

GOBIERNO DEL ESTADO DE
AGUASCALIENTES

UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO

2059

SUBSECRETARIA DE ECOLOGIA.

INSTITUTO DE GEOFISICA

**DEFINICION DEL FLUJO REGIONAL DE AGUA SUBTERRANEA, SU
POTENCIALIDAD Y USO EN LA ZONA DE LA CIUDAD DE AGUASCALIENTES
AGS.**

-Fase II, Estudio Regional

INFORME DE AVANCE

Diciembre, 1995

**DEFINICION DEL FLUJO REGIONAL DE AGUA SUBTERRANEA, SU
POTENCIALIDAD Y USO EN LA ZONA DE LA CIUDAD DE AGUASCALIENTES
AGS.**

-Fase II, Estudio Regional

participantes

SUBSECRETARIA DE ECOLOGIA

Biol. Hilda Hesselboch Moreno
Dr. Roberto Margain Hernandez
Ing. Jaime Sanchez Nieves

INSTITUTO DE GEOFISICA

Dr. J. Joel Carrillo Rivera
M en C Antonio Cardona Benavides
Dr. Ian D. Clark (U. de Ottawa)
Ing. Angelica Molina Maldonado
Ing. Arnulfo Sanchez Valerio

INDICE

RESUMEN

1. RESULTADOS E IMPLICACIONES

2. ANTECEDENTES:

3. OBJETIVOS

4. METODOLOGÍA

5. GEOLOGÍA

6. HIDROLOGÍA SUBTERRÁNEA

7. HIDROGEOQUÍMICA

8. SISTEMAS DE FLUJO

RESUMEN

El conocimiento del funcionamiento de las aguas subterráneas es un requisito para lograr definir un programa de manejo adecuado del recurso. EL presente trabajo representa un paso adicional en esta línea. Las acciones desarrolladas, aunque no son concluyentes por ser parte de un estudio en tres etapas, si cumple con la meta de obtener información de importancia fundamental para reforzar el esquema inicial presentado en el primer informe de avance de 1994.

Los trabajos desarrollados produjeron elementos adicionales que permiten: (i) ampliar la definición del funcionamiento hidrogeológico de la región y su control por la presencia de sistemas de flujo regional, (ii) definir un sistema intermedio y tres sistemas principales de flujo regional; estos últimos se originan más allá de los límites (políticos) del estado y al ser ampliamente alterados han reducido su presencia en los sistemas de agua superficial, (iii) constatar la problemática de las pérdidas de carga en los pozos por deficiencias de su perforación, diseño, construcción y operación, aspecto considerado al calcular las características hidráulicas de las unidades hidroestratigráficas, (iv) analizar los sistemas de flujo en los planos horizontal y vertical con base en esquemas hidrogeoquímicos, en especial elementos menores como el litio, (v) indagar posibles controles naturales geológico-químico del fluoruro en las aguas subterráneas y (vi) estimar, con geotermómetros, la profundidad de circulación de 2.1 a 2.5 km los sistemas de flujo regional.

Los trabajos desarrollados permiten sustentar los aspectos anteriores con base en lo expuesto a continuación.

La evolución de la respuesta de la temperatura del agua subterránea, con un aumento de entre 5 y 15°C, en los últimos 15 años, es un elemento adicional que permite demarcar que el funcionamiento hidrogeológico de la región el cual está ampliamente controlado por la presencia de sistemas de flujo regional los cuales están avanzando verticalmente hacia arriba desplazando el agua fría existente.

Aspectos hidrogeoquímicos como la temperatura, fluoruro, litio, calcio, entre otros, permitieron definir tres sistemas principales de flujo regional denominados Oriental, Occidental y Norte, los cuales se originan más allá de los límites (políticos) del estado. Estos sistemas de flujo aportaron el flujo

base a los ríos de la región, en especial, el Aguascalientes. Los cambios en el régimen de flujo subterráneo (extracciones por bombeo, construcción de presas y bordos, cambio en el uso del suelo, entre otros) a lo largo de la región de influencia del sistema (regional) en particular, han reducido su presencia y potencial en los sistemas de agua superficial que antaño fluían por la zona de estudio.

Las características hidráulicas de las unidades hidroestratigráficas se definió por medio del análisis de modelación numérica, esto permitió constatar la importancia de las conductividades hidráulicas verticales en pozos en el medio fracturado (en comparación con las conductividades hidráulicas horizontales) las cuales son de hasta dos ordenes de magnitud mayores que las últimas. Resultados que marcan la importancia de la componente vertical de flujo en la zona de estudio. Este análisis permitió, adicionalmente, constatar la problemática de pérdidas de carga en pozos por deficiencias en su perforación, diseño, construcción y operación. Pérdidas del orden de 10, lo que indica que los abatimientos observados en campo son ampliados al reducirse la conductividad hidráulica, en la vecindad del pozo, en un número similar a éste.

Los aspectos hidrogeoquímicos se desarrollaron por medio de modelos de especiación, los resultados permitieron apoyar el postulado del modelo de funcionamiento hidrogeológico de la zona donde los flujos regionales son fundamentales.

Así mismo, resultados de la modelación hidrogeoquímica apoyaron en la identificación de los diferentes grupos de agua presentes correspondientes a los sistemas de flujo definidos en los planos horizontal y vertical así como a su comportamiento hidrogeoquímico.

Con base en los esquemas hidrogeoquímicos fue posible indagar posibles controles naturales del fluoruro en las aguas subterráneas, los que al parecer tienen son de tipo geológico-químico.

El análisis con geotermómetros permitió estimar la profundidad de circulación del agua subterránea de los sistemas de flujo regionales de entre 2.1 y 2.5 km.

1. RESULTADOS E IMPLICACIONES

El aumento de temperatura del agua subterránea de entre 5 y 15°C, en los últimos 15 años permite demarcar que el funcionamiento hidrogeológico de la región el cual está ampliamente controlado por la presencia de sistemas de flujo regional, los cuales están avanzando verticalmente hacia arriba desplazando el agua fría existente. El abatimiento de los niveles del agua fría (que están sobreyacentes al agua termal) corroboran este esquema planteado. La extracción del agua fría alienta el avance del agua termal.

Aspectos hidrogeoquímicos como la temperatura, fluoruro, litio, calcio, entre otros, permitieron definir tres sistemas principales de flujo regional denominados Oriental, Occidental y Norte, los cuales se originan más allá de los límites (políticos) del estado. Estos sistemas de flujo aportaron el flujo base (caudal continuo de 0.5 hasta 1m³/s) a los ríos de la región, en especial, el Aguascalientes. Los cambios en el régimen de flujo subterráneo (extracciones, construcciones de presas y bordos, cambio en el uso del suelo, entre otros) a lo largo de la región de influencia del sistema, han reducido su presencia en los sistemas de agua superficial. Al ser lentos el movimiento y respuesta de las aguas subterráneas no es clara, en muchas ocasiones, la separación de efectos de esos cambios. Con el conocimiento de aspectos tales como los consumos de agua de freatofitas y otras vegetaciones naturales se tendrán más elementos de control para marcar medidas correctivas.

La determinación de las características hidráulicas de las unidades hidroestratigráficas por medio de modelación numérica permitió constatar la importancia de las conductividades hidráulicas verticales (en comparación con las conductividades hidráulicas horizontales) las cuales son de hasta dos ordenes de magnitud mayores que las últimas. Esto se encontró, en forma especial, para las pruebas de bombeo de pozos en medio fracturado. Resultados que verifican el modelo de funcionamiento planteado que marca que el flujo regional se desplaza por las rocas fracturadas. La conductividad hidráulica vertical mayor presenta elementos adicionales de juicio que permiten marcar que la componente vertical de flujo ascendente en la zona de estudio es de primordial importancia. Este tipo de análisis de pruebas de bombeo permitió, adicionalmente, constatar pérdidas de carga del orden de 10 en todos los pozos analizados. Las implicación de estas pérdidas son varias: i) los abatimientos observados en campo son más grandes que los teóricos esperados al reducirse la conductividad hidráulica, en la vecindad del pozo, en un número similar a éste; ii) la vida útil de los pozos se ve reducida en un 50%; iii) la energía de bombeo usada se ve drásticamente

elevada y iv) como consecuencia de lo anterior los costos involucrados se ven aumentados en forma importante. El construir y operar un pozo en forma adecuada sólo aumenta su costo en una fracción, mínima, de la inversión inicial del pozo.

Los aspectos hidrogeoquímicos se desarrollaron por medio de modelos de especiación, los resultados permitieron apoyar el postulado del modelo de funcionamiento hidrogeológico de la zona. El sistema de flujo que manifiesta un recorrido mayor es el Occidental. Comparativamente, se interpreta que las aguas de los sistemas Norte y Oriental son de estancia más cortas. El sistema intermedio manifiesta definitivamente tiempos mucha más cortos de estancia en el medio. Los sistemas con mayor concentración de fluoruro son el Oriental y el Occidental; el sistema intermedio manifiesta concentraciones importantes de fluoruro, incluso mayores en 2 mg/l a las de los otros sistemas. La concentración de fluoruro esperada en las aguas subterráneas dependerá del tipo de flujo captado. Se deberá entender el control natural sobre las concentraciones de fluoruro esperadas en el sistema Oriental, esto permitirá un manejo más adecuado.

Así mismo, resultados de la modelación hidrogeoquímica apoyaron en la identificación de los cuatro diferentes grupos de agua subterránea presentes correspondientes a tres de tipo regional (Norte, Occidental y Oriental) y uno intermedio. Las zonas de recarga y descarga de estos sistemas de flujo fueron definidos en los planos horizontal y vertical. Una implicación de lo indicado en el primer párrafo, de este apartado, es que la extracción está desarrollando zonas de recarga en aquellas que antes eran de descarga, como lo es una porción importante de la zona de la ciudad de Aguascalientes. La geología fue básica para esta interpretación.

Con base en los esquemas hidrogeoquímicos fue posible indagar posibles controles naturales del fluoruro en las aguas subterráneas, los que al parecer tienen son de tipo geológico-químico. Esto parece ser sugerido por las altas concentraciones definidas en el sistema de flujo Oriental y las comparativas concentraciones menores encontradas en el flujo Norte, aunque éste último manifiesta más recorrido que el Oriental.

El análisis hidrogeoquímico permitió estimar, con el uso de geotermómetros, la profundidad de circulación del agua subterránea de los sistemas de flujo regionales, la cual es de entre 2.1 y 2.5 km. Una repercusión de estos valores es que sugieren, junto con las concentraciones de litio detectadas, una extensión lateral de estos sistemas de flujo del orden de un par de cientos de kilómetros.

2. ANTECEDENTES

Este informe presenta las actividades desarrolladas como parte de los trabajos de índole hidrogeológica para la definición de la potencialidad del flujo regional de agua subterránea en la zona de Aguascalientes. La filosofía del estudio es la de definir usos óptimos del recurso. Estos trabajos son una segunda etapa de los iniciados en 1994. Consecuentemente, son sólo una parte de los estudios cuyos resultados deben integrarse con aquellos de 1994 y de aquellos a desarrollar en 1996. Esto es, se considera que los datos aquí aportados no son resolutivos independientemente. La información, manejo y conclusiones y recomendaciones aquí vertidas son el avance del proyecto en términos de compilación y generación de información. Incluso información como la isotópica que se inició su muestreo y análisis (Universidad de Ottawa, Canadá) correspondiente en el mes de septiembre 1995 aún se encuentran un el proceso final de conteo.

La primera parte del estudio (1994) comprendió la revisión bibliográfica sobre los trabajos realizados para la zona por diversas empresas privadas. En los cuales sobre sale que la metodología de estudio utilizada es únicamente aplicable en regiones donde no existen componentes verticales importantes en el movimiento del agua subterránea; como es el caso de Aguascalientes. En general los modelos realizados suponen que la mayor parte de la extracción, está dirigida a minar el almacenamiento del acuífero. En cuanto a la subsidencia, en algunos trabajos sólo se menciona que es resultado de la *"sobreexplotación de los acuíferos"*, pero no realizan cálculos que traten de avalar esa aseveración.

En el informe de avance de 1994 el manejo de los datos fue integral, y multidisciplinario para su interpretación. Por lo que los resultados pretenden asemejarse a las condiciones de campo, pero deberán ser validados y ampliados con las metodologías que se desea incluir en las próximas etapas de trabajo. Los objetivos particulares de la etapa de 1994 incluyeron un estudio local, que considera un radio de 25 km con centro de la ciudad de Aguascalientes; las metas específicas de los trabajos fueron: *i)* establecer el funcionamiento hidrogeológico de la región, *ii)* definir los sistemas de flujo existentes, su implicación regional y relación con sistemas de agua superficial, *iii)* calcular las características hidráulicas de las unidades hidroestratigráficas, *iv)* analizar los sistemas de flujo en los planos horizontal y vertical con base en esquemas hidrogeoquímicos y *v)* establecer la vulnerabilidad a la contaminación.

3. OBJETIVOS

Los objetivos particulares de esta etapa, 1995, incluyeron un estudio regional, que considera la totalidad del estado de Aguascalientes (figura 3.1). Las metas específicas de los trabajos fueron:

- (i) establecer el funcionamiento hidrogeológico de la región.
- (ii) definir los sistemas de flujo existentes, su implicación regional y relación con sistemas de agua superficial
- (iii) calcular las características hidráulicas de las unidades hidroestratigráficas
- (iv) analizar los sistemas de flujo en los planos horizontal y vertical con base en esquemas hidrogeoquímicos.
- (v) determinar posibles controles naturales del fluoruro en el agua subterránea y
- (vi) estimar, con geotermómetros, la profundidad de circulación de los sistemas de flujo regional.

4. METODOLOGIA DE INVESTIGACIÓN

4.1. Trabajos de campo

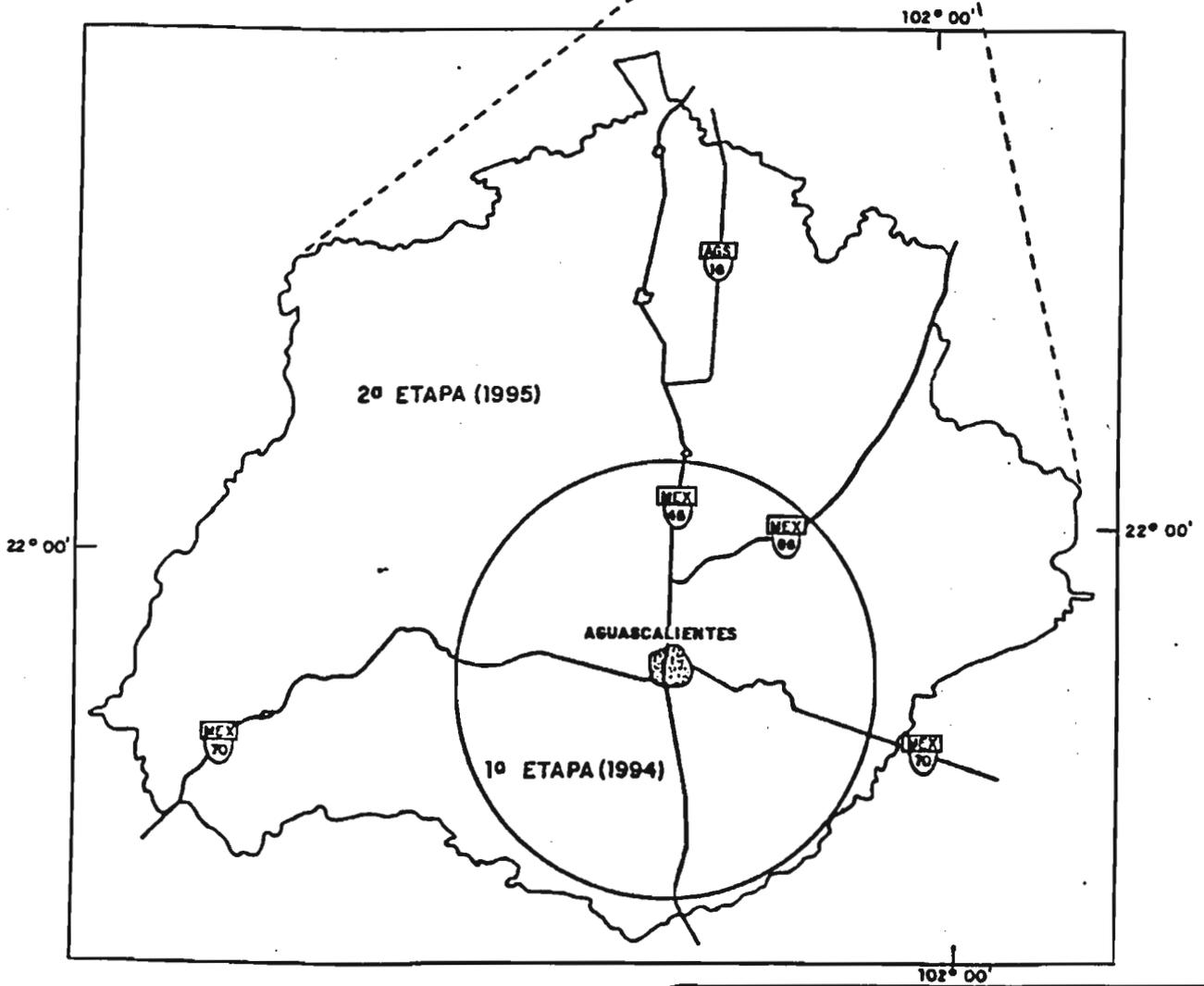
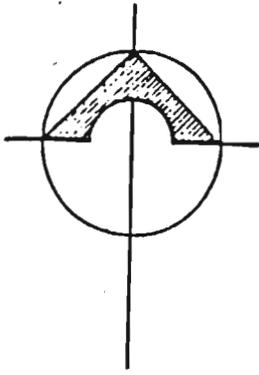
4.1.1. *Geología del subsuelo*

La información para la determinación de la geología del subsuelo incluyó el análisis de la información de cortes litológicos y registros eléctricos de pozos de agua potable. Se interpretaron, desde el punto de vista geológico, algunas secciones geofísicas (datos obtenidos de estudios previos) correlacionando las unidades geoelectricas con unidades geológicas.

4.1.2. *Muestreo de agua subterránea*

La química del agua subterránea se estudió por medio de 50 análisis físicos y químicos, realizados a sendas muestras, colectadas en pozos para abastecimiento agua potable a comunidades y poblaciones. Adicionalmente se utilizaron como referencia los 49 análisis realizados en la fase previa (ver informe de avance correspondiente a 1994).

La selección de los aprovechamientos, donde se tomó muestra de agua, se realizó con base en la información disponible de registros litológicos,



CONVENIO: GOBIERNO DEL EDO. AGUASCALIENTES
UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

SUBSECRETARÍA
DE ECOLOGÍA

INSTITUTO
DE GEOFÍSICA

LOCALIZACIÓN ÁREA DE ESTUDIO

FECHA:

FIGURA:

eléctricos, análisis químicos previos y ubicación geográfica Información que amablemente facilitó la Comisión Estatal de Agua Potable del Estado de Aguascalientes (CEAPA). Un recorrido de campo fue útil en la selección definitiva de sitios, sobre todo respecto a la inspección de las instalaciones del pozo, de esta manera se seleccionaron los que presentaron facilidades para adaptar correctamente el equipo de medición de parámetros de campo.

Se cuidó que las muestras colectadas, no tuvieran influencia del cloro que se añade en la mayoría de los pozos de agua potable que se visitaron. Cuando fue posible se tomó la muestra en una válvula previa al sitio de inyección; se desconectó el motor que inyecta la solución de cloro y/o se cerró la llave de paso que conecta a la tubería de conducción principal. Las muestras se analizaron en laboratorio por elementos mayores y traza: cloruro, sulfato, fluoruro, sodio, potasio, calcio magnesio, sílice y litio. Adicionalmente, en algunas muestras seleccionadas se realizaron análisis por bario, estroncio, deuterio, oxígeno-18 y carbono-13. (Los resultados e interpretación isotópicos, se presentarán en un informe posterior).

Los análisis de campo incluyeron la medición en una celda de aislamiento de: temperatura, pH, potencial de óxido-reducción (Eh), conductividad eléctrica y sólidos totales disueltos. Esta celda de aislamiento (con soluciones *tampon* para calibración de los aparatos a la misma temperatura del agua subterránea), limita la interacción del agua subterránea con la atmósfera, evitando en gran medida que la muestra disuelva oxígeno y se escape dióxido de carbono (previo a la medición). Al realizarse la interacción agua subterránea-atmósfera las lecturas de pH, Eh y conductividad eléctrica no serán representativas de las condiciones originales que aquellas presentan a profundidad en el acuífero.

La alcalinidad también se midió en campo, utilizando la técnica estándar de titulación con ácido clorhídrico 0.02N, utilizando alícuotas de 25ml, y fenoftaleína y verde de bromocresol como indicadores de los puntos de equivalencia. Las muestras para análisis de elementos mayores y traza, se tomaron en frascos de polietileno (prelavados en laboratorio con una solución de ácido clorhídrico y agua destilada) de 1/2 litro de capacidad, con tapa y contratapa,. En un par de botellas se tomó la muestra sin filtrar (para análisis de aniones y sílice). Se evitó la permanencia de burbujas en el seno del líquido.

La muestra para cationes y elementos traza, se filtró en campo, utilizando una membrana de acetato de celulosa de 0.45 μ m; se acidificó (pH=2), con ácido nítrico de alta pureza (para evitar precipitación y adsorción de

elementos en las paredes de la botella). Las muestras seleccionadas para deuterio y oxígeno-18, se tomaron en frascos de 125ml de capacidad, sin filtrar ni adicionar conservadores. Las muestras para carbono-13 se tomaron en frascos de vidrio de 100ml de capacidad, con tapa y contratapa.

Inmediatamente después de la toma de muestras, se colocaron en recipientes adecuados con hielo en su interior, manteniendo su temperatura alrededor de los 4°C, durante el transporte al laboratorio. Tan pronto como fué posible (menos de una semana desde que se tomó la muestra), se remitieron las muestras a la Facultad de Ciencias Químicas de la Universidad de San Luis Potosí (UASLP) y al Laboratorio del Instituto de Geofísica, UNAM (IGf).

En la UASLP se analizaron los cationes (mayores y traza), utilizando un Espectrómetro de emisión atómica con plasma acoplado inductivamente (ICP, por sus siglas en inglés). Este método de análisis se basa en el fenómeno de que al calentar adecuadamente una muestra, las especies por analizar se disocian de sus compuestos y sus átomos se excitan a un diferente estado electrónico. En este caso, la fuente de excitación es un plasma con acoplamiento inductivo. Cuando el átomo regresa al estado fundamental, emite una radiación a longitudes de onda características de cada elemento y cuya intensidad es proporcional a su concentración en la muestra.

En el laboratorio del IGf la determinación de cationes y elementos traza se hizo por espectrofotometría de absorción atómica, técnica que se basa en la medición de la absorción que se produce, en un haz de radiación de una longitud de onda adecuada (emisión de intensidad constante), debido a un medio compuesto por átomos en estado gaseoso del elemento a analizar.

La determinación de la concentración de sulfato, se hizo con el método turbidimétrico, que se basa en la precipitación de los sulfatos con cloruro de bario. La absorbancia de la suspensión de sulfato de bario se mide con un turbidímetro y la concentración de sulfato se determina por comparación con una curva estándar (Armienta *et al.*, 1987). Para el sílice se utilizó el método de azul de molibdato y para el cloruro y fluoruro electrodos de ión específico. Se utilizó un ajustador de fuerza iónica para que el coeficiente de actividad de la solución sea constante.

4.1.3. Pruebas de Bombeo

En pozos seleccionados con base en la información disponible (conocimiento del corte litológico y datos constructivos) se realizó una visita de inspección, para determinar si las instalaciones eran adecuadas para la

realización de pruebas de bombeo. Debido a que se utilizaron instalaciones y equipos de bombeo dedicados a fines diferentes a la realización de las pruebas, no fue posible realizar la prueba con el gasto de extracción óptimo, adecuar distancia al pozo de observación y su profundidad, etc.

Las principales características que se buscaron fueron: *i)* facilidad para medir la profundidad al nivel del agua (utilizando una sonda eléctrica), en el pozo de bombeo, o en un mejor caso, en uno de observación cercano, *ii)* que los pozos visitados, conectados a la red de agua potable, tengan un medidor de flujo funcionando, para estar en condiciones de medir el caudal de extracción y *iii)* la disponibilidad del operador del pozo para permitir la realización de la prueba.

La mayor limitación que se encontró, fue que aproximadamente el 85% de los pozos visitados, no cuentan con medidor de flujo, o está descompuesto. La duración de las pruebas que se lograron realizar, es corta en la mayoría de los casos, pues los tanques de almacenamiento de las poblaciones son de pequeña capacidad, y los operadores dejaban de bombear el pozo cuando se llenaba el tanque, para evitar derramar y desperdiciar el líquido.

Las pruebas de bombeo consistieron en observar la variación, con respecto al tiempo, de la profundidad al nivel dinámico en el pozo de bombeo y/o pozo de observación. Las mediciones de la profundidad al nivel dinámico se realizaron, de acuerdo con la práctica común, a tiempos cortos al inicio de la prueba (alrededor de 15 mediciones en la primera media hora), incrementando, posteriormente, el tiempo entre mediciones. Cuando fue posible, se registró también la etapa de recuperación del pozo, una vez que se dio por terminado el bombeo.

Como datos adicionales se registró, a intervalos regulares, la temperatura y conductividad eléctrica del agua bombeada; se colectaron muestras de agua para su análisis de cloruro y fluoruro. Esta información fisico-química permitió establecer variaciones de la calidad del agua bombeada con respecto al tiempo y fue de utilidad durante la interpretación de las pruebas de bombeo.

4.2. Actividades de gabinete

Las acciones de conceptualización y cálculo se realizaron sobre los datos compilados y generados. La información se manejó con un enfoque multidisciplinario, tratando de responder preguntas que no eran posible resolver adecuadamente con el uso de los esquemas tradicionales de

manejo de información hidrogeológica. Se analizó el área como un elemento dinámico en tres dimensiones, donde el movimiento del agua subterránea se realiza en un medio geológico heterogéneo. El análisis se realizó con la integración de información geológica, geofísica, hidrogeoquímica e hidráulica subterránea del área. Esto dentro del marco teórico que sostiene la existencia de sistemas de flujo locales, intermedios y regionales. Enfoque que se reconoce como el adecuado para analizar zonas áridas y semiáridas con aguas subterráneas en rocas volcánicas fracturadas como es el caso de la Sierra Madre Occidental.

El manejo de la información consistió en las acciones principales siguientes:

- (i) Selección análisis y procesamiento de información existente que amablemente facilitaron, para la fase 1994, las empresas CAPAMA, CAASA y CEAPA así como la CNA.
- (ii) Generación, análisis, procesamiento e interpretación de información específica resultado del desarrollo de esta investigación; datos que se integraron con los indicados en el apartado anterior.
- (iii) La información geológica superficial se integró en una nueva interpretación con datos de subsuelo, para definir un marco físico de referencia en tres dimensiones por donde circula el agua subterránea. El medio geológico es de primordial importancia puesto que la velocidad de flujo del agua, los volúmenes involucrados y su calidad físico-química dependerán de la naturaleza de las rocas y materiales por donde circula.
- (iv) Las características hidráulicas de las unidades hidroestratigráficas se determinaron con base en el análisis de pruebas de bombeo, con el uso de métodos (numéricos) computacionales (Rathod y Rushton, 1991). Metodología que permite ratificar el control geológico al flujo subterráneo y conocer aspectos hidráulicos del pozo y acuífero aprovechado.
- (v) Los datos de análisis físico-químicos se evaluaron por medio de modelos computacionales de especiación (WATEQ4F, Ball *et al.*, 1987) para determinar errores analíticos así como los índices de saturación con respecto varios minerales. Estos modelos permitieron identificar los diferentes flujos agua presentes y apoyar el postulado del modelo de funcionamiento hidrogeológico de la zona.

5. MARCO GEOLOGICO DE REFERENCIA

5.1. Geología Regional

La litología de las rocas que afloran en el estado de Aguascalientes es variada. Hacia la porción occidental consiste principalmente de rocas volcánicas de edad Terciaria (lavas, tobas, ignimbritas, brechas volcánicas) y composición predominantemente riolítica. Rocas calcáreas del Cretácico existen en la porción nororiental (alrededores de Tepezalá). Las principales estructuras que afectan estas rocas son fallas normales de alto ángulo, lo que ocasiona la formación de fosas y pilares tectónicos de dimensiones variadas.

Es muy notorio en la topografía del estado la presencia de la fosa tectónica denominada valle de Aguascalientes; que atraviesa el estado, en dirección norte-sur, aproximadamente en su porción central. Hacia el occidente del valle, se presentan los límites de la Sierra Madre Occidental, constituyendo el gran pilar tectónico de la Sierra Fria. Esta se encuentra compuesta por rocas volcánicas del Terciario. Ocasionalmente, como en los alrededores de la Tomatina y Varal, es posible encontrar en contacto tectónico con las rocas volcánicas, rocas más antiguas (Jurásico) con metamorfismo regional.

En la porción oriental del valle de Aguascalientes, existen rocas sedimentarias continentales intercaladas con rocas volcánicas (Toba Zoyatal y Toba Aguascalientes). En la zona suroriental, en el límite con el estado de Jalisco, existen afloramientos de rocas volcánicas (lavas e ignimbritas) en el cerro de los Gallos. La Sierra de Tepezalá, al nororiente del estado, está constituida por un pilar tectónico en donde afloran, dispuestas en estructuras plegadas, las rocas sedimentarias del Cretácico mencionadas previamente.

Los materiales que rellenan las depresiones (fosas tectónicas), se derivan de las rocas que afloran en los pilares tectónicos adyacentes. En la zona sur (pozo de exploración de 900m de profundidad), se encontró un derrame de basalto intercalado en los sedimentos del interior de la fosa tectónica. De acuerdo con la información de algunos pozos profundos, es posible encontrar la secuencia volcánica o las rocas sedimentarias con metamorfismo regional del Jurásico en la base del material sedimentario que rellena la fosa tectónica.

5.2. Secciones Geológicas

La integración del modelo geológico que servirá como referencia al modelo hidrogeológico conceptual, se llevó a cabo partiendo de la geología superficial y utilizando información de sondeos eléctricos verticales complementada con cortes litológicos y registros eléctricos de pozos profundos. A continuación se presenta una breve descripción de las secciones geológicas que se analizaron, transversales al valle de Aguascalientes, su ubicación aparece en la figura 5.1 y las secciones en la figura 5.2.

5.2.1. Sección geológica 1

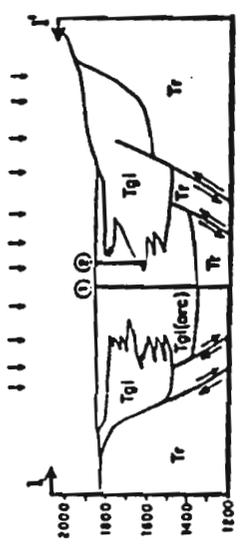
Se ubica en la porción sur del valle de Aguascalientes. Se tomó como base una línea IV de sondeos eléctricos verticales realizada por Consultores (1981), la información litológica (proyectada) del pozo de exploración de 900m de profundidad perforado por CEAPA y la de un pozo agrícola cercano a la población de Buenavista de Peñuelas.

En esta zona, al sur del valle, existen otras secciones geofísicas, pero de acuerdo al análisis que se realizó, se encontraron diferencias marcadas en cuanto a la resistividad de las unidades geoelectricas y en la definición de su disposición en el subsuelo. Esta situación no permitió realizar una correlación adecuada entre todas las secciones geoelectricas disponibles. De este modo, la correlación geología-geofísica en la sección geoelectrica (línea IV) de Consultores (1981), fue la que, de acuerdo con la información de los cortes litológicos y la estructura del subsuelo (fosa tectónica), se estima que resultó más congruente.

El máximo espesor del material de relleno de la fosa en el centro del valle es del orden de 500m. De acuerdo con su resistividad (≈ 10 ohm-m), es posible suponer que se trata de sedimentos limo-arenosos y/o arcillo-arenosos. Hacia las márgenes de la fosa, las resistividades (20 a 45 ohm-m) indican arenas más gruesas y un menor contenido de arcilla. De acuerdo con la información del pozo de 900m de profundidad, el material granular sobreyace a rocas volcánicas fracturadas que se pueden correlacionar con las unidades que afloran en el límite sur con el estado de Jalisco (cerro de los Gallos).

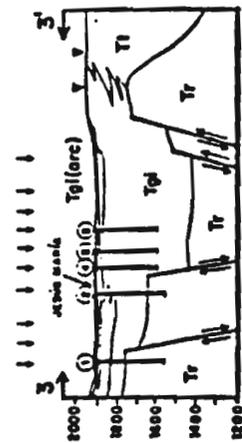
5.2.2. Sección geológica 2

Esta atraviesa el estado en dirección este-oeste, pasando por las ciudades de Aguascalientes y Calvillo. Tiene algunos cambios de dirección para pasar por sitios donde se tiene información de pozos profundos. En este caso no se incluyó información de sondeos eléctricos verticales.



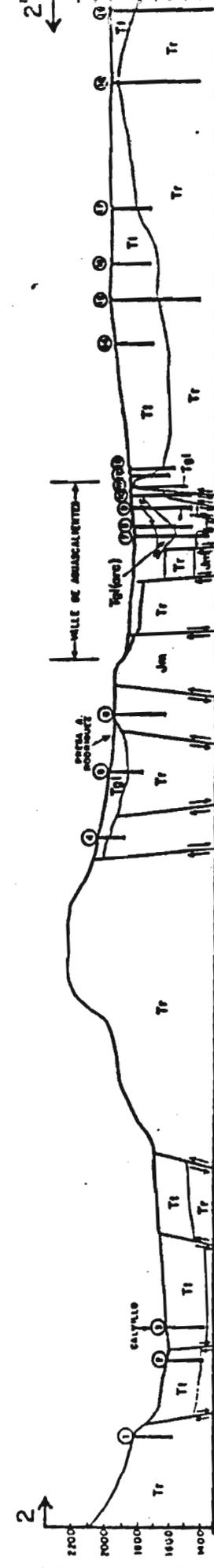
- ① POZO 900 m.
- ② POZO 1241

SECCIÓN GEOLÓGICA 1



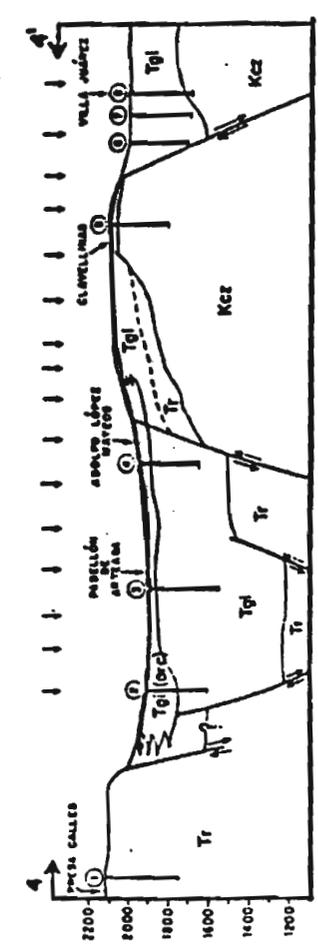
- ① POSTA ZOO TÉCNICA
- ② JESÚS MARIA
- ③ MARAVILLAS
- ④ SAN MIGUELITO
- ⑤ LOS TEPETATES

SECCIÓN GEOLÓGICA 2



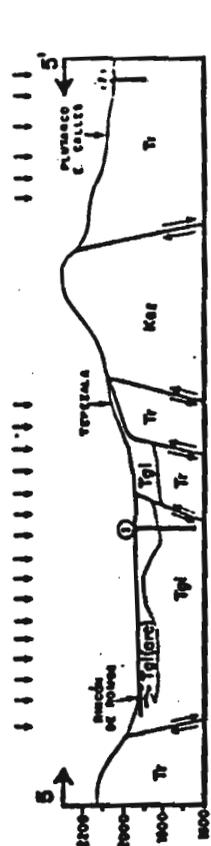
- ① PRESA SERNA
- ② LOS PATOS
- ③ CALVILLO
- ④ PEDERNAL PRIMERO
- ⑤ IGNACIO ZARAHOZA
- ⑥ CIENEQUITA
- ⑦ CA-66
- ⑧ CA-27
- ⑨ CA-40
- ⑩ CA-3
- ⑪ CA-59
- ⑫ CA-95
- ⑬ SAN DOVAALES
- ⑭ EL TILDIO
- ⑮ MONTOYA
- ⑯ PASO MONDO
- ⑰ EL RETORO
- ⑱ SAN JERÓNIMO

SECCIÓN GEOLÓGICA 3



- ① SAN JOSÉ DE GRACIA
- ② SANTIAGO
- ③ APARELLO DE ARTEAGA
- ④ ADON FLORES MATEOS
- ⑤ CLAVELLINAS
- ⑥ EL POLVO
- ⑦ SAN JOSÉ DEL RÍO
- ⑧ MIVILLA JUÁNEZ

SECCIÓN GEOLÓGICA 4



- ① LA VICTORIA
- ② CÉNAGA GRANDE

SECCIÓN GEOLÓGICA 5

Tr Terciario. Tobas y sedimentos eolíticos arcillo-arenosos
 TgI(arc) Terciario granular indiferenciado (arcillas)
 TgI Terciario granular indiferenciado (arenas y arcillas)
 Kcz Riolita, ignimbrita, tobas y brechas volcánicas del Terciario Medio
 Jim Intercalación de calizas arcillosas y areniscas con bandas de pedernal
 Complejo benaítico. Rocas metamórficas
 Sondeo eléctrico consultores.
 Sondeo eléctrico ETEISA



El espesor del material de relleno de la fosa es del mismo orden (500m) que el detectado en la Sección Geológica 1. De acuerdo con la información disponible, en este caso fue posible inferir la disposición de un mayor número de estructuras (fallas normales) en el subsuelo. La presencia del material más arcilloso se definió con información de registros eléctricos.

Hacia el oriente del valle de Aguascalientes, se tiene una zona donde las unidades volcánicas casi afloran, y que corresponde con la zona de Ojo Caliente. El espesor máximo inferido para el material arcillo-arenoso intercalado con tobas (Zoyatal y Aguascalientes), y que sobreyace a las rocas volcánicas, es de 350m y disminuye hacia el oriente. El espesor máximo para la secuencia volcánica no se conoce con precisión, pero en el pozo el Tildio se cortaron alrededor de 600m de esta unidad sin llegar a su base.

Hacia el occidente del valle, la sección intercepta un afloramiento de las rocas más antiguas del estado, el Complejo Basal (Aranda-Gómez, 1989). La información disponible no es muy clara en la definición del tipo de estructura que separa las rocas del Jurásico y la secuencia volcánica del Terciario. En este caso se infirió un contacto tectónico (falla de tipo normal), como superficie de separación entre estas unidades. La información de tres pozos indica la existencia de un delgado espesor de material granular que sobreyace a la unidad volcánica.

La información geológica superficial de la zona de Calvillo, indica nuevamente la existencia de una fosa tectónica, de similar dirección a la tiene el valle de Aguascalientes. Los materiales que componen la fosa de Calvillo son tobas y material arcillo-arenoso, predominantemente. Debido a que la dirección del río Calvillo es muy similar a la de los lineamientos que limitan la fosa, se infiere que esta corriente está emplazada sobre una falla de tipo normal, tal y como se ejemplifica en esta sección. A diferencia del valle de Aguascalientes, la disposición del material que aflora en el interior de la fosa de Calvillo, permite suponer que actualmente es afectada por un proceso de erosión, debido a cambios en el nivel base (de erosión) local.

5.2.3. Sección geológica 3

Esta atraviesa el valle de Aguascalientes, aproximadamente en la ciudad de Jesús María. La elaboración de esta sección geológica, se utilizó datos de la sección geoelectrica I de Consultores (1981) y dos sondeos eléctricos verticales de ETEISA (1990). La correlación geológico-geofísica, se basó en la geología superficial y la información de cinco pozos profundos.

Las resistividades que presenta el material granular que rellena la fosa (≈ 50 ohm-m), indican que está compuesto por arenas con escaso contenido de arcillas y limos, esto es, más grueso que el que se encontró en la Sección Geológica 1. El espesor máximo inferido, con base en la información indirecta, es del orden de 500m. El material granular sobreyace a la unidad de rocas volcánicas, pues los pozos Posta Zootécnica y Jesús María 2 cortaron esta unidad a profundidad; además, la resistividad que prevalece en la sección (≈ 500 -600 ohm-m), así lo corrobora. En la zona oriente de la sección, las resistividades (≈ 10 ohm-m) y la geología superficial, permiten suponer que corresponde a la unidad tobas y material arcillo-arenoso.

5.2.4. Sección geológica 4

Esta sección inicia en la población de San José de Gracia, siguiendo en dirección hacia el oriente, por los poblados de Pabellón de Arteaga, Adolfo López Mateos, Clavellinas y Villa Juárez. El material granular de la fosa de Aguascalientes, presenta resistividades (50-100 ohm-m) que indican que se trata de arenas con poca cantidad de arcilla, y un espesor inferido con base en los datos geofísicos de 600-700m. Se detectó una zona superior arcillosa, con resistividades de 10 ohm-m y espesor variable (200-100m).

El límite oriental de la fosa de Aguascalientes, es diferente a lo encontrado en secciones previas, pues tiene un pilar tectónico que conforma la Sierra de Tepezalá, con rocas calcáreas del Cretácico. El pozo Clavellinas de 300m de profundidad, cortó este tipo de unidad en toda su profundidad, misma que no se cortó en el pozo el Polvo, por lo que se infiere la presencia de una falla normal como el origen del flanco oriental de este pilar tectónico.

La fosa tectónica en la porción oriental de la sección está constituida por material granular arenoso, que sobreyace a las rocas sedimentarias que se encontraron en el pozo Villa Juárez. Esta fosa tectónica corresponde al valle del Chicalote.

5.2.5. Sección geológica 5

Esta se inicia en el poblado de Rincón de Romos y se apoya en dos líneas de sondeos eléctricos verticales realizados por Consultores (1981); atraviesa la población de Tepezalá y la sierra del mismo nombre, terminando en los alrededores de Plutarco E. Calles. Es una sección muy similar a la número 4, pues el flanco oriental de la fosa de Aguascalientes está constituido por las rocas calcáreas de la sierra de Tepezalá. El espesor del material de relleno en el valle de Aguascalientes, no fue posible inferirlo con base en la información de los sondeos eléctricos verticales, pero por analogía con secciones anteriores, se estima del orden de 500m. De acuerdo con información geofísica, la porción superior del material de

relleno se interpreta como arcillo-arenosa, a diferencia de la zona inferior, cuyos valores denotan material arenoso.

No se tiene mucha información de pozos profundos en esta sección, únicamente se cuenta con datos de dos pozos, por lo que la correlación geológica-geofísica se basó principalmente en las tendencias encontradas en las secciones analizadas previamente. El espesor del material granular, de relleno, en la fosa tectónica ubicada en la zona oriental de la sección, se determinó con exactitud, ya que se obtuvo de datos del pozo Ciénega Grande. Este material sobreyace a rocas volcánicas en esta zona, condición diferente a la sección 4, donde se tienen rocas sedimentarias.

6. HIDROLOGÍA SUBTERRÁNEA

6.1. Modelación numérica

Una parte primordial en la definición del comportamiento del sistema de flujo es la determinación de los parámetros de control del movimiento del agua subterránea, las conductividades hidráulicas vertical y horizontal, así como el coeficiente de almacenamiento y porosidad efectiva. El cálculo respectivo se realizó por medio de un modelo numérico (Rathod y Rushton, 1991) con el que se interpretaron datos de pruebas de bombeo realizadas en pozos existentes. Esta herramienta permitió evaluar conceptos no calculados con anterioridad por las curvas tipo.

Los métodos de curvas tipo y de línea recta, tanto para acuíferos confinados, semiconfinados y libres, consideran que los acuíferos probados han sido penetrados totalmente por pozos que tienen un diámetro pequeño que no producen efectos de almacenamiento. Asimismo, se incluye que el acuífero es de distribución infinita, que significa que no existen barreras ni de recarga ni impermeables que puedan ser intersectadas por el cono de influencia del bombeo. Por supuesto, se considera como parte de la solución que el medio es homogéneo e isótropo y que la prueba realizada se inicia de un nivel cero de bombeo (en condiciones estáticas) y que el caudal extraído es constante durante el tiempo de bombeo. En dichas soluciones se establece también, que el flujo hacia el pozo es horizontal. Estos últimos dos aspectos implican que las componentes verticales de flujo no se consideran excepto cuando se tiene aporte de una capa semiconfinante.

Muchos de los conceptos que afectan significativamente la respuesta de un acuífero sujeto a bombeo por un pozo no han sido incluidas en las soluciones analíticas clásicas (curvas tipo). Sin embargo, cuando éste es el caso los métodos numéricos pueden ser usados para representar el comportamiento particular de un acuífero o, incluso, un sistema acuífero. Una explicación detallada del funcionamiento del modelo numérico usado se encuentra en el Anexo 1.

6.1.1. Características hidráulicas

Trabajos previos (Consultores, *op.cit.*; SARH, *op.cit.*; ETEISA, *op.cit.*), tratan al sistema como en forma bi-dimensional donde sólo se define una relación que integra la conductividad hidráulica con un espesor equivalente a la profundidad del pozo, esto dentro de un esquema de movimiento del agua de tipo estrictamente horizontal homogéneo y isótropo donde no existen pérdidas de carga en el pozo por ineficiencias de perforación, construcción y operación. Se omite determinar el coeficiente de almacenamiento y porosidad del material involucrado. La componente termal (regional) tampoco se integra por efectos de flujo vertical, como tampoco el espesor productor real y las conductividades hidráulicas vertical y horizontal.

Los resultados del análisis de las pruebas de bombeo disponibles a gasto constante confirman: *i)* que existe un flujo regional establecido por el comportamiento hidráulico de los pozos, *ii)* que los pozos tienen pérdidas de carga importantes y *iii)* que la entrada de agua a los pozos está controlada por la geología particular de cada sitio.

El flujo regional fue identificado en las pruebas por la variación mínima del abatimiento con el tiempo de bombeo. La respuesta natural de un sistema sin este flujo y con un aporte (exclusivamente) horizontal es la de abatirse con el tiempo de bombeo. La entrada de agua como flujo vertical, incluye volúmenes adicionales que disminuyen notablemente los abatimientos teóricos esperados.

El modelo utilizado permite la definición de las pérdida de carga en el pozo por ineficiencias en la perforación, diseño, construcción, desarrollo y operación del mismo. Las determinaciones de los parámetros hidráulicos permitieron identificar una reducción en la eficiencia de entrada de agua al pozo en un factor del orden de diez. Esto implica que la permeabilidad entre la cara interior del pozo, el filtro de grava y la parte vecina del acuífero ha sido reducida drásticamente a consecuencia de las acciones arriba indicadas.

La calibración del modelo permitió definir que la entrada de agua a los pozos está controlada por la geología particular de cada sitio. Específicamente, lo anterior se definió debido a: i) el espesor efectivo del acuífero es menor al real debido a que se tiene aporte por fracturas, ii) la entrada más importante de agua al pozo es por fracturas verticales con una conductividad hidráulica, de hasta dos órdenes de magnitud mayor que la horizontal y iii) la unidad con más potencial de producción es la roca riolítica (medio fracturado), en especial cuando se le compara con el material granular (medio poroso).

La tabla 6.1, siguiente, muestra los parámetros determinados con el modelo de flujo radial. La simulación se aplicó a pruebas de bombeo en las que se contó con estricto control estratigráfico y constructivo del pozo, así como de otras variables involucradas en la solución. Los diagramas de la figura 6.1. muestran los datos de mejor calibración (campo vs modelo) como la información de entrada al modelo

TABLA 6.1
Propiedades hidráulicas de las unidades hidroestratigráficas

Pozo	Q (m ³ /d)	R _p (m)	K _h (m/d)	K _v (m/d)	b (l)	S _c	S _y	P _p	medio
Morelos 4	3,374.8	0.156	50.0	68.0	22.0	0.0006	0.01	11.1	Riolita
Morelos 5	3,939.8	0.165	1.2	100.0	204.0	0.0001	0.01	10.0	Riolita
Morelos 6	1,987.2	0.160	1.2	100.0	341.0	0.0001	0.01	12.0	Riolita
SAUCILLO	475.2	0.15	7.0	0.4	166.0	0.0007	0.10	9.0	Granular
ALAMITOS	388.8	0.152	2.0	0.15	105.0	0.0005	0.20	11.0	Granular
FRESNILLO	604.8	0.15	11.0	0.2	5.0	0.0007	0.02	4.0	Granular
POLVO	561.6	0.15	0.5	0.05	145.0	0.0005	0.10	9.0	Granular
CLAVELINAS	302.4	0.15	0.042	0.01	227.0	0.001	0.15	8.0	Caliza
ÁGUILA	475.2	0.15	1.8	0.1	125.0	0.0006	0.10	11.0	Granular
CALDERA	648.0	0.15	4.5	0.01	135.0	0.0006	0.30	10.0	Granular
LA PUNTA	345.6	0.15	0.033	100.0	170.0	0.004	0.08	9.0	Riolita

Explicación:

Q, caudal de extracción K_v, conduct. hidráulica vertical S_y, porosidad efectiva
R_p, radio efectivo de pozo K_h, conduct. hidráulica horizontal P_p, pérdidas en pozo
l,t, unidades, metros, día S_c, coeficiente almacenamiento b, espesor

En particular los pozos La Punta y los Morelos 4, 5 y 6 se encuentran extrayendo agua exclusivamente de medio fracturado, lo que se evidencia por un abatimiento mínimo producido por el caudal extraído. La modelación de los datos de campo indicó que la conductividad hidráulica tiene valores que se incrementan radialmente desde la vecindad del pozo. Los valores altos de K_v en estos pozos indican que el material (riolita) tiene fracturas

(verticales) de amplia extensión en la vecindad del pozo como consecuencia del tectonismo existente en la región. La comparación estos con los valores de la conductividad hidráulica horizontal indica que la componente vertical de flujo es en dos órdenes de más importante que la horizontal. Esto es el agua subterránea que se explota en estos pozos tiene un aporte pobre de flujo horizontal. La interpretación de los resultados de la prueba del pozo Morelos 4 ($K_h \approx K_v$), sugieren que el medio pueda comportarse como de doble porosidad. La porosidad efectiva tiene valores congruentes con este tipo de material ($S_y < 0.08$) pues el almacenamiento es en las fracturas. En lo correspondiente a las pérdidas de carga por deficiencias constructivas y operativas del pozo, éstas son de entre nueve y doce lo que indica que los abatimientos son producidos en su mayor parte por estas deficiencias. Esto es, la conductividad hidráulica en la vecindad del pozo disminuye en proporción a las pérdidas.

En lo correspondiente a los pozos que extraen agua del medio granular, excepto el Clavelinas que está en calizas, las conductividades hidráulicas horizontales son relativamente mayores a las verticales ($K_h > K_v$) como es de esperarse en un medio granular sedimentario. La porosidad efectiva es de 0.03 a 0.30, valores que de acuerdo con los rangos de conductividad hidráulica (bajos) indican que los pozos explotan unidades que tienen arcillas y material fino. Las pérdidas de carga en estos pozos, indican que las deficiencias arriba indicadas también son aplicables a estos pozos.

La corta duración de las pruebas de bombeo no permite definir el comportamiento regional de las unidades hidroestratigráficas en ambos materiales así como tampoco la presencia de barreras hidráulicas. La representación gráfica de las pruebas de bombeo, así como la localización y corte litológico del pozo se presentan en el Anexo 2.

7. QUIMICA DE LAS AGUAS SUBTERRANEAS

7.1 Temperatura

7.1.1. Introducción

Diversos trabajos hidrogeológicos (IGf, 1978; Cardona y Carrillo-Rivera, 1991; Carrillo-Rivera *et al.*, 1992; Carrillo-Rivera *et al.*, 1996), han establecido que en el Altiplano Mexicano, la temperatura del agua subterránea es una característica muy importante de analizar. Lo anterior es especialmente válido en medios geológicos relacionadas con rocas

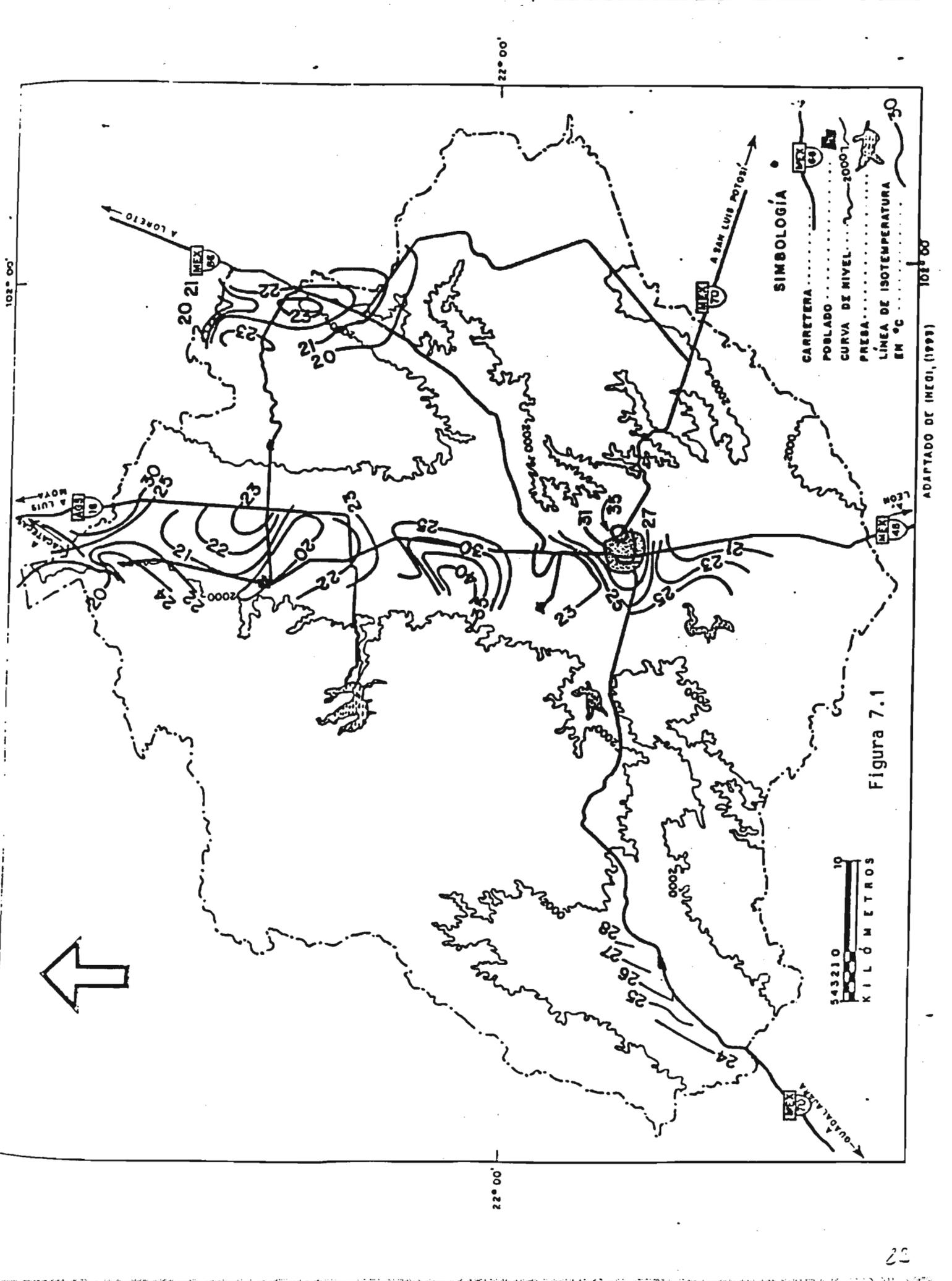
volcánicas fracturadas de edad Terciaria, como las que afloran ampliamente dentro del área de estudio. Desde el informe previo (1994), se reporta que en los alrededores de la ciudad de Aguascalientes, existe un rango de variación del orden de 20°C en la temperatura del agua subterránea medida a la descarga de los pozos, pues de manera general, se determinó que oscila entre 20°C y 40°C. También, se reportó dentro de la zona analizada en 1994, la diferencia que existe con las temperaturas del agua subterránea medidas en 1971 (INEGI, 1993). A continuación se analiza la evolución de la temperatura del agua subterránea en el estado de Aguascalientes para el periodo 1971-1995.

7.1.2. Evolución de la temperatura del agua, período 1971-1995

Para 1971 la distribución horizontal de la temperatura del agua subterránea (la fuente no señala el número de pozos en los que se realizaron las mediciones, INEGI, 1993) aparece en la figura 7.1. La información indica que para una explotación de 262×10^6 m³/año, el agua subterránea cuya temperatura era mayor de 30°C, estaba restringida a cuatro pequeñas regiones: 1) porción norte del estado, al oriente de Cosi6; 2) zona central del valle, entre Jes6s Mar6a y San Francisco de los Romo; 3) zona de Ojo Caliente, al oriente de la ciudad de Aguascalientes y 4) norte de la presa el Ni6gara. En el resto de la zona con datos, las temperaturas oscilaban pr6cticamente entre 20 y 25°C, con unas peque6as zonas con temperaturas entre 25 y 30°C.

La figura 7.2 fue construida con datos de temperatura del agua subterránea medida a la descarga en aproximadamente 200 pozos (con profundidades y litología diferentes), durante el a6o de 1995. Su comparaci6n con la figura 7.1 se6ala grandes diferencias, ya que las zonas con extracci6n de agua con temperatura mayor a 30°C se han incrementado. Este hecho sugiere que una explotaci6n de agua subterránea mucho mayor (probablemente del orden de 500×10^6 m³/a6o para el valle de Aguascalientes), ha ocasionado un aumento en la presencia de agua termal. Aunque de acuerdo con la clasificaci6n de Shoeller (1962) casi la totalidad del agua del estado es termal (informe, 1994). Arbitrariamente se califica como zona termal en ese informe, a aquella regi6n en donde la temperatura del agua subterránea medida a la descarga del pozo, es mayor o igual a 30°C.

Las zonas termales detectadas en 1971 en el valle de Aguascalientes (INEGI, 1993), han evolucionado para 1995, incrementando su 6rea de afectaci6n. Actualmente, en el flanco occidental, la franja con temperaturas mayores a 30°C abarca casi la totalidad de la longitud del valle, presentando dos zonas en donde la temperatura es mayor de 35°C. En ambos casos, estas zonas coinciden con las reportadas desde 1971, pero la ubicada en



SIMBOLOGÍA

- CARRETERA
- POBLADO
- CURVA DE NIVEL 2000'
- PRESA
- LÍNEA DE ISOTERMURA EN °C

54320
10
KILÓMETROS

Figura 7.1

ADAPTADO DE INEGI, (1999)

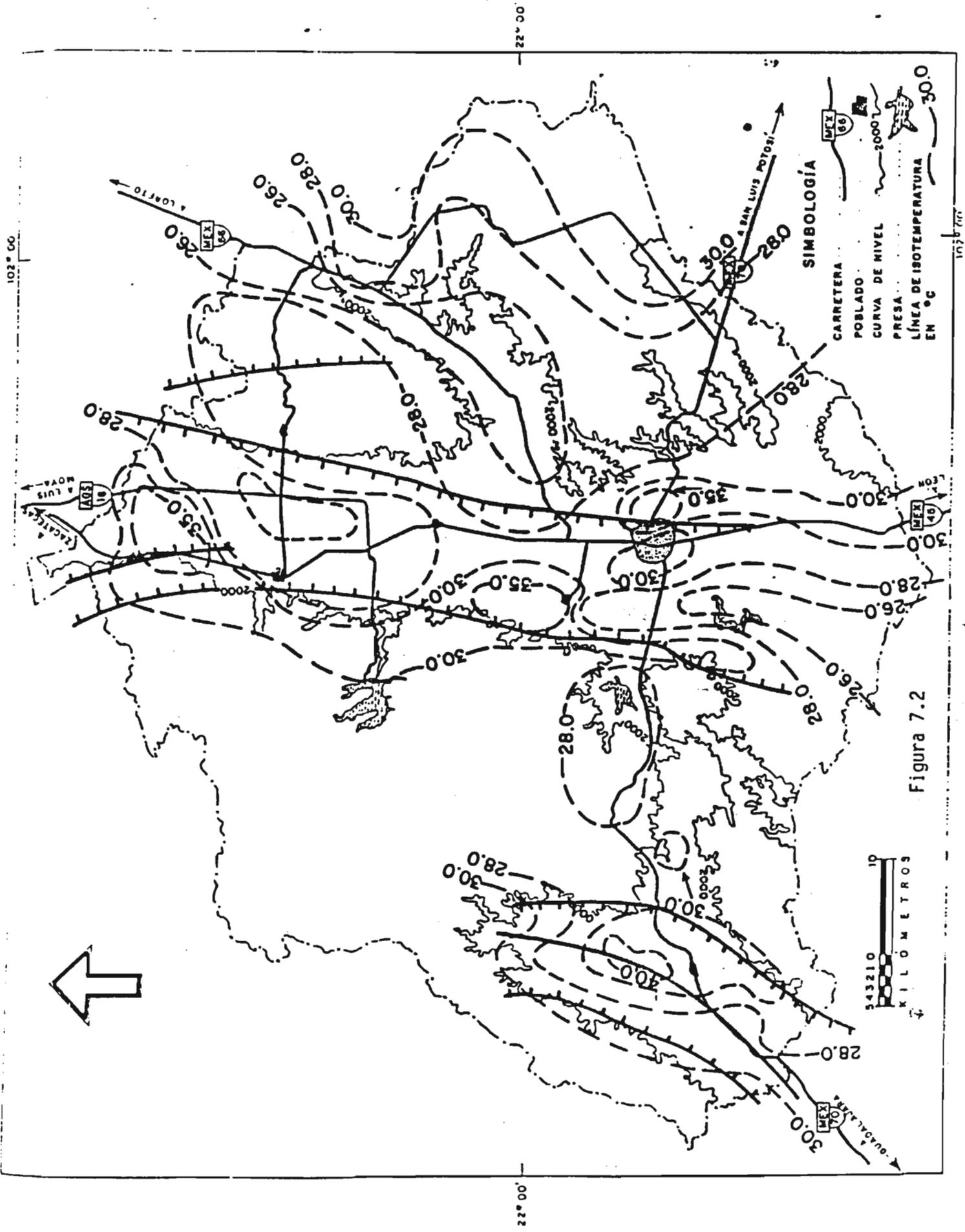


Figura 7.2

los alrededores de Cosío, ahora ocupa una mayor extensión. También en el flanco oriental del valle, la zona termal de Ojo Caliente presenta gran diferencia respecto a los valores medidos en 1971, ya que en ese año, se señala como zona termal exclusivamente a la zona de Ojo Caliente. En 1995 esta zona termal ha aumentado su área, en una franja con dirección al sur hasta el límite con el estado de Jalisco.

Para el valle de Aguascalientes es notoria la correlación de las zonas termales con la traza de las fallas que originan la fosa tectónica. La geología del subsuelo señala también la asociación del agua subterránea termal, con pozos que atravesaron una litología compuesta por rocas volcánicas fracturadas. Una explicación para la presencia de estas zonas termales alejadas de los límites del valle (zona al oriente de Cosío, por ejemplo) es que son ocasionadas por agua que circula por rocas volcánicas fracturadas, que subyacen al material granular a menor profundidad (100-200m) que en otras regiones (ver secciones geológicas, figura 5.2).

La anomalía de temperatura que se detecta en el flanco oriental del valle de Aguascalientes, se relaciona con el mismo tipo de control litológico-estructural previamente señalado. Un caso especial que ejemplifica el control geológico mencionado, y que señala la importancia del flujo vertical ascendente, que origina las zonas termales detectadas, es el pozo 16 (de agua potable para San José de Gracia). Este pozo se ubica a $\approx 100\text{m}$ de la orilla de la presa Plutarco E. Calles y produce agua termal (32°C). Este hecho es significativo pues la temperatura del agua de la presa es 20°C y por tanto el esquema tradicional de flujo radial horizontal (hacia el pozo), no explica la anomalía térmica detectada.

La configuración de temperatura del agua subterránea para 1995 manifiesta la presencia de dos zonas termales que no existían (o cuando menos no fueron reportadas) en el año de 1971; una ubicada en el valle de Calvillo y la otra en la porción oriental del estado. El valle de Calvillo, es donde se detectó la mayor temperatura medida a la descarga que se tiene registrada (51.1°C para el pozo 43, San Isidro). Allí también se presenta la asociación de las anomalías térmicas con los lineamientos estructurales mayores y con la presencia de rocas volcánicas fracturadas. La otra manifestación la representa el pozo 47 (Río Gil), que se infiere asociada con un lineamiento estructural diferente a los que tradicionalmente se han establecido para el estado (lineamientos de dirección preferencial norte-sur), pero con la información geológica con que se cuenta, no es posible asegurarlo.

La zona termal del oriente del estado, parece no estar afectada por ningún lineamiento estructural importante, únicamente está manifiesta la presencia

de las rocas volcánicas fracturadas, por donde circula el agua subterránea. La información geológica del subsuelo señala que en esta zona, las rocas volcánicas fracturadas se presentan a menor profundidad que en otras regiones.

7.1.3 Comentarios acerca del origen de la temperatura del agua

La figura 7.2 indica que la mayor parte de las zonas con temperaturas menores a 30°C se correlacionan con el medio poroso conformado por material clástico de granulometría variada, e incluye las zonas de descarga relacionadas con el mismo tipo de medio. Los sistemas de flujo delineados previamente, señalan que en estas zonas con material granular, no representan sistemas aislados de agua subterránea, pues funcionan como zonas de recarga y/o descarga de sistemas regionales e intermedios. Para el caso de zonas de recarga, se justifica la menor temperatura porque la profundidad de circulación es pequeña, comparada con otras partes de los sistemas regionales.

Tóth (1995) señala que los sistemas de flujo pueden constituir un medio de transporte efectivo para el calor, por lo que, en general, la temperatura en las zonas de descarga es mayor que en las zonas de recarga. Sin embargo esto no sucede en las zonas de descarga constituidas por medio granular del área de estudio, y únicamente es válido para las zonas de descarga en medio fracturado (por ejemplo, Ojo Caliente). Esto aporta un elemento de indicio de la velocidad de movimiento del agua subterránea indicando que es mayor en las rocas fracturadas.

Se tiene evidencia que el agua subterránea tiene una temperatura que se puede considerar como anómala, pero no se ha establecido el origen de esa energía. El origen del calor interno tiene varias fuentes, entre las cuales la principal puede ser la radiactividad natural de las rocas. De la Cruz *et al.* (1980), considera que las anomalías positivas de flujo de calor en zonas estables (desde el punto de vista tectónico y/o volcánico), pueden atribuirse a variaciones en las concentraciones de radiogénicos en la corteza superior.

Kaula (1968) y McDonald (1965) mencionan que el granito es la roca intrusiva que tiene mayor contenido de elementos radiactivos (^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th , ^{40}K). Pérez *et al.* (1979) midieron 2.5 ppm de uranio (más de la mitad del promedio reportado para granitos) en una muestra de riolita tomada en los alrededores de San Luis Potosí. Esta unidad geológica es muy similar en composición y edad a las del área de estudio. Además, Smith *et al.* (1979) reporta concentraciones de uranio mayores a 2.5 ppm, para algunas rocas volcánicas de la Sierra Madre Occidental, y determina que el calor generado por desintegración de elementos radiactivos alcanza

valores máximos cerca del margen oriental de la misma (zona en donde se ubica el área de estudio).

Las evidencias sugieren que existe una fuente de calor importante en el medio volcánico fracturado, y que es la que provee una parte de la energía térmica que presenta el agua subterránea. Como se mencionó en el informe de 1994, con base en la composición y origen de las rocas volcánicas, la fuente de calor se asocia con reacciones de tipo decaimiento de elementos radiactivos presentes naturalmente en las rocas volcánicas félsicas. Será necesario en la próxima etapa del proyecto, realizar análisis químicos y petrográficos de las rocas volcánicas de la zona, y con esa información evaluar estas hipótesis.

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

Cuando el agua termal no se desplaza por el medio poroso, su temperatura no disminuye drásticamente, ya que en el medio fracturado el ascenso y/o movimiento es mucho más rápido (tiene menor porosidad que el medio granular). Por esta razón, los pozos con zonas de aporte en este tipo de medio, producen agua termal. Otros aspectos que pueden contribuir al enfriamiento del agua termal son procesos adiabáticos por disminución de la presión durante el ascenso, y mezcla con agua con menor temperatura (somera), relacionada con sistemas intermedios o locales.

En los lomeríos situados al oriente de la ciudad de Aguascalientes y que constituyen la zona de recarga para uno de los sistemas de flujo intermedio definidos (ver capítulo correspondiente), las temperaturas medidas oscilan entre 26 y 28°C aproximadamente (casi 10°C mayores que la temperatura media anual ambiental). Estos valores son mayores (entre tres y cuatro grados) a los medidos en un sistema de flujo similar en San Luis Potosí (Carrillo-Rivera *et al.*, 1996). Las consideraciones teóricas propuestas por Tóth (1984, 1995), señalan que las zonas de recarga se caracterizan por temperaturas del agua subterránea relativamente bajas, debido a que los sistemas de flujo movilizan y transportan calor, desde las zonas de recarga, hasta las de descarga. Lo anterior sugiere que el agua en la zona de recarga de este sistema intermedio, no se limita a circular por el medio poroso y

probablemente alcanza en su recorrido el medio volcánico fracturado que lo subyace, por lo que su temperatura se incrementa. Las implicaciones de este hecho, se analizarán con base en los registros de temperatura realizados en diversos pozos, y se presentarán en un informe posterior.

Para finalizar el análisis descriptivo de la temperatura del agua subterránea medida a la descarga del pozo, se discutirán aspectos relacionados con la comparación realizada entre los datos de 1971 y 1995. La información para ambos períodos, no proviene de los mismos pozos, por lo que el análisis no puede ser directo. Tampoco es posible analizar la evolución (en el tiempo) de la temperatura individualmente (por pozo), debido a que no se tiene un registro de cuales y cuantos fueron los pozos utilizados en 1971. Para evitar desviaciones originadas por la metodología en la construcción de las isolinneas de temperatura (de cada período), debido a fueron realizadas por personas probablemente con diferentes criterios, se utiliza en la descripción de la evolución de la temperatura, regiones o zonas con valores similares.

Por otro lado, es probable que un número importante de las mediciones de 1995 se realizaran en pozos más profundos que los utilizados en 1971. De acuerdo con la información con que se cuenta, la relación profundidad-temperatura, en general, no es directa, esto es, no necesariamente los pozos más profundos producen agua con mayor temperatura. En este aspecto, es más importante la litología atravesada por el pozo, ya que la asociación agua termal-roca volcánica fracturada (sin importar la profundidad del pozo), es más consistente. Cardona (1990) encontró la misma relación directa entre la litología del pozo (medio fracturado) y la temperatura del agua subterránea (termal), en el valle de San Luis Potosí, por lo que se puede considerar válida para medios geológicos similares del Centro de México.

7.2. Profundidad de circulación de los sistemas de flujo regional

7.2.1. Bases teóricas

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

Una vez que el agua penetra en el terreno, intercambia calor con el suelo. Debido al elevado calor específico del agua (1 cal/gramo), comparado con el del terreno, se produce un efecto regulador de temperatura. De este modo, las variaciones en el calor solar recibido por el suelo (efecto diurno o estacional), son amortiguadas por el agua tomando o cediendo calor. Por

esta razón, cuando no existen fuentes de calor adicionales, la temperatura del agua subterránea se aproxima a la temperatura media anual de la zona estudiada. Shoeller (1962) utiliza la temperatura media anual como referencia a su clasificación de tipo de agua subterránea con respecto a su temperatura (informe 1994).

A medida que el agua subterránea desciende en el terreno, se calienta (ya sea por efectos del gradiente geotérmico y/o de una fuente de calor adicional) además de que reacciona con la roca encajonante. Dependiendo de condiciones muy variadas, puede llegar a un punto dentro del sistema de flujo (generalmente en la zona más profunda), en donde alcanza la máxima temperatura. De acuerdo con la Ley de Acción de Masas, dependiendo de la velocidad de movimiento del agua subterránea y del tipo de reacciones con la roca encajonante, dicha interacción agua-roca puede alcanzar el equilibrio, para esa temperatura.

El hecho de que este tipo de reacciones sean dependientes de la temperatura, permite la determinación de la última temperatura de equilibrio a profundidad por medio de geotermómetros cuantitativos (Fournier, 1977), que requieren para su utilización de datos de análisis químicos. A partir la temperatura de equilibrio a profundidad y una estimación del gradiente geotérmico, es posible conocer la configuración vertical de la circulación de los sistemas de flujo regional (profundidad de circulación). Este dato será aplicado en la definición del modelo conceptual de funcionamiento del sistema, y en un futuro en su modelación computacional. Además, el conocimiento de dicha temperatura permitirá realizar las correcciones necesarias por efecto de la variación vertical en la densidad del agua.

Como en muchas otras técnicas, la utilización de geotermómetros químicos necesita cumplir con suposiciones básicas, en este caso son las siguientes (Fournier *et al.*, 1974):

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

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

En un caso extremo, los cálculos realizados con los geotermómetros pueden interpretarse como la temperatura mínima que se puede encontrar a profundidad. Por ejemplo, si la temperatura máxima que alcanza el agua a profundidad es de 95°C, y durante el ascenso ocurre reequilibrio químico total (con respecto a una o varias fases) a una temperatura menor (70°C), los resultados que rendirán los geotermómetros basados en las reacciones que sufrieron reequilibrio total, serán muy similares a 70°C; mientras que los geotermómetros que se basen en reacciones que no se reequilibraron a la temperatura menor, indicarán valores del orden de 95°C.

7.2.2. Geotermómetros utilizados

La solubilidad de algunos minerales depende de la temperatura. En general la solubilidad de los silicatos más comunes se incrementa con la temperatura y la presión. A medida de que el agua se calienta, disuelve más silicatos, alcanzando un máximo en la zona más caliente (y generalmente más profunda) del sistema. Las constantes de equilibrio para reacciones de intercambio y alteración también son dependientes de la temperatura.

Geotermómetro de Sílice.- La solubilidad de todos los polimorfos de la sílice (SiO₂), se incrementa en el rango 10-300°C (Morey *et al.*, 1962; Arnorsson, 1975), el cuarzo es el polimorfo menos soluble, situación opuesta a la sílice amorfa. Con base en la reacción de solubilidad dependiente de la temperatura Fournier y Rowe (1966), desarrollaron un geotermómetro de sílice basado en la solubilidad del cuarzo, el cual funciona como mejor aproximación para temperaturas de equilibrio entre 150-225°C. Fournier y Rowe (1962 y 1966), Fournier (1970) y Arnorsson (1970) desarrollaron geotermómetros basados en la solubilidad de otros polimorfos de la sílice, como calcedonia, cristobalita y sílice amorfa, que funcionan para temperaturas de equilibrio menores.

En la figura 7.3, están representadas la sílice total contra la temperatura del agua subterránea medida a la descarga. Es notorio que los alumbraamientos con menor temperatura poseen mayor concentración de sílice disuelta, lo que sugiere que dicha concentración está controlada por diferentes

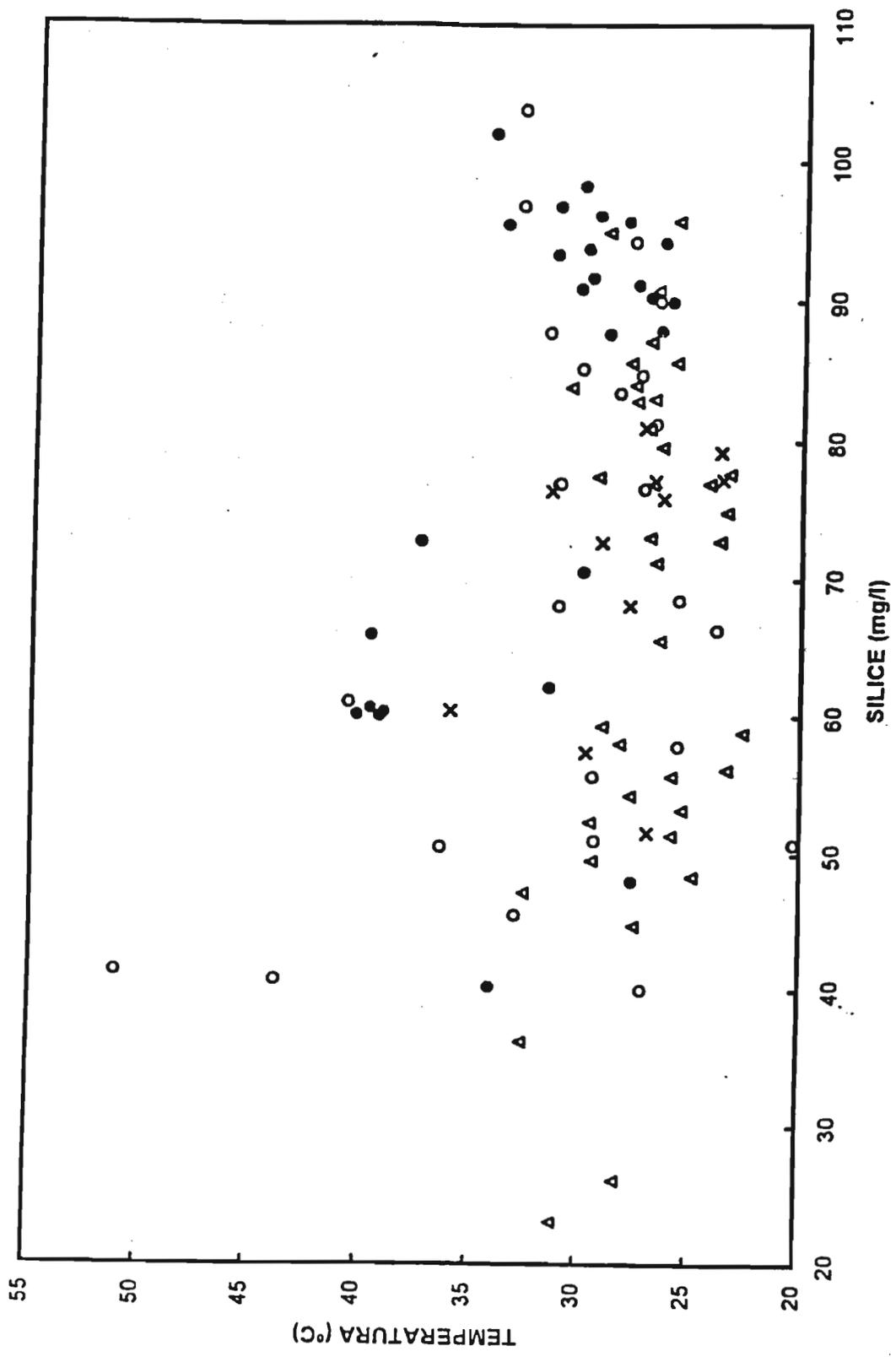


FIGURA 7.3

x REG. NORTE

Δ INTERMEDIO

○ REG. OCCID.

● REG. ORIENTAL

polimorfos. Fournier y Rowe (1966) mencionan que está comprobado que en numerosas localidades de manantiales calientes, la temperatura aumenta con la profundidad, lo que favorece el cambio en el polimorfo que controla la concentración de la sílice disuelta. Este fenómeno sugiere que en el área de estudio, las aguas con baja temperatura a la descarga (<28°C), la solubilidad de la sílice está controlada por la sílice amorfa y para aguas de mayor temperatura por la calcedonia y/o cuarzo.

Arnorsson (1970) reporta en Islandia una situación similar en la que el agua fría (5-10°C) cercana a la superficie, está sobresaturada con respecto a la calcedonia, debido a la rápida disolución de sílice a partir de rocas volcánicas vítreas. En forma análoga en la zona de estudio (figura 7.3), se define la presencia de diferentes polimorfos controlando las concentraciones de sílice disuelto.

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

Cuarzo sin pérdida de vapor: $T = (1309 / (5.19 - \log C)) - 273.15$

Calcedonia: $T = (1032 / (4.69 - \log C)) - 273.15$

T = temperatura de equilibrio en grados centígrados

C = concentración de sílice en mg/l

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



La fase sólida consiste de minerales compuestos por silicatos (feldespatos, plagioclasas, arcillas). Problemas en la aplicación de este geotermómetro se pueden encontrar a bajas temperaturas, cuando la solubilidad de la calcita es relativamente alta, pues grandes cantidades de calcio se pueden poner en solución a partir de la disolución de este mineral. Cuando las concentraciones de magnesio son relativamente altas, este geotermómetro rinde valores poco adecuados, por lo que debe de aplicarse una corrección empírica (Fournier, 1981). La fórmula aplicada para la determinación de las temperaturas de equilibrio con este geotermómetro empírico es la siguiente:

$$T = (1647 / ((\text{Log Na/K}) + \beta \text{Log}((0.5\text{Ca/Na}) + 2.06) + 2.47)) - 273$$

T, temperatura de equilibrio en grados centígrados

Las concentraciones de los cationes, están en miligramos por litro y β es un coeficiente que depende de la temperatura de equilibrio. Para $T < 100^\circ\text{C}$, $\beta = 4/3$; y para $T > 100^\circ\text{C}$, $\beta = 1/3$. Henley *et al.* (1984), sugieren que este geotermómetro rinde buenos resultados en el rango de $100\text{-}300^\circ\text{C}$; sin embargo, Fournier y Truesdall (1973) utilizaron en su establecimiento, aguas naturales con una temperatura que osciló entre 4 y 340°C , por lo que el agua subterránea en el estado de Aguascalientes se ajusta perfectamente dentro del rango válido de aplicación.

Geotermómetros de Na/Li y de Li.- En muchas ocasiones, las aguas termales generalmente están relativamente enriquecidas en litio (como en el caso del área de estudio). Este hecho ha sido estudiado en diversos lugares del mundo, Ellis y Wilson (1960), puntualizaron que las relaciones Na/Li menores correspondían a zonas con mayor temperatura en un campo geotérmico en Wairakei, Nueva Zelanda. Brondi *et al.* (1973) también asocian altas concentraciones de litio, con anomalías hidrotermales (manantiales termales) en algunas zonas de Italia.

Fouillac y Michard (1981) propusieron un geotermómetro de tipo empírico, que incluye concentraciones de litio y sodio. De acuerdo con Henley *et al.* (1984) las reacciones de control de este geotermómetro, son de tipo de intercambio entre arcillas y zeolitas con las soluciones termales. Fouillac y Michard (1981) propusieron la siguiente ecuación, la que es válida para aguas termales con baja salinidad ($\text{Cl} < 11,000 \text{ mg/l}$)

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

donde las concentraciones son en moles/kg; t, temperatura de equilibrio.

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

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

donde la concentración es en moles/kg; t, temperatura de equilibrio

Este geotermómetro de litio, es afectado por dilución con aguas someras más frías y por concentración por pérdida de vapor (ebullición) durante el ascenso del agua. Para el geotermómetro de Na/Li, Fouillac y Michard (1981) no encontraron problemas que pudieran modificarlo, por lo que indican que dá buenas estimaciones de la temperatura a profundidad.

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

$$\text{Log (K}^2\text{MgG)} = 14.0 - (4,410/t)$$

donde las concentraciones son en mg/kilo; t, temperatura de equilibrio

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

$$10^3/t = 3.66 - 0.542 \log(K^2/Mg) + 0.05751 (\log(K^2/Mg))^2 - 0.002748 ((\log(K^2/Mg))^3)$$

donde las concentraciones son en mg/kilo; t, temperatura de equilibrio

Fournier (1990) indica que existen varios factores que pueden alterar los resultados de este geotermómetro. A menos de 125°C, los datos que se utilizaron en su planteamiento, muestran un comportamiento un poco diferente de la tendencia lineal que manifiestan a mayores temperaturas. Esto puede ser resultado de: (i) no se llega al equilibrio a estas temperaturas, (ii) gran número de diferentes arreglos mineralógicos controlan las composiciones de los fluidos a bajas temperaturas, comparados con la uniformidad que se encuentra para altas temperaturas.

7.2.3 Discusión de resultados de Geotermometría

Una de las limitaciones en la aplicación de los geotermómetros es la mezcla del agua estudiada con somera más fría. Este proceso afecta principalmente

los geotermómetros de sílice y de litio, y en menor medida a los que se basan en reacciones de tipo intercambio; debido a la dilución producida.

Para evitar incorporar muestras con mezcla, se seleccionó los análisis químicos que representen el grupo extremo del agua termal, sin mezcla con agua fría, y que sólo hayan circulado por el medio volcánico fracturado. La tabla 7.1 indica los resultados de los geotermómetros utilizados, se compara la temperatura del agua subterránea medida a la descarga. El primer grupo de datos representa el sistema de flujo regional del oriente del valle de Aguascalientes (zona de Ojo Caliente), y el segundo el regional del occidente. Estos grupos se asocian a zonas de descarga regional, por lo que se estima pasaron por la zona más profunda del sistema.

El tercer grupo analizado (zona de Calvillo a excepción del pozo de San José de Gracia), representa agua termal que, de acuerdo a consideraciones hidrogeológicas e hidrogeoquímicas, tiene menor tiempo de residencia que los otros tipos de agua. A excepción probablemente del pozo San Isidro, el agua de este grupo con toda seguridad no alcanzó la zona más profunda del sistema, por lo que se incluyeron como referencia e indicar las diferencias en los resultados con respecto a las aguas de los otros grupos.

Para el agua del sistema regional del occidente, los valores de temperatura de equilibrio correspondientes a los geotermómetros de calcedonia (84.0°C), Na-K-Ca (91.6°C) y K/MgG (90.1°C), oscilan en un pequeño rango. La similitud entre estos valores, sugiere que la calcedonia es el polimorfo que controla la concentración de sílice disuelta. Idea congruente con Arnorsson (1970), quien señala que para temperaturas de equilibrio menores a 110°C, este polimorfo controla la concentración de sílice disuelta. Fuera del área de estudio, en la región entre Ojuelos y San Luis Potosí, Aquilón (comunicación personal, 1995) encontró evidencias de campo y laboratorio que indican la presencia de calcedonia en rocas de similar composición y edad.

Muffler (1979) sugiere que el cuarzo controla las concentraciones de sílice a temperaturas mayores de 180°C, y en rocas graníticas a temperaturas tan bajas como 90°C. En el granito Cammenellis en la Gran Bretaña, Edmunds *et al.* (1984) definieron que la solubilidad de la sílice está controlada por la calcedonia (temperatura de equilibrio de 54°C). Además, Fournier (1981) indica que el geotermómetro de cuarzo trabaja mejor para temperaturas mayores de 150°C. Esta evidencia indica que en los sistemas de flujo del área de estudio, el cuarzo no controla la concentración de la sílice disuelta en el agua subterránea, y por tanto los resultados del geotermómetro de cuarzo (alrededor de 110°C) se muestran sólo como referencia.

En las rocas riolíticas del área de estudio la mayor parte del silice se presenta como vidrio volcánico (matriz vítrea). Es bien conocido que el vidrio volcánico es metaestable y tiende a cristalizar por un proceso denominado desvitrificación. Alta temperatura y soluciones son los agentes más efectivos que facilitan esta desvitrificación (Barker, 1983). Los productos de desvitrificación de un vidrio específico dependen parcialmente de la composición normativa de las rocas originales; por lo que en el caso de las rocas del área se esperan productos de desvitrificación al silice y feldspatos. Sin embargo, cuando la temperaturas de los fluidos en contacto con la roca son del orden de 100°C o menores, fases hidratadas (zeolitas, arcillas o cloritas) que no tienen contrapartes normativas, serán el producto de la desvitrificación (Barker, 1983).

TABLA 7.1.
GEOTERMÓMETROS UTILIZADOS

ZONA ORIENTE	TEMP	Calcedonia	Cuarzo	Na-K-Ca	Na/Li	Li	K/MgG	K/MgF
CA-91 FRACC. OJO CALIENTE	39.2	81.3	110.5	66.9	152.4	117.8	76.5	56.8
CA-117 COL. LAS CUMBRES	37.4	91.8	120.2	57.5	139.7	108.3	69.7	45.9
CA-3 PARQUE REVOLUCIÓN	39.0	81.5	110.8	76.3	147.7	119.4	82.6	66.2
CA-20 TEC. AGS.	40.2	81.4	110.6	75.8	147.5	119.6	82.5	66.0
CA-59 EL ENCINO	39.6	81.8	111.0	75.4	147.0	118.9	82.5	66.1
CA-132 FRAC. OJO CALIENTE	39.6	86.3	115.2	70.0	146.0	115.3	79.7	61.7
<i>PROMEDIO</i>	39.2	84.0	113.0	70.3	146.7	116.5	78.9	60.5
ZONA OCCIDENTE								
R-71 S. CRUZ DE LA PRESA	31.1	88.1	116.8	91.7	170.1	136.2	92.4	81.0
JM-1 ARROYO RANCHO SECO	40.6	82.1	111.3	102.4	194.3	146.2	93.7	82.8
1151-CNA CD. DE LOS NIÑOS	25.6	88.4	117.1	103.1	136.9	123.7	97.0	87.7
R-59 HACIENDA NUEVA	29.5	77.3	106.8	69.3	164.1	122.9	77.2	57.85
<i>PROMEDIO</i>	31.7	84.0	113.0	91.6	166.3	132.2	90.2	77.3
ZONA CALVILLO								
SAN JOSE GRACIA	32.6	56.4	87.3	69.8	25.9	50.3	67.9	42.9
SAN ISIDRO	51.1	62.6	93.1	94.6	113.3	107.7	79.3	61.1
SAN TADEO	43.8	62.0	92.5	66.6	73.2	69.9	78.4	59.8
PRESA SERNA	33.0	67.4	97.6	41.0	33.4	50.3	42.9	-0.1
<i>PROMEDIO</i>	40.1	62.1	92.6	68.0	61.5	69.6	67.1	41.0

TEMP, Temperatura medida a la descarga del pozo. Todas las temperaturas en grados Centígrados

Por lo tanto, la solubilidad de la silice en los sistemas de flujo regional del área de estudio, está controlada por la calcedonia, que es un producto metaestable de la disolución y alteración de la matriz vítrea de la roca. Esta

alteración forma parte de un proceso de desvitrificación natural de las rocas volcánicas. De acuerdo con las temperaturas sugeridas por los geotermómetros (menores a 100°C), el proceso de desvitrificación, no resultará en formación de minerales autigénicos como el cuarzo y feldespato; pero si en la transformación de la matriz vítrea en arcillas de diferentes tipos.

Para el sistema de flujo de la zona oriental del valle, los resultados del geotermómetro de calcedonia son prácticamente iguales a los que rinden para el sistema regional de occidente; sin embargo el geotermómetro de Na-K-Ca (70.3°C), señala valores un poco diferentes a los calculados para el sistema del oeste (91.6°C). Fouillac y Michard (1977) puntualizaron que existen problemas asociados a la aplicación de este geotermómetro en aguas termales con alta presión parcial de CO₂. Giggenbach (1988) concluye que existen problemas asociados con la aplicación del geotermómetro de Na-K-Ca, debido a su sensibilidad a variaciones en el contenido de CO₂, especialmente a bajas temperaturas.

El cálculo de la presión parcial de CO₂ en estos grupos de aguas, indica que ($PCO_2=4.0E-1$ atm, promedio) es mayor que el reportado por Freeze y Cherry (1979) para aguas subterráneas normales (1E-3.5 a 1E-1.5 atm). Se considera que este factor hace variar los resultados de los geotermómetros. La alta presión parcial del CO₂, ocasiona que la concentración de calcio disuelto, no esté controlada por la reacción de intercambio con sodio y potasio (como lo propone la reacción en la que se basa el geotermómetro de Na-K-Ca), si no por la solubilidad con respecto a la calcita. A excepción del agua del pozo Ciudad de los Niños (1151-CNA), las aguas restantes están subsaturadas con respecto a la calcita (tabla 7.2), por lo que teóricamente el geotermómetro no sería afectado; sin embargo el cálculo de índices de saturación utilizando las temperaturas que sugieren los geotermómetros, señala equilibrio con respecto a la calcita, hecho que justifica las desviaciones detectadas en el geotermómetro de Na-K-Ca.

Los resultados del geotermómetro de K-MgG, (78.9°C) para el sistema oriental y para el occidental (90.1°C), son congruentes con los de calcedonia. Giggenbach (1988) indica que este geotermómetro tiene una gran velocidad de reequilibrio, por lo que sus resultados se pueden considerar aceptables, de acuerdo con las temperaturas involucradas. El geotermómetro de K/MgF es el que sistemáticamente rinde las menores temperaturas de equilibrio, por lo que probablemente representa la mínima temperatura de equilibrio a profundidad, es decir, acota el extremo inferior de las temperaturas de equilibrio.

TABLA 7.2 RESULTADOS DE ANÁLISIS FÍSICOS Y QUÍMICOS (1995)

No.	Pozo	C.E.	pH	EH	STD	HCO ₃	Cl	SO ₄	F	Na	K	Ca	Mg	SiO ₂	Li	Ba	Sr
1	Sol. de Abajo	408	7.20	316	285	204,16	2,50	25,10	2,1	56,62	9,54	29,39	4,61	51,56	0,135	n.d.	n.d.
2	La Punta	441	6,19	519	309	338,02	4,50	28,70	1,5	10,89	16,88	32,86	5,78	60,35	0,243	n.d.	n.d.
3	16 de Sept.	692	6,72	194	484	398,37	3,50	47,10	1,7	98,26	16,88	60,72	4,76	72,70	0,443	n.d.	n.d.
4	Valle Delicias	731	6,83	891	511	308,73	21,50	81,50	1,4	68,16	15,63	72,47	8,67	77,25	0,245	n.d.	n.d.
5	Mesillas	660	6,50	777	460	333,63	5,90	55,00	0,9	77,70	18,00	59,62	4,61	68,05	0,351	n.d.	n.d.
6	Ejido Fresnillo	610	6,50	413	426	277,50	5,70	30,70	1,3	79,96	14,00	44,98	3,77	76,42	0,265	n.d.	n.d.
7	El Saucillo	531	6,76	850	371	343,59	4,40	41,30	1,2	68,08	15,73	52,74	6,52	81,00	0,247	n.d.	n.d.
8	Alamitos	728	6,81	439	538	378,45	6,70	54,00	1,2	72,06	16,87	62,98	7,20	75,90	0,233	n.d.	n.d.
9	El Salitrillo	716	6,95	452	501	313,71	6,40	34,50	1,0	82,63	19,11	64,31	7,54	77,19	0,273	n.d.	n.d.
10	El Gigante	443	7,19	514	310	199,18	10,70	42,70	0,9	67,16	13,85	65,13	6,46	79,24	0,144	n.d.	n.d.
11	Asientos	732	7,35	887	512	273,88	19,20	95,70	1,1	72,51	28,60	45,72	8,51	74,90	0,085	n.d.	n.d.
12	Norias Borrego	623	7,30	496	436	273,88	13,90	67,10	1,0	54,68	19,13	54,05	5,31	53,18	0,090	n.d.	n.d.
13	Bimb. de Atlas	623	6,90	532	310	199,18	9,90	31,80	1,4	49,93	24,45	25,98	3,63	54,21	0,026	n.d.	n.d.
14	P. Elías Calles	443	6,90	532	310	199,18	9,90	31,80	1,4	49,93	24,45	25,98	3,63	54,21	0,026	n.d.	n.d.
15	Ciénega Grande	685	6,96	514	487	261,43	13,90	114,50	0,9	70,56	19,14	62,65	6,20	56,07	0,079	n.d.	n.d.
16	S.J. Gracia	290	8,2	428	203	134,49	5,30	13,10	5,8	61,00	2,29	6,47	0,50	36,14	0,020	0,05	0,005
17	Santiago	406	6,85	366	283	204,16	2,40	25,10	1,0	40,42	13,16	35,85	2,86	73,08	0,070	n.d.	n.d.
18	Pabellón de Art.	542	7,00	891	380	303,75	3,90	25,90	1,3	61,43	17,85	43,48	4,94	80,93	0,159	n.d.	n.d.
19	Las Animas	540	6,86	334	379	298,78	6,70	30,30	1,2	60,55	14,57	52,38	5,32	83,03	0,148	n.d.	n.d.
20	Caldera	712	6,94	465	500	361,02	10,20	68,40	1,4	70,25	15,93	64,96	8,57	57,31	0,219	n.d.	n.d.
21	Clavellinas	546	7,25	97	382	286,33	1,20	42,50	1,3	73,06	7,05	37,63	7,16	23,08	0,047	n.d.	n.d.
22	San Pedro	680	6,99	484	475	286,33	14,70	84,30	1,1	88,02	20,68	51,44	4,40	65,49	0,105	n.d.	n.d.
23	Villa Juárez	569	7,31	501	388	248,98	10,40	47,10	0,8	55,46	17,38	52,60	3,84	85,62	0,060	n.d.	n.d.
24	Ocampo	511	6,90	538	357	236,53	13,40	45,60	1,3	88,47	17,88	32,87	3,90	52,29	0,076	n.d.	n.d.
25	S. José de la O.	392	7,67	498	274	178,26	1,50	17,50	0,8	11,51	20,10	46,50	6,78	78,61	0,008	n.d.	n.d.
26	La Luz	443	7,13	830	310	199,18	n.d.	n.d.	1,5	49,73	13,58	34,46	3,70	48,55	0,048	n.d.	n.d.
27	Pilotos	488	7,15	477	341	219,10	n.d.	n.d.	1,6	62,79	19,90	35,64	3,78	57,98	0,044	n.d.	n.d.
28	Las Adjuntas	660	7,26	497	467	298,78	10,00	41,30	1,2	57,98	48,43	67,90	8,24	58,77	0,021	n.d.	n.d.
29	Crucitas	513	6,98	698	358	248,98	8,90	68,40	3,1	54,37	11,19	46,59	5,45	40,26	0,071	n.d.	n.d.
30	San Jerónimo	436	7,30	598	305	244,00	2,40	9,50	2,1	38,63	8,01	54,14	3,32	76,93	0,040	n.d.	n.d.
31	El Tidio	745	7,04	928	520	388,41	20,00	42,70	4,1	98,23	10,00	58,05	1,68	62,11	0,321	n.d.	n.d.
32	Montoya	552	7,08	853	384	253,86	12,90	45,00	2,3	64,87	23,40	40,67	3,98	91,67	0,050	n.d.	n.d.
33	Calvillito	410	7,38	496	287	219,10	3,90	9,70	2,8	48,49	2,14	38,68	1,29	77,45	0,107	n.d.	n.d.
34	La Tinaja	362	7,60	506	252	184,20	3,40	10,00	4,2	45,4	5,64	32,44	1,53	82,9	0,083	n.d.	n.d.
35	La Mielera	706	7,02	825	494	363,51	15,90	35,00	3,3	89,38	9,28	59,97	2,07	48,07	0,299	n.d.	n.d.
36	Soledad R-64	438	7,27	491	208	184,24	9,40	14,00	3,5	38,66	15,48	46,01	1,52	71,24	0,082	n.d.	n.d.
37	El Zapote	277	7	923	194	151,88	2,90	2,72	1,2	28,17	12,69	20,24	3,43	26,14	0,020	0,05	0,005
38	Milpillas	377	7,3	478	263	229,06	1,75	3,92	3,0	58,88	0,99	29,85	0,50	40,08	0,120	0,05	0,330
39	Gracias Dios	465	6,4	311	325	179,28	8,32	48,73	0,4	26,44	7,97	49,79	8,10	50,78	0,020	0,05	0,082
40	Cieneguitas	285	7	460	200	144,41	2,43	5,99	4,4	46,68	5,74	14,17	0,97	44,82	0,057	0,05	0,005
41	San Tadeo	302	7,5	425	211	204,16	2,90	7,07	1,6	53,23	3,57	13,76	0,50	40,78	0,050	0,05	0,005
42	Ojocaliente 2	269	7,6	382	187	166,88	2,65	4,68	1,9	37,97	6,78	21,05	0,98	51,00	0,020	0,05	0,010
43	San Isidro	475	6,6	22	333	203,92	5,90	18,66	7,0	120,20	7,10	16,19	1,84	41,32	0,225	0,05	0,120
44	La Panadera	465	7,5	844	325	283,84	11,90	50,93	4,1	86,38	8,46	18,43	0,49	87,76	0,097	0,05	0,005
45	Calvillo	288	7,8	282	187	148,38	3,80	4,95	1,2	30,73	6,08	24,29	0,50	83,85	0,020	0,05	0,005
46	Malpaso	520	6,6	503	364	308,73	5,42	11,65	1,4	56,70	8,20	59,10	0,50	47,18	0,020	0,05	0,005
47	Rio Gil	243	6,7	499	170	144,41	2,10	4,03	1,0	34,50	1,79	32,79	0,73	50,60	0,020	0,05	0,005
48	Presa Serna	33	7,1	385	288	219,10	6,70	14,95	1,1	50,52	2,61	32,79	6,87	45,62	0,020	0,05	0,005
49	La Rinconada	350	7,5	374	245	199,18	3,10	5,82	1,4	33,88	9,57	35,62	2,21	84,05	0,020	0,05	0,005
50	Jalt. Abajo	380	7,4	369	265	204,16	4,90	8,01	1,6	37,66	11,45	36,43	0,98	90,75	0,020	0,05	0,005

La temperatura es en grados centígrados. C.E. es la conductividad eléctrica en umhos/cm. STD= sólidos totales disueltos en mg/l. EH= potencial de oxidación-reducción en milivolts. Todos las especies restantes están reportadas en miligramos por litro n.d. = especie no analizada para esa muestra

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

El litio es un elemento de alta movilidad geoquímica y al principio del ciclo geoquímico, las rocas ígneas tienden a liberarlo. Generalmente no es afectado por la formación de minerales secundarios, es decir difícilmente es removido de la solución y al igual que el cloruro indica la intensidad de la interacción agua-roca (Edmunds *et al.*, 1984). Por esta razón, Fouillac y Michard (1981) consideran al igual que Mahon (1976), que el litio se comporta en las aguas termales como un elemento "soluble", que a profundidad no es afectado por ninguna reacción de adsorción y/o precipitación.

Un proceso que puede concentrar el litio en el agua, es la separación de agua/vapor durante el ascenso. Al respecto Arnorsson (1970) menciona que cuando las temperaturas no son mucho mayores a los 100°C, la porción de vapor que se separa del líquido es menor al 10%; lo que sugiere que las altas temperaturas que indica el geotermómetro de litio no son producto de la concentración de esta especie, debido a que existe a profundidad, separación de vapor del agua subterránea.

Los resultados marcan dos modelos conceptuales diferentes: (i) la temperatura de equilibrio que rinde el geotermómetro de Li, indica la temperatura máxima que alcanza el agua en la parte más profunda de los sistemas regionales analizados. Las temperaturas de los otros geotermómetros (calcedonia, K-Mg, Na-K-Ca) resultan de reequilibrios a menores temperaturas (profundidades). Esto indica que los resultados del geotermómetro de Na/Li no tienen ningún significado, ya que no existe equilibrio (a una misma temperatura) para estas especies. (ii) Las concentraciones de litio son resultado de una prolongada interacción agua subterránea-roca a la temperatura que sugieren los geotermómetros de calcedonia, Na-K-Ca y K-Mg. Desde el punto de vista geoquímico, es poco probable que un mineral de litio controle las concentraciones de esta especie, ya que son muy raros en sistemas hidrotermales (Fouillac y

Michard, 1981), entonces no existe ningún impedimento para que la concentración de litio se incremente con el tiempo de residencia del agua (independiente de la temperatura).

No es posible determinar, con los registros de temperatura realizados en los pozos del área (ver informe de 1994), cual de las dos hipótesis planteadas es la más apegada a la realidad, ya que las máximas temperaturas medidas, son del orden de 55°C. Como se aprecia en la figura 7.4, con la salvedad de las concentraciones mayores, existe una relación proporcional directa entre las concentraciones de litio y sodio, pero sin embargo esto no implica que estén condicionadas por una reacción de intercambio en equilibrio, lo que validaría el geotermómetro de Na/Li. Será necesario investigar, en etapas posteriormente del proyecto, más acerca de la movilidad del litio en este tipo de medios geológicos.

Para el grupo de agua de Calvillo, a excepción del pozo San Isidro, los resultados de los geotermómetros señalan temperaturas menores que las analizadas previamente. Se considera que esto es debido a que esta agua todavía no alcanza el equilibrio geoquímico para la temperatura que existe a profundidad, sólo el geotermómetro de K/MgG, de rápido equilibrio, rinde valores congruentes. Estos resultados concuerdan perfectamente con la definición de sistemas de flujo realizada (ver capítulo correspondiente).

En lo que respecta al gradiente geotérmico local, a la fecha no se tiene conocimiento de su distribución espacial. Gradientes de temperatura medidos en Zacatecas y Chihuahua en rocas volcánicas de similar composición y edad, varían entre 31.5 ± 3.65 y 39.3 °C/kilómetro (Smith et al., 1979). Considerando que la temperatura a profundidad es al menos 100°C (valor conservador derivado del análisis geotermométrico), y que el agua al ingresar al sistema de flujo tiene una temperatura del orden de 15°C, entonces se puede suponer que la profundidad mínima de circulación que tienen los sistemas de flujo analizados oscila entre 2.5 y 2.1 km. Localmente no se tiene una estimación del espesor de la secuencia volcánica, pero esa profundidad de circulación es congruente con el espesor estimado del paquete volcánico Terciario en otras partes de la Sierra Madre Occidental.

7.3 Análisis Físicos y Químicos de Agua Subterránea

Los resultados de los análisis físicos y químicos de las muestras de agua tomadas en 1995, aparecen en la tabla 7.2. En la figura 7.5 aparecen los diagramas de Stiff construidos a partir de esa información. Como se puede observar no existe mucha diferencia en la forma de los polígonos de Stiff, lo que sugiere que las reacciones de interacción agua-acuífero son muy

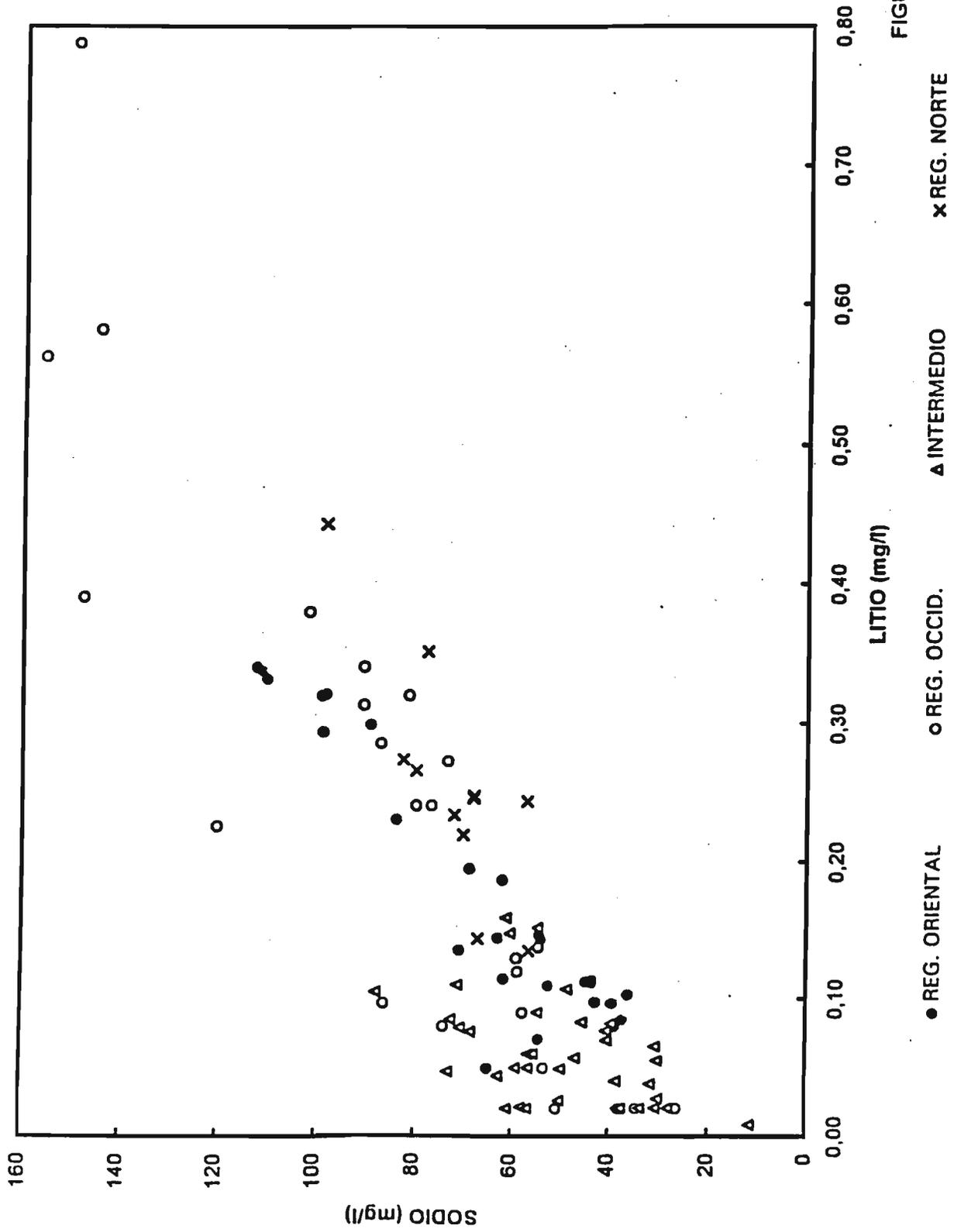
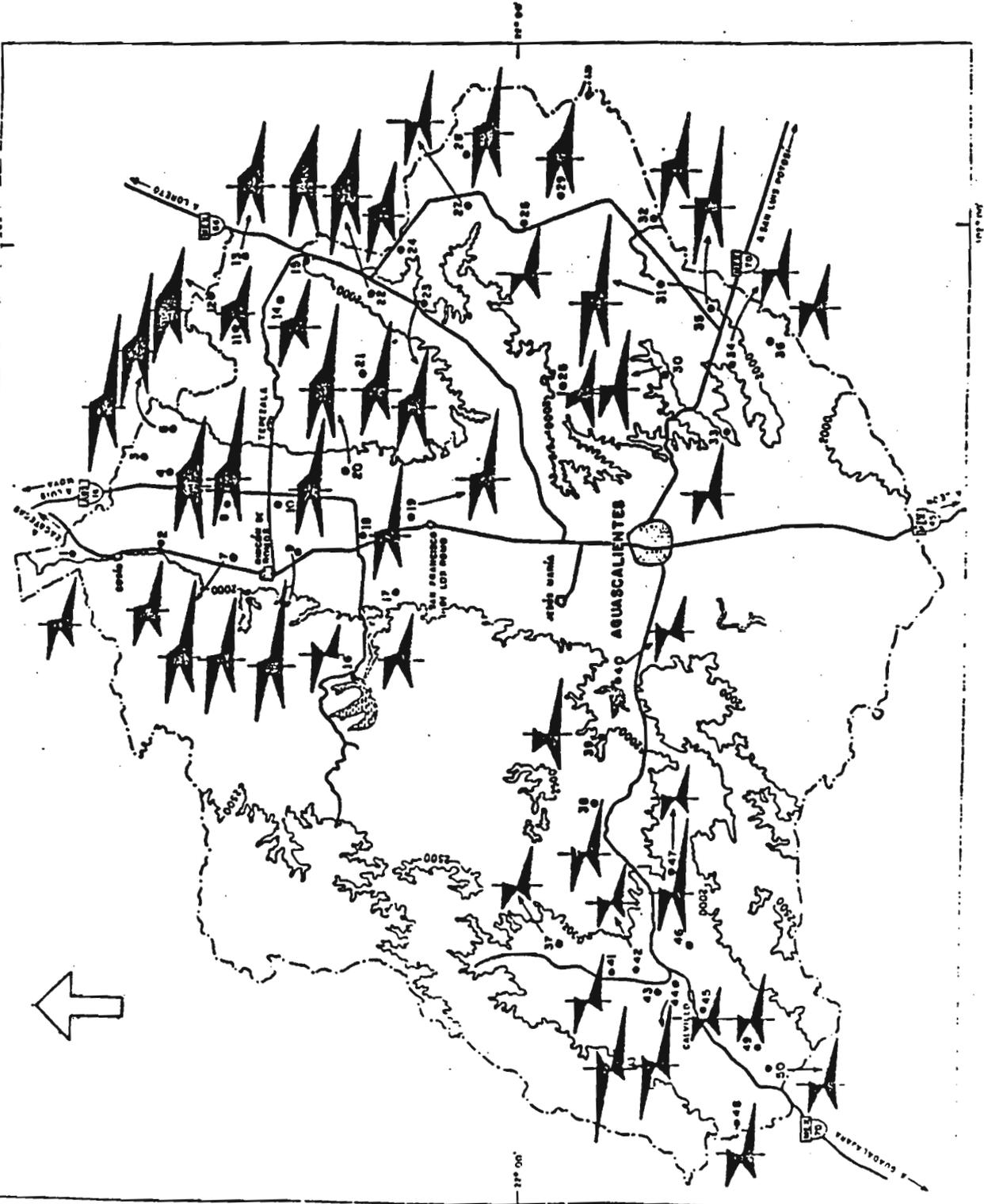
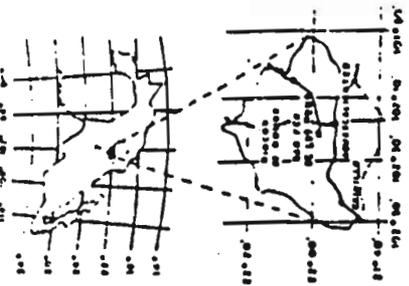


FIGURA 7.4

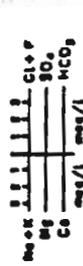


LOCALIZACION



SIMBOLOGIA

- CARRETERA
- POBLADO
- CIENVA EN A. 41
- LIMITE DE ESTADO
- POZO CON MUESTRA DE AGUA
- PULSA



INSTITUTO VENEZOLANO DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS Y TECNOLÓGICAS DIVISIÓN DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS Y TECNOLÓGICAS	
INSTITUCIÓN DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS Y TECNOLÓGICAS	INSTITUCIÓN DE INVESTIGACIONES CIENTÍFICAS Y TECNOLÓGICAS
DIAGRAMA DE STIFF	
FECHA: 1980	PÁGINA: 01

similares en la mayor parte de la zona de estudio. La diferenciación de grupos con calidad química homogénea, basado en los elementos mayores (diagramas triangulares de Piper y Durov, no presentados en este informe), no rinde resultados adecuados para diferenciarlos, por lo que se optó basar la clasificación de acuerdo con la geología del subsuelo y los sistemas de flujo definidos (ver capítulo correspondiente).

En la tabla 7.3, aparecen los resultados de la clasificación realizada, incluidos los resultados de las muestras analizadas en 1994. De este modo, los análisis 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10 y 20, representan la zona de descarga de un sistema regional en la parte norte del estado. Las muestras correspondientes a los análisis 11, 12, 13, 14, 15, 21, 22, y 24 corresponden al sistema de flujo intermedio Chicalote-Bimbaletes; mientras que el 23, 25, 26, 27, 28, 30, 33, 34, 36, corresponden a las zonas de recarga y transición del sistema de flujo intermedio Lomas de Ojo Caliente-Chicalote. Otro sistema intermedio detectado es el ubicado al occidente de Pabellón de Arteaga-Jesús María, entre las presas Plutarco E. Calles y Abelardo Rodríguez, siendo las muestras de los puntos 16, 17, 18, 19 y 40 los más representativos.

Respecto al sistema regional oriental que descargaba de manera natural en Ojo Caliente, las muestras 29, 31, 32, y 35 forman parte de este sistema. El sistema de flujo regional occidental que tiene origen en la Sierra Fría, está representado por las muestras 38, 39, 41, 42, 43, 44, 47 y 48. Por último, los pozos 37, 45, 46, 49, 50 corresponden a un sistema de flujo intermedio que existe en la zona de Calvillo.

Con base en la información hidrogeoquímica se tienen definidos dos grandes sistemas de flujo regional, uno que se origina en la región occidental del estado, en las elevaciones de la Sierra Fría, y que en condiciones naturales previo a la explotación intensiva por medio de pozos, descarga a todo lo largo del valle de Aguascalientes (se tienen evidencias) y probablemente fuera de los límites del estado, en la zona suroccidental. Otro sistema de flujo regional que se origina en la porción sur y oriental del estado. La mayor parte de este sistema se origina fuera de los límites estatales; pero sin embargo descargaba naturalmente en la zona de Ojo Caliente y en el valle del Chicalote.

7.3.1 Modelación hidrogeoquímica

El modelo geoquímico de especiación WQ4F (Ball *et al.*, 1987), se seleccionó para calcular las actividades de las especies disueltas y los índices de saturación con respecto a varias fases minerales. Esta decisión se tomó con base en los siguientes aspectos: (i) su base de datos contiene

TABLA 7.3 CLASIFICACIÓN DEL AGUA SUBTERRÁNEA DE ACUERDO CON SISTEMAS DE FLUJO

SIST. REGIONAL ORIENTAL	SIST. REGIONAL OCCIDENTAL	SIST. REGIONAL ZONA NORTE	SIST. DE FLUJO INTERMEDIO
CA-91 FRACC OJO CALIENTE CA-117 COL LAS CUMBRES CA-3 PARQUE REVOLUCION CA-20 TEC AGUASCALIENTES CA-59 EL ENCINO CA-132 FRAC OJO CALIENTE CE-28 REFUGIO DE PEÑUELAS R-67 EJIDO PEÑUELAS R-49 MONITORO R-50 S ANTONIO PEÑUELAS R-4 BUENAVISTA DE PEÑUELAS CA-96 SAN FCO. DEL ARENAL CA-71 MAHATMA GANDHI CA-85 COL PRADOS DEL SUR CA-4 FRACC SANTA ELENA CA-15 COL LA SALUD CA-27 COLONIA ALTAVISTA CA-30 PARQUE INDEPENDENCIA CA-12 FRACC MEXICO CA-40 ESC DE ARTES Y OF. CA-126 FRACC. MORELOS CA-130 COL SOLIDARIDAD R-10 NORIAS DE PASO HONDO P-29 CRUCITAS P-31 TILDIO P-32 MONTOYA P-35 LA MIELERA	1151-CNA CD. DE LOS NIÑOS R-59 HACIENDA NUEVA CA-64 FRACC PRIMO VERDAD R-43 EL NIÁGARA JM-2 JESUS MARIA CA-81 FRACC. LA HERRADURA CA-75 FRACC LOPEZ PORT. CA-88 LOMAS DEL CAMPESTRE CA-99 LOS NEGRITOS R-71 S. CRUZ DE LA PRESA JM-1 ARROYO RANCHO SECO JM-14 MARAVILLAS R-39 SALTO DE LOS SALADOS R-20 SAN FELIPE JGP-1 JESÚS GÓMEZ PORTUGAL SFR-1 SAN FCO. DE LOS ROMO P-38 MILPILLAS P-38 GRACIAS A DIOS P-41 SAN TADEO P-42 OJO CALIENTE 2 P-43 SAN ISIDRO P-44 LA PANADERA P-47 RIO GL P-48 PRESA SERNA	P-1 SOLEDAD DE ABAJO P-2 LA PUNTA P-3 16 DE SEPTIEMBRE P-4 VALLE DE LAS DELICIAS P-5 MESILLAS P-6 EJIDO FRESNILLO P-7 EL SAUCILLO P-8 ALAMITOS P-9 EL SALITRILLO P-10 EL GIGANTE P-20 CALDERA	ZONA OJO CALIENTE-CHICALOTE R-13 JOSE MARIA MORELOS R-37 JALOMATE-EL CAJÓN CH-1 CHICALOTE CA-49 INDECO BENITO JUAREZ R-19 EL COLORADO-ZOYATAL R-28 EL CONEJAL R-36 SANTA MARIA GALLARDO P-23 VILLA JUAREZ P-25 SAN JOSÉ DE LA ORDEÑA P-28 LA LUZ P-27 PILOTOS P-28 LAS ADJUNTAS P-30 SAN JERÓNIMO P-33 CALVILLO P-34 LA TINAJA P-38 SOLEDAD DE ABAJO R-64 ZONA SUR PRESA NIÁGARA R-41 S.PEDRO CIENEGUILLA R-51 TANQUE DE LOS JIMENEZ R-42 CABECITA DE 3 MARIAS ZONA BIMBALETES-CHICALOTE P-11 ASIENTOS P-12 NORIAS DEL BORREGO P-13 BIMBALETES DE ATLAS P-14 PLUTARCO ELIAS CALLES P-15 CIÉNEGA GRANDE P-21 CLAVELLINAS P-22 SAN PEDRO P-24 OCAMPO ZONA P.CALLES-P.A.RODRIGUEZ P-16 SAN JOSÉ DE GRACIA P-17 SANTIAGO P-18 PABELLÓN DE ARTEAGA P-19 LAS ÁNIMAS P-40 CIENEGUITAS ZONA CALVILLO P-37 EL ZAPOTE P-45 CALVILLO P-46 MALPASO P-48 LA RINCONADA P-50 JALTICHE DE ABAJO

* LA CLAVE P. SIGNIFICA QUE ESTE APROVECHAMIENTO FUE MUESTREADO EN 1995 EL NUMERO CORRESPONDE A SU CLAVE EN LA FIGURA 7.5

información de tipo termodinámico necesaria para incluir elementos traza y sólidos estables, y (ii) a nivel mundial, se considera de los más documentados. Los datos que se requieren para alimentar el programa son la temperatura, el pH, el potencial de óxido-reducción y la concentración de las especies disueltas.

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

La determinación de índices de saturación con respecto a varios minerales, se realiza comparando los productos de actividad iónica PAI (calculados a partir de las actividades de los iones involucrados y de relaciones establecidas a partir de la disolución de un mineral), con los productos de solubilidad o constante de equilibrio K. Posteriormente, los índices de desequilibrio o de saturación ($\log PAI/K$), se utilizan para verificar si el agua está en equilibrio ($\log PAI/K \approx 0$), sobresaturada ($\log PAI/K > 0$), o subsaturada ($\log PAI/K < 0$), con respecto a determinada fase sólida (ver el Anexo 2).

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

En la tabla 7.4 están parte de los resultados de la aplicación del modelo hidrogeoquímico WQ4F, a las muestras de 1994 y 1995. Las temperaturas que se utilizaron en el modelo, fueron las que se midieron directamente en la descarga del pozo, por lo que los resultados presentarán desviaciones de los índices de saturación reales, cuando menos en las muestras de los sistemas de flujo regionales analizadas en el capítulo de geotermometría.

TABLA 7.4 INDICES DE SATURACION CALCULADOS CON EL MODELO HIDROGEOQUIMICO WATEQ4F

No.	Pozo	Temp	C.E.	pH	Eh	Anhidrita	Barita	Caicita	Celestita	Calcedonia	Fluorita	SiO2Glass	SiO2Amortia	Estroscianita	Whiterita
1	Sol. de Abajo	27,0	408	7,20	316	-2,398	n.d.	-0,428	n.d.	0,434	-0,359	-0,070	-0,376	n.d.	n.d.
2	La Punta	36,0	441	6,19	519	-2,240	n.d.	-1,211	n.d.	0,405	-0,720	-0,095	-0,389	n.d.	n.d.
3	16 de Sept.	29,2	692	6,72	194	-1,907	n.d.	-0,338	n.d.	0,560	0,331	0,057	-0,246	n.d.	n.d.
4	Valle Delicias	23,7	731	6,83	891	-1,654	n.d.	-0,344	n.d.	0,648	-0,369	0,143	-0,167	n.d.	n.d.
5	Mesillas	27,9	660	6,50	777	-1,843	n.d.	-0,651	n.d.	0,546	-0,865	0,042	-0,262	n.d.	n.d.
6	Ejido Fresnillo	31,5	610	6,50	413	-2,144	n.d.	-0,777	n.d.	0,556	-0,677	0,052	-0,246	n.d.	n.d.
7	El Saucillo	27,3	531	6,76	850	-2,010	n.d.	-0,430	n.d.	0,628	-0,653	0,124	-0,181	n.d.	n.d.
8	Alamitos	26,4	768	6,81	439	-1,853	n.d.	-0,291	n.d.	0,610	-0,586	0,105	-0,201	n.d.	n.d.
9	El Salitrillo	26,8	728	6,85	476	-2,036	n.d.	-0,211	n.d.	0,613	-0,737	0,108	-0,197	n.d.	n.d.
10	El Gigante	23,8	716	6,95	452	-1,793	n.d.	-0,248	n.d.	0,658	-0,607	0,152	-0,157	n.d.	n.d.
11	Asientos	29,1	443	7,19	514	-2,035	n.d.	-0,295	n.d.	0,471	-0,995	-0,033	-0,335	n.d.	n.d.
12	Norias Borrego	23,5	732	7,35	887	-1,758	n.d.	-0,076	n.d.	0,636	-0,767	0,130	-0,180	n.d.	n.d.
13	Bimb. de Atlas	25,4	623	7,30	496	-1,804	n.d.	-0,009	n.d.	0,466	-0,778	-0,039	-0,347	n.d.	n.d.
14	P. Elias Calles	27,8	443	6,90	532	-2,334	n.d.	-0,781	n.d.	0,447	-0,774	-0,057	-0,361	n.d.	n.d.
15	Ciénega Grande	23,4	685	6,96	514	-1,564	n.d.	-0,358	n.d.	0,512	-0,811	0,006	-0,304	n.d.	n.d.
16	S.J. Gracia	33	290	8,22	426	-3,212	-0,692	-0,152	-4,884	0,208	-0,150	-0,296	-0,594	-2,833	-2,737
17	Santiago	27,0	406	6,85	368	-2,310	n.d.	-0,688	n.d.	0,588	-0,912	0,082	-0,224	n.d.	n.d.
18	Pabellón de Art.	27,1	542	7,00	891	-2,283	n.d.	-0,310	n.d.	0,629	-0,639	0,125	-0,180	n.d.	n.d.
19	Las Animas	26,9	540	6,86	334	-2,131	n.d.	-0,385	n.d.	0,843	-0,634	0,139	-0,167	n.d.	n.d.
20	Caldera	29,8	712	6,94	485	-1,721	n.d.	-0,129	n.d.	0,450	-0,489	-0,053	-0,355	n.d.	n.d.
21	Clavellinas	31,1	546	7,25	97	-2,084	n.d.	-0,103	n.d.	0,039	-0,760	-0,463	-0,763	n.d.	n.d.
22	San Pedro	26,5	680	6,99	484	-1,735	n.d.	-0,318	n.d.	0,544	-0,746	0,040	-0,266	n.d.	n.d.
23	Villa Juárez	25,9	569	7,31	501	-1,944	n.d.	-0,028	n.d.	0,667	-0,970	0,162	-0,145	n.d.	n.d.
24	Ocampo	29,6	511	6,90	538	-2,103	n.d.	-0,604	n.d.	0,412	-0,785	-0,091	-0,393	n.d.	n.d.
25	S.José de la O.	26,5	392	7,67	498	-2,366	n.d.	-0,180	n.d.	0,626	-1,395	0,122	-0,184	n.d.	n.d.
26	La Luz	29,5	443	7,13	930	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
27	Pilotos	28,3	488	7,15	477	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.	n.d.
28	Las Adjuntas	22,7	660	7,26	497	-2,016	n.d.	-0,016	n.d.	0,540	-0,559	0,034	-0,277	n.d.	n.d.
29	Crucitas	34,1	513	6,98	698	-1,776	n.d.	-0,310	n.d.	0,249	0,047	-0,252	-0,549	n.d.	n.d.
30	San Jerónimo	26,9	436	7,30	598	-2,586	n.d.	-0,006	n.d.	0,609	-0,101	0,104	-0,201	n.d.	n.d.
31	El Tidio	31,5	745	7,04	928	-1,941	n.d.	-0,015	n.d.	0,466	0,396	-0,036	-0,336	n.d.	n.d.
32	Montoya	29,8	552	7,08	853	-2,032	n.d.	-0,306	n.d.	0,553	-0,207	0,150	-0,152	n.d.	n.d.
33	Calvillo	29,4	410	7,38	498	-2,867	n.d.	-0,060	n.d.	0,583	-0,006	0,080	-0,222	n.d.	n.d.
34	La Tinaja	28	362	7,60	508	-2,728	n.d.	-0,014	n.d.	0,631	0,299	0,127	-0,178	n.d.	n.d.
35	La Mielera	28	708	7,02	825	-2,033	n.d.	-0,091	n.d.	0,396	0,275	-0,107	-0,178	n.d.	n.d.
36	Soledad R-64	27	438	7,27	491	-2,466	n.d.	-0,208	n.d.	0,577	0,291	0,073	-0,233	n.d.	n.d.
37	El Zapote	28	277	6,96	923	-3,443	-1,319	-0,895	-5,589	0,124	-0,970	-0,379	-0,233	n.d.	n.d.
38	Milpillas	27	377	7,28	478	-3,171	-1,187	-0,293	-3,659	0,322	-0,021	-0,182	-0,683	-4,067	-3,947
39	Gracias Dios	20	465	6,43	311	-1,978	-0,076	-1,134	-3,216	0,505	-1,510	-0,002	-0,487	-1,810	-3,503
40	Cieneguillas	28	285	7,01	468	-3,249	-0,956	-1,031	-5,232	0,368	0,018	-0,138	-0,317	-3,425	-4,555
41	San Tadeo	44	302	7,53	425	-3,082	-1,139	-1,031	-5,183	0,150	-1,056	-0,347	-0,442	-4,042	-3,925
42	Ojocaliente 2	28	289	7,56	382	-3,183	-1,102	-0,256	-5,353	0,401	-0,567	-0,347	-0,632	-3,243	-3,181
43	San Isidro	51	475	6,55	22	-2,206	-0,510	-0,923	-3,043	0,089	0,152	-0,406	-0,405	-3,448	-3,332
44	La Panadera	32	465	7,46	844	-2,663	-0,603	-0,181	-4,182	0,812	-0,012	0,110	-0,190	-2,688	-4,082
45	Calvillo	31	268	7,76	282	-3,087	-1,098	-0,001	-5,328	0,601	-0,916	0,098	-0,203	-3,249	-3,147
46	Malpaso	33	520	6,57	503	-2,346	-0,876	-0,521	-5,083	0,335	-0,493	-0,167	-0,465	-4,177	-4,065
47	Rio Gil	36	243	6,72	499	-3,165	-1,266	-1,011	-5,410	0,323	-1,172	-0,172	-0,465	-4,249	-4,157
48	Presa Serna	33	411	7,13	385	-2,532	-0,732	-0,337	-4,922	0,315	-0,945	-0,187	-0,485	-3,735	-3,635
49	La Rinconada	28	350	7,5	374	-2,921	-1,028	-0,028	-5,306	0,636	-0,614	0,132	-0,172	-3,441	-3,320
50	Jalt. Abajo	27	380	7,44	369	-2,784	-0,879	-0,084	-5,170	0,681	-0,478	0,177	-0,129	-3,501	-3,380

SiO2 Glass, Calcedonia y SiO2 amortia significan diferentes polimorfos de la silice n.d. significa no calculado por el modelo por falta de datos

7.4. Controles en la concentración de fluoruro disuelto

La presencia de altas concentraciones de fluoruro en el agua subterránea que se utiliza para abastecimiento poblacional en la ciudad de Aguascalientes, es bien conocida desde hace mucho tiempo. Aproximadamente, el 70% del volumen total del agua "potable" presenta concentraciones mayores al valor máximo recomendado por la World Health Organization WHO (1.7 mg/l) y por la Secretaría de Salud (1.5 mg/l).

La presencia de fluoruro en el agua, en los límites para consumo humano, produce deterioro de la dentadura, sobre todo en infantes que consumen muchos dulces y bebidas azucaradas (Appelo y Postma, 1993). Sin embargo, concentraciones mayores a las recomendables, ocasionan fluorosis dental (dientes moteados) y fluorosis ósea (deformación de huesos en personas de edad avanzada). Para el estado de Aguascalientes, no se tiene conocimiento de estudios que señalen estadísticas relacionadas con estas enfermedades; pero para el caso de la ciudad de San Luis Potosí (ciudad que tiene el mismo problema en el agua que se utiliza para abastecimiento poblacional; IGf, 1988), constituyen un serio problema de salud pública (Medellín-Milán *et al.*, 1993).

El fluoruro en el agua subterránea se relaciona con rocas volcánicas, aunque altas concentraciones se han reportado asociadas a sedimentos que contienen fluorapatito (Zack, 1980; Travi y Faye, 1992). Hem (1970) y Forbes *et al.* (1974), indican que en las rocas ígneas félsicas, además del boro, litio, berillio, zinc y uranio (elementos litófilos), el fluoruro se presenta consistentemente, alcanzando un promedio de 750 ppm. Se desconocen las concentraciones de fluoruro en las rocas volcánicas del área; pero en San Luis Potosí, en algunas formaciones de similar composición, litología y edad, Tristán (1986) reporta que son ricas en fluor (>0.2% en peso).

Una característica importante de las rocas volcánicas, es su textura porfírica con matriz vítrea abundante, lo que es indicio de un rápido enfriamiento posterior a su extrusión. Lipman *et al.* (1979) señalan que la disposición de los elementos traza en las rocas ígneas, es función de la velocidad de enfriamiento de la roca fundida. En las rocas volcánicas, el fluoruro y algunos otros elementos traza, quedan atrapados en la matriz vítrea, pues no tienen tiempo de reemplazar otras especies dentro de las estructuras cristalinas de los minerales. Robertson (1985) indica que el fluoruro es muy abundante en los vidrios volcánicos de algunas zonas de Arizona. En las rocas del área en estudio, se carece de evidencias sobre la ubicación del

fluoruro en la roca, pero las características litológicas sugieren que se encuentra en la matriz vítrea. En la próxima etapa del proyecto, será necesario realizar estudios mineralógicos y petrográficos, para determinar si esta hipótesis es correcta.

La interacción agua-roca ocasiona desvitrificación de la matriz vítrea de la roca volcánica, reacción que produce la formación de arcillas (que permanecen en la roca) e incorporan solutos (cationes y elementos traza) al agua subterránea. De manera preliminar se postula que por este proceso, el fluoruro pasa al agua subterránea, y que la fuente natural más importante para este halógeno, son las rocas volcánicas fracturadas del área.

A continuación se hace una descripción de la distribución del fluoruro disuelto en el agua subterránea dentro del estado de Aguascalientes. Se hace énfasis en que el siguiente análisis, no se enfoca a definir si el agua de determinada zona es adecuada para el uso a que se destina. Sin embargo, la información generada, puede ser punto de partida para estudios más específicos en los que diversas dependencias estatales y/o federales pueden estar interesados.

7.4.1. Distribución del fluoruro disuelto

En el mapa de la figura 7.6 se muestra la distribución horizontal de la concentración de fluoruro disuelto en el agua subterránea. La interpolación se realizó manualmente a partir de valores de fluoruro en alrededor de 130 pozos con diferentes profundidades y litologías. Las muestras son de pozos de abastecimiento de agua potable. Se desconoce un mapa a nivel estatal, con detalle similar, previo a 1995, por lo que no fue posible analizar la evolución temporal de esta especie.

Las concentraciones de alrededor de 1.0 mg/l, están en lugares aislados y se asocian a zonas donde el agua subterránea circula preferentemente por material granular. Este valor es mucho mayor que la concentración "normal" de fluoruro (0.3 mg/l) que han establecido diversos autores (Gass, 1978); pero es del orden a la considerada por Hem (1970), como promedio en aguas subterráneas en contacto con granitos (1.2 mg/l). Con esto, se puede establecer que la mayor parte del estado de Aguascalientes, presenta concentraciones de fluoruro mayores a las promedio reportadas para aguas subterráneas en contacto con rocas ígneas.

En la zona noreste del estado, las menores concentraciones de fluoruro se asocian a una zona de recarga de un sistema intermedio, al igual que en la región ubicada al sur de la presa el Niágara. En el valle de Aguascalientes, al oriente de la presa Plutarco E. Calles, también existen valores del orden

de 1.0 mg/l; una marcada diferencia con el dato reportado para el pozo 16 (San José de Gracia), que es mayor a 5 mg/l. En la zona de recarga del sistema intermedio que se ubica en los lomeríos al oriente de la ciudad de Aguascalientes, únicamente el pozo 25 tiene valores del orden de 1.0 mg/l. La distribución espacial de las curvas de isovalores en esta zona, señala que los valores mayores a 2.0 mg/l son comunes.

Se estableció previamente que esta región es la zona de recarga de un sistema intermedio y que el material por el que circula el agua es granular (clásticos de granulometría variada intercalados con tobas). Las curvas de isovalores, sugieren que además de la roca volcánica fracturada existe una fuente adicional de fluoruro en este medio geológico. Falta información para establecer si éste es el caso, pero seguramente estos valores de fluoruro se relacionan con temperaturas (entre 3-4°C) mayores a lo esperado para zonas de recarga de sistemas intermedios (esto fue reportado en el análisis de la temperatura). Las investigaciones en la siguiente etapa del proyecto involucrarán acciones dirigidas a tratar de responder estas interrogantes.

Las mayores concentraciones de fluoruro se asocian con agua subterránea que circula por rocas volcánicas. En la zona de Ojo Caliente, son comunes los valores mayores a 3.0 mg/l, en pozos termales, así como en la zona oriental y sur del estado, entre las carreteras N°70 y N°45. Caso especial son los pozos 40 y 16, ubicados cerca de las presas Abelardo Rodríguez y Plutarco E. Calles respectivamente, allí las concentraciones detectadas son mayores a 4.0 mg/l. En el valle de Calvillo, a excepción de dos pozos (43 y 44), todas las concentraciones son entre 1.0-2.0 mg/l.

Valores menores a 2.0 mg/l se asocian al material granular del valle de Aguascalientes, aunque en la zona de descarga del sistema regional del occidente, es posible encontrar estos niveles de fluoruro asociados a la porción del sistema comprendida por rocas volcánicas fracturadas. A diferencia de lo que se estableció para la temperatura del agua subterránea, la figura 7.6 no señala una relación estrecha entre los mayores valores de fluoruro y los principales lineamientos geológico-estructurales.

7.4.2 Factores geoquímicos que afectan al fluoruro disuelto.

El comportamiento y distribución del fluoruro en el estado de Aguascalientes, es muy diferente al encontrado en otras zonas con características geológicas similares. En el valle de San Luis Potosí, Carrillo-Rivera *et al.* (1996) han establecido una relación directa entre los mayores valores de fluoruro y agua de flujo regional que circula por rocas volcánicas fracturadas. Las zonas con agua subterránea con niveles de fluoruro mayores a 2.5 mg/l, se correlacionan directamente con agua de temperatura

mayor a 30°C, que se explota en pozos ubicados cerca de lineamientos estructurales. En el material de relleno de la fosa tectónica de San Luis Potosí, las concentraciones de fluoruro son menores a 0.5 mg/l.

La figura 7.7 indica que la relación fluoruro-temperatura del agua, en general no sigue una relación directa así como litio-fluoruro (figura 7.8). Por ejemplo, en el sistema regional oriental, los valores de fluoruro menores a 2.0 mg/l, se relacionan con agua de menos de 30-32°C de temperatura, sin embargo para temperaturas de ese orden, también existen valores mayores. Como se mencionó previamente en el apartado de geotermometría, el litio es un elemento de gran movilidad geoquímica, que señala la intensidad de la interacción agua-acuífero para los sistemas de flujo definidos. Su naturaleza conservativa lo hace una herramienta valiosa para compararlo con la pérdida o ganancia de otros iones en el contexto de tiempo relativo de residencia. De este modo para cada uno de los sistemas de flujo, los diferentes valores de litio señalan una hipotética línea de flujo, gradiente abajo, desde las zonas de recarga (menores valores de litio), hasta la zona de descarga (mayores valores de litio).

En el sistema regional oriental, el fluoruro presenta concentraciones mayores a 2.0 mg/l, desde la zona de recarga ($Li < 0.10$ mg/l), hasta la zona de descarga ($Li \approx 0.32$ mg/l). Los valores menores a 0.2 mg/l que se detectan entre $0.10 > Li < 0.20$ mg/l corresponden a mezclas de ese sistema regional con agua de sistemas de flujo intermedio. Para el sistema de flujo regional del occidente, en el tramo entre 0.0-0.35 mg/l de litio, son comunes las concentraciones de fluoruro mayores a 2.0 mg/l, sin embargo el agua con mayor tiempo de residencia (relativo, $Li > 0.35$ mg/l), tiene concentraciones de fluoruro del orden de 2.0 mg/l y menores. La disminución en la concentración de fluoruro con el aumento de interacción agua-roca en este sistema de flujo, sugiere que existen reacciones químicas o procesos, que de manera natural "eliminan" esta especie del agua subterránea.

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

Para aguas en contacto con rocas intrusivas de composición granítica, Edmunds *et al.* (1984) en Gran Bretaña y Nordstrom *et al.* (1989) en Suiza,

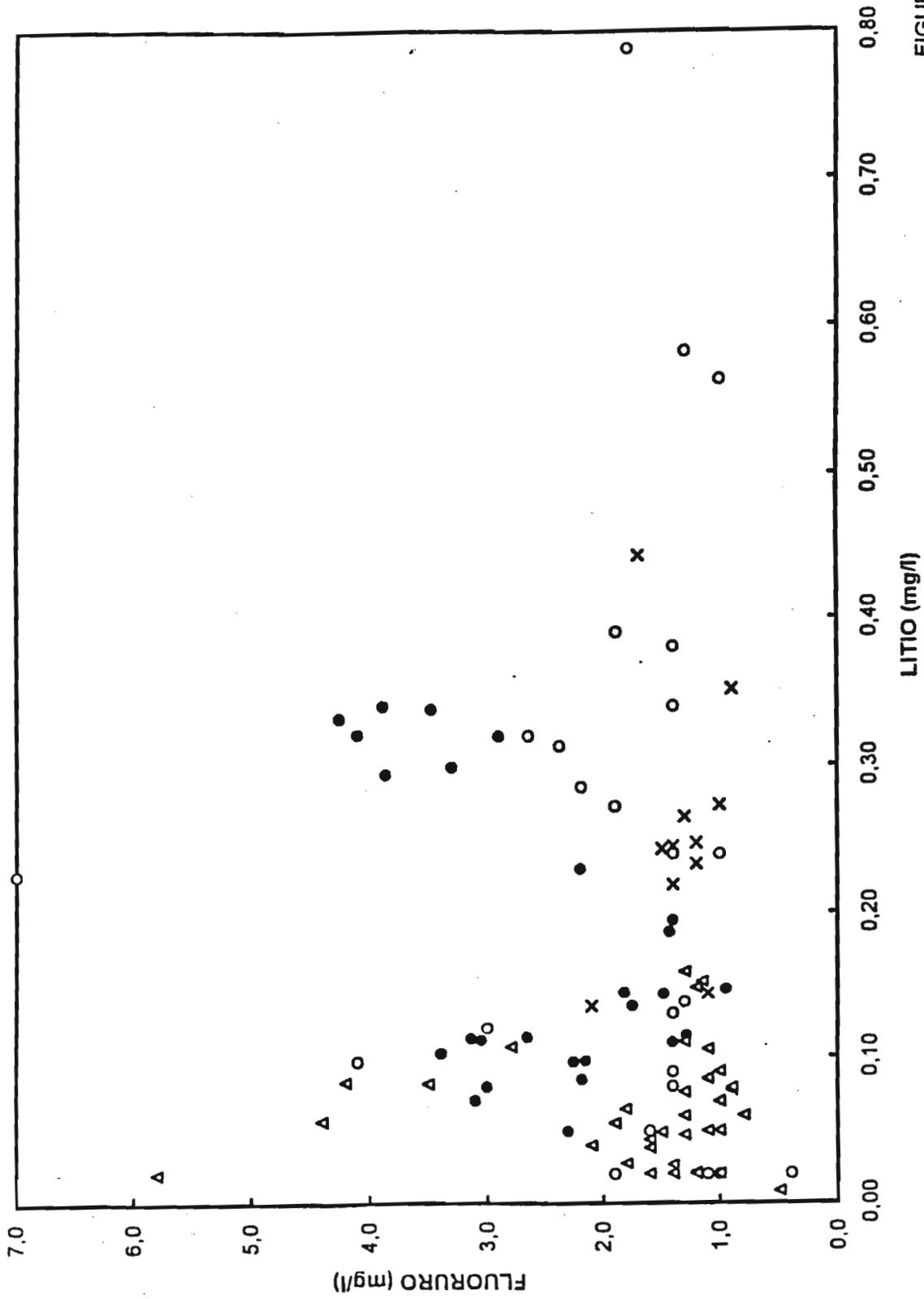


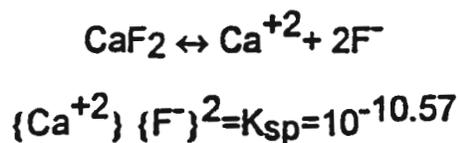
FIGURA 7.8

● REG. ORIENTAL ○ REG. OCCID. ▲ INTERMEDIO × REG. NORTE

señalan que la concentración de fluoruro está controlada por la solubilidad de la fluorita (CaF_2) y la geoquímica de los carbonatos en la concentración de calcio. Handa (1975) en India y Robertson (1985) en Arizona, puntualizan que las mayores concentraciones de fluoruro coinciden con las menores de calcio, lo que propone un control de solubilidad con respecto a la fluorita.

Un ejemplo de la importancia del tipo de roca en la abundancia de fluoruro en el agua subterránea, la presentan Deutsch *et al.* (1982), quienes señalan que en la meseta de Columbia, Washington constituida por basaltos (roca con menor contenido de fluoruro que las riolitas o granitos), en casi la totalidad del área, el agua subterránea se encuentra subsaturada con respecto a la fluorita. En el Valle de México, donde abundan rocas basálticas, Cardona y Hernández (1995) llegan a la misma conclusión.

De esto modo, se supone que en el estado de Aguascalientes, los controles de la presencia de fluoruro disuelto son el medio geológico y la solubilidad con respecto de la fluorita, y por tanto, las concentraciones de calcio son fundamentales en su evolución. Para condiciones de equilibrio con respecto a la fluorita, bajas concentraciones de calcio permiten valores relativamente altos de fluoruro, tal y como se ejemplifica a continuación:



donde K_{sp} = producto de solubilidad, fluorita (25°C); {} = actividades del ion

Es importante hacer notar que el producto de solubilidad es proporcional a la actividad del fluoruro al cuadrado; en condiciones de equilibrio a bajas concentraciones de calcio el fluoruro será relativamente alto.

Un ejemplo real se tiene en los pozos 40 (Cieneguitas) y 16 (San José de Gracia) donde el agua que explotan está en equilibrio con respecto a la fluorita. Las concentraciones de calcio son bajas (6.5 mg/l, pozo 16 y 14.17 mg/l para el pozo 40). Se puede suponer que existe suficiente fluoruro disperso en la matriz vítrea de las rocas volcánicas que conforman el vaso de la presa, este alcanza concentraciones en el agua subterránea mayores a 4.4 mg/l. Aunque existe suficiente fluoruro disponible en la roca volcánica, el agua subterránea no puede movilizar una mayor concentración, porque la solubilidad con respecto a la fluorita no lo permite.

A partir de la relación entre el fluoruro, calcio y el producto de solubilidad, es posible construir un diagrama de estabilidad para la fluorita (figura 7.9).

Todas las combinaciones de calcio y fluoruro que se ubiquen por abajo de la franja que representa el equilibrio con respecto a la fluorita estarán subsaturadas y lo contrario para las que se ubiquen por arriba. Teóricamente si a un agua que se ubique en el punto A, se le adiciona calcio (a partir de un mineral que lo contenga), entonces seguirá un patrón de comportamiento como el señalado hasta el punto B, donde el agua llega al equilibrio (teórico) con respecto a la fluorita. La adición de más calcio a partir del punto B, comenzará a disminuir la concentración de fluoruro disuelto, tal y como se ejemplifica en el punto C.

En la figura 7.10, (diagrama de estabilidad para la fluorita), se puede apreciar que la mayor parte de las muestras de agua del sistema oriental y occidental están dentro de la franja que indica equilibrio (para efectos prácticos) con respecto a la fluorita. Para el sistema regional del norte, las muestras consistentemente están subsaturadas con respecto a la fluorita, lo que explica los valores bajos de fluoruro detectados (figura 7.8, tabla 7.2). Este tipo de control sugiere que la disponibilidad en la roca es el factor que controla la concentración del fluoruro disuelto en el sistema regional norte, a diferencia de los otros sistemas regionales, en donde todo parece indicar ocurre un control de tipo de solubilidad. Para el sistema regional del occidente, tal y como lo predice la teoría, las mayores concentraciones de fluoruro coinciden con las menores de calcio, disminuyendo el primero conforme en la dirección de flujo aumenta el segundo.

La concentración de calcio en solución, está controlada por la solubilidad con respecto a la calcita (figura 7.11). Gran parte de los índices de saturación con respecto a la calcita calculados con el programa WATEQ4F, presentan valores incluidos dentro de la "franja" que denota equilibrio con respecto a esta fase. Para los sistemas regionales oriental y occidental, si se utiliza la temperatura del agua a profundidad (calculada con geotermómetros), en el cálculo del índice de saturación, los puntos que están por abajo de la "franja" de equilibrio, quedarían incluidos en ella. La relación litio-calcio (figura 7.12) indica que, independientemente de los índices de saturación con respecto a la calcita, existen tramos en donde la concentración de calcio se incrementa en la dirección de flujo subterráneo. En un sistema cerrado saturado con respecto a la calcita, el incremento en la concentración de calcio disuelto no puede ocurrir, sin que el pH se incremente y el HCO_3 disminuyan notablemente, por lo que se justifica nuevamente que los sistemas de flujo analizados, son de tipo abierto con una entrada importante de CO_2 a profundidad.

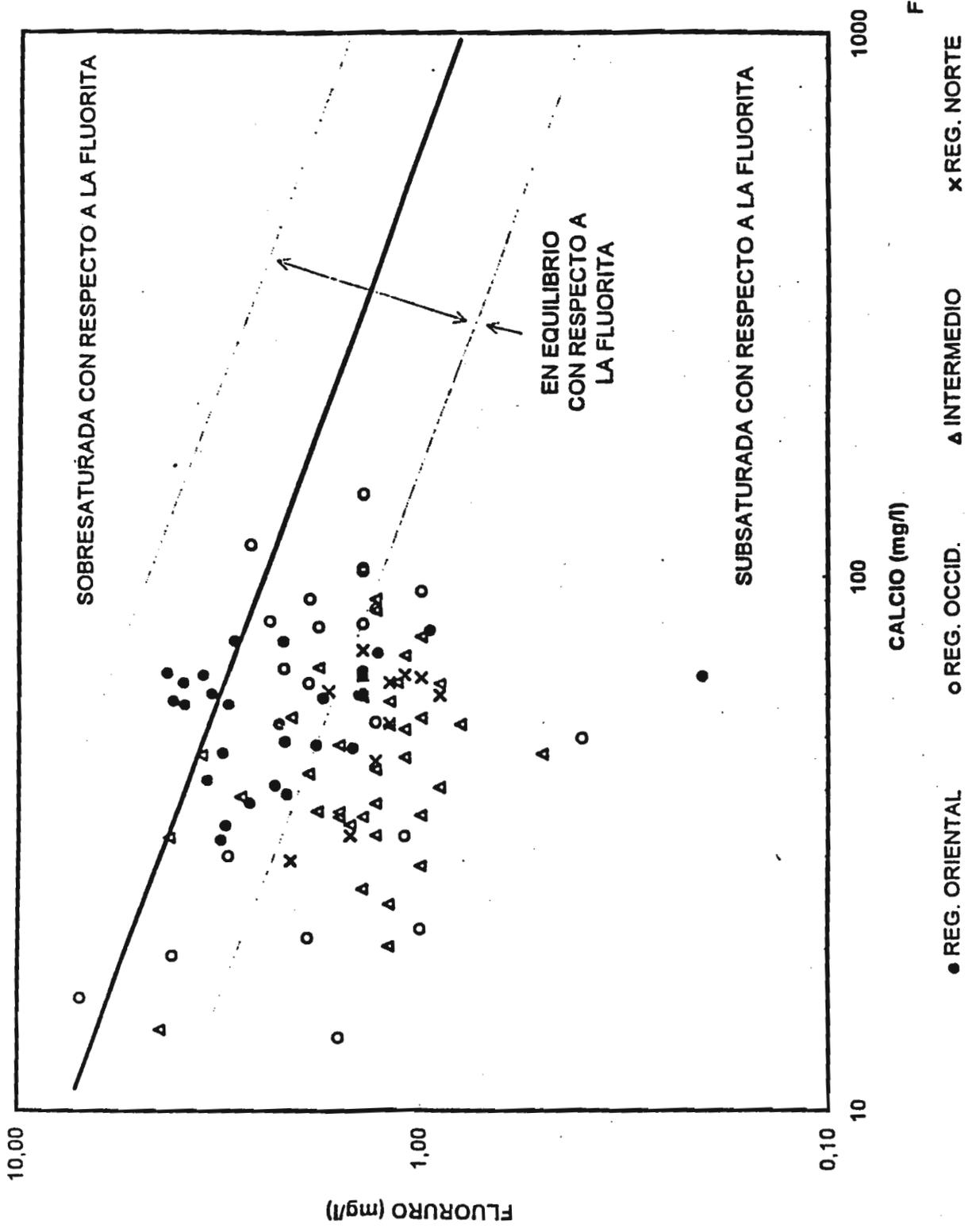


FIGURA 7.10

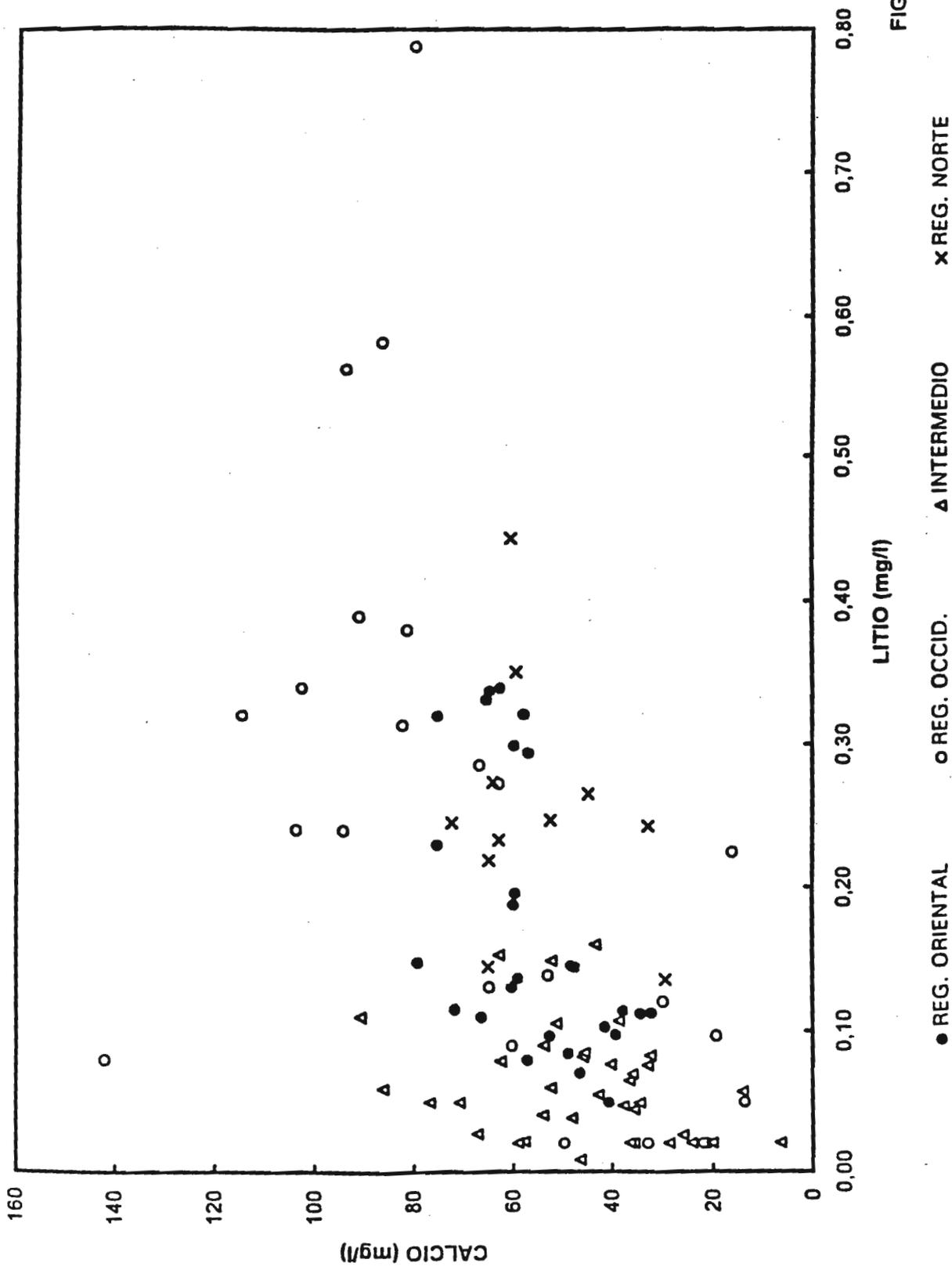


FIGURA 7.12

El hecho de que el equilibrio (con respecto a la fluorita) se mantenga en casi todo el trayecto de los sistemas regionales oriental y occidental (figura 7.13), tiene una implicación importante. Como la concentración de calcio, tiende a incrementarse paulatinamente, la concentración del fluoruro disminuye. Este hecho es más notable en las inmediaciones de la zona de descarga del sistema regional occidental, cuando el agua subterránea pasa del medio fracturado al medio granular, en donde se enfría e incrementa su concentración de calcio (reequilibrio a menor profundidad). Por otro lado, el agua de los sistemas de flujo regional que son explotados directamente del medio fracturado, tienen mayor cantidad de fluoruro disuelto, debido a que el flujo de agua es rápido y, previo a su extracción, no tiene oportunidad de enfriarse y de reequilibrarse completamente a las nuevas condiciones. Por último, y para remarcar la importancia de la fluorita y calcita como fases que controlan la concentración del fluoruro y calcio disuelto, se presenta la figura 7.14. Menos del 10% de las muestras se ubica en el campo señalado con el número 1 (subsaturación con respecto a ambas fases).

8. CARACTERIZACIÓN DE LOS SISTEMAS DE FLUJO

8.1 Consideraciones teóricas

De acuerdo con Engelen (1986) y Jones (1986), la creciente importancia de aspectos relacionados con la calidad del agua subterránea y el aumento en su utilización, han hecho necesario *un cambio en la perspectiva de estudio del agua subterránea*. En efecto, el análisis aislado de sistemas acuíferos y su comportamiento con relación a pozos o campos de pozos ya no es suficiente. Actualmente es necesario comprender el funcionamiento de sistemas hidrológicos regionales, incorporando aguas superficiales y subterráneas, así como entender como serán afectados por las modificaciones por efecto de explotación y/o contaminación antropogénica.

Lo anterior implica que el acuífero ya no debe de ser el principal foco de interés, aunque importante (permite explotar el agua subterránea por medio de pozos), es muy común que pueda ser ocupado espacialmente por diversos sistemas de flujo subterráneo. De este modo, la unidad básica de estudio es el sistema de flujo, que puede ser definido como una unidad natural y coherente de agua subterránea y materiales geológicos, en espacio y tiempo (Engelen, 1986). De acuerdo con la distribución espacial de las zonas de recarga y descarga y su relación con las variaciones en la

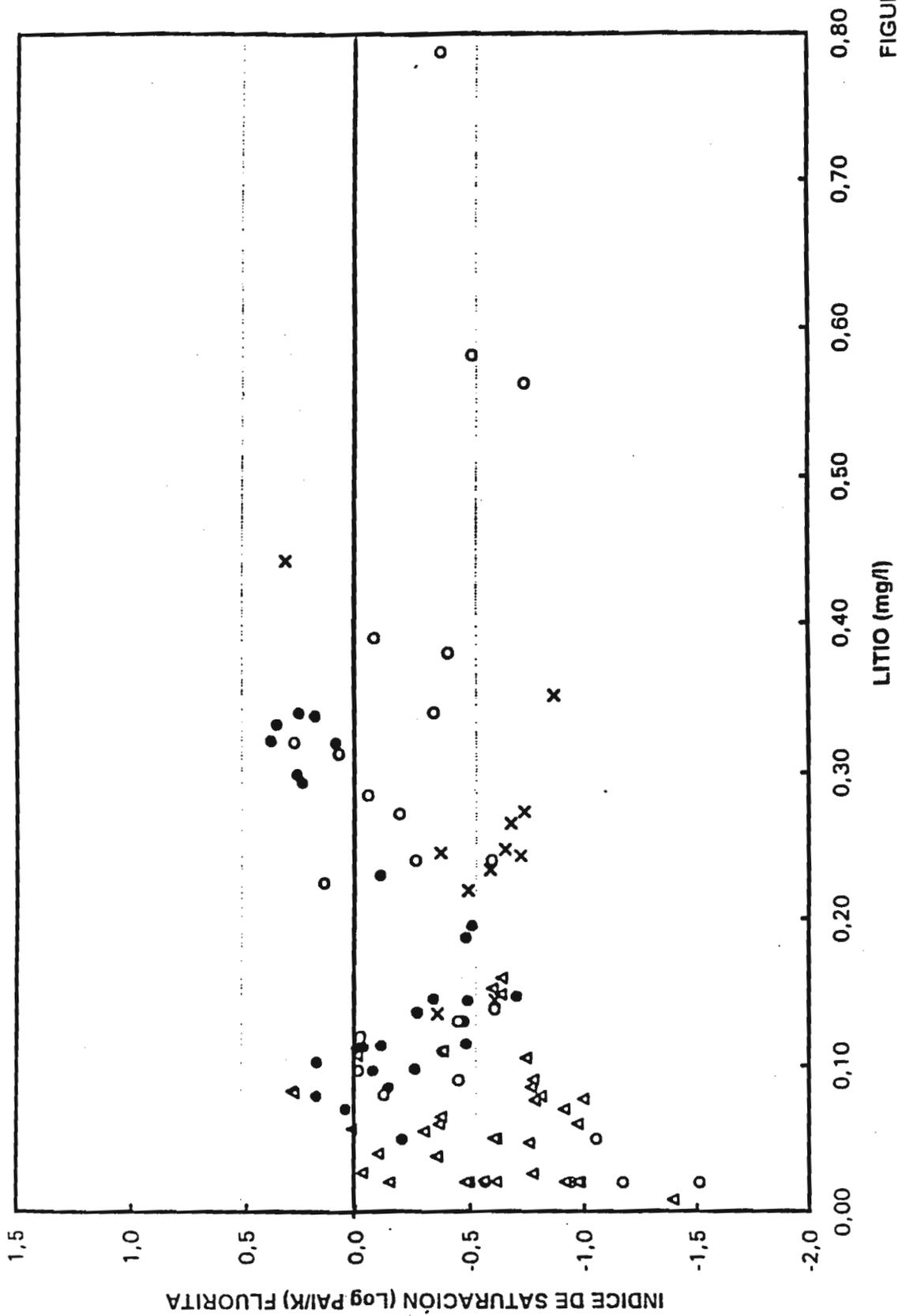


FIGURA 7.13

● REG. ORIENTAL ○ REG. OCCID. ▲ INTERMEDIO × REG. NORTE

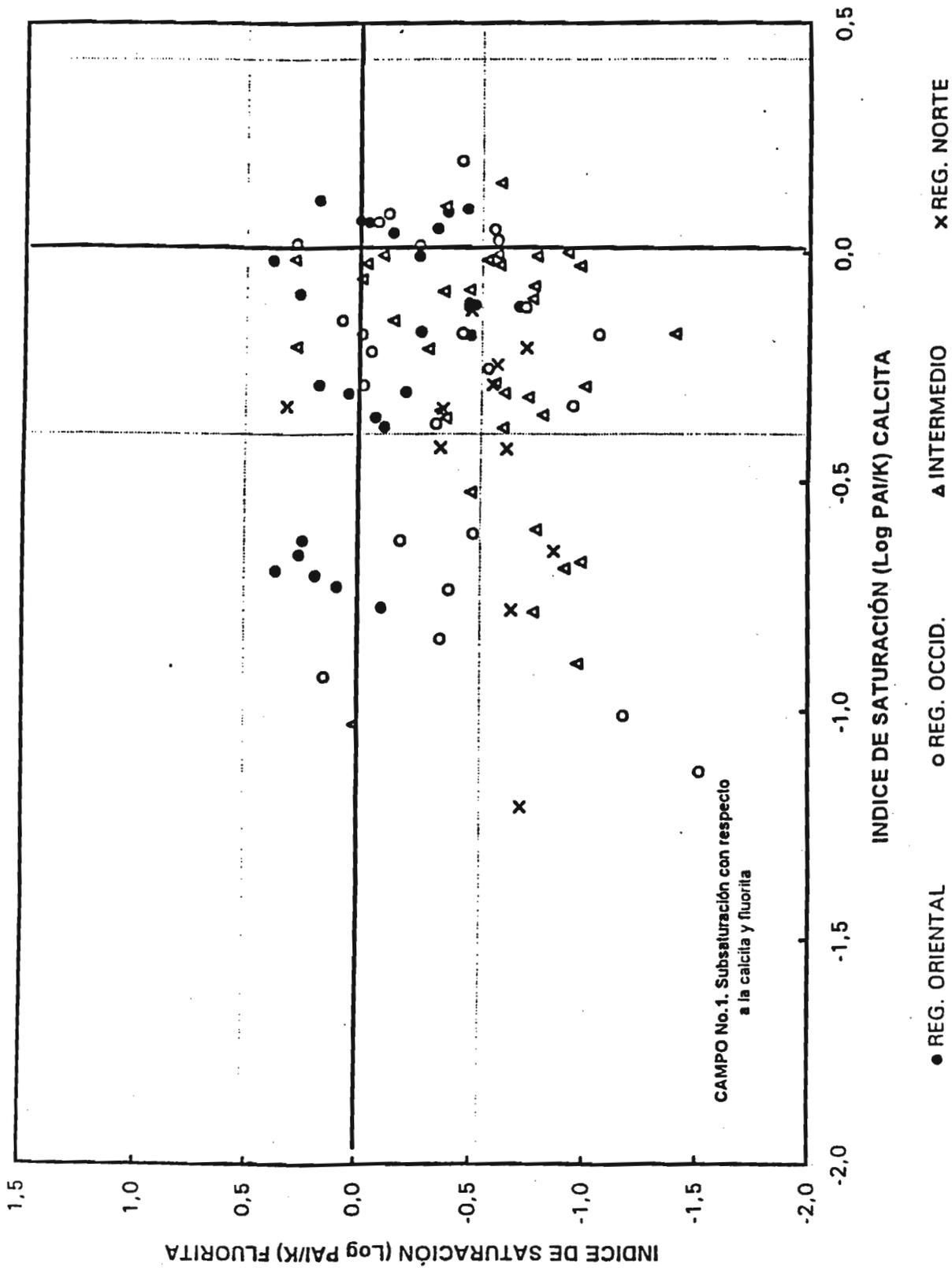


FIGURA 7.14

topografía del medio geológico asociado, Tóth (1963) definió tres principales tipos de sistemas de flujo: local, intermedio y regional.

Novakovic y Farvolden (1974) y Ophori y Tóth (1989), entre otros; han establecido que la caracterización de sistemas de flujo de agua subterránea, se realiza a partir de métodos de campo y gabinete. El trabajo de campo involucra la cartografía de indicadores superficiales de agua subterránea y es útil cuando se requiere una interpretación cualitativa. El enfoque teórico implica instrumentar modelos matemáticos de simulación de flujo de agua subterránea que permite la interpretación cuantitativa del sistema.

8.2. Análisis de manifestaciones de sistemas de flujo

La cartografía y estudio de las manifestaciones superficiales del agua subterránea (método de campo), requiere determinar zonas con flujo base en ríos y manantiales, distribución de freatofitas (plantas que obtienen la humedad que requieren de la zona saturada), composición química del agua subterránea y suelo, entre otros. Esta cartografía por observación directa, es posible en zonas áridas y semiáridas, ya que en climas húmedos es difícil distinguir los *afloramientos de agua subterránea* (Meyboom, 1966) de los efectos de las precipitaciones abundantes (Freeze y Cherry, 1979).

Es importante aclarar que otra herramienta muy valiosa para caracterizar sistemas de flujo son las mediciones piezométricas (Freeze y Cherry, 1979). En las zonas de recarga, las cargas hidráulicas medidas en pozos de diferente profundidad registran un flujo vertical hacia abajo, contraria a los pozos en las zonas de descarga (flujo vertical hacia arriba). Sin embargo, la explotación por medio de pozos profundos en el valle de Aguascalientes en los últimos 40 años ha distorsionado el sistema de flujo original, lo que no permite la apropiada interpretación de los datos obtenidos.

Tóth (1966) menciona que en áreas donde el agua subterránea se mueve hacia la superficie del terreno (zonas de descarga), existe mayor humedad que la contabilizable de las condiciones climáticas locales. Cuando el agua se infiltra alejándose del terreno natural (zonas de recarga), se mantiene una relativa deficiencia de humedad sobre la zona saturada. Áreas de movimiento vertical hacia abajo (recarga) resultan en depresiones secas, deficiencia de humedad, niveles freáticos relativamente profundos, agua de baja conductividad eléctrica y en general, carencia de las características descritas para zonas de descarga (Tóth 1972).

Los resultados de observaciones realizadas durante visitas de campo en el área de estudio, incluyen los siguientes rasgos indicadores: topografía, patrones hidrogeoquímicos, ubicación de manantiales y flujo base.

8.2.1. Topografía

La topografía del terreno permite suponer, en primera instancia, que debido a la fuerza de la gravedad terrestre, la dirección de flujo subterráneo se dirige de las partes topográficamente altas (zonas de recarga) a las bajas (zonas de descarga). La jerarquía de los sistemas de flujo marca que el regional se inicia en terrenos de mayor altitud y termina en la zona más baja.

Tóth (1962, 1963) señala que los patrones de flujo subterráneo están controlados por la configuración del nivel freático y por la distribución de las conductividades hidráulicas del medio geológico, además la posición del nivel freático es una función de la topografía (Meyboom, 1961; Tóth, 1962; Novakovic y Farvolden, 1974) y del clima de la región.

Desde el punto de vista de topografía, las mayores elevaciones (del orden de 3,100 m snm) se presentan al oeste del estado, en la denominada Sierra Fria, aunque en la porción nororiental (Sierra de Tepezalá) y oriente de la ciudad de Aguascalientes, también predominan altitudes mayores a los 2,000 m snm. En los valles de Aguascalientes, Chicalote y Calvillo se presentan elevaciones de 1,950 m snm en la zona norte (Cosío), 1,800 m snm en la porción sur del estado (aguas abajo de la Presa el Niágara).

Ophori y Tóth (1989) y Hernández (1991) establecieron que, debido a la presencia de una pendiente dominante dentro de sus áreas estudio, el flujo subterráneo regional puede inferirse en esa dirección y tratarse como bidimensional. Su análisis posterior, que incluyó redes de flujo (cálculo manual y computarizado), patrones hidrogeoquímicos, entre otras técnicas, ratificó la validez de dicha hipótesis.

Si bien es cierto que en el valle de Aguascalientes existe una pendiente general en dirección norte-sur, las pendientes principales en las elevaciones adyacentes no son esa dirección, por lo que, se puede establecer que no existe una dirección predominante en el flujo subterráneo dentro del área de estudio. Preliminarmente, de acuerdo con la distribución de la topografía del estado y alrededores inmediatos, se espera la presencia varios sistemas de flujo subterráneo regionales de tipo tridimensional.

8.2.2. Patrones hidrogeoquímicos

El conocimiento de la calidad del agua subterránea y su distribución espacial es importante desde el punto de vista del abastecimiento de agua y

por la información sobre la dirección y dimensiones de los patrones de flujo subterráneo (Erdely y Galfi, 1988).

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

La conductividad eléctrica del agua es la propiedad de transmitir una corriente eléctrica, y es función de la concentración de electrolitos (sólidos totales disueltos) presentes. De este modo, existe una relación proporcional directa entre la conductividad eléctrica y la salinidad, ya que la primera aumentará a medida que la salinidad se incremente. El mapa de la figura 8.1, presenta líneas de isovalores de conductividad eléctrica y fue construido con la información de alrededor de 200 pozos profundos distribuidos en el estado de Aguascalientes.

La figura 8.1, indica que en la mayor parte del estado, el agua subterránea con menores valores de conductividad eléctrica (entre 200 y 400 $\mu\text{mhos/cm}$) se correlaciona con zonas de altitudes mayores a 2,000 m snm, situación congruente con lo establecido en las consideraciones teóricas para las zonas de recarga. En la zona de Calvillo, con elevaciones menores a 2,000 m snm, en la mayor parte de los pozos visitados se detectaron valores entre 300-500 $\mu\text{mhos/cm}$, situación que aunado a las condiciones topográficas de la superficie del terreno (altitudes menores a 1,800 m snm), permite suponer que está relacionado con un sistema de flujo que descarga a elevaciones menores que las que existen dentro de los límites del estado.

Existen varias regiones con valores mayores a 700 $\mu\text{mhos/cm}$, una situada en la zona norte del valle (al oriente de Rincón de Romos), otra en el valle del Chicalote (entre José María Morelos-Villa Juárez-Lázaro Cárdenas), una más en los alrededores de Jesús María y la Presa el Niágara (al oeste de la ciudad de Aguascalientes) y una última que coincide con la zona de Ojo Caliente. En todos los casos, el agua más salina detectada en el estado de Aguascalientes, concuerda con altitudes del terreno natural menores a 2,000 m snm. La región con altos valores de conductividad eléctrica en los alrededores de la Presa el Niágara, no se deben, en general, únicamente a problemas de contaminación por aguas negras, pues los valores de algunos elementos como el litio y sodio, sugieren alta salinidad natural producto de

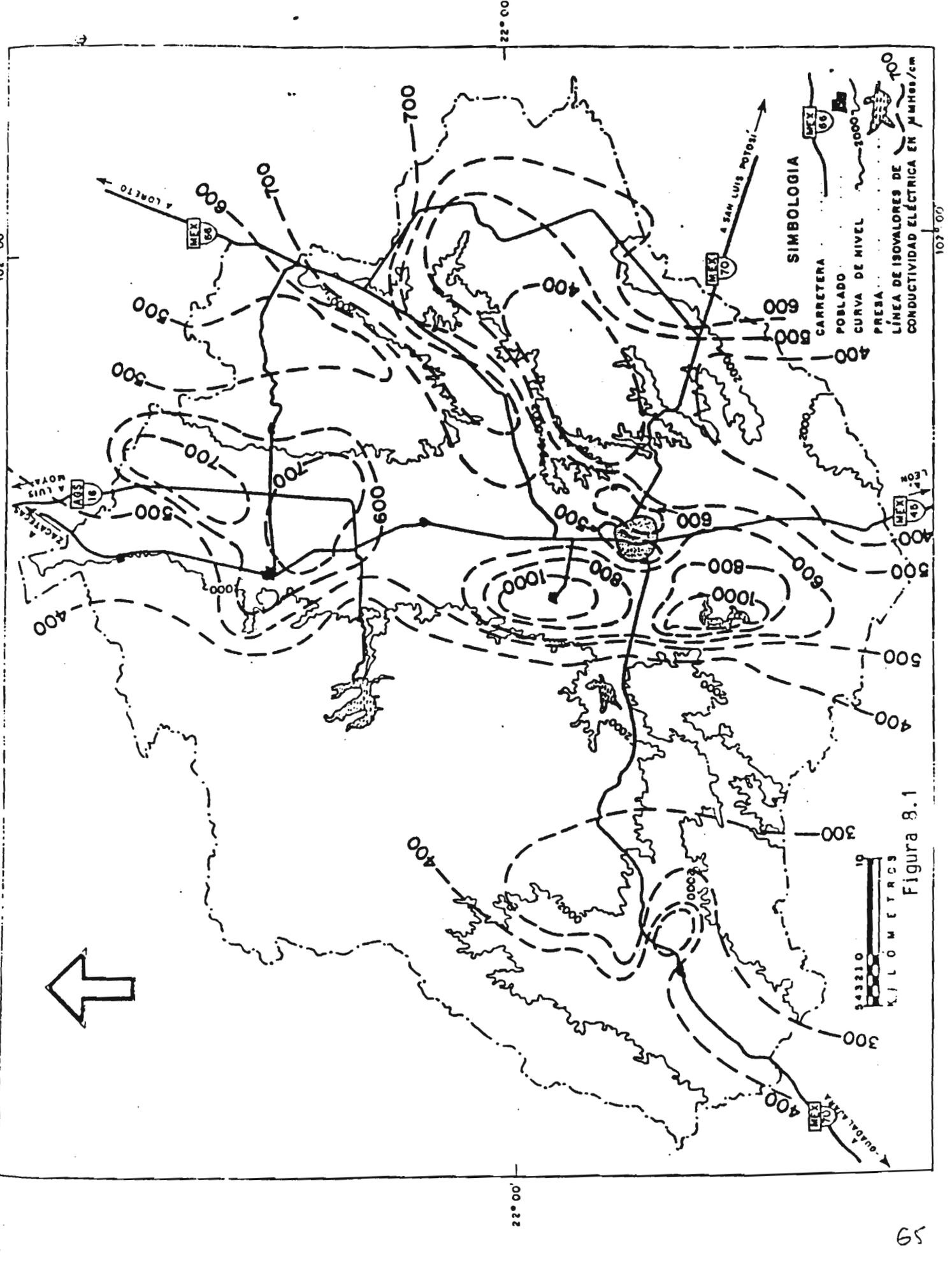


Figura 8.1

interacción agua-roca. Sin embargo, al considerar los valores de cloruro, si se detecta la influencia de las aguas negras en el agua subterránea.

8.2.3. Manantiales y flujo base

El nombre del estado de Aguascalientes, se relaciona con los manantiales que hasta hace cuando menos 30 años descargaban aguas termales en la zona de Ojo Caliente, al oriente de la ciudad. También es conveniente mencionar la existencia de cuando menos una laguna perenne dentro de lo que actualmente es la ciudad (evidencias fotográficas, comunicación personal, Ing. Alfonso Madrid Alanís, 1994). Además existen registros de estaciones de aforo ubicadas en el río San Pedro, que indican escurrimientos durante todo el año (presencia de flujo base). Todas esas evidencias actualmente han desaparecido, pero se pueden correlacionar perfectamente con zonas de alta salinidad del agua subterránea (ver figura 8.1), esto es representaban zonas de descarga natural de sistemas de flujo regional. La única evidencia superficial natural actual, es la gran cantidad de vegetación natural de tipo freatofita que existe en la zona en donde antiguamente se ubicaba la descarga de los manantiales termales en la zona de Ojo Caliente.

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

En la región de Cosío-Refugio de Providencia en la zona norte del valle, existen pequeños manantiales de agua fría y zonas con niveles freáticos someros, como la que se encuentra en los alrededores del Saucillo. Algunas personas locales mencionaron que antiguamente entre el Saucillo y la Punta existían descargas puntuales de aguas termales, pero no se pudo verificar dicha información, pues no se encontraron esas descargas ni referencias de su existencia en estudios previos. Sin embargo se encontró agua termal en algunos pozos profundos de esta zona (figura 7.2).

Otro tipo de manifestación que se encontró en esta zona y que se relaciona con zonas de descarga de agua subterránea, son depresiones húmedas, de diverso tamaño, que a juzgar por el tipo de vegetación (tule) que mantienen,

deben de tener agua durante todo el año. Asociados a estas depresiones existen pastizales halófilos, vegetación de freatofitas, niveles freáticos someros y suelos salinos. Una de las zonas de este tipo, de mayor extensión, y probablemente la más representativa, se encuentra sobre la carretera federal No.45, entre el poblado del Salitrillo y Rincón de Romos. Se asocia con agua subterránea de más de 700 $\mu\text{mhos/cm}$, lo que comprueba que representan zonas naturales de descarga de agua subterránea probablemente pertenecientes a un sistema regional.

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

8.3. Definición de sistemas de flujo en el estado de Aguascalientes

8.3.1. Sistemas de flujo regional

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

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

Las altitudes mayores a 2,200-2,300 m snm de la Sierra Fria (figura 8.2), constituyen la zona de recarga de un importante sistema de flujo regional. Algunas de las zonas de descarga de este sistema, se ubican dentro del valle de Aguascalientes, en las inmediaciones del río San Pedro, al oeste de la ciudad y en la zona de Rincón de Romos, tal y como está ejemplificado. Como es evidente, la mayor parte de la zona de recarga de este sistema se ubica en una cuenca superficial diferente a la cuenca en donde descarga, que en este caso es el valle de Aguascalientes.

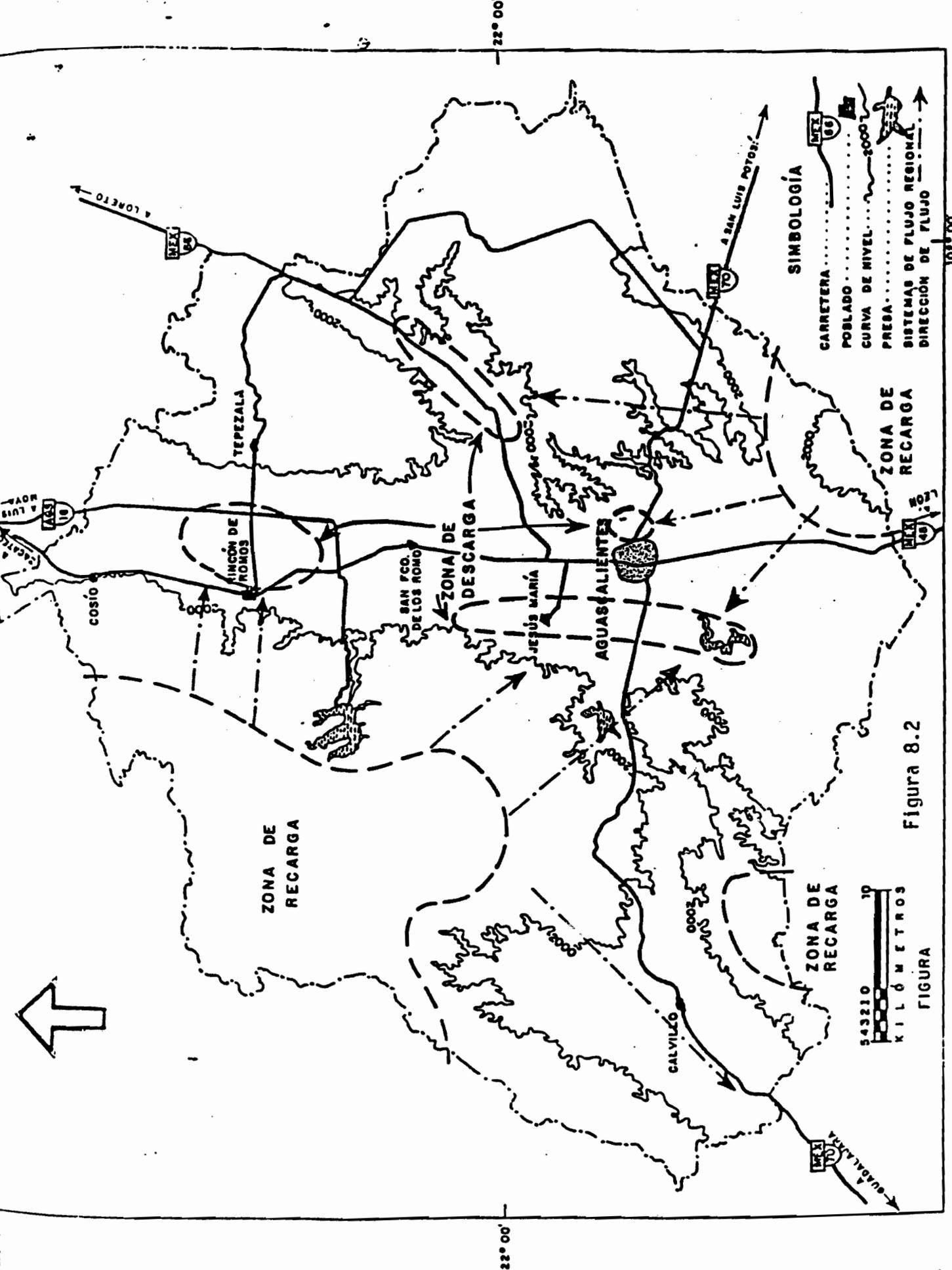


Figura 8.2

FIGURA

La topografía de la Sierra Fria sugiere que esta zona de recarga se extiende más allá de las fronteras del estado de Aguascalientes, pero a la fecha no se tienen los datos que permitan establecer los límites exactos. Por otro lado, las evidencias topográficas, geoquímicas y geológicas sugieren que existe una zona de descarga (no detectada con los datos actuales) para este sistema al suroeste del valle de Calvillo, probablemente en los alrededores de Jalpa en el estado de Zacatecas.

Otro sistema regional importante es el que antaño descargaba naturalmente en los manantiales de Ojo Caliente. La evidencia analizada señala que la zona de recarga de este sistema se ubica al sur del estado de Aguascalientes, casi totalmente fuera de sus límites, en las elevaciones denominadas Cerro Grande y Cerro de los Gallos que se ubican al norte y noreste de Encarnación de Díaz, Jalisco. Este sistema también descarga en el valle del Chicalote, por lo que nuevamente se tiene evidencia de flujo subterráneo desde zonas fuera de la cuenca superficial correspondiente.

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

8.3.2. Sistemas de flujo intermedio

Dentro de la jerarquía de sistemas de flujo propuesta por Tóth (1963), los sistemas intermedios tienen una distancia y profundidad de trayecto menor que el correspondiente para los de tipo regional. En los lomeríos que se ubican al oriente de la ciudad de Aguascalientes, se identifica una zona de recarga para este tipo de sistema (figura 8.3). De acuerdo con la geología superficial, la litología corresponde a materiales granulares areno-arcillosos. Probablemente la zona de descarga más importante para este sistema, sea la del valle del Chicalote. Hacia la zona de Ojo Caliente, este sistema seguramente es el que sirve de sustento a la vegetación freatofita de esta región. Las evidencias hidrogeoquímicas sugieren que existe otra zona de descarga hacia la porción oriental del área de estudio, fuera del límite estatal, pero actualmente no se tiene evidencia suficiente para comprobarlo.

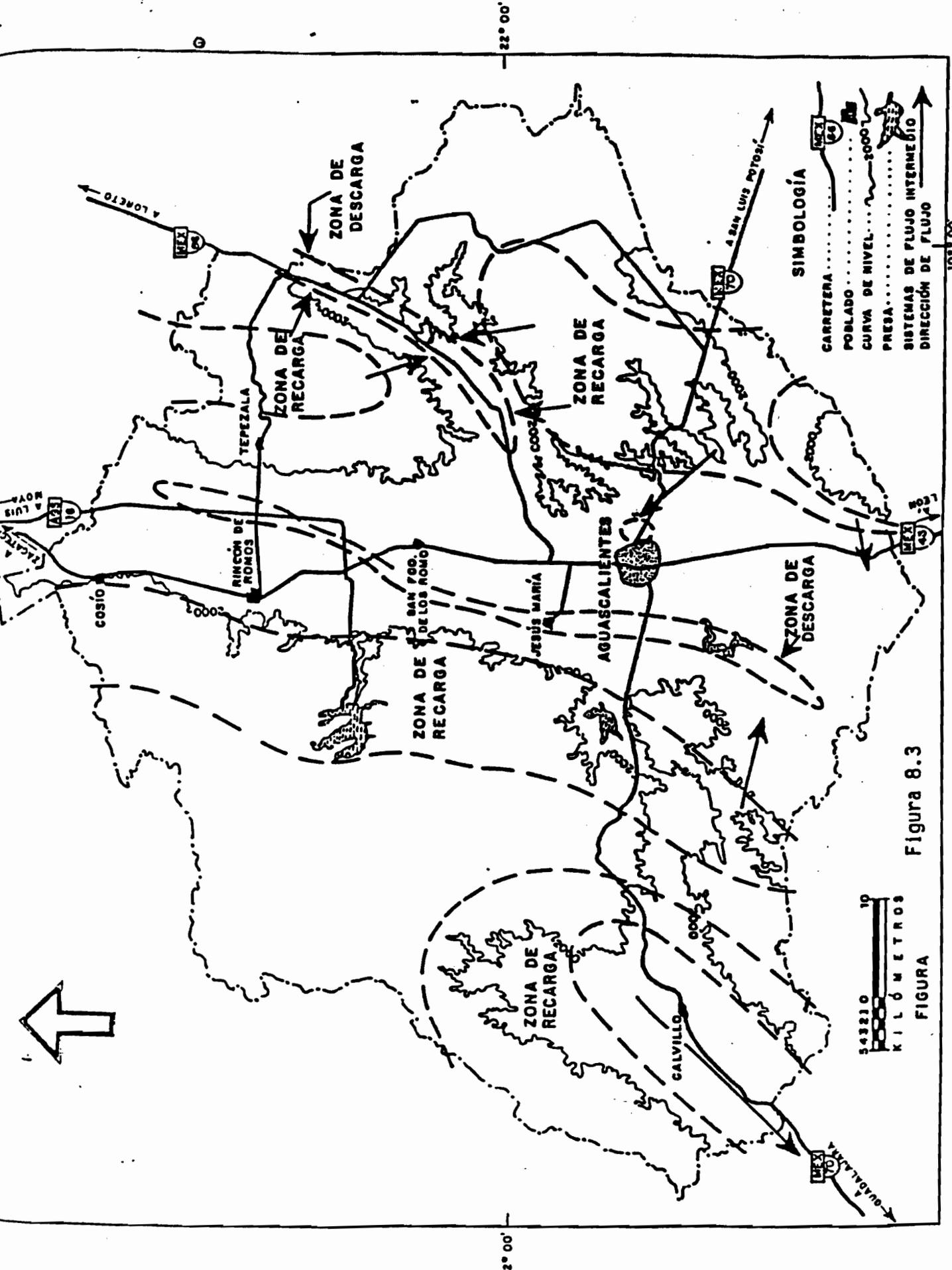


Figura 8.3

10
KILOMETROS
FIGURA

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

En la Sierra Fría, entre las altitudes de 2,200-2,000 m.snm aproximadamente, se presenta la zona de recarga de otro sistema intermedio (figura 8.3). Al igual que para los sistemas de flujo regional, los mecanismos de recarga involucran flujo en fracturas. La presa Plutarco E. Calles se ubica dentro de esta zona, por lo que constituye una fuente continua de agua a este sistema. Las zonas de descarga están representadas por manantiales y depresiones húmedas en el Refugio de la Providencia, el Saucillo, la Alameda, Estación de Microondas Ojo de Agua, el Milagro. Más hacia el sur, no se detectan zonas de descarga de este sistema, pues seguramente son enmascaradas por la descarga del sistema de flujo regional ubicado en la región Valladolid-Jesús María. Al suroeste de la Presa el Niágara, también es difícil distinguir las manifestaciones superficiales de este sistema, pero la composición química del agua subterránea en la zona de Cabecita Tres Marías-San Pedro Cieneguilla sugiere su presencia.

En la zona oriente de la Sierra de Tepezalá, existe otro sistema intermedio que descarga en el valle del Chicalote y hacia la zona de Loreto en el estado de Zacatecas. No se tienen evidencias de tipo geoquímico que sugieran que existe un flujo subterráneo importante de este sistema hacia el valle de Aguascalientes, lo que indica que la Sierra de Tepezalá funciona como una zona de baja conductividad hidráulica.

La composición química del agua subterránea de algunos de los pozos del valle de Calvillo, indica que tiene un corto tiempo de residencia en el sistema de flujo, por lo que la zona que las elevaciones adyacentes, constituyen la zona de recarga de este sistema de flujo intermedio. La correspondiente zona de descarga queda fuera del estado de Aguascalientes.

8.3.3. Sistemas de flujo locales

La información disponible no permite diferenciar los sistemas de flujo locales en la zona de estudio. Sin embargo se puede inferir con base en los registros de temperatura realizados previamente (informe 1994), que el valle de Aguascalientes, fuera de las zonas señaladas como de descarga, actualmente funciona como zona de recarga de tipo local. La fuente de esta recarga puede ser a partir de la lluvia, agua que dentro de las ciudades escapó de las tuberías de conducción (aguas potables y negras), excedentes de riego y pérdidas a partir de canales de conducción de agua para riego, principalmente.

BIBLIOGRAFÍA

- Aranda-Gomez. J.J., 1989. Geología preliminar del graben de Aguascalientes. *Revistadel Instituto de Geología-UNAM.* v.8, No.1, 22-32.
- Armienta, M.A., Zamora, V., y Juárez, F., 1987. Manual para el análisis químico de aguas naturales en campo y laboratorio. *Comunicaciones Técnicas, Serie Docencia y Divulgación, No.4, Instituto de Geofísica-UNAM, México, 86p.*
- Appelo, C.A.J., y Postma, D., 1993. *Geochemistry, groundwater and pollution.* A.A. Balkema, Rotterdam, 536 p.
- Amorsson. S., 1970. Undérground temperature in hydrothermal areaas in Iceland as deduced from the silica content of the thermal waters. *Geothermics. Esp. Issue., v.2, 536-541.*
- Amorsson, S., 1975. Application of the silica geothermometer in low temperature hydrothermal areas in Iceland. *Am. Jour. Sci., v.275, 763-784.*
- Ball, J.W., Nordstrom, D.K. y Zachmann, D.W. 1987. WATEQ4F- A pesonal computer translation of the geochemical model WATEQ2 with revised database. *U.S. Geol. Surv. Open File Report, 87-50. s*
- Barker, S.D., 1983. *Igneous rocks.* Prentice Hall Inc. Englewood Cliffs, N.J., 417p.
- Brondi, M., Dall'Aglio, M. y Vitrani, F., 1973. Lithium as a pathfinder element in the large scale hydrogeochemical explorationfor hydrothermnal systems, v.2, No.3-4, 142-153.
- Cardona A., 1990. Caracterización físico-química y origen de los sólidos disueltos en el agua subterránea del valle de San Luis Potosí: su relación con el sistema de flujo. Tesis de Maestría en Ciencias. Universidad Autónoma de Nuevo León. 97 pp.
- Cardona A. y Carrillo-Rivera, J.J., 1991. Estimación de la profundidad mínima de circulación para sistemas de flujo regional en cuencas volcánicas Terciarias. En: S.P. Verma, J.A. Ramirez, C.O. Rodriguez, J.M. Barbarín, G. Izquierdo, M.A. Armienta y D.J. Terrell (Eds.) *Actas Fac. Ciencias Tierra UANL Linares N.L., v.6, 71-75.*
- Cardona A., Carrillo-Rivera, J.J. y Armienta M.A., 1993. Elementos Traza: Contaminación y valores de fondo en aguas subterráneas de San Luis Potosí, SLP, México. *Geof. Int., v.32(2), 277-286.*
- Cardona, A., y Hernández, N. 1995. Modelo geoquímico conceptual de la evolución del agua subterránea en el valle de México. *Ingeniería Hidráulica en México, v.32, sept.-dic., 71-90.*
- Carrillo-Rivera, J.J., 1992. The hydrogeology of the San Luis Potosí area, Mexico. Thesis of Doctor of Philosophy. University of London. 175 pp.
- Carrillo- Rivera J.J., Clark, I. and Fritz, P., 1992. Isotopic, chemical and Thermal character of groundwater resources in Villa de Reyes, S.L.P., Mexico. *Applied Hydrogeology, v.4, 35-48.*
- Carrillo-Rivera, J.J., Cardona, A., Duncan, M., 1996. Importance of the vertical component of groundwater flow: A hydrogeochemical approach in the valley of San Luis Potosí, Mexico. Aceptado para su publicación en el *Journal of Hydrology.*
- De la Cruz, R.S., Espíndola, C. J.M. y Medina M.M., 1980. Consideraciones acerca del flujo de calor terrestre. *Ciencia, v.31. 201-231.*
- Deutsch, W.J., Jenne, E.A., y Krupta, K.M., 1982. Solubility equilibria in basalts aquifers: The Columbia plateau, Eastern Washington, USA. *Chemical Geol. v.36, 15-34.*
- Edmunds, W.M., Andrews, J.N., Burgess, W.G., Kay, R.L.F., y Lee, D.J., 1984. The evolution of saline and thermal groundwaters in the Carmenellis granite. *Min. Mag. v.48, 407-424.*
- Ellis, A.J. y Mahon, A.J., 1967. Natural hydrothermal systems and experimental hot water-rock interactions. *Geochim. Cosmochim. Acta, v.31, 519-538.*
- Engelen, G.B. 1986. Water systems, methodology and definitions. In *Developments in the analysis of groundwater flow systems*, edites by G.B. Enelen and J.P. Jones, published by the International Association of Hydrological sciences, IAHS publication No.63, 67-107.
- Erdély, M. and Gálfi, J., 1988. Surface and subsurface mapping in hydrogeology. A Wiley-Interscience Publication, published in co-edition with Akadémiai Kiadó, Budapest, Printed in Hungary, 384p.

- Forbes, M.R., Harriss, C.R., Krook, L. y Kuboka, J., 1974. Fluoride in Geochemistry and the environment. Workshop Geochemical Environment in relation to health and disease. v.1, Nat. Academ. Sci., Washington, D.C. 22-25.
- Fouilliac, G. y Michard G., Sodium/lithium ratio in water applied to geothermal reservoirs. *Geothermics*, v.10, 41-50.
- Fournier, R.O. y Rowe, J.J., 1962. The solubility of cristobalite along the three phase curve, gas plus liquid plus cristobalite. *Am. Mineral.*, v.47, 897-902.
- Fournier, R.O. y Rowe, J.J., 1966. Estimation of underground temperatures from the silica content of water from hot springs and wet steam wells. *Am. Jour. Sci.*, v.264, 685-697.
- Fournier, R.O. y Truesdall, A.H., 1973. An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. *Geochim. Cosmochim. Acta.* 37.1255-1275.
- Fournier, R.O., 1977. Chemical geothermometers and mixing models for geothermal systems. *Geothermics*, v.5, 41-50.
- Fournier, R.O., White, D.E. y Truesdall, A.H., 1974. Geochemical indicators of subsurface temperature part-1, Basic assumptions. *Jour. Res. U.S. Geol. Surv.*, v.2, No.3, 259-262.
- Fournier, R.O., 1981. Application of water geochemistry to geothermal exploration and reservoir engineering. In: Ryback, L. and Muffler, L.J.P. eds. *Geothermal systems. Principles and case Histories*, N.Y. John Wiley, 109-143.
- Fournier, R.O., 1990. The interpretation of Na-K-Mg relations in geothermal waters. *Geothermal Res. Council Transactions*, v.14, Part II, 1421-1425.
- Freeze, R.A., and Cherry, J., 1979. *Groundwater*. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs.
- Freeze, R.A., and Witherspoon, P.A., 1967. Theoretical analysis of regional groundwater flow: 2. Effect of water table configuration and subsurface permeability variation. *Water Resources Research*. v.2, No.2, 623-634.
- Gass, T.E., 1978. *Drinking water and human health I and II*, National Water Wells Association, March, 60pp.
- Giggenbach, W.F., Gonfiantini, R., Jangi, B.L. y Truesdell, A.H., 1983. Isotopic and chemical composition of Parbati Valley Geothermal discharges, NW-Himalaya, India. *Geothermics*, v.12, 199-222.
- Giggenbach, W.F., 1988. Geothermal solute equilibria. derivation of Na-K-Mg-Ca geoindicators. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v.52, 2749-2765.
- Handa, B.K., 1975. Geochemistry and genesis of fluoride-containing groundwaters in India. *Groundwater*, v.13, 257-281.
- Hem, J.D., 1970. Study an interpretation of the chemical characteristics of natural groundwater. Second. De., U.S. Geol. Survey, Water Supply Paper, 1473, 363 pp.
- Henley, R.W., Truesdall, A.H. y Barton Jr., P.B., 1984. Fluid-mineral equilibria in hydrothermal systems. In: *Reviews in Economic Geology*, James M. Robertson (Ed.), v.1, Soc. Ec. Geol. 1-43.
- Hernández, L. N., 1991. Modelo conceptual de funcionamiento hidrodinámico del sistema acuifero del valle de León, Guanajuato. Tesis para obtener el título de Ingeniero geólogo. Fac. Ing. UNAM. 129p.
- IGf, Instituto de Geofísica, 1988. Estudio Geofísico-geohidrológico del valle de San Luis Potosí. Contrato cc-86-3140 realizado para la Subsecretaria de Infraestructura Hidráulica de la SARH, 127 pp.
- Igf, Instituto de Geofísica, 1994. Definición del flujo regional de agua subterránea, su potencialidad y uso en la zona de la ciudad de Aguascalientes, Aqs. Fase I, Estudio Local. (Informe de avance).
- INEGI, Inst. Nac. Est. Geog. Inf., 1993. Estudio hidrológico del Estado de Aguascalientes, 164p.
- Jenne, E.A., Ball, J.W., Burchard, J.M., Vivit, D.V. y Barks, J.H., 1980. Geochemical modelling: apparent solubility controls on Ba, Zn, Cd, Pb, and F in waters of the Missouri Tri-State mining area. En Hemphill, D.D. (editor), *Trace substances in environmental health*. XIV. University of Missouri, Columbia, 353-361.
- Jones, G.P. and Rusthon K.R., 1981. Pumping test analysis in Case-Studies in Groundwater Resources Evaluation, de. Lloyd, J.W. Clarendon Press, Oxford, G.B., 65-86.

- Jones, G.P., 1986. Introduction. In *Developments in the analysis of groundwater flow systems*, edited by G.B. Engelen and J.P. Jones, published by the International Association of Hydrological sciences, IAHS publication No.63, 5-10.
- Kaula, W.M., 1968. *An introduction to the planetary physics. The terrestrial planets.* John Wiley and Sons, N.Y.
- Lerner, D.N., Issar, A.S., Simmers, I., 1990. *Groundwater recharge: a guide to understanding and estimating natural recharge.* Internat. Assoc. of Hydrogeologist, v.8. 345p.
- Lipman, P.W., Chirstiansen, R.L. y Van Alstine, R.E., 1969. Retention of alkalis by calc-alkaline rhyolites during crystallization and hydratation. *Am. Mineral.* v.54. 286-291.
- Medellín-Milán, P., Alfaro-De la Torre, M.C., De Lira-Santillán, A.G., Nieto-Ahumada, B., Sarabia-Meléndez, Y., 1993. Fluorides in drinking water. Its correlation with parameters of the aquifer and effect on dental health in the City of San Luis Potosí, México. *Proc. Water Quality Tech. Conf., Am. Water works Assoc.* 2, 1011-1024.
- Meyboom, P., 1966. Unsteady groundwater flow near a willow ring in hummocky moraine. *Journal of Hydrology*, v.4, 38-62.
- Mc Donald, G.J.F., 1965. Geophysical deductions from observations of heath flow. In *terrestrial Heat flow*, W.H.K. Lee (De.). *Am., Geophy., Union*, 191-210.
- Morey, G.W., Fournier, R.O. y Rowe, J.J., 1962. The solubility of quartz in water in the temperature interval from 25-300°C. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v.26, 1029-1043.
- Muffler, L.J.P., 1979. Assessment of geothermal resources of the United States-1978. *U.S. Geol. Surv. Circular*, 790. 163p.
- Norstrom D.K., Ball, J.W., Donahoe, R.J. y Whittemore, D., 1989. Groundwater chemistry and water-rock interactions at Stripa. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v.53. 1727-1740.
- Novakovic, B., and Farvolden, R.N., 1974. Investigations of groundwater flow systems in Big Creek and Big Otter Creek drainage basins, Ontario., *Can. Jour. Earth Sci.* v.11, 964-975.
- Ophori, D.U., and Tóth, J., 1989. Characterization of ground-water flow by field mapping and numerical simulation, Ross Creek Basin, Alberta, Canada. *Groundwater*, v.27. 193-201.
- Pérez, J., *et al.*, 1979. Preliminary report on the analysis of some "in house" geochemical reference samples from Mexico. *Geof. Int.* v. 18, No.2, 197-202.
- Robertson, F.N., 1986. Occurrence and solubility controls of trace elements in groundwater in alluvial basins. regional aquifer systems in the USA, *Amer. Water Res. Asoc.* 69-80.
- Schoeller, H., 1962. *Les Eaux Souterraines*, Massio et Cie. Paris, France. 649pp.
- Smith, D.L., Nuckels, E.III, Jones, R.L. and Cook, G.A., 1979. Distribution of heat flow and radiactivity heat generation in northern Mexico. *Journal of Geophysical Res.* v.84, 2371-2379.
- Tóth, J., 1962. A theory of groundwater motion in small drainage basins in Central Alberta, Canada. *Journal of Geophysical Research.*, v.67, No.11, 4375-4387
- Tóth, J., 1963. A theoretical analysis of groundwater motion in small drainage basins. *Journal of Geophysical Research*, v.68, 4795-4812.
- Tóth, J., 1966. Mapping and interpretation offield phenomena for groundwater reconaissance in a praire environment, Alberta, Canada. *Bull. Intern. Assoc. Sci. Hydrol.* 11, No.2, 1-49.
- Tóth, J. 1972. Properties and manifestations of regional groundwater movement. *Proc. 24th Int. Geol. Cong. section 2.* 153-163.
- Tóth, J., 1995. Hydraulic continuity in large sedimentary basins. *Hydrogeology Journal*, v.3, No4. 4-16.
- Travi, Y. y Faye, A. 1992. Fluoride in Paleocene aquifers in Senegal: An example of the contamination of a confined aquifer by its roof zone, aggravated by intensive exploitation. *Selected Papers on Aquifer overexploitation.* IAH publications, v. 3, 145-154.
- Tristán, G.M., 1986. Estratigrafía y tectónica del graben de Villa de Reyes, en los estados de San Luis Potosí y Guanajuato, México. *Inst. Geol. UASLP, Foll. Tec.* 107.
- Zack, A.L, 1980. Geochemistry of fluoride in the Black Creek aquifer system of Horry and Georgetown counties, South Carolina and its physiological implications. *U.S. Geol. Surv. Water Supply Paper* 2067. 40p.

ANEXO 1

INFORMACIÓN ADICIONAL RELATIVA AL MODELO NUMÉRICO, QUE SE UTILIZÓ LA PARA INTERPRETACIÓN DE PRUEBAS DE BOMBEO

Generalidades

Los factores que se incluyen en el modelo numérico son de particular importancia, en especial es de notar que esta solución considera el marco geológico y las condiciones de campo en las cuales las pruebas se realizan, éstos son:

- radio finito del pozo
- almacenamiento de agua en el pozo
- variaciones en el caudal de extracción
- recuperación (extracción cero)
- barreras externas impermeables y de carga constante (recarga)
- variación del espesor saturado
- conductividad hidráulica que varía horizontalmente
- conductividad hidráulica que varía con la profundidad
- coeficiente de almacenamiento que varía horizontalmente
- coeficiente de almacenamiento que varía con la profundidad
- condiciones semiconfinadas
- recarga intermitente
- respuesta de drenado retardado
- pérdidas de pozo no lineales
- aporte de zonas fracturadas
- penetración parcial
- cambio de condiciones confinadas a libres.

Los modelos numéricos desarrollado por Rushton y Redshaw (1979) y por Rathod y Rushton (1984), resuelven la siguiente ecuación diferencial que describe el flujo radial de agua hacia un pozo, incluyendo componentes verticales de flujo (Jones y Rushton, 1981):

$$\frac{\partial}{\partial r} \left(bK_r \frac{\partial s}{\partial r} \right) + \frac{b}{r} \left(K_z \frac{\partial s}{\partial z} \right) + bK_z \frac{\partial^2 s}{\partial z^2} = S \frac{\partial s}{\partial t} \quad (1)$$

donde

r = ordenada radial (m)

z = ordenada vertical (m)

b = espesor saturado (m)

K_r, K_z = conductividad hidráulica radial y vertical (m/s)

s = abatimiento (m)

S = coeficiente de almacenamiento

La discretización del campo de flujo radial hacia un pozo, se realiza por medio de una malla radial, cuyos intervalos, se incrementan logarítmicamente desde el centro del pozo de bombeo hasta la frontera lateral. Los abatimientos son calculados en cada malla en la superficie freática (s_r) y a una distancia de 0.25 del espesor saturado (s_b), arriba de la base del acuífero. Los cálculos de los abatimientos, son realizados a intervalos de tiempo $t+\Delta t$. La aproximación de la diferencia finita de la ecuación 1, permite escribir las siguientes expresiones para los abatimientos a los tiempos $t+\Delta t$, los cuales dependen de los valores previos del abatimiento al tiempo t .

$$\left(\frac{s_{m+1} - s_m}{HU_n} + \frac{s_{m-1} - s_m}{HU_{n-1}} + \frac{s_{bn} - s_m}{V_n} \right)_{t+\Delta t} = \frac{s_{m,t+\Delta t} - s_{m,t}}{T_n} + qr_n^2 \quad (2)$$

donde

r = ordenada radial (m)

t = tiempo (días)

Δt = intervalo de tiempo en que ocurre el abatimiento (días)

q = recarga por unidad de área (m^3 /día)

s_{n-1}, s_n, s_{n+1} = abatimiento en los nodos $n, n-1, n+1$

$Hu_n = HL_n$ = resistencia hidráulica radial en el nodo n

V_n = resistencia hidráulica vertical en el nodo n

T_n = relación tiempo/coeficiente de almacenamiento

El método de diferencias finitas conlleva a una serie de ecuaciones simultáneas, que son eficientemente resueltas por matrices simples. En la ecuación 2, q es la recarga por unidad de área. Otros términos incluidos en estas ecuaciones, se consideran como equivalentes a resistencia hidráulica de la siguiente forma:

$$HU_n = HL_n = \frac{2\Delta a^2}{bK_r}; a = \log r$$

$$V_n = \frac{0.4875b}{K_r r^2_n}; T_n = \frac{\Delta t}{Sr^2}$$

donde:

- a = incremento logarítmico radial (m)
- b = espesor saturado (m)
- S = coeficiente de almacenamiento

Existe un gran número de condiciones hidrogeológicas que pueden afectar la dinámica del flujo del agua cuando un pozo es bombeado, entre otras, destacan las componentes verticales (de flujo) en la vecindad del pozo. Esta componente se puede establecer como en el caso de un acuífero confinado el cual es explotado por un pozo que sólo tiene rejilla en su parte inferior. Cuando el pozo está en un acuífero libre con tubería ranurada en la parte inferior, las componentes verticales son resultado del agua de respuesta del drenado retardado como del agua que se desprende del almacenamiento del nivel superior de saturación. En el caso de un acuífero semiconfinado a través de un acuitardo (de baja conductividad hidráulica vertical), aquí los patrones de flujo son complejos, tanto para las componentes verticales como, para las horizontales. El flujo es definitivamente vertical a través de la capa de baja conductividad hidráulica. Estos ejemplos muestra la importancia de las componentes horizontales y verticales de flujo, las que son menester considerar en todos aquellos casos donde las condiciones geológicas, e hidráulicas, así lo indiquen.

Parámetros del modelo

Los casos arriba indicados incluyen acuíferos tanto libres, semiconfinados, confinados y multicapa. En general el modelo consiste de cuatro zonas, o capas horizontales. Cada una de ellas es designada de la manera siguiente:

arcilla semipermeable superior	= ARS
acuífero superior	= ACS
arcilla intermedia	= ARI
acuífero inferior	= ACI

Todas las distancias o espesores entre las capas se representan verticalmente, hacia abajo, desde el nivel estático y se definen de la manera siguiente:

techo de la arcilla semipermeable superior	= TARS
techo del acuífero superior	= ARSTACS
base del acuífero superior	= BACS
techo del acuífero inferior	= TACI
profundidad a roca basal	= BIMP

El modelo discretiza los dominios de espacio y tiempo para realizar sus cálculos. La dimensión radial es dividida por una malla que se incrementa logarítmicamente, desde el radio del pozo hacia la barrera exterior. La malla para cada zona permeable termina en el límite exterior, de recarga o impermeable. Por tanto, cuerpos de agua (río o lago) pueden ser apropiadamente representados, así como cuando se tenga algún límite físico del acuífero, incluyendo una reducción en la conductividad hidráulica, que implique que existe un movimiento despreciable del agua subterránea. Este último límite de no-flujo, puede corresponder a una zona entre dos pozos que están sujetos a bombeo o una divisoria de agua subterránea. En casos, las barreras podrán ser diferentes para el acuífero superior y el inferior. La zona de carga constante puede ser artificialmente representada por medio de un coeficiente de almacenamiento de varios órdenes de magnitud.

Es importante definir las condiciones para el pozo, en su pared y vecindad del mismo. El pozo puede extraer agua tanto del acuífero superior o del inferior o de ambos. Cuando el agua es obtenida de los acuíferos el abatimiento en la pared del pozo es el mismo para cada acuífero con una transferencia libre vertical dentro de él. En la vecindad del pozo, hacia la pared del mismo, hay a menudo una pérdida de carga rápida de la superficie potenciométrica que se denomina pérdida de pozo. Esta es, realmente, consecuencia de cambios en la conductividad hidráulica debidos a las actividades de perforación, construcción y operación del pozo. Las pérdidas de pozo están representadas en el modelo por un cambio en la conductividad hidráulica en las celdas cercanas del mismo.

Cada acuífero se caracteriza con valores para los parámetros correspondientes, dichos valores pueden variar en forma radial desde el pozo. Las variables necesarias son el espesor, conductividad hidráulica vertical y horizontal, coeficiente de almacenamiento en condiciones de confinamiento y libre. Las capas semipermeables necesitan únicamente los valores de su conductividad hidráulica vertical, pues debido a su naturaleza el flujo a través de éstas capas es preferentemente vertical. Esto implica que las conductividades hidráulicas verticales de éstas deberán ser, cuando menos, dos órdenes de magnitud mas pequeñas que las conductividades hidráulicas horizontales del acuífero.

El coeficiente de almacenamiento de las capas confinantes no está representado directamente, pues para la mayor parte de los problemas de agua subterránea y la duración (varios días) de las pruebas de bombeo convencionales, el efecto de su almacenamiento puede ser despreciado.

Es importante hacer notar que cuando existan condiciones geológicas especiales, por ejemplo un acuitardo, se considera el valor del coeficiente de almacenamiento de dicha capa, no del almacenamiento específico, esto para evitar errores graves.

Cuando las condiciones hidráulicas en el acuífero superior cambian de confinadas a libres, éstas son automáticamente consideradas por el modelo. Esto es, cuando el abatimiento producto del bombeo es por debajo de la capa confinante. En el caso de condiciones libres se incorpora el índice de rendimiento retardado (alfa) en forma de un coeficiente de almacenamiento efectivo, el cual es igual al coeficiente de almacenamiento confinado al comenzar la prueba, valor que se incrementa hasta la porosidad efectiva (S_y , rendimiento específico) en tiempos largos. A este valor se adiciona una recarga efectiva que representa el drenaje retardado. En consecuencia, la información que se incluye en el modelo es tanto la porosidad efectiva como el coeficiente de almacenamiento, valores, que pueden ser diferentes en forma radial al pozo. También es posible incluir la recarga a un acuífero libre en el modelo.

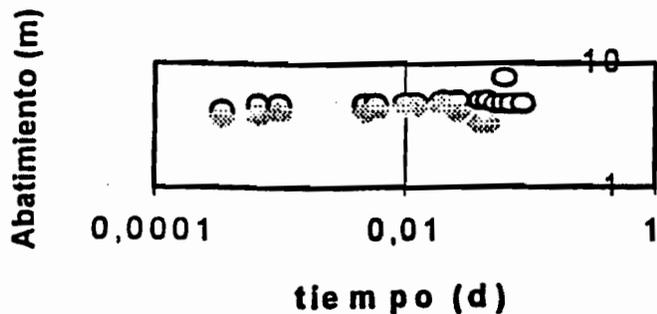
Este modelo puede ser usado para representar tanto acuíferos confinados como libres y/o semiconfinados, así como la presencia de cualquier combinación de ellos; también permite considerar el caso de la penetración parcial de un acuífero y simular el bombeo de un pozo el cual sólo recibe agua de la parte superior o inferior. Uno de los conceptos que es fundamental marcar es la naturaleza tridimensional del flujo del agua subterránea. Consecuentemente, la componente vertical de flujo tanto en un acuífero y/o en las capas confinantes debe ser considerado. La importancia del flujo vertical en un pozo en bombeo se ve incrementada con el tiempo

Considerando lo anterior, en la determinación de la conductividad hidráulica de un medio fracturado se deberá conocer el espesor productor de la unidad geológica de interés. Esto es porque el modelo considera el espesor incluido como la sección acuífera productora real, por ejemplo si un pozo atraviesa 100 m de una roca riolítica donde la sección fracturada se encuentra entre los 50 y los 65 m, éste será el espesor productor.

ANEXO 2

INFORMACIÓN ADICIONAL SOBRE INTERPRETACIÓN DE PRUEBAS DE BOMBEO REALIZADAS

MORELOS 4

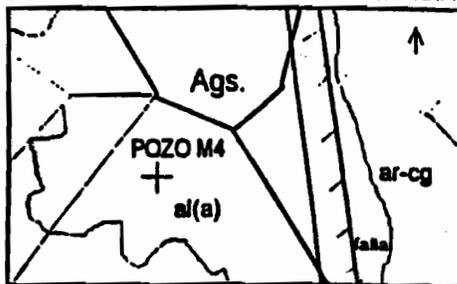


Q = 39.06

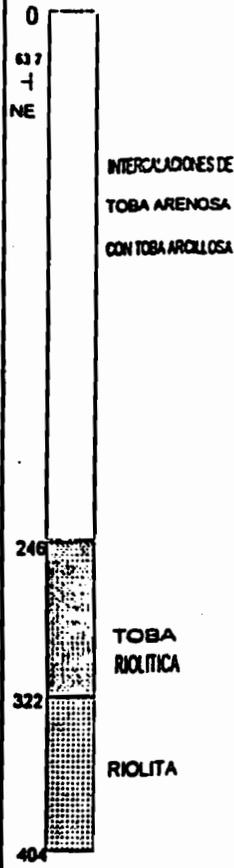
TIEMPO DE BOMBEO 2 hrs.

NE. 63.75 m

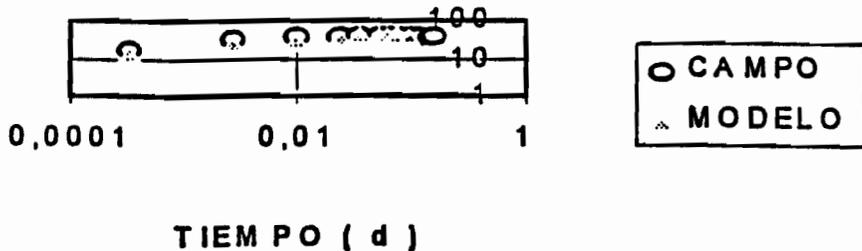
LOCALIZACIÓN Y GEOLOGÍA SUPERFICIAL



CORTE LITOLÓGICO



MORELOS 5

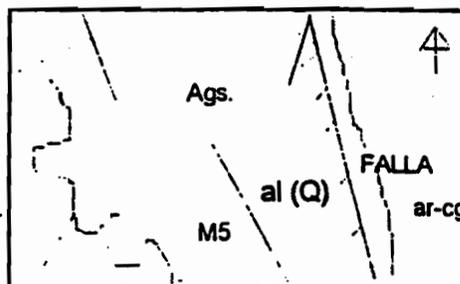


Q = 45.8 l/s

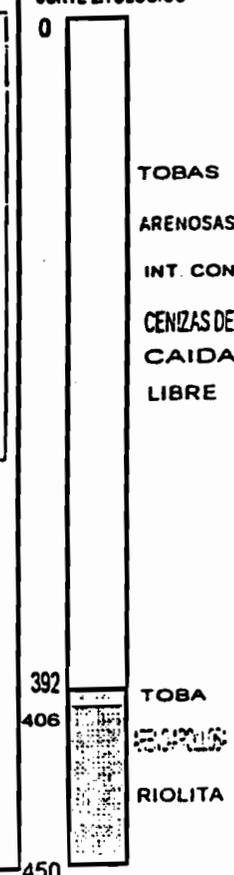
TIEMPO DE BOMBEO 3.75 hrs

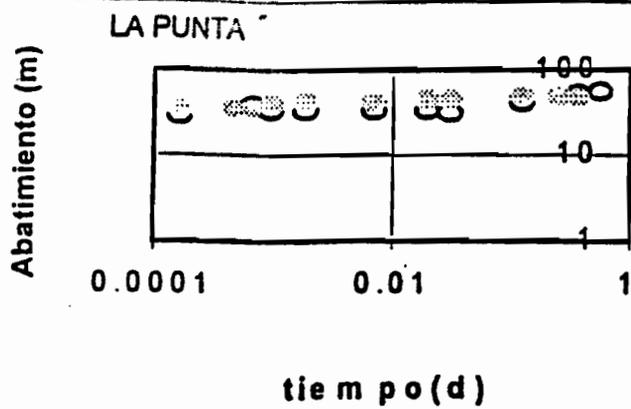
NE 77.4 m

LOCALIZACIÓN Y GEOLOGÍA SUPERFICIAL



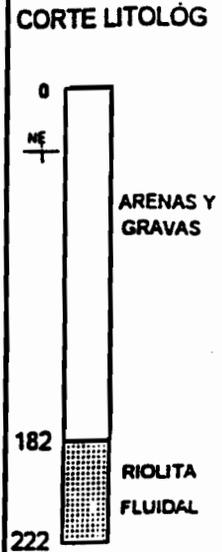
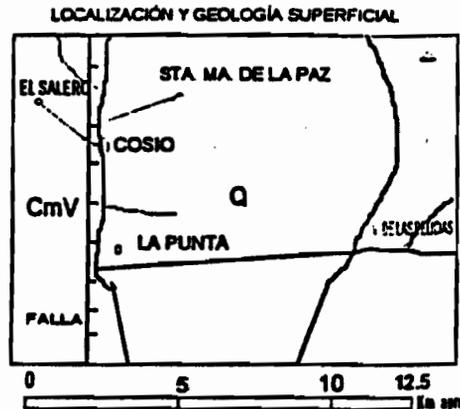
CORTE LITOLÓGICO



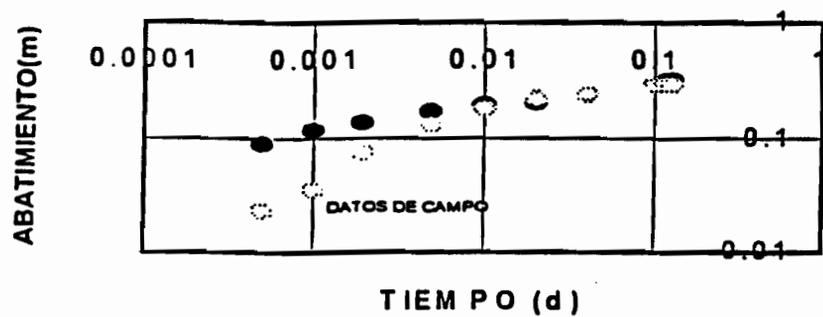


○ LA PUNTA CAMPO
 ⊖ LA PUNTA MODELO

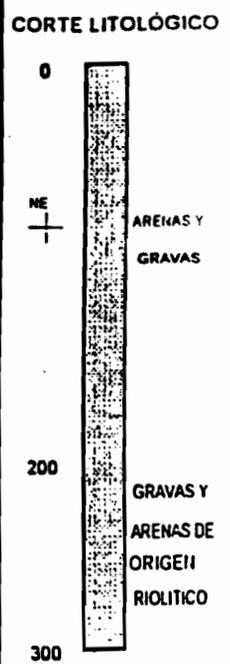
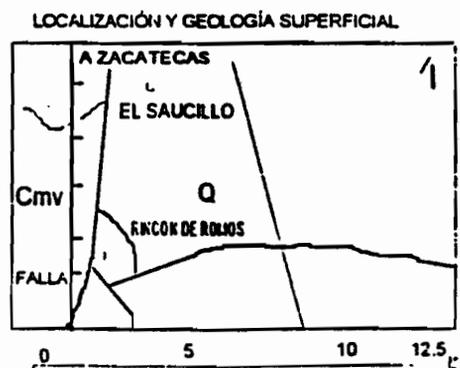
Q = 4 l/s
 TEMP. 36 C
 TIEMPO DE BOMBEO 840'
 DIAMETRO DEL POZO 0.30 m
 NE. 29.3m



EL SAUCILLO

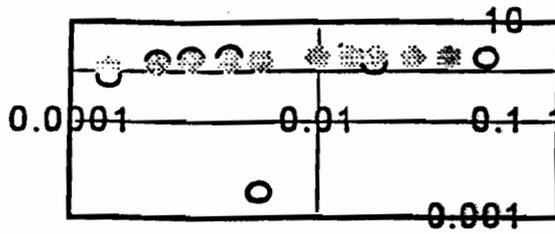


Q = 5 l/s
 TIEMPO DE BOMBEO 195'
 DIAMETRO DEL POZO 0.3 m
 N.E 83.3 m



CALDERA

Abatimiento (m)

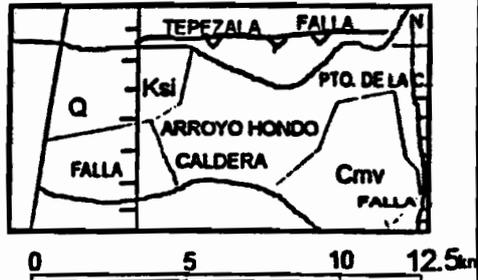


tiempo (d)

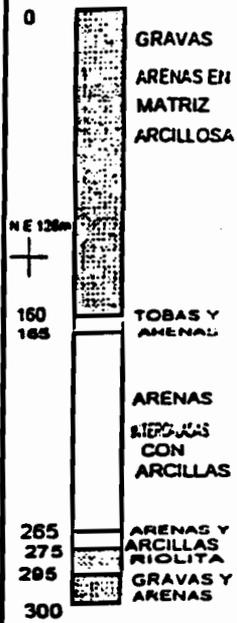
DATOS DE CAMPO ○ DATOS MODELO ●

Q= 7.2 l/s
 TEMP. 30 C
 TIEMPO DE BOMBEO 0.25d
 DIAMETRO DEL POZO 0.30m
 N.E. 126.9 m

LOCALIZACIÓN Y GEOLOGÍA SUPERFICIAL

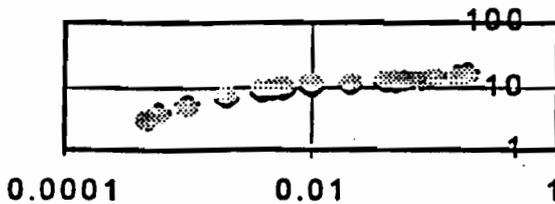


CORTE LITOLÓGICO



POZO EL POLVO

ABATIMIENTO(m)

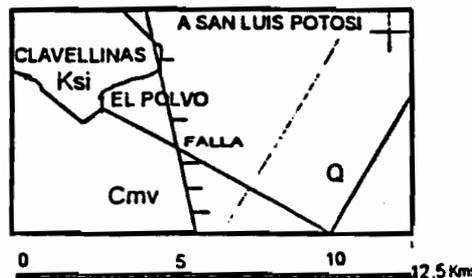


TIEMPO(d)

◆ CAMPO
 ● MODELO

Q= 6.5 l/s
 TEMP. 27.8
 DIAMETRO DEL POZO 0.30m
 TIEMPO DE BOMBEO 5 hrs.
 N.E 103.01

LOCALIZACIÓN Y GEOLOGÍA SUPERFICIAL



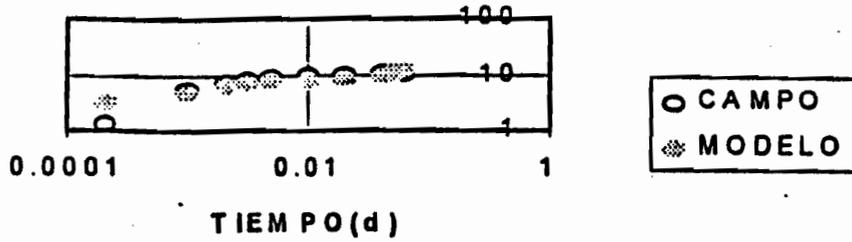
CORTE LITOLÓGICO



82

POZO EJIDO FRESNILLO

ABATIMIENTO(m)

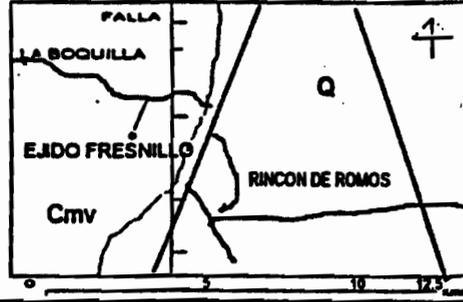


Q= 7 l/s
TEMP 31.6 C

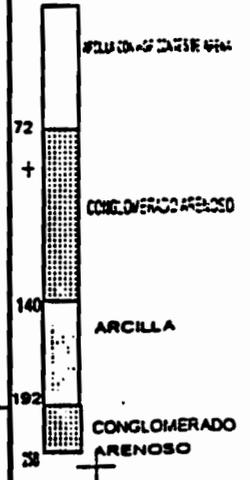
TIEMPO DE BOMBEO 0.064 d
DIAMETRO DEL POZO 0.30m

NE. 90m

LOCALIZACIÓN Y GEOLOGÍA SUPERFICIAL

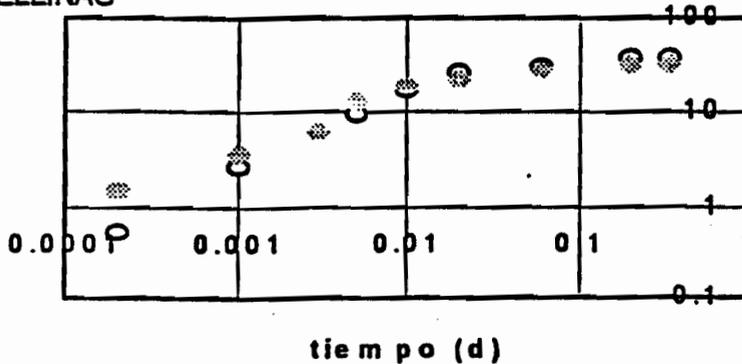


CORTE LITOLÓGICO



CLAVELLINAS

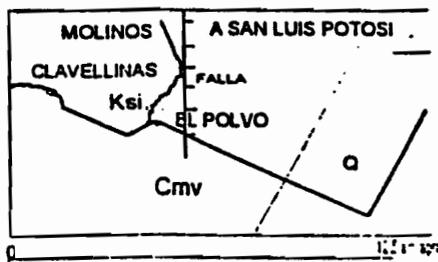
Abatimiento (m)



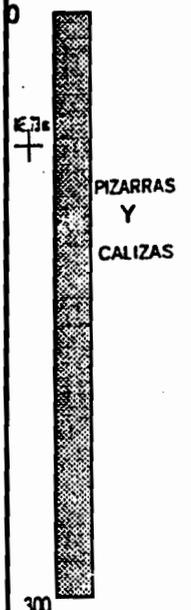
DATOS DE CAMPO 0 DATOS DEL MODELO 1

Q= 3.5 l/s
TEMP. 31.4 C
TIEMPO DE BOMBEO 8 hrs.
DIAMETRO DEL POZO 0.30 m
N.E. 73m

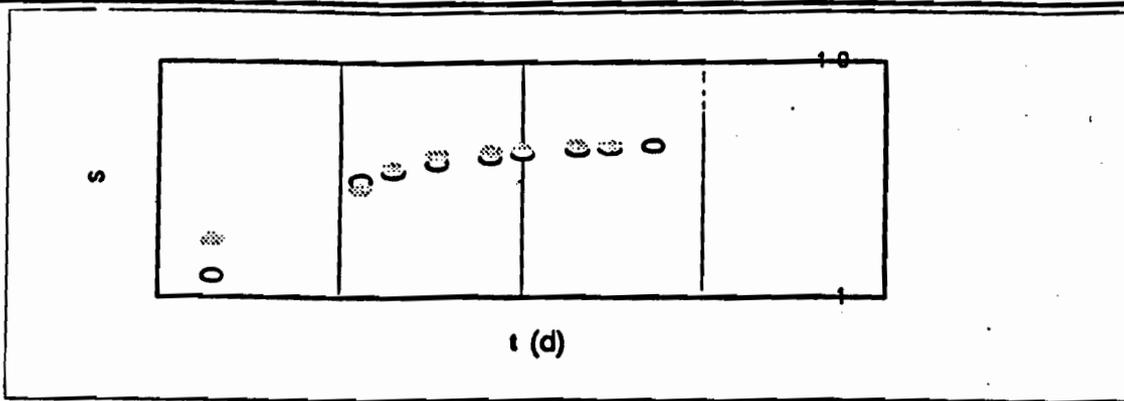
LOCALIZACIÓN Y GEOLOGÍA SUPERFICIAL



CORTE LITOLÓGICO



POZO EL AGUILA



DATOS DEL MODELO N. ○ DATOS DE CAMPO ●

Q = 5.5 l/s

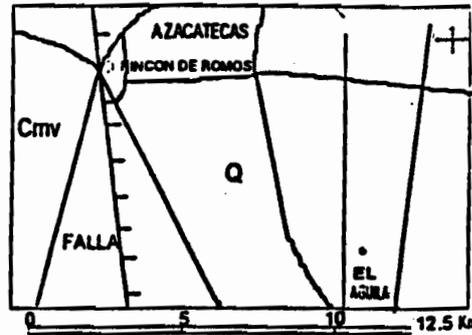
TEMP. 22.7 C

TIEMPO DE BOMBEO 1.25 hrs.

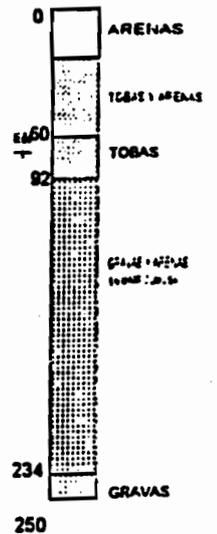
DIAMETRO DEL POZO 0.30 cm

NE. 66m

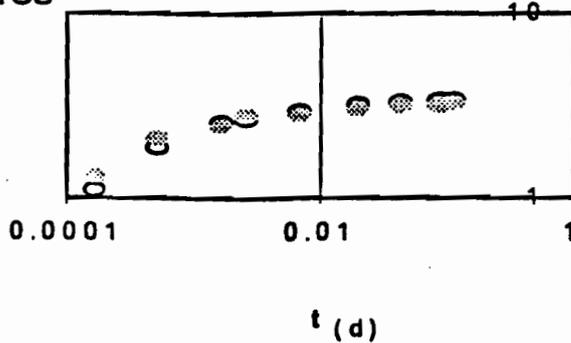
LOCALIZACIÓN Y GEOLOGÍA SUPERFICIAL



CORTE LITOLÓGICO



ALAMITOS



DATOS DE CAMPO ○ DATOS DEL MODELO N. ●

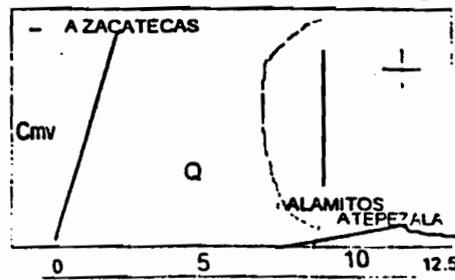
Q = 5 l/s

Temp. 27.3 C

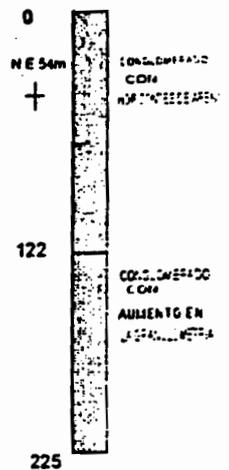
TIEMPO DE BOMBEO 160'

DIAMETRO DEL POZO 0.30m

LOCALIZACIÓN Y GEOLOGÍA SUPERFICIAL



CORTE LITOLÓGICO



ANEXO 3

INFORMACIÓN ADICIONAL SOBRE INTERPRETACIÓN HIDROGEOQUÍMICA: BASES DEL MODELO GEOQUÍMICO DE ESPECIACIÓN UTILIZADO.

Generalidades

En este ANEXO 3 se presenta una introducción al manejo del paquete denominado, WQ4F que es una versión especial del WATEQ2, diseñado para computadoras personales de baja capacidad de memoria. El diseño interactivo del paquete permite que la alimentación con datos químicos sea relativamente sencilla. Sin embargo, para la correcta aplicación de este modelo y con la finalidad de obtener resultados útiles, es necesario el conocimiento profundo de las reacciones y involucradas en la interacción agua-roca dentro de la zona estudiada, así como metodología de apoyo (geología, hidráulica subterránea, sistemas de flujo etc.).

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

Los programas de especiación calculan las concentraciones de todas las especies en solución (iones libres, pares de iones, y compuestos de coordinación), sus actividades y coeficientes de actividad; esto es, consideran que las soluciones acuosas son no ideales (reales), calculando la actividad de los iones individuales a partir de la teoría de Debye-Huckel.

Este tipo de modelos, que también se denominan de asociación de iones, consisten de un arreglo de (y) ecuaciones de balance de masa para cada elemento, (ii) ecuaciones derivadas de la ley de acción de masas y sus constantes de equilibrio para formación de complejos, (iii) ecuaciones que definen coeficientes de actividad de iones individuales. También calcula con base en concentraciones analíticas de iones (mayoritarios y elementos traza) y mediciones realizadas en campo (temperatura, pH, Eh etc.), el estado de saturación de la solución con respecto a un determinado número de fases sólidas.

Bases teóricas

La familia de programas WATEQ son códigos específicos para modelar la especiación (calcular todas la especies disueltas, incluyendo complejos), que basados en constantes de equilibrio calculan índices de saturación con respecto a varios minerales. Realizan balances de masa para todos los componentes, excepto para aquellos que constituyen el solvente: oxígeno e hidrógeno.

Los análisis químicos de los constituyentes disueltos en aguas naturales, indican su concentración total, pero no presentan las especies que se encuentran en el agua. Algunas de estas especies están presentes individualmente en forma simple iónica, pero otros se presentan como asociaciones de iones inorgánicos con valencia cero o diferente de cero. A estas asociaciones se les denomina complejos, que pueden ser definidos como una especie disuelta, formada por dos o más especies simples, cada una de las cuales puede existir por sí misma en una solución acuosa (Drever, 1982).

Por ejemplo, si existen complejos de calcio, la concentración molar de calcio (Ca^{+2}) presente como ion libre, es diferente a la concentración de calcio disuelto obtenida por medio del análisis en laboratorio (Ca). Si solo se consideran complejos de carbonato se tiene que:

$$(\text{Ca})_t = (\text{Ca}^{+2}) + (\text{Ca HCO}_3) + (\text{CaCO}_3)^0 \quad (1)$$

$(\text{CaCO}_3)^0$ es un complejo sin carga.

CONSTANTE DE EQUILIBRIO

En los siguientes párrafos se mencionan conceptos relativos a la constante de equilibrio. A los lectores interesados en profundizar en el tema, se recomienda consultar textos especializados de termodinámica (algunos aparecen en la bibliografía).

La constante de equilibrio "K" se deriva a partir de la ecuación de la Ley de Acción de Masas (Garrels y Christ, 1965), sin embargo puede obtenerse por medio de medidas experimentales de las concentraciones en una serie de mezclas de concentración total diferente, con extrapolación a la dilución infinita. Otro método se basa en cálculos termodinámicos, y es el que se analiza en los siguientes párrafos. Si se considera la reacción:



La energía libre de Gibbs por mol de reacción ΔG_r , es la diferencia entre la energía libre de productos y reactantes es:

$$\Delta G_r = \Delta G_{\text{productos}} - \Delta G_{\text{reactantes}} \quad (3)$$

a partir de la ecuación (3) y considerando como una primera aproximación que la concentración es igual a la actividad, es posible demostrar que (Drever, 1982):

$$\Delta G_r = \Delta G_r^0 + RT \ln \left(\frac{(\text{C})^c (\text{D})^d}{(\text{A})^a (\text{B})^b} \right) \quad (4)$$

en donde ΔG_r° es la energía libre estándar de la reacción, esto es, el cambio en la energía libre cuando "a" moles de A y "b" moles de B, ambos en estado estándar, se convierte en "c" moles C y "d" moles de D, también en estado estándar; R es la constante universal de los gases y T la temperatura absoluta. Los paréntesis indican actividades.

Para un sistema en equilibrio ΔG_r es igual a cero por lo que la ecuación (4) se reduce a

$$\Delta G_r^\circ = -2.303 RT \text{ Log } ((C)^c (D)^d / (A)^a (B)^b) \quad (5)$$

$$K = ((C)^c (D)^d / (A)^a (B)^b)$$

en donde K es la constante denominada de EQUILIBRIO.

A partir de las ecuaciones 3, 4, 5 y datos termodinámicos (energía libre estándar de formación), es como el código calcula los valores correspondientes a las constantes de equilibrio de todas las reacciones incluidas.

Debido a que la gran mayoría de las determinaciones experimentales de la constante de equilibrio y de los valores de energía libre de Gibbs se han realizado a 25° C, entonces los valores obtenidos para la constante de equilibrio son válidos para esa temperatura. Cuando se tienen datos de la constante de equilibrio para varias temperaturas (obtenidos de mediciones de laboratorio), o si existen suficientes datos termodinámicos, entonces el código calcula la variación de la constante de equilibrio con respecto a la temperatura por medio de una ecuación de la forma:

$$\log K = A + BT + C/T + D \log T \quad (6)$$

T = temperatura absoluta

Cuando los datos experimentales de la variación de la constante de equilibrio con respecto a la temperatura son escasos, se utiliza una relación lineal entre el log K y el recíproco de la temperatura (B y D igual a cero en la ecuación 6), lo que es equivalente a considerar un valor constante para el cambio de entalpía en la reacción (ΔH). A la siguiente relación se le denomina ecuación de Van't Hoff y se basa en las consideraciones previas:

$$\log K = \log K_{Tr} - (\Delta H_{Tr} / 2.3R) ((1/T) - (1/Tr)) \quad (7)$$

Tr es la temperatura de referencia (289.15°C).

Por la ecuación 7, se considera que la aproximación es relativamente aceptable para un rango de temperaturas entre 0 y 100° C. Por último se menciona que el efecto de presiones diferentes a 1 atmósfera no se considera en el código.

COEFICIENTE DE ACTIVIDAD

Cuando se realizan cálculos de equilibrio químico entre minerales y aguas naturales, los datos que se utilizan para alimentar el código, se tienen que transformar a actividades. En soluciones ideales, la energía de interacción entre dos iones de una misma especie, es idéntica a la energía de interacción entre iones de diferente especie, por lo que las actividades de ambas especies, son iguales a sus concentraciones (molares).

En soluciones reales, particularmente en aquellas que involucran especies iónicas en agua, al existir interacciones electrostáticas entre los iones cargados, ocurren diferencias marcadas en el comportamiento de los iones, con respecto a las soluciones ideales. En efecto, los iones generalmente están rodeados por regiones en las que las moléculas de agua están ordenadas en una estructura diferente a la del agua pura, situación que causa que la energía libre de la solución real sea diferente a la de una solución ideal, resultando que las actividades del solvente y soluto son diferentes a sus concentraciones.

La actividad y concentración están relacionadas por la siguiente ecuación:

$$a_i = m_i \gamma_i \quad (8)$$

en donde a_i es la actividad del soluto "i," m_i es la molaridad (concentración) y γ_i es el coeficiente de actividad. En la práctica, para soluciones acuosas menos concentradas que el agua de mar, la actividad del solvente (agua), puede considerarse igual a la unidad. Actividad se puede definir como la concentración efectiva desde el punto de vista termodinámico, lo que significa que es la porción de la concentración m_i que participa realmente en la reacción considerada.

Para estimar los coeficientes de actividad de iones específicos, el programa utiliza modelos no termodinámicos. En soluciones diluidas de electrolitos, se asume como buena aproximación que el coeficiente de actividad de un ion determinado, depende solo de la fuerza iónica de la solución (Garrels y Christ, 1965). La fuerza iónica se define como:

$$I = 0.5 \sum m_i z_i^2 \quad (9)$$

z_i es la valencia del ion correspondiente

Los coeficientes de actividad se calculan con la fórmula extendida de Debye-Huckel, la fórmula general de Davies o con el método de la sal equivalente (mean

salt method), usando los parámetros de sales de cloruro de sodio o potasio de la fórmula de Pitzer (Pitzer, 1973). Las dos primeras aproximaciones son válidas hasta una concentración de alrededor de 0.6 moles de fuerza iónica. El método de la sal equivalente se utiliza para concentraciones mayores a 0.5 moles.

La actividad de un ion se aproxima a su concentración a medida que la solución se torna más diluida. A concentraciones normales, los coeficientes de actividad de la mayoría de los iones, presentan valores menores a la unidad. El coeficiente de actividad se relaciona con la fuerza iónica por medio de la siguiente relación:

$$\log \gamma_i = -Az_i \left((I)^{0.5} / (1 + Ba_i(I)^{0.5}) \right) \quad (10)$$

en donde A y B son parámetros dependientes de la temperatura que involucran constantes universales y propiedades físicas del agua. El parámetro a_i es el radio del ión de acuerdo con Debye-Huckel, que es diferente de su radio real y z_i es su carga. Esta fórmula es válida para fuerza iónica menor a 0.1.

PRODUCTO DE ACTIVIDAD IONICA

Con base en la Ley de Acción de Masas, la interpretación hidrogeoquímica utiliza como referencia el equilibrio del agua subterránea con respecto a las fases minerales con las que está en contacto. Esto se logra comparando el valor de la constante de equilibrio "K" con respecto al producto de actividad iónica "IAP". Si se considera que el agua es muy diluida (concentración igual a actividad), las concentraciones pueden combinarse para obtener el producto de actividad iónica "IAP", si las especies involucradas son iones, o producto de actividad "AP" si no lo son. La definición es similar a la constante de equilibrio, pero cuando se requiera será necesario transformar las concentraciones a actividades.

Considerando la reacción (1):

$$K = ((C)^c (D)^d / (A)^a (B)^b) \quad (11)$$

Si el sistema investigado NO está en equilibrio, entonces el lado derecho de la ecuación (11) es igual al producto de actividad iónica: Si $IAP/K > 1$, la reacción (1) tenderá hacia la izquierda, lo que significa que la solución está sobresaturada con respecto a ese mineral. Si $IAP/K < 1$ la reacción tenderá hacia la derecha, por lo que la solución está subsaturada ya que presenta capacidad de disolver; y si $IAP/K = 1$ entonces el sistema está en equilibrio.

COMENTARIOS ACERCA DE LOS DATOS NECESARIOS PARA UTILIZAR EL PROGRAMA WQ4F

Mucho se puede mencionar acerca de la calidad de los datos de entrada al paquete. En esta ocasión únicamente se hará un breve análisis relativo a la

información que se debe de recopilar en campo, al momento de la toma de muestras de agua en el aprovechamiento subterráneo.

a) **TEMPERATURA.** La temperatura del agua a la descarga del aprovechamiento, es un dato de fácil registro. La precisión que se requiere es del orden de 0.5 de grado centígrado, por lo que con un termómetro de mercurio pueden obtenerse datos confiables, aunque es deseable un termómetro digital. La temperatura es importante dentro del programa, porque con base en ella se calculan las constantes de equilibrio (cuando es diferente a 25° C), interviene en una corrección que se aplica al Eh medido en campo y se toma en cuenta para cálculos de los coeficientes de actividad cuando se utiliza la aproximación de Debye-Huckel.

b) **pH.** Este dato es fundamental en los programas de especiación, ya que se utiliza en algunas ecuaciones (de balance de masa y equilibrio ácido-base) que se plantean en el método de fracciones continuas. Esta es una gran limitación cuando se analizan datos de química del agua obtenidos de estudios previos, pues la mayor parte de las ocasiones, no se realiza esta medición en forma correcta en campo (si acaso se tiene un valor derivado de papales coloreados). El dato en laboratorio, que si es muy exacto, no es representativo de las condiciones originales de campo, por lo que no es conveniente utilizarlo.

Cuando se mide el pH de campo con un potenciómetro, es conveniente utilizar soluciones *buffer* para calibración del aparato a la misma temperatura del agua, y una celda de aislamiento para evitar que algunos gases (principalmente el CO₂) escapen de la solución acuosa, lo que ocasionaría que el pH de la solución oscile notablemente del valor original. Existen en la bibliografía diversas técnicas (que se recomienda consultar), con el fin de obtener valores de pH reproducibles en +/- 0.03 unidades.

Por lo tanto, **NO** se recomienda utilizar el programa (o hacerlo con las reservas del caso) si no se tienen datos confiables de pH de campo, sobre todo si los resultados servirán para interpretaciones hidrogeoquímicas.

c) **Eh.** Al igual que el pH es un dato que muy raramente se toma en campo. Es muy importante conocer el Eh de la solución, cuando se incluyen análisis de elementos traza (As, Cr, Ag, Zn, Fe, etc.), ya que su movilidad está muy influenciada por la valencia en que se encuentren, esto es, por los procesos REDOX que los afectan.

En el cálculo de varias especies (por ejemplo Fe²⁺ y Fe³⁺ y complejos de hierro con elementos mayores disueltos) se utiliza el valor de pe (derivados del Eh), por lo que si no se conoce con precisión los resultados del programa mostrarán cierta deficiencia. El valor de Eh es un dato que presenta mucha dificultad para su medición en campo, ya que de la misma manera que para el pH, requiere de una

celda de aislamiento con la que se evitará que el agua se oxigene el entrar en contacto con la atmósfera.

Generalmente el electrodo tarda del orden de 20 minutos en rendir una lectura de Eh estable, aunque en algunas aguas debido a que la dinámica de la transferencia de masa es más rápida que la transferencia de electrones, nunca se estabiliza. Es necesario consultar la bibliografía en busca de técnicas confiables de medida del potencial de óxido-reducción.

d) **CONCENTRACIONES DE ELEMENTOS MAYORES.** Se debe de evitar alimentar el programa con análisis de laboratorio con concentraciones de sodio y potasio determinadas por diferencia de miliequivalentes de aniones y cationes, ya que los errores a involucrar no serán detectados por el programa. Si el porcentaje de error que rinde el análisis es mayor del 5-10% (balance en miliequivalentes de aniones y cationes), las especies calculadas y los índices de saturación se deben de tomar con las reservas del caso. También es conveniente tener cuidado con los análisis que no reportan protocolo de muestreo, tiempo transcurrido entre la toma de la muestra y el análisis de laboratorio, control de resultados, métodos analíticos utilizados etc., ya que los datos pueden no representar las condiciones originales de interacción agua-acuífero

BIBLIOGRAFÍA

- Ball, J.W., E. A. Jenne and D.K. Norstrom, 1979. WATEQ-2, a computerized chemical model for trace and major element speciation and mineral equilibria of natural waters, in Jenne, E.A., ed., Chemical modelling in aqueous systems: ACS Symp. Ser. V.93, 815-835.
- Champ, D.R., J. Gulens, and R.E. Jackson, 1979. Oxidation-Reduction sequences in groundwater flow systems. Can. Jour. Earth Sci., V.16, 12-23.
- Drever, J.I., 1982. The geochemistry of natural waters. Prentice-Hall, Inc. 388pp.
- Freeze, R.A., and J.A. Cherry, 1979. Groundwater. Prentice-Hall, Englewood Cliffs, N.J., 604pp.
- Garrels, R.M., and C.L. Christ, 1965. Solutions, minerals and equilibria. Freeman, Cooper, San Francisco, 540pp.
- Kharaka, Y.K., and I. Barnes, 1973. SOLMNEQ: Solution-mineral equilibrium computations, NTIS Tech. Rep. PB214-899, 82 pp.
- Morin, K.A., 1985. Simplified explanations and example of computerized methods for calculating chemical equilibria in water. Computer & Geosciences, V.11, No.4, 409-416.
- Norstrom, D.K., et al., 1979. A comparison of computerized chemical models for equilibrium calculations in aqueous systems, in Jenne, E.A., ed., Chemical modelling in aqueous systems. ACS Symp. Ser. V.93
- Plummer, L.N., B.F. Jones, and A.H. Truesdall, 1976. WATQF - A Fortran IV version of WATEQ, a computer program for calculating chemical equilibrium of natural waters. U.S. Geol. Survey, Water Res. Inv. 76-13, 61pp.
- Snoeyink, V.L., and D. Jenkins, 1989. Water Chemistry. John Wiley & Sons, Inc. 750pp.
- Truesdall, A.H., and B.J. Jones, 1974. Wateq, a computer program for calculating chemical equilibria of natural waters. Journal Research, U.S. Geol. Surv., V.2, No.2, 233-248.
- Van Gaans, P.F.M., 1989. WATEQX, A restructured, generalized and extended Fortran 77 computer code and database format for the WATEQ aqueous chemical model for element speciation and mineral saturation, for use on personal computers or mainframes. Computer & Geosciences, V. 15, No 6, 843-867
- Wigley, T.M.L., 1979. WATSPEC: A computer program for determining the equilibrium speciation of aqueous solutions: British Geomorphological Res. Group Tech. Bull. No. 20, 49pp