

**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA**

**ORIGEN, TRANSPORTE, DISTRIBUCIÓN Y CONCENTRACIONES DE
LOS FLUORUROS EN EL SISTEMA HIDROGEOLÓGICO VOLCÁNICO
ATEMAJAC-TOLUQUILLA, JALISCO, MÉXICO**

**TESIS
QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA
OPCIÓN EN AGUAS SUBTERRÁNEAS**

Presenta:

Luis Felipe Sánchez Díaz

Tutor:

Dr. Rafael Huizar Álvarez

Ciudad Universitaria

2007



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.

“Hallábase el agua en su elemento el soberbio mar, cuando tuvo deseo de subir por los aires y atendida por el elemento del calor se elevó en sutil vapor, tan ligero que tenía la sutileza del aire; subiendo a lo más alto llegó hasta donde el aire es más liviano y frío, y allá abandonó el calor. Sus minúsculos granitos de hielo se juntaron, pesaron más y cayeron. La soberbia del agua se transformó en huida del cielo, al caer fue bebida por la tierra seca y ahí estuvo mucho tiempo encarcelada, haciendo penitencia por su culpa”.

Leonardo da Vinci

“El método geológico no es experimental en su esencia: es histórico..., la postura de un geólogo es la de un médico: debe fundamentar su diagnóstico sobre un conjunto de datos inmediatos y solo operar una vez seguro, evitando experimentar con el paciente. Es por ello que la Geología, ciencia cada vez más exacta, se transforma casi en un arte, en la cual el geólogo, historiador o médico de la Tierra ejerce un bello oficio.

Jean Aubouin

Reconocimientos:

Mi agradecimiento por sus invaluables críticas y orientaciones vertidas en la dirección y revisión de esta tesis a:

Dra. Armienta Hernández María Aurora.

Dr. Campos Enríquez Oscar.

Dr. Carrillo Chávez Alejandro.

Dr. Carrillo Rivera Joel.

Dr. Huizar Álvarez Rafael (director de tesis).

Dr. Mitre Salazar Luis Miguel.

ÍNDICE TEMÁTICO

	Página
RESUMEN	XIV
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1 Antecedentes.....	1
1.2 Objetivos, Hipótesis de Trabajo y Metas Específicas.....	2
1.2.1 Objetivos.....	2
1.2.2 Hipótesis de trabajo.....	2
1.2.3 Metas específicas.....	2
1.3 Estudios Previos.....	3
1.4 Metodología de Trabajo.....	7
1.4.1 Aspectos generales.....	7
1.4.2 Metodologías específicas.....	8
1.5 Particularidades del Área de Estudio.....	11
1.5.1 Localización.....	11
1.5.2 Población y actividad económica.....	11
1.5.3 Abastecimiento de agua potable.....	14
2. MARCO FÍSICO	16
2.1 Geomorfología.....	16
2.2 Hidrología.....	18
2.2.1 Hidrografía.....	18
2.2.2 Clima.....	22
2.3 Edafología.....	24
2.3.1 Tipos de suelo.....	24
2.3.2 Uso de suelo.....	25
3. GEOLOGÍA	27
3.1 Provincia Geológica de la Faja Volcánica Transmexicana.....	27
3.1.1 Definición y extensión.....	27
3.1.2 Origen.....	28
3.2 Marco Tectónico – Estructural.....	31
3.3 Características Estratigráficas.....	32
3.3.1 Oligoceno.....	33
3.3.2 Mioceno.....	34
3.3.3 Plioceno – Pleistoceno.....	36

	Página
3.3.4 Pleistoceno.....	39
3.3.5 Holoceno.....	40
3.4 Geología del Subsuelo.....	41
3.5 Geoquímica.....	48
3.5.1 Faja Volcánica Transmexicana.....	48
3.5.2 Valles de Atemajac y Toluquilla.....	49
3.6 Consideraciones Geotérmicas.....	52
3.6.1 Faja Volcánica Transmexicana.....	52
3.6.2 Caldera de la Primavera.....	54
3.6.3 Valles de Atemajac y Toluquilla.....	56
4. MODELO HIDROGEOLOGICO	58
4.1 Caldera de la Primavera.....	58
4.2 Acuífero Atemajac -Toluquilla.....	60
4.2.1 Unidades hidrogeológicas.....	60
4.2.2 Análisis del gradiente hidráulico.....	63
4.2.3 Evolución del nivel estático.....	66
4.2.4 Caracterización del flujo del agua subterránea	69
5. HIDROGEOQUÍMICA	71
5.1 Caldera de la Primavera.....	71
5.1.1 Contenido iónico del agua subterránea.....	71
5.2 Valles de Atemajac y Toluquilla.....	74
5.2.1 Facies hidrogeoquímicas del agua subterránea.....	74
5.2.2 Distribución espacial de parámetros fisicoquímicos.....	79
5.2.3 Índices de saturación.....	84
5.2.4 Índices hidrogeoquímicos.....	87
5.2.5 Evolución iónica.....	91
5.2.6 Geotermómetros.....	91
5.2.7 Isótopos estables.....	93
5.2.8 Mezclas de agua.....	96
6. FLÚOR	97
6.1 Origen del Flúor.....	97
6.1.1 Flúor en roca.....	97
6.1.2 Fluoruro en agua.....	100
6.2 Valles de Atemajac y Toluquilla.....	100

	Página
6.2.1 Flúor en la secuencia litológica.....	100
6.2.2 Fluoruro en el agua subterránea.....	105
7. CONCLUSIONES	116
BIBLIOGRAFÍA	120

INDICE DE FIGURAS

	Página
1.1	Ubicación de la zona de estudio..... 12
1.2	Crecimiento poblacional de la zona metropolitana de la ciudad de Guadalajara (1900-2020)..... 13
1.3	Ubicación de las fuentes de abastecimiento de la zona metropolitana de la ciudad de Guadalajara..... 15
2.1	Provincias y subprovincias geomorfológicas del estado de Jalisco.. 16
2.2	Aspectos hidrográficos en los valles de Atemajac y Toluquilla..... 19
2.3	Tipos de suelo en los valles de Atemajac y Toluquilla..... 25
3.1	Localización de la Faja Volcánica Transmexicana..... 27
3.2	Aspectos tectónicos de la porción oeste de México..... 29
3.3	Evolución de la caldera de la Primavera..... 31
3.4	Perfiles gravimétricos de la Caldera de la Primavera..... 33
3.5	Geología superficial de los valles Atemajac y Toluquilla, Jal..... 35
3.6	Localización de perfiles geológicos..... 42
3.7	Perfil geológico A-A' en los valles de Atemajac y Toluquilla..... 43
3.8	Perfil geológico B-B' en la porción sur del valle de Atemajac..... 44
3.9	Perfil geológico C-C' en el valle de Toluquilla..... 45
3.10	Perfil geológico D-D' en la parte centro-sur del valle de Atemajac.... 45
3.11	Perfil geológico E-E' en el valle de Atemajac..... 46
3.12	Perfil geológico F-F' en el valle de Toluquilla..... 47
3.13	Perfil geológico G-G' valles de Atemajac y Toluquilla..... 48
3.14	Ubicación de los ocho sitios de muestreo litológico..... 51
3.15	Flujo de calor y temperatura en el subsuelo de la FVT..... 53
3.16	Isotermas (en °C) calculadas con el geotermómetro de sílice (calcedonia) utilizando datos de SiO ₂ de 2001..... 57
4.1	Unidades hidrogeológicas establecidas en la caldera de la Primavera (noroeste-sureste)..... 59
4.2	Red de pozos piezométricos (1996-2001)..... 63
4.3	Elevación del nivel estático (1990)..... 64
4.4	Elevación del nivel estático (1996)..... 65
4.5	Elevación del nivel estático (2001)..... 66
4.6	Evolución del nivel estático (1990-1996)..... 67
4.7	Evolución del nivel estático (1996-2001)..... 68

	Página
4.8	Sección hidrogeológica en el valle de Atemajac (suroeste-noreste). 69
4.9	Sección hidrogeológica en el valle de Toluquilla (noroeste-sureste). 70
5.1	Localización de estaciones de muestreo hidroquímico (2001)..... 74
5.2	Clasificación iónica del agua contenida en el acuífero superior de los valles Atemajac-Toluquilla (2001)..... 76
5.3	Distribución de las facies hidrogeoquímicas del agua contenida en el acuífero superior de los valles Atemajac y Toluquilla..... 77
5.4	Relación entre la temperatura <i>in situ</i> y los sólidos totales disueltos en el agua contenida del acuífero superior de los valles Atemajac y Toluquilla..... 78
5.5	Temperatura <i>in situ</i> en el agua del acuífero superior de los valles de Atemajac y Toluquilla (2001)..... 80
5.6	Contenido de sólidos totales disueltos en el agua del acuífero superior de los valles de Atemajac y Toluquilla (2001)..... 80
5.7	Contenido de bicarbonatos en el agua del acuífero superior de los valles de Atemajac y Toluquilla (2001)..... 81
5.8	Contenido de sodio en el agua del acuífero superior de los valles de Atemajac y Toluquilla (2001)..... 82
5.9	Dureza total del agua del acuífero superior de los valles Atemajac y Toluquilla (2001)..... 83
5.10	Índice de saturación de la fluorita en el agua del acuífero superior de los valles de Atemajac y Toluquilla..... 88
5.11	Índice de saturación de la calcita en el agua del acuífero superior de los valles de Atemajac y Toluquilla..... 88
5.12	Índice de cambio de bases en el agua del acuífero superior de los valles de Atemajac y Toluquilla..... 89
5.13	Relación rMg/rCa en el agua del acuífero superior de los valles de Atemajac y Toluquilla..... 90
5.14	Variaciones naturales de Deuterio y Oxígeno 18 en el agua del acuífero superior de los valles de Atemajac-Toluquilla, según datos de la Tabla 5.9..... 94
5.15	Contenido de deuterio en el agua del acuífero superior de los valles de Atemajac y Toluquilla..... 95
6.1	Contenido de fluoruro, por tipo de roca y días de lixiviación..... 101
6.2	Correlaciones F^- vs Ca^{2+} en el agua lixiviada..... 103
6.3	Correlaciones F^- vs K^+ en el agua lixiviada..... 103
6.4	Relación entre HCO_3^- vs Ca^{2+} en el agua del acuífero superior de los valles Atemajac y Toluquilla..... 107

	Página
6.5 Relación entre HCO_3^- vs F^- en el agua del acuífero superior de los valles Atemajac y Toluquilla.....	108
6.6 Relación entre la Temperatura vs F^- en el agua subterránea de los valles Atemajac y Toluquilla.....	109
6.7 Relación entre F^- vs Ca^{2+} en el agua del acuífero superior de los valles Atemajac y Toluquilla.....	111
6.8 Solubilidad de la fluorita y la calcita en agua pura a presión y temperatura atmosférica normales.....	112
6.9 Solubilidad de la fluorita en un sistema abierto y en un cerrado.....	112
6.10 Distribución de frecuencias en el contenido de fluoruro en el agua del acuífero superior de los valles de Atemajac y Toluquilla (2001)..	113
6.11 Contenido de fluoruro en el agua del acuífero superior de los valles Atemajac y Toluquilla (2001).....	114

INDICE DE TABLAS

	Página
1.1 Superficie de los diferentes municipios que integran la zona de estudio.....	11
1.2 Crecimiento poblacional de los municipios que conforman la zona en estudio.....	13
1.3 Actividad económica en la zona de estudio (1995).....	14
2.1 Precipitación en la zona metropolitana de la ciudad de Guadalajara 1990-1998 (mm/año).....	23
2.2 Uso de suelos en la ZMCG en el año de 1998.....	26
3.1 Secuencia estratigráfica de la región de Atemajac –Toluquilla.....	34
3.2 Edades radiométricas de la secuencia litológica del Terciario Medio –Cuaternario contenida en los valles de Atemajac–Toluquilla.....	36
3.3 Unidades litológicas atravesadas por el Pozo PR-9 en la caldera de la Primavera.....	37
3.4 Composición química de algunas rocas que conforman la secuencia litológica de los valles de Atemajac-Toluquilla.....	49
3.5 Características de los ocho sitios de muestreo litológico.....	50
3.6 Composición química de la secuencia volcánica de los valles de Atemajac y Toluquilla (en por ciento en peso).....	51
3.7 Composición mineral de algunas rocas que conforman la secuencia volcánica de los valles de Atemajac y Toluquilla.....	52
3.8 Comportamiento químico de los elementos mayores durante la alteración en rocas volcánicas reaccionando con un fluido caliente.	56
4.1 Unidades hidrogeológicas en la caldera de la Primavera y su correspondencia con las unidades geológicas.....	58
4.2 Unidades hidrogeológicas en los valles de Atemajac y Toluquilla, y su correspondencia con las unidades geológicas.....	61
4.3 Resultados de las pruebas de bombeo realizadas en pozos situados en diversas rocas del Grupo Guadalajara (1996).....	61
4.4 Rendimiento específico (l/s/m) de la secuencia litológica del Grupo Guadalajara en diferentes zonas.....	62
4.5 Parámetros hidráulicos de la secuencia litológica del Grupo Guadalajara (Acuífero superior de Atemajac-Toluquilla).....	62

	Página
5.1 Composición química del agua contenida en el acuífero superior de la caldera de la Primavera, en función del agua proveniente de siete manantiales que dan origen al Río Caliente (1988).....	71
5.2 Caracterización química del agua contenida en el acuífero inferior de la caldera de la Primavera, a través del agua extraída por cinco pozos geotérmicos (1988).....	72
5.3 Relación de algunos valores promedio de los parámetros químicos medidos en los acuíferos superior e inferior de la caldera de la Primavera.....	73
5.4 Características fisicoquímicas del agua en el acuífero superior establecido en los valles Atemajac y Toluquilla (2001).....	75
5.5 Índices de saturación de algunos minerales clase halogenuros, sulfatos y carbonatos en el agua del acuífero superior de los valles de Atemajac y Toluquilla.....	85
5.6 Índices de saturación de algunos minerales clase óxidos y silicatos, así como gases en el agua del acuífero superior de los valles Atemajac y Toluquilla.....	86
5.7 Evolución fisicoquímica del agua subterránea de los valles Atemajac-Toluquilla (1994-2001).....	91
5.8 Temperaturas de equilibrio empleando el geotermómetro de calcedonia en función de los datos de la Tabla 5.4.....	92
5.9 Isótopos estables en el agua del acuífero superior de los valles de Atemajac-Toluquilla (Año 1994).....	93
6.1 Minerales que contienen flúor.....	98
6.2 Concentraciones de flúor en las rocas.....	99
6.3 Contenido de fluoruros en el agua.....	100
6.4 Caracterización química del agua de lixiviación.....	102
6.5 Coeficiente de correlación entre los fluoruros y los 18 cationes adicionales.....	103
6.6 Equilibrio del fluoruro en función de la actividad del calcio.....	111

INDICE DE FOTOGRAFÍAS

	Página
2.1 Al frente montañas volcánicas neogénicas en la margen izquierda del cauce del río Grande de Santiago, al fondo, el volcán de la Higuera, margen derecha del citado río. Porción NW de la ciudad de Guadalajara.....	17
2.2 Vista aérea de la ciudad de Guadalajara y de algunos rasgos geográficos limítrofes.....	18
2.3 Manantial Las Pilitas, margen izquierda del río Santiago.....	20
2.4 Al fondo colector San Juan de Dios, por donde transita el río del mismo nombre y el agua residual de la porción central de la ciudad de Guadalajara. Foto tomada durante la construcción del sifón de este colector, por las obras del tren ligero.....	21
2.5 Caída de agua “Cola de Caballo”.....	21
2.6 Arroyo Seco. Parte suroeste del valle de Toluquilla.....	22
2.7 Río Caliente, porción noroeste de la caldera de la Primavera.....	23
3.1 Lavas basálticas en la Loma Tonalá.....	38
3.2 Pumicita de la Formación Tala y depósitos aluviales. Parte centro-norte de la ciudad de Guadalajara.....	39
3.3 Domo riolítico de la porción oeste de la caldera de la Primavera	41
3.4 Solfataras de La Soledad.....	53
3.5 Localización del campo geotérmico Cerritos Colorados en la caldera de la Primavera.....	54
3.6 Fumarolas en la parte centro-sur de la caldera de la Primavera.....	55

RESUMEN

Con una superficie de 1 410 km², los valles de Atemajac y Toluquilla están ubicados en la parte centro-septentrional del estado de Jalisco; en ellos, se halla establecida la Zona Metropolitana de la Ciudad de Guadalajara (ZMCG), segunda metrópoli con mayor número de habitantes en el país.

Parte del abastecimiento de agua a la ZMCG es a través del acuífero establecido en los citados valles, el cual se encuentra contenido en una secuencia, principalmente, de rocas ígneas del Cenozoico, cuyo contenido de flúor (en % de peso) varía entre 0.126 y 0.658; siendo las rocas ígneas ácidas las que presentan mayor concentración.

Un estudio de interacción agua vs roca determinó que la concentración máxima de fluoruro en el agua lixiviada procedente de las rocas volcánicas básicas varía entre 0.04 y 0.70 mg/l; mientras que el contenido proveniente de las rocas ácidas oscila entre 0.26 y 2.47 mg/l.

Hidrogeológicamente se establece la existencia de dos acuíferos: el inferior representado por las rocas del Grupo San Cristobal y el superior, por las rocas del Grupo Guadalajara, los depósitos de la Formación Toba Tala y los aluviones. En el caso de la caldera de la Primavera, el acuífero inferior es el que contiene el fluido geotérmico; mientras que para el caso de los valles de Atemajac y Toluquilla, el acuífero superior es el que se encuentra actualmente en explotación a través de 1 276 pozos, 771 norias y seis manantiales, localizados principalmente en la parte centro-occidental de la zona en estudio.

Los flujos de agua establecidos en el acuífero superior de los valles de Atemajac y Toluquilla, de acuerdo con la integración de la información geológica, hidrológica y geoquímica sugieren que la recarga del acuífero superior es local como regional. El primero es función de la infiltración-recarga que se suscita en las partes topográficamente altas, principalmente, en los domos riolíticos de la caldera de la Primavera, cuyo contenido de $\delta^2\text{H}$ en el agua subterránea es más negativo; el segundo, está relacionado con la recarga a través de un flujo regional vertical ascendente que origina la presencia de agua termal en la zona localizada entre los poblados de Santa Anita y Toluquilla; la cual, isotópicamente, muestra un proceso de evaporación.

El contenido de fluoruro en el agua proveniente de 41 pozos y 6 manantiales, para el 2001, señala un valor mínimo de 0.33 mg/l; máximo de 7.59 mg/l; promedio de 1.68 mg/l y una desviación estándar de 1.31 mg/l.

Se cuenta con dos explicaciones en relación con la liberación de fluoruros dentro del acuífero en estudio: el primer mecanismo está relacionado con la meteorización química de las rocas ígneas ácidas, infiltración-recarga y transporte de agua fría a través de un flujo local. El segundo mecanismo, corresponde con el incremento en la

temperatura del agua, a través de un flujo regional vertical ascendente o por gradiente geotérmico, así como por la disolución de las plagioclasas cálcicas y el flúor contenido en las rocas básicas situadas en la zona en estudio.

El fluoruro liberado a través del primer mecanismo, una vez incorporado al sistema de flujo del acuífero, será transportado por el propio movimiento del agua, en la dirección general del flujo y a una velocidad igual a la del agua subterránea. El segundo, primeramente, el transporte se realizará mediante la difusión; en éste, no se produce movimiento de solutos a través del movimiento del agua. Posteriormente, ambos mecanismos, se verán modificados por la dinámica del gradiente hidráulico, debida a la explotación del recurso hídrico subterráneo.

Algunos de los procesos que afectan la movilización y el transporte de fluoruro, son: en el primer mecanismo, el incremento del contenido de fluoruro estará en relación con el pH alcalino del agua; en el segundo mecanismo, la concentración de fluoruro estará en función de la dureza del agua, la temperatura y el intercambio iónico. En ambos casos, en vista de la afinidad del F^- por el Ca^{2+} , hará que estos se unan para formar el fluoruro de calcio; sin embargo, al precipitarse éste último, el agua continuará disolviendo sales cálcicas o al efectuarse un cambio de bases; por lo que la tendencia es que el contenido de F^- en el agua subterránea se incrementará cuando decrezca la concentración de Ca^{2+} , como se presenta en la mayor parte del agua establecida en el acuífero en estudio.

1 INTRODUCCIÓN

1.1 Antecedentes.

El flúor no existe libre en la naturaleza, a causa de su gran actividad. Combinado se halla principalmente en forma de fluoruros metálicos. La fluorita (CaF_2) es el mineral común de los fluoruros; tiene una solubilidad bastante baja y ocurre muy frecuente en forma de filones, a menudo junto a menas metálicas de plomo, zinc y plata; es común en dolomitas y calizas, así como también es mineral accesorio en rocas ígneas y pegmatitas. Los anfíboles, como la hornblenda y algunas otras micas, pueden contener fluoruro el cual tiende a ser reemplazado por hidróxidos. De acuerdo con Rankama y Sahama (1950; en Hem, 1992) las rocas ricas en metales alcalinos, así como la obsidiana, son las clases de minerales que contienen cantidades altas de flúor.

Los fluoruros se liberan en el ambiente de manera natural a través de la meteorización y disolución de minerales, las emisiones de volcanes y los fenómenos hidrotermales (Hem, 1992; Langmuir, 1997); también se liberan a través de la combustión del carbón, de los desechos de diversos procesos industriales, en particular la fabricación de acero, la producción primaria de aluminio, cobre y níquel (Miller *et al.*, 1999); así como en la generación y uso de fertilizantes fosfatados (Toma *et al.*, 1999). Otra fuente, es la lixiviación de plaguicidas que contienen fluoruros.

En el agua, el flúor se encuentra sólo como ión fluoruro, aunque puede presentarse a pH bajo formando complejos con Al^{+3} , Be^{2+} y Fe^{3+} , entre otros metales, (Strunicka y Patocka, 1999; Saxena y Ahmed, 2001). No obstante, la presencia de fluoruro disuelto en el agua es posible sólo en condiciones fisicoquímicas favorables y cuando el tiempo de residencia es bastante largo (Kullenberg y Semm, 1972, y, Handa, 1975; en: Saxena y Ahmed, 2001). Químicamente, los fluoruros y los iones OH^- están cargados negativamente y casi tienen un tamaño iónico similar, por lo que, durante las reacciones químicas los fluoruros pueden fácilmente reemplazar los iones OH^- en muchos minerales que conforman, principalmente, a las rocas ígneas (Hem, 1992).

El transporte y la transformación de los fluoruros en el agua dependen del pH, la temperatura, la dureza del agua y la presencia de materiales intercambiadores de iones, como la arcilla. Los fluoruros se suelen transportar a través del ciclo hidrológico formando complejos con el aluminio (Strunicka y Patocka, 1999).

El flúor es un nutriente esencial y un componente del apatito que forma parte de la estructura de los dientes. La presencia de fluoruros en el agua adquirió gran importancia cuando se descubrió que en concentraciones por arriba de 1.5 mg/l origina la fluorosis dental (Kennedy, 1999; Karthikeyan y Shunmugasundarraaj, 2000); siendo esencialmente sensibles a esta lesión los niños. Además de ocasionar una

serie de efectos sobre la formación de esmalte del diente, se puede producir una fluorosis esquelética, pudiendo llegar a la mutilación (WHO, 2002).

En el caso del acuífero que abastece parcialmente a la ciudad de Guadalajara y su zona metropolitana, al analizar las muestras provenientes de las columnas totales de agua de 41 pozos y de 6 manantiales, se encontraron concentraciones de fluoruro que varían entre 0.33 y 7.59 mg/l; con un promedio de 1.68 mg/l y una desviación estándar de 1.31 mg/l; siendo el contenido máximo permisible de fluoruro para el agua potable de 1.5 mg/l (SS, 1996).

Por consiguiente, la posición estratégica del recurso hídrico subterráneo contenido en los valles de Atemajac y Toluquilla, para el abasto de agua potable a la citada zona metropolitana, motiva a ahondar en el conocimiento de la región a fin de definir las fuentes, transporte, distribución y concentración de fluoruro en un ambiente hidrogeológico volcánico como el que ocupa a este estudio.

1.2 Objetivos, Hipótesis de Trabajo y Metas Específicas.

1.2.1 Objetivos.

- Elaborar el modelo conceptual de funcionamiento hidrogeológico de los valles de Atemajac y Toluquilla y su posible relación con el sistema geotérmico de la caldera de la Primavera situado a 10 km al SW de la ciudad de Guadalajara.
- Determinar el origen de los fluoruros en el acuífero establecido en la zona en estudio.
- Conocer los mecanismos que intervienen en el transporte y distribución de los fluoruros; así como la concentración de éstos en el agua subterránea contenida en los valles de Atemajac y Toluquilla.

1.2.2 Hipótesis de trabajo.

- La posible interrelación entre el agua subterránea y los eventos tectónico-estructurales establecidos en los valles de Atemajac y Toluquilla, se reflejará mediante un proceso térmico anómalo y un incremento en la salinidad del recurso hídrico subterráneo.

1.2.3 Metas específicas.

- La caracterización de un ambiente hidrogeoquímico volcánico, cuyo contenido de fluoruro es significativo, permitirá, por analogía, inferir el comportamiento de este ión en otros acuíferos del país.
- Conocer las velocidades de lixiviación de flúor de diversas rocas ígneas, bajo condiciones ambientales ordinarias.

1.3 Estudios Previos.

Desde el punto de vista geológico existen numerosos trabajos sobre la región en estudio; sin embargo, en el ámbito de la hidrogeología son pocos los trabajos realizados y más aun en el tópic de la hidrogeoquímica, en donde éstos son muy escasos. No obstante, a continuación se mencionan algunas de las fuentes de consulta continua durante el desarrollo del presente estudio; asimismo, en la bibliografía se comentan algunas más que fueron analizadas en su momento.

Geología Regional y Local.

Demant (1978 y 1982), con base en un análisis geodinámico de la Faja Volcánica Transmexicana, considera que la subducción de la Placa de Cocos, a lo largo de la Fosa de Acapulco, se desarrolló progresivamente desde fines del Mesozoico en la traza de una zona de desplazamiento lateral izquierda entre las placas Americana y del Caribe, que aún actúa a lo largo del sistema de fallas Polochic-Motagua-Bertlett. En 1982, Demant afina este modelo conceptual, utilizando métodos petrográficos y geoquímicos, y concluye que la Faja Volcánica puede ser dividida en tres subprovincias con condiciones dinámicas diferentes, que resaltan la evolución tectónica de ésta.

Gutiérrez-Negrín (1988a) propone la génesis del campo geotérmico de la Primavera, en cuya estructura existen dos acuíferos: el primero es un acuífero termal constituido por las pumicitas de la Formación Toba Tala, que posee una gran permeabilidad, es de tipo libre y está limitado, en su base, por riolitas las que fungen como un acuífugo. El segundo, más profundo, es un acuífero conformado por andesitas y riolitas, contiene los fluidos geotérmicos y el origen de sus aguas, por infiltración, relativamente reciente.

Alatorre-Zamora y Campos-Enríquez (1992), a través de un modelo gravimétrico de la caldera de la Primavera, proponen que la estructura de ésta es casi circular e ininterrumpida en sus partes centro y occidente por fallas de orientación noroeste-sureste; asimismo, que la estructura presenta una depresión al norte, por fallas anulares de echado suave.

Ortega et al. (1992), compilan y elaboran la cartografía geológica de la República Mexicana en su quinta versión. En el texto explicativo de ésta, muestran y definen las provincias geológicas del país; las características mineralógicas y la distribución espacio-tiempo de las rocas y las particularidades de las principales fallas que afectan el relieve de México.

Delgado et al. (1993), a partir del acopio de edades radiométricas de rocas volcánicas de la parte central de México, definen la evolución del "Arco Volcánico Mexicano". Al respecto, sugieren que entre 11.2 y 8.3 Ma se desarrolló una etapa de transición entre el volcanismo de la Sierra Madre Occidental y que el emplazamiento de la Faja Volcánica *sensu stricto* fue hace 8.3 Ma; asimismo, que la migración del volcanismo hacia el norte se debe al reordenamiento de las placas en el Pacífico (rotación de la cresta del Pacífico Oriental aproximadamente a los 8 Ma, época en que nace la Placa

de Cocos) y que el desplazamiento de la Faja Volcánica hacia el oeste y suroeste, se originó después de los 5.3 Ma, debido a: i) un aumento en la inclinación del plano de Benioff; ii) una migración de la Fosa en dirección hacia el Pacífico; iii) cambios en la tasa de esparcimiento de la cresta del Pacífico Oriental, o iv) una combinación de todos o algunos de estos factores.

Hidrología.

El Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI, 1999) edita el “Estudio hidrológico del estado de Jalisco”, en él presenta información sobre los factores más importantes del ciclo hidrológico en la entidad federal; considerando aspectos como la fisiografía, geomorfología, estratigrafía, tipos de suelo y otros.

Hidrogeología.

Ariel Consultores, entre 1989 y 1990, desarrolla el “Estudio geohidrológico de la zona de Tesistán-Atemajac, Jal.”; que incluye: prospección geofísica, censo de pozos, piezometría, pruebas de bombeo, un balance de agua y la actualización de la calidad fisicoquímica del agua subterránea, concluyen, entre otras cosas, que: i) la precipitación media anual es de 850 mm y la evaporación potencial de aproximadamente 2 000 mm; ii) en la zona estudiada existen 2 053 aprovechamientos: 1 276 pozos, 771 norias y 6 manantiales; iii) los valores de transmisividad en el acuífero intergranular, mixto y fracturado oscila entre 3.5×10^{-5} y $35.8 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$; y iv) de acuerdo con el balance, la salida de agua natural e inducida por el bombeo, es del orden de $206.6 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$; misma que supera en $55.3 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$ a la recarga.

La Comisión Nacional del Agua, en 1991 elabora el “Estudio geohidrológico de la región de Ocotlán, Jal.”, que colinda con el límite sureste de la zona en estudio, y considera que: i) en la zona existen tres unidades hidroestratigráficas, a saber: basaltos, aluviones y tobas; ii) la recarga al acuífero es por lluvia y excedentes de riego; iii) los niveles estáticos en la zona oscilan entre 2 y 62 m de profundidad, dependiendo de la unidad hidroestratigráfica que se esté captando; y iv) la transmisividad de los basaltos varía entre 2×10^{-3} y $42.6 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$.

González *et al.* (1992) realizan el “Estudio hidrogeoquímico e isotópico de la zona de Toluquilla-Ocotlán-La Barca, Jal.”; a partir del análisis fisicoquímico del agua subterránea y dataciones isotópicas en 122 sitios, reconocen que: i) el área de estudio puede dividirse en nueve zonas hidrogeológicas cuasi-independientes; ii) en el valle de Toluquilla, se cuenta con un acuífero constituido por arenas pumíticas, depósitos aluviales y basaltos; iii) el agua de los pozos de la porción suroeste del valle de Toluquilla, presentan una alta mineralización y un tiempo de residencia muy grande; iv) en algunos tramos de su cauce, el río Santiago recarga localmente a las zonas acuíferas; v) no existen evidencias químicas e isotópicas sobre la interacción del lago de Chapala con las lagunas de San Marcos, Atotonilco y Zacoalco; y vi) por la influencia del bombeo, algunos pozos localizados cerca del perímetro oriental del lago de

Chapala, manifiestan hidroquímica e isotópicamente una similitud con las aguas del citado lago.

Flúor (análisis internacional).

Rankama y Sahama (1950; en Hem, 1992) señalan que las rocas ricas en metales alcalinos, así como la obsidiana, son las clases de minerales que contienen altas cantidades de flúor.

Bower y Hatcher (1967; en: Hem, 1992) puntualizan que la concentración del ión F^- en el suelo varía de acuerdo con el tipo de roca y la existencia de vetas de minerales que contengan flúor. La disponibilidad del flúor en forma iónica (F^-) en el suelo esta determinada por la solubilidad del compuesto de fluoruro, el pH del medio, la temperatura, la cantidad de agua y la presencia de otros compuestos químicos que puedan combinarse con el F^- .

Burgstahler (1997), utilizando diversos reportes médicos y de calidad de las aguas para consumo doméstico (1956-1963), señala una asociación positiva entre la malformación congénita conocida como síndrome de *Down's* (mongolismo) y el contenido de fluoruros en el agua de bebida en las región centro-norte de los Estados Unidos.

Chen *et al.* (1998) comentan que en suelos con pH neutro y ácido, localizados en un ambiente geoquímico semi-árido, rico en hierro y aluminio, encontraron grandes cantidades de flúor.

Toma *et al.* (1999) indican que los suelos sódicos están caracterizados por un alto contenido de flúor. Por otra parte, la aplicación de fertilizantes fosfóricos y la irrigación con aguas que contienen gran cantidad de fluoruros, tienden a promover la acumulación de éste en suelo y plantas.

Kennedy (1999) y Karthikeyan y Shunmugasundarraaj (2000), a través de investigaciones epidemiológicas sobre los efectos en la salud humana, debidos por la ingesta de agua con alta concentración de fluoruros, señalan que la prevalencia de la caries dental es inversamente proporcional al contenido de estos compuestos; mientras que la fluorosis dental presenta una relación dosis-respuesta positiva. La fluorosis dental ocasiona un efecto sobre la formación de esmalte del diente, haciéndolo poroso.

Millar *et al.* (1999) establecen que el contenido de fluoruro en las aguas geotermales de *Yellowstone National Park and Idaho*, está por arriba de los 30 mg/l. Las grandes cantidades se presentan de manera natural en manantiales y geysers, así como en algunos pozos construidos para generar energía o irrigar cultivos. Estos últimos presentan contenidos de fluoruro de alrededor de las 15 mg/l.

Lu *et al.* (2000) encontraron una relación entre el bajo IQ (92.27 ± 20.45) en 60 niños que beben agua con altos contenidos de fluoruros (3.15 ± 0.61 mg/l). En tanto, en 58 niños, cuyo IQ es de 103.05 ± 13.86 , el agua que beben contiene 0.37 ± 0.04 mg/l.

Ral *et al.* (2000) señalan que la movilidad difusa del flúor en el suelo se incrementa con el contenido de agua y decrece con el pH.

Strunecka y Patocka (1999), así como Saxena y Ahmed (2001) indican que en el agua, el flúor existe como ión fluoruro, aunque a pH bajo puede presentarse formando complejos con aluminio, berilio y fierro (III) entre otros metales. No obstante, Handa (1975; en Saxena y Ahmed, 2001) señala que la presencia de fluoruros disueltos en el agua es posible solo mediante condiciones fisicoquímicas favorables como el pH, dureza y la presencia de materiales intercambiadores de iones, como la arcilla; asimismo, cuando el tiempo de residencia es bastante largo (Kullenberg y Sem, 1973, y, Handa, 1975; en Saxena y Ahmed, 2001).

La *Water Helth Organization* (WHO, 1994 y 2002) establece que la fluorosis tiene un doble efecto tóxico: i) ataca a las células que generan el esmalte del diente y ii) en conjunto con el calcio y fósforo constituye un mineral denominado fluorapatito que convierte el esmalte en quebradizo. Asimismo, señala que la fluorosis dental se manifiesta como manchas u opacidades blanquecinas hasta esmalte veteadado con aspecto corroído. Por otra parte, puntualiza que la fluorosis es endémica en por lo menos 25 países del mundo, entre los que destacan: India, China, Turquía, Pakistán, y Blangadesh. El número total de personas afectadas aún no es conocido, pero una estimación conservadora es de varias decenas de millones.

Flúor (análisis nacional)

Medellín *et al.* (1989), al realizar un muestreo del agua subterránea de la ciudad de San Luis Potosí, señalan que el 40% de los pozos suministra agua con valores de fluoruro entre 3 y 4 mg/l, 23% tienen fluoruro entre 1 y 3 mg/l y el 27% presenta valores menores a 1 mg/l.

González *et al.* (1990) al efectuar un estudio hidrogeoquímico en la Comarca Lagunera (localizada entre Durango y Coahuila), puntualizan que los altos contenidos de fluoruro en el agua (hasta 3.7 mg/l) están relacionados con las rocas volcánicas de la región.

Cardona *et al.* (1993) al aplicar el concepto de “valor de fondo” en el acuífero termal profundo de la ciudad de San Luis Potosí, indican que el contenido de fluoruro (0.3 a 3.6 mg/l) y de litio (0.01 a 0.22 mg/l) se deriva de la interacción agua-roca.

Cardona-Benavides y Carrillo-Rivera (1995) señalan que la concentración de fluoruro en el acuífero profundo de la ciudad de San Luis Potosí, está controlada por la solubilidad con relación a la fluorita y subsaturada con relación a la calcita. Esto permite, durante el paso del medio fracturado al medio granular (en forma natural o

inducido por el bombeo), que el contenido de Ca^{2+} se incrementa, originando una disminución del F^- disuelto.

González *et al.* (1994) al desarrollar un estudio hidrogeoquímico e isotópico de las zonas Tesistán, Guadalajara y Toluquilla, indican que las concentraciones de fluoruro varían entre 0.35 y 7.16 mg/l. Asimismo, señalan que algunas de las altas concentraciones de fluoruro están relacionadas con aguas cuya temperatura va más allá de los 30 °C.

Trejo *et al.* (1997) al llevar a cabo una evaluación de la exposición del contenido de fluoruro en el agua de bebida de la ciudad de Durango, determinaron concentraciones que van de 1.54 a 5.67 mg/l; asimismo, señalaron que el 95% de una población de 306 652 habitantes, está expuesta a niveles de fluoruro mayores a 2.0 mg/l.

Calahorra-Fuertes (1998) señala que los contenidos de fluoruro en los acuíferos de Delicias-Meoqui (de 1.2 a 13 mg/l) y Jiménez-Camargo (0.8 a 2.6 mg/l), localizados en la porción sureste del estado de Chihuahua, están relacionados con las rocas ígneas de la región y con los procesos hidrotermales que conformaron los depósitos mineros de Ag-Pb-Zn-Au que se tienen en la zona.

Trejo-Vázquez y Bonilla-Petriciolet (2001) al determinar el contenido de fluoruros del agua extraída por los 126 pozos que abastecen a la ciudad de Aguascalientes, señalan que el agua de 73 pozos tienen concentraciones por debajo de 1.5 mg/l; 50 pozos, entre 1.51 y 4.5 mg/l y tres, por arriba de 4.5 mg/l. Las máximas concentraciones de fluoruros en el agua subterránea se distribuyen en la porción centro – sureste de la citada ciudad.

Grijalva *et al.* (2001) al llevar a cabo un estudio sobre la ingestión y excreción de fluoruros en 31 niños de la ciudad de Hermosillo, determinaron que la concentración de ión en el agua de consumo fue entre 0.54 a 2.77 mg/l; en tanto, la ingestión media de F^- , considerando a los alimentos consumidos, fue entre 1.51 y 5.41 mg/l; por lo que la excreción media de F^- fue de 1.66 mg/24h.

1.4 Metodología de Trabajo.

1.4.1 Aspectos generales.

Las actividades realizadas en la primera fase de la investigación fueron:

- Búsqueda y obtención de información en dependencias gubernamentales e institutos y centro de investigación especializados.
- Ordenación y clasificación de información.
- Análisis de información.
- Integración de información en forma interdisciplinaria.

Durante la segunda etapa, de observación-experimentación, las metodologías específicas aplicadas en cada ámbito se describen a continuación.

1.4.2 Metodologías específicas.

Hidrología.

Para el desarrollo de este apartado se consultó la información proveniente de la Comisión Nacional del Agua (CNA, 1994) y del Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI, 1985 y 2000). Parte de la información analizada e integrada (p.e., geología e hidrografía) fue verificada en campo durante esta investigación.

Geología.

La caracterización de la geología se realizó con base en una compilación e integración de los estudios y proyectos publicados por diversas fuentes, como la Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos, Comisión Nacional del Agua, Consejo de Recursos Minerales e Institutos de Geología, Geofísica y Geografía de la UNAM, entre otros. Así como del examen de las hipótesis, que diferentes autores han propuesto en materia de definición, extensión y subdivisión de la Faja Volcánica Transmexicana, así como su relación con las provincias geológicas de la Sierra Madre Occidental y del Bloque de Jalisco. Con esto se obtuvo el marco geológico de referencia a dos escalas de trabajo: i) regional, que incorpora la porción occidental de la Faja Volcánica Transmexicana y ii) local, que abarca los valles de Atemajac y Toluquilla. Asimismo, gran parte de la secuencia litológica y de los rasgos estructurales citados por las diversas fuentes de información consultadas, fueron verificadas en campo durante el desarrollo de este trabajo.

Respecto a la geología del subsuelo del acuífero de Atemajac y Toluquilla, la información recopilada se integró con la establecida por 68 columnas litológicas de pozos perforados en la zona por particulares y por el Sistema Intermunicipal de Agua Potable y Alcantarillado (SIAPA). Asimismo, la citada información fue complementada con 15 Sondeos Eléctricos Verticales (SEV's) realizados en el transcurso de esta investigación. La metodología empleada para la prospección geofísica, fue un arreglo tetrapolar tipo Schlumberger. Las aberturas electródicas de emisión de corriente fueron de $AB/2 = 1.00$ a 1000 m y los datos de campo fueron obtenidos mediante un equipo de resistividad marca *Bison*. La interpretación cuantitativa se realizó mediante la técnica de "punto auxiliar" a través del "programa inverse" (publicado en el *Handbook of Engineering Geophysics by Bisón Instruments Inc., 1995*).

En cuanto a la geología del subsuelo de la caldera de la Primavera, ésta fue establecida mediante las columnas litológicas atravesadas por cinco pozos geotérmicos perforados por la Comisión Federal de Electricidad.

Hidrogeología.

La definición del modelo hidrogeológico conceptual incluyó: i) la caracterización de las diferentes unidades hidrogeológicas, con base en las características físicas e hidráulicas de cada una de ellas; ii) el establecimiento de zonas de recarga y de descarga, a partir del comportamiento de la carga potenciométrica y de la distribución de la concentración de especies químicas e isotópicas; iii) el comportamiento piezométrico (profundidad, elevación y evolución del nivel de agua) de la zona de estudio se estableció a través del análisis e integración de la información piezométrica generada por Ariel Consultores (1989-1990); así como, de la implementación y medición de una red piezométrica definida durante el desarrollo de esta investigación, y conformada por un total de 70 pozos. Los periodos de medición y el número de pozos fueron: 34 pozos en abril de 1996 y 36 pozos en noviembre de 2001.

Los parámetros hidráulicos de las unidades hidrogeológicas, se establecieron a través del análisis de la información aportada por diversas pruebas de bombeo realizadas por la empresa Ariel Consultores durante 1989-1990. Esta información se complementó con seis pruebas de bombeo-recuperación a caudal constante en régimen variable, realizadas en noviembre de 1998, durante el desarrollo de esta investigación. En éstas, se mantuvo una razón constante de bombeo en pozos vecinos, ya que en algunos casos no fue posible interrumpir su funcionamiento durante la prueba. La medición de la descarga o caudal durante las pruebas, se llevó a efecto en los pozos de uso agrícola mediante un recipiente de capacidad conocida y cronómetro, así como por el método de la "escuadra"; mientras que en los pozos de uso industrial, se utilizó un medidor de flujo comercial para medir la cantidad de agua extraída en un tiempo dado.

Por lo que respecta a la profundidad del agua en el pozo de bombeo, en vista de que no se contó con pozos de observación; las mediciones se realizaron en aquellos a través de una sonda eléctrica. Éstas se efectuaron a intervalos muy cortos durante la primera hora, luego cada hora y por último cada dos horas. Los métodos empleados para la interpretación de las seis pruebas fueron los de Theis, Jacob y Hantush, los cuales son considerados como métodos teóricos generales para la interpretación de pruebas de bombeo en régimen variable, en los cuales se interpreta no el descenso total, sino la evolución de los niveles a lo largo de la prueba (Johnson, 1975; Villanueva-Martínez e Iglesias-López, 1984).

Hidrogeoquímica.

En el año de 2001 se obtuvieron muestras de agua de 42 pozos y 7 manantiales. Los sitios de muestreo fueron seleccionados con base en los datos litológicos disponibles, el comportamiento del gradiente hidráulico y la calidad histórica del agua subterránea de la región. El muestreo de agua consideró aquellos pozos que contaban con más de seis meses de operación continua, utilizando una celda de flujo interno, la cual también se empleó para la medición *in situ* del pH y de la

temperatura. Respecto a los manantiales, las muestras se colectaron en la descarga de éstos, registrando también la temperatura y el pH de campo.

Las muestras de agua fueron colectadas en botellas de polietileno; no obstante, aquellas que se emplearían para determinar metales pesados se filtraron, utilizando un filtro de 0.45 μ m, y se acidificaron con ácido nítrico de alta pureza para disminuir el pH a menos de 2 unidades. Todas las muestras fueron almacenadas a una temperatura de 4°C hasta su análisis en el laboratorio del Centro de Calidad Ambiental del ITESM – Campus Estado de México. Las determinaciones se hicieron mediante los métodos establecidos por la normatividad mexicana y los estándares definidos por la US – *Environmental Protection Agency* (USEPA).

Las características isotópicas del agua subterránea de la región, fueron establecidas considerando los resultados de 49 análisis de oxígeno-18 y deuterio determinados en el estudio de González *et al.*, 1994.

Finalmente, con el fin de conocer y evaluar la concentración de flúor que puede lixivarse de las rocas que conforman la secuencia litológica de la región de estudio, de noviembre de 2001 a septiembre de 2002, se realizó un estudio de la interacción agua-roca. Para ello se muestrearon ocho tipos de roca de la secuencia volcánica de la región; las cuales fueron caracterizadas químicamente a través de la concentración de elementos mayores medidos en muestra fundida en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X-LUGIS de la UNAM.

El experimento de lixiviación se realizó en el laboratorio de Calidad del Agua del Instituto Tecnológico de Monterrey – Campus Estado de México, el cual consistió en:

- Trituración de la roca hasta obtener una granulometría del tamaño de arcilla;
- Colocación de 20 g de muestra de roca triturada, en vasos de teflón de 100 ml, con 30 ml de agua destilada, con un pH de 6 y una conductividad eléctrica de 6 μ S/cm;
- El proceso de lixiviación se llevó a cabo a una temperatura de 20 °C y presión ambiental; siendo los intervalos de tiempo establecidos para la interacción agua-roca, de 2, 7, 15, 30, 60 y 120 días. Para cada uno de los periodos se prepararon siete muestras de roca molida, para un total de 48 muestras. Durante la interacción, cada muestra se mantuvo en movimiento por espacio de 5 minutos por día utilizando un agitador mecánico a una velocidad de 500 rpm.
- Concluidos los intervalos de lixiviación de cada muestra de roca, el agua producto fue filtrada a través de un filtro de celulosa de 0.45 μ m, hacia envases de polietileno de 30 ml, previamente lavados con agua bidestilada; posteriormente fueron almacenados a una temperatura de 4°C. El tiempo máximo de almacenamiento para cada serie de muestras, previo al análisis, fue de 28 días según la norma mexicana NMX-AA-077-SCFI-2001 (SECOFI, 2001).

El contenido de fluoruro en cada muestra de agua de lixiviación, se realizó en el laboratorio del Centro de Ciencias de la Atmósfera de la UNAM; mediante la técnica *High Performance Liquid Chromatography (HPLC)*, cuyo intervalo de detección es de 0.001 a 2.4 mg/l. El contenido de metales pesados y los iones mayores, se determinó por absorción atómica según la técnica *EPA-6010*, en la Facultad de Química de la UNAM.

1.5 Particularidades del Área de Estudio.

1.5.1 Localización.

Con una superficie de 1 410 km², los valles de Atemajac y Toluquilla están ubicados en la parte centro-septentrional del estado de Jalisco (Figura 1.1). Comprenden los municipios de Guadalajara, Tlaquepaque, Zapopan, Tonalá y el Salto (Tabla 1.1).

Tabla 1.1. Superficie de los diferentes municipios que integran la zona de estudio.

Municipios	Superficie (km ²)	
	Total del Municipio ^A	Valles de Atemajac y Toluquilla ^B
Guadalajara	149. 175	149. 175
Tlaquepaque	120. 838	120. 838
Zapopan	1 160. 655	934. 916
Tonalá	162. 508	162. 508
El Salto	88. 672	42.563
Total	1 681. 848	1 410. 000

Fuentes: A) CRM, 1992; INEGI, 2000. B) Calculada en este estudio.

1.5.2 Población y actividad económica.

Población.

El crecimiento poblacional que ha mostrado la zona en estudio en las últimas tres décadas, considerando el número total de habitantes de los cuatro municipios que parcialmente se encuentran emplazados en ella, se puede apreciar en la Tabla 1.2. Los valores ahí establecidos, indican que el índice de crecimiento poblacional medio anual de la ZMCG ha sido del ocho por ciento. En tanto, la ciudad de Guadalajara presenta una tasa de crecimiento de población de tan solo 0.15 %, esto significa que la zona metropolitana debe su crecimiento sobre todo a los municipios periféricos.

Figura 1.1. Ubicación de la zona de estudio.

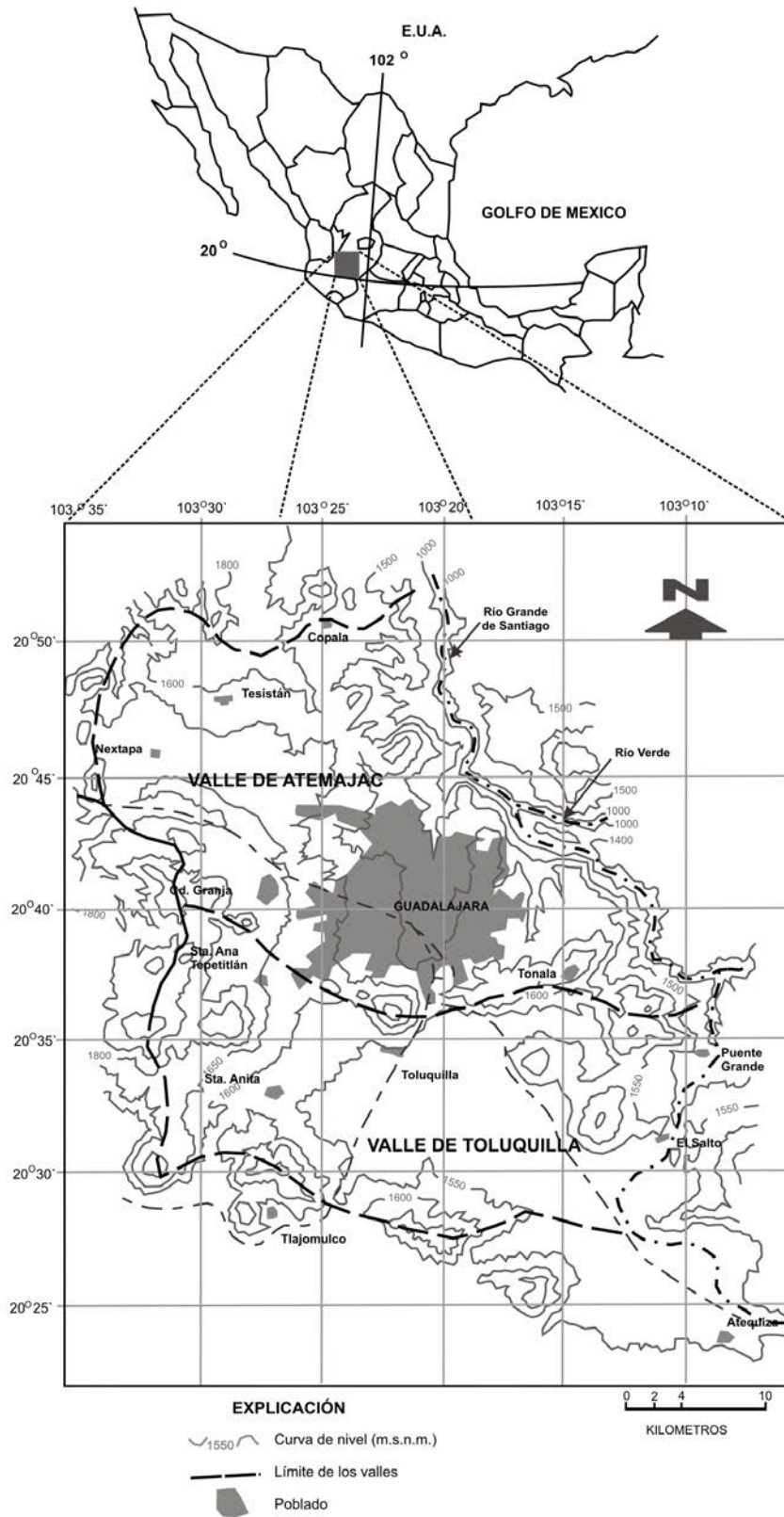


Tabla 1.2. Crecimiento poblacional de los municipios que conforman la zona en estudio.

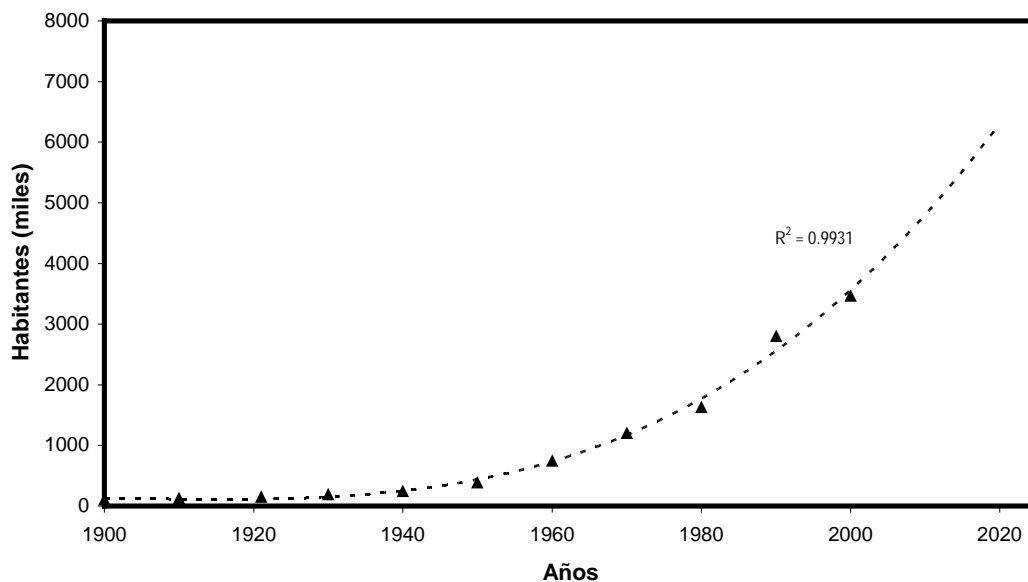
Año	Zona de Estudio						
	Zona Metropolitana de la Ciudad de Guadalajara ¹					Mun. El Salto	Total
	Guadalajara	Tlaquepaque	Zapopan	Tonalá	Total		
1980	1 626 152	177 324	389 081	52 158	1 626 152	19 887	1 646 039
1990	1 650 205	339 649	712 008	168 555	2 797 586	38 281	2 835 867
2000	1 647 720	475 472	1 002 239	336 109	3 461 540	84 261	3 545 801

1) Antes de 1940 la ciudad sólo estaba conformada por el municipio de Guadalajara; entre 1940 y 1980 se le adicionan los municipios de Tlaquepaque y Zapopan, dando origen a la ZMCG; y a partir de 1990, se integra el municipio de Tonalá (INEGI, 1994).

Una proyección del crecimiento poblacional de Guadalajara y su zona metropolitana se muestra en la Figura 1.2. En ésta se podrá observar que para el año 2010 la metrópoli contará con alrededor de 4' 720 000 habitantes; mientras que para el año 2020 tendrá aproximadamente 6' 200 000 habitantes.

Este crecimiento explosivo y sin planeación que ha mostrado desde la década de los noventas, propiciará que la zona metropolitana de la ciudad de Guadalajara se convierta en otra aglomeración urbana que requerirá de servicios de una manera caótica, entre los que destaca el abastecimiento de agua potable (Suplemento especial del Periódico *Público*, 08-09-1999).

Figura 1.2. Crecimiento poblacional de la zona metropolitana de la ciudad de Guadalajara (1900-2020).



Actividad económica.

De acuerdo con lo establecido por el Centro Nacional de Desarrollo Municipal (CNDM, 2000), la Población Económicamente Activa (PEA) en la zona de estudio, en función del Censo de 1995, es como se muestra en la Tabla 1.3.

Tabla 1.3. Actividad económica en la zona en estudio (1995).

Municipio	Población Económicamente Activa					Población Econ. Inactiva	Población Total del Municipio
	Primario	Secundario	Terciario	No especificado	Total		
Guadalajara	4 365	186 274	339 724	17 320	547683	1 085 533	1 633 216
Tlaquepaque	3 430	47 287	46 921	3 740	101378	347 860	449 238
Zapopan	5 841	79 310	130 291	7 992	223434	701 679	925 113
Tonalá	1 991	22 721	21 704		46416	225 441	271 857
El Salto	472	6 469	3 265	540	10746	59 367	70 113

Sector Primario: Agricultura, ganadería, silvicultura y pesca.

Sector Secundario: Industria extractiva, manufacturera, construcción, electricidad y agua.

Sector Terciario: Comercio, transporte y comunicaciones, turismo, administración pública y otros.

Las principales zonas agrícolas se encuentran entre el poblado de Tesistán y la ciudad de Guadalajara (municipio de Zapopan), entre los poblados de Santa Anita y Toluquilla (municipio de Tlaquepaque) y en la porción noroccidental de la ciudad la ciudad de Guadalajara (municipio del mismo nombre). La mayor parte de la tierra son pequeña propiedad y en menor grado, de propiedad ejidal. Los principales cultivos en la zona de Tesistán son el maíz, sorgo, calabacita, jitomate, garbanzo, aguacate, mango y ciruela; mientras que en el valle de Toluquilla, además del maíz y el sorgo, se produce la cebolla, col, camote, lechuga, betabel, trigo y avena.

Por lo que respecta al sector industrial, éste se encuentra ubicado principalmente en la porción sureste de la ciudad de Guadalajara, así como la zona contenida entre esta ciudad y el poblado de El Salto. Los principales ramos industriales en estas zonas son el textil, metalmecánica, hulera, alimenticia, petroquímica, muebles y calzado.

1.5.3 Abastecimiento de agua potable.

En los valles de Atemajac y Toluquilla, según Ariel Construcciones (1989-1990) y Georex (1996), se cuenta con alrededor de 1 276 pozos, 771 norias y seis manantiales; cuya operatividad depende del Sistema de Agua Potable y Alcantarillado de Jalisco (SAPAJAL) y el Sistema Intermunicipal de Agua Potable y Alcantarillado (SIAPA); así como de diversos industriales y agricultores.

De acuerdo con la CNA (2000; comunicación verbal del Ing. Gerardo Cortes), el volumen de agua subterránea extraído de los valles de Atemajac y Toluquilla fue de

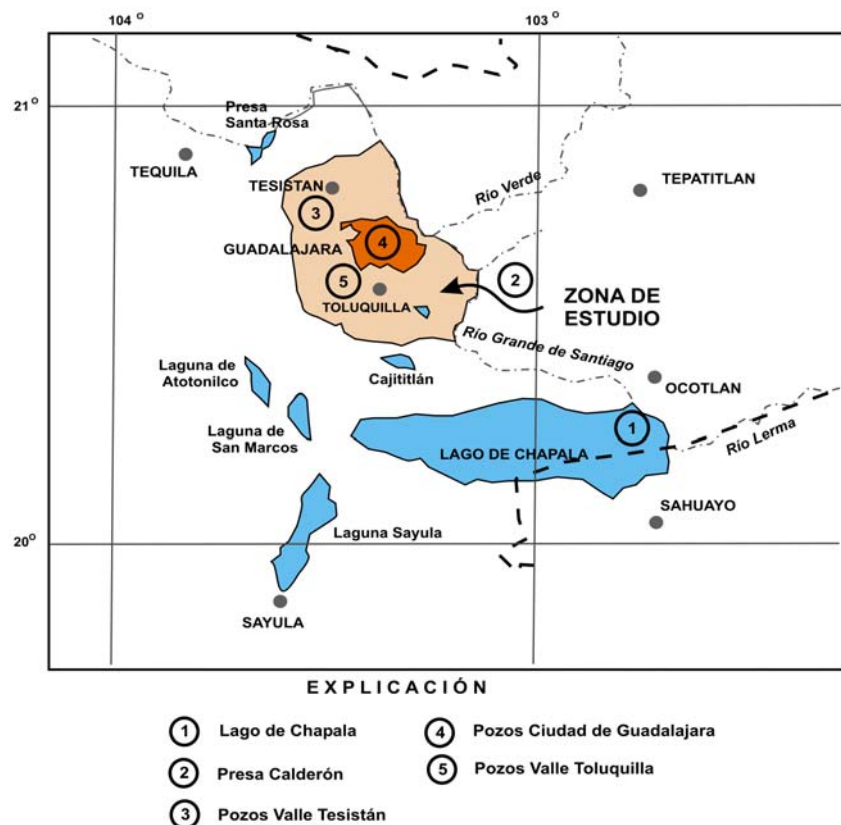
6.50 m³/s en ese año, de los cuales 3.32 m³/s se emplearon en el uso doméstico de la zona en estudio.

Adicionalmente al volumen de agua subterránea establecido, según el SIAPA (1998), se utilizaron 5.5 m³/s del agua almacenada en el lago de Chapala y 2.0 m³/s del agua embalsada en la presa Calderón (Figura 1.3), a fin de cubrir la demanda de los diversos usos en la zona de interés.

Alrededor del 54 por ciento del agua abastecida a la Zona Metropolitana de la Ciudad de Guadalajara y parte del Municipio El Salto, proviene de fuentes superficiales; éstas, al estar íntimamente relacionadas con el ciclo hidrológico de la región, hacen que ese recurso presente una gran vulnerabilidad a la escasez cada año, condicionando sustancialmente la cantidad de agua abastecida; así como la explotación del agua subterránea en la zona en estudio.

Por otra parte, si se considera el crecimiento poblacional proyectado en este estudio para la ciudad de Guadalajara y su zona metropolitana; así como una dotación confort de 180 l/hab/día, se tendrá que el volumen para uso doméstico tenderá a incrementarse en 2.50 m³/s, para el año 2010 y 3.10 m³/s, para el 2020.

Figura 1.3. Ubicación de las fuentes de abastecimiento a la zona metropolitana de la ciudad de Guadalajara.

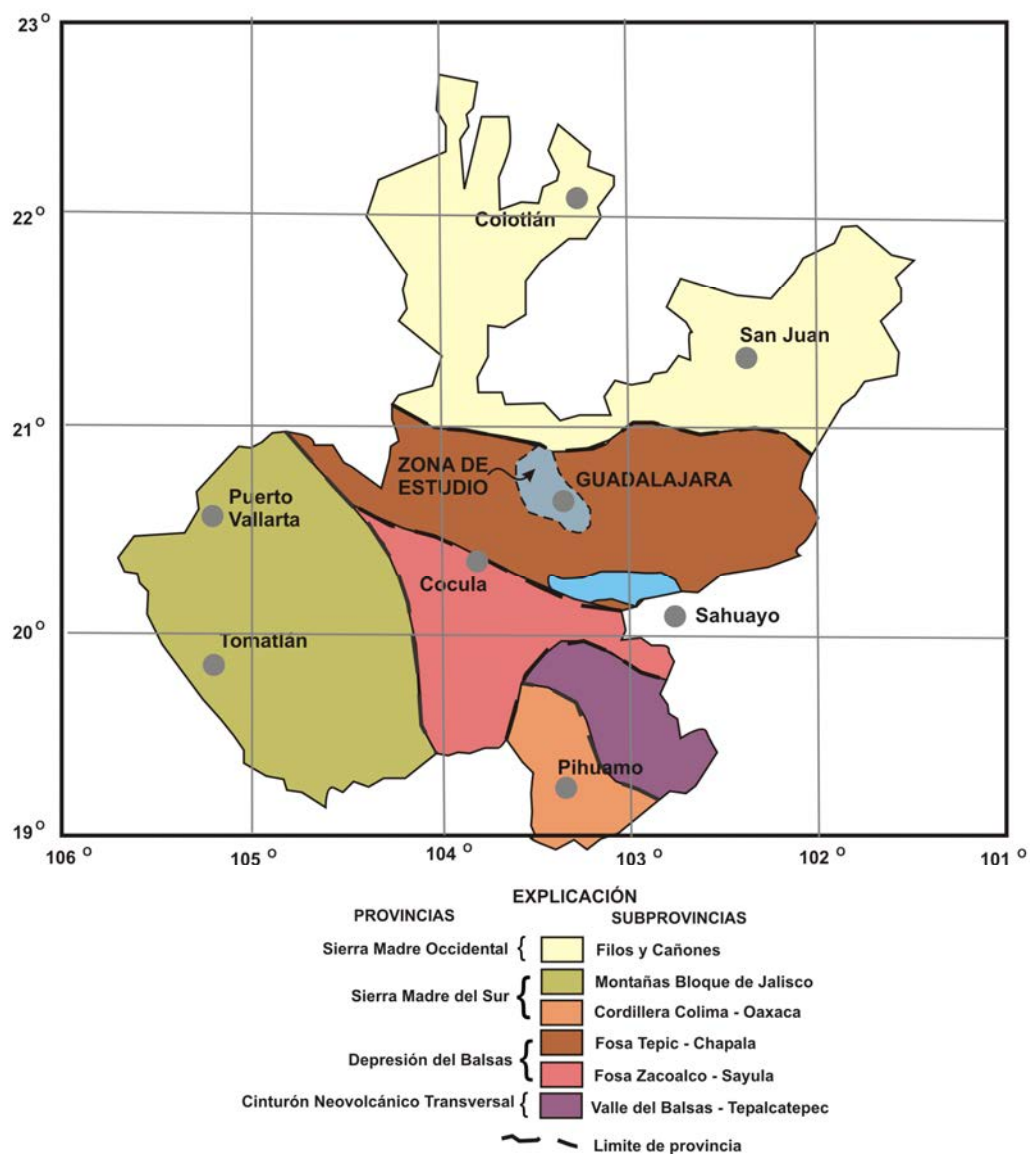


2. MARCO FÍSICO

2.1 Geomorfología.

Los valles de Atemajac y Toluquilla, según Lugo-Hubp y Córdova-Fernández (1992) se localizan en los límites de la subprovincia denominada Fosa de Tepic – Chapala, que es parte de la provincia geomorfológica Cinturón Neovolcánico Transversal (Figura 2.1).

Figura 2.1. Provincias y subprovincias geomorfológicas del estado de Jalisco.



Fuente: Lugo-Hubp y Córdova-Fernández (1992).

La citada provincia geomorfológica, presenta una serie de estructuras escalonadas ocupadas por montañas volcánicas neogénicas, campos volcánicos y estratovolcanes cuaternarios (Foto 2.1); así como varias cuencas endorreicas como las de Toluca, México y Puebla.

**Foto 2.1. Al frente montañas volcánicas neogénicas en la margen izquierda del cauce del río Grande de Santiago, al fondo, el volcán de la Higuera, margen derecha del río.
Foto tomada desde la porción noroccidental de la ciudad de Guadalajara.**



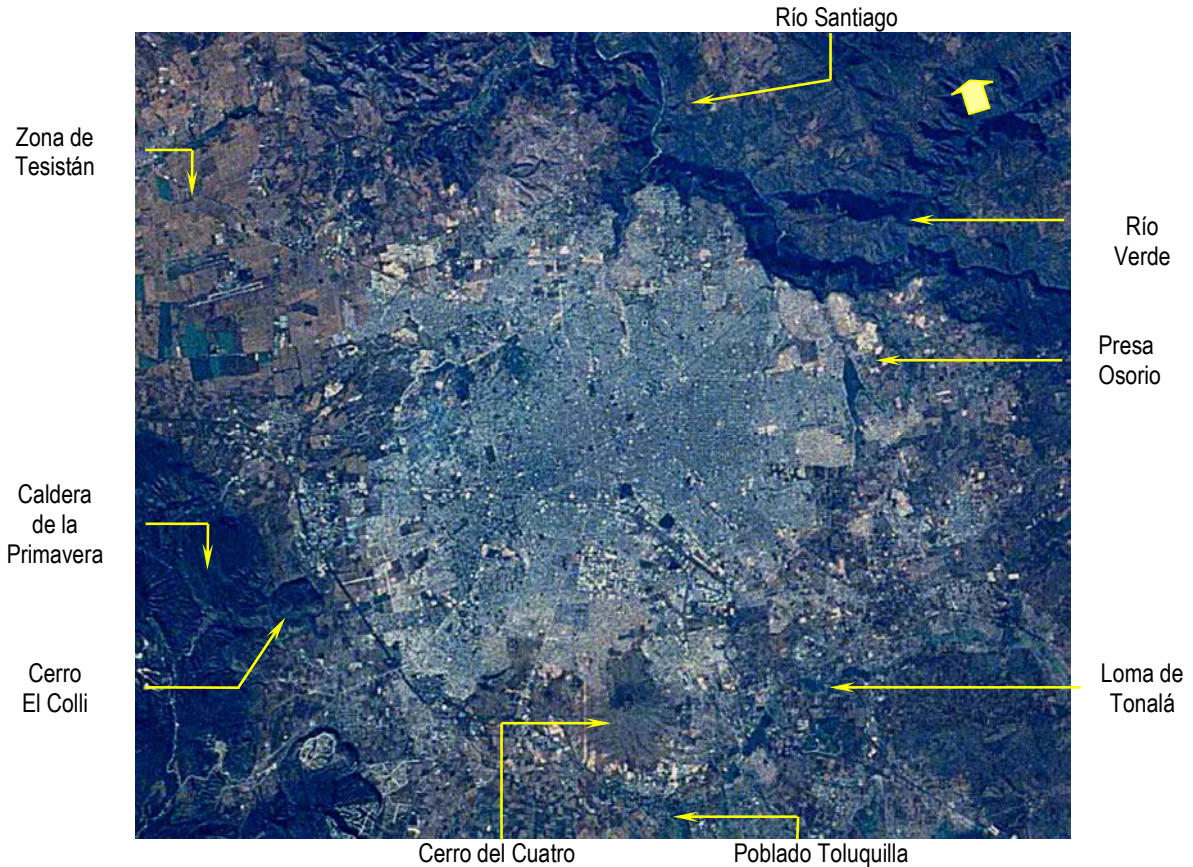
La zona en estudio manifiesta una serie de rasgos morfológicos principales, como: montañas de bloque, volcanes, mesetas y valles.

Las montañas de bloque se localizan al norte-noroeste de la zona de Tesistán, y se hallan conformadas por basaltos y riolitas que han sido erosionadas por el río Santiago. Ferrari *et al.*, 1994 señalan que la secuencia máfica del río Grande de Santiago es una unidad basáltica ubicada al oriente de la ciudad de Guadalajara, incluyendo el altiplano de Los Altos. Esta secuencia máfica es relativamente antigua y cubre 8 500 km² con un volumen de alrededor de lo 3 000 km³.

Los conos volcánicos son de reducida altura, en tanto al occidente de Guadalajara destaca la caldera de la Primavera, constituida por una serie de domos riolíticos. Las extensas mesetas, ubicadas preferencialmente en la parte oriental de la zona en estudio, están formadas por lavas basálticas; en ellas, se ha desarrollado un drenaje dendrítico y rectangular, en donde sobresale el cauce del río Santiago (Foto 2.2)

La relación entre las condiciones hidrográficas con las geoformas en el área en estudio está en función de las rocas que conforman a estas últimas; así, se tiene que las montañas de bloque, volcanes y mesetas conformadas por rocas andesíticas, riolíticas y basálticas presentan un intenso fracturamiento a través del cual se transmite el agua hacia los sedimentos que colmatan a los valles.

Foto 2.2 Vista aérea de la ciudad de Guadalajara y de algunos rasgos geográficos limítrofes.



Las planicies se encuentran colmadas por depósitos aluviales, así como por piroclastos. Estos últimos, tienen un papel importante en la captación y transmisión del agua subterránea.

2.2 Hidrología.

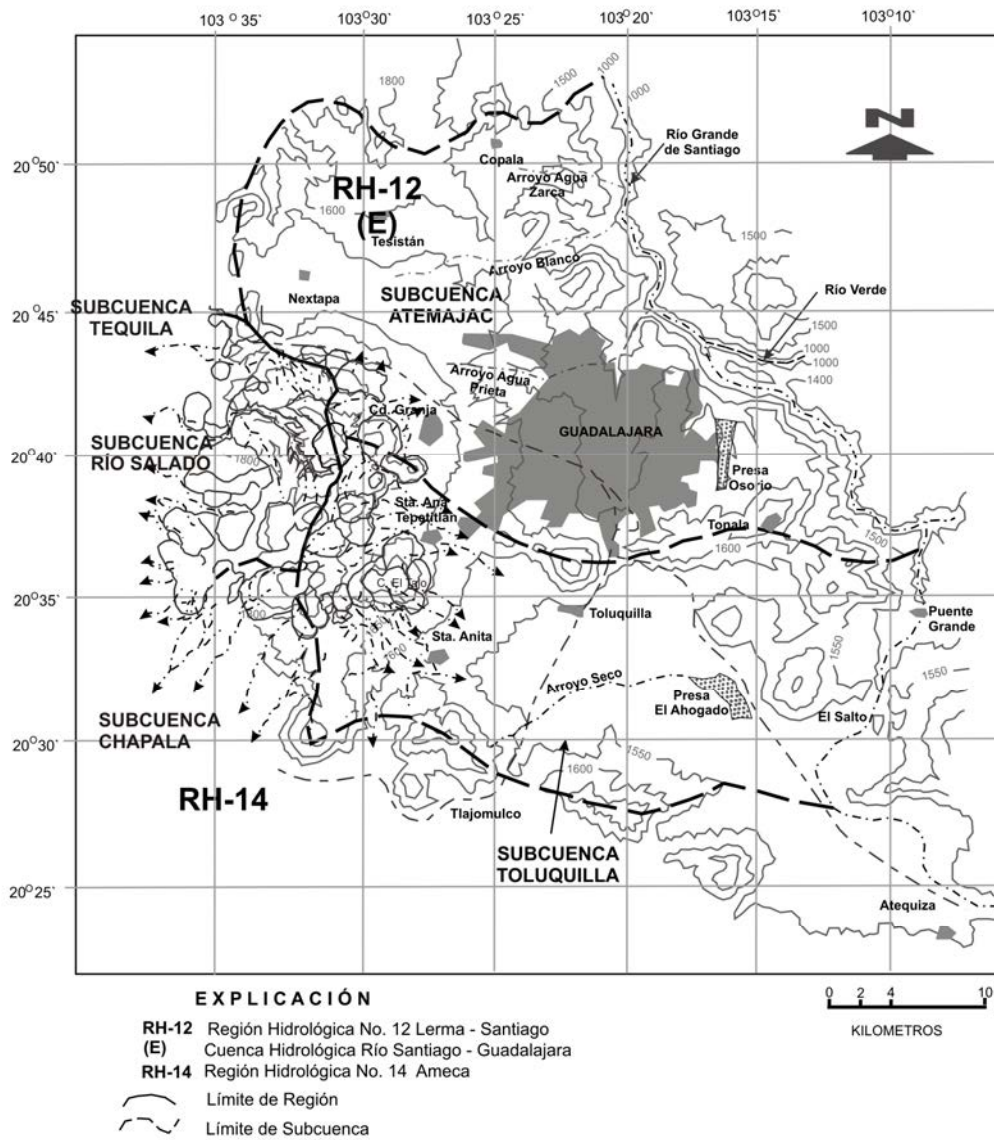
2.2.1 Hidrografía.

Los valles de Atemajac y Toluquilla, según el INEGI (2000), se ubican en la Cuenca Río Santiago – Guadalajara situada en la porción centro-oeste de la Región Hidrológica No. 12 Lerma-Santiago (Figura 2.2).

La zona en estudio, hacia la porción oriente, se encuentra limitada por el río Grande de Santiago, cuyo origen es el lago de Chapala. A partir de la población de Juanacatlán, el nivel del río desciende bruscamente y corren sus aguas por una sinuosa barranca de 250 kilómetros de largo y una profundidad aproximada de 600 metros. Algunos afluentes del río Santiago son los ríos de Tula, Calderón, Verde, Achichilco, Juchipila,

Cuixtle, Bolaños y Apozolco. Cabe señalar que fallas de desplazamiento lateral derecho controlan prácticamente el curso del río y producen barrancos verticales espectaculares, en cuyas paredes se observan estrías horizontales.

Figura 2.2. Aspectos hidrográficos en los valles de Atemajac y Toluquilla.



Fuente: Modificado de INEGI (2000).

En la margen izquierda del río Grande de Santiago, se cuentan con una serie de manantiales, siendo los más importantes: Los Camachos, Oblatos, La Soledad, San Isidro, Las Pilitas (Foto 2.3) y Juanacastle.

Foto 2.3. Manantial de Las Pilitas, margen izquierda del río Santiago.



Respecto a la subcuenca Atemajac, el principal colector de las aguas pluviales y del 60% del agua residual de la zona metropolitana de Guadalajara, es el río San Juan de Dios, actualmente entubado (Foto 2.4). Cruza la parte central del área de sur a norte.

Los afluentes del río San Juan son: i) el arroyo de Atemajac, en la actualidad parcialmente revestido; ii) el arroyo de San Andrés, entubado en su totalidad y iii) el arroyo El Rosario, que alimenta la antigua presa de Osorio (Figura 2.2). Estos tres arroyos drenan el 40% de las aguas residuales y las pluviales de la zona urbana.

Otro arroyo de mediana importancia es el arroyo Blanco (Figura 2.2), que tiene como tributarios varios manantiales; éste tiene una caída espectacular conocida como “Cola de Caballo” (Foto 2.5), situada en la parte oriente de la carretera Guadalajara-Salttillo y el escarpe de la margen izquierda de la barranca del río Grande de Santiago. Complementan el drenaje de la subcuenca un sinnúmero de arroyos pequeños; además de manantiales disminuidos en su gasto, pero que todavía funcionan, tales como: Tesistán, Colomos, Belisario, Osorio y Górgoros.

En cuanto a la subcuenca Toluquilla, ésta no presenta arroyos perennes, dada las características del suelo. No obstante, los arroyos considerados como importantes son: Sanjuanate y Seco (Foto 2.6), ambos cruzan el área de poniente a oriente, convergiendo en la presa El Ahogado, para posteriormente desembocar en el río Grande de Santiago (Figura 2.2). Ambos arroyos muestran una degradación en la

calidad de sus aguas, principalmente, por descargas de agua residual doméstica, como se aprecia en la Foto 2.6.

Foto 2.4. Al fondo colector San Juan de Dios, por donde transita el río del mismo nombre y el agua residual de la porción central de la ciudad de Guadalajara.

Foto tomada durante la construcción del sifón de este colector, por las obras del tren ligero.



Foto 2.5. Caída de agua “Cola de Caballo”.



Foto 2.6. Arroyo Seco. Parte suroeste del valle de Toluquilla.



En la subcuenca de Toluquilla se tienen manantiales de regular importancia como: Toluquilla, Sanjuanate y Ojo de Agua de Ramírez; así como otros agotados como: La Cajilota, El Ahuacate y Los Tecomates.

Al occidente de Guadalajara destaca la caldera de la Primavera, constituida por una serie de domos riolíticos. El drenaje establecido por estos elementos estructurales es radial en la porción norte; mientras que en la parte centro-sur, subangular y a veces angular, reflejo de las fallas y fracturas en la estructura (Figura 2.2).

La caldera sirve de límite a dos regiones hidrológicas como son: Lerma-Santiago (RH-12) y Ameca (RH-14). Formando parte de la primera región hidrológica, en la citada estructura convergen las subcuencas hidrológicas de Tequila, Atemajac, Toluquilla y lago de Chapala (San Marcos). En tanto, conformando a la segunda región hidrológica, se cuenta con la subcuenca del río Salado (Figura 2.2), originado en gran parte por el manantial de río Caliente (Foto 2.7) y otros, que en conjunto descargan alrededor de 380 l/s en promedio anual (Cerriteño-Rodríguez, 1992).

2.2.2 Clima.

Los valles de Atemajac-Toluquilla, según INEGI (2000), muestran un clima semicálido tropical, subhúmedo con lluvias en verano. La temperatura más alta es de 22 °C, en el mes de mayo; la temperatura media anual es de 18 °C. El valor de la precipitación en

esta zona varía de los 730 a los 1 263 mm, considerándose una precipitación promedio anual del orden de los 855 mm (Tabla 2.1). La lluvia se presenta principalmente de junio a septiembre.

Foto 2.7. Río Caliente, ubicado en la porción noroccidental de la caldera de la Primavera.



En relación con la evaporación potencial media anual, según CNA (1994), ésta es de 2000 mm, con un exceso de humedad entre julio y septiembre.

Tabla 2.1. Precipitación en la zona metropolitana de la ciudad de Guadalajara 1990-1998 (mm/año).

Año	Estaciones						Promedio (mm)
	Guadalajara	Guadalajara (Colomos)	Zapopan	Zapoapan (Experiencia)	Tlaquepaque	Tonalá	
1990	1 004.7	1 041.7	215.4	871.2	1 131.5	799.3	843.97
1991	857.2	850.2	939.3	834.2	73.9	722.1	712.82
1992	1 113.8	1 263.9	1 141.9	1 160.3	1 256.9	580.1	1 086.15
1993	823.7	801.9	191.3	881.3	1 040.7	543.8	713.78
1994	911.6	761.1	982.7	948.5	1 086.2	672.5	893.77
1995	888.6	931.5	963.5	792.0	838.7	368.1	797.07
1996	1 016.9	886.0	907.6	959.4	1 035.7	582.9	748.44
1997	1 146.0	1 192.4	1 185.5	1 018.2	879.2	848.5	1 044.97
1998	107.8	999.9	1 121.5	929.8	1 065.5	917.1	856.93

Fuente: INEGI, 2000.

2.3 Edafología.

2.3.1 Tipos de suelos.

Las propiedades de un suelo reflejan la interacción de varios procesos de formación que tienen lugar simultáneamente tras la acumulación del material primigenio. Algunas sustancias se añaden al terreno y otras desaparecen. La transferencia de materia entre horizontes es muy corriente. Algunos materiales se transforman. Todos estos procesos se producen a velocidades diversas y en direcciones diferentes, por lo que aparecen suelos con distintos tipos de horizontes o con varios aspectos dentro de un mismo tipo de horizonte.

Considerando la clasificación de suelo propuesta por la FAO – UNESCO (1968; en: INEGI, 1985 y 2000) las unidades de suelo, que de manera general se establecen en los valles de Atemajac y Toluquilla son litosoles, phaeozems y regosoles (Figura 2.3). Algunas de las particularidades de éstos, se describen a continuación.

Litosoles.

Del griego *lithos*, piedra; connotativo de suelos pedregosos con poco espesor de tierra suelta sobre la roca madre dura y a muy poca profundidad. Es un suelo de formación reciente y en vías de desarrollo; por lo que su textura se clasifica como ligera. Este se halla distribuido hacia el cauce del río Santiago (Figura 2.3).

Se encuentra en todos los climas y con muy diversos tipos de vegetación. Su susceptibilidad a la erosión depende de la zona donde se encuentren pudiendo ser desde moderada hasta alta. Cuenta con una capacidad de infiltración media.

Phaeozems (Feozems).

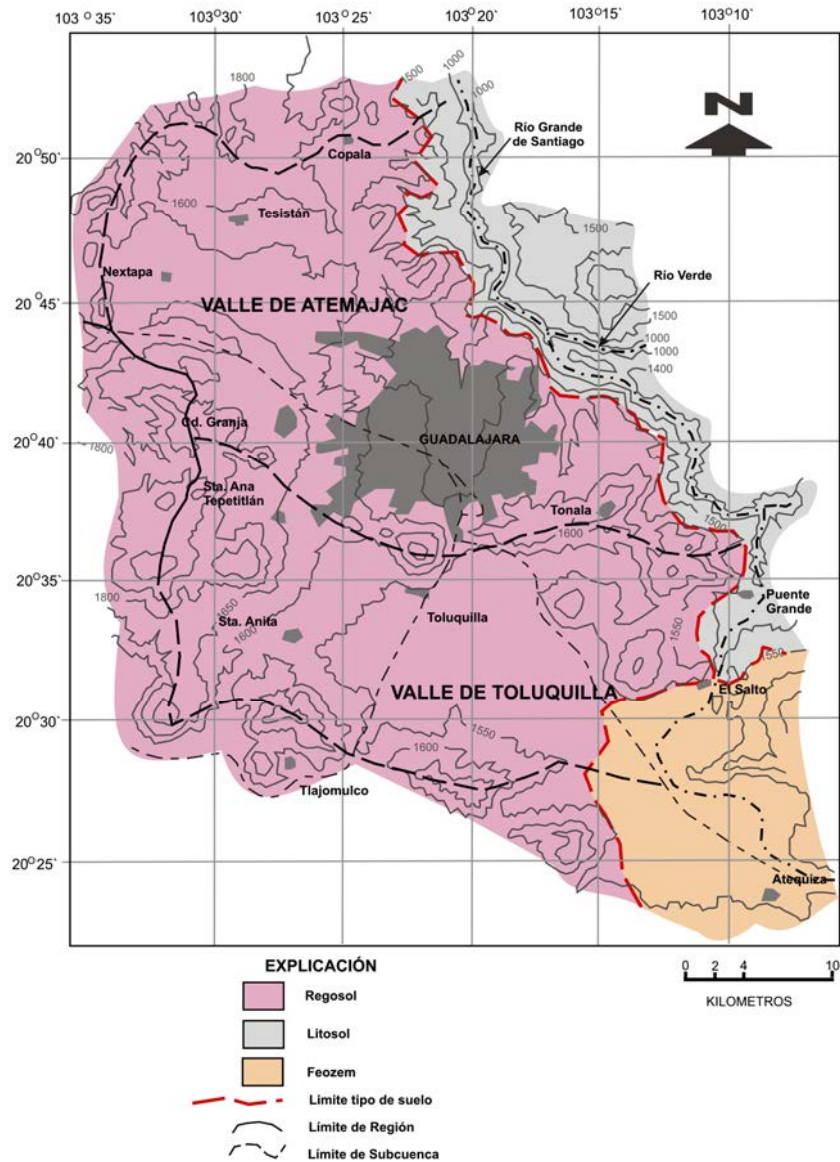
Del griego *phaios*, negruzco y del ruso *zemlja*, tierra; connotativo de suelos ricos en materia orgánica, de color oscuro y ácidos. Tiene un alta cantidad de arcilla por lo que su textura es pesada y su permeabilidad varía de media a baja. En condiciones naturales tiene casi cualquier tipo de vegetación, se encuentra en terrenos desde planos hasta montañosos y la susceptibilidad a la erosión depende del tipo de terrenos donde se encuentre. Se hallan localizados en la porción suroriental del valle de Toluquilla.

Regosol.

No presenta capas (estratos) en forma horizontal, se asemeja a la roca de origen, es de color claro, con pocos nutrientes, infértil y ácido; esto último debido a un contenido menor del 50 por ciento de bases. Suele presentar una permeabilidad alta. Se llegan a establecer en muy diferentes climas y con diversos tipos de vegetación. Su susceptibilidad a la erosión es muy variable y depende del terreno en el que se

encuentre. Prácticamente este tipo de suelo cubre el total de la zona en estudio (Figura 2.3).

Figura 2.3. Tipos de suelo en los valles de Atemajac y Toluquilla.



Fuente: Modificado de INEGI, 1985 y 2000.

2.3.2 Uso del suelo.

Las diferentes actividades económicas y sociales de los cuatro municipios que conforman la zona metropolitana de la ciudad de Guadalajara se reflejan en los usos

del suelo. De esta manera, de acuerdo con INEGI (2000) en la Tabla 2.2 se estipulan los usos del suelo en la ZMCG para el año de 1998.

El uso urbano prácticamente está representado por la ciudad de Guadalajara y poblados aledaños como Santa Ana Tepetitlán, San Pedrito, Tonalá, Las Flores, Ciudad Granja, etcétera. Además de otros núcleos urbanos como Tesistán, Nextipa, Santa Anita, Toluquilla, El Salto, Puente Grande, Juanacatlán y otros.

Tabla 2.2. Uso de suelos en la ZMCG en el año de 1998.

Uso	Porcentaje
Urbano	28.2
Agricultura ¹	26.9
Bosque	19.2
Pastizal	17.7
Matorral	8.0

(1) De este porcentaje, se emplea alrededor de un 16 por ciento (INEGI, 2000).

La zona de bosque, principalmente se halla establecida hacia la caldera de la Primavera, en donde la vegetación está fundamentalmente constituida por bosques de pino y encino.

En cuanto a las zonas de pastizales, generalmente se encuentran ubicadas en la porción sur del valle de Toluquilla, en donde se entremezclan con las zonas agrícolas de temporal y de riego, distribuidas en la planicie.

3. GEOLOGÍA

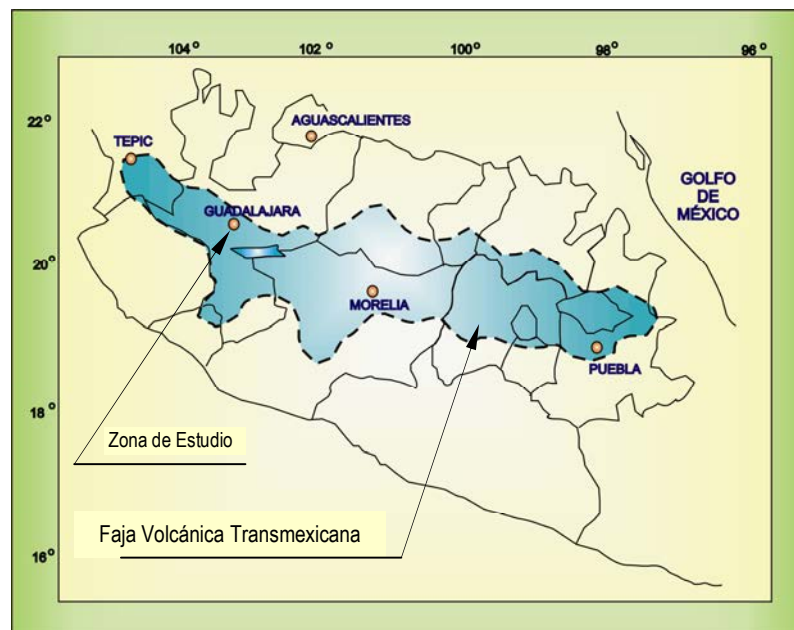
3.1 Provincia Geológica Faja Volcánica Transmexicana.

3.1.1 Definición y extensión.

El sistema hidrogeológico Atemajac - Toluquilla está situado en la porción occidental de la provincia geológica de la Faja Volcánica Transmexicana (FVT) denominada así por Morán-Centeno (2004). Esta última, a través del tiempo, ha sido considerada de gran interés científico, económico y social; ya que además de sus yacimientos geotérmicos, mineros y riesgos volcánicos, hoy en día, es la región en donde habita el mayor porcentaje de la población del país.

La FVT es una estructura que se extiende por más de 1 000 km, desde el océano Pacífico hasta el Atlántico, con una orientación oeste-este (Figura 3.1).

Figura 3.1. Localización de la Faja Volcánica Transmexicana.



Por debajo de la secuencia volcánica plio-cuaternaria de esta provincia, dependiendo de la porción de que se trate, se tienen rocas volcánicas del Terciario Medio que, en algunos casos, suelen estar subyacidas por rocas plutónicas del Oligoceno y/o rocas sedimentarias del Mesozoico. Lo anterior se corrobora con las rocas plutónicas expuestas en la sierra de Tapalpa y sierra Ameca, así como las columnas litológicas

atravesadas por algunos pozos exploratorios perforados por la Comisión Federal de Electricidad (C.F.E.), tales como:

- En La Primavera, Jal., el pozo PR-2, atravesó un espesor de 500 m de pumicitas de la de Formación Tala y riolitas subyacentes de 120 000 años de edad que están subyacidos por alternancia de andesitas y piroclastos, con 1 500 m de espesor, de ± 2 Ma; las que no tienen mayor relación con los afloramientos cercanos de la Sierra Madre Occidental (Venegas *et al.*, 1985).
- En San Marcos, Jal., ubicado al sur de La Primavera, el pozo SM-1 perforó inicialmente 750 m de sedimentos lacustres atribuibles a la Laguna de San Marcos; posteriormente, unos 1 000 m de rocas andesíticas y basálticas intercaladas con riolitas en su base; para concluir en un basamento constituido por areniscas arcósicas mesozoicas (Gutiérrez-Negrín, 1984).
- En Los Azufres, Mich. el pozo A-44 perforó más de 3,500 m de rocas volcánicas, de las cuales más de 3 000 m corresponden a andesitas miocénicas a miopliocénicas previas a la FVT; cuyas edades, según muestras datadas en otros pozos, varían de 5.9 a 10.1 Ma (Aumento y Gutiérrez-Negrín, 1980).

3.1.2 Origen.

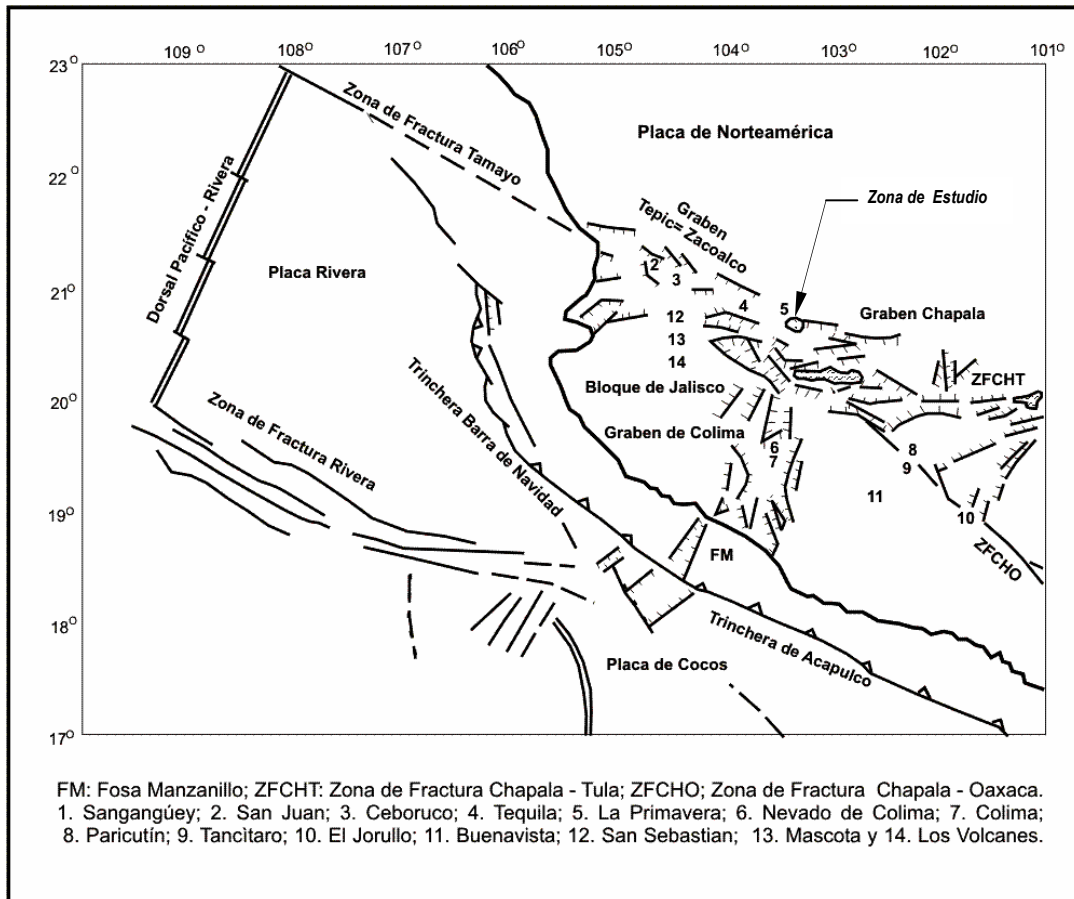
El debate sobre el origen de la FVT, de acuerdo con Morán-Centeno (2004), recientemente cobró un nuevo auge cuando se incrementaron los descubrimientos de rocas volcánicas con una química poco típica de los cinturones volcánicos asociados a los límites convergentes de placas. La abundancia de óxidos de sodio y potasio con respecto a las de óxidos de silicio, son normalmente menores en los cinturones volcánicos asociados a los límites convergentes de placas, si se les compara con las de rocas volcánicas de otras zonas ubicadas en el interior de las placas más que en sus límites.

El mayor contenido de álcalis de las rocas volcánicas y ciertas peculiaridades del comportamiento de algunos de sus elementos menos abundantes se han relacionado a fuentes de magma, asociadas a una zona del manto más profunda llamada astenósfera. El ascenso de segmentos de esta zona más profunda hacia niveles en los que ocurre la fusión y formación de magmas produce los magmas alcalinos (Márquez *et al.*, 1999, Sheth *et al.*, 1999 y Verma, 2002; en: Morán-Centeno, 2004). Algunos segmentos de la FVT parecen estar relacionadas a estas fuentes más que a la cuña del manto formada por los efectos de la subducción de la placa de Cocos.

Existen, sin embargo, posiciones que preservan la idea de que el origen de la mayor parte del volcanismo se relaciona con la introducción o subducción de la placa de Cocos debajo de la litosfera Mexicana, dando lugar a un tectónica distensiva (Figura 3.2). Asimismo, las zonas de volcanismo alcalino se deben a heterogeneidades del manto producidas por venas o porciones que han ascendido del manto más profundo (Ferrari *et al.*, 2001; Petrone *et al.*, 2003). Estos procesos de ascenso del manto más

profundo pueden haber sido producidos por desgarraduras de la placa oceánica que se está introduciendo hacia el manto y por cambios en su geometría, originando lavas del tipo de basaltos oceánicos (Ferrari, 2002).

Figura 3.2. Aspectos tectónicos de la porción occidental de México.



Fuente: Mets y Stein (1990; en: Delgado-Granados, 1993).

El punto central del debate radica en el involucramiento o no de la placa de Cocos cuando ésta se introduce en el manto. Las variaciones en los contenidos de álcalis en las rocas volcánicas con respecto a su contenido de sílice, así como el comportamiento de ciertos elementos menores, desempeñan también una parte importante en el debate, ya que en algunos modelos se les interpreta como resultado de la contaminación de los magmas por la corteza continental y en otros, como originadas desde la fuente del manto en donde se forma el magma. Sin duda alguna, el debate ha generado un considerable progreso en el análisis de este problema científico. En las diferentes posiciones se acepta que el manto que subyace a la corteza mexicana en la región de la FVT es heterogéneo y que esto hace más compleja la interpretación sobre su origen.

No obstante, el vulcanismo que forma el basamento de la FVT es principalmente de carácter fisural, de acuerdo con Venegas *et al.* (1991), originó grandes espesores de rocas andesíticas y basálticas como las establecidas en la sierra de San Marcos y en parte de la sierra de Tapalapa, localizadas al suroeste de la caldera de la Primavera. A este vulcanismo le siguió un período de 2 a 4 millones de años con ausencia de actividad volcánica. En ese período, en la parte centro occidental de la FVT, se formó un conjunto de montañas en bloque, falladas e inclinadas esencialmente por estructuras de dirección oeste-este y noroeste-sureste como aquellas de la sierra San Marcos, Jal. y de la sierra de Pajacuarán, Michoacán. Esa tectónica fue complementada con la generación de una serie de fosas, en respuesta a la separación de la península de Baja California, que fueron ocupadas por el lago de Chapala y diversos lagos pequeños.

Al final del vulcanismo fisural, Delgado *et al.*, 1993, sugieren que las erupciones habrían tendido a formar predominantemente aparatos centrales compuestos del tipo de los enormes estratovolcanes que tradicionalmente han identificado a la FVT. Esta etapa de vulcanismo Plio-Cuaternario (4 Ma y al presente), es de carácter básico que, hacia la porción oeste de la FVT, cubre gran parte de la fosa de Tepic-Chapala, primeramente, como emisiones de fisura (*p.e.*, mesa de Santa Rosa) y posteriormente, como conos volcánicos (*p.e.*, Tequila, El Ceboruco, San Juan). Venegas *et al.* (1991) señalan que la actividad magmática ácida en la región, fue establecida a través de domos riolíticos en el norte-oeste-suroeste de la caldera de la Primavera; relacionada, probablemente, con la migración de la cámara magmática de la dorsal que dio origen al volcán de Tequila.

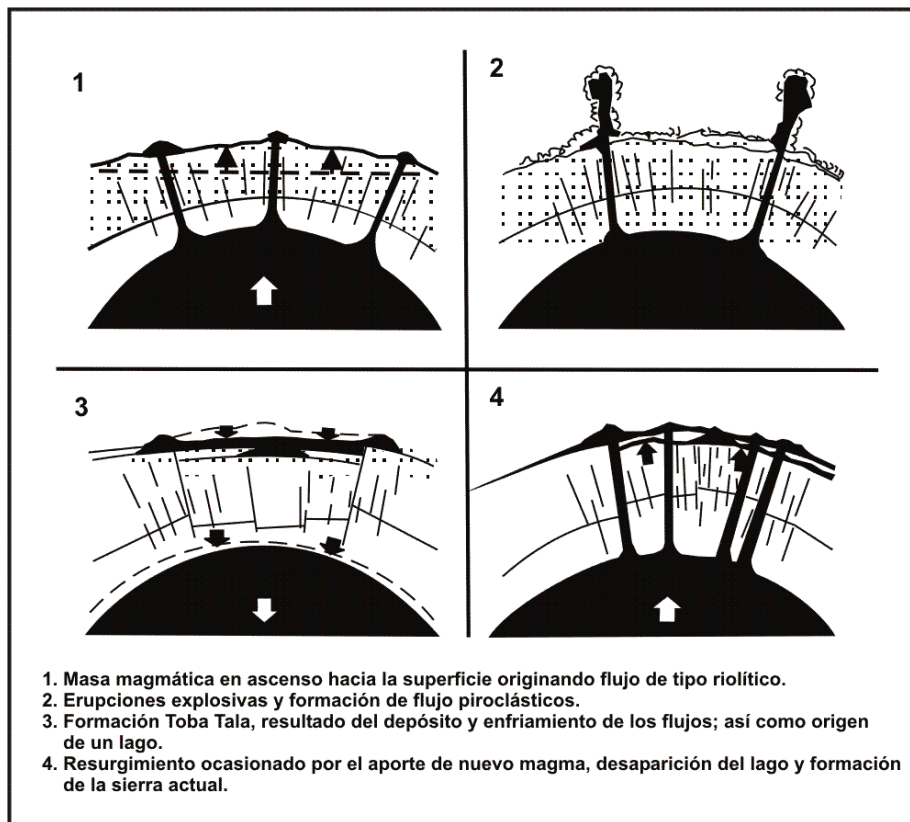
Los productos emitidos por el complejo volcánico La Primavera, según Mahood (1980) son de tipo perialcalino, los cuales son muy comunes en algunas estructuras caldéricas y dorsales continentales.

La caldera de la Primavera, de acuerdo con Mahood (1980), se originó hace 120 000 años aproximadamente, cuando ocurrió un combamiento regional que originó dos zonas de fracturas arqueadas por las cuales ocurrió más tarde el ascenso y emisión de los primeros flujos de domos riolíticos (Figura 3.3).

Poco después, hace unos 95 000 años, sucedieron una serie de erupciones explosivas que dieron lugar a flujos piroclásticos que cubrieron un área estimada de 700 km²; el volumen de magma eruptivo es considerado por algunos investigadores del orden de 20 km³ cúbicos (Mahood, 1980; Wright, 1981; Maciel-Flores y Rosas-Elguera, 1992).

La violenta extravasación del magma propició que casi al mismo tiempo ocurriera un colapso cuyo diámetro aproximado es de 11 km. En esta depresión vulcano-tectónica se formó un lago en donde se depositaron los sedimentos lacustres y vulcano-sedimentarios, cuyo espesor no es mayor de 70 m, sobre los cuales fluyeron algunos derrames de lava.

Figura 3.3. Evolución de la caldera de la Primavera.



Fuente: Smith y Baileys (1968).

Posteriormente a esa actividad, Mahood (1980) y Wright (1981) infieren que existió un emplazamiento magmático hacia el margen sur-sureste de la caldera y que quizá fue responsable del levantamiento de la parte central de la sierra de la Primavera. Esta actividad empezó hace 60 000 o 70 000 años, cuando 7 km³ de magma fueron expulsados en forma de flujos y domos constituidos por riolita. Los domos más recientes son El Tajo y El Colli (con obsidiana afírica) cuyos fechamientos obtenidos por K/Ar dan una edad de 27 000 y 30 000 años, respectivamente.

3.2 Marco Tectónico-Estructural.

El extremo occidental de la FVT, según Mosser (1972) y Allan (1986), muestra rasgos morfoestructurales que definen un bloque continental llamado Bloque Jalisco (BJ). Los límites norte y este del BJ (Figura 3.2) consisten de fosas tectónicas continentales asimétricas constituidas por bloques basculados con saltos de falla entre 800 y 1 000 m (Zárate-del Valle y Simoneit, 2005): al norte la fosa tectónica de Tepic-Zacoalco de orientación noroeste-sureste y al este la fosa de Colima, orientado norte-sur. Estas fosas se unen a otra, denominada Chapala, de orientación oeste-este en lo que se conoce como unión continental triple de Jalisco (UCTJ)

localizada a 60 km al sur-suroeste de la ciudad de Guadalajara. La UCTJ es una estructura neotectónica compleja y activa, la cual controla y regula el desarrollo de fosas tectónicas de fondo plano limitadas por fallas normales (Michaud *et al.*, 2000; en: Zárate-del Valle y Simoneit, 2005). Sin embargo, en el caso de la fosa de Tepic-Zacoalco, Campos-Enríquez y Alatorre- Zamora (1998), a través de un estudio gravimétrico, concluyen que ésta es una depresión que está delimitada al norte por la Sierra Madre Occidental y al sur por las sierras graníticas del Bloque de Jalisco, que no constituye una fosa simétrica con fallas maestras bien definidas, sino más bien una zona de transición compleja.

Localizados en el límite noreste de la fosa de Tepic-Zacoalco, los valles de Atemajac y Toluquilla representan las porciones bajas de la región, mismas que se hallan limitadas por cerros, como La Col y Las Latillas; conos volcánicos, como El Cuatro y San Martín; mesetas, como la de Tonalá, y los domos volcánicos de la sierra de La Primavera, entre otros. Cabe señalar que, topográficamente, la parte norte del valle de Atemajac (zona de Tesistán) está a una altitud media de 1 600 m.s.n.m.; en tanto, la planicie del valle de Toluquilla, está a una altitud promedio de 1 550 m.s.n.m.

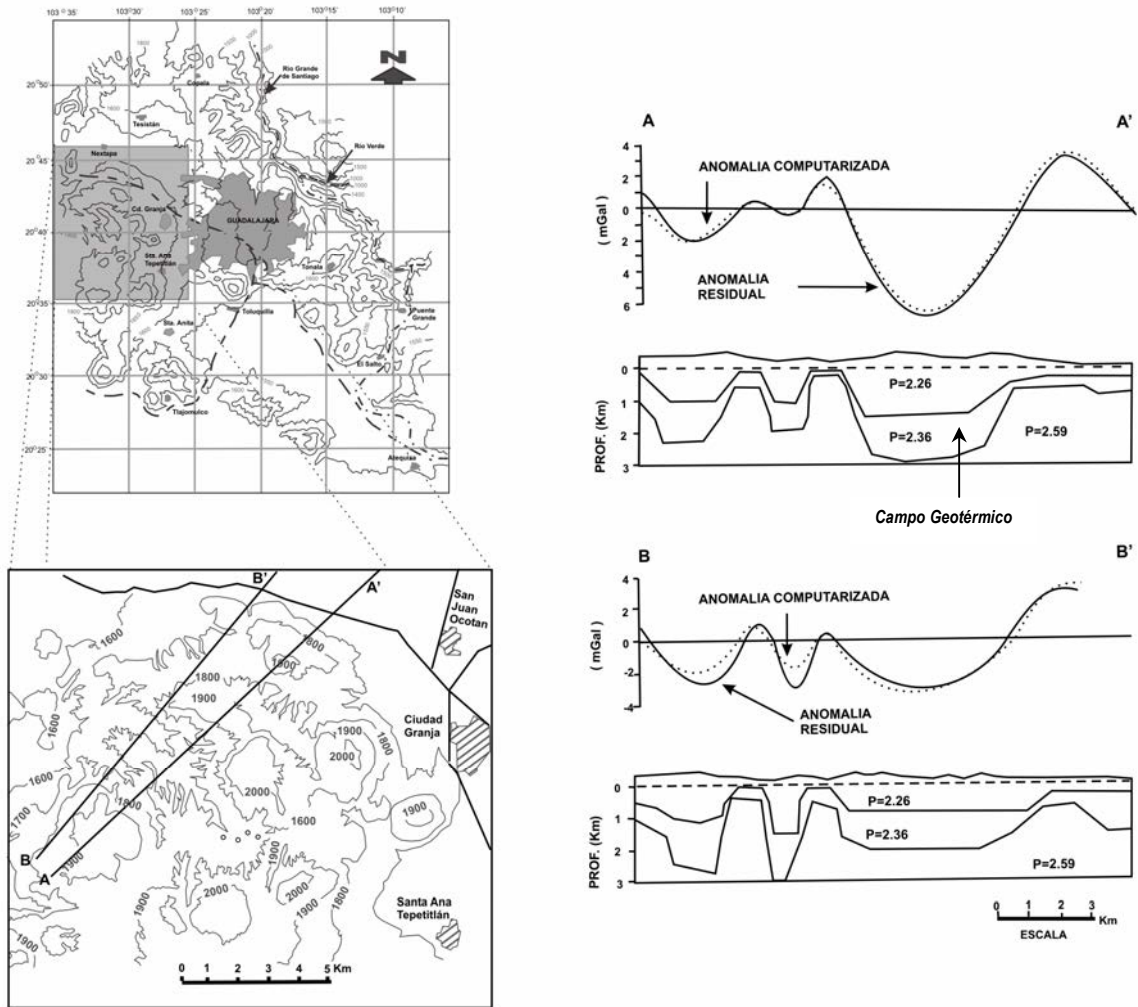
Por su parte, Rosas-Elguera *et al.* (1997) sugieren que límite norte del Bloque de Jalisco cercano a la ciudad de Guadalajara, está localizado en el zona del volcán de Tequila y se prolonga con dirección noroeste-sureste hacia el sur de la citada ciudad, dando origen a las estructuras y rocas volcánicas establecidas en la zona (p.e., volcanes El Cuatro y San Martín).

Un rasgo estructural específico localizado en la porción centro-occidental limítrofe de los valles de Atemajac y Toluquilla, es la caldera de la Primavera, cuya expresión superficial es una serie de fallas y fracturas semi-circulares que la limitan. Hacia el subsuelo de la estructura, a través de un estudio gravimétrico, Alatorre-Zamora y Campos-Enríquez (1992) definieron que: i) la caldera está caracterizada por una estructura subsuperficial asimétrica (Figura 3.4); ii) las fracturas con orientación noroeste-sureste, pertenecen a un sistema regional que afecta a las unidades basales (orientación de la fosa Tepic-Zacoalco); iii) las fracturas con orientación noreste-suroeste, sólo afectan a las unidades someras; iv) el yacimiento geotérmico está en un alto estructural central, donde la intersección de los dos sistemas de fallas ha originado una zona de permeabilidad vertical.

3.3 Características Estratigráficas.

De acuerdo con el análisis de la información proveniente de Ariel Consultores (1989-1990), Gilbert *et al.*, 1985; Venegas *et al.*, 1991; Ortega *et al.*, 1992; Campos-Enríquez y Alatorre-Zamora, 1998 y Urrutia *et al.*, 2000, entre otros; y su posterior integración con los resultados obtenidos por el estudio geológico - geofísico realizado en el transcurso de este estudio. La secuencia estratigráfica establecida en los valles de Atemajac y Toluquilla y la caldera de la Primavera se señala en la Tabla 3.1; en tanto, en la Figura 3.5 se muestra la geología superficial.

Figura 3.4. Perfiles gravimétricos de la caldera de la Primavera.



Fuente: Alatorre-Zamora y Campos-Enríquez (1992).

Las particularidades de la secuencia litológica se comentan a continuación:

3.3.1 Oligoceno.

Este periodo está representado por rocas graníticas a granodioríticas (Figura 3.5) que conforman el basamento de la caldera de la Primavera (Gutiérrez-Negrín, 1988a), así como, posiblemente, el de los valles de Atemajac y Toluquilla.

Tabla 3.1. Secuencia litológica de los valles Atemajac-Toluquilla y la caldera de la Primavera.

ERA	PERIODO	EPOCA	ESTRUCTURA Y LITOLOGÍA		
			VALLES ATEMAJAC-TOLUQUILLA	CALDERA DE LA PRIMAVERA	
CENOZOICO	CUATERNARIO	HOLOCENO		Depósitos aluviales.	Sedimentos lacustres.
		PLEISTOCENO		Domos silíceos.	Depósitos de pumicita con obsidiana afírica.
				Lavas y conos cineríticos.	Domos riolíticos.
				Formación Toba Tala (pumicita).	Formación Toba Tala (pumicita).
	TERCIARIO	PLIOCENO	Grupo Guadalajara	Basalto de islas oceánicas.	Lavas riolíticas.
				Domos silíceos, ignimbritas y piroclastos.	
		MIOCENO	Grupo San Cristobal	Basaltos, andesitas, brecha volcánica y tobas.	
				Basaltos y andesitas basálticas.	Andesitas y tobas líticas. Riolitas. Andesitas con escasos basaltos.
OLIGOCENO			Basamento granítico (?)	Basamento granítico a granodiorítico.	

Fuente: Ariel Consultores, 1989-1990; Gutiérrez-Negrín, 1991; Campos-Enríquez y Alatorre-Zamora, 1998, así como Urrutia *et al.*, 2000.

3.3.2 Mioceno.

En vista de la reactivación tectónica durante este periodo y su consecuente vulcanismo, se lleva a cabo el depósito de 1 800 km³ de rocas del Grupo San Cristóbal (de 11 a 8 Ma), el cual está constituido por basaltos alcalinos de olivino y por andesitas basálticas que afloran en el lado noreste de la barranca del río Santiago (Figura 3.5). En tanto, hacia la caldera de la Primavera, durante el Mioceno se lleva a cabo el depósito de andesitas, tobas líticas, riolitas y andesitas con escasos basaltos, mismos que, a través de un estudio magnetoestratigráfico, son considerados por Urrutia *et al.* (2000), como una continuación del Grupo San Cristóbal descrito por Moore *et al.* (1994; en: Urrutia *et al.*, 2000). Algunas de las características físicas de las rocas señaladas, son:

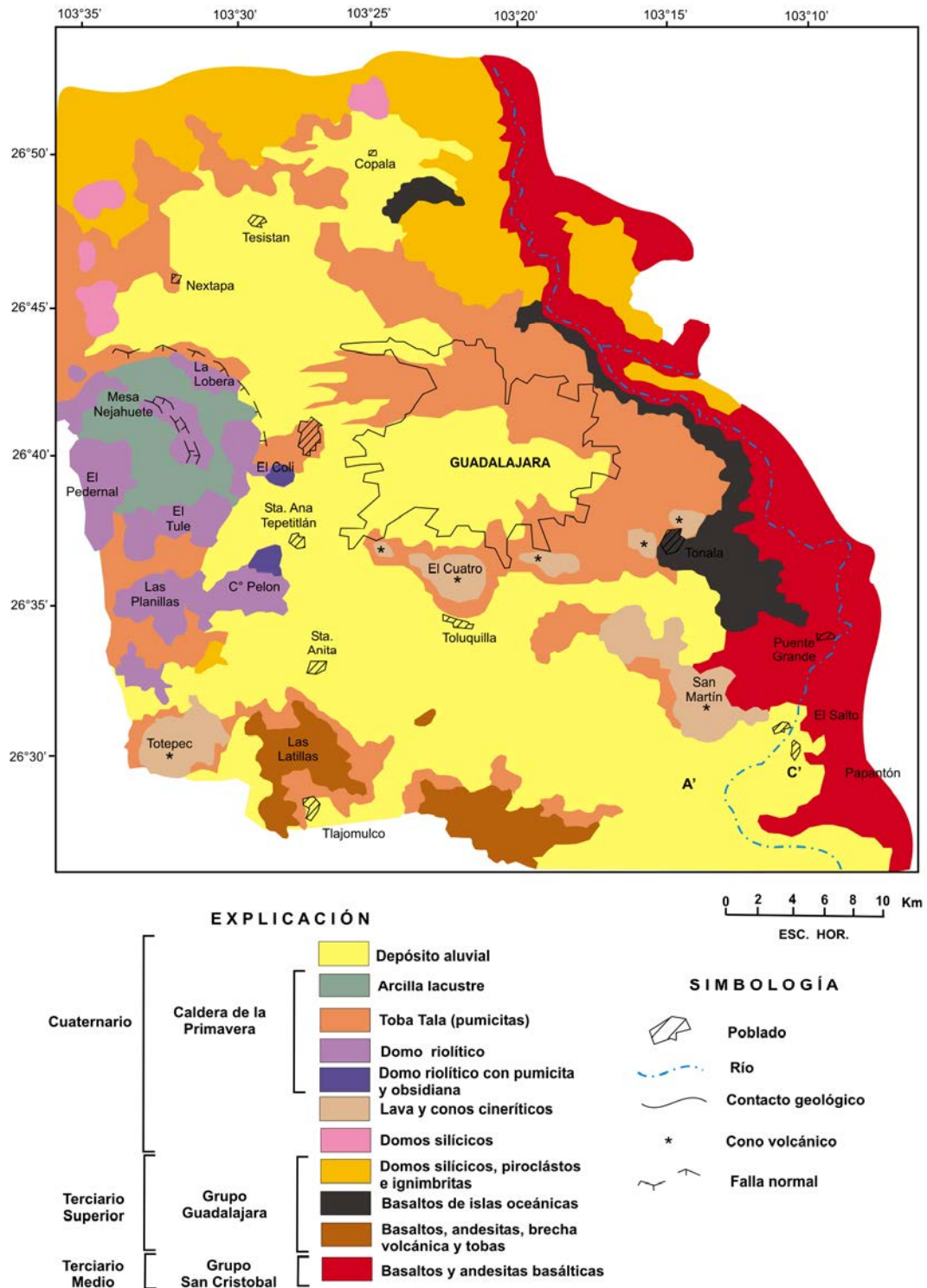
Basaltos.

Son rocas de textura afanítica con fracturamiento moderado que, en algunas ocasiones, se encuentra colmatado por calcita. Valores de Freeze y Cherry (1979) en rocas similares en E.U.A., indican que la porosidad puede variar entre el 5 y el 50 por ciento. Watkins *et al.* (1971) señala una edad de estas rocas, en la zona en estudio, de alrededor de 9 millones de años.

Andesitas.

De textura afanítica, son rocas de color gris claro, conformadas por plagioclasas calcicosódicas y, en menor proporción, por anfíboles, piroxeno y biotita. Presentan una porosidad secundaria debida a fracturamiento que, según datos de Davis y De Wiest (1981) en rocas similares, puede variar entre el 1 y el 25 por ciento.

Figura 3.5. Geología superficial de los valles Atemajac y Toluquilla, Jal.



Fuente: Modificado de Ariel Consultores (1989-90), Gutiérrez-Negrín (1991), Campos-Enríquez y Alatorre-Zamora (1998), así como Urrutia *et al.* (2000).

En la zona de estudio, las andesitas datadas por Pasquaré y Zanchi (1985), presentan una edad de 17 millones de años (Tabla 3.2).

Tabla 3.2. Edades radiométricas de la secuencia litológica del Terciario Medio – Cuaternario contenida en los valles de Atemajac y Toluquilla.

Localidad	Tipo de roca	Edad (Ma)	Epoca	Fuente
La Primavera	Obsidiana	0.17 ± 0.05	Pleistoceno	4
La Primavera	Obsidiana	0.40 ± 0.10		4
N de la Primavera	Basalto	1.78 ± 0.3		3
N de la Primavera	Pumicita	3.07 ± 0.1	Plioceno	3
Guadalajara	Igimbrita	3.44 ± 0.1		3
E de Atemajac	Andesita	4.35 ± 0.06		1
La Primavera	Obsidiana	4.49 ± 0.17		4
E de Atemajac	Andesita potásica	4.56 ± 0.01		1
N de Tesistán	Riolita	5.19 ± 0.06		3
La Soledad	Riolita	5.47 ± 0.17		3
N de Guadalajara	Igimbrita	7.15 ± 0.2		3
Zapotlanejo	Igimbrita	7.73 ± 0.2	Mioceno	3
La Higuera	Basalto	8.02 ± 0.17		6
S de Atemajac	Basalto-andesítico	9.00 ± 0.3		2
Río Santiago	Basalto	9.00 ± 0.2		8
Río Santiago	Igimbrita	9.10 ± 0.1		8
Río Santiago	Basalto	9.5 ± 0.1		8
NW de Atemajac	Andesita	17.0 ± 0.0		7
La Primavera	Lava Arco SE / vidrio	25.5		Oligoceno
La Primavera	Lava Arco SE / vidrio	30.1	5	

Fuentes: 1) Allan (1986); 2) Cantagrel y Robin (1979); 3) Gilbert *et al.* (1985); 4) Gutiérrez y López (1983; en: Gutiérrez-Negrín, 1988b); 5) Nichols (1970; en: Venegas *et al.*, 1985); 6) Nieto *et al.* (1981); 7) Pasquaré y Zanchi (1985) y 8) Watkins *et al.* (1971).

Riolitas.

Son rocas ricas en sílice, por lo que son más viscosas que los basaltos y andesitas. Según Gilbert *et al.* (1985), cuentan con una edad de más de cinco millones de años. En la caldera de la Primavera, de acuerdo con Gutiérrez-Negrín (1991), sobreyaciendo al basamento granítico - granodiorítico, el pozo geotérmico PR-9 cortó rocas riolíticas miocénicas, que podrían corresponder a las primeras emisiones relacionadas con la formación de esta estructura (Tabla 3.3).

3.3.3 Plioceno - Pleistoceno.

Las rocas volcánicas depositadas durante estos periodos son de composición silícica y básica que constituyen, de acuerdo a Urrutia *et al.* (2000) al Grupo Guadalajara. Consiste de basaltos, andesitas y brechas volcánicas que conforman gran parte del subsuelo de los valles de Atemajac y Toluquilla; domos silícicos, ignimbritas y piroclastos (7.2-3 Ma) que afloran en la parte norte del valle de Atemajac y depósitos de

basaltos oceánicos (4.7-3.7 Ma) que afloran al oriente de la ciudad de Guadalajara. En tanto, hacia la caldera de la Primavera, se cuentan con lavas riolíticas (Tabla 3.3), mismas que, a través de un estudio magnetoestratigráfico, Urrutia *et al.* (2000) las consideran como la continuación del Grupo Guadalajara.

Tabla 3.3. Unidades litológicas atravesadas por el Pozo PR-9 en la caldera de la Primavera.

Litología	Profundidad Promedio (m)		Espesor Promedio (m)	Evento Geológico	Edad Probable (años)
	Cima	Base			
Sedimentos lacustres, pómez	0	33	33	Postcaldérico	Holoceno <30 000
Domos riolíticos y depósitos de pumicitas con obsidiana	No fueron atravesadas				Pleistoceno 90 000 – 30 000
Pumicitas (Toba Tala)	33	399	366	Caldérico	Pleistoceno ~ 95 000
Riolitas superiores	399	463	64	Precaldérico	Pleistoceno ~ 120 000
Andesitas y tobas líticas.	463	1939	1476	Probable basamento de la Faja Volcánica Transmexicana	Mioceno-Plioceno > 5 millones
Riolitas inferiores	1939	2008	69		
Andesitas con escasos basaltos	2008	2780	772		
Basamento granítico a granodiorítico	2780	?	?	Magmatismo fini-miocénico	Oligoceno-Mioceno > 20 millones

Fuente: Gutiérrez-Negrín (1991) y Venegas, *et al.* (1991).

Algunas de las características de estas rocas son:

Basaltos.

En la zona en estudio consisten de basaltos porfídicos con megacrístales de plagioclasa (~3 cm) y horizontes intercalados de andesitas basálticas. Muestran un denso fracturamiento que en algunas ocasiones, está colmatado por calcita (Foto 3.1). En rocas basálticas de los E.U.A., Stearns (1946; en: Davis y De Wiest, 1981) encontró que la permeabilidad vertical (5×10^{-10} m/s) en estas rocas suele ser muy pequeña en comparación con su permeabilidad horizontal (2×10^{-5} m/s); incluso, tanto la porosidad como la permeabilidad de estas rocas tienden a decrecer lentamente con el tiempo geológico, debido a la colmatación de los espacios huecos mediante minerales secundarios; por ejemplo, de 35% a 5% en la porosidad.

Brechas volcánicas.

Están formadas por piroclásticos angulosos que van de lapilli a bloques medianos empacados en una matriz areno-tobácea, semicompactos y con fracturamiento moderado. Valores establecidos por Davis y De Wiest (1981) para rocas similares en E.U.A., indican una porosidad entre el 15 % y el 55 %, en función del grado de consolidación y fracturamiento.

Foto 3.1. Lavas basálticas en la Loma de Tonalá.



Tobas.

Poseen porosidades de entre 30 % y 45%, así como permeabilidades que van de 10^{-7} a 10^{-5} m/s, directamente relacionadas con el tamaño de los clastos, con la uniformidad de su tamaño y con su grado de cementación (Custodio-Gimena y Llamas-Madurga, 1983).

Ignimbritas.

Rocas de origen intermedio entre lavas y material piroclástico; de composición química similar a las riolitas. En la zona en estudio, de acuerdo con Gilbert *et al.* (1985), se tienen dos depósitos de ignimbrita al norte de Guadalajara: la más antigua, denominada San Gaspar, tiene una edad aproximada de 4.8 millones de años y es de composición correspondiente a andesita silícica. La otra ignimbrita, denominada Guadalajara, es más silícica y tiene una edad aproximada de 3.3 millones de años.

Basalto de islas oceánicas.

Clasificados por Urrutia *et al.* (2000) como basaltos toleíticos que pueden derivar de fuentes mantélicas enriquecidas en elementos incompatibles e isótopos radiogénicos de Sr y Pb, afloran al oriente de la ciudad de Guadalajara.

Riolitas.

Son rocas de 120 mil años de antigüedad que sobreyacen a andesitas y riolitas de edad miocénica de la caldera de la Primavera (Tabla 3.3). Gutiérrez-Negrín (1991) las considera como parte del evento precaldérico.

3.3.4 Pleistoceno.

Formación Toba Tala (pumicitas).

De acuerdo con Venegas *et al.* (1991) esta formación está conformada por las siguientes tres unidades: i) una pumicita blanca afanítica que representa el 90% de la citada formación (Foto 3.2); uno de los afloramientos principales de esta unidad se puede observar en los escarpes de la falla de Río Caliente; ii) la segunda unidad tiene un espesor medio de 10 m, es una pumicita de grano fino, blanca y afanítica que presenta granos gruesos de cuarzo y sanidino; la tercera unidad está representada por fragmentos de pumicita blanca con granos finos de cuarzo y sanidino. Asimismo, han estimado que los 20 km³ de flujos piroclásticos de la Formación Toba Tala cubrieron una superficie de 700 km².

Son altamente deleznales, presentan una seudoestratificación y, según valores de Domenico y Schwartz (1998) para rocas similares, pudiesen tener una porosidad del 40 por ciento.

**Foto 3.2. Pumicita de la Formación Tala y depósitos aluviales.
Parte centro-norte de la ciudad de Guadalajara.**



La Formación Toba Tala es considerada por Gutiérrez-Negrín (1991) como un depósito singenético a la caldera de la Primavera. Los principales afloramientos se hallan al norte-orientado de la zona de Tesislán, en la planicie centro-orientado de la ciudad de Guadalajara y en el piedemonte de los conos volcánicos ubicados en el valle de Toluquilla (Figura 3.5).

Lavas y conos cineríticos.

El volcanismo básico del Cuaternario se halla muy extendido en la fosa tectónica de Tepic-Zacolaco; éste comenzó con emisiones a través de fisuras en la mesa de Santa Rosa, subsecuentemente la actividad se manifestó en los complejos volcánicos de Tequila, El Ceboruco, San Juan y Sangangüey.

En la zona de estudio la actividad volcánica estuvo representada por el emplazamiento de conos de ceniza y de lava (volcanes monogenéticos) de composición calcialcalina (<2.0 Ma), alojados en zonas corticales débiles orientadas noroeste-sureste y localizadas inmediatamente al sur de Guadalajara (Figura 3.5)

Domos silíceos.

Conformando al Grupo Guadalajara, de acuerdo con Urrutia *et al.* (2000) se cuenta con una serie de domos silíceos ubicados al norte de la caldera de la Primavera y en la porción noreste del valle de Atemajac (Figura 3.5).

Domos riolíticos y depósitos de pumicita afanítica con obsidiana.

Después de los depósitos de la Formación Toba Tala, Venegas *et al.* (1991), señalan el desarrollo de una serie de domos riolíticos en la caldera de la Primavera (Foto 3.3) de entre 90 000 y 60 000 años de antigüedad. Asimismo, indican que es posible que este evento se halla prolongado hasta los 30 000 o 20 000 años de antigüedad,

dando por resultado que esas riolitas fueran cubiertas por pumicitas afaníticas con obsidiana afírica, ya que los cerros de El Tajo y Colli, presentan estos depósitos (Figura 3.5).

3.3.5 Holoceno.

Depósito aluvial.

Son depósitos constituidos por limos, arenas y gravas con un grado de compactación variable. Según datos de Davis y De Wiest (1981) en depósitos similares en los Estados Unidos de Norteamérica, podrían estar presentando una porosidad que va del 20 y al 35 por ciento.

Depósitos lacustres.

Considerados como depósitos post-caldéricos por Gutiérrez-Negrín (1991), son sedimentos lacustres depositados en el lago interno originado en la caldera de la Primavera. Considerando algunos valores establecidos por Domenico y Schwartz (1998) en depósitos similares, podrían contar con una porosidad de entre el 30 y 60 por ciento.

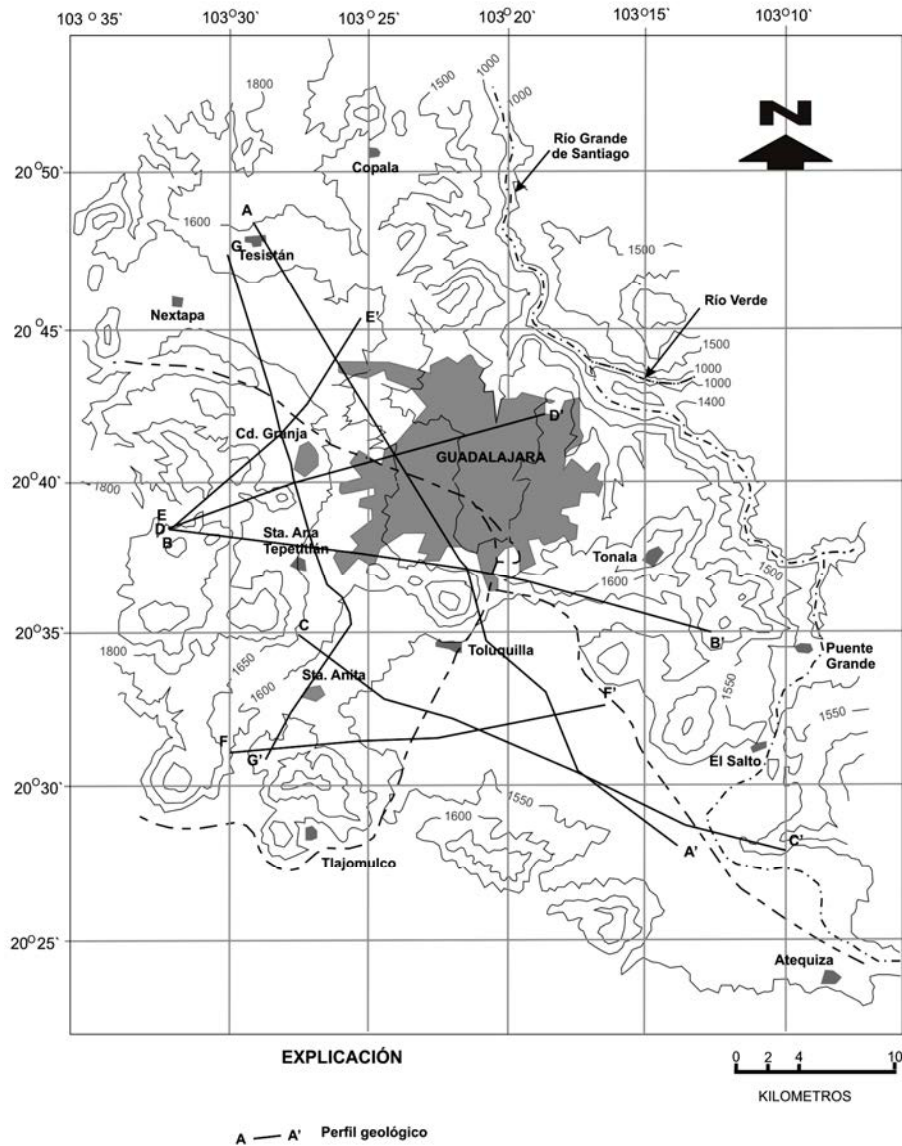
Foto 3.3. Domo riolítico de la porción occidental de la caldera de la Primavera.



3.4 Geología del Subsuelo.

La caracterización del subsuelo de la zona en estudio se realizó a través del análisis de siete perfiles geológicos (Figura 3.6), resultado de la integración de los datos provenientes de Gutiérrez-Negrín (1991), Venegas, *et al.* (1991), Campos-Enríquez y Alatorre-Zamora (1998) y Urrutia *et al.* (2000); así como de la información de 68 columnas litológicas atravesadas por pozos de extracción de agua y 15 Sondeos Eléctricos Verticales (SEV's) realizados durante esta investigación.

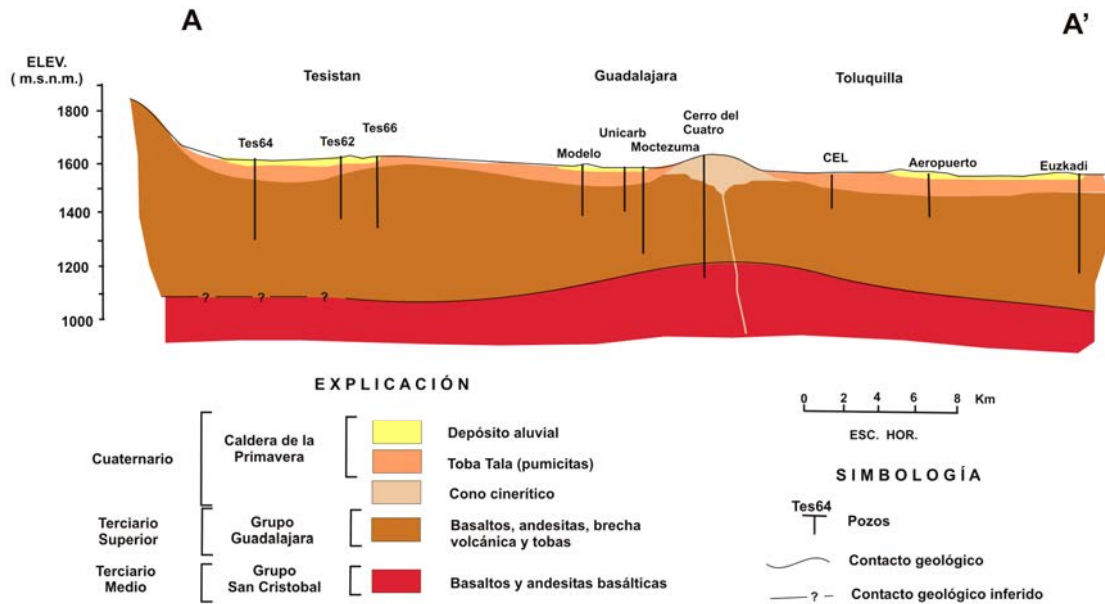
Figura 3.6. Ubicación de perfiles geológicos.



Perfil geológico A – A'.

Con una orientación noroeste-sureste (Figura 3.7) y 48 km de longitud, este perfil muestra la secuencia litológica existente en los valles de Atemajac y Toluquilla, constituida, de arriba hacia abajo, por depósitos aluviales y pumicitas de la Formación Tala que sobreyacen, principalmente, a basaltos, andesitas y brechas volcánicas del Grupo Guadalajara con un espesor aproximado de 500 metros. Infrayaciendo a la secuencia anterior, se encuentran los basaltos y andesitas basálticas del Grupo San Cristóbal.

Figura 3.7. Perfil geológico A-A' en los valles de Atemajac y Toluquilla.



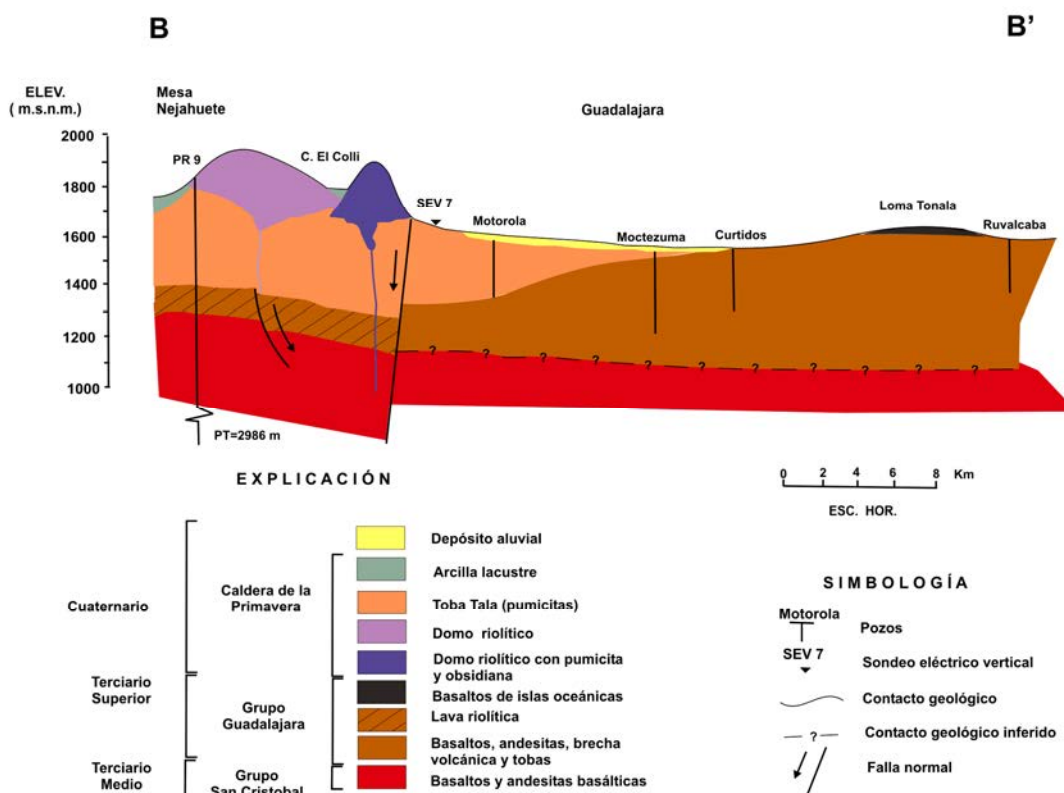
Perfil geológico B – B'.

Con dirección casi oeste-este, atraviesa la porción sur del valle de Atemajac (desde la caldera de la Primavera hasta el sur de la ciudad de Guadalajara). Cuenta con una longitud de investigación de 32.4 km y una prospección vertical de aproximadamente 400 m (Figura 3.8).

El perfil muestra en su parte oeste la secuencia estratigráfica de la caldera de la Primavera que, de acuerdo con la columna litológica obtenida en el pozo geotérmico PR-9, está conformada por depósitos lacustres, riolitas, depósitos de pumicitas afaníticas con obsidiana afírica (Cerro del Colli) y pumicitas de la Formación Toba Tala; así como riolitas del Terciario Superior-Cuaternario que sobreyacen a andesitas, riolitas y andesitas basálticas del Terciario Medio que, según Gutiérrez-Negrín (1991), alojan al fluido geotérmico. Estas últimas rocas, a través de un estudio magnetoestratigráfico, Urrutia *et al.* (2000) las consideran como la continuación del Grupo San Cristobal.

La secuencia litológica de la caldera de la Primavera, hacia la parte oriental está limitada por una falla normal, lo que origina un cambio en la litología y en la reducción del espesor de las pumicitas de la Formación Toba Tala, las que tienden a acuñarse hacia la meseta de Tonalá, en donde se tiene un afloramiento de basaltos de islas oceánicas. Los anteriores depósitos junto con el depósito aluvial sobreyacen a basaltos, andesitas y brechas volcánicas del Grupo Guadalajara y estos a su vez a los basaltos y andesitas basálticas del Grupo San Cristóbal.

Figura 3.8. Perfil geológico B-B' en la porción sur del valle de Atemajac.



Perfil geológico C – C'.

Atraviesa el valle de Toluquilla, con dirección noroeste-sureste. En su porción occidental existen riolitas recientes del arco sur de la caldera de la Primavera (cerro El Tajo) que sobreyacen a rocas del Terciario Medio. Hacia la parte central la litología cambia abruptamente a depósitos de aluvión y pumicitas de la Formación Toba Tala que tienden a acuñarse hacia el oriente (Figura 3.9).

Los depósitos de aluvión y pumicita sobreyacen a basaltos, andesitas y brechas volcánicas del Grupo Guadalajara, que a su vez, suprayacen a los basaltos y andesitas basálticas del Grupo San Cristóbal.

Perfil geológico D – D'.

Inicia en la mesa Nejahuete y el cerro Chapulin, hacia la porción noreste de la ciudad de Guadalajara. Tiene una prospección vertical de aproximadamente 700 m (Figura 3.10).

En la parte occidental de este perfil se tiene la misma secuencia litológica establecida en el perfil B-B' para la caldera de la Primavera, la cual también se ve interrumpida

por una falla normal, dando por resultado un cambio lateral de litología hacia el norte de la ciudad de Guadalajara. La secuencia en esta última región se halla conformada por aluvión y pumicita de la Formación Toba Tala que sobreyacen a basaltos, andesitas y brechas volcánicas del Grupo Guadalajara y a su vez a los basaltos y andesitas basálticas del Grupo San Cristóbal.

Figura 3.9. Perfil geológico C-C' en el valle de Toluquilla.

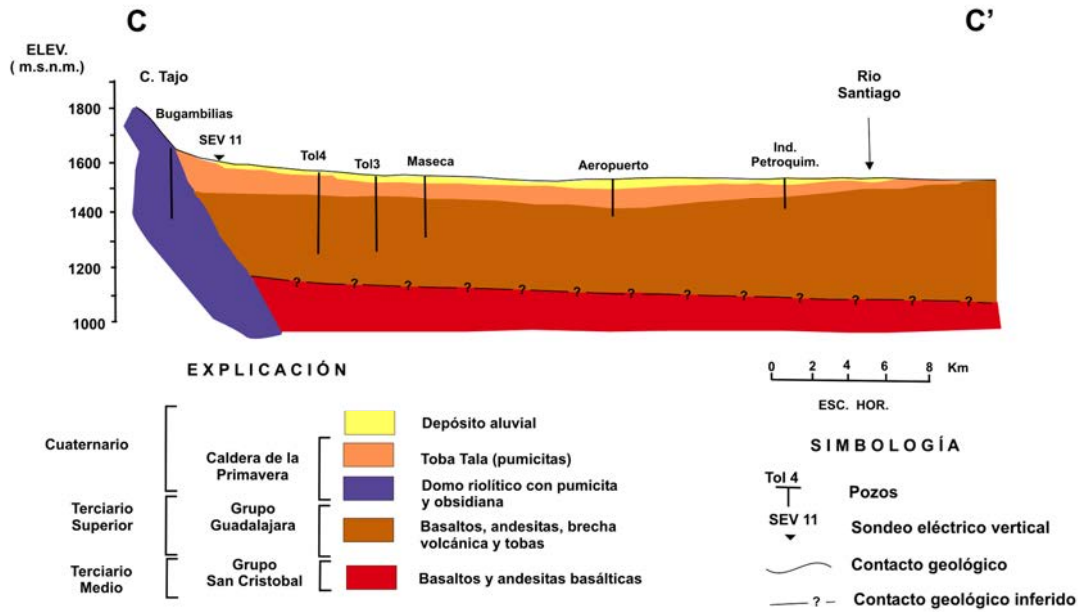
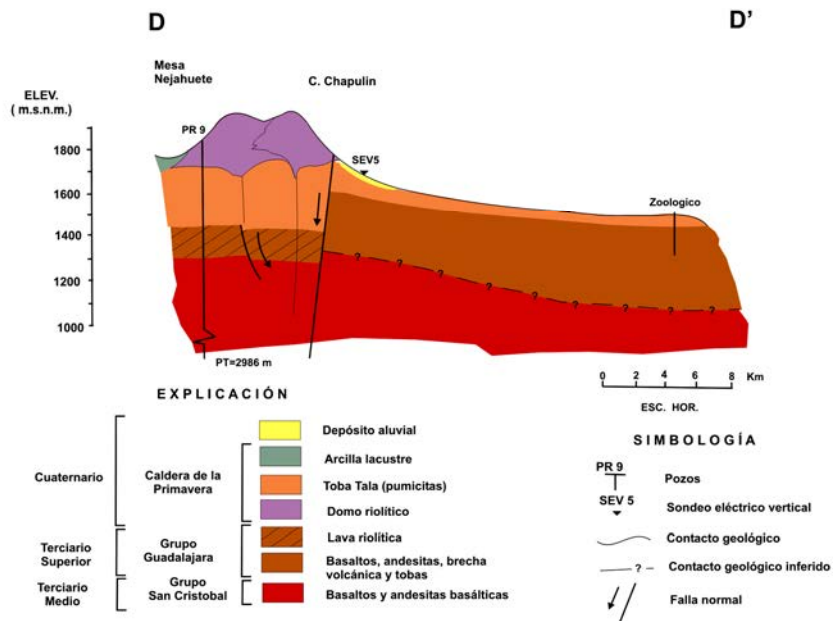


Figura 3.10. Perfil geológico D-D' en la parte centro-sur del valle de Atemajac.

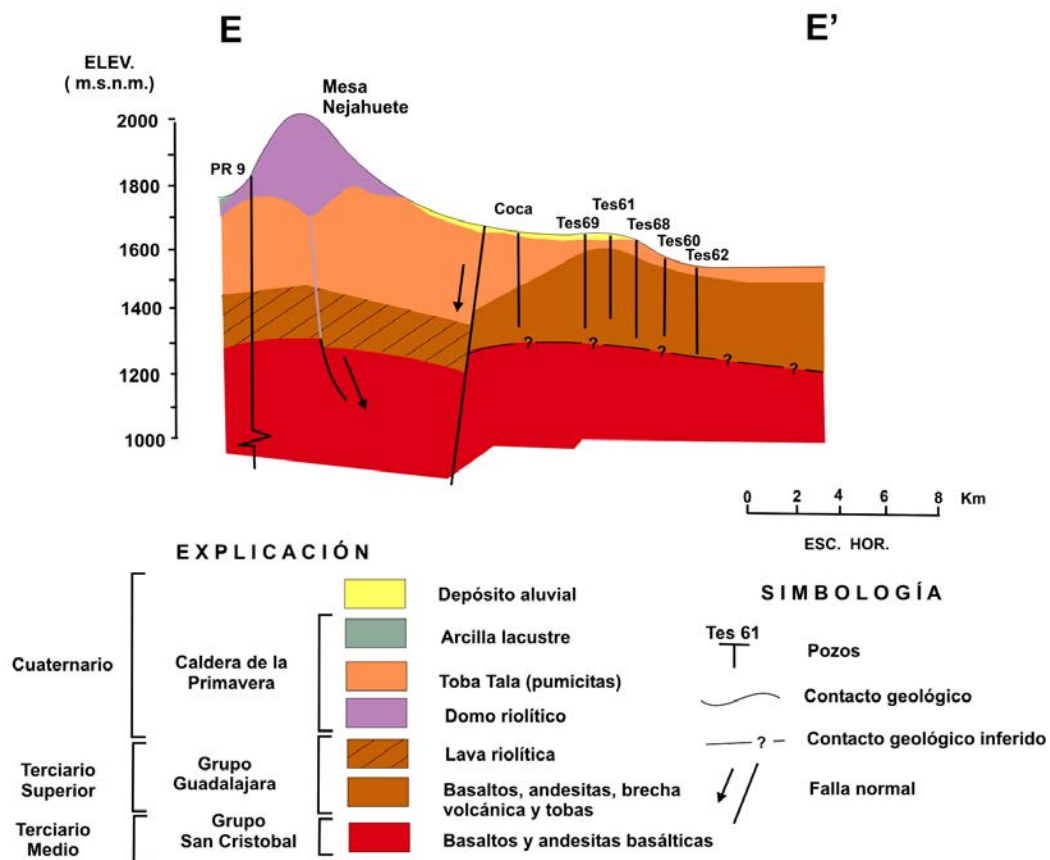


Perfil geológico E – E’.

Parte de la mesa Nejahuete, con dirección al noreste, hacia la zona de Tesistán. Cuenta con una distancia horizontal de investigación de 14.3 km y una prospección vertical de alrededor de los 800 m (Figura 3.11).

En la porción occidental este perfil muestra una secuencia estratigráfica, para la caldera de la Primavera, similar a la descrita en el perfil D-D’, la cual se ve limitada por una falla normal hacia la parte sur de la zona de Tesistán, dando por resultado un cambio lateral de litología representado por aluvión y pumicitas de la Formación Toba Tala, así como tobas, brecha volcánica y basaltos del Grupo Guadalajara que sobreyacen a una secuencia de riolitas, andesitas y basaltos del Grupo San Cristobal.

Figura 3.11. Perfil geológico E-E’ en el valle de Atemajac.

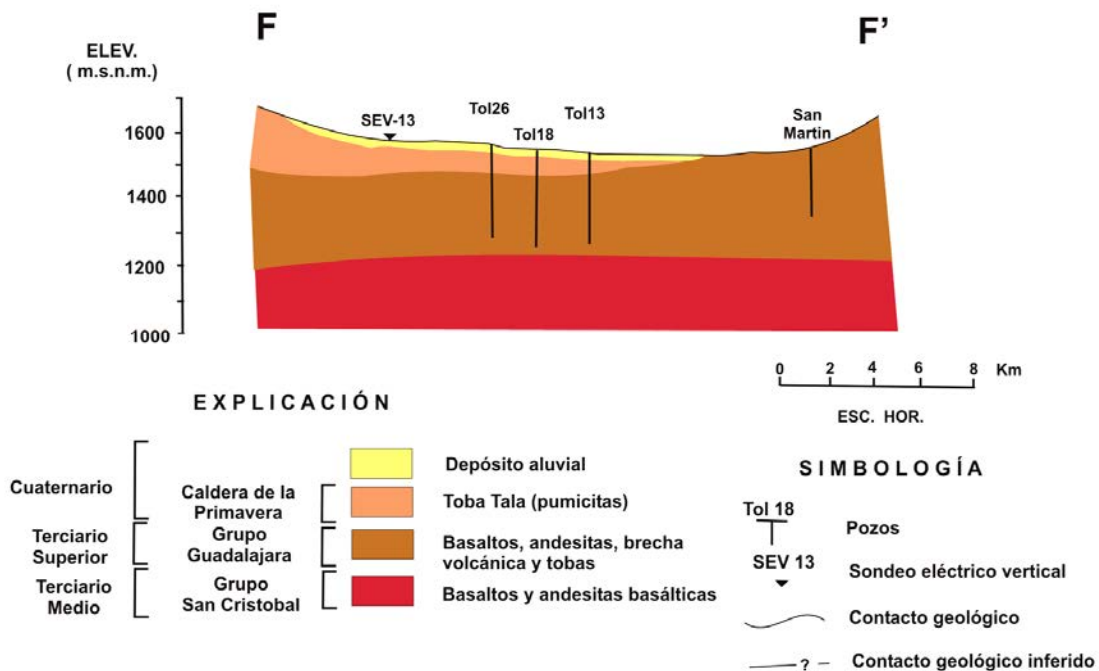


Perfil geológico F – F’.

Localizado en la parte central del valle de Toluquilla, atraviesa a éste con dirección oeste-este. Cuenta con una prospección vertical de investigación de 600 m (Figura 3.12).

Las particularidades litológicas más descollantes, de arriba hacia abajo, son: i) depósitos de aluvión y de pumicita que se acuñan hacia la parte oriental; ii) infrayaciendo a los depósitos arriba descritos, se tiene a una secuencia de tobas, brecha volcánica y basaltos del Grupo Guadalajara y iii) riolitas, andesitas y basaltos del Grupo San Cristóbal.

Figura 3.12. Perfil geológico F-F’ en el valle de Toluquilla.

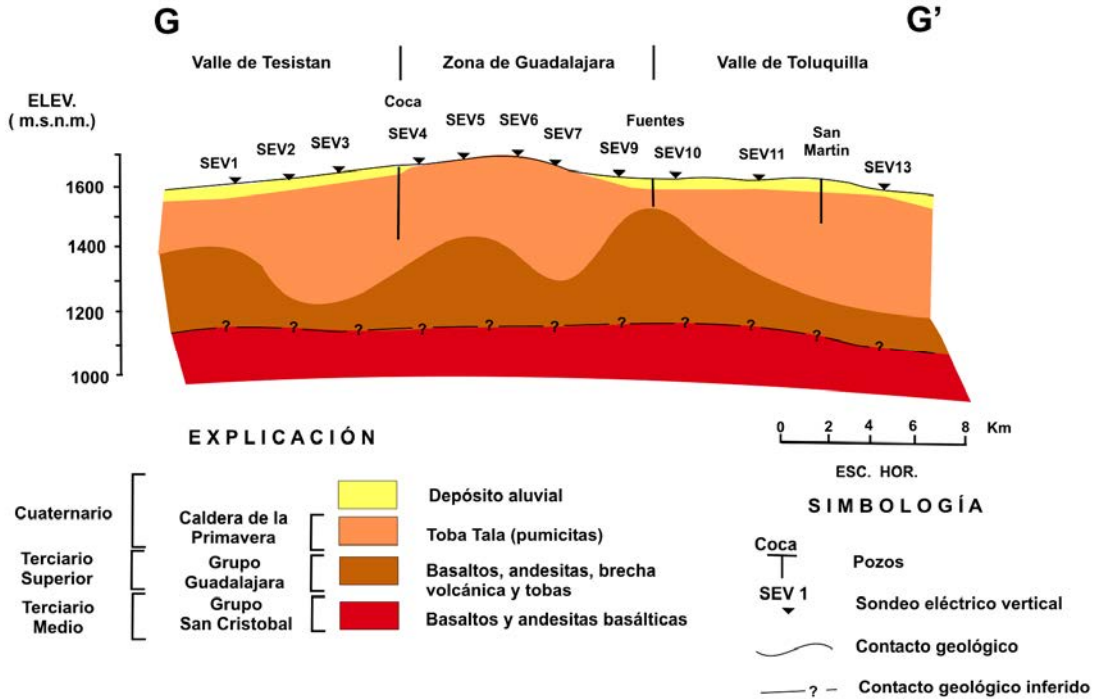


Perfil geológico G – G’.

Con una distancia horizontal de investigación de 28.70 km y una prospección vertical de aproximadamente 550 m, este perfil atraviesa la porción poniente de la zona de Tesistán-Guadalajara-Toluquilla, con dirección norte-sur (Figura 3.13).

Muestra una secuencia litológica constituida por depósitos aluviales y pumícitas que sobreyacen a tobas, brecha volcánica y basaltos del Grupo Guadalajara y estas a su vez, a riolitas, andesitas y basaltos del Grupo San Cristóbal.

Figura 3.13. Perfil geológico G-G' valles Atemajac y Toluquilla.



3.5 Geoquímica.

3.5.1 Faja Volcánica Transmexicana.

Las relaciones entre la tectónica y los caracteres geoquímicos, según Demant y Nixon (1980 en: Demant, 1982), permiten dividir a la Faja Volcánica Transmexicana en tres partes principales: i) la porción occidental, ii) la fosa tectónica de Colima y iii) el sector centro-oriental. En este caso, en vista de la ubicación del área de estudio, el análisis se avocará a la parte occidental.

Con una orientación noroeste-sureste la fosa tectónica Tepic-Zacoalco es una zona bastante estrecha, de una veintena de kilómetros. En ella, cuatro volcanes principales sobresalen por su importancia: San Juan, Sangangüey, Ceboruco^{3.1} y Tequila; los cuales están constituidos por andesitas y dacitas de plagioclasas, piroxenas y anfíbolos. Las riolitas aparecen principalmente al pie del volcán de Tequila. Los basaltos están presentes a lo largo de toda la fosa tectónica, en forma de derrames provenientes de pequeños conos escoriáceos alineados según las fracturas regionales; se observa una cierta evolución química hasta andesitas y dacitas (Demant, 1978). Los

3.1) Petrone *et al.* (2003) consideran que el Ceboruco es el único volcán que ha tenido actividad histórica conocida, en los años 1870 y 1876.

basaltos tienen entre 16 y 18 % de Al_2O_3 y valores bajos de Ni y Cr (Demant y Nixon, 1980; en: Demant, 1982).

3.5.2 Valles de Atemajac y Toluquilla.

De acuerdo con el estudio petrográfico y químico realizado por Gilbert *et al.* (1985), las ignimbritas del Plioceno-Pleistoceno emplazadas en las cercanías de la ciudad de Guadalajara, cuentan con más del 60 por ciento de SiO_2 y significativamente más del 10 por ciento de Al_2O_3 (Tabla 3.4). En tanto, el basalto y basalto andesítico del Grupo Guadalajara tienen un porcentaje menor de SiO_2 , pero mucho mayor de TiO_2 , FeO , MgO y CaO (Tabla 3.4).

Tabla 3.4. Composición química de algunas rocas que conforman la secuencia litológica de los valles de Atemajac y Toluquilla (en por ciento de peso).

Compuesto	Ignimbrita San Gaspar ^A	Ignimbrita Guadalajara ^A	Basalto Puente Grande ^B	Basalto andesítico San Isidro ^A
SiO_2	62.28	66.55	54.43	48.33
TiO_2	0.90	0.27	1.47	2.48
Al_2O_3	16.10	13.74	17.39	15.94
Fe_2O_3	1.99	2.05	2.10	2.98
FeO	1.96	1.17	5.74	8.85
MnO	0.12	0.10	0.14	0.18
MgO	1.40	0.17	4.61	6.00
CaO	3.25	0.57	7.74	9.38
Na_2O	4.29	2.70	3.97	3.53
K_2O	4.11	7.92	1.47	1.08
P_2O_5	0.27	0.01	0.41	0.52

Fuente: Gilbert *et al.*, 1985.

Notas: A) Rocas del Grupo Guadalajara y B) Roca del Grupo San Cristóbal.

Complemento de la información geoquímica establecida por Gilbert *et al.* (1985); durante el presente estudio se caracterizaron químicamente ocho tipos de roca de la secuencia volcánica de la zona en estudio (Tabla 3.5).

La localización de los sitios de muestreo se indica en la Figura 3.14 y la composición química de cada muestra en la Tabla 3.6. Cabe señalar que esta última fue definida a través de la determinación de elementos mayores, medidos en muestra fundida con el programa RUIZF 1.QAN, en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X-LUGIS de la UNAM.

Los valores vertidos en las Tablas 3.4 y 3.6, indican que la química de las rocas ígneas básicas facilitará un mayor aporte de Ca^{2+} , Mg^{2+} y Al^{3+} a las aguas subterráneas; mientras que la rocas ígneas ácidas, lo hará con el SiO_2 , Na^+ y K^+ .

Tabla 3.5. Características de los ocho sitios de muestreo litológico.

M-1. Ubicación	Porción suroriente de la ciudad de Guadalajara.
Cota de muestreo:	1 570 m.s.n.m.
Descripción:	Pumícita de color gris claro.
Observaciones:	Material altamente deleznable.
M-2. Ubicación	Porción sur del cerro del Cuatro.
Cota de muestreo:	1 650 m.s.n.m.
Descripción:	Basalto de color oscuro.
Observaciones:	Se halla alternando con tezontle.
M-3. Ubicación	Parte centro – norte de la Meseta de Tonalá.
Cota de muestreo:	1 600 m.s.n.m.
Descripción:	Basalto – andesítico de color rosado.
Observaciones:	Los microplanos de falla se hallan colmatados por calcita.
M-4. Ubicación	Camino a la estación hidroeléctrica de Colimilla, ubicada en la margen izquierda del río Santiago.
Cota de muestreo:	1 380 m.s.n.m.
Descripción:	Material de color rosa clara con pórfidos de calcita blanca.
Observaciones:	Este material se halla localizado entre coladas de basalto de color oscuro.
M-5. Ubicación	Porción suroeste del valle de Toluquilla (Pozo propiedad de Víctor Rivera).
Cota de muestreo:	La cota del terreno en donde se está llevando a cabo la perforación es de 1 538 m.s.n.m.; en tanto la profundidad de muestreo fue a los 45 metros, por lo que se infiere una cota de muestreo de 1493 m.s.n.m.
Descripción:	Brecha volcánica basáltica.
Observaciones:	Se recolectó de la cuchara de muestreo empleada en la perforación del pozo.
M-6. Ubicación	Porción noreste de la mesa Nejahuete (caldera de la Primavera).
Cota de muestreo:	2 000 m.s.n.m.
Descripción:	Andesita gris claro.
Observaciones:	De acuerdo con dos perforistas, esta roca la han atravesado algunos pozos ubicados hacia el poblado de Santa Ana Tepetitlán, a unos 160 metros de profundidad.
M-7. Ubicación	Porción sureste del cerro del Colli.
Cota de muestreo:	1 850 m.s.n.m.
Descripción:	Clastos de obsidiana.
Observaciones:	El material se halla empotrado en los depósitos de la pumícita que conforman al citado cerro. Cabe señalar que la mayor parte de los clastos son subredondeados y en algunos casos alcanzan diámetros de hasta de 10 centímetros.
M-8. Ubicación	Tanque SIAPA, ubicado a la salida de la ciudad de Guadalajara, junto a la carretera al poblado de Tesistán.
Cota de muestreo:	1 650 m.s.n.m.
Descripción:	Riolita de color rosa oscuro.
Observaciones:	A diferencia del basalto de la región, esta roca es mucho más compacta.

Figura 3.14. Ubicación de los ocho sitios de muestreo litológico.

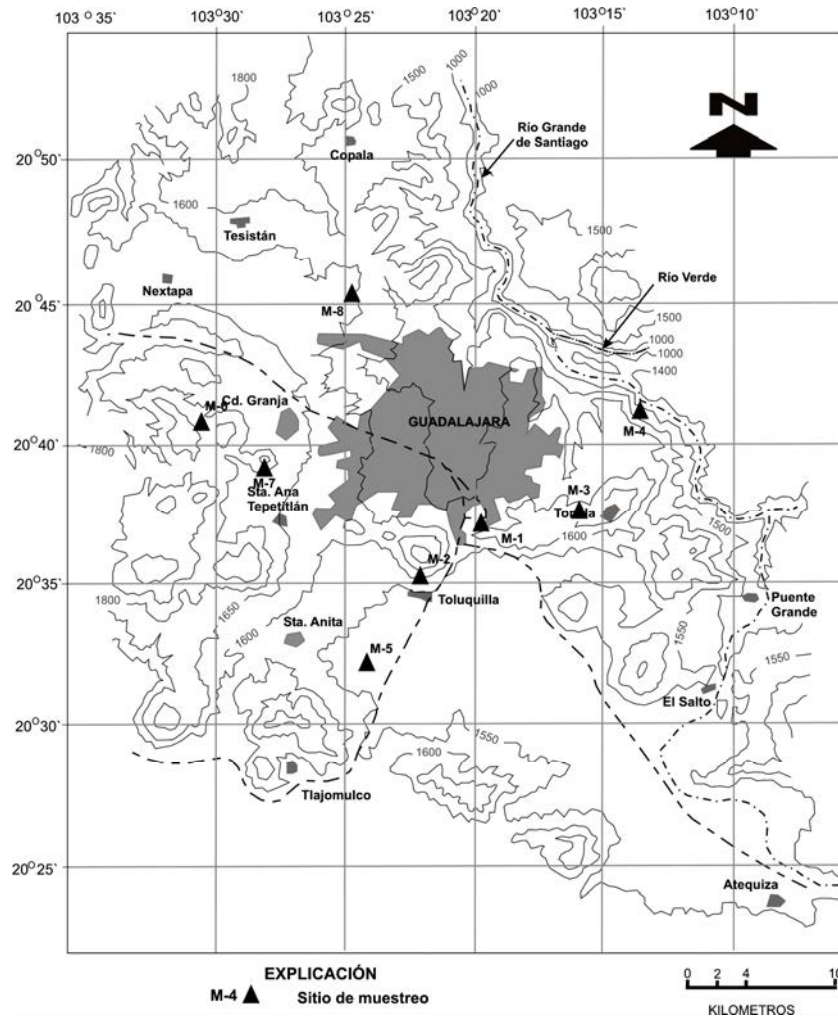


Tabla 3.6. Composición química de la secuencia volcánica de los valles de Atemajac y Toluquilla (en por ciento en peso).

No.	Litología	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	F	PXC
M-1	Pumicita (Fm. Tala)	67.80	0.209	11.00	2.27	0.088	0.332	4.130	2.10	5.06	SD	0.273	6.71
M-2	Basalto	54.70	1.530	17.20	7.31	0.165	3.340	8.400	3.78	1.70	0.334	0.314	0.38
M-3	Basalto andesito	52.40	1.660	16.70	7.59	0.202	4.550	8.770	2.70	1.75	0.235	0.126	2.73
M-4	Diorita (?)	58.50	1.360	14.10	6.32	0.190	6.110	4.440	1.12	1.63	0.109	0.248	5.34
M-5	Brecha volc. basáltica	68.90	0.456	12.60	3.95	0.157	0.535	0.453	2.64	6.33	0.052	0.415	3.29
M-6	Andesita	75.50	0.112	10.90	1.70	0.093	0.042	0.298	3.26	5.15	0.018	0.594	2.31
M-7	Obsidiana	77.20	0.095	11.00	1.64	0.079	0.015	0.309	3.52	4.53	0.004	0.658	0.90
M-8	Riolita	74.20	0.417	13.30	1.55	0.004	0.015	0.296	3.72	5.14	0.058	0.610	0.50

SD: Sin dato. PXC: Pérdida por calcinación, medida a través del calentamiento de un gramo de muestra a 1000 °C durante una hora.

Por otra parte, considerando la composición mineral promedio establecida en rocas ígneas de los E.U.A. por Carmichel *et al.* (1974) y Best (1982); y algunas determinaciones realizadas en laboratorio durante este estudio, los minerales que conforman a las principales rocas de la secuencia volcánica de la zona de interés, son aquellos que se indican en la Tabla 3.7. En ésta, cabe destacar que los principales minerales normativos serían las plagioclasas, cuya constitución química es:

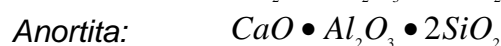
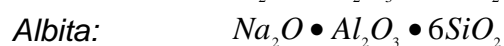
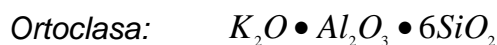


Tabla 3.7. Composición mineral de algunas rocas que conforman la secuencia volcánica de los valles de Atemac y Toluquilla.

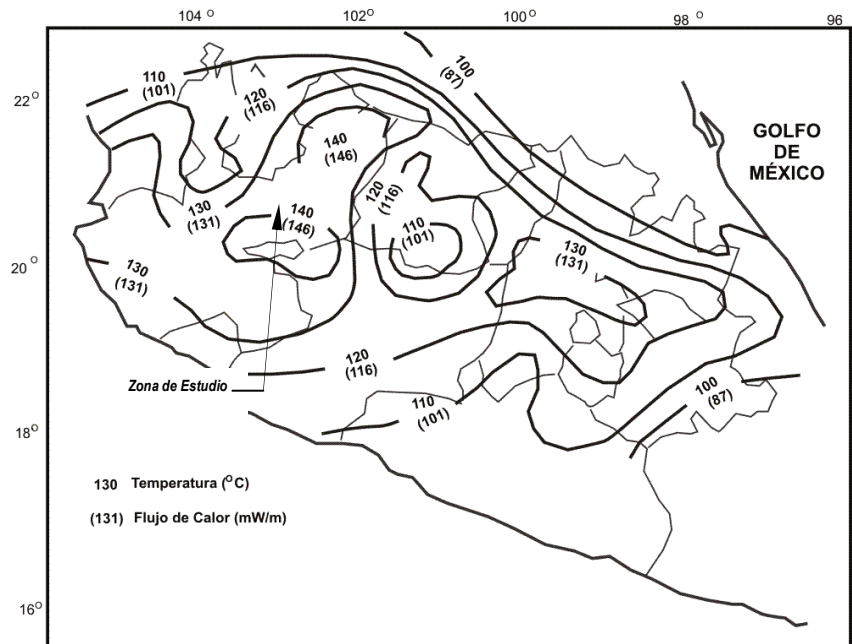
Mineral	Rocas				
	Riolita	Obsidiana	Ignimbrita	Andesita	Basalto
Cuarzo	33.2	32.2	13.4	5.7	
Ortoclasa	31.7	30.0	24.3	6.7	6.1
Albita	25.1	29.3	36.3	30.9	18.3
Anortita	2.0	2.8	12.5	27.2	24.7
Corindón	0.9				
Nefelina					2.3
CaSiO ₃				4.2	10.8
MgSiO ₃	0.8	0.6		10.9	7.1
FeSiO ₃				5.3	2.9
Mg ₂ SiO ₄					11.5
Fe ₂ SiO ₄					5.0
Magnetita	1.9	1.2	2.9	5.1	4.6
Ilmenita	0.5	0.5	1.7	2.4	5.0
Fluorita	0.2	0.3	0.6	0.7	1.0

3.6 Consideraciones Geotérmicas.

3.6.1 Faja Volcánica Transmexicana.

Estimaciones realizadas por Prol-Ledesma y Juárez-A. (1985) sobre el flujo de calor en el subsuelo de la FVT, señalan que los valores en esta provincia fluctúan entre los 87 y los 146 mW/m; mientras que los valores de temperatura, establecidos a través del geotermómetro químico de la SiO₂, varían entre los 100 y los 140 °C (Figura 3.15). En este sentido y considerando la citada figura, la zona en estudio muestra un flujo de calor de alrededor de los 146 mW/m y una temperatura de equilibrio de solución de aproximadamente 140 °C.

Figura 3.15. Flujo de calor y temperatura en el subsuelo de la FVT.



Fuente: Pro-Ledesma y Juárez-A (1985).

El flujo de calor evidenciado en la FVT, indica que en el subsuelo aún pueden existir cámaras magmáticas en proceso de enfriamiento, cuya temperatura quizá no sea suficiente para provocar nuevas erupciones, pero sí, para generar sistemas hidrotermales activos, como sería el caso de la solfatara La Soledad (Foto 3.4) ubicada aproximadamente a 18 kilómetros al norte de Guadalajara, sobre la margen izquierda del río Grande de Santiago.

Foto 3.4. Solfatara de La Soledad.



3.6.2 Caldera de la Primavera.

Los productos emitidos por el complejo volcánico La Primavera, de acuerdo con Mahood (1980), son de tipo perialcalino, el cual es muy común en algunas estructuras caldéricas y zonas de dorsal continental. Actualmente, se considera que la cámara magmática de esta estructura ha entrado en su proceso de enfriamiento y, eventualmente, llegará a su solidificación final. Como subproducto de esta actividad volcánica se ha formado un sistema geotérmico que se circunscribe, de acuerdo a los estudios litoestructurales, en el extremo sur de la microcuenca del arroyo El Caracol, principalmente en los lugares conocidos como Cerritos Colorados, La Azufrera y Mesa Taponá; la cual tiene una superficie de 625 km² y una altura promedio de 1 950 m.s.n.m. (Foto 3.5).

Foto 3.5. Localización del Campo Geotérmico Cerritos Colorados en la caldera de la Primavera.



Los testimonios superficiales de este sistema incluyen fumarolas en la porción centro-sur de la caldera (Foto 3.6) con depósitos de sulfuros en algunos casos, con grandes cantidades de gases como el CO₂ y H₂S; así como pequeñas cantidades de N₂, H₂ y CH₄ (Venegas *et al.*, 1991).

Foto 3.6. Fumarolas en la parte centro-sur de la caldera de la Primavera.



Según Gutiérrez-Negrín (1991), personal de la C.F.E. y organismos externos, desde 1980 han llevado a cabo estudios de ingeniería de yacimientos para determinar la capacidad de generación eléctrica del campo. En éstos se realizaron mediciones dinámicas de presión, temperatura, producción, pruebas de presión y otras, a fin de conocer las propiedades termodinámicas del fluido y las características petrofísicas de las rocas. La temperatura de fondo se estableció en 300 °C y la presión de 100 bares. Se localizaron zonas de alimentación con fluido en dos fases (agua-vapor).

Viggiano-Guerra y Ramírez-Silva (1996) establecen que en un esquema geotérmico de *Alto Relieve*, como el establecido en la caldera de la Primavera, se originan tres tipos de fluidos predominantes en un ambiente hidrotermal: i) un fluido clorurado que se encuentra por debajo del nivel freático, siendo el electrolito NaCl el predominante, con un control de la relación Na/K por las reacciones de intercambio iónico dependientes de la temperatura; ii) el segundo fluido es aquel que es calentado por vapor rico en CO₂, por un efecto de condensación dentro del agua subterránea y que incrementará notablemente las concentraciones de bicarbonato; y iii) la condensación en la zona vadosa permite al H₂S oxidarse a sulfato formando un agua ácido sulfatada calentada por vapor, cuyos minerales distintivos serán:

<i>Alunita:</i>	$KAl_3(OH)_6(SO_4)_2$
<i>Caolinita:</i>	$Al_4(OH)_8Si_4O_{10}$
<i>Ópalo:</i>	$SiO_2 \cdot nH_2O$
<i>Pirita:</i>	FeS_2
<i>Tridimita:</i>	SiO_2

Por otra parte Giggenbanch (1997) señala que el comportamiento químico de los elementos mayores que conforman a las rocas volcánicas durante la alteración hidrotermal promovida por un fluido caliente será como se indica en la Tabla 3.8.

Tabla 3.8. Comportamiento químico de los elementos mayores durante la alteración en rocas volcánicas reaccionando con un fluido caliente.

Elemento	Cambio	Mineral hidrotermal en el que se incorpora
SiO ₂	Agregado	Cuarzo, cristobalita, silicatos
TiO ₂	No cambia	Esfena, leucoxeno
Al ₂ O ₃	Agregado y removido	Muchos silicatos, algunos óxidos
Fe ₂ O ₃ y FeO	Agregado y removido	Cloritas, pirita, pirrotita, siderita, epidota, hematita.
MnO	No cambia	
MgO	Removido	Clorita, biotita
CaO	Agregado y removido	Calcita, wairakita, epidota, prehnita, anhidrita, montmorillonita, esfena, fluorita, zeolita, wollastonita.
Na ₂ O	Agregado y removido	Albita
K ₂ O	Agregado	Adularia, illita, alunita, biotita
CO ₂	Agregado	Calcita, siderita
S, SO ₃	Agregado	Anhidrita, alunita, pirita, pirrotina, baritina.
H ₂ O	Agregado	Todas las arcillas, epidota, prehnita, zeolitas, diasporo, pirofilita, anfíbolos.
P ₂ O ₅	No cambia o agregado	Apatita
Cl	Removido	Halita
F	Agregado o no cambia	Fluorita

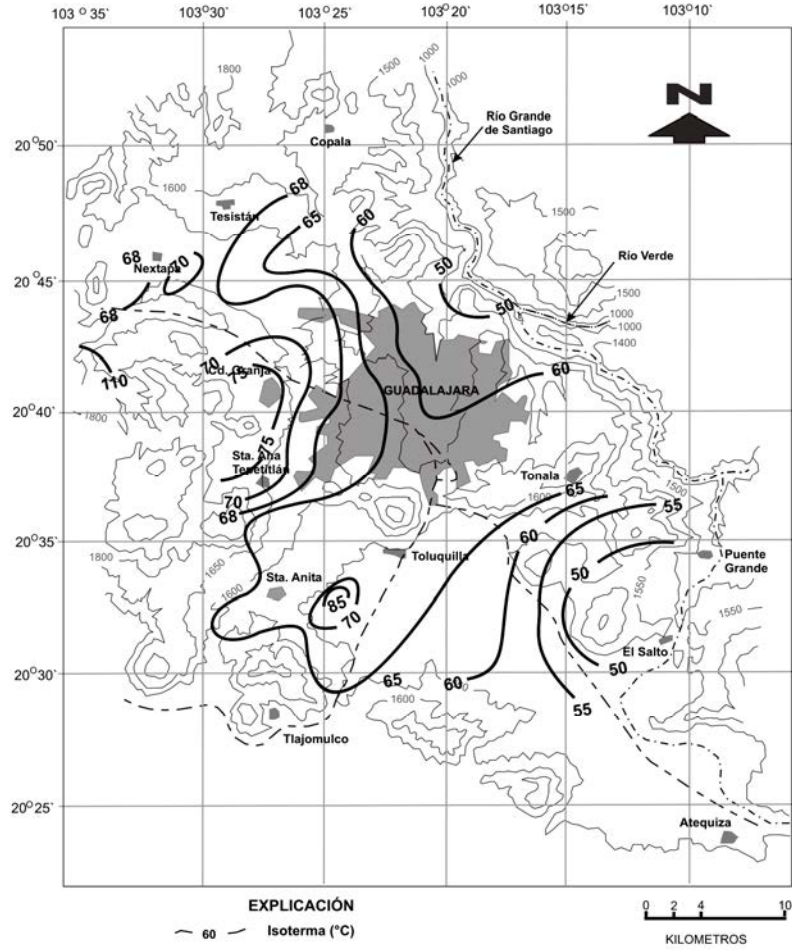
Fuente: Giggenbanch (1997).

3.6.3 Valles de Atemajac y Toluquilla.

Con el fin de definir la temperatura de fondo en el acuífero superior de la zona en estudio (para mayor explicación ver Capítulo 4), se empleó el geotermómetro de calcedonia, partiendo del hecho de que, según Henley *et al.* (1984), cuando en los sistemas hidrotermales la temperatura es menor a los 190°C, regularmente los contenidos de sílice se encuentran en equilibrio con la calcedonia, más que con el cuarzo; por lo que consecuentemente, sugieren emplear el citado geotermómetro. El equilibrio de la calcedonia fue corroborado al determinar que el Índice de Saturación promedio en el agua fue de -3.20 (para más detalle ver subinciso 5.2.3).

En este sentido, utilizando los datos de sílice obtenidos en el 2001 (para más detalle ver Tabla 5.4), las temperaturas obtenidas en el acuífero superior de los valles de Atemajac y Toluquilla, a través del geotermómetro de calcedonia, oscilan entre 50°C y 85°C (Figura 3.16); es de notar en la citada figura un aumento de la temperatura hacia la porción occidental de la zona en estudio, así como, valores de temperatura anómalos en la zona ubicada entre los poblados de Santa Anita y Toluquilla.

Figura 3.16. Isothermas (en °C) calculadas con el geotermómetro de sílice (calcedonia), utilizando datos de SiO₂ de 2001.



4 MODELO HIDROGEOLOGÍCO

La definición del modelo hidrogeológico de la zona en estudio considera el análisis e integración de la información recopilada de la caldera de la Primavera; en tanto, para los valles de Atemajac y Toluquilla, toma en cuenta la información generada durante el presente estudio.

4.1 Caldera de la Primavera.

Las rocas y depósitos no consolidados de la caldera de la Primavera, considerando lo establecido por Venegas *et al.* (1991), Gutiérrez-Negrín (1991) y Urrutia *et al.* (2000) constituyen cuatro unidades hidrogeológicas (Tabla 4.1), cuyas principales características son:

Tabla 4.1. Unidades hidrogeológicas en la caldera de la Primavera y su correspondencia con las unidades geológicas.

Unidad Hidrogeológica	Unidad Geológica	Observaciones
Acuitardo superior	Sedimentos lacustres.	Depósitos Post-caldéricos
Acuífero superior	Domos riolíticos y depósitos de pumicita con obsidiana.	
	Pumicitas de la Formación Toba Tala	Depósitos caldéricos
	Riolitas ¹	Grupo Guadalajara
Acuífero inferior	Andesitas, riolitas y escasos basaltos ²	Grupo San Cristóbal
Acuitardo inferior	Rocas graníticas-granodioríticas	Basamento

(1 y 2) Estas unidades geológicas, a través de un estudio magnetoestratigráfico, son considerados por Urrutia *et al.* (2000) como parte de los Grupos Guadalajara (1) y San Cristóbal (2).

En vista de que no existen evidencias para que las riolitas (1) sean consideradas como un acuífugo, según Venegas *et al.* (1991); en el presente estudio se establece como una unidad geológica de baja permeabilidad adscrita al acuífero superior.

Acuitardo superior.

Está representado por sedimentos lacustres que tienen una conductividad hidráulica que varía entre 2.0×10^{-9} y 7.8×10^{-8} m/s (Gutiérrez-Negrín, 1991). Se halla distribuido, principalmente, en las porciones topográficamente bajas del centro-septentrional de la caldera. Hacia el subsuelo llega a alcanzar alrededor de los 30 metros de espesor (Cerriteño-Rodríguez, 1992),

Acuífero superior.

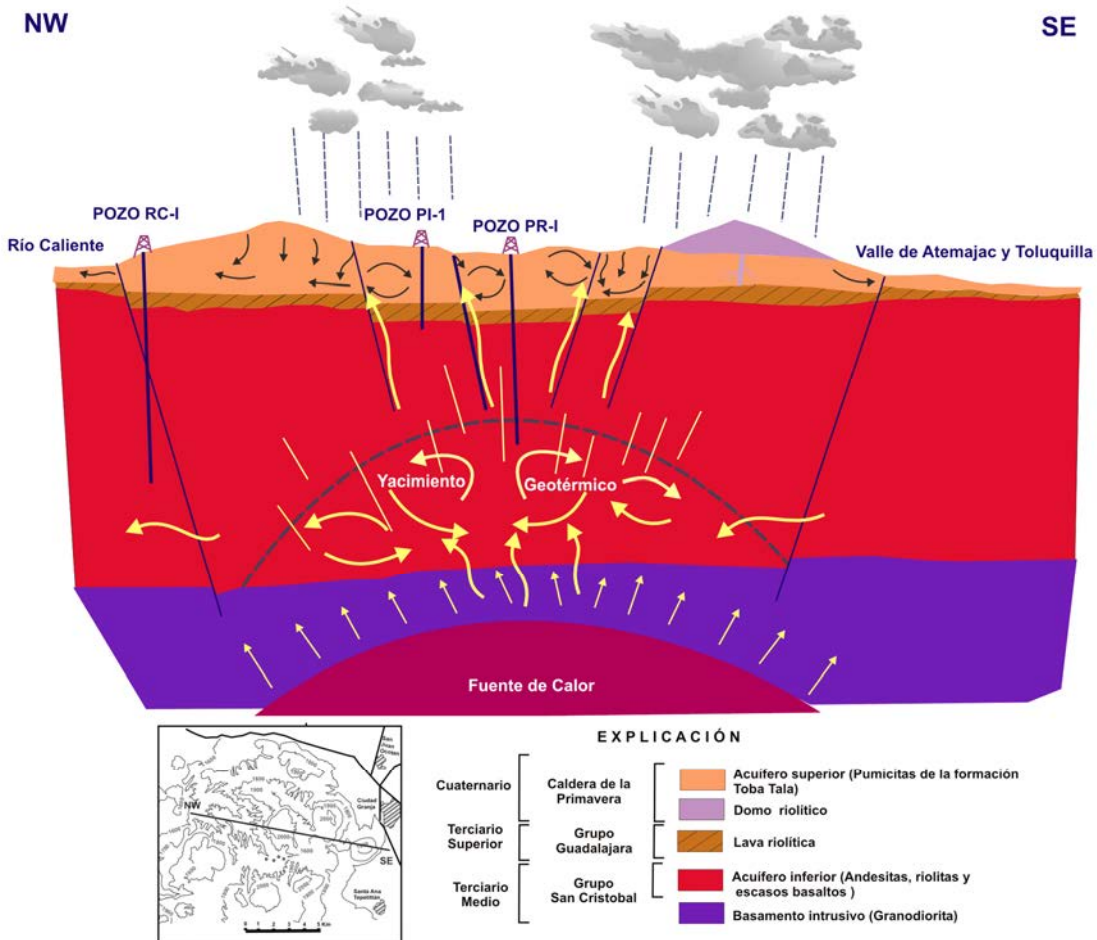
Se halla conformado principalmente por la pumicita de la Formación Toba Tala y rocas riolíticas que en conjunto llegan a presentar un espesor del orden de los 450 metros. Es de tipo mixto (intergranular y fisurado), libre en gran parte, con valores de

conductividad hidráulica que van de 1.6×10^{-7} a 2.0×10^{-4} m/s (Gutiérrez-Negrín, 1991).

De acuerdo con Venegas *et al.* (1991), el proceso de recarga de este acuífero, es a través de la infiltración de la lluvia y de los flujos verticales ascendentes que provienen del acuífero inferior, cuya manifestación, en principio, sería a través de la temperatura ($> 40^\circ\text{C}$) que muestra el agua de los manantiales.

De la porción central de la caldera hacia el occidente, el flujo preferencial de agua en el acuífero superior, según Cerriteño-Rodríguez (1992) es sureste-noroeste en función del gradiente hidráulico establecido por la elevación del nivel estático del pozo PI-1 (cota de brocal, 1 575 m.s.n.m.) y la altura de 1 525 m.s.n.m. del río Caliente (Figura 4.1). Cabe señalar que el origen de este último es debido a la descarga de una serie de manantiales que, según Cerriteño-Rodríguez (1992), en conjunto aportan un caudal de 380 l/s en promedio anual.

Figura 4.1. Unidades hidrogeológicas establecidas en la caldera de la Primavera (noroeste-sureste).



Fuente: Adaptado de Gutiérrez-Negrín (1988a).

Hacia la porción oriental de la caldera, se ha establecido otro flujo de agua subterránea con dirección suroeste-noreste, el cual se lleva a cabo a través de las fallas que dieron origen a los últimos domos riolíticos y de la pumicita de la Formación Toba Tala. Estos son conductos de libre tránsito de las aguas subterráneas contenidas en esa porción, principalmente, hacia la parte central y septentrional de los valles Atemajac y Toluquilla, respectivamente. Algunas de las evidencias de ello, son: i) el drenaje de tipo subangular en la caldera, que revelan la existencia de fallas y/o fracturas; ii) la dirección de flujo de las aguas superficiales en esa zona y iii) el comportamiento isotópico e hidrogeoquímico del agua contenida en el acuífero superior de la zona en estudio.

Acuífero inferior.

Se halla representado por andesitas, riolitas y escasos basaltos que muestran una permeabilidad secundaria a base de fracturas; implicando esto, conductividades hidráulicas que varían entre 10^{-8} y 10^{-4} m/s. De acuerdo con Venegas *et al.* (1991), este acuífero contiene los fluidos geotérmicos del sistema.

En vista de que las citada rocas están basculadas en dirección sureste-noreste, de acuerdo con los pozos geotérmicos perforados en el centro de la estructura, el flujo preferencial del agua en el acuífero inferior, según Ramírez *et al.* (1982), es en ese sentido. Esa misma dirección de flujo fue establecida por Romero (1980), al considerar que la gran concentración de sales encontradas en el subsuelo por el pozo RC-1 (Figura 4.1), es una característica común en las zonas de descarga de los sistemas geotérmicos.

4.2 Acuífero Atemajac-Toluquilla.

4.2.1 Unidades Hidrogeológicas.

De acuerdo con la secuencia litológica establecida en los valles de Atemajac y Toluquilla, así como sus características hidráulicas y comportamiento hidrológico, es posible definir tres unidades hidrogeológicas (Tabla 4.2): acuífero superior, acuífero inferior y acuitardo inferior. Sin embargo, en vista de que la profundidad de investigación de 300 m está condicionada a la profundidad máxima con la que cuentan algunos de los pozos para la extracción de agua subterránea en la zona en estudio; se establece que el acuífero superior es la que está actualmente en explotación, por lo que el análisis hidrogeológico que se presenta en este apartado se remite a éste.

Así, el acuífero superior está constituido por depósitos aluviales, pumicitas, basaltos, andesitas, tobas, brechas y riolitas; siendo las características hidrológicas de esta secuencia litológica, como se describe a continuación:

Aluviones.

Conformados principalmente por arenas, limos y gravas; sus propiedades hidráulicas están en función de la forma de depósito, la granulometría y los cambios laterales y verticales de litofacie. En este sentido, considerando el resultado de una de las pruebas de bombeo^{4.1} realizadas durante esta investigación en 1996 (Tabla 4.3), así como aquellos valores establecidos por diversos autores en un material geológico similar (Tabla 4.4), señalan que la conductividad hidráulica suele estar entre 2×10^{-5} y 2.5×10^{-4} m/s.

Tabla 4.2. Unidades hidrológicas en los valles de Atemajac y Toluquilla y su correspondencia con las unidades geológicas.

Unidad Hidrogeológica	Unidad Geológica	Observaciones
Acuífero superior	Depósitos aluviales.	
	Domos silíceos.	
	Lavas y conos cineríticos.	
	Formación Toba Tala (pumicita).	
	Basalto de islas oceánicas.	Grupo Guadalajara
	Domos silíceos, ignimbritas y piroclastos.	
Acuífero inferior	Basaltos, andesitas, brecha volcánica y tobas.	
Acuífero inferior	Basaltos y andesitas basálticas.	Grupo San Cristobal
Acuitardo inferior	Rocas graníticas (?)	Basamento

Pumicitas.

Gravillas deleznales que, de acuerdo con los resultados obtenidos en esta investigación (Tabla 4.3), presentan una conductividad hidráulica que va de 5.9×10^{-6} a 1.4×10^{-5} m/s. En la zona en estudio, los pozos perforados en este material muestran un rendimiento específico promedio de 6.15 l/s/m (Tabla 4.4)

Tabla 4.3. Resultados de las pruebas de bombeo realizadas en pozos situados en diversas rocas del Grupo Guadalajara (1996).

Prueba de bombeo	Litología	Espesor Saturado (m)	Transmisividad (m^2/s)	Cond. Hidráulica (m/s)
1	Pumicita	60	4.8×10^{-4}	8.1×10^{-6}
2	Basalto	60	1.6×10^{-2}	2.6×10^{-4}
3	Pumicita	60	3.5×10^{-4}	5.9×10^{-6}
4	Aluvión	55	1.4×10^{-3}	2.5×10^{-5}
5	Pumicita	60	8.4×10^{-4}	1.4×10^{-5}
6	Pumicita	65	4.0×10^{-4}	6.1×10^{-6}

4.1) En noviembre de 1996 se realizaron seis pruebas de bombeo-recuperación a caudal constante en régimen variable, con tiempos de duración de 2 a 24 horas. Los datos aportados por éstas fueron interpretados con el programa *GW3-Pumping Test Data Base and Analysis* (Karanjac, 1989).

Basaltos.

De acuerdo con el resultado de una de las pruebas realizadas en esta investigación en 1996 (Tabla 4.3), así como aquellos valores establecidos por diversos autores en rocas similares (Tabla 4.5), indican que la conductividad hidráulica varía entre 10^7 y 10^{-2} m/s. En la zona en estudio, los pozos perforados en esta roca muestran un rendimiento específico promedio de 0.73 l/s/m (Tabla 4.4).

Tabla 4.4. Rendimiento específico (l/s/m) de la secuencia litológica del Grupo Guadalajara en diferentes zonas.

Material geológico	Zonas		
	Tesistán ^A	Guadalajara ^B	Toluquilla ^C
Pumicita	2.4 a 10.5	0.33 a 2.8	0.33 a 7.37
Brecha volcánica	0.41 a 3.4		0.93 a 1.33
Basalto	1.17	0.009 a 1.26	0.14 a 2.20
Toba	0.2 a 0.84		
Andesita	0.25		

Datos obtenidos en este estudio.

Número de pozos utilizados para el análisis: A) 18; B) 12 y C) 20.

Por lo que respecta a la conductividad hidráulica de la brecha volcánica, tobas, andesitas y riolitas, éstas se indican en la Tabla 4.5.

Tabla 4.5. Parámetros hidráulicos de la secuencia litológica del Grupo Guadalajara (Acuífero superior de Atemajac-Toluquilla).

Litología	Conductividad Hidráulica (m/s)	Transmisividad (m ² /s)	Almacenamiento
Aluvión	10^{-5} a 10^{-2} g h	2×10^{-3} a 3×10^{-2} a	5×10^{-2} a 15×10^{-2} b
Pumicita	5×10^{-5} h	2.95×10^{-3} e	0.0267 e 12×10^{-2} d
Toba	2×10^{-6} h	2×10^{-5} c	2×10^{-4} h
Brecha volcánica	10^{-8} a 10^{-4} h	2.9×10^{-3} f	
Andesita	10^{-9} a 10^{-4} h	7.9×10^{-4} f	2×10^{-4} a 15×10^{-3} f
Basalto	10^{-7} a 10^{-2} a	2×10^{-3} a 0.4 d	0.10 a 0.30 d-g
Riolita	10^{-9} a 10^{-4} h	5×10^{-5} h	

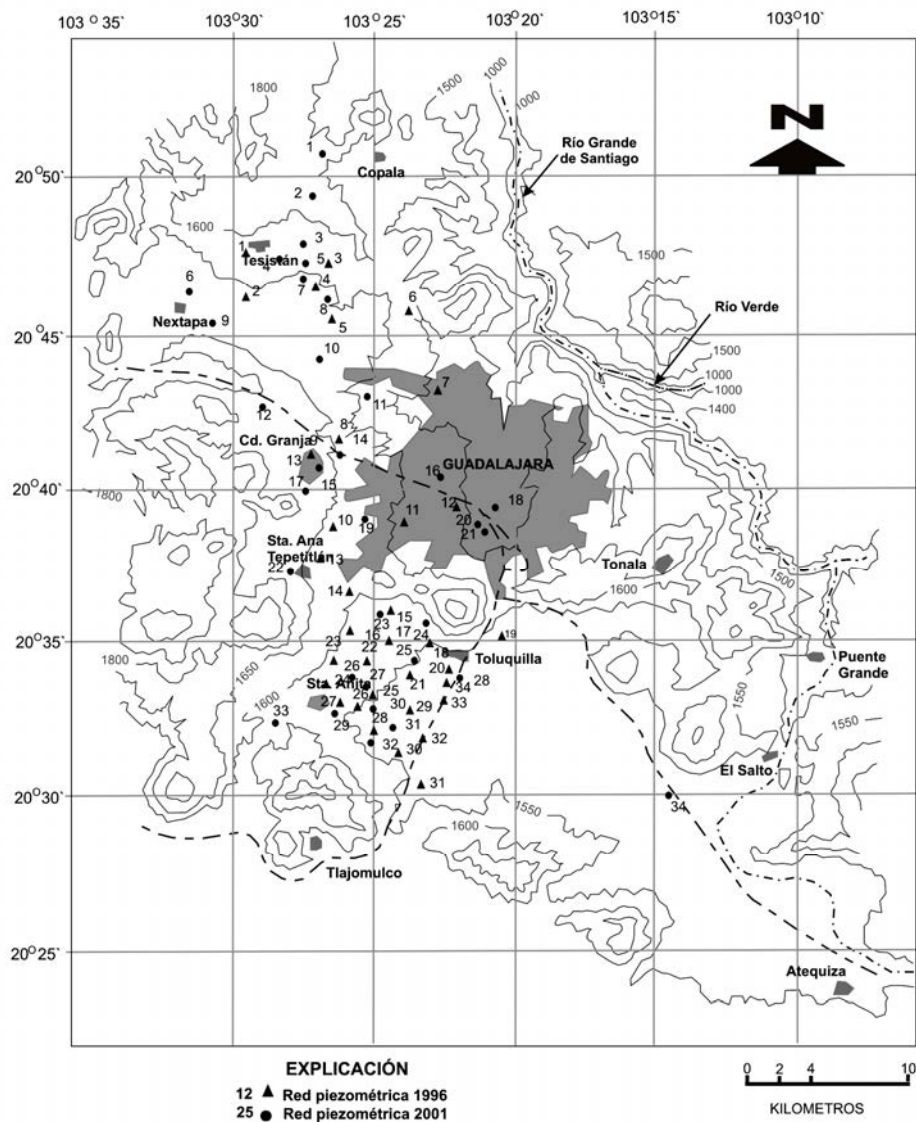
Fuentes: a) Mortier (1965; en: Custodio-Gimena y Llamas-Madurga, 1983); b) Frezee y Cherry (1979); c) Davis y De Wiest (1981); d) Ariel Consultores (1989 – 1990); e) Pemex (1994); f) Sánchez-Díaz, L. F. (1989); g) Datos obtenidos en este estudio y h) Domenico y Schwartz (1998).

A título indicativo, las rocas del Terciario Medio (andesitas, ignimbritas y riolitas), tomando como base valores obtenidos en rocas similares en la cuenca de México, según Sánchez-Díaz (1989), estarían mostrando una conductividad hidráulica entre 10^{-9} y 10^{-4} m/s, así como una productividad por debajo de los 25 litros por segundo.

4.2.2 Análisis del gradiente hidráulico.

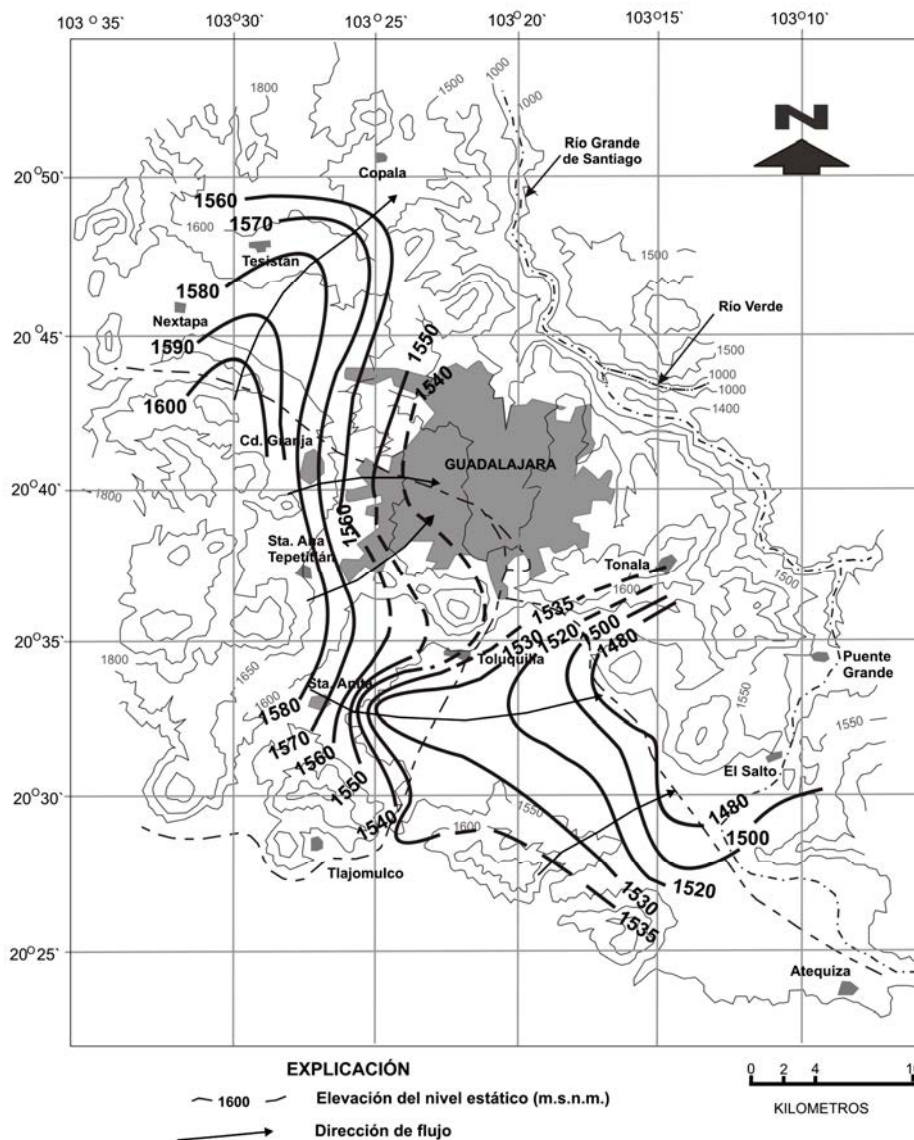
El análisis de la variación del gradiente hidráulico en el acuífero contenido en los valles de Atemajac y Toluquilla se realizó a través del comportamiento de la evolución del nivel estático. Éste fue establecido mediante la integración de la información proveniente de Ariel Consultores (1989-90); así como de una red piezométrica estructurada durante la presente investigación, que constó de un total de 70 pozos, cuya localización se muestra en la Figura 4.2, los cuales fueron medidos en dos periodos: 34 pozos en abril de 1996 y 36 pozos en noviembre de 2001.

Figura 4.2. Red de pozos piezométricos (1996 y 2001).



Durante el año de 1990 la dirección de flujo del acuífero en estudio, en la zona de Tesistán, fue suroeste-noreste con un gradiente hidráulico de 0.003. Ciertamente la porción sur de esta zona limita con la caldera de la Primavera, a través de una falla normal; las cargas potenciométricas establecidas (Figura 4.3), nos indican una continuidad del flujo en la región. En tanto, hacia la ciudad de Guadalajara, la dirección de flujo fue prácticamente de oeste-este, con un gradiente hidráulico de alrededor de 0.005. No obstante, de que entre el subsuelo de la caldera y la citada ciudad se definió un cambio lateral litológico debido a la existencia de una falla normal, piezométricamente también se observa una continuidad en el flujo.

Figura 4.3. Elevación del nivel estático (1990).

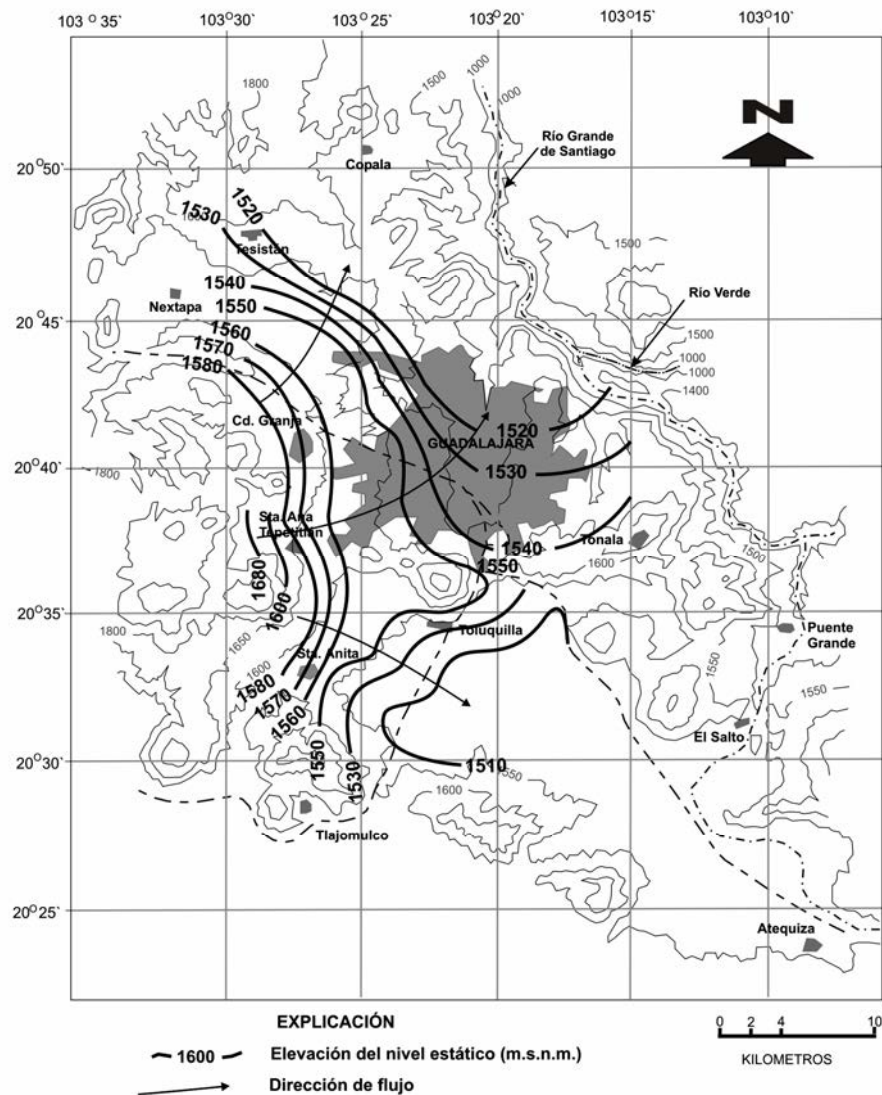


Fuente: Modificada de Ariel Consultores (1989-90).

En cuanto al comportamiento del flujo en el valle de Toluquilla, durante el año de 1990 la dirección preferencial fue del noroeste al centro de la región, con gradientes hidráulicos que variaron entre 0.05 y 0.007. Sin embargo, hay que destacar que el acuífero ahí contenido también tendió a ser recargado por las estructuras volcánicas establecidas al oeste, norte y sur que rodean al valle, como lo demuestran las cargas potenciométricas con valores 1 580, 1 535 y 1 540 m.s.n.m., respectivamente (Figura 4.3).

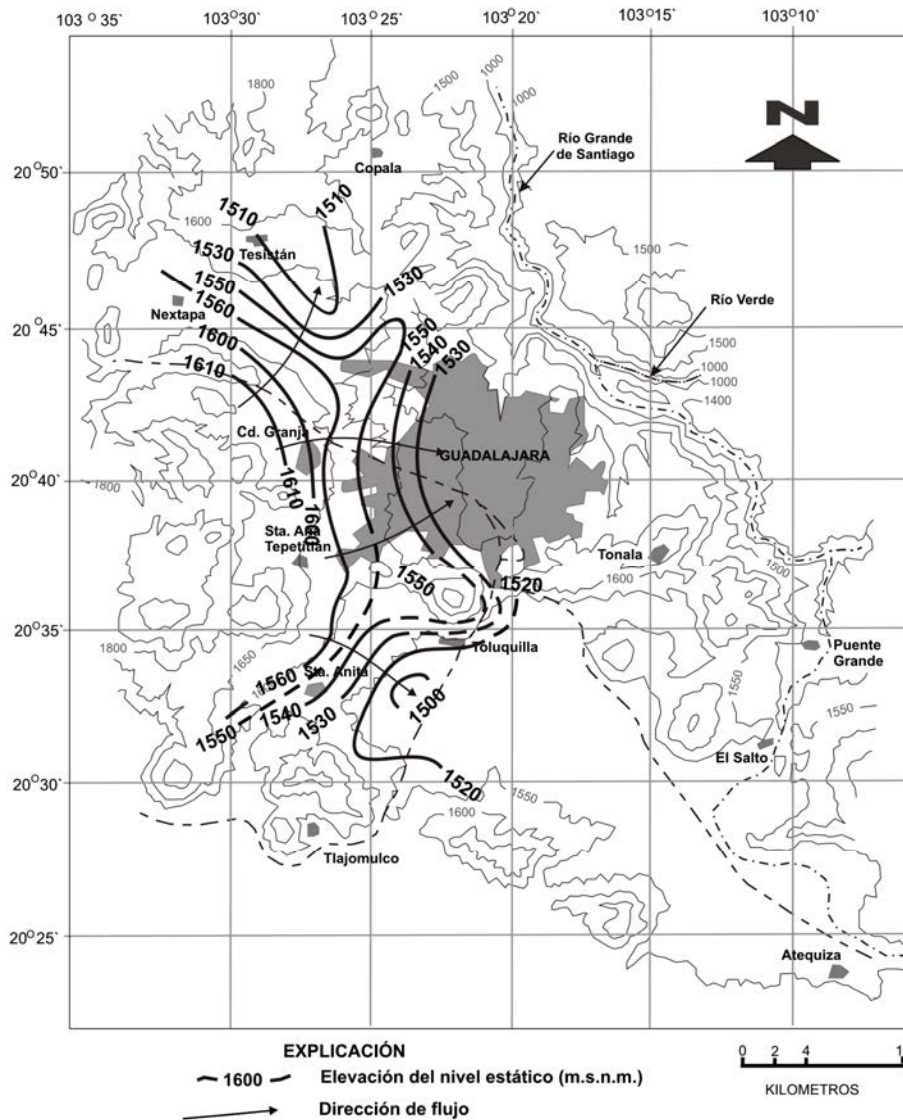
Durante los años 1996 y 2001, prácticamente las direcciones preferenciales de flujo se mantuvieron; sin embargo, los gradientes hidráulicos en la zona de Tesistán se incrementaron notablemente, de 0.003 a 0.008 e incluso, hasta 0.014 (Figuras 4.4 y 4.5). En tanto, en la zona de la ciudad de Guadalajara, el gradiente hidráulico se mantuvo entre 0.005 y 0.006.

Figura 4.4. Elevación del nivel estático (1996).



Por lo que respecta al acuífero contenido en el valle de Toluquilla, el gradiente hidráulico oscilo entre 0.006 y 0.007; sin embargo, durante el año 2001, sus cargas potenciométricas disminuyeron notablemente, a tal grado de formar un cono de abatimiento en la zona ubicada entre los poblados de Santa Anita y Toluquilla (Figura 4.5). El gradiente hidráulico definido fue de 0.01.

Figura 4.5. Elevación del nivel estático (2001).



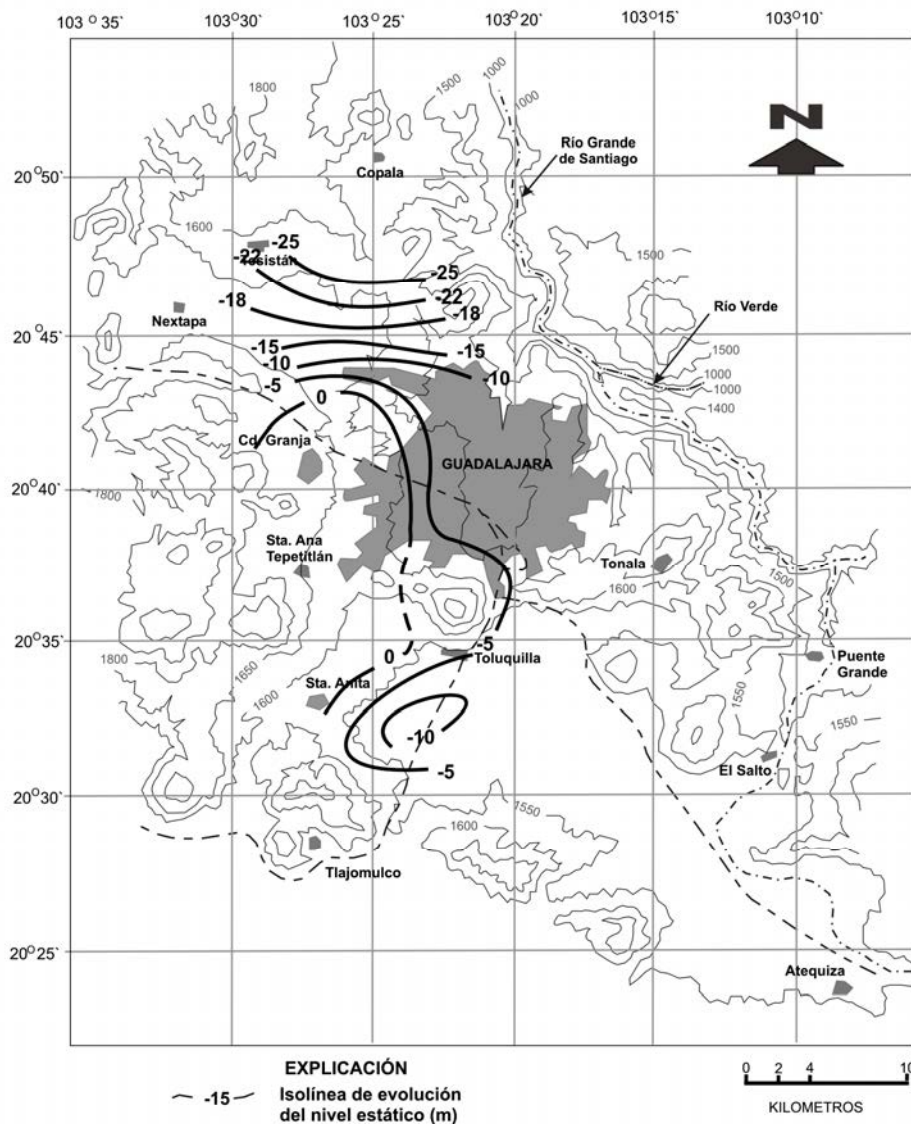
4.2.3 Evolución del nivel estático.

El desarrollo de este apartado consideró principalmente el método de “sobreposición de las isolíneas de flujo” establecidas en los años 1990, 1996 y 2001. En algunos casos, la evolución de las cargas potenciométricas fueron verificadas cuando los pozos medidos

en las campañas piezométricas 1996 y 2001, así lo permitieron. Para el periodo 1990 – 1996, el abatimiento de nivel estático fluctuó entre 10 y 25 metros en la zona de Tesislán (Figura 4.6).

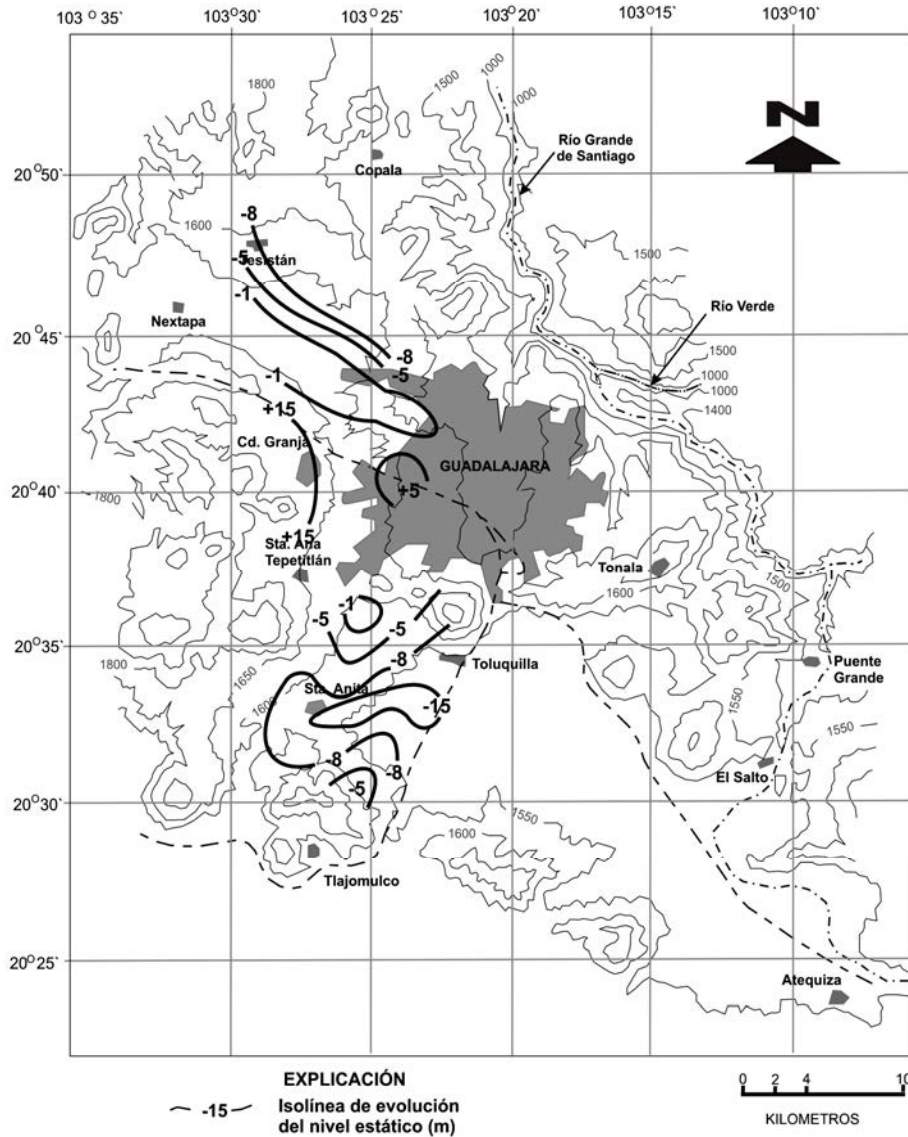
En la porción oeste de la ciudad de Guadalajara, la parte más central tuvo un abatimiento de cinco metros (Figura 4.6) que representan 0.83 m de abatimiento medio anual. En tanto, aquella zona que colinda con la estructura de la caldera de la Primavera, presentó un abatimiento mínimo. Por lo que respecta al agua subterránea contenida en la porción noroeste del valle Toluquilla, ésta mostró abatimientos entre 5 y 10m; siendo la zona de mayor pérdida de carga potenciométrica la localizada entre los poblados de Santa Anita y Toluquilla.

Figura 4.6. Evolución del nivel estático (1990-1996).



Durante el periodo 1996-2001, se tuvo una pérdida de carga potenciométrica entre 5 y 8 m en la parte central de zona de Tesistán (Figura 4.7); mientras que aquella región que colinda con la estructura de la caldera de la Primavera, mostró un abatimiento mínimo o incluso, una recuperación en la carga potenciométrica (Figura 4.7).

Figura 4.7. Evolución del nivel estático (1996-2001).



Para el caso del agua subterránea de la parte occidental de la ciudad de Guadalajara, se establecieron zonas de recuperación del nivel estático que van de los 5 a los 15 metros; debido, principalmente, a la suspensión del bombeo en la zona (pozos fuera de operación por mantenimiento) y, posiblemente, a la recarga proveniente de la falla normal que limita a la caldera de la Primavera.

En cuanto al agua subterránea establecida en la porción noroeste del valle de Toluquilla, durante el citado periodo mostró una pérdida de carga potenciométrica que va de los 5 a los 15 m.

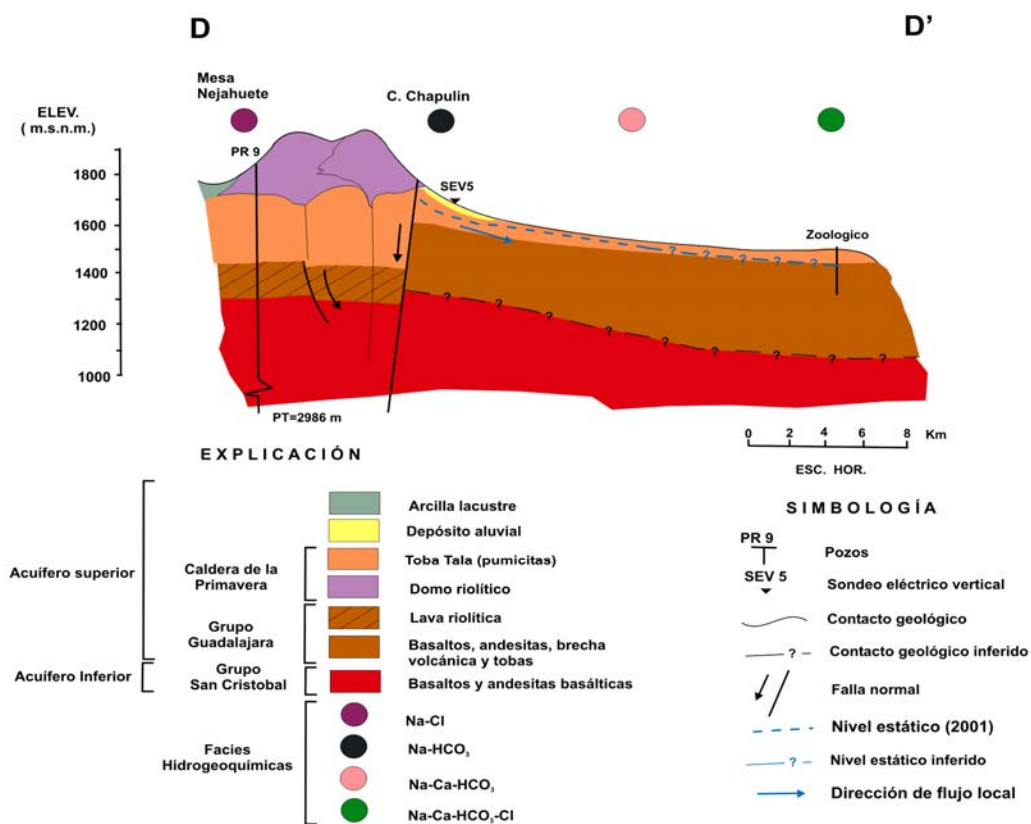
El acuífero contenido entre Santa Anita y Toluquilla es el que presentó un aumento en el abatimiento debido a la mayor densidad de pozos.

4.2.4 Caracterización del flujo del agua subterránea.

De acuerdo con Tóth (1999), de manera general en las áreas de recarga se tendrá un flujo preferencial vertical descendente; en las zonas de descarga, una componente vertical ascendente y en las áreas de transferencia, el flujo dominante será horizontal. En el caso de la zona en estudio, la particularización de de éste considera los factores geológicos, hidrogeológicos e hidrogeoquímicos.

Atravesando el valle de Atemajac en una dirección suroeste – noreste, la primera sección hidrogeológica (Figura 4.8) muestra un flujo local de agua subterránea en el acuífero superior del área de estudio, que parte de la falla normal que limita a la caldera de la Primavera en su porción nororiental, hacia la planicie del citado valle.

Figura 4.8. Sección hidrogeológica en el valle de Atemajac (suroeste-noreste).

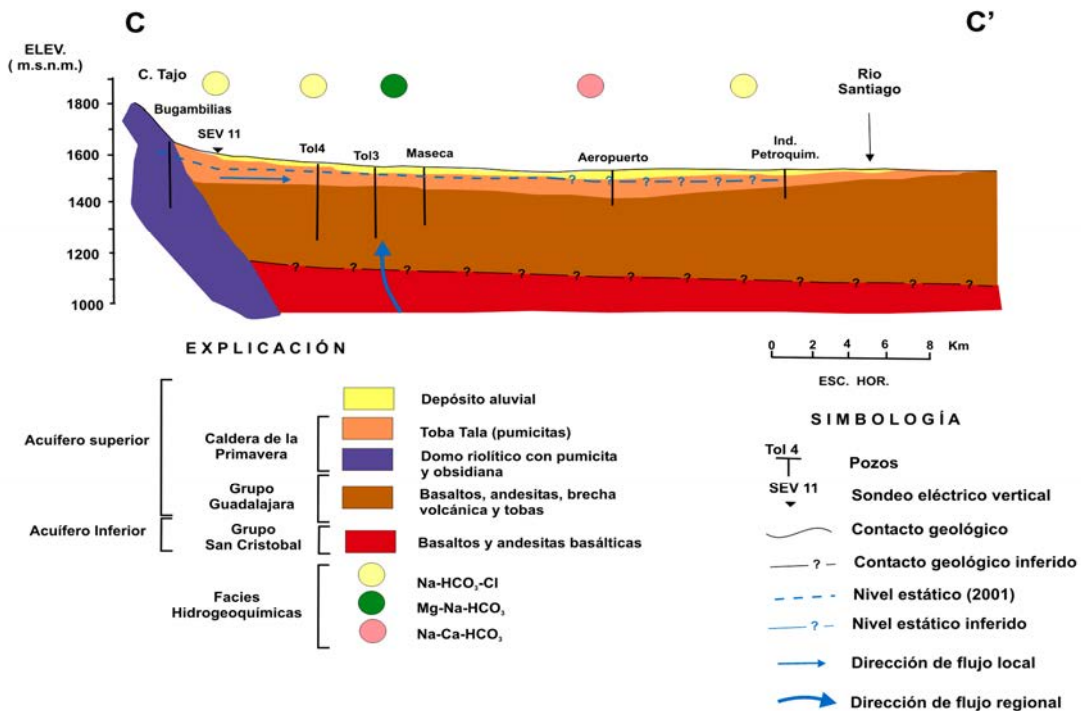


Nota: La ubicación del perfil se indica en la figura 3.6.

La evolución del nivel estático 1996-2001 (Figura 4.7) sugiere la posibilidad de recarga de agua de reciente infiltración al acuífero establecido en la porción occidental de la ciudad de Guadalajara a través de la falla normal. Algunos de los aspectos que podrían apoyar esta hipótesis sería la diferencia entre las facies hidrogeoquímicas de las aguas subterráneas contenidas en la caldera de la Primavera (Cl-Na, para el acuífero inferior y HCO₃-Cl-Na, para el superior) y aquella que se presenta en la zona limítrofe de ciudad Granja (HCO₃-Na); así como por la temperatura y el contenido de bicarbonatos en esta última.

La segunda sección hidrogeológica (Figura 4.9), que atraviesa de noroeste a sureste el valle de Toluquilla, señala un flujo local proveniente del cerro El Colli hacia la planicie del citado valle. La facie hidrogeoquímica HCO₃-Cl-Na, con un contenido de STD que varía entre 250-500 mg/l y temperatura, entre 25-30°C, tiende a modificarse a HCO₃-Mg-Na por la presencia de un flujo regional vertical ascendente, caracterizado por una concentración de STD que oscila entre 1 000-1 600 mg/l y una temperatura, de entre 30-35°C.

Figura 4.9. Sección hidrogeológica en el valle de Toluquilla (noroeste-sureste).



Nota: La ubicación del perfil se indica en la figura 3.6.

5. HIDROGEOQUÍMICA

Continuando con la secuencia de análisis del modelo hidrogeológico realizado en el capítulo anterior; en éste, primeramente, se establecen las características hidrogeoquímicas de los acuíferos contenidos en la caldera de la Primavera y posteriormente, las del acuífero superior establecido en los valles Atemajac y Toluquilla.

5.1 Caldera de la Primavera.

5.1.1 Contenido iónico del agua subterránea.

A partir de los análisis químicos del agua de siete manantiales que dan origen al río Caliente, ubicado en la porción occidental de la estructura geológica, Gutiérrez-Negrín (1988a) caracteriza la calidad química del agua en el acuífero superior establecido en la caldera de la Primavera (Tabla 5.1).

Tabla 5.1. Composición química del agua contenida en el acuífero superior de la caldera de la Primavera, en función del agua proveniente de siete manantiales que dan origen al Río Caliente (1988).

Parámetro	M a n a n t i a l e s							Promedio ^A	Manantial ⁹ ^B
	1	4	5	6	7	8	9		
pH (uH)	6.8	6.8	7.3	7.6	6.9	6.8	8.0	7.17	7.35
STD	1208.77	1196.77	1240.10	1046.70	1139.40	1198.10	1071.50	1157.33	1100.00
Alcalinidad ^A	401.97	403.93	451.97	354.02	398.03	424.02	324.02	393.99	
Dureza total ^A	35.00	32.25	33.25	29.42	29.42	32.00	12.42	29.11	14.51
Na ⁺	266.1	263.2	263.8	264.9	280.0	261.1	260.0	265.59	331.00
K ⁺	12.6	11.9	13.0	3.6	10.7	11.9	10.7	10.63	16.30
Li ⁺	1.1	1.0	1.1	0.9	1.0	1.1	1.3	1.07	
Ca ²⁺	13.0	10.9	11.8	10.6	10.6	11.3	4.8	10.43	4.61
Mg ²⁺	0.6	1.2	0.9	0.7	0.7	0.9	0.1	0.73	0.73
Fe ²⁺	1.0	0.0	0.1	0.1	0.0	0.0	0.0	0.17	
Rb ⁺	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.1	0.0	0.08	
As	5.5	4.9	5.5	5.2	4.2	4.9	3.2	4.77	
SiO ₂	253.1	253.0	239.2	208.5	235.7	249.6	217.1	236.60	199.20
Cl ⁻	118.0	109.5	107.4	85.3	94.6	102.4	165.0	111.74	162.76
SO ₄ ²⁻	31.1	34.9	31.9	24.0	24.0	24.0	0.5	24.34	30.28
HCO ₃ ⁻	490.4	492.8	551.4	431.9	485.6	517.3	395.3	480.67	507.52
CO ₃ ²⁻	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	
NH ₃	0.27	0.27	0.10	0.10	0.10	0.30	0.10	0.18	
B	14.9	14.0	14.0	10.8	12.1	13.1	13.4	13.19	12.33
Br ⁻	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0	7.17	
F ⁻									8.51

Fuente: Gutiérrez-Negrín, 1988a.

Notas: Valores en miligramos por litro, salvo indicaciones.

Notas: A) Calculados en este estudio. B) Valores determinados en este estudio (muestra G en la Figura 5.1).

Los valores promedios señalados en la Tabla 5.1 permiten señalar que el agua del acuífero superior pertenece a una facie iónica $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$, salobre y blanda ($\text{CaCO}_3 < 50 \text{ mg/l}$); con alto contenido de STD, Na^+ , SiO_2 , HCO_3^- , B y F^- .

Por su parte, Maciel-Flores y Rosas-Elguera (1992), a través del análisis químico del agua extraída por cinco pozos geotérmicos (Tabla 5.2) señalan que el acuífero profundo presenta una facie hidrogeoquímica de tipo Cl-Na, salobre y blanda. Con alta concentración de STD, Na^+ , K^+ , Li^+ , SiO_2 , Cl^- , HCO_3^- , B y F^- ; así como bajo contenido de Ca^{2+} y Mg^{2+} , en vista de que son disueltos con más dificultad, dada su limitada solubilidad.

Tabla 5.2. Caracterización química del agua contenida en el acuífero inferior de la caldera de la Primavera, a través del agua extraída por cinco pozos geotérmicos (1988).

Parámetros	P o z o s					Promedio ^A	Pozo PR-13 ^B
	PR-1	PR-8	PR-9	PR-12	PR-13		
pH (uH)	8.2	8.6	8.3	7.9	8.5	8.3	7.66
CE ($\mu\text{S/cm}$)	3 900	4 100	3 400	4 430	3 380	3842.00	3010
STD	3 614	3 783	3 273	4 065	3 277	3602.40	2810
Alcalinidad ^A	94.26	344.26	163.93	50.00	187.70	168.03	
Dureza total ^A	3.04	3.58	4.54	8.25	2.58	4.40	2.30
Na^+	730	810	650	810	778	755.60	667.00
K^+	170	130	145	214	128	157.40	128.40
Li^+	8.1	8.0	6.0	9.3	6.7	7.62	
Ca^{2+}	1.2	1.4	1.8	3.2	1.0	1.72	0.89
Mg^{2+}	0.01	0.02	0.01	0.06	0.02	0.02	0.02
Rb^+	1.3	1.0	0.5	1.7	1.1	1.12	
Cs^+	1.0	1.0	0.6	1.1	1.2	0.98	
As	18	12	15	20	16	16.2	
SiO_2	1 280	1 040	1 200	1 320	1 056	1179.20	943.5
Cl^-	1 100	870	1 030	1 300	865	1033.00	780.47
SO_4^{2-}	40	110	54	22	92	63.60	20.53
HCO_3^-	115	420	200	61	229	205.00	134.20
B	150	100	130	155	103	127.6	74.56
F^-							3.77

Unidades: en miligramos por litro, salvo indicaciones.

Fuente: Maciel-Flores y Rosas-Elguera (1992).

Notas: A) Calculados en este estudio. B) Valores determinados en este estudio (muestra 42 en la Figura 5.1)

El proceso de mineralización en el acuífero superior de la caldera de la Primavera, según Maciel-Flores y Rosas-Elguera (1992), estará en función de de las sales aportadas por las rocas que lo conforman y las provenientes del acuífero inferior; en tanto, la incorporación de sales en este último, dependerá en gran parte de la temperatura, la presión, el tiempo de contacto y el contenido de iones solubles en las rocas involucradas. En este sentido y con el fin de verificar el aporte de agua del acuífero inferior al superior, en el presente estudio se realizó el cálculo de la mezcla de agua a través del contenido de cloruros, tomando como base la supuesta

inalterabilidad de este ión. Así, se consideró un agua con un contenido C (concentración promedio de cloruro proveniente del acuífero superior de la caldera de la Primavera, Tabla 5.1) como una mezcla de otros dos contenidos C_1 (contenido de cloruro en el agua de lluvia, 1.46 mg/l^{5.1}) y C_2 (concentración promedio de cloruro proveniente del acuífero inferior, Tabla 5.2).

De esta manera, según Custodio-Gimena y Llamas-Madurga (1983), se tendrá que:

$$C_1 < C < C_2$$

donde:

C_1 expresa una proporción volumétrica $1 - x$ del agua C .

C_2 expresa una proporción volumétrica x del agua C .

Por lo que se debe de cumplir:

$$C = C_1(1 - x) + C_2x$$

Sustituyendo en la ecuación planteada los valores de cloruro, se tendrá que el agua proveniente del acuífero inferior al superior de la caldera de la Primavera será de 10.69 por ciento.

$$111.74 = 1.46 (1 - x) + 1033 x; \text{ donde } x = 0.1069$$

Por otra parte, de acuerdo con los valores reportados en las Tablas 5.1 y 5.2, Gutiérrez-Negrín (1988b) establece que la relación de algunas concentraciones en las aguas de los acuíferos superior e inferior de la caldera de la Primavera varía alrededor de 1:2 a 1:10 (Tabla 5.3). Las mayores relaciones se presentan en los iones de Li^+ , Cl^- y B^- , elementos característicos de ambientes geotérmicos.

Tabla 5.3. Relación de algunos valores promedio de los parámetros químicos medidos en los acuíferos superior e inferior de la caldera de la Primavera.

Acuífero	T (° C)	STD	Na ⁺	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	SiO ₂	As	B ⁻	Li ⁺
Superior (1)	250-300	3602.4	755.6	63.6	1033	1179.2	16.2	127.6	7.6
Inferior (2)	65	1157.3	265.6	24.3	111.7	236.6	4.8	13.2	1.0
(1) ÷ (2)	3.85-4.62	3.11	2.84	2.62	9.25	4.98	3.38	9.67	7.6

Fuente: Gutiérrez-Negrín (1988b).

^{5.1} Valor establecido por Garrels y Mackenzie, 1971; en: Custodio-Gimena y Llamas-Madurga, 1983.

5.2 Valles de Atemajac y Toluquilla.

5.2.1 Facies hidrogeoquímicas del agua subterránea.

Las particularidades físicas y químicas del agua del acuífero superior contenido en los valles Atemajac y Toluquilla fueron establecidas a través de los análisis del agua proveniente de 41 pozos y 6 manantiales realizados durante el desarrollo de este estudio. La ubicación de la red de muestreo se muestra en la Figura 5.1 y los resultados fisicoquímicos en la Tabla 5.4. Estos últimos fueron agrupados en función de la temperatura obtenida en la descarga de agua de cada pozo y manantial.

Figura 5.1. Localización de los sitios de muestreo hidroquímico (2001).

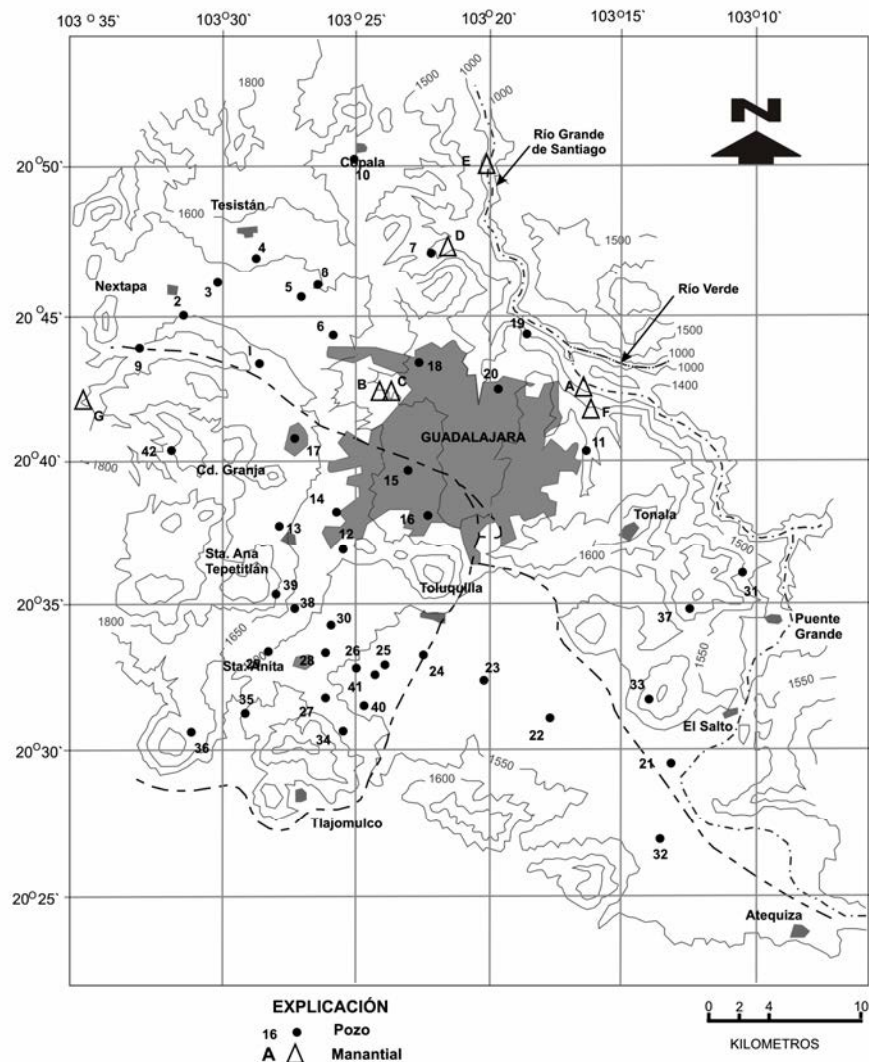


Tabla 5.4. Características fisicoquímicas del agua en el acuífero superior establecido en los valles Atemajac y Toluquilla (2001).

Muestra	Prof. m	Temp °C	C. E. $\mu\text{S/cm}^2$	pH uH	STD mg/l	Dureza mg/l	Na ⁺ mg/l	K ⁺ mg/l	Ca ²⁺ mg/l	Mg ²⁺ mg/l	Cl ⁻ mg/l	NO ₃ ⁻ mg/l	SO ₄ ²⁻ mg/l	HCO ₃ ⁻ mg/l	F mg/l	Al mg/l	SiO ₂ mg/l	Error %
Grupo I. Aguas Termales (Flujo Regional)																		
40	300	33.5	2000	6.28	1400	651.37	133.00	25.47	78.60	110.60	67.76	17.73	5.59	1045.54	2.40	ND	54.5	0.05
41	300	34.6	2700	6.62	1850	791.60	199.40	35.05	99.50	132.00	91.97	16.71	6.68	1357.86	2.84	ND	64.6	0.55
Grupo II. Aguas Termales (Gradiente Geotérmico)																		
A		39.3	600	7.85	352	44.08	72.80	12.55	10.85	4.13	31.21	10.29	3.69	183.00	1.41	0.09	39.2	5.81
F		47.5	710	6.80	505	42.09	123.30	11.87	12.46	2.67	51.29	6.41	41.70	228.14	3.02	ND	43.0	5.54
Grupo III-A. Agua Fría con Baja Salinidad (Flujo Local)																		
1	250	25.8	280	7.77	190	4.90	48.5	1.02	1.45	0.31	31.91	12.16	2.76	56.12	2.05	0.12	47.5	7.43
2	200	23.2	275	7.48	193	6.89	45.6	2.46	1.82	0.57	30.14	15.89	3.63	51.24	1.62	ND	48.0	7.72
5	200	25.0	570	7.48	381	104.92	66.66	3.12	28.20	8.39	28.36	48.16	49.76	122.00	1.26	ND	42.7	9.59
6	150	25.4	350	7.70	219	4.43	52.10	3.37	1.05	0.44	37.23	13.27	4.66	61.00	1.98	1.10	48.3	3.33
8	220	23.3	440	6.68	300	56.09	45.20	18.62	14.92	4.58	15.96	103.40	32.98	39.04	0.35	0.10	42.1	3.40
9	200	24.0	350	6.25	234	22.01	50.10	4.37	6.18	1.60	38.30	47.79	5.38	39.04	0.33	0.12	44.5	4.80
10	250	25.4	335	7.12	220	14.03	46.30	8.97	3.94	1.02	28.37	34.71	5.16	56.12	0.62	0.26	45.9	5.56
11	200	23.0	430	7.38	300	55.19	54.70	13.39	13.77	5.06	60.28	13.61	14.81	90.28	0.38	0.12	42.9	3.12
12	300	24.7	390	6.51	262	19.58	64.00	1.87	5.47	1.44	28.79	36.05	10.41	85.40	2.16	ND	49.4	6.84
13	300	25.4	420	6.34	281	15.58	65.20	3.55	4.13	1.28	31.91	17.85	4.61	109.80	1.83	ND	53.2	4.89
14	250	24.8	510	6.68	340	57.05	72.10	3.98	14.10	5.31	39.00	53.52	46.30	85.40	1.33	ND	46.2	1.18
15	200	24.8	540	7.03	370	75.06	76.30	3.63	19.09	6.66	34.75	46.13	49.28	108.58	1.25	ND	45.7	8.10
16	200	24.0	640	6.73	435	131.70	65.20	12.49	31.46	12.92	24.06	76.35	57.92	132.98	0.79	0.09	40.8	8.90
18	220	23.6	450	6.96	310	72.12	45.10	24.30	17.68	6.80	15.21	73.77	43.24	70.76	0.50	0.08	40.9	8.99
25	180	25.0	610	7.28	410	98.52	75.80	7.18	15.81	14.35	33.69	59.20	17.74	181.78	2.53	ND	45.7	3.68
26	180	24.8	510	7.23	320	35.72	67.70	2.47	8.69	3.41	43.26	55.41	23.59	80.52	1.56	0.09	45.6	5.30
27	180	25.0	445	7.28	280	29.55	65.80	4.43	7.70	2.51	37.23	37.83	13.51	85.40	2.20	ND	43.7	6.51
28	160	25.4	350	7.40	220	11.52	57.50	0.90	3.00	0.98	28.37	37.38	3.33	75.64	1.12	ND	43.9	1.55
29	180	25.7	345	7.86	210	9.07	54.70	2.32	2.33	0.79	33.69	15.56	2.15	70.76	2.57	0.08	43.1	8.52
33	200	25.1	370	6.96	254	69.25	40.90	5.34	14.57	7.99	2.67	16.26	1.79	161.04	0.71	ND	27.3	9.06
34	190	24.0	310	6.41	215	42.86	32.90	6.86	8.58	5.21	8.86	17.38	3.00	107.36	0.70	0.06	43.2	4.62
35	160	22.0	540	6.53	378	109.49	59.30	11.96	26.95	10.26	13.22	130.01	57.35	63.44	0.74	0.14	43.3	7.58
36	200	23.0	330	6.49	219	11.48	50.10	4.44	2.90	1.03	24.82	41.87	1.89	62.22	0.88	0.12	44.1	3.54
37	180	25.0	550	6.37	305	85.38	52.20	10.16	15.72	10.00	5.92	7.65	2.95	214.72	0.78	ND	33.9	6.66
B		23.2	550	6.38	370	68.53	76.70	6.47	17.53	6.02	28.36	38.38	58.40	113.46	1.22	ND	43.9	8.06
C		22.7	400	6.26	270	33.50	57.00	7.48	8.74	2.84	30.14	32.20	26.97	68.32	1.47	0.11	44.7	9.07
Grupo III-B. Agua Fría con Mayor Salinidad (Flujo Local)																		
19	250	25.0	1000	6.98	711	238.69	98.00	57.75	58.10	22.76	86.88	66.01	97.24	246.44	0.90	ND	29.4	9.29
20	200	23.0	880	7.01	600	171.23	91.95	47.31	43.31	15.46	49.29	89.66	123.77	147.62	0.67	ND	33.5	9.84
23	200	22.6	800	7.57	560	159.80	90.10	15.39	13.32	30.75	17.47	15.93	7.08	374.54	1.78	ND	43.4	6.49
32	200	21.7	810	7.01	572	272.25	45.70	10.23	57.76	31.12	8.65	35.31	7.34	400.16	0.94	0.11	36.5	2.20
Grupo III-C. Agua Fría con Fluoruro Alto (Flujo Local)																		
38	300	25.6	330	7.59	220	12.30	53.60	0.76	3.46	0.89	39.71	9.77	1.86	70.76	4.96	ND	41.5	4.76
39	320	24.7	315	7.93	212	6.86	55.60	1.16	2.04	0.43	37.23	7.33	2.65	69.54	7.59	ND	38.4	8.97
Grupo IV. Agua de Mezcla (Grupos I y III-A, B y C)																		
3	200	30.5	360	7.70	218	16.42	45.40	7.22	3.71	1.74	33.69	10.34	3.96	69.54	2.10	ND	48.6	6.15
4	200	30.3	368	7.64	212	16.05	43.50	6.99	3.33	1.88	31.20	10.77	4.80	64.66	1.75	0.10	47.1	7.74
7	200	29.3	360	6.42	230	28.57	47.40	7.17	6.73	2.86	10.64	10.59	28.93	97.60	1.49	ND	38.0	5.23
17	200	29.0	500	6.06	330	23.17	77.40	8.49	5.44	2.33	2.29	15.19	3.08	211.06	2.15	0.20	54.3	5.44
21	250	28.9	610	7.86	390	74.04	73.14	10.56	14.71	9.07	44.68	14.11	4.62	213.50	0.43	ND	32.8	3.02
22	200	27.8	700	7.81	480	128.04	76.60	14.51	28.74	13.68	39.00	10.50	4.81	290.36	0.65	0.11	39.0	2.17
24	200	28.2	710	7.23	460	551.21	170.90	40.62	29.57	116.00	66.47	18.96	5.24	1056.52	1.80	0.25	44.1	0.57
30	180	28.6	400	7.46	250	15.79	61.70	2.76	4.53	1.09	34.04	12.58	3.03	98.82	4.52	ND	46.0	7.58
31	200	30.1	540	7.61	325	58.07	66.00	10.71	12.25	6.68	37.23	15.48	9.21	150.06	1.34	ND	38.5	8.59
D		28.9	330	6.92	224	23.69	47.10	5.88	4.76	2.87	31.91	11.68	3.07	85.40	1.66	0.08	44.9	4.62
E		30.0	440	6.87	265	50.17	46.80	7.14	10.47	5.84	28.37	11.40	2.89	123.22	1.48	ND	43.8	5.01

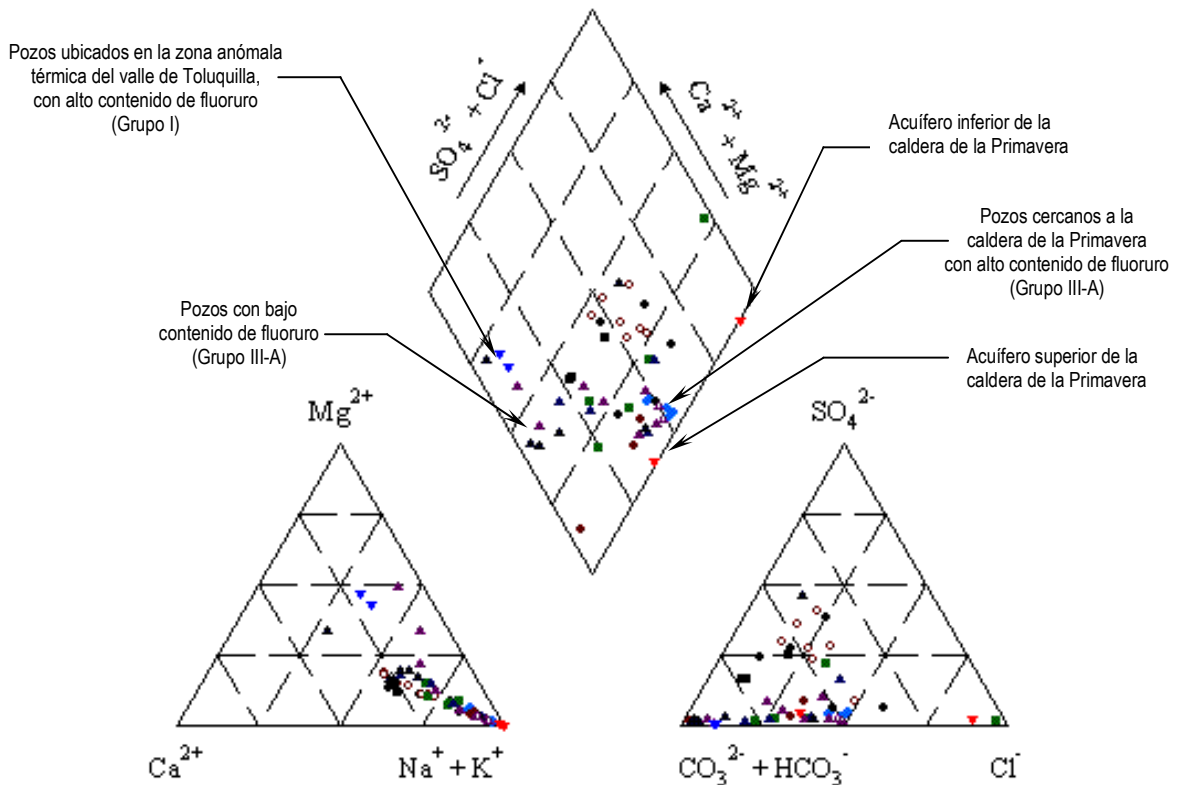
Las muestras señaladas con número, provienen de pozos; mientras que las indicadas con letra, proceden de manantiales.

ND: No Determinado.

En negritas, contenidos por arriba del criterio máximo establecido para agua potable.

El análisis de los valores señalados en la Tabla 5.4 a través del uso del Diagrama de Piper (Calmbach, 1997) nos indican la existencia de doce facies hidrogeoquímicas en el agua del acuífero superior de la zona en estudio (Figura 5.2), cuya ubicación se muestra en la Figura 5.3. Cabe señalar que las facies que sobresalen, son: $\text{Na-HCO}_3\text{-Cl}$, que representa el 44.68% del total; Na-Ca-HCO_3 , con el 10.63% y Na-Cl-HCO_3 , con el 8.51%; así como Mg-Na-HCO_3 y Na-Mg-HCO_3 , con el 6.38% cada una. En conjunto, estas cinco facies constituyen más del 75% del agua establecida en el acuífero superior de la zona en estudio.

Figura 5.2. Clasificación iónica del agua contenida en el acuífero superior de los valles de Atemajac y Toluquilla (2001).

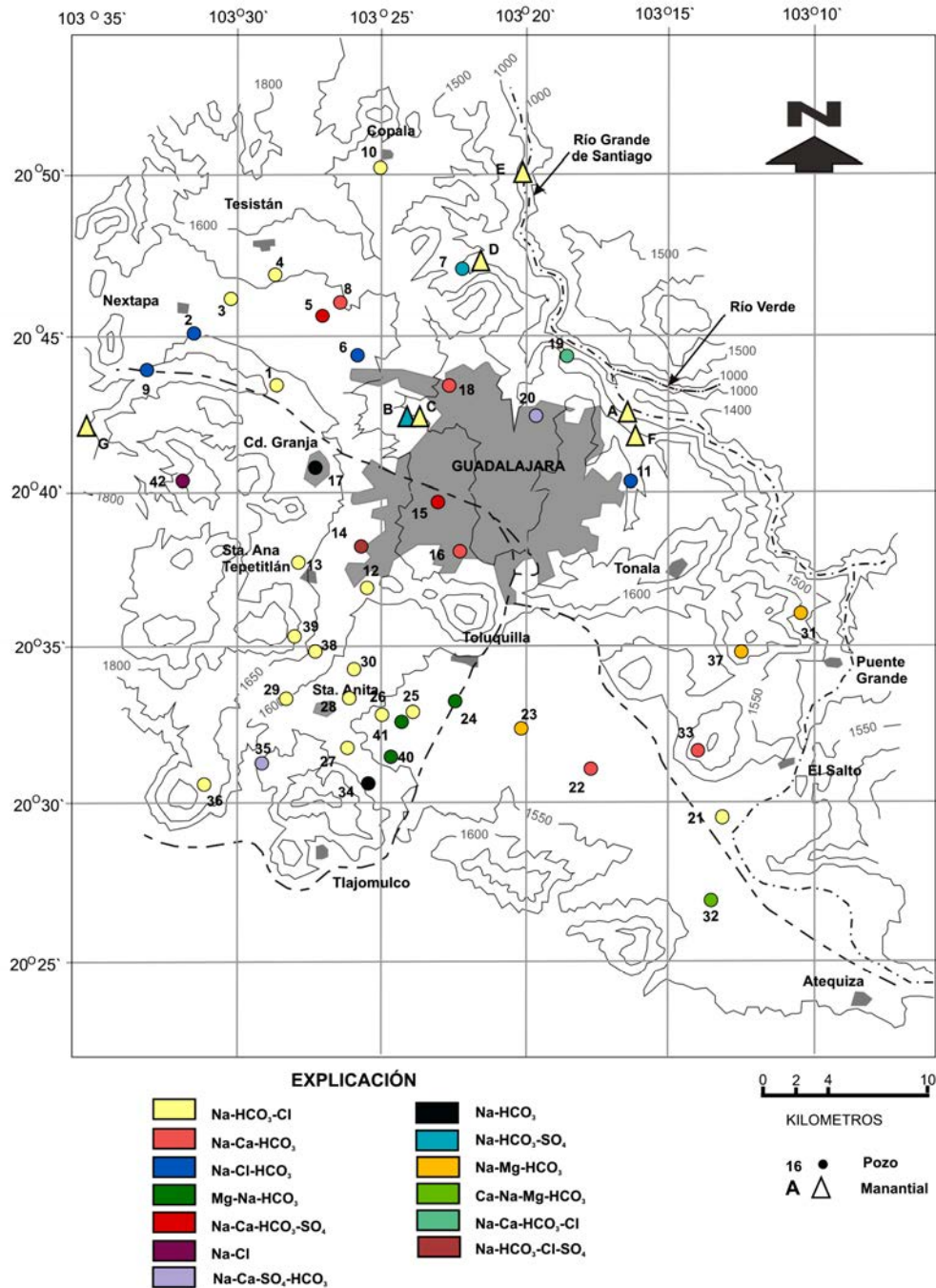


Considerando la secuencia litológica de la región, las facies hidrogeoquímicas y la relación existente entre los valores de temperatura *in situ* y sólidos totales disueltos en las muestras de agua (Figura 5.4), se establece la existencia de cuatro principales grupos de agua (uno de ellos se subdivide en tres), cuyas características son:

Grupo I. Relacionado con un flujo regional vertical ascendente en la zona, muestra una facie $\text{HCO}_3\text{-Mg-Na}$, valores de temperatura que varían entre 33.5 y 34.6 °C, concentraciones de STD de 1 400 a 1 850 mg/l; B^- , de 3.36 a 5.31 mg/l; F^- de 2.40 a

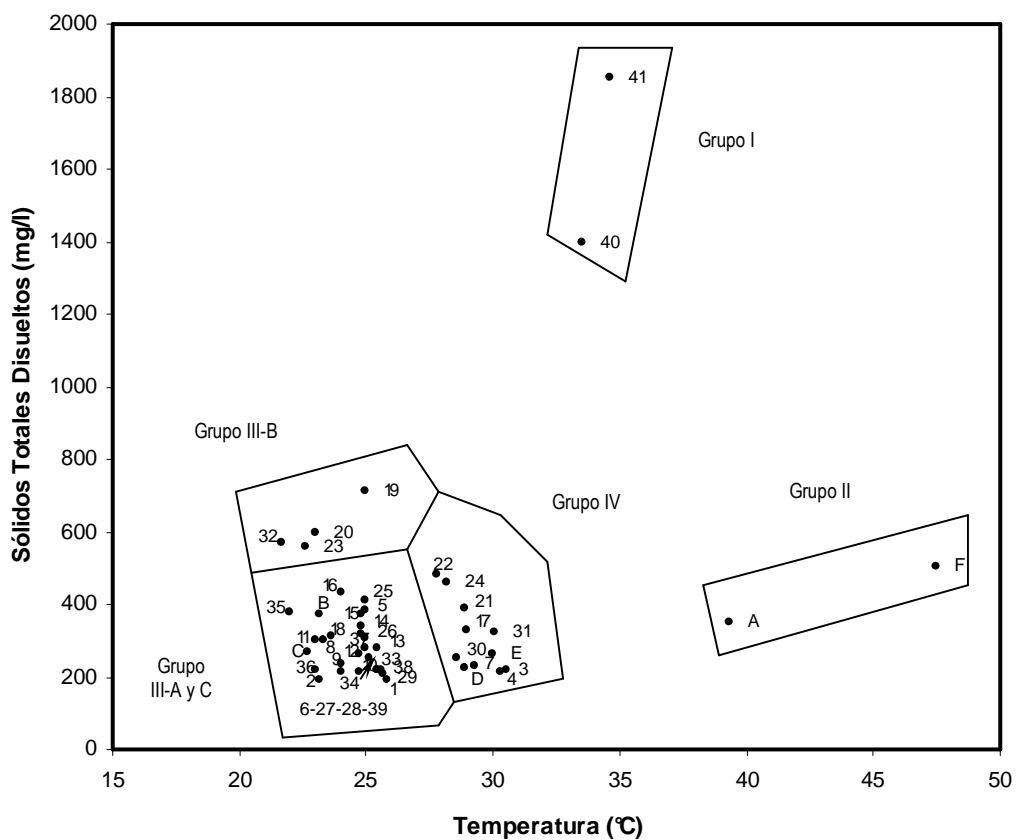
2.80 mg/l y K^+ , de 25 a 35 mg/l. El agua subterránea de este grupo corresponde a la zona anómala térmica establecida en el valle de Toluquilla (muestras 40 y 41 en la Figura 5.3), cuyos pozos se localizan a una altura promedio de 1 540 m.s.n.m. y profundidades de 300 m.

Figura 5.3. Distribución de las facies hidrogeoquímicas del agua contenida en el acuífero superior de los valles Atemajac y Toluquilla.



Grupo II. Agua termal establecida en dos manantiales ubicados en la porción noreste de la ciudad de Guadalajara (muestras A y F en la Figura 5.3), cuya altura de descarga presenta un desnivel de 200 m con respecto a la altura promedio de 1 600 m.s.n.m. del valle de Atemajac; con temperaturas que varían entre 38 y 47.5 °C, relacionadas con el gradiente geotérmico de la región; asimismo, contenidos de Na^+ < 125 mg/l, HCO_3^- < 230 mg/l y STD < 520 mg/l. La facie hidrogeoquímica es $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$.

Figura 5.4. Relación entre la temperatura *in situ* y los sólidos totales disueltos en el agua contenida del acuífero superior de los valles Atemajac y Toluquilla.



Grupo III-A. Agua fría proveniente de pozos y manantiales relacionada con el flujo local en la zona en estudio. Muestra valores de temperatura que varían entre 22.0 y 25.8 °C; así como contenidos de STD que van de 190 a 435 mg/l; HCO_3^- , 39.04 a 214.72 mg/l; Na^+ , 32.90 a 76.7 mg/l y una dureza total que varía entre 4.43 y 131.7 mg/l. Las facies hidrogeoquímicas son diversas y corresponden a la secuencia litológica relacionada con cada pozo o manantial, así como a los factores que influyen en la disolución y solubilización de las sales en la zona.

Grupo III-B. Agua fría proveniente de pozos, en conexión con el flujo local en la zona en estudio. Presenta valores de temperatura que varían entre 21.7 y 25.8°C; así como contenidos de STD que van de 560 a 711 mg/l; HCO_3^- , 147.62 a 400.16 mg/l; y Na^+ , 45.7 a 98.0 mg/l; así como una dureza total que varía entre 159.80 y 272.85 mg/l. Las facies hidrogeoquímicas son diversas y corresponden a la secuencia litológica relacionada con cada pozo, así como con los factores que influyen en la disolución y solubilización de las sales en la zona.

Grupo III-C. Agua fría proveniente de pozos relacionada con el flujo local en la zona en estudio, con alto contenido de fluoruro, entre 4.96 y 7.59 mg/l; STD entre 212 y 220 mg/l; temperatura entre 24.7 y 25.6°C y HCO_3^- entre 69.54 y 70.76 mg/l. Este grupo de agua está en conexión con los domos riolíticos con pumicita y obsidiana.

Grupo IV. Agua de mezcla de los grupos I y III-A, B y C, presenta un temperatura que varía entre 27.8 y 30.5 °C, así como concentraciones de STD que van de 212 a 480 mg/l; HCO_3^- , 64.66 a 1056.52 mg/l; Na^+ , 43.50 a 170.90 mg/l y B^- , 0.07 a 1.69 mg/l. Ciertamente, el 55% de la principal facie hidrogeoquímica es $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$, la parte adicional corresponde a la secuencia litológica relacionada con cada pozo o manantial.

5.2.2 Distribución espacial de parámetros fisicoquímicos.

Temperatura.

Considerando los valores de temperatura *in situ* y la clasificación de Bogomolov (1966; en: Custodio-Gimena y Llamas-Madurga, 1983), se podrá apreciar en la Figura 5.5 que el agua subterránea ubicada en la parte central del zona de Tesistán es un agua tibia (entre 18 y 25 °C); mientras que hacia las porciones este y oeste de la zona, el agua es moderadamente tibia (entre 25 y 30 °C); al igual que aquella contenida en la ciudad de Guadalajara, la cual muestra con un ligero incremento de temperatura hacia el cerro del Cuatro.

Por lo que respecta al agua subterránea ubicada en el valle de Toluquilla, ésta es moderadamente tibia, con un notable incremento, de 25 a 35°C, hacia la zona contenida entre los poblados de Santa Anita y Toluquilla. Este incremento de temperatura, sugiere el aporte de agua a través de un flujo regional vertical ascendente.

Sólidos Totales Disueltos.

Con base en las concentraciones de STD y la clasificación de Gorrel (1963; en: Catalán-Lafuente, 1981) se establece que, generalmente, el agua establecida en el acuífero superior de la zona en estudio es de tipo dulce (entre 200 y 700 mg/l). No obstante, entre los poblados de Santa Anita y Toluquilla, el agua subterránea ahí contenida presentó una concentración de STD de hasta 1 600 mg/l (Grupo I), clasificándose como un agua de tipo salobre (Figura 5.6).

Figura 5.5. Temperatura *in situ* en el agua del acuífero superior de los valles de Atemajac y Toluquilla (2001).

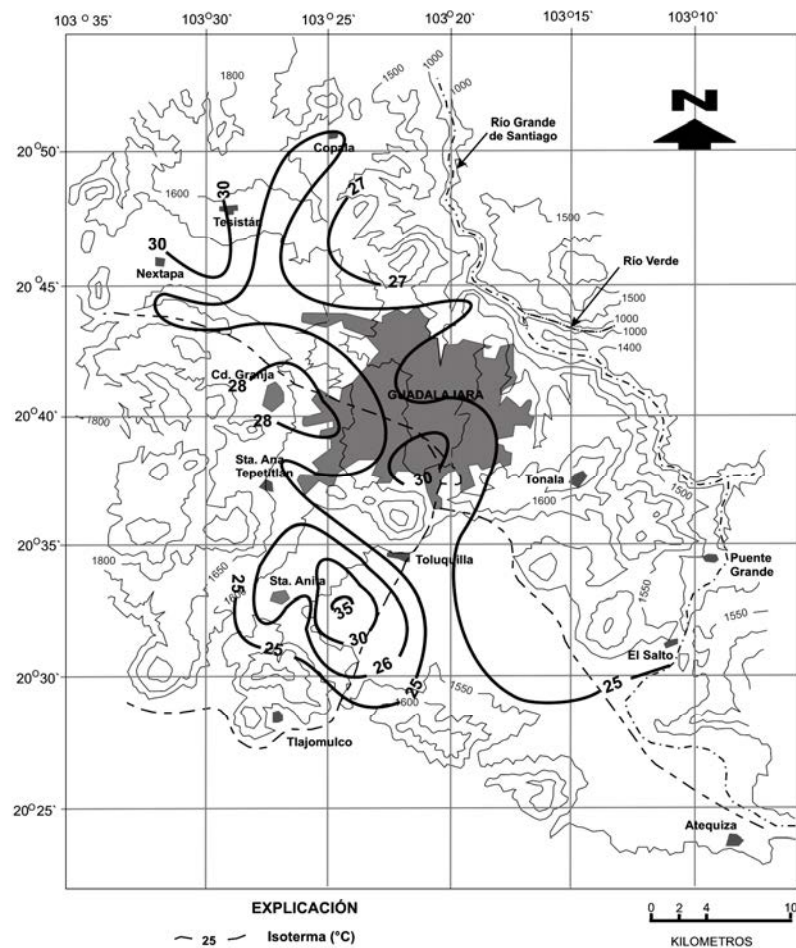
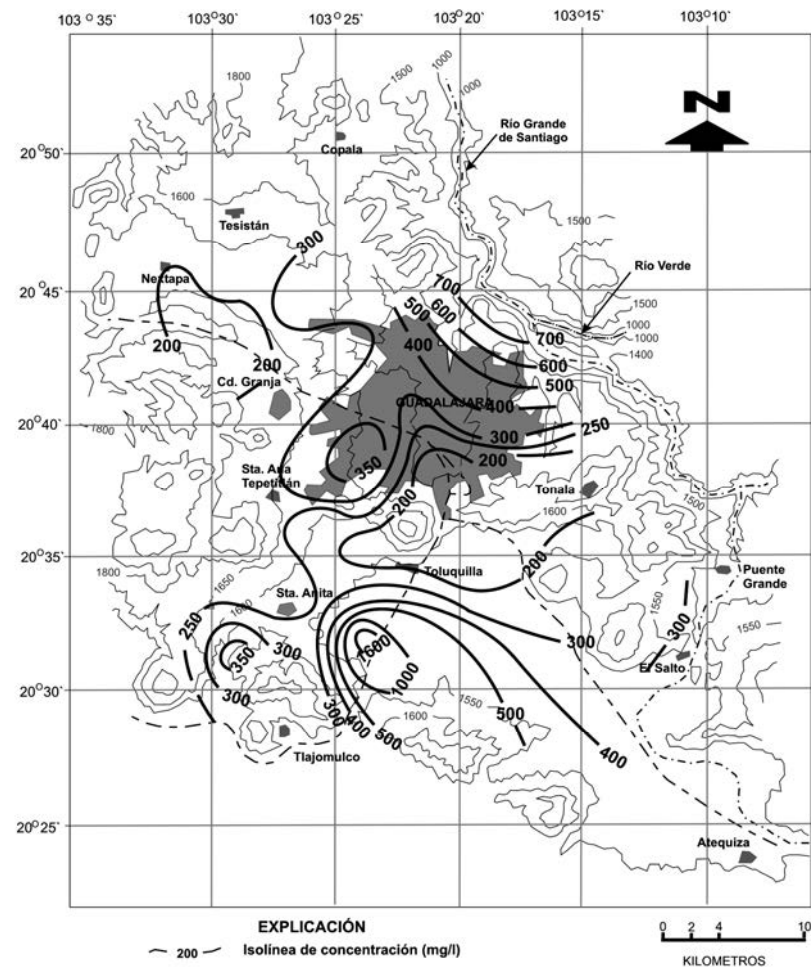


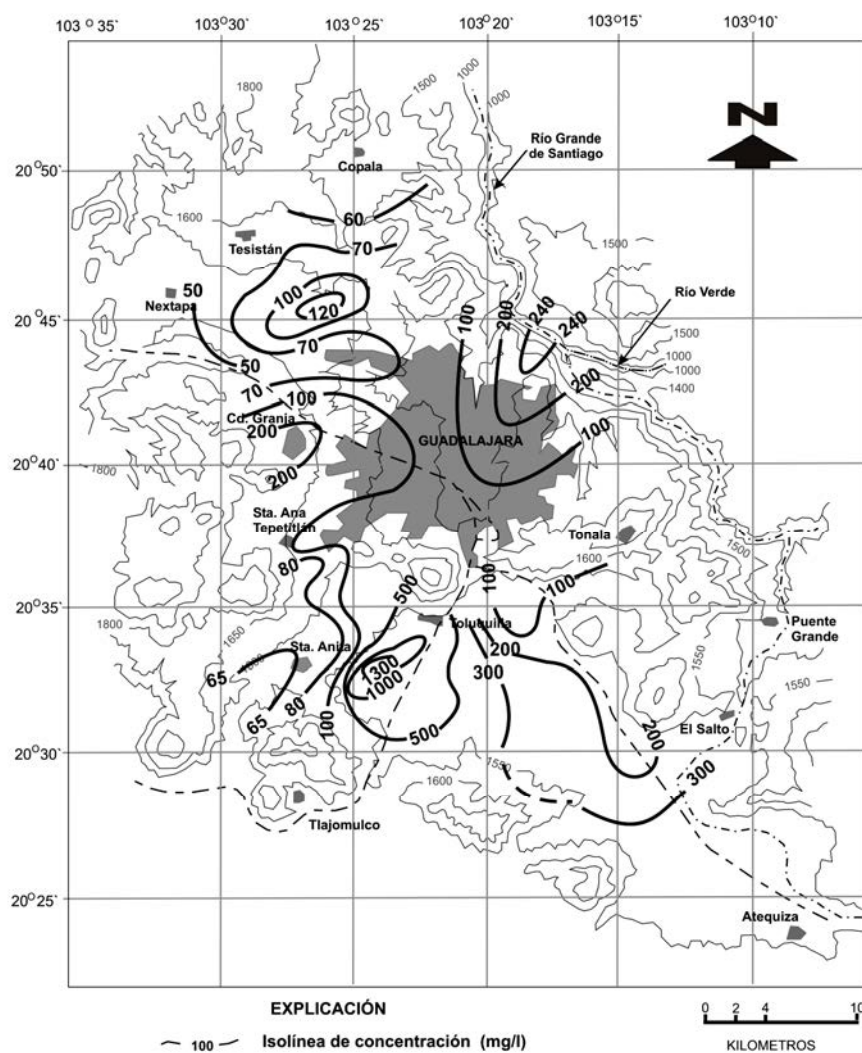
Figura 5.6. Contenido de sólidos totales disueltos en el agua del acuífero superior de los valles de Atemajac y Toluquilla (2001).



Bicarbonato.

El comportamiento de las concentraciones de este ión en el agua del acuífero superior de la zona en estudio (Figura 5.7), nos señala un incremento de éstos en sentido del flujo local, así como un aumento anormal en el agua subterránea contenida en la zona de Santa Anita – Toluquilla, debido a la presencia de un flujo regional vertical ascendente. Uno de los orígenes de la concentración de este ión en el agua, es a través de la hidrólisis de los silicatos motivada por el CO_2 .

Figura 5.7. Contenido de bicarbonatos en el agua del acuífero superior de los valles de Atemajac y Toluquilla (2001).



Sodio.

Las líneas de isoconcentración de sodio establecidas en la Figura 5.8 indican un comportamiento similar al establecido para los bicarbonatos. El contenido de sodio

en el agua del acuífero superior de los valles de Atemajac y Toluquilla está relacionado con un proceso de intercambio iónico (ver subinciso 5.2.4), así como a la disolución incongruente de diferentes aluminosilicatos que conforman a las rocas que constituyen la secuencia volcánica de la región. Un ejemplo de ello, de acuerdo con Faure (1998), podría ser el de la albita.

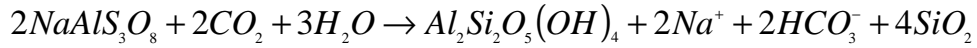
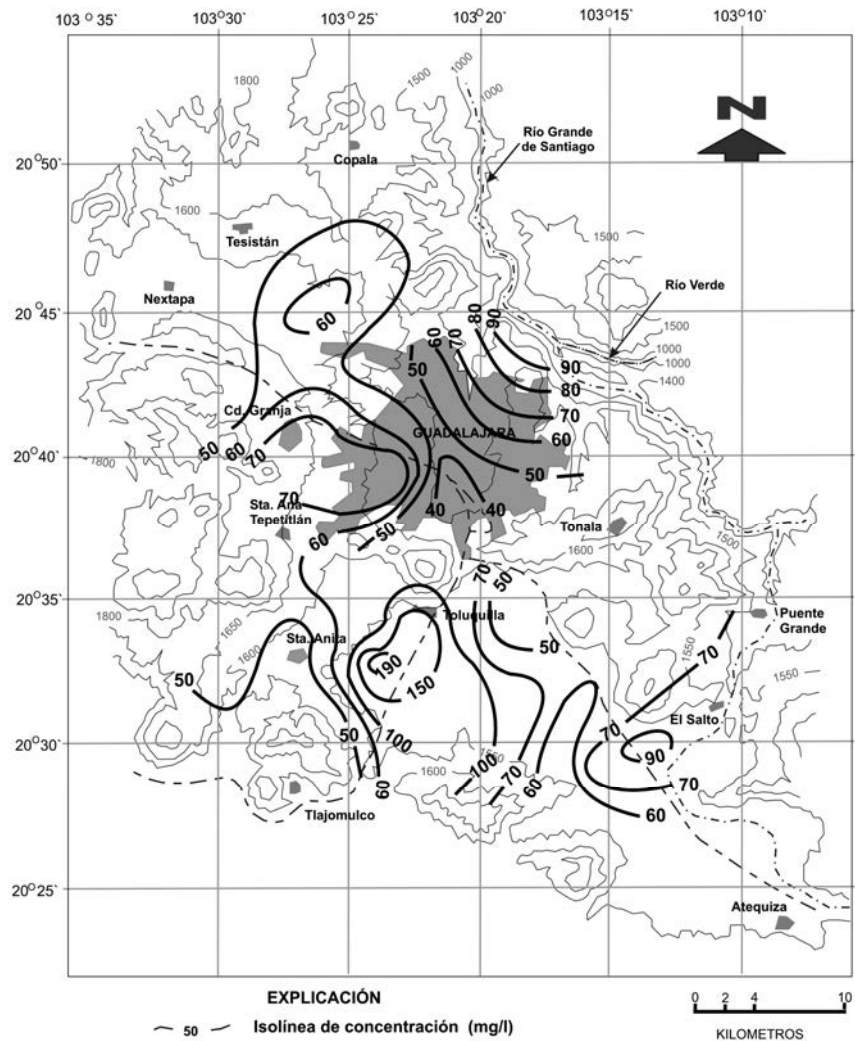


Figura 5.8. Contenido de sodio en el agua del acuífero superior de los valles de Atemajac y Toluquilla (2001).

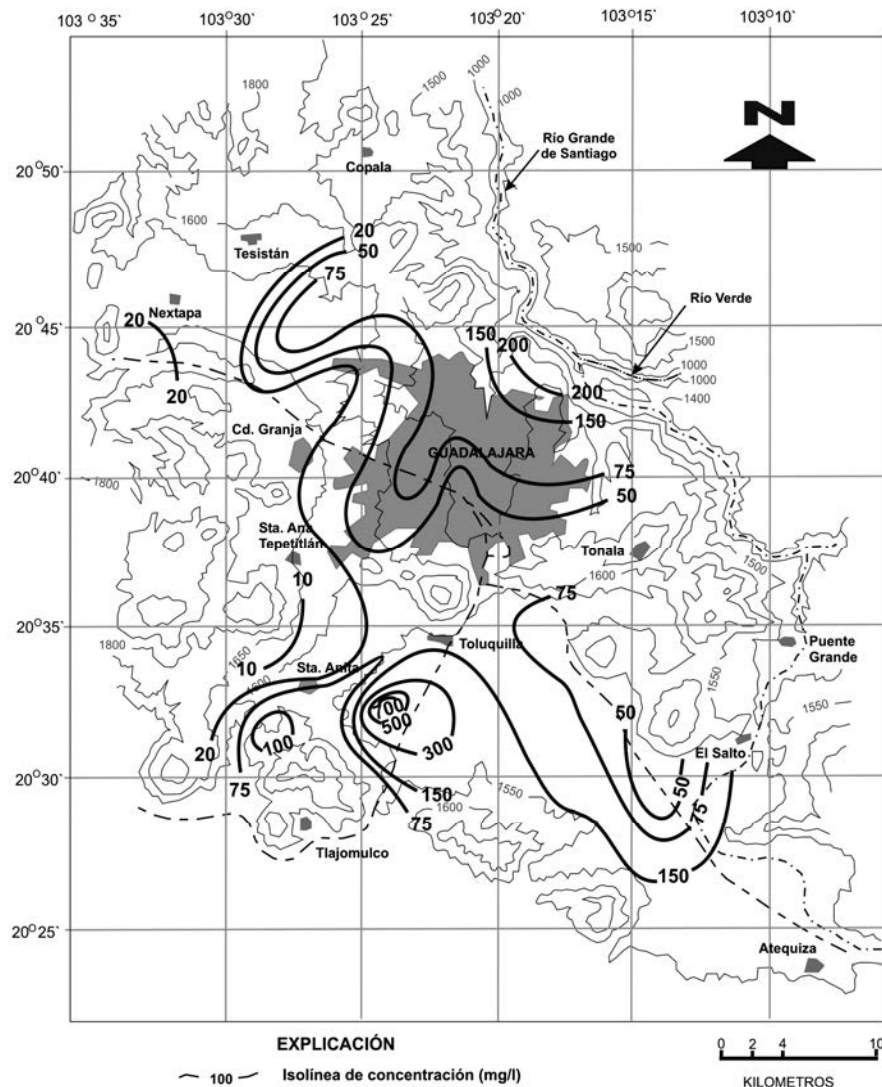


Dureza total.

El contenido de dureza total en el agua del acuífero superior de la zona en estudio se muestra en la Figura 5.9; en ésta se podrá observar que: i) hacia las zonas de bajo

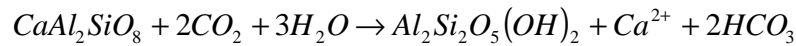
contenido de STD (p.e., caldera de la Primavera y cerros San Martín y Las Latillas) el tipo de agua es blanda; ii) la dureza del agua subterránea contenida en la planicie de los valles de Atemajac y Toluquilla (Grupo III-A, B y C) tiende a incrementarse en sentido de flujo, variando de agua blanda a moderadamente dura; iii) el agua subterránea contenida entre los poblados de Santa Anita y Toluquilla (Grupo I) muestra un tipo de agua muy dura (hasta 700 mg/l de CaCO_3), debido a las altas concentraciones de calcio y magnesio, aportadas por la disolución de las plagioclasas calcisódicas, micas y los piroxenos de los basaltos del Grupo Guadalajara y/o San Cristobal y iv) el agua de la zona de transición (Grupo IV) generalmente presenta un tipo de agua dura (entre 150 y 300 mg/l).

Figura 5.9. Dureza total del agua del acuífero superior de los valles Atemajac y Toluquilla (2001).

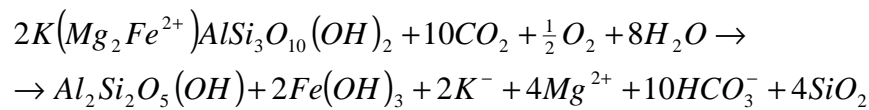


De acuerdo con Faure (1998), los procesos de disolución de algunos minerales que conforman la secuencia litológica de la zona en estudio, cuyos contenidos de calcio y magnesio originan la dureza del agua, podrían ser descritos por las siguientes ecuaciones:

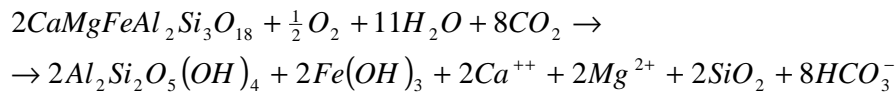
Disolución incongruente de la anortita:



Disolución incongruente de la biotita:



Disolución incongruente del piroxeno:



5.2.3 Índices de saturación.

A partir de los datos de composición química del agua, se modeló el equilibrio químico a una temperatura dada para, posteriormente, obtener los índices de saturación de los minerales característicos con el objeto de conocer o predecir cuáles fases pueden formar los depósitos.

Para efectuar la modelación de equilibrio químico en soluciones uno de los métodos que se emplea es el de asociación iónica que utiliza la ecuación de Debye-Hückel o variantes de ella y se aplica en aguas diluidas con una fuerza iónica menor de 1 molal. En este método los coeficientes de actividad son función del tamaño iónico y de la fuerza iónica de la solución.

La modelación de equilibrio químico del agua contenida en el acuífero superior de los valles Atemajac y Toluquilla se realizó utilizando los programas *MINTEQA2* (EPA, 1999) y *PHREEQC* (Parkhurst y Appelo, 1999) que emplean el modelo de interacción iónica. Así, para cada muestra y su valor de temperatura se obtuvo la composición química del fluido y los índices de saturación (*SI*) de los minerales característicos en la forma:

$$SI = \log QI - \log KI = \log (QI/KI)$$

Esta expresión representa la relación del producto de actividad (*Q*) y la constante de equilibrio (*K*). Los índices de saturación obtenidos para diferentes minerales, en el agua del acuífero superior de la zona en estudio se indican en las Tablas 5.5 y 5.6.

Tabla 5.5. Índices de saturación de algunos minerales clase halogenuros, sulfatos y carbonatos en el agua del acuífero superior de los valles de Atemajac y Toluquilla.

Muestra	Halogenuros						Sulfatos				Carbonatos	
	Fluorita	Villiaumita	Sellaíta	Criolita	Silvina	Halita	Anhidrita	Yeso	Epsomita	Thenardita	Aragonita	Calcita
Grupo I. Aguas Termales (Flujo Regional)												
40	-0.196	-5.873	-2.537		-6.933	-6.69	-3.26	-3.08	-5.133	-9.51	-0.52	-0.38
41	-0.023	-5.653	-2.374		-6.676	-6.40	-3.10	-2.98	-5.049	-9.13	0.00	0.14
Grupo II. Aguas Termales (Gradiente Geotérmico)												
A	-1.147	-6.211	-4.043	-14.432	-7.507	-7.23	-3.84	-3.69	-6.413	-9.87	-0.30	-1.16
F	-0.620	-5.669	-3.597		-7.332	-6.82	-2.72	-2.63	-5.671	-8.36	-1.12	-0.99
Grupo III-A. Agua Fría de Baja Salinidad (Flujo Local)												
1	-1.405	-6.319	-4.194	-12.392	-7.748	-7.35	-4.81	-4.60	-6.518	-10.19	-1.89	-1.75
2	1.817	-4.816	-1.455		-6.644	-7.40	-4.60	-4.37	-4.435	-7.96	-2.16	-2.02
5	-0.808	-6.307	-3.950		-8.167	-7.25	-2.43	-2.21	-4.957	-8.94	-0.66	-0.52
6	-1.738	-6.183	-4.733	-10.479	-7.988	-7.25	-4.73	-4.51	-7.118	-10.06	-2.08	-1.94
9	-2.528	-6.984	-5.752	-12.358	-7.869	-7.26	-3.93	-3.70	-6.513	-10.07	-2.98	-2.84
10	-2.179	-6.741	-5.380	-12.057	-7.683	-7.42	-4.12	-3.90	-6.718	-10.13	-2.12	-1.98
11	-2.083	-6.897	-5.170	-14.209	-7.195	-7.03	-3.21	-2.98	-5.619	-9.60	-1.19	-1.04
12	-0.964	-6.064	-4.170		-8.363	-7.80	-3.71	-3.49	-6.286	-9.57	-2.44	-2.29
13	-1.228	-6.125	-4.353		-8.037	-7.23	-4.18	-3.96	-6.683	-9.89	-2.61	-2.46
14	-1.041	-6.241	-4.085		-7.918	-7.11	-2.73	-2.51	-5.152	-8.87	-1.90	-1.76
15	-0.973	-6.248	-4.050		-8.011	-7.14	-2.59	-2.37	-5.043	-8.81	-1.32	-1.18
16	-1.178	-6.528	-4.196	-10.443	-7.641	-7.37	-2.35	-2.13	-4.723	-8.92	-1.35	-1.21
18	-1.773	-6.869	-4.827	-12.475	-7.539	-7.72	-2.66	-2.43	-5.062	-9.32	-1.61	-1.47
25	-0.446	-5.952	-3.108		-7.728	-7.16	-3.13	-2.91	-5.154	-9.27	-0.93	-0.78
26	-1.081	-6.191	-4.110	-10.052	-8.074	-7.09	-3.19	-2.97	-5.599	-9.19	-1.56	-1.42
27	-0.818	-6.049	-3.926		-7.881	-7.16	-3.47	-3.25	-5.955	-9.44	-1.30	-1.38
28	-1.785	-6.390	-4.886		-8.682	-7.33	-4.44	-4.22	-6.928	-10.13	-1.84	-1.69
29	-1.171	-6.050	-4.253	-11.550	-8.195	-7.28	-4.73	-4.51	-7.207	-10.36	-1.51	-1.37
33	-1.514	-6.747	-4.394		-8.938	-8.51	-4.08	-3.86	-6.321	-10.74	-1.29	-1.14
34	-1.721	-6.838	-4.576	-11.319	-8.303	-8.08	-4.05	-3.82	-6.241	-10.68	-2.24	-2.09
35	-1.267	-6.591	-4.350	-10.426	-7.918	-7.67	-2.40	-2.17	-4.798	-9.00	-1.96	-1.81
36	-1.975	-6.552	-5.079	-10.187	-8.045	-7.44	-4.70	-4.47	-7.127	-10.51	-2.87	-2.73
37	-1.416	-6.607	-4.234	-10.512	-8.318	-8.07	-3.86	-3.64	-6.028	-10.33	-1.74	-1.59
B	-1.013	-6.254	-4.123		-7.848	-6.18	-2.62	-2.40	-5.000	-8.74	-2.06	-1.92
C	-1.094	-6.286	-4.239	-9.099	-7.745	-7.31	-3.12	-2.89	-5.590	-9.28	-2.62	-2.48
Grupo III-B. Agua Fría con Mayor Salinidad (Flujo Local)												
19	-0.897	-6.326	-3.917		-6.442	-6.66	-1.98	-1.76	-4.373	-8.43	-0.62	-0.47
20	-1.237	-6.467	-4.328		-6.769	-6.92	-1.97	-1.74	-4.390	-8.35	-0.95	-0.81
23	-0.832	-6.047	-3.130		-7.688	-7.37	-3.67	-3.44	-5.237	-9.56	-0.47	-0.32
32	-0.761	-6.628	-3.704	-10.928	-8.177	-7.98	-3.07	-2.84	-5.269	-10.20	-0.39	-0.24
Grupo III-C. Agua Fría con Fluoruro Alto (Flujo Local)												
38	-0.431	-5.774	-3.638		-8.609	-7.22	-4.62	-4.40	-7.227	-10.45	-1.61	-1.46
39	-0.279	-5.572	-3.590		-8.453	-7.22	-4.70	-4.47	-7.383	-10.26	-1.52	-1.38
Grupo IV. Aguas de Mezcla (Grupos I y III-A y B)												
3	8.450	0.930	5.262		0.343	-7.37	-4.24	-4.05	-	0.94	-1.41	-1.27
4	-1.405	-6.319	-4.194	-12.471	-7.748	-7.42	-4.20	-4.01	-6.518	-10.19	-1.54	-1.40
7	-1.258	-6.358	-4.181		-8.210	-7.85	-3.17	-2.96	-5.581	-9.36	-2.32	-2.18
17	-1.012	-5.985	-3.940	-8.073	-8.803	-8.31	-4.25	-4.04	-6.628	-9.91	-2.45	-2.31
21	-2.028	-6.729	-4.797		-7.431	-7.06	-3.70	-3.50	-5.929	-9.84	-0.25	-0.11
22	-1.397	-6.541	-4.296	-14.843	-7.360	-7.10	-3.45	-3.25	-5.774	-9.83	0.08	0.23
24	-0.792	-5.877	-2.767	-9.284	-6.734	-6.57	-3.71	-3.50	-5.065	-9.31	-0.06	0.08
30	-0.436	-5.758	-3.625		-8.118	-7.23	-4.30	-4.09	-6.959	-10.11	-1.44	-1.30
31	-1.121	-6.274	-3.926		-7.501	-7.18	-3.45	-3.25	-5.754	-9.61	-0.69	-0.55
D	-1.285	-6.310	-4.066	-9.841	-7.816	-7.38	-4.26	-4.06	-6.526	-10.33	-2.10	-1.87
E	-1.075	-6.372	-3.873		-7.787	-7.44	-3.98	-3.78	-6.281	-10.38	-1.56	-1.42

Las muestras señaladas con número, provienen de pozos; mientras que las indicadas con letra, proceden de manantiales. En negritas, muestra cuyo índice señala una sobresaturación en el mineral establecido

Tabla 5.6. Índices de saturación de algunos minerales clase óxidos y silicatos, así como gases en el agua del acuífero superior de los valles Atemajac y Toluquilla.

Muestra	Óxidos		Silicatos						Gases		
	Periclasa	Cuarzo	Calcedonia	Albita	Anortita	K-Feldespatos	K-Mica	Sepiolita	Halloysita	CO ₂	H ₂ (g)
Grupo I. Aguas Termales (Flujo Regional)											
40	-10.847	0.65	-3.245					-4.94		-0.34	-20.53
41	-10.019	0.71	-3.171					-3.17		-0.57	-21.21
Grupo II. Aguas Termales (Gradiente Geotérmico)											
A	-8.554	0.42	-3.398	-1.581	-3.164	-0.161	5.668	-1.41	1.418	-2.58	-23.67
F	-10.244	0.38	-3.350					-5.45		-1.38	-21.58
Grupo III-A. Agua Fría con Baja Salinidad (Flujo Local)											
1	-10.047	0.62	-3.313	-0.532	-3.174	0.121	7.527	-3.20	3.168	-3.09	-23.50
2	-11.917	1.47	-2.554					-3.89		-2.86	-22.92
5	-10.235	0.65	-3.354					-3.12		-2.49	-22.92
6	-10.982	0.69	-3.302	0.509	-1.368	1.653	11.147	-4.51	5.519	-2.99	-23.36
8	-12.229	0.66	-3.358	-0.746	-2.623	1.217	10.642	-6.94	4.976	-2.18	-21.32
9	-13.453	0.68	-3.334	-0.898	-3.362	0.391	10.151	-9.39	4.384	-1.74	-20.46
10	-11.777	0.67	-3.322	-0.247	-2.129	1.373	10.734	-6.16	5.269	-2.45	-22.20
11	-10.803	0.68	-3.351	-0.452	-2.272	1.297	9.696	-4.03	4.343	-2.52	-22.72
12	-12.924	0.72	-3.289					-8.27		-1.66	-20.98
13	-13.245	0.74	-3.257					-8.90		-1.38	-20.64
14	-12.045	0.69	-3.318					-6.62		-1.84	-21.32
15	-11.251	0.68	-3.323					-5.04		-2.09	-22.02
16	-11.646	0.64	-3.372	-0.724	-2.451	0.917	10.096	-5.89	4.455	-1.71	-21.42
18	-11.478	0.65	-3.371	-0.836	-2.649	1.251	10.012	-5.51	4.538	-2.21	-21.88
25	-10.389	0.68	-3.324					-3.34		-2.11	-22.52
26	-11.119	0.68	-3.325	-0.516	-2.738	0.381	8.664	-4.78	4.176	-2.41	-22.42
27	-11.124	0.66	-3.343					-4.87		-2.43	-22.52
28	-11.236	0.65	-3.342					-5.13		-2.60	-22.76
29	-10.382	0.64	-3.353	-0.784	-3.411	0.183	7.054	-3.49	2.799	-3.09	-23.68
33	-11.233	0.45	-3.547					-5.71		-1.84	-21.88
34	-12.608	0.67	-3.347	-1.262	-3.564	0.411	9.563	-7.74	3.100	-1.46	-20.78
35	-12.323	0.69	-3.346	-0.458	-2.227	1.221	11.489	-6.94	4.438	-1.84	-21.01
36	-13.244	0.69	-3.338	-0.164	-2.333	1.150	11.890	-8.87	3.800	-1.78	-20.94
37	-12.333	0.55	-3.452	-1.249	-3.171	0.382	9.922	-7.62	3.167	-1.12	-20.70
B	-12.740	0.68	-3.340					-7.89		-1.43	-20.72
C	-13.321	0.70	-3.332	-0.342	-2.391	1.152	11.834	-8.97	1.310	-1.52	-20.47
Grupo III-B. Agua Fría con Mayor Salinidad (Flujo Local)											
19	-10.855	0.49	-3.514					-4.84		-1.70	-21.92
20	-11.141	0.57	-3.458					-5.02		-1.96	-21.98
23	-9.695	0.69	-3.347					-1.76		-2.11	-23.09
32	-10.901	0.62	-3.420	-0.744	-1.959	0.986	10.091	-4.29	4.737	-1.53	-21.97
Grupo III-C. Agua Fría con Fluoruro Alto (Flujo Local)											
38	-10.884	0.63	-3.367					-4.53		-2.82	-23.14
39	-10.604	0.60	-3.404					-3.98		-3.17	-23.82
Grupo IV. Aguas de Mezcla (Grupos I y III)											
3	-	6.02	2.086					-		-2.90	-23.36
4	-10.047	0.62	-3.313	-0.93	-3.113	0.528	7.627	-3.20	3.010	-2.87	-23.24
7	-12.407	0.54	-3.403					-8.08		-1.48	-20.80
17	-13.230	0.70	-3.248	-0.678	-3.259	0.651	10.527	-9.23	0.688	-0.79	-20.08
21	-9.069	0.48	-3.472					-1.57		-2.60	-23.68
22	-9.098	0.57	-3.396	-0.793	-2.291	0.797	9.829	-1.28	2.841	-2.43	-23.58
24	-9.372	0.62	-3.338	0.011	-1.650	1.692	10.490	-1.70	4.659	-1.32	-22.42
30	-10.798	0.63	-3.322					-4.55		-2.52	-22.88
31	-9.596	0.53	-3.400					-2.54		-2.49	-23.18
D	-11.423	0.62	-3.331	-0.241	-3.231	0.371	8.776	-5.86	3.927	-2.04	-21.80
E	-11.127	0.59	-3.342					-5.42		-1.83	-21.70

Las muestras señaladas con número, provienen de pozos; mientras que las indicadas con letra, proceden de manantiales. En negritas, muestra cuyo índice señala una sobresaturación en el mineral establecido.

De acuerdo con los valores indicados en las Tablas 5.5 y 5.6, el estado de saturación de los minerales seleccionados, es:

Minerales sobresaturados: cuarzo [SiO₂], en el total de las 47 muestras analizadas; así como, K-feldespato, K-mica y halloysita [Al₄(OH)₈Si₄O₁₀], en 22 muestras de las 47, en que se determinó el contenido de Al⁺³.

Minerales subsaturados: villaumita [NaF₂], criolita [Na₃AlF₆], halita [NaCl], anhidrita [CaSO₄], yeso [CaSO₄ H₂O], epsomita [MgSO₄ 7H₂O], periclasa [MgO] y sepiolita [Mg₄(OH)₂ Si₆O₁₅] en el total de las 47 muestras.

Gases subsaturados: CO₂ y H₂ en el total de las 47 muestras.

Número de muestras que presentan una sobresaturación del mineral correspondiente, considerando un total de 47 análisis: 2 en fluorita [CaF₂]; 1 en sellaita [MgF₂]; 1 en silvina [ClK]; 1 en thenardita [Na₂SO₄]; 1 en aragonita [CaCO₃]; 3 en calcita [CaCO₃] y 1 en calcedonia.

Número de muestras que presentan una sobresaturación del mineral correspondiente, considerando 22 de los 47 análisis en que se determinó el contenido de Al⁺³: 7 en alunita [KAl₃(OH)₆(SO₄)₂] y 2 en albita [NaAlSi₃O₈].

A través de la configuración del $IS_{Fluorita}$ (Figura 5.10) se podrá observar que existe una sobresaturación de este mineral en el agua subterránea contenida en el noroeste del valle de Atemajac (entre el poblado de Tesistán y la caldera de la Primavera); mientras que, en el resto del agua del acuífero superior en estudio, está subsaturada. No obstante, los valores cercanos a cero, sugieren una tendencia al equilibrio en la saturación de la fluorita en las aguas de los grupos I y III-C, así como en algunas muestras de agua del Grupo IV.

En cuanto a la configuración de los $IS_{Calcita}$ (Figura 5.11) es de notar que gran parte del agua subterránea de la zona en estudio se encuentra subsaturada en este mineral; sin embargo, algunas muestras de agua de los grupos I y IV están sobresaturadas, dando la pauta para la precipitación de CaCO₃.

5.2.4 Índices hidrogeoquímicos.

Índice de cambio de bases (icb).

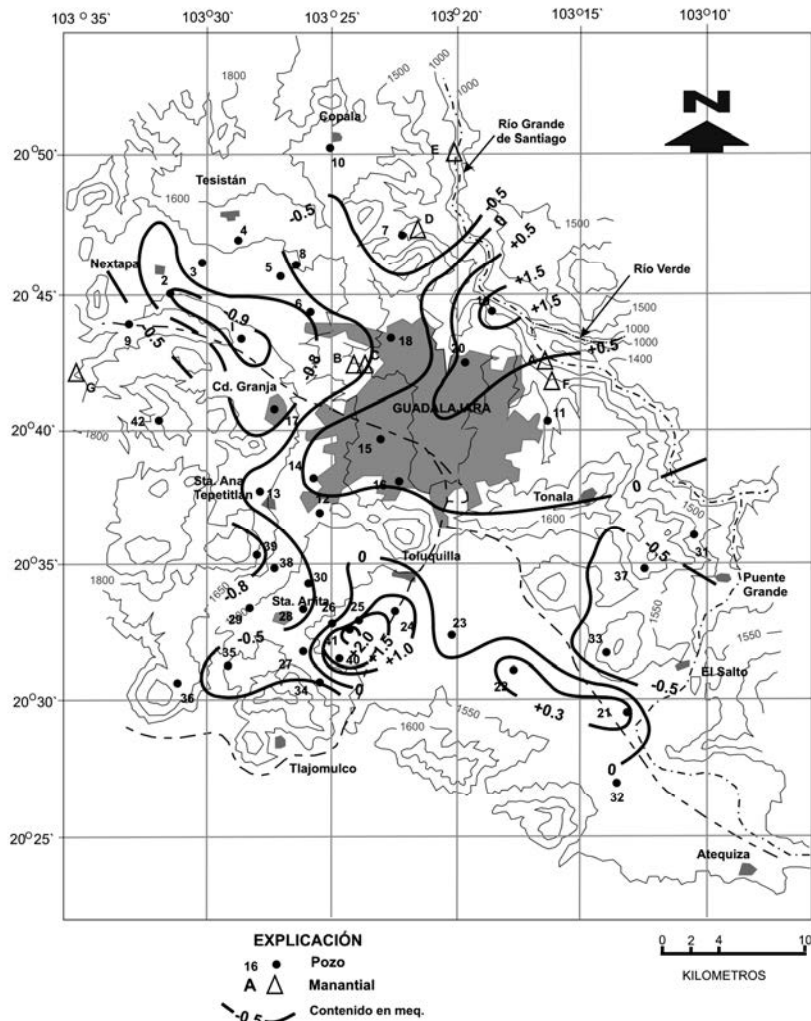
Para determinar el índice de desequilibrio entre cloruros y alcalinos, llamado también índice de cambio de bases (*icb*), se empleó la fórmula establecida por Schoeller (1962; en: Custodio-Gimena y Llamas-Madurga, 1983), en vista de que en las aguas de la zona en estudio los iones algunos de los iones dominantes son Cl⁻ y Na⁺; por lo que podría existir un notable ablandamiento sin que el valor *icb* se vea afectado por estar el Ca²⁺ y Mg²⁺ en cantidad inferior al Na⁺.

$$icb = \frac{rCl - r(Na + K)}{r(SO_4 + HCO_3 + NO_3)}$$

Si existe ablandamiento (cambio de Ca^{2+} y Mg^{2+} por Na^+) el valor de icb tiende a disminuir, mientras que si existe endurecimiento, tiende a crecer.

La configuración de los valores de icb (Figura 5.12) nos señala que en el agua del acuífero superior contenido en la porción occidental de la zona en estudio se está llevando a efecto un proceso de ablandamiento (incremento de Na^+ por intercambio iónico); en tanto, en el establecido en la ciudad de Guadalajara, el proceso es de endurecimiento. Este comportamiento tiende a verificarse con la configuración de la dureza total del agua subterránea de la zona en estudio (Figura 5.9).

Figura 5.12. Índice de cambio de bases en el agua del acuífero superior de los valles de Atemajac y Toluquilla.

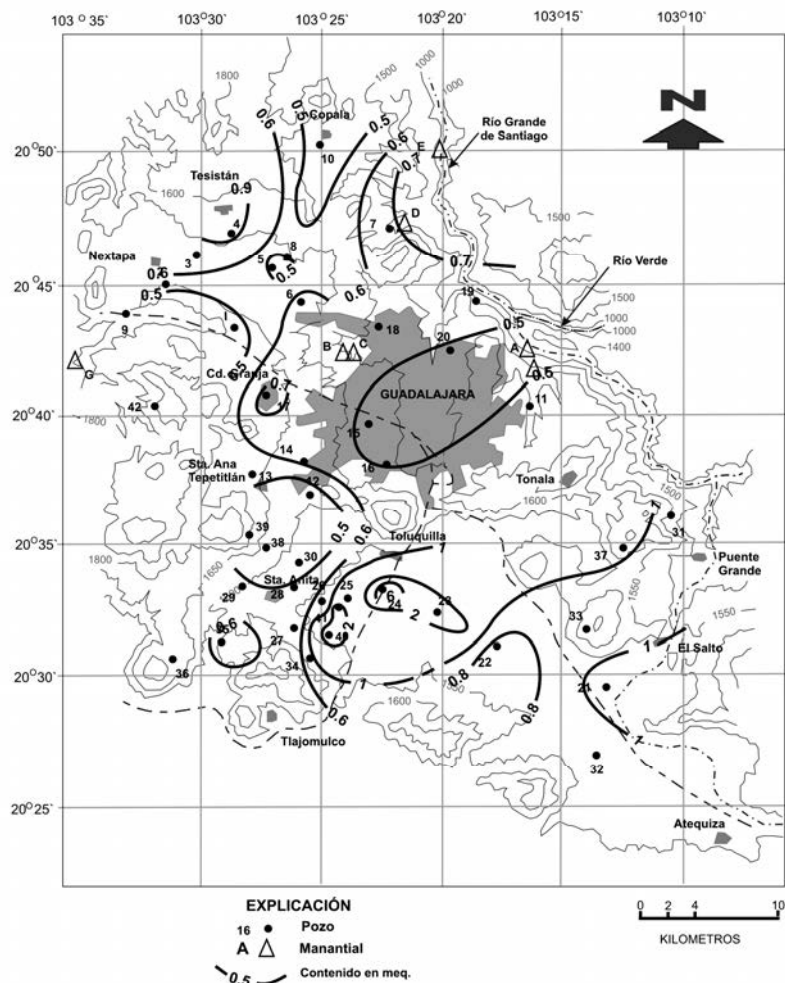


Por otra parte, hacia la parte central-sur del valle de Toluquilla, el agua subterránea muestra también un proceso de endurecimiento, sin embargo, en algunas las muestras de agua (22 y 24 del Grupo IV y 41 del Grupo I) el valor de *icb* está siendo afectado por una precipitación de CaCO_3 tal y como lo indican los índices de saturación para los carbonatos, establecidos anteriormente.

Relación $r\text{Mg}/r\text{Ca}$.

La configuración de los valores de la relación $r\text{Mg}/r\text{Ca}$ (Figura 5.13) evidencia una clara asociación con las rocas ricas en silicatos magnésicos de la zona en estudio. No obstante, el notable aumento de la citada relación en el recurso hídrico subterráneo establecido en la porción central del valle de Toluquilla, al igual que el valor *icb*, está siendo afectado por la precipitación de CaCO_3 .

Figura 5. 13. Relación $r\text{Mg}/r\text{Ca}$ en el agua del acuífero superior de los valles de Atemajac y Toluquilla.



5.2.5 Evolución iónica.

El desarrollo de este apartado consideró los resultados de la calidad del agua subterránea obtenidos en 42 pozos por González *et al.* (1994) y los determinados en este estudio, durante el 2001, en 41 pozos. En vista de que ambas redes de muestreo coincidieron sólo en un 35%, un análisis de la evolución de la calidad del agua subterránea de los valles Atemajac y Toluquilla durante el citado periodo, se realizó a través de la comparación de las concentraciones mínima, máxima y media de cada parámetro (Tabla 5.7); en ésta se podrá notar que los cambios en los contenidos, durante el periodo 1994-2001, fueron mínimos.

Tabla 5.7. Evolución fisicoquímica del agua subterránea de los valles Atemajac-Toluquilla (1994-2001).

Parámetro	Criterio de Calidad Agua Potable	Concentraciones Año 1994 ⁽¹⁾			Concentraciones Año 2001 ⁽²⁾		
		Mínima	Máxima	Md. Art.	Mínima	Máxima	Md. Art.
pH (uH)	6.5 a 8.5 ^A				6.06	8.57	7.57
Temperatura (°C)		19.00	32.00	25.32	20.50	34.60	26.30
Cond. Elect. (μ S/cm)	1 500.00 ^A	210.00	2922.00	592.22	206.00	3010.00	610.87
Sólidos Totales Disueltos	1 000.00 ^A	176.00	1785.93	407.04	185.00	1850.00	414.98
Dureza Total	200.00 ^A	2.12	870.83	190.01	2.30	791.60	91.88
Calcio	150.00 ^B	1.37	104.80	21.90	0.89	99.50	17.53
Magnesio	150.00 ^B	0.52	145.00	17.07	0.02	132.00	14.11
Sodio	200.00 ^A	12.00	395.00	63.67	29.20	467.00	74.39
Potasio	12.00 ^B	0.65	82.00	10.52	0.76	128.40	12.45
Bicarbonatos	350.00 ^B	34.60	1320.00	205.45	39.09	1357.86	209.90
Cloruros	250.00 ^A	4.16	462.00	41.39	2.29	680.47	44.49
Sulfatos	400.00 ^A	0.96	99.66	20.23	1.85	97.24	13.54
Fluoruros	1.50 ^A	0.20	6.98	1.36	0.33	7.59	1.70
Sílice	60.00 ^B	24.30	286.00	67.97	0.01	343.60	47.33
Calcio	150.00 ^B	1.37	104.80	21.90	0.89	99.50	17.53

Unidades en mg/l, salvo indicaciones.

A) Límites estipulados en la NOM-127-SSA 1-1994 (Secretaría de Salud, DO / 18-01-1996).

B) Guías de la Organización Mundial de la Salud para la calidad del agua (1995; en: CEPIS – OPS, 2000).

1) Concentraciones de las columnas totales de agua de 42 pozos.

2) Concentraciones de las columnas totales de agua de 41 pozos.

En negrita, valores por arriba del criterio establecido para agua potable.

5.2.6 Geotermómetros.

Con el fin de evidenciar y estimar la temperatura de la fuente de calor, principalmente, del agua subterránea del Grupo I ubicada en la zona anómala térmica de Santa Anita-Toluquilla, se creyó conveniente la aplicación del geotermómetro de calcedonia, empleando para ello la fórmula establecida por Henley *et al.* (1984).

$$\text{Calcedonia} \quad T(^{\circ}\text{C}) = \frac{1032}{4.69 - \log \text{SiO}_2} - 273.15$$

La aplicación tuvo como fundamento los siguientes aspectos: i) Henley *et al.* (1984), señalan que cuando en los sistemas hidrotermales la temperatura es menor a los 190°C, regularmente los contenidos de sílice se encuentran en equilibrio con la calcedonia, más que con el cuarzo; por lo que consecuentemente, sugieren emplear el citado geotermómetro y ii) el equilibrio de la calcedonia fue corroborado al determinar que el índice de saturación promedio en el agua del acuífero superior en estudio fue de -3.20 (Tabla 5.6).

Las temperaturas de equilibrio obtenidas a través del geotermómetro de calcedonia varían entre 44.01 y 85.21 °C (Tabla 5.8), mismas que, al considerar un gradiente geotérmico en la zona de estudio de 4°C/100m (C.F.E., 2000), permiten estimar las profundidades del reservorio entre 1 102 y 2 130 metros relacionados con las rocas del Grupo San Cristobal.

Tabla 5. 8. Temperaturas de equilibrio empleando el geotermómetro de calcedonia en función de los datos de la Tabla 5.4.

Muestra	Temperatura (°C)	Muestra	Temperatura (°C)
Grupo I. Aguas Termales		34	64.71
40	76.25	35	64.85
41	85.21	36	65.70
Grupo II. Aguas Termales		37	53.45
A	60.11	B	65.48
F	64.49	C	66.36
Grupo III-A. Agua Fría con Baja Salinidad		Grupo III-B. Agua Fría con Mayor Salinidad	
1	69.33	19	47.18
2	69.85	20	52.92
5	64.15	23	64.93
6	70.16	32	56.80
8	63.48	Grupo III-C Agua Fría con Fluoruro Alto	
9	66.14	38	62.79
10	67.65	39	59.15
11	64.38	Grupo IV. Agua de Mezcla	
12	71.28	3	70.46
13	75.02	4	68.91
14	67.97	7	58.66
15	67.43	17	76.06
16	61.99	21	51.98
18	62.10	22	59.87
25	67.43	24	65.70
26	67.33	30	67.75
27	65.26	31	59.27
28	65.48	D	66.57
29	64.60	E	65.37
33	44.01		

Notas: Las estaciones de muestreo con número, son pozos; mientras que las letras, son manantiales.

5.2.7 Isótopos estables.

El desarrollo de este apartado consideró los datos de isótopos estables del agua en 41 pozos y 6 manantiales (Tabla 5.9) establecidos en el estudio realizado por González *et al.* (1994). Los datos obtenidos de $\delta^2\text{H}$ en las aguas extraídas por los pozos varían entre -46.40 y -96.80 ‰; mientras que para el $\delta^{18}\text{O}$, están entre -4.97 y -11.14 ‰. En tanto, el agua aportada por los manantiales muestra valores de $\delta^2\text{H}$ que oscilan entre -56.70 y -87.20, y para el $\delta^{18}\text{O}$, entre -8.67 y -10.10 ‰.

González *et al.* (1992) señalan que el valor isotópico de la precipitación pluvial en la zona en estudio, para $\delta^2\text{H}$ es -78.8 ‰ y para $\delta^{18}\text{O}$ es -10.4 ‰.

Tabla 5.9. Isótopos estables en el agua del acuífero superior de los valles de Atemajac-Toluquilla (Año 1994).

Muestra	O-18 (‰)	OH-2 (‰)	Muestra	O-18 (‰)	OH-2 (‰)
Grupo I. Aguas Termales			34	-9.80	-84.30
40	-9.23	-82.30	35	-10.64	-78.00
41	-8.85	-60.70	36	-10.26	-67.60
Grupo II. Aguas Termales			37	-9.24	-55.80
A	-9.24	-59.10	B	-9.55	-56.70
F	-8.67	-87.20	C	-10.10	-73.20
Grupo III-A. Agua Fría con Baja Salinidad			Grupo III-B. Agua Fría con Mayor Salinidad		
1	-8.04	-82.50	19	-6.16	-50.00
2	-9.67	-52.30	20	-4.97	-46.40
6	-9.72	-71.40	23	-8.71	-77.90
5	-8.79	-68.30	32	-8.43	-62.80
8	-10.24	-81.10	Grupo III-C Agua Fría con Fluoruro Alto		
9	-9.59	-83.80	38	-10.63	-67.10
10	-9.46	-68.10	36	-10.83	-93.50
11	-9.09	-72.20	Grupo IV. Agua de Mezcla		
12	-9.53	-79.40	3	-9.88	-66.00
13	-10.34	-96.80	4	-9.96	-62.00
14	-8.83	-60.20	7	-9.99	-63.80
15	-11.14	-80.80	17	-10.00	-71.90
16	-7.61	-50.20	21	-9.24	-84.60
18	-10.08	-74.70	22	-8.65	-66.50
25	-8.71	-77.90	24	-10.36	-70.00
26	-9.80	-64.40	30	-10.16	-69.80
27	-10.36	-68.80	31	-10.35	-80.60
28	-9.99	-70.80	D	-9.33	-63.80
29	-10.78	-67.60	E	-9.49	-65.50
33	-9.94	-67.50			

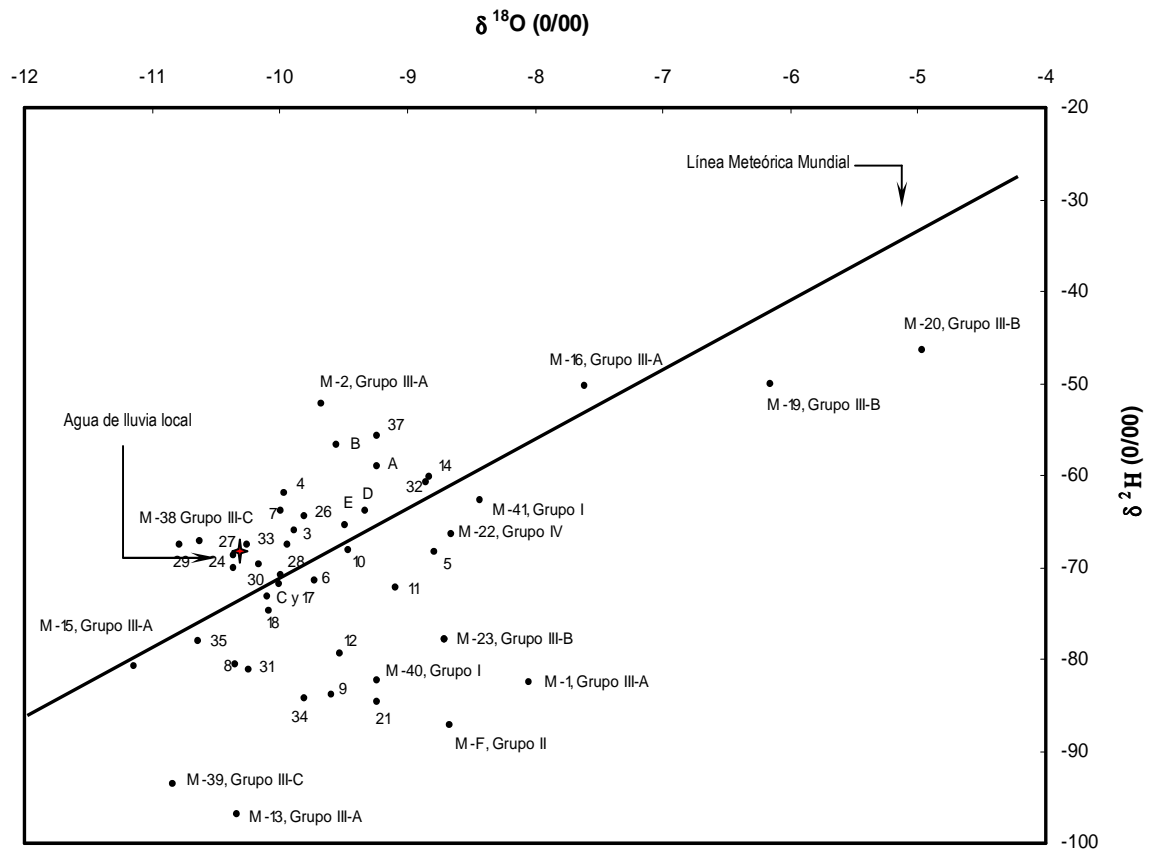
Fuente: González *et al.*, 1994.

La reinterpretación de los citados datos mediante la variación de la composición isotópica del recurso hídrico a partir de la línea meteórica mundial y el valor isotópico

de la precipitación pluvial en la zona en estudio (Figura 5.14) permiten establecer que:

- Alrededor de un 46% del agua del acuífero superior establecido en los valles de Atemajac y Toluquilla muestra una evaporación parcial debido a la modificación de la composición isotópica durante el proceso de recarga. Este efecto ya había sido observado por Darling (1996), en aguas extraídas por otros pozos ubicados en las mismas zonas.
- Aproximadamente el 48% del agua del acuífero superior de la zona en estudio, (1996) presenta valores característicos de la precipitación pluvial local, recargada a diversa altitudes menores a los 1 580 m.s.n.m.
- Las aguas subterráneas del Grupo III-B (muestras 19 y 20) localizadas al noreste de la ciudad de Guadalajara, muestra una evaporación parcial en el agua de recarga proveniente de las aguas almacenadas en la presa Osorio ubicada al oriente de la citada ciudad.

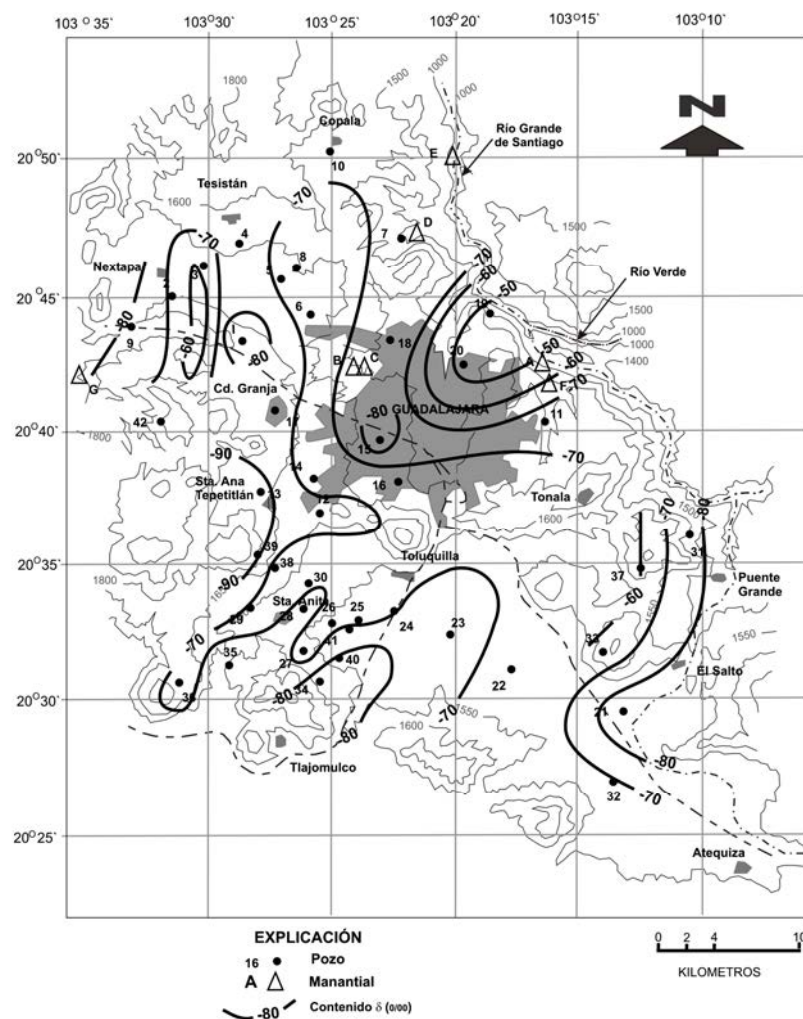
Figura 5.14. Variaciones naturales de Deuterio y Oxígeno 18 en el agua del acuífero superior de los valles de Atemajac-Toluquilla, según datos de la Tabla 5.9.



- El agua extraída por los pozos ubicados a una cota mayor de 1 650 m.s.n.m. (muestras 13 y 39), cercanos al poblado de Santa Ana Tepetitlán, muestran valores isotópicos más negativos debido a un efecto de altitud en la recarga del agua de lluvia.

Por otra parte, la distribución espacial del contenido de $\delta^2\text{H}$ (Figura 5.15), indica que los valores más negativos corresponden al agua subterránea que limita con los domos riolíticos de la caldera de la Primavera, así como con los cerros y volcanes establecidos en la zona en estudio; mientras que los valores menos negativos se presentan en el agua subterránea contenida en la planicie de los valles. Asimismo, es de notar *a grosso modo* una relación de los valores más negativos de deuterio y de los $IS_{Fluorita}$ y $IS_{Calcita}$ en el agua subterránea contenida en la porción occidental del valle de Toluquilla, situación que no se presenta en el resto de la zona.

Figura 5.15. Contenido de deuterio en el agua del acuífero superior de los valles de Atemajac y Toluquilla.



5.2.8 Mezclas de agua.

Con la finalidad de verificar algunos de los procesos de mezcla en las aguas subterráneas del Grupo IV, se llevó a efecto el estudio de la relación entre el contenido promedio de cloruros, utilizando la metodología establecida en el subinciso 5.1.1 de este trabajo.

En este sentido, según Custodio-Gimena y Llamas-Madurga (1983), se tendrá que:

$$C = C_1(1 - x) + C_2x$$

Caso 1. Mezcla de agua proveniente de las muestras 38 y 39 (Grupo III-C) y la muestra 30 (Grupo IV).

donde:

Variable	Tipo de agua	Cl ⁻ (mg/l)
C	: Muestra 30	34.04
C ₁	: Agua de lluvia	1.46
C ₂	: Promedio muestras 38 y 39	38.47

Sustituyendo en la ecuación planteada los valores de cloruro, se tendrá que el agua de la muestra 30 presenta una mezcla con el agua de las muestras 38 y 39 del 88.03 por ciento.

$$34.04 = 1.46 (1 - x) + 38.47 x; \text{ donde } x = 0.8803$$

Caso 2. Mezcla de agua proveniente de las muestras 40 y 41 (Grupo I) y la muestra 24 (Grupo IV).

donde:

Variable	Tipo de agua	Cl ⁻ (mg/l)
C	: Muestra 24	66.47
C ₁	: Agua de lluvia	1.46
C ₂	: Promedio muestras 40 y 41	79.61

Sustituyendo en la ecuación planteada los valores de cloruro, se tendrá que el agua de la muestra 24 presenta una mezcla con el agua de las muestras 40 y 41 del 83.19 por ciento.

$$66.47 = 1.46 (1 - x) + 78.15 x; \text{ donde } x = 0.8319$$

6 FLÚOR

6.1 Origen del Flúor.

6.1.1 Flúor en roca.

Diversos autores (Vincenzo de Michele, 1973; Hurlbut, Jr., 1980 y Flint, 1980) han establecido que existen alrededor de 73 minerales (Tabla 6.1) que contienen cantidades pequeñas de flúor, los cuales, regularmente son del tipo de silicatos, clinoanfíboles y halogenuros asociados generalmente a rocas ígneas y metamórficas. La dureza del 65% de los minerales establecidos en la Tabla 6.1, es ≤ 5 , por lo que su resistencia a los procesos de meteorización sería de baja a media.

De acuerdo con su contenido de flúor los principales minerales susceptibles de proporcionar este elemento al recurso hídrico son:

Sellaíta (MgF₂).

Mineral de la clase de los halogenuros que cristaliza en el sistema tetragonal en cristales generalmente incoloros. Es poco frecuente y suele contener 60.98 por ciento de flúor. Prácticamente el 98% del agua del acuífero superior de los valles de Atemajac y Toluquilla está subsaturada en este mineral.

Criolita (Na₃AlF₆).

Mineral de la clase de los halogenuros que cristaliza en el sistema monoclinico y cuyo contenido de flúor es de 54.29 por ciento. Es incoloro o de color blanquecino y tiene brillo vítreo. Es mena del aluminio. Generalmente asociadas a la criolita se encuentran la siderita, galena, blenda y calcopirita; y con menos frecuencia cuarzo, wolframita, fluorita, casiterita, molibdenita, arsenopirita y columbita (Hurlbut Jr., 1980). Considerando 22 de las 47 muestras provenientes del acuífero superior de la zona en estudio, el agua está subsaturada en este mineral.

Fluorita (CaF₂).

Mineral de la clase de los halogenuros que cristaliza en el sistema cúbico. Es de color muy variado: blanco, verde, amarillo, azul, rosa castaño, púrpura o bien puede ser incolora; tiene brillo vítreo (Hurlbut, Jr., 1980). Algunas variedades son fluorescentes.

La fluorita es un mineral muy frecuente que forma filones a menudo junto a menas metálicas de plomo, zinc y plata. Común en dolomitas y calizas y también como mineral accesorio menor en diversas rocas ígneas y pegmatitas. También se halla asociada con minerales muy diversos, tales como: calcita, dolomita, yeso, celestina, barita, cuarzo, galena, blenda, casiterita, topacio, turmalina y apatito (Hurlbut Jr., 1980). Contiene 48.67 por ciento de flúor. Prácticamente el 98% del agua del

acuífero superior de los valles de Atemajac y Toluquilla está subsaturada en este mineral.

Fluorapatito [Ca₅ (PO₄)₃ F].

Mineral de la clase de los fosfatos que cristaliza en el sistema hexagonal y cuyo contenido es de 3.80 por ciento de flúor.

Topacio [Al₂ F₂ Si O₄].

Silicato de la clase de los subnesosilicatos, que cristaliza en el sistema rómbico. Su dureza es 8 y su peso específico oscila entre 3.6 y 3.8.

**Tabla 6.1. Minerales que contienen flúor
(Vincenzo de Michele, 1973; Hurlbut, Jr., 1980 y Flint, 1980).**

Nombre	Fórmula	Clase	Sistema de Cristalización	Dureza	Peso Específico	Observaciones
Actinolita	[Ca ₂ (Mg, Fe) ₅ ((OH, F) Si ₄ O ₁₁) ₂]	Clinoanfíbol		5.5 - 6	3.1 - 3.3	En rocas metamórficas.
Apatito	[Ca ₅ F, Cl, OH (PO ₄) ₃]	Fosfatos	Hexagonal	5	3.15 - 3.2	Conforma yacimientos.
Apofilita	[K Ca ₄ F (Si ₄ O ₁₀) ₂ · 8 H ₂ O]	Filosilicato	Tetragonal	4.5 - 5	2.3 - 2.4	En basaltos.
Arfvedsonita	[Na _{2.5} Ca _{0.5} (Fe, Mg, Al) ₅ (OH, F) ₂ Al _{0.5} Si _{7.5} O ₂₂]	Clinoanfíbol	Isomorfo	5 - 6	3.5	Rocas volcánicas alcalinas.
Avogadrita	[(K, Cs) B F ₄]	Fluoruros	Rómbico			En estalactitas.
Bastnasita	(Ce F CO ₃)	Carbonato	Hexagonal	4 - 4.5	4.8 - 5.2	En rocas metamórficas.
Beckelia	[(Ca, Ce, La, Nd) ₅ (O, OH, F) (Si O ₄) ₃]	Silicato	Hexagonal	5	4.1	En rocas ígneas.
Biotita	[K (Mg, Fe, Mn) ₃ OH(F) ₂ AlSi ₃ O ₁₀]	Mica		2.5 - 3	2.8 - 3.2	En rocas ígneas.
Canasita	[(Na, K) ₅ Ca ₄ (OH, F) ₃ (Si ₁₀ O ₂₅)]	Silicato	Monoclínico			En rocas ígneas.
Cariocerita	[Na ₄ Ca ₁₆ (Y, La) ₃ (Zr, Th, Ce) ₆ F ₁₂ (BO ₃) ₃ (SiO ₄) ₁₂]	Silicato	Hexagonal	5 - 6	4.3	Mineral radioactivo.
Catoforita	[Na ₂ CaFe ₄ (Fe, Al) (OH, F) ₂ Al Si ₇ O ₂₂]	Clinoanfíbol				Poco frecuente.
Clinohumita	[Mg ₃ 8OH, F) ₂ (SiO ₄) ₄]	Silicato	Monoclínico	6 - 6.5	3.1 - 3.2	En rocas metamórficas.
Condroita	[Mg ₅ (OH, F) ₂ (Si O ₄) ₂]	Silicato	Monoclínico	6 - 6.5	3.1 - 3.2	
Cordilita	[Ba (Ce, La, Na) ₂ F ₂ (CO ₃) ₃]	Carbonato	Hexagonal	4.5	4.31	Poco frecuente.
Criolita	[Na ₃ Al F ₆]	Halogenuro	Monoclínico	2.5	2.95 - 3	
Criolitionita	[Na ₃ Li ₃ Al ₁₂ F ₁₂]	Fluoruro	Cúbico	2.5 - 3	2.77	
Cuspidina	[Ca ₄ (F, OH) ₂ Si ₂ O ₇]	Silicato	Monoclínico	6	2.91	
Chukhrovita	[Ca ₃ Al ₂ YF ₁₃ (SO ₄) ₁₀ H ₂ O]	Halogenuro	Cúbico	3	2.27 - 2.4	Poco frecuente.
Eckermanita	[Na _{2.5} Ca _{0.5} (Mg, Fe, Al) ₅ (OH, F) ₂ Al _{0.5} Si _{7.5} O ₂₂]	Clinoanfíbol	Isomorfo	5 - 6	3	
Edenita	[Na Ca ₂ Mg ₅ (OH, F) ₂ Al Si ₇ O ₂₂]	Clinoanfíbol	Isomorfo			En rocas metamórficas.
Ferroactinolita	[Ca ₂ Fe ₅ ((OH F) Si ₄ O ₁₁) ₂]	Clinoanfíbol	Isomorfo			Poco frecuente
Fersamanita	[Na ₄ Ca ₄ Ti ₄ ((O, OH, F) ₃ Si O ₄) ₃]	Silicato	Monoclínico			Poco frecuente.
Flogopita	[K Mg ₃ (F, OH) ₂ Al Si ₃ O ₁₀]	Mica	Monoclínico	2.5 - 3	2.86	En rocas metamórficas.
Fluoborita	[Mg ₃ (F, OH) ₃ B O ₃]	Borato	Hexagonal	5	2.89	
Fluorita	[Ca F ₂]	Halogenuro	Cúbico	4	3.18	Forma filones a menudo con menas metálicas de plomo, zinc y plata.
Gearsutita	[Ca Al (OH) F ₄ 3 H ₂ O]	Halogenuro	Monoclínico	2	2.67	Procede de la alteración de la criolita.
Glaucofana	[Na ₂ Mg ₃ Al ₂ ((OH, F) Si ₄ O ₁₁) ₂]	Clinoanfíbol	Monoclínico	6	3 - 3.3	En rocas metamórficas.
Hastingsita	[NaCa ₂ Fe ₄ (Al, Fe) (OH, F) ₂ Al ₂ Si ₆ O ₂₂]	Clinoanfíbol	Isomorfo			En gabros.
Hectorita	[(Mg, Li) ₃ (OH, F) ₂ Si ₄ O ₁₀ Na _{0.33} (H ₂ O) ₄]	Silicato	Monoclínico			Alteración de zeolitas.
Herderita	[Ca Be (PO ₄ , F)]	Fosfato	Monoclínico	5	2.8 - 3	
Hialotekita	[(Pb, Ca, Ba) ₄ BSi ₆ O ₁₇ (F, OH)]	Silicato	Rómbico	5 - 6	3.81	
Humita	[Mg ₇ (OH, F) ₂ (Si O ₄) ₃]	Silicato	Rómbico	6 - 6.5	3.1 - 3.2	En rocas metamórficas y volcánicas.

Tabla 6.1 Minerales que contienen flúor (continuación).

Nombre	Fórmula	Clase	Sistema de Cristalización	Dureza	Peso Específico	Observaciones
Jarilita	[Na Sr ₂ Al ₂ 8F, OH] ₁₁]	Halogenuro	Monoclínico	3 - 4	3.8 - 3.93	Poco frecuente.
Johnstrupita	[(Mg, Fe, Al, Y, Ce, Ti, Zr) (Na, Ca) ₃ (SiO ₄) ₂ (F, OH)]	Silicato	Monoclínico	4	3.3	En rocas ígneas.
Kaersutita	[Ca ₂ (Na, K) (Mg, Fe) ₄ Ti (O, OH, F) ₂ Al ₂ Si ₆ O ₂₂]	Clinoanfíbol	Isomorfo			Frecuente en rocas ígneas básicas.
Lamprofilita	[Na ₃ Sr ₂ Ti ₃ ((O, OH, F) ₂ Si ₂ O ₇) ₂]	Silicato	Rómbico	2 - 3	3.46	En rocas ígneas.
Lavenita	[8Na, Ca, Mn) ₃ Zr (F, OH, O) ₂ Si ₂ O ₇]	Silicato	Monoclínico	6	3.5	En rocas volcánicas.
Leifita	[Na ₂ (F, OH, H ₂ O) ₁₋₂ (Al, Si) Si ₅ O ₁₂]	Silicato	Hexagonal	6	2.57	En pegmatitas.
Lepidolita	[KLi ₂ Al (F, OH) ₂ Si ₄ O ₁₀]	Mica	Monoclínico	2.5	2.8 - 2.9	En pegmatitas.
Matlockita	(Pb F Cl)	Halogenuro	Tetragonal	2.5	7.2	Alteración de la galena.
Melanocerita	[Na ₄ Ca ₁₆ (Y, La) ₃ (Zr, Ce) ₆ F ₁₂ (BO ₃) ₃ SiO ₄] ₁₂]	Silicato	Hexagonal	5 - 6	4.13	En rocas ígneas.
Microlita	[(Na, Ca) ₂ (Ta, Ti) ₂ O ₆ (O, OH, F)]	Oxido	Cúbico	5 - 5.5	5	En filones pegmatíticos.
Mosandrita	[(Ca, Na, Y) ₃ (Ti, Zr, Ce) (F, OH, O) ₂ Si ₂ O ₇]	Silicato	Monoclínico	4	3	En sienitas.
Moscovita	[KAl ₂ (OH, F) ₂ Al Si ₃ O ₁₀]	Silicato	Monoclínico	2.5	2.76 - 2.88	En rocas ígneas.
Nocerina	[Mg ₃ F ₃ BO ₃]	Borato	Hexagonal		2.94 - 2.96	
Paragonita	[Na Al ₂ (OH, F) ₂ AlSi ₃ O ₁₀]	Mica	Monoclínico	2	2.8 - 2.9	En esquistos.
Pargasita	[Na Ca ₂ Mg ₄ (Al, Fe) (OH, F) ₂ Al ₂ Si ₆ O ₂₂]	Clinoanfíbol	Isomorfo			
Pirocloro	[(Na, Ca) ₂ (Nb, Ta, Ti) ₂ O ₆ (O, OH, F)]	Oxido	Cúbico	5	4 - 6	
Prosopita	[Ca Al ₂ (F, OH) ₆]	Halogenuro	Monoclínico	4.5	2.89	Asociado a la fluorita.
Quiolita	[Na ₅ Al ₃ F ₁₄]	Halogenuro	Tetragonal	3	3.5 - 4	
Ralstonita	[Na ₂ (Al, Mg) (F, OH) ₃ 3 2H ₂ O]	Halogenuro	Cúbico	4.5	2.61	Asociado a fumarolas.
Richterita	[Na ₂ Ca (Mg, Fe, Mn, Al) ₅ ((OH, F) Si ₄ O ₁₁) ₂]	Clinoanfíbol	Monoclínico	5 - 6	2.97 - 3.45	Poco frecuente.
Riebeckita	[Na ₂ Fe ₃ Fe ₂ (OH, F) Si ₄ O ₁₁] ₂]	Clinoanfíbol	Monoclínico	5	3.02 - 3.42	En rocas ígneas.
Rinkita	[(Na, Ca, Ce) ₃ (Ti, Ce) (F, OH, O) ₂ Si ₂ O ₇]	Silicato	Monoclínico	5	3.46	En rocas ígneas.
Rosenbuschita	[(Ca, Na) ₆ Zr (Ti, Mn, Nb) (F, O) ₂ Si ₂ O ₇] ₂]	Silicato	Triclínico	5 - 6	3.3	Poco frecuente.
Rovlandita	[(Y, Fe, Ce) ₃ (F, OH) (SiO ₄) ₂]	Silicato				En rocas ígneas.
Romeita	[Ca Sb ₂ O ₆ (O, OH, F)]	Oxido	Cúbico	5.5 - 6	5 - 5.5	Poco frecuente.
Rosenbuschita	[(Ca, Na) ₆ Zr (Ti, Mn, Nb) (F, O) ₂ Si ₂ O ₇] ₂]	Silicato	Triclínico	5 - 6	3.3	Poco frecuente.
Rovlandita	[(Y, Fe, Ce) ₃ (F, OH) (SiO ₄) ₂]	Silicato				
Schrockingerita	[NaCa ₃ UO ₂ (CO ₃) ₃ SO ₄ F 3 10 H ₂ O]	Carbonato	Rómbico	2.5	2.51	Radiactivo y fluorescente.
Sellaíta	(Mg, F ₂)	Halogenuro	Tetragonal	5 - 6	3.16	Poco frecuente.
Sinchisita	[CaCeF (CO ₃) ₂]	Carbonato	Monoclínico	4.5	3.9	
Thomsenolita	[Na Ca Al F ₃ 3 H ₂ O]	Halogenuro	Monoclínico	2	3	Asociado a la criolita.
Topacio	[Al ₂ F ₂ Si O ₄]	Silicato	Rómbico	8	3.4 - 3.6	Intrusión granítica.
Tremolita	[Ca ₂ Mg ₅ ((OH, F) Si ₄ O ₁₁) ₂]	Clinoanfíbol	Isomorfo	5.5 - 6	2.9	Metamórficas.
Triplita	[(Mn, Fe) ₂ F PO ₄]	Fosfato	Monoclínico	5	3.5 - 3.9	Pegmatitas.
Tschemmakita	[Ca ₂ Mg ₃ (Al, Fe) ₂ (OH, F) ₂ Al ₂ Si ₆ O ₂₂]	Clinoanfíbol	Isomorfo			Metamórficas e ígneas.
Villiaumita	[NaF]	Halogenuro	Cúbico	2	2.79	
Wagnerita	[Mg ₂ (PO ₄ , F)]	Fosfato	Monoclínico	5 5.5	3 - 3.15	
Weberita	[Na ₂ MgAlF ₇]	Halogenuro	Rómbico	3.5	2.96	
Wohlerita	[Ca ₂ NaZr (F, OH, O) ₂ Si ₂ O ₇]	Silicato	Monoclínico	5 - 6	3.44	En rocas ígneas.
Zinwaldita	[KLi Fe Al (F, OH) ₂ Al Si ₃ O ₁₀]	Mica	Monoclínico	2.5	2.9 - 3.1	En rocas ígneas.
Zuñita	[Al ₁₂ AlO ₄ (OH, F) ₁₈ Cl Si ₅ O ₁₆]	Silicato	Cúbico	7	2.9	En rocas ígneas.

De acuerdo con Reiman y Caritat (1998) el contenido de flúor en las rocas es como se indica en la Tabla 6.2.

Tabla 6.2. Concentraciones de flúor en las rocas.

Tipo de roca	Flúor (mg/kg)	Tipo de roca	Flúor (mg/kg)
Corteza continental superior	611 - 650	Arenisca	200
Ultramáfica	20	Esquisto	700
Gabro, basalto	300	Caliza	300
Granito, granodiorita	800	Carbón	50

6.1.2 Fluoruro en agua.

Además de las características establecidas en diferentes estudios (ver incisos 1.1 y 1.3 de este trabajo), químicamente, de acuerdo con Hem (1992), se sabe que los fluoruros y los iones OH están cargados negativamente y casi tienen un tamaño iónico similar, por lo que durante las reacciones químicas el fluoruro puede fácilmente reemplazar los iones OH en muchos minerales que conforman, principalmente, a las rocas ígneas.

El transporte y la transformación de los fluoruros en el agua dependen del pH, la dureza del agua, la temperatura y la presencia de materiales intercambiadores de iones, como la arcilla. Los fluoruros se suelen transportar a través del ciclo hidrológico formando complejos con el aluminio.

La gran dispersión de este elemento explica su presencia en el agua subterránea y parece que existe relación entre el contenido de fluoruros en el agua y la naturaleza de los terrenos atravesados. La solubilidad del flúor es limitada y al parecer contribuye ligeramente a la alcalinidad del agua pues se hidroliza ligeramente (reacción entre compuesto y agua). El calcio limita la concentración del fluoruro (Hem, 1992).

De acuerdo con Reiman y Caritat (1998) el contenido de fluoruros en el agua es como se indica en Tabla 6.3. No obstante, se han registrado niveles más altos de fluoruros en algunas aguas, cuyas rocas naturales tienen alto contenido de flúor. También se han detectado con frecuencia un nivel alto de fluoruro en regiones con actividad geotérmica o volcánica (*p.e.*, 25-50 mg/l en fuentes termales y géiseres; y hasta 2 800 mg/l en ciertos lagos del valle del Rift, en la región oriental de África).

Tabla 6.3. Contenido de fluoruros en el agua.

Fuente	Flúor (mg/l)
Agua de lluvia	< 0.05
Ríos	< 0.05 – 0.837
Agua subterránea	0.33 – 9.18
Agua de mar	1.3

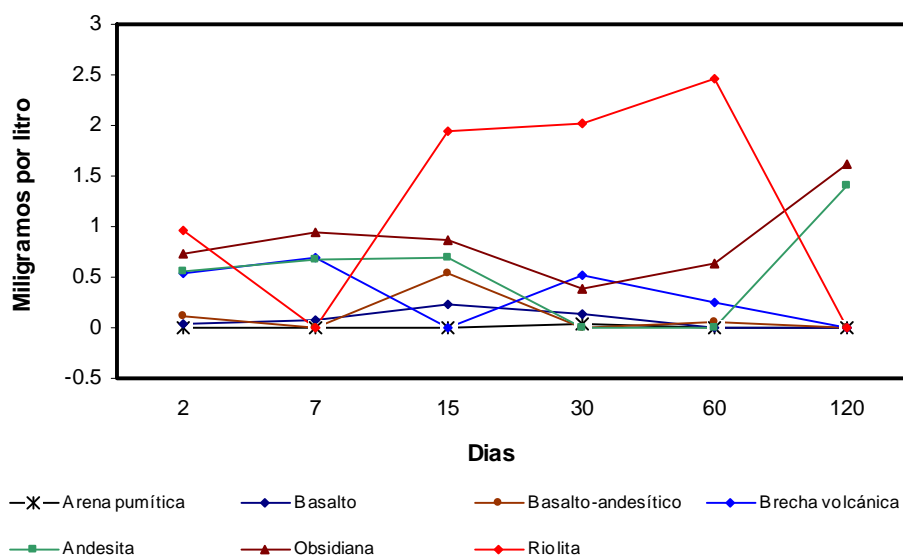
6.2 Valles de Atemajac y Toluquilla.

6.2.1 Flúor en la secuencia litológica.

El contenido de flúor en las ocho muestras de roca que conforman parte de la secuencia litológica de la zona en estudio fue señalado en la Tabla 3.6; en ésta se indica que la concentración, en por ciento de peso, en las rocas ígneas básicas varía entre 0.126 y 0.415; mientras que en las rocas ácidas es de 0.594 a 0.658. Ahora bien, a través de un estudio de interacción agua-roca a diferentes intervalos de

tiempo (de dos a 120 días), se establece que el contenido de fluoruro en el agua lixiviada procedente de las citadas ocho muestras, es como se muestra en la Figura 6.1.

Figura 6.1. Contenido de fluoruro, por tipo de roca y días de lixiviación.



El análisis de los valores de la Figura 6.1 permite establecer que:

- La concentración máxima de fluoruro en el agua lixiviada procedente de las rocas volcánicas básicas, varía entre 0.04 y 0.70 mg/l; mientras que los contenidos máximos provenientes de las rocas ácidas oscilan entre 0.26 y 2.47 mg/l.
- En las muestras provenientes de la andesita, obsidiana y riolita; se tiene que a mayor tiempo de contacto, el contenido de fluoruros en el agua lixiviada se incrementa.
- Los altos valores de solubilidad en las rocas ígneas básicas se suscitan en los primeros 15 días de lixiviación (Figura 6.1); posteriormente, éste desciende o se estabiliza, debido a la presencia de Ca^{2+} , como se verá más adelante.

Por otra parte, al determinar el contenido de 18 cationes en el agua lixiviada proveniente de cada roca (Tabla 6.4), se tiene que, de manera general, la concentración de aluminio, cobre, manganeso y potasio en el agua lixiviada procedente de las rocas volcánicas ácidas es mayor, en relación con la proveniente de las rocas básicas. En tanto, los contenidos de calcio y azufre son mayores en estas últimas, con respecto a las rocas ácidas.

Lo anterior, resulta lógico, si se toma en cuenta la composición química (Tablas 3.4 y 3.6) de la secuencia volcánica de la región en estudio.

Tabla 6.4. Caracterización química del agua de lixiviación.

Roca	Días	Parámetros (mg/l)																			
		F ⁻	As	Li ⁺	Al ³⁺	Ca ²⁺	K ⁺	Na ⁺	Be ²⁺	Cd ²⁺	Cr	Co ²⁺	Cu ²⁺	Pb ²⁺	Mn ²⁺	Se	Ag ⁺	Zn ²⁺	P	S	
Arena pumítica	2	ND	0.0126	0.0087	14.34	98.44	37.49	18.65	0.0025	0.0002	0.0088	0.0226	0.0239	0.0975	0.1060	0.0057	0.0150	1.5500	0.0895	699.25	
	7	ND	0.0284	0.0005	0.64	109.10	55.08	45.32	0.0042	0.0004	0.0025	0.0235	0.0704	0.1000	0.0004	0.0085	0.0145	0.0186	0.1000	2965.43	
	15	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	
	30	0.040	0.0073	0.0004	0.30	20.05	24.96	16.77	0.0042	0.0002	0.0029	0.0228	0.0160	0.0585	0.0155	0.0144	1.4400	0.0143	0.1400	144.92	
	60	ND	0.0383	0.0006	1.36	70.33	35.27	42.69	0.0040	0.0004	0.0009	0.0229	0.0460	0.0781	0.0052	0.0101	0.0141	0.0146	0.1500	1868.32	
Basalto	2	0.033	0.0079	0.0000	0.31	3.73	1.11	0.28	0.0040	0.0002	0.0037	0.0232	0.0019	0.0192	0.0042	0.0092	0.0144	0.0169	0.0232	67.17	
	7	0.069	0.0275	0.0008	0.29	8.55	1.99	2.89	0.0042	0.0006	0.0030	0.0238	0.0115	0.0380	0.0164	0.0120	0.0140	0.0172	0.0980	298.95	
	15	0.230	0.0074	0.0044	6.82	13.59	4.52	16.43	0.0042	0.0002	0.0036	0.0213	0.0685	0.0504	0.0449	0.0017	0.0141	0.0022	0.0278	405.86	
	30	0.130	0.0090	0.0034	2.25	9.41	3.22	12.31	0.0041	0.0008	0.0024	0.0227	0.0635	0.0412	0.0643	0.0070	0.0143	0.0066	0.1300	338.44	
	60	ND	0.0130	0.0091	2.00	33.80	5.69	24.28	0.0042	0.0000	0.0016	0.0204	0.0447	0.0606	0.5300	0.0059	0.0145	0.0129	0.1100	425.84	
Basalto andesítico	2	0.120	0.0016	0.0003	0.43	16.54	3.10	13.26	0.0042	0.0000	0.0020	0.0233	0.0026	0.0386	0.0047	0.0020	0.0139	0.0199	0.0588	31.31	
	7	ND	0.0119	0.0005	0.45	17.82	3.58	13.99	0.0041	0.0003	0.0000	0.0234	0.0027	0.0422	0.0022	0.0114	0.0142	0.0202	0.0454	53.50	
	15	0.530	0.0174	0.0011	0.40	17.57	5.02	28.47	0.0041	0.0002	0.0081	0.0223	0.0057	0.0393	0.0014	0.0052	0.0137	0.0205	0.1000	141.95	
	30	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	
	60	0.050	0.0164	0.0003	1.63	14.08	3.13	14.14	0.0040	0.0003	0.0148	0.0233	0.0007	0.0424	0.0116	0.0115	0.0141	0.0198	0.0444	38.31	
Diorita	2	NMPCl	0.0121	0.0866	0.26	136.20	11.41	33.40	0.0041	0.0011	0.0043	0.0202	0.4100	0.1100	0.3100	0.0332	0.0151	0.0154	0.6100	4352.15	
	7	NMPCl	0.0103	0.0967	0.23	172.66	12.22	35.47	0.0043	0.0004	0.0036	0.0203	0.2900	0.1100	0.1100	0.0115	0.0374	0.0145	0.0209	0.4800	8138.01
	15	NMPCl	0.0097	0.0995	0.64	172.86	12.96	39.37	0.0041	0.0001	0.0050	0.0206	0.1300	0.1300	0.0084	0.0330	0.0146	0.0175	0.2500	9574.09	
	30	NMPCl	0.0146	0.0788	0.21	132.13	10.50	31.28	0.0042	0.0002	0.0044	0.0215	0.1700	0.1200	0.0039	0.0243	0.0138	0.0147	0.3100	9087.82	
	60	NMPCl	0.0240	0.1600	0.25	258.59	9.81	43.85	0.0041	0.0000	0.0051	0.0150	0.2500	0.1300	1.3700	0.0365	0.0148	0.0102	0.3900	9165.01	
Brecha volcánica	2	0.500	0.0101	0.0569	3.69	4.04	16.58	24.31	0.0040	0.0002	0.0010	0.0227	0.1000	0.0269	0.2600	0.0119	0.0441	0.0023	0.1500	285.69	
	7	0.700	0.0241	0.1000	23.91	6.20	18.26	27.81	0.0034	0.0006	0.0042	0.0188	0.1400	0.0593	0.5300	0.0017	0.0139	0.0600	0.1900	458.60	
	15	ND	0.0212	0.0953	14.64	5.39	20.10	34.11	0.0036	0.0001	0.0035	0.0207	0.1100	0.0599	0.3400	0.0029	0.0140	0.0333	0.1700	635.57	
	30	0.520	0.0109	0.1200	30.65	6.01	17.54	29.56	0.0030	0.0005	0.0072	0.0181	0.1800	0.0665	0.5500	0.0050	0.0141	0.0815	0.3100	632.40	
	60	0.250	0.0084	0.1700	66.20	5.05	17.10	29.63	0.0021	0.0007	0.0175	0.0138	0.2900	0.0777	0.9300	0.0116	0.0140	0.1700	0.4300	399.17	
Andesita	2	0.260	0.0128	0.0190	25.28	0.34	4.25	9.39	0.0019	0.0004	0.0120	0.0220	0.8300	0.0399	0.2500	0.0102	0.0145	0.3400	1.2800	13.33	
	7	0.670	0.0099	0.0001	0.43	0.27	0.00	5.93	0.0039	0.0001	0.0028	0.0241	0.0014	0.0116	0.0057	0.0028	0.0134	0.0216	0.1600	5.06	
	15	0.700	0.0121	0.0373	46.94	1.06	9.09	16.61	0.0001	0.0000	0.0206	0.0228	0.4900	0.0610	0.5200	0.0016	0.0141	0.2700	0.7000	20.38	
	30	ND	0.0262	0.0632	77.58	1.52	17.55	20.17	0.0032	0.0007	0.0347	0.0217	0.8600	0.0883	0.8300	0.0063	0.0138	0.4500	1.1700	28.75	
	60	ND	0.0191	0.1600	182.06	3.24	36.71	38.49	0.0112	0.0008	0.0876	0.0185	2.4000	0.1800	2.0700	0.0046	0.0139	1.1400	3.0300	30.21	
Obsidiana	2	0.960	0.0189	0.0297	29.89	1.11	10.51	11.83	0.0015	0.0003	0.0068	0.0183	0.1400	0.0584	0.0835	0.0083	0.0132	0.1900	0.1100	130.03	
	7	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	
	15	0.730	0.0045	0.0290	10.22	0.29	5.65	14.97	0.0027	0.0002	0.0410	0.0236	0.1100	0.0374	0.0503	0.0041	0.0141	0.0344	0.2200	9.29	
	30	0.940	0.0032	0.0862	48.09	0.94	23.03	29.77	0.0028	0.0007	0.0873	0.0252	0.1200	0.1100	0.2300	0.0145	0.0139	0.1000	0.2800	21.24	
	60	0.640	0.0261	0.1700	78.73	2.30	49.08	65.37	0.0056	0.0004	0.1500	0.0246	0.2500	0.1400	0.4800	0.0042	0.0140	0.1800	0.4300	22.14	
Riolita	2	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	
	7	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	
	15	1.940	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	
	30	2.010	0.0454	0.1200	93.21	10.77	32.79	32.05	0.0050	0.0005	0.0245	0.0080	0.3200	0.1100	0.3000	0.0036	0.0105	0.4700	0.5600	390.24	
	60	2.470	0.0057	0.0460	29.51	1.67	12.72	16.59	0.0004	0.0000	0.0073	0.0150	0.1300	0.0618	0.1400	0.0044	0.0126	0.2600	0.1200	235.29	
120	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	NMFV	

Notas: ND: No Determinado por falta de volumen de muestra. MMpCl: No Medida por elevado contenido de Cloruros. NmpC: No Medida por el Color adquirido por la muestra durante el proceso de lixiviación. NMFV: No medida por falta de volumen.

Un análisis de la interdependencia, a través de coeficientes de correlación, entre los contenidos de fluoruros y los 18 cationes determinados en las aguas lixiviadas de las ocho muestras de roca (Tabla 6.5), permite determinar que los dos cationes que muestran una correlación positiva en todas las muestras de agua, son el calcio (Figura 6.2) y el potasio (Figura 6.3).

Tabla 6.5. Coeficiente de correlación entre los fluoruros y los 18 cationes adicionales.

Parámetros	Muestra de agua lixiviada proveniente de							
	Pumicita	Basalto	Basalto andesítico	Diorita (?)	Brecha volcánica	Andesita	Obsidiana	Riolita
Ag ⁺	ND	-0.36	-0.93	ND	0.02	-0.74	-0.85	-0.42
Al ³⁺	ND	0.97	-0.63	ND	-0.71	0.02	0.28	0.21
As	ND	-0.38	0.43	ND	0.83	-0.64	-0.14	-0.11
Be ²⁺	ND	0.39	0.17	ND	0.71	-0.05	-0.41	-0.02
Ca ²⁺	ND	0.94	0.81	ND	0.47	0.48	0.14	0.27
Cd ²⁺	ND	-0.20	-0.17	ND	-0.18	-0.98	0.47	-0.39
Co ²⁺	ND	-0.92	-0.99	ND	0.60	0.75	0.53	-0.51
Cr	ND	0.01	-0.16	ND	-0.80	0.04	0.29	0.24
Cu ²⁺	ND	0.90	0.97	ND	-0.78	-0.77	0.09	0.17
K ⁺	ND	0.99	0.99	ND	0.63	0.10	0.18	0.31
Li ⁺	ND	0.95	0.99	ND	-0.64	0.05	-0.10	0.38
Mn ²⁺	ND	0.71	-0.83	ND	-0.64	0.09	0.18	0.46
Na ⁺	ND	0.96	0.98	ND	-0.30	0.26	-0.11	0.43
P	ND	-0.10	0.99	ND	-0.79	-0.85	0.07	0.24
Pb	ND	0.89	-0.47	ND	-0.37	-0.02	0.35	0.28
S	ND	0.84	0.98	ND	0.22	0.02	-0.14	0.59
Se ⁴⁺	ND	-0.90	-0.32	ND	-0.80	-1.00	0.61	-0.90
Zn ²⁺	ND	-0.95	1.00	ND	-0.69	-0.62	0.25	0.45

ND: No determinado por falta de medición del contenido de fluoruro en la muestra.

Figura 6.2. Correlaciones F⁻ vs Ca²⁺ en el agua lixiviada.

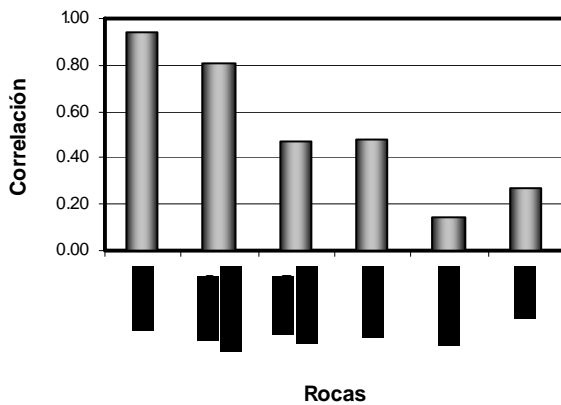
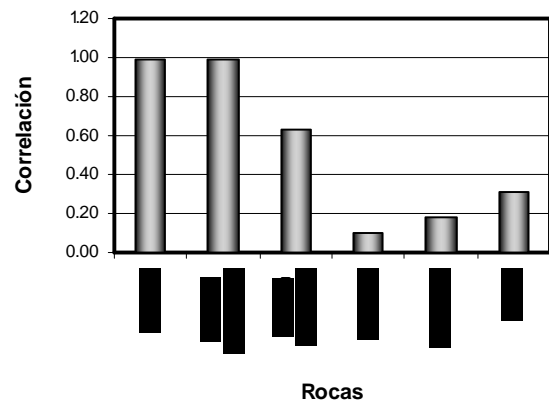
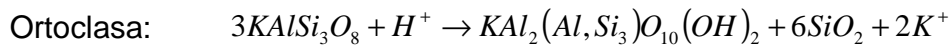
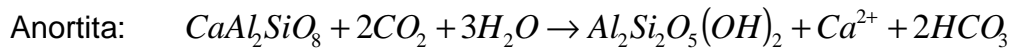


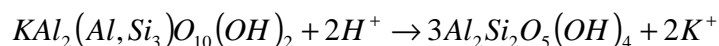
Figura 6.3. Correlaciones F⁻ vs K⁺ en el agua lixiviada.



El contenido de Ca²⁺ y K⁺ estaría relacionado con la disolución incongruente de la anortita y la ortoclasa, respectivamente. Este proceso podría ser descrito, de acuerdo con Faure (1998), como sigue:



La disolución incongruente de la ortoclasa implicaría la formación de un filosilicato (illita), sílice (en forma de cuarzo o de gel, que puede ser arrastrado por el agua), y iones potasio, que se lixivian con el agua. Ahora bien, cuando el medio es muy rico en H^+ , se producirá también la hidrólisis de la illita:



Otros aspectos de interés que sobresalen en el análisis de la interdependencia entre los contenidos de fluoruros y las concentraciones de los 18 cationes determinados en las aguas lixiviadas en cada roca, son:

- En la obsidiana y en la riolita, a pesar de que existe un mayor número de cationes que se correlacionan con el contenido de fluoruros, los rangos de esta interdependencia son bajos.
- La brecha volcánica muestra el menor número de cationes que se correlacionan con el contenido de fluoruros. Le sigue la andesita y posteriormente el basalto andesítico.
- El coeficiente de correlación determinado con Ca^{2+} , Cu^{2+} , K^+ , Li^+ , Na^+ y S es mayor en las rocas básicas, en relación con las rocas ácidas; en vista de la composición química de las primeras (Tabla 3.6).

La correlación existente entre los fluoruros y los metales duros (Li^+ , Na^+ , K^+ , Be^{3+} , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Sr^{2+} , Al^{3+} , Fe^{3+} y Cr^{3+}) es debido a que forman complejos cuya estabilidad estará en función de la siguiente secuencia $F > Cl > Br > I$. Por ejemplo, el Fe^{3+} formará un complejo estable con el ión duro F (FeF^{2+}), el cual es alrededor de cuatro ordenes de magnitud más estable que el complejo formado con el ion I^- .

- En las rocas ácidas existe una correlación negativa en Ag^+ , As y Be^{2+} ; en tanto, en las rocas básicas se tiene en Cd^{2+} y Co^{2+} . Lo anterior es debido a que los metales blandos (Cu^+ , Ag^+ , Au^+ , Au^{3+} , Hg^{2+} , Cd^{2+} y Sn^{2+}), se asociarán con los haluros en una secuencia de estabilidad opuesta a la de los metales duros, $F < Cl < Br < I$, donde la interacción más estable es con el donante polarizable blando I^- .

6.2.2 Fluoruro en el agua subterránea.

Mecanismos de liberación de fluoruro dentro del acuífero.

Con base en las características geológicas, hidrogeológicas e hidrogeoquímicas de la región, se cuenta con dos explicaciones en relación con la liberación de fluoruros dentro del acuífero superior establecido en los valles de Atemajac y Toluquilla: la meteorización química de las rocas, a través de la asociación entre la disolución ^{6.1} y una serie de reacciones químicas, tales como la hidrólisis ^{6.2}, oxidación ^{6.3} e hidratación ^{6.4}, principalmente y la existencia de un efecto hidrotermal ^{6.5} relacionado a un flujo regional vertical ascendente .

El primer mecanismo está relacionado con la alteración de las rocas ígneas que conforman la secuencia litológica de la porción occidental de la región, principalmente, las de tipo ácido como la obsidiana, riolita y andesita.

Durante el proceso de disolución se lleva a cabo la disociación de las moléculas en iones debido al agua que actúa como agente disolvente; no obstante, este proceso no implica ninguna transformación en la composición química del material disuelto; sin embargo, una vez disueltos los materiales se precipitan al desaparecer el agente disolvente.

El principal proceso químico de la alteración que se presenta es la hidrólisis, en ésta se llevan a cabo los siguientes aspectos: 1) la rotura de la estructura del mineral, debido a su pequeño tamaño y a su gran movilidad, los iones H^+ se introducen con facilidad en las redes cristalinas, lo que produce la pérdida de su neutralidad eléctrica; para recuperarla, el cristal silicatado tiende a expulsar a los cationes, cuya carga es también positiva; como consecuencia, la estructura cristalina colapsa, y se liberan también los aniones, como el caso de los fluoruros. 2) Lavado o lixiviado de una parte de los iones liberados, que son transportados por las aguas fuera de la roca meteorizada. 3) Neoformación de otros minerales, por la unión de los iones que dan como resultado compuestos insolubles. Durante la interacción agua-roca, el H^+ que se intercambia, proviene de la disociación del ácido carbónico que se forma durante el proceso natural de recarga del agua subterránea. De este modo el bicarbonato está en relación directa con el consumo de iones hidrógeno durante el intercambio de cationes, reacción que incrementa el pH.

6.1) La disolución es un proceso físico que consiste en la disociación de las moléculas en iones gracias a un agente disolvente, en nuestro caso el agua. Este proceso no implica ninguna transformación en la composición química del material disuelto. Una vez disueltos los materiales se precipitan al desaparecer el agente disolvente. Frecuentemente esta precipitación se hace en el mismo lugar de la disolución.

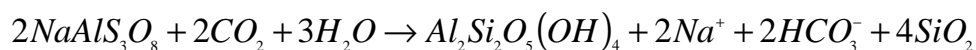
6.2) La hidrólisis es un proceso químico que consiste en el desdoblamiento de una molécula en presencia del agua (concretamente los iones H^+ , que hacen que el agua se comporte como un ácido débil). La consecuencia es la destrucción de los edificios cristalinos, dando lugar a la progresiva separación y lavado de la sílice, la mica, los feldespatos y cualquier otro elemento que componga la roca. Como consecuencia se forman minerales arcillosos y residuos metálicos arenosos.

6.3) Reacción a través de la cual un elemento pierde un electrón e incrementa en un protón su valencia positiva, es importante en minerales en los cuales existan elementos que pueden oxidarse, como es el Fe, Mn, S.

6.4) Proceso por el cual las moléculas de agua pueden ser adicionadas o removidas de un mineral, con la consiguiente formación de otro.

6.5) Hidrotermalismo es el conjunto de efectos producidos por el agua a una temperatura mayor que la ambiental (Pantoja-Alor y Gómez-Caballero, 2004).

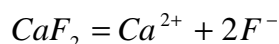
El citado proceso se puede ejemplificar a través de la disolución de la albita, la cual, como se observa en la siguiente reacción, libera el HCO_3^- y el Na^+ , consume CO_2 (aq), decrece la P_{CO_2} e incrementa el pH.



Adicionalmente al proceso de disolución de los principales minerales normativos que constituyen a las rocas de la zona en estudio (cuarzo y plagioclasas, ver Tabla 3.7), el contenido de Na^+ en el agua subterránea se incrementará debido a un proceso de intercambio iónico (Figura 5.12) lo que motiva que decrezca la concentración de Ca^{2+} , la cual es removida de la disolución de la calcita, como se muestra a continuación:



Paralelamente, resultado de la disolución de la fluorita presente en la secuencia litológica de la zona en estudio, se tendrá la presencia de fluoruro en el agua, como se señala a continuación:



El efecto de las reacciones arriba establecidas podría ser un decremento en la concentración de Ca^{2+} y un incremento en el contenido de HCO_3^- , Na^+ y F^- . Al respecto, en la Figura 6.4 se observa que la relación entre el contenido de HCO_3^- y Ca^{2+} es de alrededor de 10:1 y que los mayores valores se presentan en el agua de los Grupos I y IIIB. El primero relacionado con un flujo vertical ascendente y una concentración de fluoruro > 2.4 mg/l; el segundo, corresponde a un flujo local y un contenido de fluoruro < 1.0 mg/l.

Por otra parte, al presentar una facie predominante Na- HCO_3 el agua del acuífero superior de los valles de Tesistán y Toluquilla, de acuerdo con Mclvor (1990; en: Saxena y Ahmed, 2001), se acelerará el desgaste de la roca incrementando la disolución de CaF_2 y liberando los fluoruros en el agua a través del tiempo, como se muestra en las siguientes reacciones; en éstas, la concentración de las especies iónicas disueltas y el pH del agua juegan un papel importante.

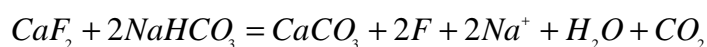
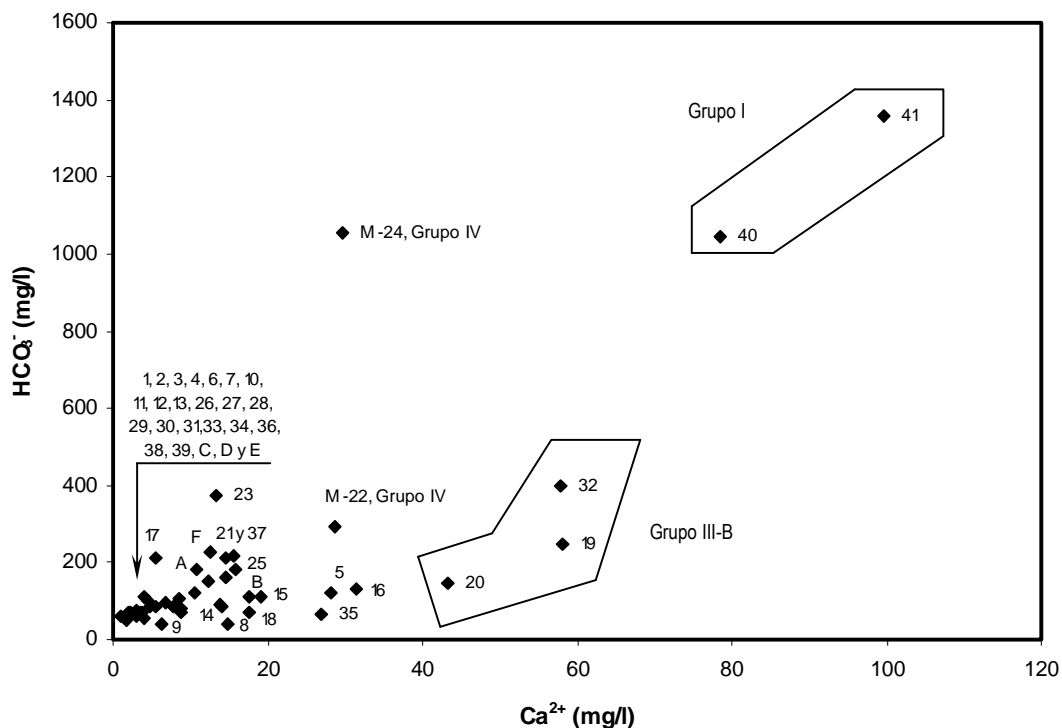


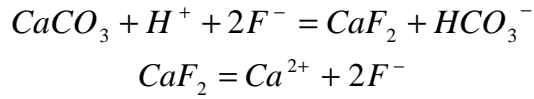
Figura 6.4. Relación entre HCO_3^- vs Ca^{2+} en el agua del acuífero superior de los valles Atemajac y Toluquilla.



El segundo mecanismo de liberación de fluoruros dentro del acuífero superior de los valles de Atemajac y Toluquilla, está relacionado con la recarga a través de un flujo regional vertical ascendente que origina la presencia de agua termal en la zona localizada entre los poblados de Santa Anita y Toluquilla (descrita en el subinciso 2.4.2), así como por la disolución de las plagioclasas cálcicas y el flúor contenido en las rocas básicas situadas en la región.

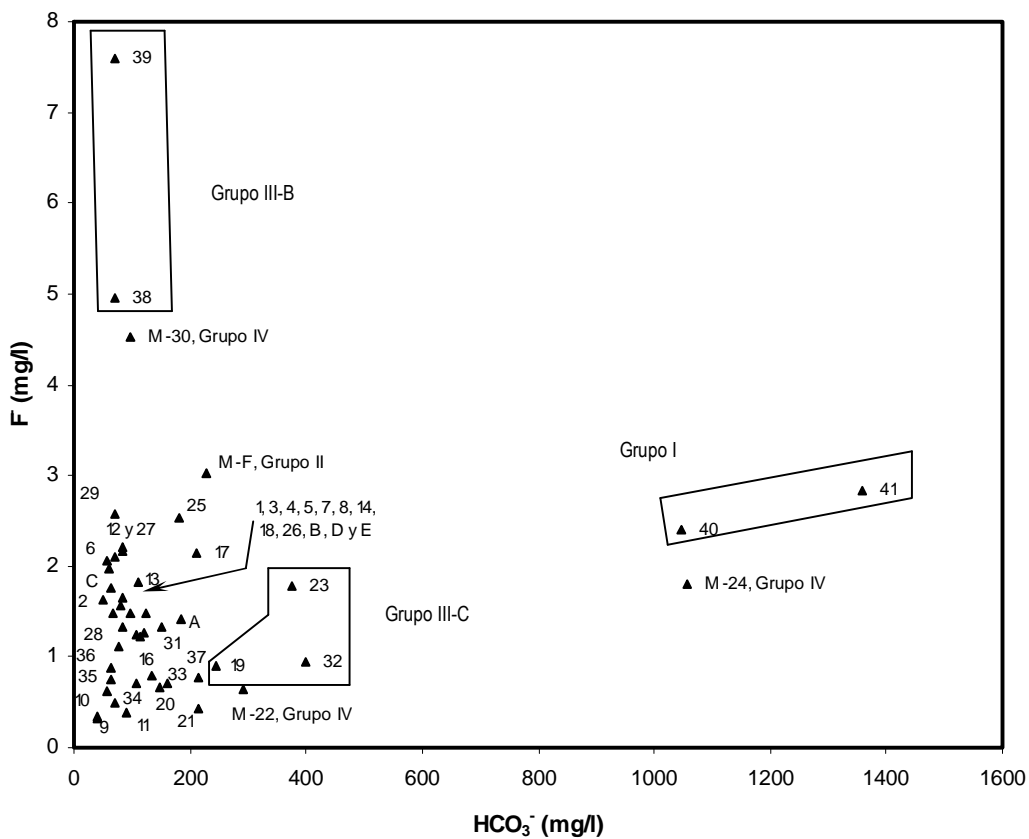
Los análisis químicos de las aguas termales (Grupo I) revelan que éstas poseen una gran cantidad de sales (ver Tabla 5.4), las cuales han sido disueltas por el agua en su paso a través de la secuencia litológica; asimismo, el agua subterránea al calentarse servirá como medio para el transporte del calor de profundidades someras a la superficie.

Al aumentar su temperatura, el agua incrementará su capacidad de disolver algunos minerales como el cuarzo, K-feldespato, K-mica y halloysita, los cuales están sobresaturados en el acuífero en estudio (Tabla 5.6); al mismo tiempo que disuelve menos algunos minerales como la calcita (Tabla 5.5). No obstante, la sobresaturación de calcita en la muestra 41 (Grupo I) y su contenido de fluoruro de 2.4 mg/l, sugiere que los minerales ricos en calcita (CaCO_3) de las rocas ígneas básicas ahí ubicadas podría estar favoreciendo la disociación del fluoruro de los minerales que los contienen, como por ejemplo:



Es evidente que si el pH fuera constante, la actividad del fluoruro sería directamente proporcional al HCO_3^- . Sin embargo, ello no se refleja en la mayor parte del agua establecida en el acuífero en estudio, al relacionar el contenido de HCO_3^- vs F^- (Figura 6.5).

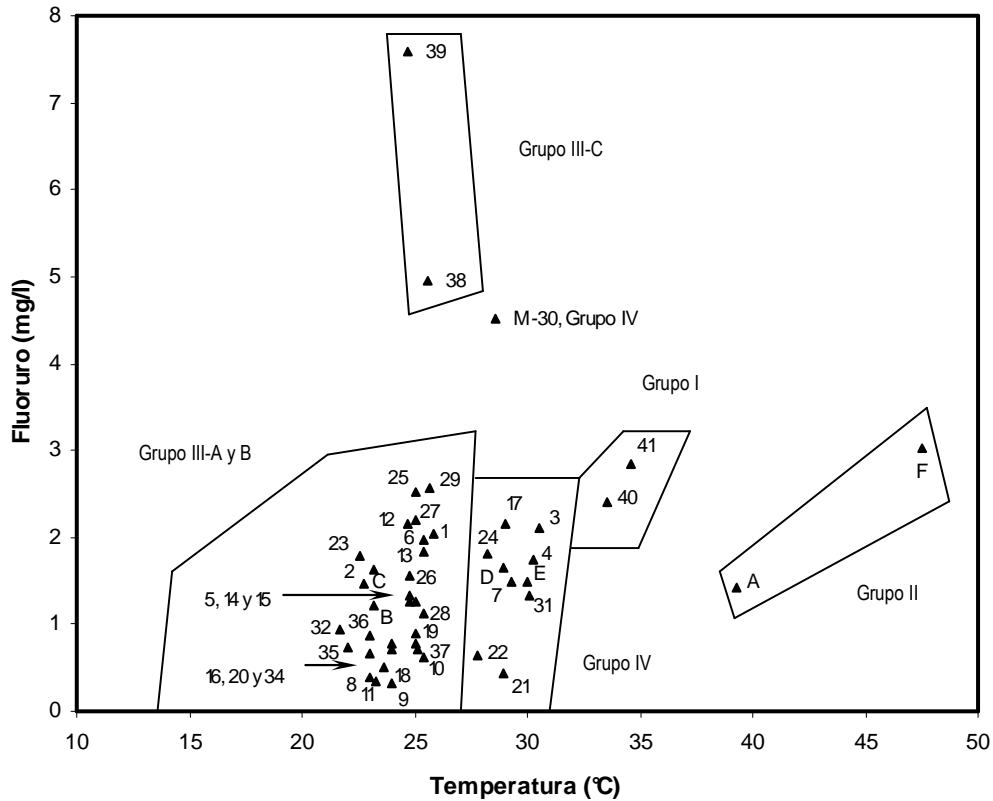
Figura 6.5. Relación entre HCO_3^- vs F^- en el agua del acuífero superior de los valles Atemajac y Toluquilla.



Ciertamente en el segundo mecanismo de liberación de fluoruro en el agua del acuífero superior de los valles de Atemajac y Toluquilla, juega un papel importante la temperatura del recurso hídrico subterráneo de los Grupos I y II (Figura 6.6); en el agua del Grupo III (A, B y C) el aporte de fluoruro está en función del contenido de fluorita de las rocas ígneas ácidas, más que de la temperatura.

En el caso del agua del Grupo IV, el contenido de fluoruro en ellas estará definido por el porcentaje de mezcla de las aguas provenientes del Grupo I y III.

Figura 6.6. Relación entre la Temperatura vs F⁻ en el agua subterránea de los valles Atemajac y Toluquilla.



Procesos naturales que controlan la ocurrencia del fluoruro en el acuífero.

La ocurrencia de fluoruro en el acuífero superior contenido en los valles de Atemajac y Toluquilla, de acuerdo con los mecanismos de liberación citados, sería:

Caso 1. Meteorización química de las rocas ígneas ácidas, infiltración-recarga y transporte de agua fría a través de un flujo local.

El fluoruro liberado en este primer mecanismo, una vez incorporado al sistema de flujo del acuífero, primeramente es transportado por el propio movimiento del agua, en la dirección general del flujo y a una velocidad igual a la del agua subterránea. Sin embargo, a causa de las tortuosidades del terreno, los fluoruros tenderán a separarse de la trayectoria ideal del agua y a moverse con diferente velocidad, originándose una *dispersión mecánica o hidráulica*.

Una evidencia de lo anteriormente señalado sería considerar la trayectoria del flujo relacionada con las muestras 39 y 38 (Grupo III-C) y la muestra 30 (Grupo IV) y la concentración de F⁻. Ciertamente, esta última, presenta una mezcla con el agua

proveniente de las primeras del 88.03 por ciento; el contenido de fluoruro varía de 7.59 mg/l, en la muestra 39, 4.96 mg/l en la muestra 38 a 4.52 mg/l en la muestra 30.

Caso 2. Meteorización química de las rocas ígneas básicas, infiltración-recarga y transporte de agua térmica a través de un flujo vertical ascendente.

En el segundo mecanismo de liberación de fluoruros, primeramente, el transporte de estos compuestos se realizará mediante la *difusión*; en ésta, no se produce movimiento de solutos a través del movimiento del agua. El movimiento es debido sólo a la existencia de un gradiente de concentración, no hidráulico. Su efecto es la tendencia a la igualación de concentración en cualquier parte del sistema. Posteriormente, el movimiento del fluoruro se llevará a cabo a través de una combinación de la *dispersión hidráulica* y la *difusión molecular*, denominada *dispersión hidrodinámica*.

Lo anterior podría evidenciarse si se considera la mezcla de agua proveniente de las muestras 40 y 41 (Grupo I) y la muestra 24 (Grupo IV), en la que esta última presenta una mezcla del 83.19 por ciento con el agua de las primeras y en donde el contenido de fluoruro varía de 2.84 a 1.80 mg/l.

Procesos que afectan la movilización y el transporte de fluoruros en el acuífero.

Caso 1. Meteorización química de las rocas ígneas ácidas, infiltración-recarga y transporte de agua fría a través de un flujo local.

En este primer mecanismo, de acuerdo con los valores señalados en Tabla 5.4 se observa un incremento en el contenido de fluoruro en relación con el pH alcalino mostrado por el agua del Grupo III-C (muestras 38 y 39) y Grupo IV (muestra 30). Asimismo, es de notar una relación inversamente proporcional entre la dureza del agua y el contenido de fluoruro en la mayor parte del agua del Grupo III A.

Caso 2. Meteorización química de las rocas ígneas básicas, infiltración-recarga y transporte de agua térmica a través de un flujo vertical ascendente.

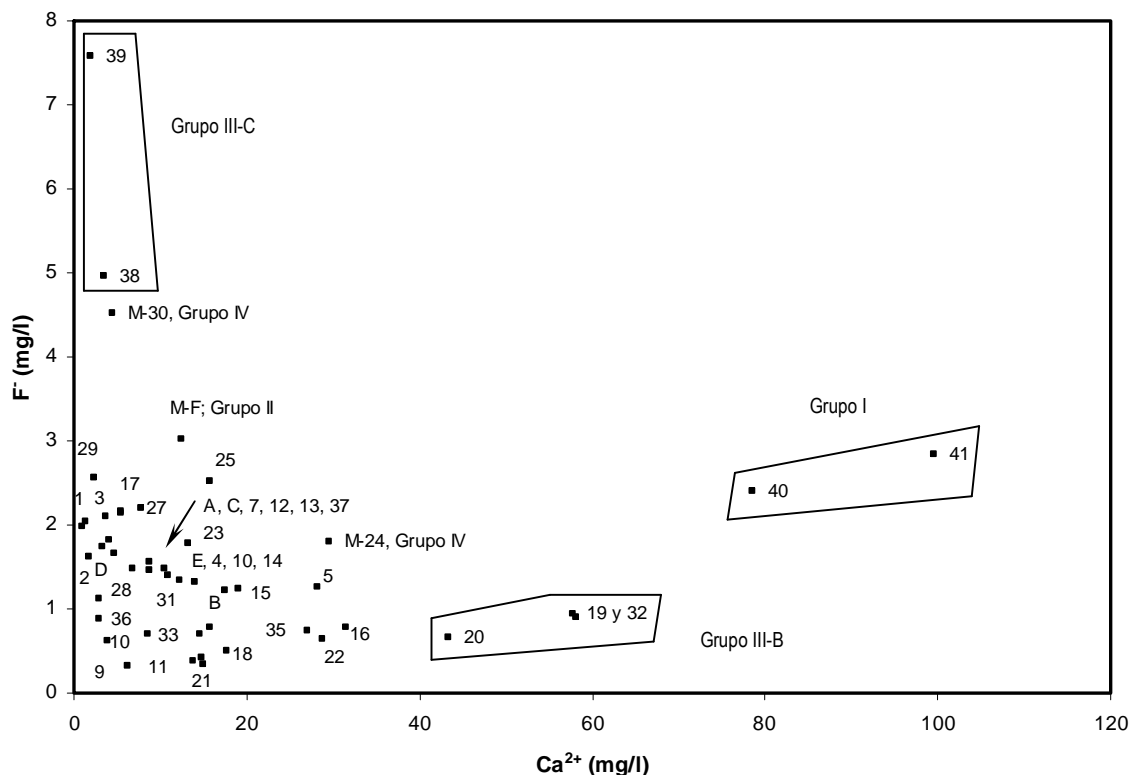
En el segundo mecanismo, el transporte y la transformación de los fluoruros, principalmente, en el agua del Grupo I (muestras 40 y 41) dependen principalmente de la dureza del agua, la temperatura y la presencia de materiales intercambiadores de iones.

Ambos Casos.

De acuerdo con Hem (1992), la afinidad del F^- por el Ca^{2+} (elemento muy difundido) hacen que estos se unan para formar el fluoruro de calcio; sin embargo, se precipita el CaF_2 si el agua continúa disolviendo sales cálcicas o al efectuarse un cambio de bases; por lo que la tendencia es que el contenido de F^- en el agua subterránea se incrementa cuando decrece el contenido de Ca^{2+} , como se presenta en la mayor

parte del agua de los Grupos II, III (A y C) y IV establecidos en el acuífero de la zona en estudio (Figura 6.7).

Figura 6.7. Relación entre F⁻ vs Ca²⁺ en el agua del acuífero superior de los valles Atemajac y Toluquilla.



Fetter (1993) sugiere que las concentraciones y actividades de Ca²⁺ y F⁻ en un agua se presentarían como se muestra en la Tabla 6.6.

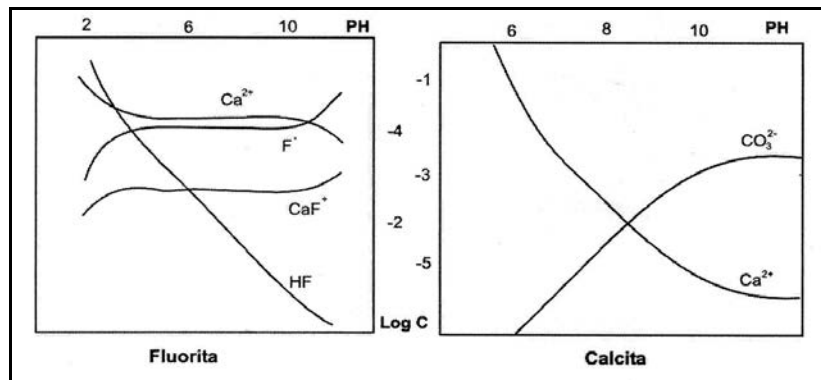
Tabla 6.6. Equilibrio del fluoruro en función de la actividad del calcio.

Calcio		Fluoruro	
Actividad (mol)	Concentración (mg/l)	Actividad (mol)	Concentración (mg/l)
2×10^{-2}	800	4048×10^{-5}	0.85
10^{-2}	400	6.31×10^{-5}	1.20
5×10^{-3}	200	8.92×10^{-5}	1.70
10^{-3}	40	2.00×10^{-4}	3.79
5×10^{-4}	20	2.82×10^{-4}	5.36
10^{-4}	4	6.31×10^{-4}	11.99

Por otra parte, Shen *et al.*(1989) al realizar estudios sobre la solubilidad de la fluorita y la calcita en laboratorio, demostraron que: i) el contenido de F⁻ en el agua

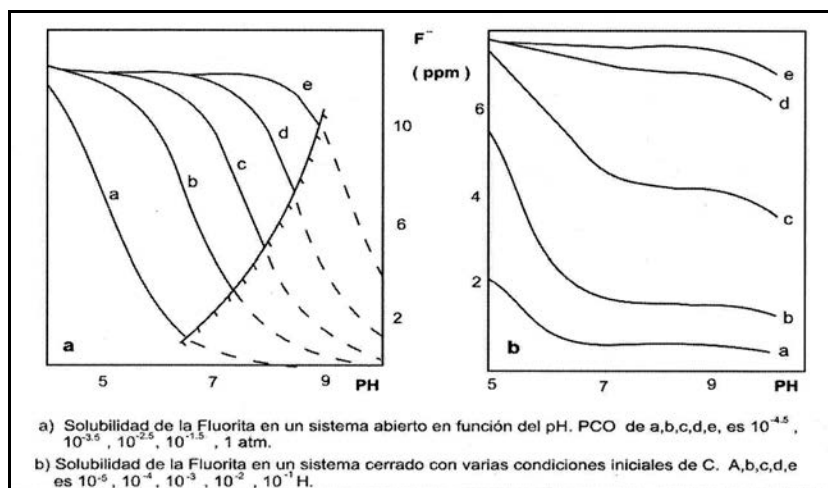
subterránea generalmente es bajo en un ambiente ácido, cambia en una situación neutral y es grande en un ambiente alcalino; ii) una situación alcalina es favorable para la solución de los silicatos de fluoruro, pero no para la solución de la fluorita; iii) las características de solubilidad de la fluorita varían al cambiar el contenido de CO_2 y la concentración de Ca^{2+} , en un sistema acuoso con temperatura y presión atmosférica normales, como se muestra en la Figura 6.8, y iv) al considerar la solución de la fluorita en un agua que contiene CO_2 en solución ($\text{CaF}_2\text{-CO}_2\text{-H}_2\text{O}$), demostraron que la habilidad del enriquecimiento del flúor en solución en un sistema cerrado es pequeña en comparación con un sistema abierto (Figura 6.9); además de que el contenido de CO_2 en solución en un agua podría producir un cierto efecto en el transporte del flúor.

Figura 6.8. Solubilidad de la fluorita y la calcita en agua pura a presión y temperatura atmosférica normales.



Fuente: Shen *et al.*(1989).

Figura 6.9. Solubilidad de la fluorita en un sistema abierto y en un cerrado.

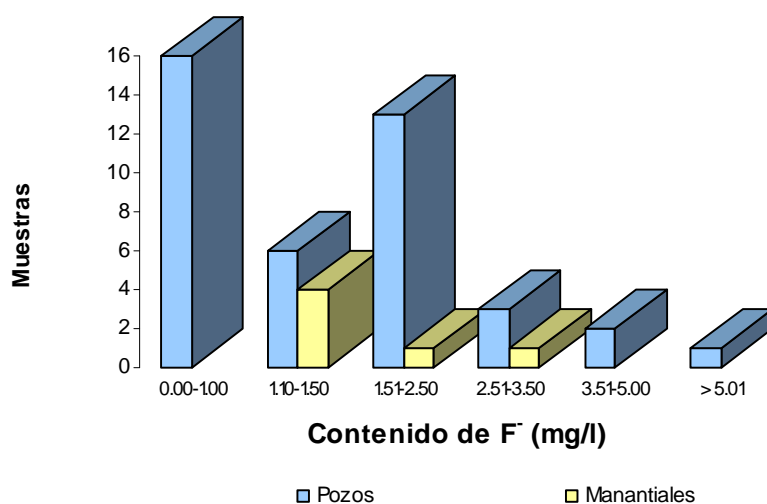


Fuente: Shen *et al.*(1989).

Contenido y distribución espacial.

Tomando como base el contenido del agua proveniente de 41 pozos y 6 manantiales (Tabla 5.4) se tiene, estadísticamente, un valor mínimo de F^- de 0.33 mg/l; máximo de 7.59 mg/l; promedio de 1.68 mg/l y una desviación estándar de 1.31 mg/l. La distribución de frecuencias en el contenido de fluoruros en la zona en estudio, para el año de 2001, es como se indica en la Figura 6.10.

Figura 6.10. Distribución de frecuencias en el contenido de fluoruro en el agua del acuífero superior de los valles de Atemajac y Toluquilla (2001).

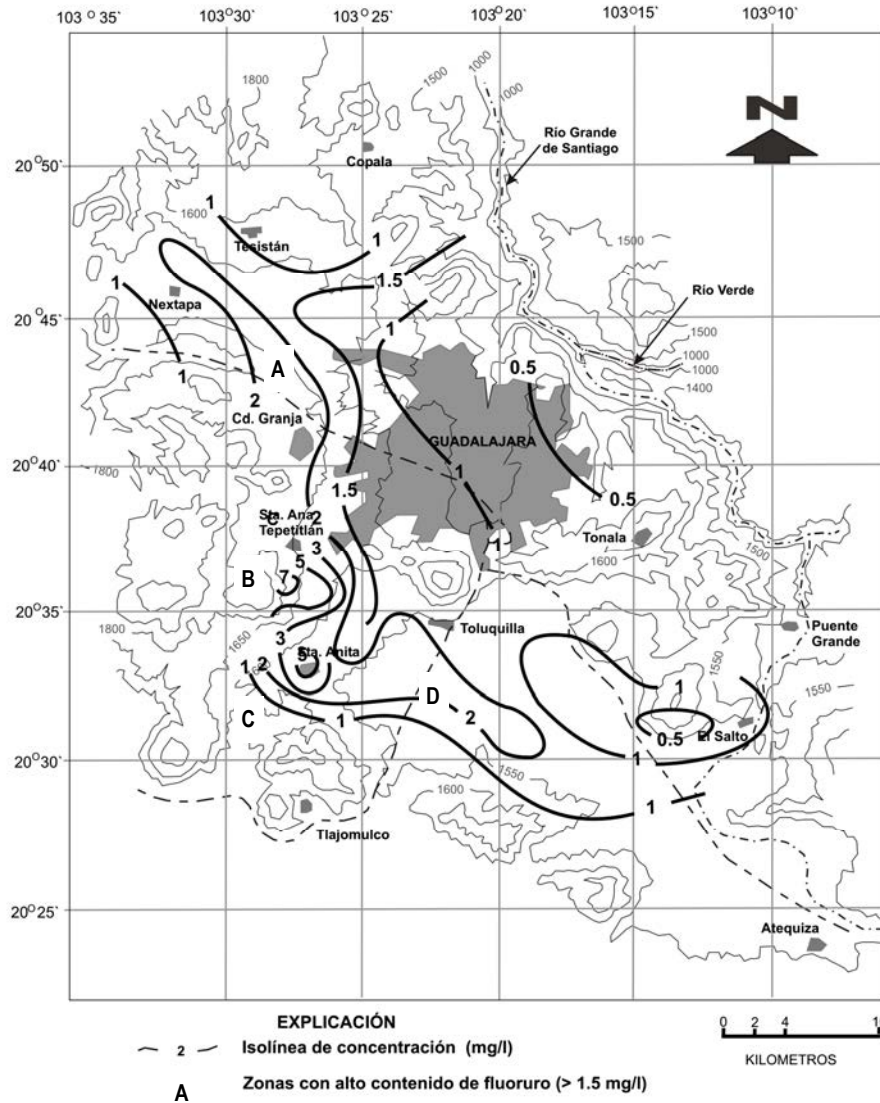


La distribución espacial del contenido de fluoruro para el año 2001, se muestra en la Figura 6.11. En ésta, se observa que la mayor concentración de F^- en el agua subterránea contenida en los valles de Atemajac y Toluquilla se localiza en la porción occidental (zonas A, B y C), limitando con la estructura de la caldera de la Primavera; adicionalmente, en este último valle, se cuenta con una zona anómala en el contenido de fluoruro > 1.5 mg/l (límite máximo establecido para el consumo de agua potable; en SS, 1996), en el agua subterránea localizada en su parte central (zona D).

La conexión de las citadas zonas con los grupos de agua establecidos en el Capítulo 5 y los mecanismos de liberación de fluoruro dentro del acuífero, se describe a continuación:

Las zonas A y C están relacionadas con el agua del Grupo III-A. El agua presenta valores de temperatura que varían entre 22.0 y 25.8 °C; así como contenidos de STD que van de 190 a 435 mg/l; HCO_3^- , 39.04 a 214.72 mg/l; Na^+ , 32.90 a 76.7 mg/l y una dureza total que varía entre 4.43 y 131.7 mg/l.

Figura 6.11. Contenido de fluoruro en el agua del acuífero superior de los valles Atemajac y Toluquilla (2001).



La zona B concuerda con el agua del Grupo III-C, ésta es agua fría proveniente de pozos relacionada con el flujo local en la zona en estudio, con alto contenido de fluoruro, entre 4.96 y 7.59 mg/l; STD entre 212 y 220 mg/l; temperatura entre 24.7 y 25.6°C y HCO_3^- entre 69.54 y 70.76 mg/l. Este grupo de agua está relacionado con los domos riolíticos con pumicita y obsidiana de la caldera de la Primavera.

La zona D está en conexión con el agua del Grupo I, muestra una facie $\text{HCO}_3\text{-Mg-Na}$, valores de temperatura que varían entre 33.5 y 34.6 °C, concentraciones de STD de 1 400 a 1 850 mg/l; B^- de 3.36 a 5.31 mg/l; F^- de 2.40 a 2.80 mg/l y K^+ , de 25 a 35 mg/l.

El mecanismo de liberación de fluoruro en el agua de las zonas A, B y C es a través de la meteorización química de las rocas ígneas ácidas, infiltración-recarga y transporte de agua fría a través de un flujo local; mientras que en la zona D es mediante la meteorización química de las rocas ígneas básicas, infiltración-recarga y transporte de agua térmica a través de un flujo vertical ascendente.

CONCLUSIONES

El sistema hidrogeológico Atemajac - Toluquilla está ubicado en el límite noreste de la fosa de Tepic-Zacoalco adscrita a la Faja Volcánica Transmexicana (FVT). La fosa no es simétrica con fallas maestras bien definidas, sino más bien, es una zona de transición compleja que está delimitada al norte por la Sierra Madre Occidental y al sur por las sierras graníticas del Bloque de Jalisco.

Los valles de Atemajac y Toluquilla representan las porciones bajas de la región, las que se hallan limitadas por cerros, conos volcánicos, mesetas y domos. Un rasgo estructural específico localizado en la porción centro-occidental limítrofe de los citados valles, es la caldera de la Primavera, cuya expresión superficial es una serie de fallas normales y fracturas semi-circulares que la limitan.

La secuencia litológica en la zona en estudio está conformada por: i) un basamento granítico del Oligoceno; ii) rocas del Grupo San Cristóbal del Mioceno que, hacia el subsuelo de los valles de Atemajac y Toluquilla, son basaltos y andesitas; mientras que hacia la caldera son andesitas y riolitas con escasos basaltos (esta secuencia contiene el yacimiento geotérmico); iii) rocas del Grupo Guadalajara del Plioceno-Pleistoceno, representadas en la superficie por domos silíceos e ignimbritas y hacia el subsuelo de los valles, por basaltos, andesitas, brechas volcánicas y tobas; en tanto, hacia la caldera se cuenta con rocas riolíticas; iv) pumicitas de la Formación Toba Tala del Plioceno, así como conos cineríticos y domos silíceos que afloran en los valles; en tanto, hacia la caldera se tienen domos de pumicita con obsidiana afírica que suprayacen a domos riolíticos y v) depósitos aluviales del Holoceno que cubren parcialmente a los valles, mientras que, hacia la caldera, se cuenta con depósitos lacustres.

El contenido de flúor (en % de peso) establecido en la secuencia litológica varía entre 0.126 y 0.658; siendo las rocas ígneas ácidas las que presentan mayor concentración.

El flujo de calor evidenciado en esa porción de la FVT, indica que en el subsuelo aún pueden existir cámaras magmáticas en proceso de enfriamiento, cuya temperatura quizá no sea suficiente para provocar nuevas erupciones, pero sí, para generar sistemas hidrotermales activos, como sería el caso de la solfatara La Soledad y el campo geotérmico de Cerritos Colorados ubicado en la caldera de la Primavera. En este sentido, utilizando los datos de sílice obtenidos en este estudio, se tiene que las temperaturas de equilibrio en los valles de Atemajac y Toluquilla, a través del geotermómetro de calcedonia, oscilan entre 50 y 85°C; los mayores valores de temperatura se establecen hacia la porción occidental de los valles y hacia la zona ubicada entre los poblados de Santa Anita y Toluquilla (parte centro-occidental del valle de Toluquilla); estos últimos, considerando un gradiente geotérmico de 4°C/100m, estarían relacionados con las rocas del Grupo San Cristóbal.

Un estudio de interacción agua vs roca en ocho muestras de la secuencia litológica de la zona en estudio determinó que la concentración máxima de fluoruro en el agua lixiviada procedente de las rocas volcánicas básicas varía entre 0.04 y 0.70 mg/l; mientras que el contenido máximo proveniente de las rocas ácidas oscilan entre 0.26 y 2.47 mg/l. Asimismo, definió que en las muestras de andesita, obsidiana y riolita se tiene que, a mayor tiempo de contacto, el contenido de fluoruro en el agua lixiviada se incrementa. Mientras que los altos valores de solubilidad en las rocas ígneas básicas se suscitan en los primeros 15 días de lixiviación; posteriormente, el contenido de fluoruro desciende o se estabiliza, debido a la presencia de calcio.

Hidrogeológicamente se establece la existencia de dos acuíferos: el inferior representado por las rocas del Grupo San Cristobal y el superior, por las rocas del Grupo Guadalajara, los depósitos de la Formación Toba Tala y los aluviones. En el caso de la caldera de la Primavera, el acuífero inferior es el que contiene el fluido geotérmico; mientras que para el caso de los valles de Atemajac y Toluquilla, el acuífero superior es el que se encuentra actualmente en explotación a través de 1 276 pozos, 771 norias y seis manantiales, localizados principalmente en la parte centro-occidental de la zona en estudio.

Las rocas que conforman al acuífero superior (p.e., aluvión, pumicita y basalto) presentan valores de transmisividad que varían entre 3.5×10^{-4} y 1.6×10^{-2} m²/s. Así como rendimientos específicos que oscilan entre 0.009 a 7.35 l/s/m.

Los flujos de agua establecidos, en relación con la información geológica, hidrológica y geoquímica, sugieren que la recarga del acuífero superior es local como regional. El primero es función de la infiltración-recarga que se suscita en las partes topográficamente altas, principalmente, en los domos riolíticos de la caldera de la Primavera y cuyo contenido de $\delta^2\text{H}$ en el agua subterránea es más negativo; en tanto, el segundo, está relacionado con la recarga a través de un flujo regional vertical ascendente que origina la presencia de agua termal en la zona localizada entre los poblados de Santa Anita y Toluquilla, la cual, isotópicamente, muestra un proceso de evaporación.

El análisis de las cargas potenciométricas (1990-2001) señalan una dirección del flujo local del agua del acuífero superior de los valles de Atemajac y Toluquilla que parte de la caldera hacia las planicies de los valles, con una tendencia a descargar hacia el río Santiago. En tanto, la evolución del nivel estático, en el mismo periodo, señala abatimientos entre 5 y 33 metros en la porción centro-occidental de la zona; así como la recuperación de niveles de entre 1 y 15 m en las áreas limítrofes con la estructura de la caldera de la Primavera, debido a la suspensión del bombeo y/o a la introducción de agua a través de una de las fallas normales que limita a la caldera.

El acuífero inferior de la caldera presenta una facie hidrogeoquímica Na-Cl y el superior, Na-HCO₃-Cl. Un balance de cloruros realizado en este estudio definió que el agua proveniente del acuífero inferior al superior en la caldera de la Primavera es del 10.69 por ciento. La relación de algunas concentraciones en las aguas de ambos acuíferos en la caldera varía alrededor de 1:2 a 1:10; presentándose las mayores

relaciones en los iones de Li^+ , Cl^- y B^- . En tanto, el agua del acuífero superior de los valles de Atemajac y Toluquilla muestra doce facies hidrogeoquímicas, en donde sobresalen: $\text{Na-HCO}_3\text{-Cl}$, que representa el 44.68% del total; Na-Ca-HCO_3 , con el 10.63% y Na-Cl-HCO_3 , con el 8.51%; así como Mg-Na-HCO_3 y Na-Mg-HCO_3 , con el 6.38% cada una. En conjunto, estas cinco facies constituyen más del 75% del total del agua analizada en 41 pozos y seis manantiales.

El estado de saturación de 21 minerales seleccionados y dos gases, señala que el agua del acuífero superior de los valles de Atemajac y Toluquilla, está sobresaturado en cuarzo, K-feldespato, K-mica y halloysita; subsaturado en villaumita, criolita, halita, anhidrita, yeso, epsomita, periclasa, sepiolita, CO_2 y H_2 . Asimismo, algunas muestras que presentan una sobresaturación en el mineral correspondiente, son: 2 en fluorita; 1 en sellaita; 1 en silvina; 1 en thenardita; 1 en aragonita; 3 en calcita, 1 en calcedonia, 7 en alunita y 2 en albita.

De acuerdo con la información geológica, hidrogeológica y geoquímica se establece la existencia de cuatro grupos de agua (uno de ellos se subdivide en tres) en el acuífero superior de los valles de Atemajac y Toluquilla, cuyas características son:

- *Grupo I.* En conexión con un flujo regional vertical ascendente en la zona, presenta una facie $\text{HCO}_3\text{-Mg-Na}$, valores de temperatura entre 33.5 y 34.6°C, concentraciones de STD de 1 400 a 1 850 mg/l; B^- , de 3.36 a 5.31 mg/l; F^- , de 2.40 a 2.80 mg/l y K^+ , de 25 a 35 mg/l. El agua de este grupo corresponde a la zona anómala térmica establecida en el valle de Toluquilla (muestras 40 y 41). Isotópicamente, las muestras presentan un proceso de evaporación.
- *Grupo II.* Agua termal establecida en dos manantiales ubicados en la porción noreste de la ciudad de Guadalajara (muestras A y F), cuya altura de descarga presenta un desnivel de 200 m con respecto a la altura promedio de 1 600 m.s.n.m. del valle de Atemajac; con temperaturas que varían entre 38 y 47.5°C, relacionadas con el gradiente geotérmico de la región; muestran contenidos de $\text{Na}^+ < 125$ mg/l, $\text{HCO}_3^- < 230$ mg/l, STD < 520 mg/l y F^- entre 1.41 y 3.02. La facie hidrogeoquímica es $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$.
- *Grupo III-A.* Agua fría proveniente de pozos y manantiales relacionada con el flujo local en la zona en estudio. Muestra valores de temperatura que varían entre 22.0 y 25.8°C; contenidos de STD que van de 190 a 435 mg/l; HCO_3^- , 39.04 a 214.72 mg/l; Na^+ , 32.9 a 76.7 mg/l y F^- , 0.33 a 2.57 mg/l. Las facies hidrogeoquímicas son diversas y corresponden a la secuencia litológica relacionada con cada pozo o manantial, así como a los factores que influyen en la disolución y solubilización de las sales en la zona.
- *Grupo III-B.* Agua fría extraída de pozos, en correlación con el flujo local en la zona en estudio (muestras 19, 20, 23 y 32). Presenta valores de temperatura que varían entre 21.7 y 25.8°C; contenidos de STD que van de 560 a 711 mg/l; HCO_3^- , 147.62 a 400.16 mg/l; Na^+ , 45.7 a 98.0 mg/l y F^- , 0.67 a 1.78 mg/l. Las facies hidrogeoquímicas son diversas. Isotópicamente las muestras 19 y 20 presentan

una evaporación parcial en el agua de recarga proveniente de las aguas almacenadas en la presa Osorio ubicada al oriente de la ciudad Guadalajara.

- *Grupo III-C.* Agua fría proveniente de pozos en conexión con el flujo local en la zona en estudio, con alto contenido de fluoruro, entre 4.96 y 7.59 mg/l (muestras 38 y 39); STD entre 212 y 220 mg/l; temperatura entre 24.7 y 25.6°C y HCO_3^- entre 69.54 y 70.76 mg/l. Presenta una facie $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$. La muestra 39 isotópicamente presenta valores más negativos debido a un efecto de altitud en la recarga del agua de lluvia.
- *Grupo IV.* Agua de mezcla de los grupos I y III-A, B y C (muestras 3, 4, 7, 17, 21, 22, 24, 30, 31, D y E), presenta un temperatura que varía entre 27.8 y 30.5°C; concentraciones de STD que van de 212 a 480 mg/l; HCO_3^- , 64.66 a 1056.52 mg/l; Na^+ , 43.50 a 170.90 mg/l y F^- , 0.43 a 4.52 mg/l. Ciertamente, el 55% de la principal facie hidrogeoquímica es $\text{HCO}_3\text{-Cl-Na}$, la parte adicional corresponde a la secuencia litológica relacionada con cada pozo o manantial, así como al grado de mezcla con otras aguas. Al respecto de esto último, a través de un balance de cloruros, se determinó que algunas muestras de agua de este grupo tienen una mezcla de más del 80 por ciento con aguas de los Grupos I y III.

Lo arriba planteado permite establecer que el primer mecanismo de liberación de fluoruro en el agua del Grupo III (A, B y C) está relacionado con la meteorización química de las rocas ígneas ácidas, infiltración-recarga y transporte de agua fría a través de un flujo local. El segundo mecanismo concordante con el agua de los Grupos I y II, corresponde con el incremento en la temperatura del agua, a través de un flujo regional vertical ascendente o por gradiente geotérmico, así como por la disolución de las plagioclasas cálcicas y el flúor contenido en las rocas básicas situadas en la región. En el caso del agua del Grupo IV, el contenido de fluoruro en ella estará definido por el porcentaje de mezcla con las aguas provenientes del Grupo I y III.

Algunos de los procesos que condicionan la movilización y el transporte de fluoruro son: para el primer caso, el incremento en el contenido de fluoruro estará en relación con el pH alcalino del agua; ello se observa, principalmente, en el agua del Grupo III-C (muestras 38 y 39). En tanto, para el segundo caso, básicamente en el agua del Grupo I (muestras 40 y 41) la concentración de fluoruro estará en función de la dureza del agua, la temperatura y el intercambio iónico. En ambos casos, en vista de la afinidad del F^- por el Ca^{2+} , hará que estos se unan para formar el fluoruro de calcio; sin embargo, al precipitarse éste último, el agua continuará disolviendo sales cálcicas o al efectuarse un cambio de bases; por lo que la tendencia es que el contenido de F^- en el agua subterránea se incrementará cuando decrezca la concentración de Ca^{2+} , como se presenta en la mayor parte del agua de los Grupos II, III (A y C) y IV establecidos en el acuífero de la zona en estudio. No obstante, la sobresaturación de calcita en la muestra 41 (Grupo I) y su contenido de fluoruro de 2.4 mg/l, sugiere que los minerales ricos en calcita (CaCO_3) de las rocas ígneas básicas ahí ubicadas podría estar favoreciendo la disociación del fluoruro de los minerales que los contienen.

BIBLIOGRAFÍA

1. Alatorre-Zamora, M. A. and Campos-Enríquez, J. O. (1992): La Primavera Caldera (Mexico): Structure inferred from gravity and hydrogeological considerations. *Geofísica Internacional*, Vol. 31, No. 4, pp. 371-382.
2. Allan, J. F. (1986): Geology of the Colima and Zacoalco grabens, SW México: Late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt. *US, Geological Society American Bulletin*, No. 97, pp. 473-485.
3. Ariel Consultores, S. A. (1989-1990): Estudio geohidrológico en la zona de Tesistán – Atemajac, Jalisco. CNA-SGAA-GAS, Contrato SGAA-89-47.
4. Aumento, F. y Gutiérrez-Negrín, L. C. A. (1980): Geocronología de los Azufres, Mich. Informe 3-80. Oficina de Exploración. Comisión Federal de Electricidad. Inédito.
5. Best, M. G. (1982): *Igneous and Metamorphic Petrology*. US, Freeman, Sn. Fco., 630 p.
6. Burgstahler, W. A. (1997): Fluoridated Water and Down's Syndrome. *International Society for Fluoride Research XXI. Conference Abstracts*.
7. Calahorra-Fuertes, P. (1998): Estudio hidrogeoquímico y de incidencia de ciertos elementos nocivos naturales en las aguas subterráneas en el estado de Chihuahua, México. *Memorias del 4º Congreso Latinoamericano de Hidrología Subterránea*, Vol. 2, pp. 1009-1036.
8. Calmbach, L. (1997): *Aquachem. Aqueous Geochemical Analysis, Plotting and Modeling*. V 3.6. Waterloo Hydrogeologic, Inc. 145 p.
9. Campos-Enríquez, J. O. and Alatorre-zamora, M. A. (1998): Shallow cristal structure of the junction of the grabens of Chapala, Tepic-Zacoalco and Colima, Mexico. *Geofísica Internacional*, Vol. 37, No. 4, pp. 263-282.
10. Cantagrel, J. M. and Robin, C. (1979): K-Ar dating on eastern Mexican volcanic rocks- Relations between the andesitic and he alkaline provinces. *US, Journal Volcanology and Geotherm. Res*, 5, pp. 99-114.
11. Carmichel, I. S. E., Turner, J. J. and Verhoogen, J, (1974): *Igneous Petrology*. US, Mc Graw-Hill, New York, 739 p.
12. Cardona, B. A., Carrillo, R. J. J. y Armienta, M. A. (1993): Elementos traza: Contaminación y valores de fondo en aguas subterráneas de San Luis Potosí, México. *Geofísica Internacional*, Vol. 32, pp. 277-286.

13. Cardona-Benavides, A. y Carrillo-Rivera, J. J. (1995): Control equilibrio-solubilidad en la concentración de fluoruro en el agua subterránea del centro de México. Actas INAGEQ, Vol.1, pp. 51-56.
14. Catalán-Lafuente, J. G. (1981): Química del Agua. España, Ed. Gráficos Alonso S.A., 423 pp.
15. Centro Nacional de Desarrollo Municipal (2000): Enciclopedia de los Municipios. Gobierno del Estado de Jalisco.
16. Centro Panamericano de Ingeniería Sanitaria y Ciencias del Ambiente y Organización Panamericana de la Salud (2000): Guías de la Organización Mundial de la Salud para la Calidad del Agua.
17. Cerriteño-Rodríguez, O. (1992): Descripción del acuífero mesotermal de la Primavera, Jal. C. F. E., Informe Técnico (inédito), 16 p.
18. Comisión Federal de Electricidad (2000): Geotermia. Gerencia de Geotermia, 23 p.
19. Comisión Nacional del Agua (CNA, 1991) Mapa hidrogeológico del Estado de Jalisco. Informe Técnico s/n (inédito), 60 p.
20. Comisión Nacional del Agua (CNA, 1994): Manual para evaluar recursos hidráulicos subterráneos. 244 p.
21. Consejo de Recursos Minerales (CRM, 1992): Monografía Geológico – Minera del Estado de Jalisco. Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, 122 p.
22. Custodio-Gimena, E. y Llamas-Madurga, R. (1983): Hidrología Subterránea España, Ed. Omega, 2350 pp. (Tomo I, 1-1157 p. y Tomo II, 1164-2350 p.).
23. Chen, C., Sino, Y. and Jiangxi, Ch. (1998): Fluoride Transfer Contributing to Fluorosis in Pingxiang Region in Jiangxo, China. Abstracts of Papers presented at the XXIIInd Conference of the International Society for Fluoride Research. New Zealand.
24. Darling, W. G. (1996): Groundwater hydrology of the Chapala – Guadalajara area, and other aspects of the hydrogeochemical work of IMTA. Report on a Mission to Mexico for the IAEA.
25. Davis, N. S. y De Wiest, R. (1981): Hidrogeología. España, Ed. Ariel. 563 p.

26. Delgado-Granados, H. (1993): Late Cenozoic tectonics offshore western Mexico and its relation to the structure and volcanic activity in the western Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, Vol. 32, No. 4, pp. 543-559.
27. Delgado, H., Cervantes, P. y Molinero, R. (1993): Origen de la Faja Volcánica Transmexicana hace 8.3 Ma. y sus migraciones hacia el W, SW y SSW desde hace 5.3 Ma. *Memorias de la Reunión 1993 de la Unión Geofísica Mexicana*, pp. 31-32.
28. Demant, A. (1978): Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. UNAM, Instituto de Geología, *Revista*, Vol. 2, Núm.2, pp. 263-273.
29. Demant, A. (1982): Interpretación geodinámica del volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano. UNAM, Instituto de Geología, *Revista*, Vol. 5, No. 2, pp. 217-222.
30. Domenico, A. P. y Schwartz, W. F. (1998): *Hydrogeology. Physical and Chemical*. US, John Wiley & Sons, Inc., 505 p.
31. Environmental Protection Agency (EPA, 1991): MINTEQ: geochemical equilibrium speciation model. US.
32. Faure, G. (1998): *Principles and Applications of Geochemistry*. US, Prentice-Hall, Inc. 600 p.
33. Ferrari, L., Garduño, V. H., Pasquaré, G. and Tibaldi, A. (1994): Volcanic and tectonic evolution of Central Mexico: Oligocene to Present. *Geofísica Internacional*, Vol. 33, pp. 91-105.
34. Ferrari, L., Petrone, M. Ch. and Francalanci, L. (2001): Generation of oceanic-island basalt-type volcanism in the western Trans-Mexican volcanic belt by slab rollback, asthenosphere infiltration, and variable flux melting. *Geological Society of America*, Vol. 29, No. 6, pp. 507-510.
35. Ferrari, L. (2002): Miocene slab detachment events in central Mexico: Causes and consequences. *Actas INAGEQ, Resúmenes de la III Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, México*, Vol.8, 154 p.
36. Fetter, C. W. (1993): *Contaminant Hydrogeology*. Us, Macmillan Publishing Company. 457 p.
37. Flint, E. (1980): *Principios de Cristalografía* (Trad. Hisbert, T. M.). URSS, Moscú, Editorial Paz. 248 p.

38. Freeze, R.A. y Cherry, J.A. (1979): Groundwater. US Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, N.J. 604 p.
39. Georex, S. A. (1996): Actualización del estudio geohidrológico de la zona conurbada de Guadalajara. Cuencas de Toluquilla, Atemajac y Cajititlán. Sistema Intermunicipal de Agua Potable y Alcantarillado.
40. Giggenbach, W. F. (1997): The Origin and Evolution of Fluids in Magmatic-Hydrothermal Systems. En: Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, Tercera Edición, Hubert L. Barnes (ed.), John Wiley & Sons Inc. Publication, pp. 737-796.
41. Gilbert, C. M., G. Mahood and Caremichel, I. S. E. (1985): Volcanic Stratigraphy of the Guadalajara area, México. Geofísica Internacional, Vol. 24, No. 1, pp. 169-191.
42. González, H. L., Sánchez, D. L. F. y Mata, A. I. (1990): Estudio hidrogeoquímico e isotópico del acuífero granular de la Comarca Lagunera. México, CNA – IMTA, Informe técnico inédito, 200 p.
43. González, H. L., Sánchez, D. L. F., Mata, A. I., Ortiz, F. G. y Hofmann, M. (1992): Estudio hidrogeoquímico e isotópico de la zona de Toluquilla – Ocotlán – La Barca, Jal. CNA, IMTA, Informe técnico inédito, 152 p.
44. González, H. L., Sánchez, D. L. F. y Mata, A. I. (1994): Vulnerabilidad a la contaminación por fuentes geotermales y descarga de los acuíferos de Toluquilla – Tesistán, Jal. México, CNA – IMTA, Informe inédito, 180 p.
45. Grijalva, H. M. I., Barba, L. M. E. y Laborín, A. A. (2001): Ingestión y excreción de fluoruros en niños de Hermosillo, Sonora, México. Salud Pública de México, Vol. 43, No. 2, pp. 127-134.
46. Gutiérrez-Negrín, L. C. A. (1984): Petrografía y mineralogía secundaria en el Pozo SM-1, San Marcos, Jal.". CFE, Informe 9-84. Inédito.
47. Gutierrez-Negrín, L. C. A. (1988a): The Primavera Geothermal Field, Jalisco. Geothermal Resources Council, Transactions, No. 12, pp. 161-165.
48. Gutiérrez-Negrín, L. C. A. (1988b): Sinopsis sobre el campo geotérmico de la Primavera. CFE, Informe inédito AVR10-16/88.
49. Gutiérrez-Negrín, L. C. A. (1991): Recursos geotérmicos en La Primavera, Jalisco. Ciencia y Desarrollo, Vol. XVI, No. 96, pp. 57-69.
50. Hem, D. J. (1992): Study and Interpretation of the Chemical Characteristics of Natural Water. U. S. Geological Survey Water, Supply Paper 2254, Third Edition, 263 pp.

51. Henley, W. R., Truesdell, H. A. and Barton, Jr. B. P (1984): Fluid-Mineral Equilibria in Hydrothermal Systems. US, Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology, Vol. 1, 267 p.
52. Hurlbut, Jr., C. (1980): Manual de Mineralogía de Dana (Trad. Guzmán, M.). España, Barcelona, 653 p.
53. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI, 1985): Síntesis Geográfica del Estado de Jalisco. México, SPP, 306 p.
54. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI, 1999): Estadísticas Económicas, Indicadores de Empleo y Desempleo.
55. Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI, 2000): Estudio hidrológico del Estado de Jalisco. México, SPP, 87 p.
56. Johnson, E. E. (1975): El agua subterránea y los pozos. Johnson Division, UOP Inc., 513 p.
57. Karanjac, J. (1989): Ground Water Software. GW3 Pumping Test Data Base and Analysis. United Nations, User's Manual, Versión 1.0, pp. 31-50.
58. Karthikeyan, G. and Shunmugasundarraaj, A. (2000): Isopleth Mapping and In-Situ Fluoride Dependence on Water Quality in the Krishnagiri Block of Tamil Nadu in South India. US, Fluoride, Vol. 33, No. 3, pp. 121-127. Research Report.
59. Kennedy, C. D. (1999): Pan-Asia- Pacific Conference on Fluoride and Arsenic Research.
60. Langmuir, D. (1997): Aqueous Environmental Geochemistry. Prentice Hall, Inc., 589 p.
61. Lu, Y., Sun, Z. R., Wu, L. N., Wang, X., Lu, W. and Liu, S. S. (2000): Effect of High-Fluoride Water on Intelligence in Children of Tianjin, China. US, Fluoride, Vol. 33, No. 1. XXIIIrd ISRF Conference Abstracts.
62. Lugo-Hubp, J. y Córdova-Fernández, C. (1992): Regionalización geomorfológica de la República Mexicana. UNAM, Instituto de Geografía, Boletín No. 25, pp.25-63.
63. Maciel-Flores, R. y Rosas-Elguera, J. (1992): Modelo geológico y evaluación del campo geotérmico La Primavera, Jal. Geofísica Internacional, Vol. 31, No. 4, pp. 359-370.

64. Mahood, G. A. (1980): Geological Evolution of a Pleistocene Rhyolitic Center: Sierra La Primavera, Jal. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, No. 8, pp. 199-230.
65. Medellín, M. P., Alfaro, T. M. C., De Lira, S. A. G., Nieto, A. B. and Sarabia, M. I. (1993): Fluorides in drinking water, its correlation with parameters of the aquifer and effect on dental health in the City of San Luis Potosi, Mexico. *Proc. Water Quality Tech. Conf., Am. Water Works Assoc.* 2, pp. 1011-1024.
66. Miller, G. W., Supe, J. L. and Vedina, O. T. (1999): Accumulation of Fluoride in Plants Exposed to Geothermal and Industrial Water. *US, Fluoride*, Vol. 32, No. 2, pp. 74-83. Research Report.
67. Mooser, F. (1972): The Mexican Volcanic Belt. Structure and tectonics. *Geofísica Internacional*, Vol.12, pp. 55-70.
68. Morán-Centeno, D. (2004): El debate sobre el origen del Eje Neovolcánico Mexicano. UNAM, Instituto de Geología. Nota Técnica, 5 p.
69. Nieto, O. J., Delgado, A. L. y Damon, E. P. (1981): Relaciones petrográficas y geocronológicas del magmatismo de la Sierra Madre Occidental y el Eje Neovolcánico en Nayarit, Jalisco y Zacatecas. *Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México. XIV Convencional Nacional*, pp. 327-362.
70. Ortega, G. F., Mitre, S. L. M., Roldán, Q. J., Aranda, G. J. J., Morán, Z. D., Alaniz, A. S. A. y Nieto, S. A. .F. (1992): Texto explicativo de la quinta edición de la carta geológica de la República Mexicana. México, UNAM y SEMIP.
71. Pantoja-Alor, J. y Gomez-Caballero, J. A. (2004): Los sistemas hidrotermales. *Ciencias No. 75*, Julio-Septiembre, pp. 14-22.
72. Parkhurst, D. L. and Appelo, C. A. J. (1999): User's guide to PHREEQC: a computer program for speciation, batch reaction, one-dimensional transport and inverse geochemical calculations. *Water Resources Investigations. Report 95-4259*. US Geological Survey, Denver, Co.
73. Pasquaré, G. and Zanchi, A. (1985): Cenozoic volcanism and tectonics in Western-Central México. *Rend. Accad. Naz. Licci*, No. 95, pp. 293-301.
74. *Petróleos Mexicanos (Pemex, 1994)*: Saneamiento del acuífero granular de la porción SE de la ciudad de Guadalajara. Informe técnico inédito.
75. Petrone C.M., Francalanci L., Carlson R.W., Ferrari L. and Conticelli S. (2003): Unusual coexistence of subduction-related and intraplate-type magmatism: Sr, Nd and Pb isotope and trace elements data from the magmatism of the San Pedro-Ceboruco graben (Nayarit, Mexico). *Chemical Geology*, Vol. 193, pp. 1-24.

76. Prol-Ledesma, R. M. and Juárez-G. (1985): Silicica geotemperature mapping and thermal regime in the Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, Vol. 24, No. 4, pp. 609-621.
77. Ral, K.; Agarwal, M.; Dass, S. and Shrivastav, R. (2000): Fluoride diffusion in alluvial soil: dependence on some crucial factors. *US, Fluoride*, Vol. 33, No. 1. XXIIIrd ISRF Conference Abstracts.
78. Ramírez, S. G., Casco del Razo, J. y Mata, V.V.M. (1982): Hidrología regional de la zona geotérmica de la Primavera-San Marcos-Hervores de la Vega, Jal. Informe técnico (inédito), C.F.E.
79. Reimann, C. and De Caritat, P. (1998): *Chemical Elements in the Environment: factsheets for the Geochemist and Environmental Scientist*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 398 p.
80. Romero-G, C. (1980): Estudio geológico y geofísico en el área geotérmica de la Primavera, Jal. CFE, Informe técnico (inédito).
81. Rosas, E. J. L., Ferrari, L., López, M. M. and Urrutia, F. J. (1997): Stratigraphy and tectonics of the Guadalajara region and triple-junction area, western Mexico. *Revista del Instituto de Geología*, No. 39, pp 125-140.
82. Sánchez-Díaz, L. F. (1989): Los Acuíferos de la Ciudad de México: Su estado actual y alternativas de solución para su control y conservación. México, Instituto Politécnico Nacional, Tesis de Maestría en Ciencias (inédita), 382 p.
83. Saxena, V. K. and Ahmed, S. (2001): Dissolution of fluoride in groundwater: a water – rock interaction study. *US, Environmental Geology*, No. 40, pp. 1084 – 1087.
84. Secretaría de Comercio y Fomento Industrial (SECOFI, 1981): Norma Mexicana NMX-K-513-1981. Agua Destilada para Análisis Químicos-Especificaciones. México, Diario Oficial, 13 de Mayo de 1981.
85. Secretaría de Comercio y Fomento Industrial (SECOFI, 2001): Norma Mexicana NMX-AA-077-SCFI-2001. Análisis de Aguas - Determinación de Fluoruros en Aguas Naturales, Residuales y Residuales Tratadas (Cancela a la NMX-AA-077-1982). México, Diario Oficial.
86. Secretaría de Salud (SS, 1996): Norma Oficial Mexicana NOM-127-SSA1-1994. Salud ambiental, agua para uso y consumo humano. Límites permisibles de calidad y tratamientos a que debe someterse el agua para su potabilización. México, Diario Oficial / 18- Enero-1996, pp. 41-49.

87. Sistema Intermunicipal de Agua Potable y Alcantarillado (1998): Boletín Informativo, 12 p.
88. Shen, Z., Zhou, M. and Tang, M. (1989): The characteristics of fluorine in groundwater of North China and the significance of fluorite-water interaction to fluorine transportation. *Water-Rock Interaction*. Ed. Balkema, Rotterdam, pp. 801-804.
89. Smith, R. L. and Baileys, R. A. (1968): Resurgent cauldrons. *Geol. Soc. Amer., Memory 116*, pp. 613-662.
90. Strunecka, A. and Patocka, J. (1999): Pharmacological and Toxicological Effects of Aluminofluoride Complexes. *US, Fluoride*, Vol. 32, No. 4, pp. 230-242. Research Report.
91. Toma, S., Kreidman, J., Vedina, O. and Veliksar, S. (1999): Some Observations on Fluoride Problems in the Moldova Republic. *US, Fluoride*, Vol. 32, No. 2, pp. 67-70. Research Report.
92. Tóth, J. (1999): Groundwater as a geologic agent: An Overview of the causes, proceses, and manifestations. *Hydrogeology Journal*, Vol. 7, No. 7, pp. 1-14.
93. Trejo, V. R., Alarcón, H. M. T., Martínez, L. Y., Romero, N. P. y Salvador, M. J. (1997): Niveles de fluoruros en el agua de los pozos de la ciudad de Durango. *Ingeniería Hidráulica en México*, Vol. XII, No. 3, pp. 51-57.
94. Trejo-Vázquez, R. y Bonilla-Petriciolet, A. (2001): Exposición a fluoruros del agua potable en la ciudad de Aguascalientes, México. *Revista Panamericana de Salud Pública* No. 10 (2), pp. 108-113.
95. Urrutia, F. J., Alva, V. L. M., Rosas, E. J., Campos, E. O., Goguitchaichvili, A., Soler, A. A. M., Caballero, M. C., Venegas, S. S. and Sánchez, R. S. (2000): Magnetostratigraphy of the volcanic sequence of Río Grande de Santiago-Sierra de la Primavera region, Jalisco, western Mexico. *Geofísica Internacional*, V. 39, Núm. 3, pp. 247-265.
96. Venegas, S. S., Herrera, F. J. J. y Maciel, F. R. (1985): Algunas características de la Faja Volcánica Mexicana y de sus recursos geotérmicos. *Geofísica Internacional*, Vol. 24; No. 1, pp. 47-81.
97. Venegas, S. S., Ramírez, S. G., Romero, G. C., Reyes, V. P., Razo, M. A.; Gutiérrez, N. L. C. A., Arellano, G. F. and Rerezyera, Z. J. (1991): La Primavera geothermal field, Jalisco. *The Geology of North America*, Vol. P-3, Economic Geology, Mexico. The Geological Society of America.
98. Viggiano-Guerra, J. C. y Ramírez-Silva, G. R. (1996): Clasificación de los sistemas geotérmicos. *Actas INAGEQ*, Vol. 2, pp.197-202.

99. Villanueva-Martínez, M. e Iglesias-López, A. (1984): Pozos y Acuíferos: Técnicas de evaluación mediante ensayos de bombeo. Instituto Geológico y Minero de España, 426 p.
100. Vincenzo de Michele (1973): El Mundo de los Cristales. Barcelona, España. 65 p.
101. Watkins, N. D., Gunn, B. M., Baski, A. K., York, D. and Ade-Hall, H. (1971): Paleomagnetism, geochemistry and potassium-argon ages of the Rip Grande de Santiago volcanics, Central Mexico. Geol. Soc. Am. Bull, 82, pp. 1955-1968.
102. World Health Organization (WHO / 1994): Fluorine and Fluorides. United Nations Environment Programme, Environmental Health Criteria Series, No.36. 109 p.
103. World Health Organization (WHO / 2002): Fluorides. Geneva. Environmental Health Criteria Series, No. 227. 207 p.
104. Wright, J.V. (1981): The Rio Caliente Ignimbrite: Analysis of a compound intrapliian ignimbrite from a major late-Quaternary mexicana eruption. Bulletin of Vulcanology, No. 44, pp. 189-212.
105. Zarate-del Valle, P. F. y Simoneit, T. R. B. (2005): La generación de petróleo hidrotermal en sedimentos del Lago Chapala y su relación con la actividad geotérmica del rift Citala en el estado de Jalisco, México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, V. 22, Núm. 3, pp. 358-370.