciones de Davies o la extendida de Debye-Huckel. La variación de la constante de equilibrio con la temperatura se calcula utilizando una ecuación de tipo empírica o la relación de Van't Hoff.

La determinación de índices de saturación con respecto a varios minerales, se realiza comparando los productos de actividad iónica PAI calculados a partir de las actividades de los iones involucrados y de reacciones establecidas a partir de la disolución de un mineral, con los productos de solubilidad o constante de equilibrio K. Posteriormente los índices de desequilibrio o de saturación ($\log PAI/K$), se utilizan para verificar si el agua está en equilibrio ($\log PAI/K$ aproximadamente igual a cero), sobresaturada ($\log PAI/K > 0$), o subsaturada ($\log PAI/K < 0$) con respecto a determinada fase sólida.

Jenne et al. (1980) observaron que la varianza en los índices de saturación alrededor del valor cero (en equilibrio) con determinado mineral, se incrementa con el valor de la constante de solubilidad para ese sólido. Ellos determinaron que un valor de 5 % del logaritmo del producto de solubilidad de un mineral ($\pm 5\% \log K$), representa una banda de error, en la que el agua está en equilibrio con dicho mineral. Por ejemplo, el logaritmo de la constante de solubilidad para la fluorita a 25°C es -10.57. Por tanto la zona en que determinada agua se puede considerar en equilibrio con la fluorita, es cuando el índice de saturación calculado es 0.0 ± 0.53 . En este trabajo, las gráficas que se relacionen con índices de saturación, indicarán este intervalo de equilibrio (para efectos prácticos), con una línea punteada arriba ya abajo del valor de $\log PAI/K=0$.

REFERENCIAS

REFERENCIAS

- Appelo, C.A.J. y Postma, D., 1993. *Geochemistry, groundwater and pollution*. Balkema Publishers, USA, 536 pp.
- Aranda-Gómez, J.J., 1989. Geología preliminar del graben de Aguascalientes. *Revista del Instituto de Geología-UNAM*, v. 8, No. 1, pp 22-32.
- Armienta, M.A.; Zamora, V; Juárez, F., 1987. *Manual para el análisis químico de aguas naturales, en el campo y en el laboratorio*. Comunicaciones técnicas. Serie Docencia y Divulgación N° 4, Instituto de Geofísica, UNAM, México, 86pp.
- Arnorsson, S., 1970. Underground temperature in hydrothermal areas in Iceland as deduced from the silica content of the thermal waters. *Geothermics*. Especial Issue, v. 2, pp 536-541.
- Ball, J. W., Nordstrom, D.K. y Zachumann, D. W., 1987. WATEQ4F, a personal computer translation of the geochemical model WATEQ2 with revised database. *U.S. Geological Survey*. Open File Report, pp 87-50.
- Barker, S. D., 1983. *Igneous rocks*. Prentice Hall Inc. Englewood Cliffs, N.J., 417 pp.
- CAPAMA y CNA, 1994. *Memoria del Ciclo de Conferencias "La Problemática del Agua Potable en el Municipio de Aguascalientes, Aguascalientes"*, México, Junio 1994.
- Cardona, A., 1990. *Caracterización físico-química y origen de los sólidos disueltos en el agua subterránea del valle de San Luis Potosí: su relación con el sistema de flujo*. Tesis de Maestría en Ciencias. Universidad Autónoma de Nuevo León. 97 pp.
- Cardona, A. y Hernández, N., 1995. Modelo geoquímico conceptual de la evolución del agua subterránea en el valle de México. *Ingeniería Hidráulica en México*, v. 32, sept-dic., pp 71-90.
- Carrillo-Rivera, J.J. 1992.. *The hydrogeology of the San Luis Potosi area, Mexico*. Thesis of Doctor of Philosophy. University of London. 175 pp.

- Carrillo-Rivera, J.J., Cardona, A., Duncan, M., 1996. Importance of the vertical component of groundwater flow: A hydrogeochemical approach in the valley of San Luis Potosi, Mexico. Aceptado para su publicación en el *Journal of Hydrology*.
- Chevotarev, I.I., 1955. Metamorphism of natural waters in the crust of weathering. *Geochemistry. Cosmochim., Acta* 8, pp 22-212.
- Cook, J. M Edmunds; Kinniburgh; Lloyd, 1989. Field Techniques in groundwater quality investigations. Morris, *British Geological Survey*. Technical Report.
- De la Cruz, R.S., Espindola, C. J. M. Y Medina M.M., 1980. Consideraciones acerca del flujo de calor terrestre. *Ciencia*, v. 31, pp 201-231.
- Deutsch, W. J., Jenne, E.A. y Krupka, K.M., 1982. Solubility equilibria in basaltic aquifers: The Columbia plateau, Eastern Washington, USA. *Chemical Geol.* V. 36, pp 15-34.
- Domenico P. A., 1972. *Concepts and Models in groundwater hydrology*. Mc Graw Hill, New York. pp 253-313
- Edmunds, W. M. And Smedley P. L., 1995 (in press) *Journal Geological Society* London. Special Issue.
- Edmunds, W.M, et al., 1992. Chalk groundwater in England and France: hydrogeochemistry and water quality. *British Geological Survey Research Report SD/92/2 Hydrogeology Series*.
- Edmunds, W.M; Andrews, J.N., Burgess, W.G., Kay, R.L.F., y Lee, D.J., 1984. The evolution of saline and thermal groundwaters in the Carmentis granite. *Mineral. Mag.* V. 48, pp 407-424.
- Edmunds, W.M; Cook; Miles., 1986. *Lithium Mobility and Cycling in Dilute Continental Waters Extended Abstract of Water-Rock Interaction V*, Reykjavik, Iceland, pp 183-187.
- Ellis, A.J. y Mahon, A.J., 1967. Natural hydrothermal systems and experimental hot water-rock interactions. *Geochem. Cosmochim. Acta*, v. 31, pp 519-538.
- Engelen and Jones, published by the *International Association of Hydrological sciences*, IAHS publication No. 63, pp 67-107.
- Engelen, G.B., 1986. *Water systems, methodology and definitions. In Developments in the analysis of groundwater flow systems*, edites by G. B.

- Erdély, M. And Gálfi, J., 1988. *Surface and subsurface mapping in hydrogeology*. A Wiley Interscience Publication, published in co-edition with Akadémiai Kiadó, Budapest, Hungría, 384 pp.
- ETEISA., 1990. *Estudio geohidrológico del Valle de Aguascalientes, localidad Ojo Caliente y sureste de la ciudad de Aguascalientes*. No. de contrato 079-90. Secretaría de Obras Públicas. Dirección General de Agua Potable y Saneamiento, México, 136 pp.
- Forbes, M.R., Harriss, C.R; Krook, L. y Kuboka, J., 1974. *Fluoride in groundwater and the environment. Workshop Geochemical Environment in relation to health and disease*. V. 1. Nat. Academic Science, Washington D.C, pp22-25
- Fouilliac, G. Y Michard G., Sodium/lithium ratio in water applied to geothermal reservoirs. *Geothermics*, v. 10, pp 41-50.
- Fournier, R.O., 1977. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics*, v. 5, pp 41-50.
- _____ 1981. *Application of water geochemistry to geothermal exploration and reservoir engineering*. In: Ryback, L. And Muffler, L.J.P. eds. *Geothermal systems. Principles and case Histories*, N.Y. John Wiley, pp109-143.
- _____ 1990. The interpretation of Na-K-Mg relations in geothermal waters. *Geothermal Research, Council Transactions*, v. 14, part II, pp 1421-1425.
- Fournier, R.O. y Tuersdall, A. H., 1973. An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. *Geochim. Cosmochim. Acta* 37. pp 1255-1275.
- Fournier, R.O. y Rowe, J.J., 1962. The solubility of cristobalite along the three phase curve, gas plus liquid plus cristobalite. *Am. Mineral.*, v. 47, pp 897-902.
- _____ 1966. Estimation of underground temperatures from the silica content of water from hot springs and wet steam wells. *Am. Journal Sci.* V. 264, pp 685-697.
- Fournier, R.O., White, D.E. y Truesdall, A.H., 1974. Geochemical indicators or subsurface temperature part-1, Basic assumptions. *Journal Res. U.S. Geol. Surv.*, v.2, No.3, pp 259-262.
- Freeze, R.A., and Cherry, J., 1979. *Groundwater*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs.
- Freeze, R.A., and Witherspoon, P.A., 1967. Theoretical analysis of regional groundwater flow: 2. Effect of water table configuration and subsurface permeability variation. *Water Resources Research*. V. 2, No. 2, pp 623-634.
- Giggenbach, W.F., 1988. Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 52, pp 2749-2765.

- Giggenbach, W.F., Gonfiantini, R., Jangi, B.L. y Truesdall, a.H., 1983. Isotopic and chemical composition of Parbati Valley Geothermal discharges, NW-Himalaya, India. *Geothermics*, v.12, pp 199-222.
- Handa, B.K., 1975. Geochemistry and genesis of fluoride-containing groundwaters in India. *Groundwater*, v.13, 257-281.
- Hem, J.D., 1970. Study an interpretation of chemical characteristics of natural groundwater. 2ª Ed., *U.S. Geological Survey, Water Supply Paper*, 1473, 363 pp.
- Henley, R.W., Truesdall, A.H. y Barton Jr., P.B., 1984. *Fluid-mineral equilibria in hydrothermal systems*. In: Reviews in Economic Geology, James M. Robertson (Ed.), v. 1, Soc. Ec. Geol. Pp 1-43.
- Hernández-Lascars, D., 1979. *Geología de la región central de Aguascalientes, México*. Tesis profesional de Ingeniero Geólogo, Facultad de Ingeniería, UNAM, 41 pp.
- _____ 1981. Estratigrafía de la región central de Aguascalientes, Ags, México. *La Gaceta Geológica*, Vol. VI, No. 31, pp 17-38.
- INEGI; Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1960. *VIII Censo General de Población y Vivienda*.
- INEGI; Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1993(a). *XI Censo General de Población y Vivienda, 1990*.
- INEGI, Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, 1993(b). *Estudio hidrogeológico del Estado de Aguascalientes*, 164 pp.
- Instituto de Geofísica-UNAM, 1994. *Definición del flujo regional de agua subterránea, su potencialidad y uso en la zona de la ciudad de Aguascalientes, Ags. Fase I, Estudio Local*. Informe de avance a la Subsecretaría de Ecología del Gobierno de Aguascalientes, México, 60 pp.
- Instituto de Geofísica-UNAM, 1995. *Definición del flujo regional de agua subterránea, su potencialidad y uso en la zona de la ciudad de Aguascalientes, Ags. Fase II, Estudio regional*. Informe de avance a la Subsecretaría de Ecología del Gobierno de Aguascalientes, México, 120 pp.
- Jenne, E.A., Ball, J.W., Burchard, J.M., Vivit, D.V. y Barks, J.H., 1980. *Geochemical modelling: apparent solubility controls on Ba, Zn, Cd, Pb and F in waters of the Missouri Tri-State mining area*. En Hemphill, D.D. (editor), Trace substances in environment health. XIV. University of Missouri, Columbia, pp 353-361.

- Jones, G.P., 1986. Introduction. In *Developments in the analysis of groundwater flow systems. International Association of Hydrological sciences*, IAHS publication No. 63, pp 5-10.
- Kaula, W.M., 1968. *An introduction to the planetary physics. The terrestrial planets.* John Wiley and Sons, N.Y.
- Lipman, P.W. Chirstiansen, R.L. y Van Alstine, R.E., 1969. Retention of alkalis by calcaikaline rhyolites during crystallization and hydration. *Am. Mineral. V.* 54, pp 286-291.
- Lloyd, J.W. y Heathcote, J.A., 1985. *Natural inorganic hydrochemistry in relation to groundwater.* Ed. Clarendon Press, New York, 293 pp.
- Mc Donald, G.J.F., 1965. Geophysical deductions from observations of heath flow: In *terrestrial Heat flow*, W.H.K. Lee (Ed). *American Geophysical Union*, pp 191-210.
- Mc Dowell, F. W. and Clabaugh, Stephen E., 1981. The igneous history of the Sierra Madre Occidental an its relation to tectonic evolution of western Mexico. *Revista del Instituto de Geología, UNAM*, vol. 5 no. 2, pp 195-206.
- Meyboom, P., 1966. Unsteady groundwater flow near a willow ring in hummocky moraine. *Journal of Hydrology*, V. 4, pp 38-62.
- Muffler, L.J.P., 1979. Assessment of geothermal resources of the United States-1978. *U.S. Geological Survey. Circular 790*, 163 pp.
- Norstrom D.K., Ball, J.W., Donahoe, R.J y Whittemore, D., 1989. Groundwater chemistry and water-rock interactions at Stripa. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v.53. pp 1727-1740.
- Novakovic, B., and Farvolden, R. N., 1974. Investigations of groundwater flow systems in Big Creek and Big Otter Creek drainage basins, Ontario, Can. *Journal Earth Science*, v. 11. pp 964-975.
- Ophori, D. U., and Tóth, J., 1989. Characterization of groundwater flow by field mapping and numerical simulation, Ross Creek Basin, Alberta Canada. *Groundwater*, V. 27. pp 193-201.
- Pérez, J., et al., 1979. Preliminary report on the analysis of some "in house" geochemical reference samples fom Mexico. *Geofísica Internacional*, v. 18, No. 2, pp 197-202.
- Robertson, F.N., 1986. Ocurrance and solubility controls of trace elements in groundwater in alluvial basins, regional aquifer systems in the USA, *American Water Research Asociation*, pp 69-80.

- Sánchez-Valerio, A., 1996. *Determinación de las características hidráulicas de las Unidades Hidroestratigráficas en el Estado de Aguascalientes*. Tesis Profesional, Ingeniero Geólogo. Facultad de Ingeniería, UNAM, México, 46p.
- SARH, Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos, 1987. *Sinópsis geohidrológica del Estado de Aguascalientes*. 53 pp.
- Schoeller, H., 1962. *Les Eaux Souterraines*, Massio et Cie. Paris, France, 649 pp.
- Smith, D.L., Nuckels, E., Jones, R.L. and Cook, G.A., 1979. Distribution of heat flow and radiactivity heat generation in northern Mexico. *Journal of Geophysical Research*, V. 84, pp 2371-2379.
- Tóth, J., 1962. A theory of groundwater motion in small drainage basins in Central Alberta, Canada. *Journal of Geophysical Research*, V. 67, No. 11, pp 4375-4387.
- _____ 1963. A theoretical analysis of groundwater motion in small drainage basins in Central Alberta, Canada. *Journal of Geophysical Research*, V. 68, pp 4795-4812.
- _____ 1966. Mapping and interpretation of field phenomena for groundwater reconnaissance in a prairie environment, *Alberta, Canada. Bull. International Association Science Hydrol.* 11, No. 2, pp 1-49.
- _____ 1972. *Properties and manifestations of regional groundwater movement*. Proc. 24th Int. Geol. Cong. Section 2. pp 153-163.
- _____ 1995. Hydraulic continuity in large sedimentary basins. *Hydrology Journal*, v. 3, No. 4, pp 4-16.
- Tristán, G.M., 1986. Estratigrafía y tectónica del graben de Villa de Reyes, en los estados de San Luis Potosí y Guanajuato, México. *Instituto Geología. UASLP*, Folleto técnico 107.
- U. De Waterloo, 1980. *Field Guide for Sampling and Chemical analyses of Groundwater*. Field course notes. Centre for Groundwater Research, Universidad de Waterloo, Canadá, 30 pp.