



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

DIRECCIÓN GENERAL DE ESTUDIOS DE POSGRADO
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA

***NUEVOS DATOS GEOQUÍMICOS DE
YACIMIENTOS GEOTERMALES DE ALTA
TEMPERATURA DEL CINTURÓN VOLCÁNICO
MEXICANO: ISÓTOPOS DE HELIO, BORO,
NITRÓGENO Y ELEMENTOS TRAZA.***

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO ACADÉMICO DE
**MAESTRO EN CIENCIAS
(VULCANOLOGÍA)**

PRESENTA:

RUBÉN ALEJANDRO BERNARD ROMERO



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

AGRADECIMIENTOS.

A mi Madre Laura Romero Salinas, y a mis hermanos Ana Laura, Edgar y Claudia en los cuales tuve un apoyo y sin los cuales no lo hubiera logrado. Por el apoyo incondicional y los sacrificios hechos. Este trabajo es mi forma de agradecerles todo.

A Ivonne por ser parte importante en mi vida, por su ayuda y motivación.

Al Dr. Iouri Taran por el tiempo y el apoyo que me brindó durante este proyecto. Por su valiosa guía y confianza.

A los Doctores Enrique Tello, Alejandro Ramírez y Salvatore Inguaggiato por su orientación y ayuda en campo.

A la Dra. Maria Aurora Armienta por brindarme el espacio y el apoyo necesario para llevar a cabo este proyecto.

A mis sinodales, Dra. Maria Aurora Armienta, Dr. Raymundo Martínez, Dr. Juan Pablo Bernal y Dr. Carles Canet por su valiosa ayuda.

A CONACyT por la beca de posgrado.

A la CFE y los ingenieros que nos apoyaron en campo.

A Olivia Cruz, Alejandra Aguayo y Nora Ceniceros por apoyarme al resolver los problemas que se me presentaban.

A la Dra. Agnes Mazot, por ayudarme a mejorar la tesis.

A mis maestros y amigos de la Facultad de Química y del Instituto de Geofísica, los cuales participaron en mi formación y me brindaron su apoyo, los cuales son muy numerosos, y no me gustaría hacer alguna omisión.

ÍNDICE

RESUMEN

ABSTRACT

CAPITULO I	1
INTRODUCCIÓN	1
1 OBJETIVO PRINCIPAL	2
1.1Objetivos particulares	2
2 LOCALIZACIÓN DE LOS SITIOS DE MUESTREO	3
3. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL DEL CVM E INFORMACIÓN GEOLÓGICA Y GEOQUÍMICA DE YACIMIENTOS HIDROTERMALES	5
3.1 Generalidades del Cinturón Volcánico Mexicano.....	5
3.2 Los Humeros, Puebla	7
3.2.1 Características geomorfológicas.....	8
3.2.2 Características Estructurales	8
3.2.3 Geología Local	8
3.2.4 Composición química de fluidos	10
3.3 Los Azufres, Michoacán	10
3.3.1 Características Geomorfológicas.....	11
3.3.2 Características Estructurales	11
3.3.3 Geología Local	12
3.3.4 Composición química de fluidos	13
3.4 La Primavera, Jalisco.....	14
3.4.1 Características Estructurales	15
3.4.2 Geología Local	16
3.4.3 Composición química de fluidos	17
3.5 Caldera de Acoculco, Puebla y manantiales cercanos	17
3.5.1 Características geomorfológicas.....	18
3.5.2 Geología Local	19
3.5.3 Composición química de fluidos	19
3.5.4 Chignahuapan, Puebla.....	20
3.5.5 Alcaparroza, Puebla	21
3.6 Otras áreas geotérmicas muestreadas en este trabajo	21
3.6.1 Pathé, Hidalgo	21
3.6.2 Apaseo el Alto, Guanajuato.....	22
3.6.3 Manantiales cercanos al Graben de Chapala (San Pedro Itztlán, Cósala, San Marcos, Atotonilco, Ixtlán de los Hervores, Los Negritos).	23
CAPITULO II	26
4. METODOLOGÍA	26
4.1 Procedimiento de muestreo	26

4.2	Medición de parámetros físico-químicos	26
4.3	Frascos de muestreo	26
4.3.1	Muestreo de pozos	26
4.3.1.1	Muestreo de gases	27
4.3.1.2	Muestreo de aguas	28
4.3.2	Muestreo de manantiales	29
4.4	Análisis de agua	30
4.4.1	Cromatografía iónica	30
4.4.2	ICP (elementos traza y Mg, Ca)	31
4.4.3	Química Húmeda	32
4.5	Análisis de Gases	33
4.6	Isótopos estables	33
4.6.1	Agua (δD y $\delta^{18} O$)	33
4.6.2	$\delta^{13} C$ en CO_2 y CH_4	34
4.6.3	$\delta^{15} N$ en N_2	35
4.6.4	$^3He/^4He$ y He/Ne	35
4.6.5	$\delta^{11} B$	36
CAPITULO III		37
RESULTADOS		37
5.	GEOQUÍMICA DE AGUAS	38
5.1	Elementos Mayores	38
5.1.1	Los Humeros	38
5.1.2	Los Azufres	40
5.1.3	La Primavera	43
5.1.4	Acoculco y manantiales cercanos	45
5.1.5	Pathé	47
5.1.6	Apaseo el Alto	48
5.1.7	Manantiales cercanos al Graben de Chapala (San Pedro Itztlán, Cósala, San Marcos, Atotonilco, Villa Bourdeax, Ixtlán de los Hervores, Los Negritos)	49
5.2	Elementos Traza	52
5.2.1	Los Humeros	52
5.2.2	Los Azufres	54
5.2.3	La Primavera	55
5.2.4	Caldera de Acoculco	56
5.2.5	Pathé	57
5.2.6	Apaseo el Alto	58
5.2.7	Manantiales cercanos al Graben de Chapala (Atotonilco, Lago Negritos, Los Hervores, Los Negritos, y San Marcos)	58
6.	ISÓTOPOS ESTABLES	60
6.1	Isótopos de Hidrógeno y Oxígeno	60
6.1.1	Los Humeros	60
6.1.2	La Primavera	61
6.1.3	Caldera de Acoculco	62
6.1.4	Manantiales cercanos al Graben de Chapala (Atotonilco, Los Hervores, Los Negritos, Cosala, Itztlán, Jocotepec, San Marcos y Villa Bourdeaux)	63

6.2 Isótopos de Helio	64
6.2.1 Los Humeros	64
6.2.2 Los Azufres.....	67
6.2.3 La Primavera	69
6.2.4 Caldera de Acoculco	70
6.3 Isótopos de Nitrógeno (Los Humeros y Los Azufres).....	70
7. GEOQUÍMICA DE GASES.....	72
7.1 Los Humeros.....	72
7.2 Los Azufres	74
7.3 La Primavera.....	75
8. GEOTERMOMETRÍA.....	77
8.1 Geotermometría iónica y de sílice	77
8.1.1 Los Humeros	77
8.1.2 Los Azufres.....	79
8.1.3 La Primavera	81
8.1.4 Caldera de Acoculco	82
8.1.5 Apaseo el Alto	82
8.1.6 Manantiales cercanos al Graben de Chapala.....	83
8.2 Geotermometría de gases	84
8.3 <i>Geotermometría de isótopos</i>	90
8.3.1 Isótopos de C en CO ₂ y CH ₄	90
9. GEOQUÍMICA DE BORO.....	97
9.1 Boro en fluidos de alta temperatura de Los Humeros y Los Azufres.....	99
9.2 Isótopos de boro en fluidos de alta temperatura de Los Humeros y Los Azufres.....	101
9.3 La Primavera y manantiales cercanos al Graben de Chapala.....	102
CAPITULO IV.	103
RELACIÓN ENTRE LA GEOQUÍMICA DE FLUIDOS Y LA TECTÓNICA.....	103
10. GEOQUÍMICA DE GASES E ISÓTOPOS.....	103
11. GEOQUÍMICA DE BORO.....	105
CONCLUSIONES.....	109
REFERENCIAS.....	I

RESUMEN

Se hizo un estudio geoquímico de tres campos geotérmicos de alta temperatura: Los Humeros, Los Azufres y La Primavera, así como en manifestaciones termales a lo largo del Cinturón Volcánico Mexicano.

Por primera vez se presenta la composición isotópica de Carbono $\delta^{13}\text{C}$ en el par CO_2 y CH_4 en la fracción vapor, de Nitrógeno en N_2 en fase gaseosa y de Boro disuelto en fluidos geotérmicos profundos, además de los elementos traza en fluidos de los campos geotérmicos de alta temperatura y manifestaciones termales. Los valores obtenidos de $\delta^{13}\text{C}$ en CH_4 son -19.9‰ y en CO_2 -2.5‰ para Los Humeros, de $\delta^{13}\text{C}$ en CH_4 -25‰ y en CO_2 -6.7‰ para Los Azufres y de $\delta^{13}\text{C}$ en CH_4 -25‰ y en CO_2 -4.8‰ para La Primavera. Se complementó la base de datos de isótopos de He existentes para México, con un muestreo detallado de los campos geotérmicos.

El análisis de los datos de isótopos C, He, N y B, se utilizó para identificar el origen de los fluidos, los isótopos de C en CO_2 y CH_4 se utilizaron como geotermómetros. Con respecto a la interacción agua-roca, se utilizaron datos de elementos traza (Li, Be, Al, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, As, Se, Rb, Sr, Mo, Cd, Sb, Cs, Ba, Hg, Tl, Pb) en las aguas de los pozos geotermales y manantiales.

Los valores de $\delta^{11}\text{B}$ son diferentes para dos campos de alta temperatura. En Los Humeros $\delta^{11}\text{B} \sim -1\text{‰}$, es cercano a valores del manto. En Los Azufres $\delta^{11}\text{B} \sim -8\text{‰}$, lo que significa que hay fraccionamiento entre fluido y minerales de Boro. El comportamiento de Boro en los fluidos de Los Humeros no es homogéneo.

Se determinó que los gases en la mayoría de los sitios muestreados del CVM son principalmente de origen magmático, con una importante contribución de aire disuelto en aguas meteóricas. Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ en CO_2 en el campo Los Humeros indican una contribución de carbonatos. Los valores de $^3\text{He}/^4\text{He}$ obtenidos en este trabajo son más altos que los obtenidos en trabajos previos (hasta 7.6Ra , donde $\text{Ra} = (3\text{He}/4\text{He})_{\text{aire}} = 1.4 \times 10^{-6}$, comparados con Prasolov et al., 1999 con valores de 6.8Ra) lo que indica que existe una contribución importante de gases del manto. La composición isotópica de Nitrógeno en gases es $\delta^{15}\text{N} \sim 0$, esto indica que la zona de generación de magmas tiene poco N_2 , es pobre en sedimentos subducidos o perdió N_2 en su camino de la trinchera.

ABSTRACT

A geochemical study of three high temperature geothermal fields with boreholes was performed: Los Humeros, Los Azufres, La Primavera and thermal manifestations along the Mexican Volcanic Belt (MVB).

For the first time, results on the isotopic composition of carbon in the couple CO₂ and CH₄, nitrogen in N₂ from the gas phase and of boron dissolved in deep geothermal fluids are presented, as well as trace elements from the water of the high-temperature geothermal fields and thermal manifestations. The obtained values for $\delta^{13}\text{C}$ in CH₄ are -19.9‰ and CO₂ -2.5‰ in Los Humeros, of $\delta^{13}\text{C}$ in CH₄ -25‰ and in CO₂ -6.7‰ for Los Azufres and of $\delta^{13}\text{C}$ in CH₄ -25‰ and in CO₂ -4.8‰ for La Primavera. Additionally, the Mexican data base on He isotopes was complemented by a detailed sampling campaign of the geothermal fields.

The isotopic data of C in CO₂, He, N and B are used to identify the fluids origin, and the C isotopes in CO₂ and CH₄ are used as geothermometers. The trace (Li, Be, Al, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, As, Se, Rb, Sr, Mo, Cd, Sb, Cs, Ba, Hg, Tl, Pb) element in the water of the geothermal wells and springs are analyzed with respect to the water- rock interaction.

The $\delta^{11}\text{B}$ values are different in two of the high-temperature geothermal fields. In Los Humeros $\delta^{11}\text{B} \sim -1\text{‰}$, which is close to values from the mantle. In Los Azufres $\delta^{11}\text{B} \sim -8\text{‰}$ meaning that a fractionation between the liquid and boron rich minerals takes place. The behavior of boron in the water from Los Humeros is not homogeneous, so further studies are required to have a better knowledge.

We determined that the gases in almost all of the sampled thermal manifestations of the MVB are principally of magmatic origin, with an important contribution of air dissolved in meteoric water. The $\delta^{13}\text{C}$ value in the CO₂ in the Los Humeros field indicates an important contribution from carbonates. The $^3\text{He}/^4\text{He}$ values obtained in this work are higher than those reported in previous studies (up to 7.6Ra, where $\text{Ra} = (3\text{He}/4\text{He})_{\text{air}} = 1.4 \times 10^{-6}$, compared with Prasolov., et al 1999 with values of 6.8Ra) which indicates an important contribution of mantle gases along the MVB. On the other hand, the isotopic composition of the nitrogen in the gases ($\delta^{15}\text{N} \sim 0$) suggests that in the zone of magma generation there is not much N₂ present, which either means that it is poor in subducted sediments or that a loss of N₂ occurred on the way in the forearc region.

CAPITULO I INTRODUCCIÓN

Los yacimientos geotérmicos de Los Humeros, Los Azufres y La Primavera son tres de los cinco sistemas hidrotermales modernos de alta temperatura de México en donde existen pozos profundos. El vapor hidrotermal es utilizado (Los Humeros y Los Azufres) o puede ser utilizado (La Primavera) para la generación de electricidad. La Comisión Federal de Electricidad (CFE) por más de 25 años ha utilizado los datos geoquímicos para mejorar y controlar la producción del vapor subterráneo. Los parámetros químicos que utiliza la CFE son composición del agua (macro-componentes hidroquímicos), y composición de gas e isótopos de agua (δD y $\delta^{18}O$). Muestras de aguas, gases y rocas (núcleos y cortes de los pozos) han sido utilizados para desarrollar los modelos conceptuales de los yacimientos en muchos trabajos publicados como reportes y ediciones de CFE y en revistas nacionales e internacionales (p.ej. Tello., 1986; 1988; 1991; Barragán et al., 1989; 1991; 1998; González Partida et al., 1999; 2000; 2001; Martínez Serrano et al., 1994; 1996; 1998; Martínez Serrano., 2002; Prol Ledesma, 1990; Verma, 1983; 1984; 2000, entre otros).

Por otro lado, los yacimientos mencionados se desarrollan en estructuras activas volcánicas (calderas), localizadas dentro de la parte frontal del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM), uno de los arcos volcánicos del Pacífico que está activo debido a la subducción de las placas oceánicas de Cocos y Rivera, debajo de la placa continental de Norte América. El volcanismo del CVM tiene algunas peculiaridades, las cuales son el objeto de las cuestiones siguientes: ¿Dónde se ubica la zona de generación de magmas para los volcanes del CVM? y ¿Cuál es la contribución de los sedimentos oceánicos, de los basaltos alterados de las placas Cocos y Rivera y del manto mismo?, ¿Cuál es la fuerza motriz para la generación de magmas en el CVM – la deshidratación de la placa oceánica o la descompresión del manto sub-continental debido al proceso de “rifting” a lo largo de la amplia zona del volcanismo?. Por un lado, las respuestas a esas preguntas se buscan en la petrología y petroquímica volcánica con la aplicaciones de los últimos logros en la geoquímica de isótopos radiogénicos (Sr, Nd, Pb, U, Th), elementos traza y de las Tierras Raras (REE). Por otro lado, algunas respuestas pueden ser encontradas con la ayuda de la geoquímica de fluidos, en particular, estudiando los isótopos estables (C, N, H, O, B) y radiogénicos (He, Ar). Algunos logros de este enfoque fueron mostrados en trabajos de Giggenbach, (1991), Kita et al., (1993), Sano et al., (1995), Taran et al.,

(1997), Snyder et al., (2001), Shaw et al., (2003), Taran et al., (2003), Inguaggiato et al., (2005), Fischer y Marty, (2005).

Un punto importante de este trabajo son los isótopos de N y B, que se presentan por primera vez aquí. Los datos de elementos traza en aguas de pozos y manantiales también se presentan por primera vez.

Los datos obtenidos en este trabajo se comparan con los datos de CFE (elementos mayores, gases, isótopos de agua) y datos publicados de isótopos de carbono en CO₂ (González-Partida et al., 1993) e isótopos de He (Polyak et al., 1985; Prasolov et al., 1999) para los mismos sistemas. La composición química de aguas y gases se utiliza en geotermometría y “termo-hidrometría” (calidad de vapor) con base en geotermómetros iónicos y de gas desarrollados por Giggenbach, (1980, 1988) y Taran, (1986, 1988). Estos enfoques se comparan con los resultados obtenidos por otros autores (Tello, 1986, 1992; Barragán et al., 2002;) para los mismos yacimientos.

La discusión de los datos se conduce en tres rumbos principales. 1) La composición isotópica de C en CO₂, y de He, N y B se discute en los marcos de vulcano-tectónica, principalmente identificando el origen de los fluidos. 2) Los isótopos de C en CO₂ y CH₄ se utilizan como geotermómetros. 3) Los datos de elementos traza en las aguas de los pozos geotermales y manantiales se analizan con respecto a la interacción agua-roca.

1 OBJETIVO PRINCIPAL

Obtener indicadores isotópicos para el régimen tectónico regional (N, He) a lo largo del Cinturón Volcánico Mexicano, la estructura térmica local (He) e interacción agua-roca (B) de yacimientos hidrotermales, haciendo un estudio de los fluidos del CVM.

1.1 Objetivos particulares

- Obtener por primera vez datos sobre la composición isotópica de carbono en CO₂ y CH₄, de nitrógeno en N₂ y de boro disuelto en fluidos geotérmicos profundos y además, por primera vez obtener las concentraciones de elementos traza (Li, Be, Al, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, As, Se, Rb, Sr, Mo, Cd, Sb, Cs, Ba, Hg, Tl, Pb) en las aguas de pozos profundos y manantiales.

- Obtener más datos (Polyak et al., 1985; Prasolov et al., 1999) sobre isótopos de He en fluidos de pozos geotermales de los tres sistemas hidrotermales (Los Humeros, Los Azufres y La Primavera) y manifestaciones naturales dentro del CVM.

- Interpretar los datos obtenidos en términos de geotermometría (elementos mayores, gases, isótopos de C) principalmente $\delta^{13}\text{C}$ en metano y CO_2 , de interacción agua-roca (isótopos de boro, elementos traza), y de vulcano-tectónica (isótopos de He, C y N).

2 LOCALIZACIÓN DE LOS SITIOS DE MUESTREO

La ubicación de los campos geotérmicos y manantiales se muestra en la figura 1 y tabla 1. Se encuentran distribuidos en los estados de Puebla, Michoacán y Jalisco, dentro del CVM.

Tabla 1. Campos geotérmicos y manifestaciones termales muestreados en este trabajo.

Campos geotérmicos en el CVM (coordenadas)	Manifestaciones termales del CVM (estado y coordenadas)
Los Humeros (19.667N, -97.416W)	Alcaparroza (Puebla) (19.933N,-98.133W)
Los Azufres (19.783N, -100.683W)	Jicolapa (Puebla) (19.983N, -97.983W)
La Primavera (20.616, -103.583W)	Chignahuapan (Puebla) (19.833N,-97.983W)
	Azufres Aco. (Puebla) (19.916N, -98.133W)
	Apaseo el alto (Guanajuato) (20.533N, -100.533W)
	Pathé (Hidalgo) (20.566N, -99.683W)
	Laguna Parda (Michoacán) (19.766N, -100.65W)
	Los Hervores (Michoacán) (20.15N,-102.366W)
	Los Negritos (Michoacán) (20.05N, -102.6W)
	Atotonilco (Jalisco) (20.483N, -102.45W)
	San Pedro Itziltlan (Jalisco) (20.3N,-102.95W)
	San Juan Cosala (Jalisco) (20.266N,-103.316W)
	Jocotepec (Jalisco) (20.283N, -103.416W)
	San Marcos (Jalisco) (20.316N,-103.533W)

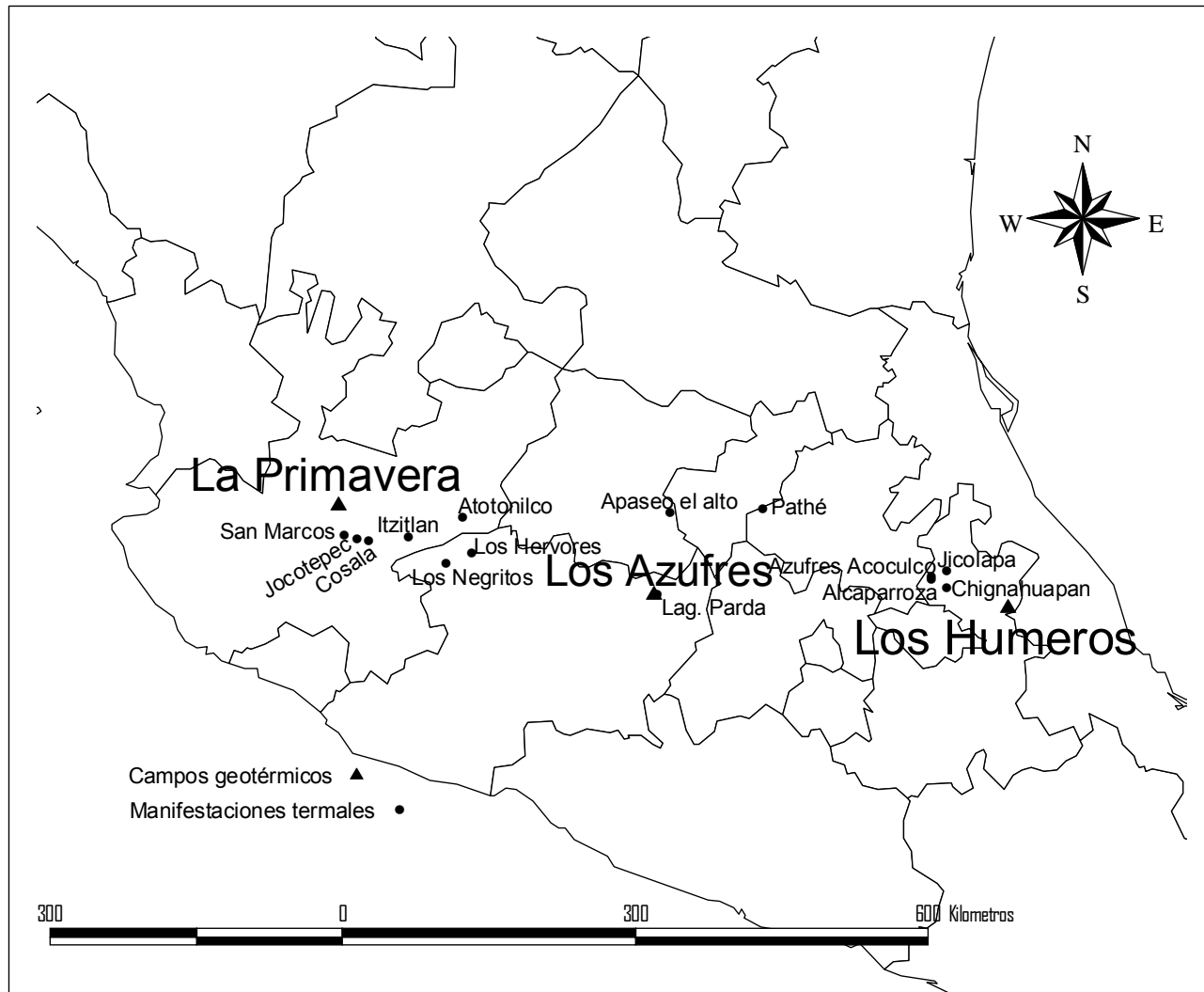


Figura 1. Campos geotérmicos y manifestaciones termales dentro del CVM muestreadas en este trabajo.

3. MARCO GEOLÓGICO REGIONAL DEL CVM E INFORMACIÓN GEOLÓGICA Y GEOQUÍMICA DE YACIMIENTOS HIDROTÉRMALES

3.1 Generalidades del Cinturón Volcánico Mexicano

El Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) es un arco magmático continental, constituido por cerca de 8000 estructuras volcánicas y algunos cuerpos intrusivos, que se extiende desde las costas del Pacífico, en San Blás, Nayarit y Bahía de Banderas, Jalisco, hasta las costas del Golfo de México en Palma Sola, Veracruz (Demant, 1978). Esta provincia geológica tiene aproximadamente 1000 km de longitud y una amplitud irregular, entre 80 y 230 km, y se distribuye según una dirección preferencial E-W en su parte central y oriental, y WNW-ESE en su parte occidental, formando un ángulo cercano a los 16° con respecto a la Trinchera Mesoamericana (figura 2.; Gómez-Tuena et al., 2005).

El CVM se puede dividir en tres sectores o porciones con base en su geología y tectónica (Demant, 1978; Pasquaré et al., 1988): una porción occidental entre la costa del Golfo de California y el punto triple de los rifts de Zacoalco, Chapala y Colima (Allan, 1986); una porción central comprendida entre dicha estructura y el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (Alaniz-Álvarez et al., 2002a); y una porción oriental entre este sistema y la costa del Golfo de México (figura 2).

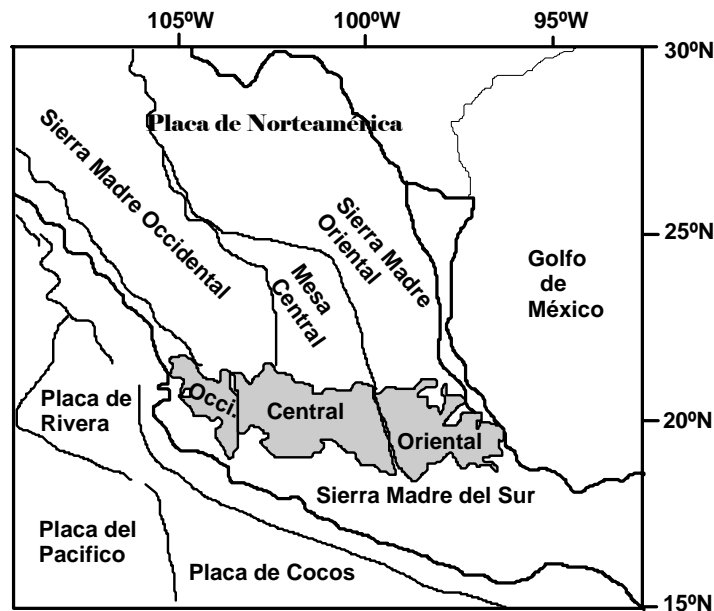


Figura 2. Ubicación del Cinturón Volcánico Mexicano (en gris), de las principales provincias geológicas de México y de las placas tectónicas actuales (Tomado de Gómez-Tuena, 2005).

Aunque la evolución espacio-temporal del magmatismo, y particularmente la transición entre la Sierra Madre Occidental y el CVM, estuvo sujeta a discusión por largo tiempo (p.e. Mooser, 1972 y Nixon et al., 1987, entre otros), en la actualidad, y gracias a la abundancia de fechamientos isotópicos obtenidos en las últimas dos décadas, parece claro que la individualización del CVM como una entidad geológica distintiva ocurrió durante el Mioceno Medio y Tardío, como resultado de una rotación antihoraria del arco que formó la Sierra Madre Occidental (Ferrari et al., 1999).

De manera muy sintética la historia geológica del CVM se puede dividir en cuatro episodios principales: (I) la instauración de un arco de composición intermedia en el Mioceno Medio y Tardío, (II) un episodio máfico del Mioceno Tardío, (III) un episodio silíceo de finales de Mioceno que llega a ser bimodal en el Plioceno Temprano, y (IV) la reinstauración de un arco con gran variabilidad composicional a partir del Plioceno Tardío (Gómez-Tuena et al., 2005).

3.2.1 Características geomorfológicas

Geomorfológicamente, el campo geotérmico de Los Humeros presenta los caracteres típicos de un sistema montañoso de pendiente moderada con altitudes de 2800 a 2950 msnm. Los rasgos geomorfológicos del campo de Los Humeros son el resultado de una serie de eventos magmáticos de tipo explosivo que ocurrieron durante el Terciario al Cuaternario, produciendo ignimbritas y concluyendo con derrames de composición ácida. Esta actividad vació parcialmente la cámara magmática, provocando el desplome de la estructura y originándose de esta manera la cámara por hundimiento sucediéndole así una serie de derrames de andesita basáltica (Ferriz y Mahood, 1984).

Los Humeros se encuentra en la porción más oriental del CVM, donde se presentan diferentes formas volcánicas como conos cineríticos, domos y la gran caldera de Los Humeros, que empieza en el semigraben de Libres-Oriental. El relleno de este graben se produjo por la actividad volcánica y por depósitos vulcano-clásticos y aluviales del Terciario al Cuaternario (Ferriz y Mahood, 1984).

3.2.2 Características Estructurales

Dentro de la Caldera de Los Potreros hay dos estructuras circulares: Colapso central y Xalapazco-Maztaloya. Ambas estructuras son atravesadas por la falla normal de Los Humeros, la cual junto con la estructura regional de orientación NW (solamente inferida en el basamento y sin evidencia en superficie) son las estructuras más importantes en este campo (Ferriz y Mahood, 1984) (figura 3).

3.2.3 Geología Local

La geología del área de Los Humeros ha sido descrita por diversos autores, entre los que se encuentran Yáñez (1980), Ferriz y Mahood (1984), Negendank et al. (1985), y Martínez (1993). El basamento local está constituido por un complejo paleozoico metamórfico de esquistos de clorita-moscovita, le sobreyace una secuencia sedimentaria mesozoica plegada, intrusiones sieníticas y granodioritas del Terciario Inferior y andesitas pliocénicas (figura 4).

La actividad inicial en esta zona está representada por lavas ferrobasálticas de la formación Teziutlán, cuya edad varía de 3.5 a 1.5 Ma (Yáñez y Durán, 1982). La mayor

parte de las unidades volcánicas del área se emplazaron hace menos de 0.5 Ma, siendo acompañadas por la formación de calderas. El colapso de la caldera de Los Humeros fue provocado por la erupción de la Ignimbrita Xáltipan (0.46 Ma) (Ferriz y Mahood, 1984).

Después del colapso, se formaron varios domos silíceos (0.3 Ma). La emisión de la Ignimbrita Zaragoza (0.1 Ma) provocó el colapso de Los Potreros, y las emisiones de andesitas, andesitas basálticas y lavas, pómez y cenizas (0.08 a 0.04 Ma) dieron origen a la estructura del Xalapazco. La actividad más reciente se encuentra representada por basaltos de olivino (0.02 Ma) (Ferriz y Mahood, 1984). Por otra parte Verma (2000) plantea que los magmas máficos son producidos por fusión parcial del manto superior.

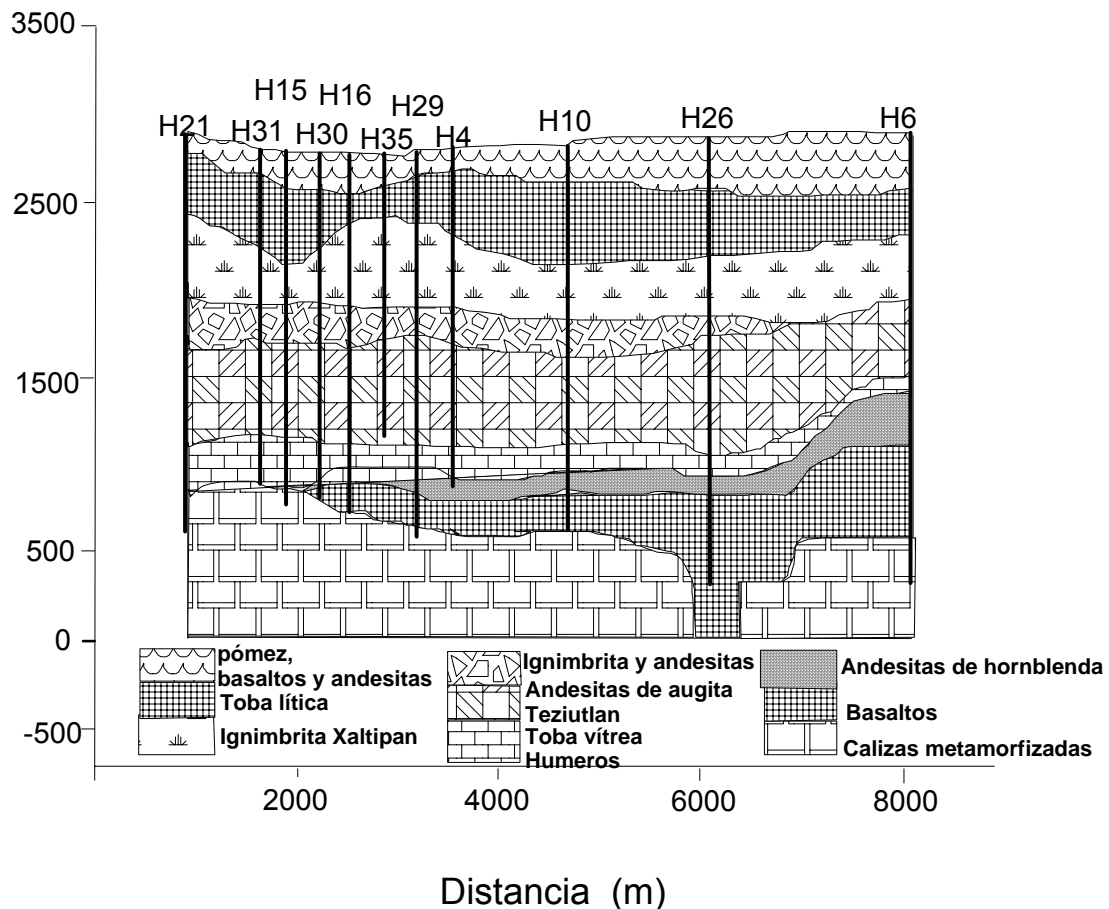


Figura 4. Sección geológica con orientación NNW-SSE y longitud de 7 Km. (Modificada de Cedillo 1997).

3.2.4 Composición química de fluidos

Varios estudios hechos por la CFE y por investigadores, entre ellos Barragán et al. (1991), Tello (1992) y Martínez-Serrano et al. (1996) muestran las principales características químicas e isotópicas de los fluidos del sistema hidrotermal Los Humeros (tabla 2). Los pozos H1, H16 y H18 presentan un carácter geoquímico bicarbonatado-sódico, siendo este un indicador de que el pozo H-1 esta produciendo en la parte somera del yacimiento (Tello, 1992) (CFE).

Tabla 2. Composición química e isotópica del Agua del pozo (H-6) del campo Geotérmico de Los Humeros tomado de (Barragán et al., 1991; Tello 1992, Martínez-Serrano et al., 1996). Los gases están en mol %, los aniones y cationes están en mg/Kg.

Referencia	Cl/B	pH	δD	$\delta^{18} O$	$\delta^{34} S$	CO ₂	H ₂ S	H ₂	CH ₄
Barragán et al. (1991)	0.62	7.5				88	8.24	2	0.246
Tello (1992)	0.96	7.9	-70.8	-3.88		91.8	6.26	0.0061	0.546
Martínez-Serrano (1996) (H-1)		7.9			-2.95				
	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	SiO ₂	Cl ⁻	B ⁻		
Barragán et al. (1991)	196	40.2	0.4	0.02	1000	180	287		
Tello (1992)	227	41	0.8	0.05	1142	252	253		

3.3 Los Azufres, Michoacán

Antecedentes

El campo geotérmico de Los Azufres es el segundo en importancia en capacidad instalada dentro del país y el más grande de los que se encuentran en el CVM. Este campo se ubica en el estado de Michoacán, a 180 Km al oeste de la ciudad de México a 19° 47' N y 100° 41' W. Los Azufres es uno de los centros de volcanismo silícico más importante del CVM, se encuentra en una zona de elevada altitud denominada como Sierra de San Andrés, cuya altura máxima es de 3,500 msnm (García, 2000). Se han perforado 68 pozos de los cuales 39 son productores, 23 son no productores y/o están en reparación y 6 son inyectores, con una temperatura máxima de fondo de 358°C. La profundidad de los pozos oscila entre 700 y 3500 metros bajo el nivel de la superficie

(García, 2000). Este es un sistema geotérmico típico de líquido dominante ubicado en un terreno volcánico y con edades que van del Plioceno al Cuaternario (López, 1991a).

Desde el inicio de la exploración el campo fue subdividido en dos zonas, norte y sur, esto basado en evidencias geológicas. Esto tuvo implicaciones hidrológicas principalmente debido a que en el centro del campo existe un domo riolítico el cual permite que las precipitaciones pluviales fluyan en ambas direcciones. Esto provoca que haya dos zonas de descarga con una zona común de recarga (Viggiano, 1987).

3.3.1 Características Geomorfológicas

Los Azufres presenta los caracteres típicos de una zona montañosa, con cotas superiores a los 3000 msnm, comunes en el CVM, y valles bajos. Estos importantes desniveles condicionan una evolución geomorfológica muy rápida y, desde el punto de vista hidrogeológico, favorecen la salida rápida de las aguas subterráneas someras al encontrarse sometidas a grandes gradientes topográficos.

Dentro de los aparatos volcánicos destacan el volcán de San Andrés, con 3500 msnm, y el Cerro Zacatonal, con 3150 msnm. Morfológicamente se definen tres estructuras dómicas, El Chinapo, La providencia y Pátzcuaro; hacia el oeste de la zona se presentan varios domos riolíticos, entre los que podemos citar: Taimeo El Chico, la Tetilla, El Tapanco, Oyameles y La Hierbabuena.

3.3.2 Características Estructurales

Regionalmente el campo geotérmico de Los Azufres se encuentra entre la intersección de dos sistemas: El Cinturón de fallas E-W y ENE-WSW que corresponde a la depresión central Chapala-Cuitzeó, y accidentes NW y N-S relacionados con la prolongación del sistema de Cuencas y Sierras (Garduño, 1985; Ferrari et al., 1991; López, 1991b).

Se evidencia una zona de flujo térmico que tiene como consecuencia una gran concentración de manifestaciones hidrotermales, encontrándose en rocas volcánicas con edades que van del Terciario al Cuaternario (Pérez y Gómez, 1994). En la zona existen fallas anulares en la Sierra de Santa Inés, sin embargo, la mayor parte del colapso postulado se encontraría oculto por productos volcánicos y fallas más recientes. El rasgo circular es la estructura del colapso de la caldera de Los Azufres. En el campo geotérmico

de Los Azufres existen tres sistemas de fallas, asociados con la tectónica regional de la zona central del CVM (fig. 5). El sistema de fallas más antiguo tiene orientaciones que varían desde N-S hasta NNW-SSE (fig. 5). Las fallas de este sistema son productoras de fluidos en su intersección con las del sistema E-W. Una etapa tectónica posterior produjo fallas de orientación NE-SW, que afectan rocas de 0.8 Ma. Este fenómeno afectó a gran parte del CVM. El sistema estructural más reciente tiene orientación E-W y reactivó a los sistemas de fallas más antiguos. Este sistema controla la distribución del hidrotermalismo superficial, así como la producción de fluidos geotérmicos en pozos profundos (López, 1991b). En zonas comprendidas entre los pozos Az-17 y Az-34 en la zona sur, la permeabilidad de las rocas es muy reducida debido a la precipitación de minerales, en tanto que, en zonas cercanas al pozo Az-4 en la zona norte, la permeabilidad es alta debido a la abundancia de fallas (García, 2000).

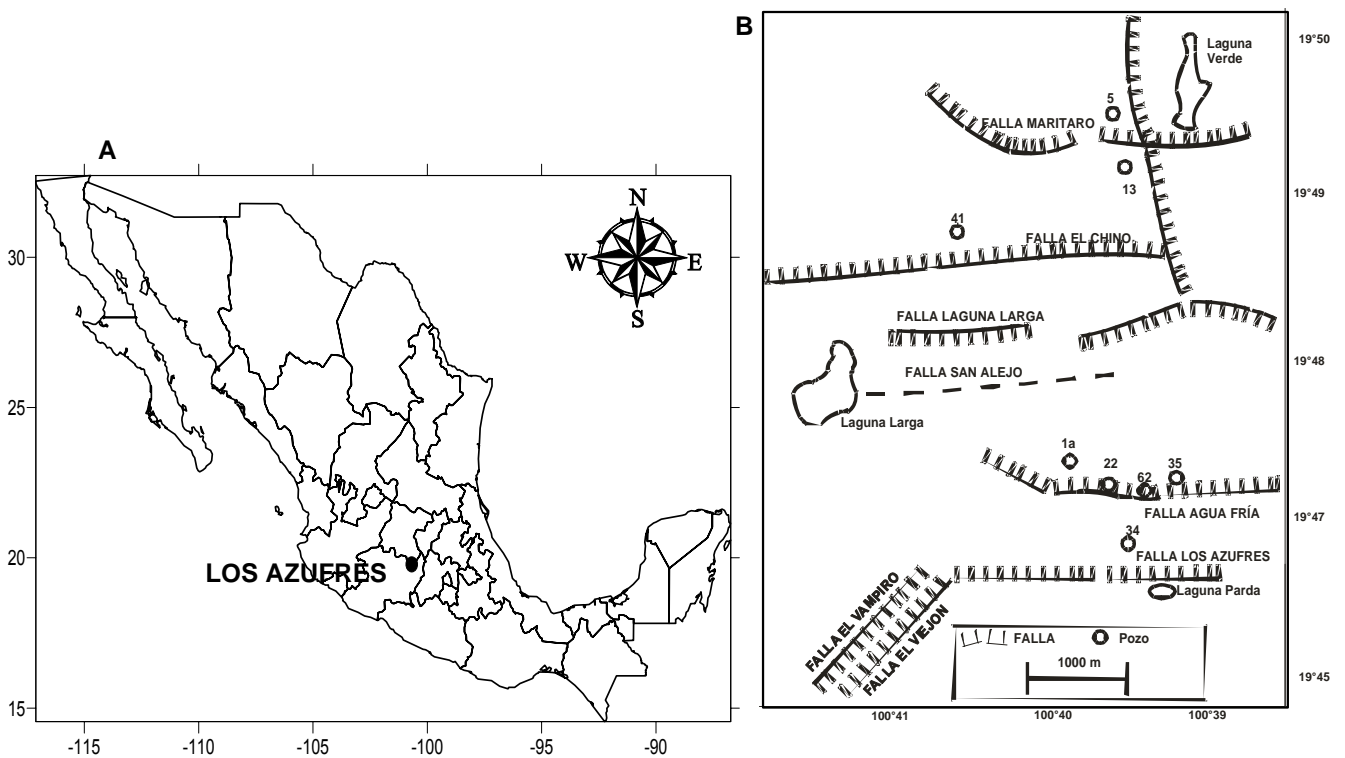


Figura 5. Localización del campo geotérmico Los Azufres Mich. (A) y localización de pozos y algunas fallas (B) (Modificado de González-Partida, 2000).

3.3.3 Geología Local

Según López (1991a) las rocas que afloran en la región son del tipo sedimentario y volcánico, con edades que van del Terciario Inferior al Cuaternario. Las rocas sedimentarias prevolcánicas están constituidas por una secuencia ligeramente plegada de conglomerados y areniscas del Grupo Balsas, del Terciario Inferior, que afloran en el anticlinal de Tzitzio a 35 km al suroeste de Los Azufres.

La secuencia volcánica está constituida por las siguientes unidades:

Unidad I. Andesita Mil Cumbres. Sobreyace discordantemente al Grupo Balsas y aflora en la porción norte occidental del campo geotérmico. Las dataciones K-Ar dan edades que van del Mioceno Inferior a Medio (18 a 10.2 Ma) (López, 1991a).

Unidad II. Riolita Agua Fría. Consiste en domos y coladas que aparecen en la porción central del campo. La edad de estas rocas por el método de K-Ar varía de (0.8 a 1.2 Ma) (López, 1991a).

Unidad III. Dacita San Andrés. Aflora al occidente del campo geotérmico. Estas rocas forman el Cerro de San Andrés y son de color gris oscuro a gris azul, con estructura fluidal, 20-30% modal de fenocristales de plagioclasa de 1 cm, hornblenda, clinopiroxeno, ortopiroxeno, y en menor proporción biotita y cuarzo.

Unidad IV. Riolita La Yerbabuena. Esta constituida por domos de composición riolítica a riodacita y tobas de caída aérea, como son los cerros: Mesas El Carpintero, El Bosque, El Rosario y Cerro El Guangoche (López, 1991a).

3.3.4 Composición química de fluidos

Varios estudios hechos por la CFE y algunos investigadores, entre ellos González-Partida (1999), González-Partida et al., (2000) y González-Partida et al., (2005) y Tello (2005), muestran las principales características químicas e isotópicas de los fluidos del sistema hidrotermal Los Azufres (tabla 3) (pozo Az-9).

Tabla 3. Comparación de la composición química e isotópica del agua del pozo (Az-9) del campo Geotérmico de Los Azufres, de varios autores: González-Partida (1999) González-

Partida et al., 2005, Tello, 2005. Los gases están dados en mol %, los aniones y cationes están dados en mg/Kg.

Referencia	Cl/B	pH	δD	$\delta^{18} O$	$\delta^{34} S$	CO ₂	H ₂ S	H ₂	CH ₄
González-Partida, 1999	13.36	7.2	-60.8	-3.2		92.45	5	0.622	0.174
González-Partida et al. 2005	12.3	6.81	-60.8	-3.2	-2.3	53.32	3	0.385	
Tello, 2005	13.32	7.2	-61.5	-4.43		92.45	5	0.622	0.174
	Na	K	Ca	Mg	SiO ₂	Cl	B		
González-Partida, 1999	2065	593	8.9	0.03	1154	3929	294		
González-Partida et al. 2005	2112	544	6.77	0.033	1541	4023	327		
Tello, 2005	2065	594	8.9	0.03	1159	3930	295		

3.4 La Primavera, Jalisco

Antecedentes

El campo geotérmico de La primavera se localiza a 18 Km al NW de la ciudad de Guadalajara, Jalisco, en el sector occidental del CVM, (20° 37' N y 103° 35' W).

Éste se encuentra cercano a la intersección de tres elementos estructurales regionales: El Graben de Colima, el Graben de Chapala y el Graben de Tepic, cuyas orientaciones son: N-S, E-W y NW-SE, respectivamente (figura 6).

El complejo La Primavera es una caldera volcánica cuya formación se inició hace aproximadamente 140,000 años (Mahood, 1981a). Los valles fueron rellenados, cubriendo un área de 700 Km², representando un volumen de 20 Km³ (Gutierrez-Negrin., 1991). El sistema geotérmico presenta una temperatura máxima de fondo de ~340 °C.

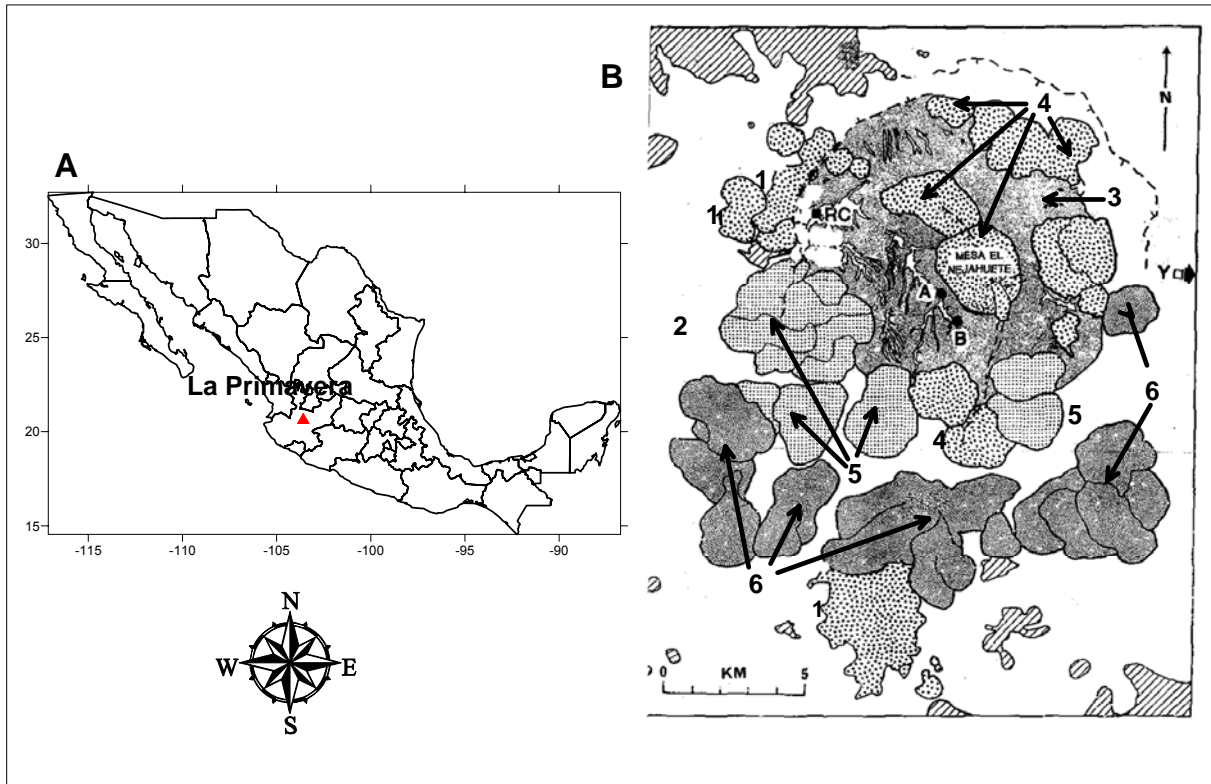


Figura 6. Ubicación del campo geotérmico de La Primavera, Jalisco (A) y localización de algunos pozos y manantiales (B) A=pozo PR-2; B=pozo PR-1; RC=Río Caliente. (1) lavas precaldera; (2) Toba tala; (3) sedimentos lacustres; (4) domos de 95,000 años; (5) domos de 75,000 años; (6) lavas de arco (Modificada de Mahood et al., 1983).

3.4.1 Características Estructurales

En La Primavera no existen rasgos topográficos que permitan delimitar fácilmente una caldera. Sin embargo existe un acantilado de 30 m de altura y de forma curva que sigue al norte desde la Venta del Astillero hasta Ciudad Granja. En otras partes de La Primavera, no existen evidencias de campo para ubicar el límite de la caldera. Sin embargo, los domos riolíticos más meridionales han producido derrames que fluyen hacia la periferia de la caldera, lo que indica que se formaron en el flanco de la zona levantada y fuera de la zona central hundida. La caldera de La Primavera se encuentra dentro de una de las dos depresiones que forman el Graben de Tépica-Zacoalco: la depresión Tequila-Guadalajara.

Las fallas que se observan en la zona no reflejan la dirección de los esfuerzos regionales y en particular, su distribución se restringe a la zona de la caldera, lo cual es

evidencia de que el sistema de fallas y fracturamiento más joven se asocia a los procesos de máxima deformación del ciclo caldérico: el colapso y el resurgimiento.

La zona esta afectada principalmente por fallas NW-SE, NE-SW y N-S, presentando manifestaciones termales en forma de fumarolas como en Cerritos Colorados, Las Barrancas, La Azufrera y El Nejahuete, así como los manantiales en Río Caliente (Villa et al., 1987).

3.4.2 Geología Local

El basamento de la columna estratigráfica de La Primavera es un cuerpo intrusivo granítico, el cual ha sido detectado durante la perforación del pozo PR-9 (JICA, 1989) a una profundidad de 2780 a 2986 m. En cortes del Río grande se encuentran expuestas las rocas volcánicas más antiguas de la secuencia estratigráfica de la caldera. Esta es una secuencia de andesitas y tobas líticas miocénicas, llamada Vulcanitas Cordilleranas, las mismas que han sido consideradas como el basamento del CVM en esta región (Gutiérrez-Negrin, 1988). Hace aproximadamente 145,000 años inicia la actividad de este centro volcánico, con el ascenso de magma hacia la superficie (Hernández-Lombardini, 1996), el cual crea un abombamiento, propiciando la aparición de dos zonas de fractura arqueadas a través de las cuales fluyeron los primeros domos y flujos de tipo riolítico (Gutiérrez-Negrin, 1991).

Aunque existen pocos datos para comprobar la existencia de una fase de levantamiento regional en el área de La Primavera antes de la emisión de la Toba Tala, la pendiente de 1 a 2° del deposito piroclástico puede considerarse como anterior a la erupción (Demant, 1978).

La Toba Tala se encuentra dividida en tres unidades:

Unidad I. Está conformada por la primera erupción la cual representa el 90% de la Toba Tala. Está distribuida en tres zonas principalmente: hacia el W se localiza más allá del poblado de Tala, cubre la zona NW de la ciudad de Guadalajara, al S no se observa su límite pero podría llegar al Cerro Totepec. (López-Hernández, 1991).

Unidad II. Es un horizonte de unos 10 m de espesor, caracterizado por contener una pómez fina de color blanco, con textura afírica, y otra pómez de color gris, más

gruesa, con fenocristales aislados de cuarzo y sanidina. Tiene una apariencia compacta, probablemente producto de una mezcla de magmas (Mahood, 1981).

Unidad III. Tiene un espesor de 5 a 10 m, se encuentra formada por fragmentos de pómez blanca que contiene menos del 1% modal de cuarzo y sanidina en forma dispersa en una matriz de grano fino color rosa pálido. En muchos lugares, muestra intercalaciones de flujos de cenizas laminadas y depósitos de caída de gravedad (Hernández-Lombardini, 1996).

3.4.3 Composición química de fluidos

Algunos estudios, entre ellos Mahood (1981) y Cruz (1998), muestran características geoquímicas e isotópicas del campo geotérmico de La Primavera (tabla 4).

Tabla 4. Comparación de la composición química e isotópica del pozo (PR-1) del campo geotérmico de La Primavera, Mahood (1981) y Cruz (1998). Los aniones y cationes están en mg/Kg.

Referencia	Cl/B	pH	δD	$\delta^{18}O$			
Mahood (1981)	6.49	8.2	0.7	-49.6			
Cruz Casas (1998)		5.5					
	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	SiO ₂	Cl ⁻	B ⁻
Mahood (1981)	650	105	0.8	0.01	597	851	131
Cruz Casas (1998)	146	12	0.5	n.d.	350	368	

3.5 Caldera de Acozulco, Puebla y manantiales cercanos

Antecedentes

La zona geotérmica de la Caldera de Acozulco se localiza a 15 Km de la Ciudad de Chignahuapan, entre los paralelos 19° 03' y 20° 00' de latitud norte y los meridianos 98° 03' y 98° 14' de longitud oeste (figura 7).

El clima predominante en la zona de estudio es subhúmedo templado con lluvias en verano. La vegetación está constituida por bosques de pinos y encinos principalmente.

Las manifestaciones termales existentes en la zona de estudio afloran entre las cotas 1880 a 2850 msnm, en un área de 300 Km² aproximadamente. Se encontró que las temperaturas superficiales de los manantiales muestreados varían de 16°C a 49°C, mientras que en un pozo perforado en la caldera se registra una temperatura de ~ 300 °C (Tello, 1986). Una característica del sistema hidrotermal es que no existe agua en el yacimiento, solo se observa puro vapor, pero existen manantiales en la superficie. Si tomamos en cuenta la temperatura, podemos decir que el agua de los manantiales es agua meteórica que se infiltró recientemente y que interactuó con gases de probable origen geotérmico.

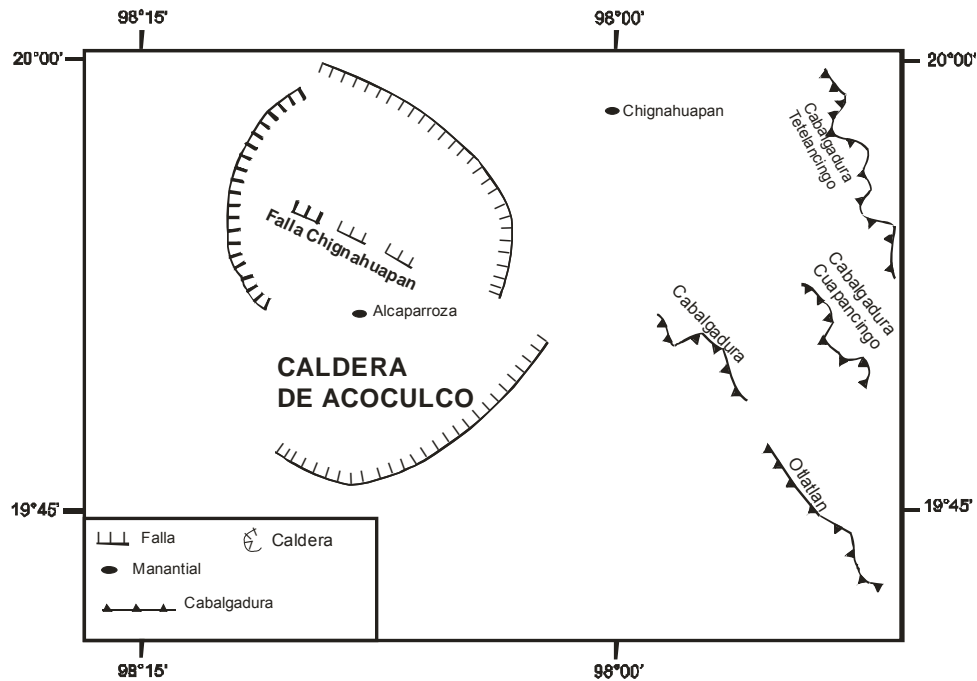


Figura 7. Ubicación de la Caldera de Acoculco (Puebla).

3.5.1 Características geomorfológicas

La porción occidental de la zona geotérmica de la Caldera de Acoculco se caracteriza por presentar una morfología dómica joven, medianamente disectada por corrientes que presentan un patrón de drenaje radial. Al E de la zona la morfología es de formas muy disectadas por las corrientes, las que forman un patrón de drenaje subparalelo-rectangular, fiel reflejo de las rocas plegadas del basamento en esta localidad (De la Cruz et al., 1986).

Los contrastes morfológicos que se observan en la zona son notables y corresponden a dos provincias fisiográficas que son: la Sierra Madre Oriental y el CVM.

Las rocas de la Sierra Madre Oriental presentan sierras y valles alargados de crestas sub-redondeadas en dirección NW-SE, para esta localidad; por el contrario, las rocas del CVM forman mesetas, promontorios dómicos y grandes estratovolcanes que sobresalen por sus formas recientes (De la Cruz et al., 1986).

3.5.2 Geología Local

Las rocas que afloran alrededor de la zona estudiada son sedimentarias y volcánicas. Las rocas sedimentarias corresponden principalmente a calizas de la Sierra Madre Oriental, la mayoría de ellas del Cretácico y Jurásico; estas rocas afloran al NE y E de la zona estudiada. En general, las rocas se encuentran muy plegadas y dislocadas por fallas laterales y cabalgaduras, como consecuencia de los esfuerzos compresivos originados durante la Orogenia Laramide (De la Cruz et al., 1986).

Sobreyaciendo discordantemente las rocas sedimentarias se encuentran rocas volcánicas representadas por andesitas, riolitas y productos piroclásticos asociados a las mismas, cuyas edades se estimaron del Mioceno al Cuaternario; esta relación estratigráfica se puede observar en la porción oriental de la zona estudiada y, en general, en los límites del CVM con la Sierra Madre Oriental (De la Cruz et al., 1986).

Esta porción del CVM corresponde al sector centro-oriental del mismo, y la zona termal se ubica al norte y fuera del valle de Puebla, que se caracteriza por contener un relleno de material lacustre del Plioceno, sobre el que se desarrolló el estratovolcán La Malinche durante el Cuaternario (Demant, 1978).

3.5.3 Composición química de fluidos

El carácter geoquímico de los manantiales de la Caldera de Acozulco es adquirido al interactuar el agua de reciente infiltración con gases de origen geotérmico (Tello, 1986) (tabla 5).

Tabla 5. Composición química del manantial de la Caldera de Acozulco. Los gases están en mol %, los aniones y cationes están dados en mg/Kg.

Referencia	Cl/B	pH	CO ₂	H ₂ S	H ₂	CH ₄	
Tello (1986)	0.22	6	98.6	0.3	3.5x10 ⁻⁵	0.45	
	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	SiO ₂	Cl ⁻	B ⁻
Tello (1986)	123	28	99	29	31	37	167

3.5.4 Chignahuapan, Puebla

Chignahuapan se halla en la boca de la Sierra Madre Oriental y se localiza a 110 Km de la Ciudad de Puebla, en la Sierra Norte de Puebla (figura 7). La Sierra Norte de Puebla representa el extremo meridional de la provincia geológica y fisiográfica de la Sierra Madre Oriental. Chignahuapan se localiza a 3 Km al oriente del pueblo del mismo nombre y brota en calizas sobre el cauce del río Axajalpan, muy cerca del contacto con las rocas andesíticas del Mioceno y Plioceno.

Las estructuras locales más importantes están relacionadas con la Caldera de Aocolco, cuya formación se debe a fenómenos volcánicos de extrusión de considerables volúmenes de material piroclástico, y a etapas posteriores de emplazamiento y ascenso de cuerpos magmáticos en el subsuelo (De la Cruz et al., 1986; Tello, 1986).

Las estructuras regionales que tienen influencia en la zona corresponden a los alineamientos tectónicos de la Sierra Madre Oriental, que presentan una orientación NE-SW. Dos de estos alineamientos se encuentran en las rocas sedimentarias al E de la zona; uno de ellos es el cauce del río Axajalpan que, al parecer, constituye una zona de debilidad profunda que permite que broten sobre su cauce algunos manantiales entre Chignahuapan y Zacatlán; una diferencia de elevación de 500 m entre las calizas de ambos márgenes del río corresponde al salto de falla. Paralelo al río Axajalpan y al W del mismo se infiere otra estructura regional de importancia evidenciada por el alineamiento de aparatos volcánicos y cráteres de explosión (De la Cruz et al., 1986).

Las estructuras NW-SE que caracterizan a la Sierra Madre Oriental no se observan en superficie; sin embargo, se observa un alineamiento de conos cineríticos con esta orientación entre Chignahuapan y Zacatlán, y de pequeñas fracturas que pueden ser reflejo de estas estructuras regionales (De la Cruz et al., 1986; Tello, 1986). Algunas características geoquímicas del manantial Chignahuapan se muestran en la tabla 6.

Tabla 6. Composición química del manantial de Chignahuapan. Los aniones y cationes están dados en mg/Kg.

Referencia	Cl/B	pH	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	SiO ₂	Cl ⁻	B ⁻
Tello 1986	36.87	6.5	95	14	173	30	24	118	3.2

3.5.5 Alcaparroza, Puebla

Las principales zonas de alteración hidrotermal se localizan dentro del rasgo circular exterior de la Caldera de Acoculco, la cual se localiza a 15 Km de la Ciudad de Chignahuapan, entre los paralelos 19° 03' y 20° 00' de latitud norte y los meridianos 98° 03' y 98° 14' de longitud oeste (fig. 7). En estas zonas la alteración consiste de caolinización y silicificación. En la Alcaparroza se observan, además, depósitos de sínter, azufre y pirita (De la Cruz et al., 1986).

La ausencia de anomalías de temperatura superficial en las zonas de alteración y la presencia de mofetas indica que en un pasado reciente existió termalismo en la zona; por otra parte, las mofetas indican que la fuente de calor o cámara magmática se encuentra aún caliente en el subsuelo. La presencia de mofetas y la ausencia de termalismo en las zonas de alteración podrían explicarse de la siguiente manera: el emplazamiento de magma en la última etapa ácida a niveles someros produjo las zonas de alteración en la Caldera de Acoculco; la posterior salida del magma hacia las zonas de debilidad o de fracturamiento en la periferia de la caldera ocasionó que la fuente de calor se profundizara. Sin embargo, los gases habrían continuado su ascenso hacia la superficie por conductos permeables representados por las estructuras o rasgos anulares (De la Cruz et al., 1986). Algunas características geoquímicas de Alcaparroza se muestran en la tabla 7.

Tabla 7. Composición química del manantial de Alcaparroza. Los gases están en mol %, los aniones y cationes están en mg/Kg.

Referencia	Cl/B	pH	CO ₂	H ₂ S	H ₂	CH ₄	
Tello 1986	51	3.7	94.2	2.49	0.006	1.8	
	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	SiO ₂	Cl ⁻	B ⁻
Tello 1986	15	4.8	50	10	32	17	2

3.6 Otras áreas geotérmicas muestreadas en este trabajo

3.6.1 Pathé, Hidalgo

La explotación de la energía geotérmica en México se inició en Pathé, una localidad del Estado de Hidalgo, la cual se encuentra aproximadamente a 130 kilómetros de la

Ciudad de México (figura. 8). Debido al éxito de las primeras perforaciones, se decidió instalar una planta piloto de 3.5 MW. Esta unidad inició su operación en el mes de noviembre de 1959.

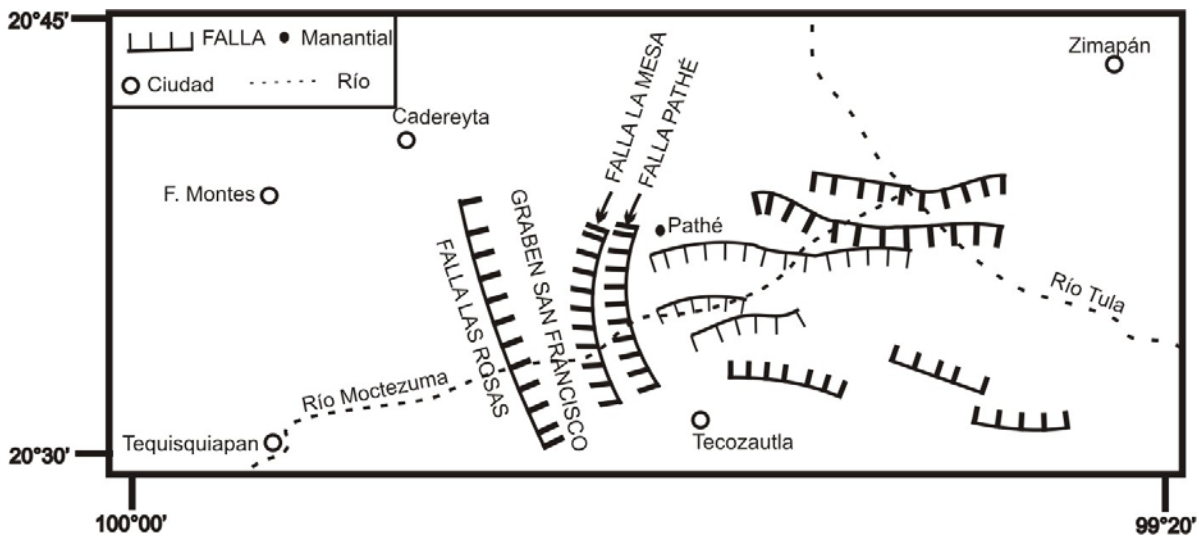


Figura 8. Ubicación del manantial Pathé (Modificado de Carrillo Martínez, 1998).

En Pathé se perforaron 17 pozos. Sin embargo, nunca fue posible obtener suficiente vapor para generar más de 600 kW. La planta se mantuvo generando hasta 1973.

El campo geotérmico de Pathé está localizado en una secuencia volcánica del Mioceno Tardío al Plioceno afectada por fallamiento normal activo. El fallamiento N-S define la fosa tectónica de San Francisco, con desplazamientos verticales de alrededor de 30 m, incrementándose hasta 180 m en el subsuelo. Estas rocas neógenas están intrusionadas por numerosos diques de dirección E-W y troncos de rumbo N-S (Carrillo Martínez, 1998).

3.6.2 Apaseo el Alto, Guanajuato

Apaseo El Alto, Guanajuato, se ubica junto a la caldera de Apaseo. Esta se ubica a 40 km al SW de la ciudad de Querétaro (figura 9). La caldera se desarrolló entre 6 y 5 Ma (edades preliminares ^{40}Ar - ^{39}Ar y K-Ar) (Aguirre Díaz et al., 2000a). Incluye una secuencia piroclástica con más de 60 m de espesor en sus facies proximales, compuesta de ignimbritas con brechas líticas de rezago señalando la caldera de Apaseo como fuente, intercaladas con depósitos tipo surge y pómez de caída, cuya distribución extracaldera ha

sido parcialmente determinada. Una ignimbrita intracaldera, endurecida por soldamiento y denominada ignimbrita Huapango, fue fechada en 5.3 ± 0.5 Ma ($^{40}\text{Ar}-^{39}\text{Ar}$) (Aguirre Díaz et al., 2000a).

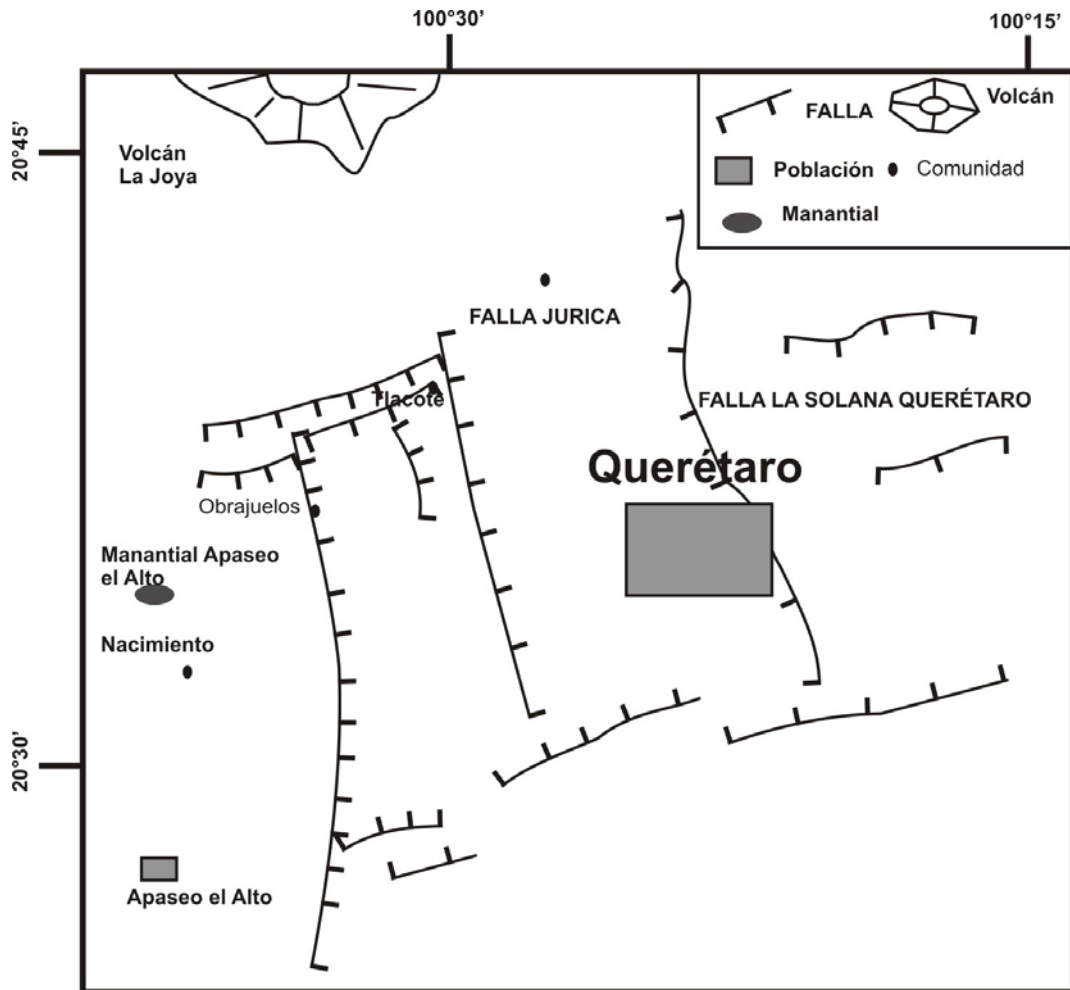


Figura 9. Ubicación del manantial Apaseo el Alto (Modificado de Aguirre-Díaz 2000).

3.6.3 Manantiales cercanos al Graben de Chapala (San Pedro Itzitan, Cosala, San Marcos, Atotonilco, Ixtlán de los Hervores, Los Negritos)

Rosas-Elguera et al. (1997) designan como Grupo Chapala (Mioceno Tardío–Plioceno Temprano; 6.2–3.5 Ma) a una sucesión de rocas de composición muy variable, desde series calcialcalinas a alcalinas a rocas basáltico-andesíticas. Durante el Plioceno Tardío se emplazaron en el extremo occidental del Lago de Chapala (Rosas-Elguera et al., 1997) volcanes (conos) de lava y en escudo y se desarrolló una tectónica en extensión a lo largo del eje axial del actual Lago de Chapala, dando lugar al depósito de una secuencia volcano-sedimentaria integrada por una alternancia de sedimentos lacustres

con diatomeas y de depósitos piroclásticos de ceniza y de pómez. Esta secuencia fue denominada “Chapala beds” por Palmer (1926) y “Chapala Formation” por Downs (1958). Rosas-Elguera *et al.* (1997) restringen el nombre de Formación Chapala a la secuencia volcano-sedimentaria basculada al NE que aflora en las porciones central y occidental de la ribera N del Lago de Chapala, cuya edad es menor que 3.4 Ma (Delgado, 1992; Zarate *et al.*, 2005). La figura 10 muestra algunas manifestaciones cercanas al lago de Chapala y otros sitios de muestreo.

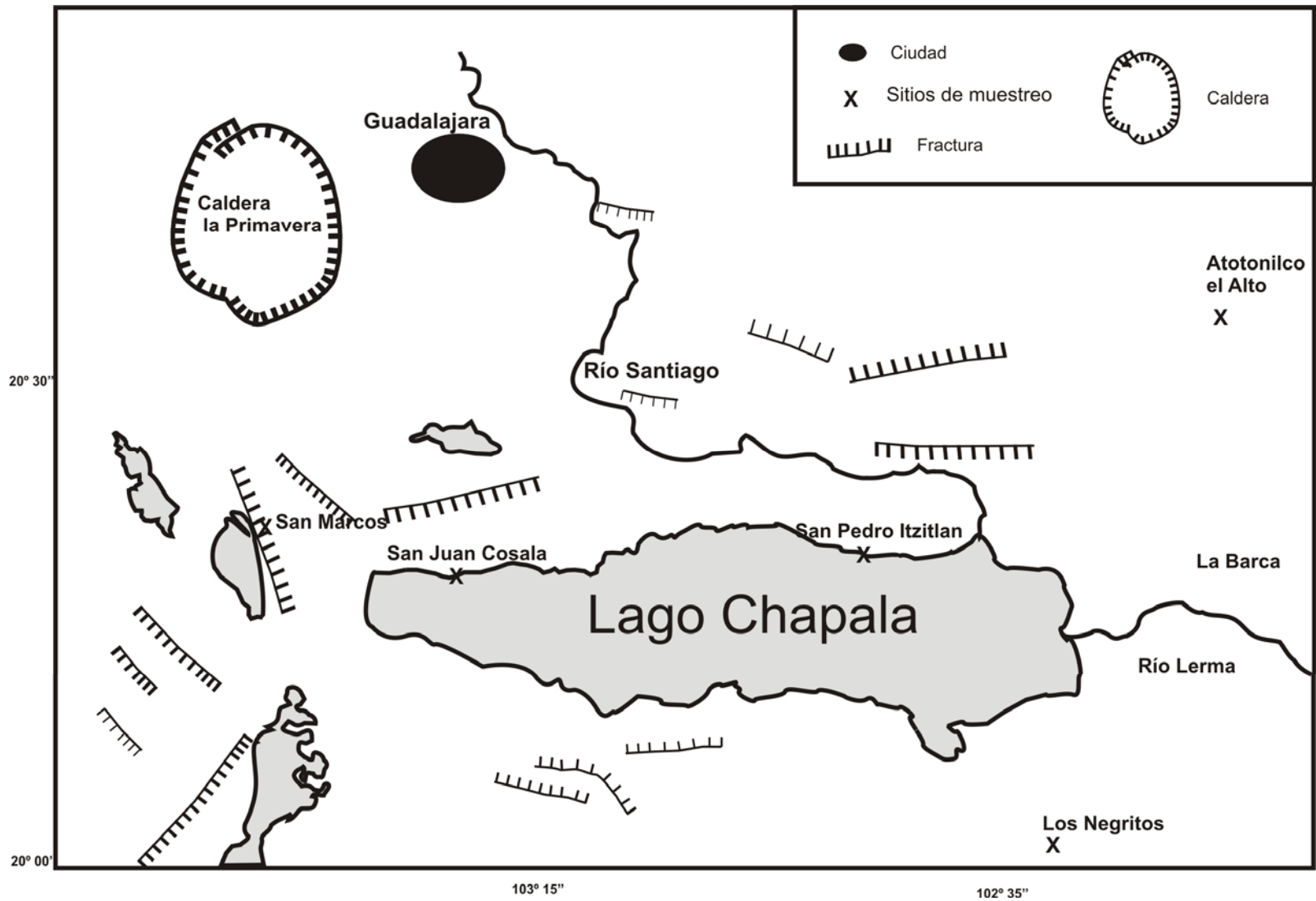


Figura 10. Manifestaciones termales cercanas al Lago de Chapala.

CAPITULO II

4. METODOLOGÍA

4.1 Procedimiento de muestreo

Se realizaron mediciones de parámetros fisicoquímicos in-situ como pH, conductividad, temperatura y alcalinidad (esta última fue determinada cuando las condiciones nos lo permitieron).

4.2 Medición de parámetros físico-químicos

El pH y la temperatura de los manantiales, pozos y exhalaciones fumarólicas se midieron con un pH-metro HACH (modelo sension156) y cuando la temperatura fue muy alta con un termopar digital. La corrección del pH se hace automáticamente para una temperatura de 25°C. La conductividad y salinidad se midieron con el mismo equipo HACH, expresado en mS/cm.

4.3 Frascos de muestreo

Debido a la presencia de dos fases se utilizaron dos tipos de frascos muestreadores, uno para la fase gas y otro para la fase líquida (condensados). El frasco colector para la fase gas consiste en un cilindro de vidrio de 300 ml (denominado frasco Giggenbach) evacuado, equipado al final con una llave de paso de teflón y conteniendo 50 ml de NaOH 4 N. Las botellas utilizadas para los condensados son de polietileno, las cuales fueron prelavadas en el laboratorio y lavadas con la muestra en el campo.

4.3.1 Muestreo de pozos

Los fluidos geotérmicos afloran en la superficie, incluyendo agua caliente y vapor con solutos disueltos y gases. Estos pueden ser descargados de manantiales termales, fumarolas, agua caliente de pozos y pozos de vapor seco y húmedo. La fuente de los constituyentes disueltos es la roca con la cual interactúa el agua subterránea. En el caso de los sistemas geotérmicos volcánicos, el magma que es la fuente de calor puede también proveer constituyentes químicos a los fluidos geotérmicos a través de la desgasificación.

Para obtener una muestra representativa, es necesario coleccionar el agua y el vapor separadamente, esto puede hacerse usando un separador portátil, el cual es conectado al

cabezal del pozo igualando la presión del pozo a la del separador, el separador cuenta con válvulas de paso con las que se puede regular la separación del vapor y el agua.

Distintas muestras fueron tomadas del pozo, una es agua (esta solamente será tomada en los pozos en los cuales el líquido es dominante), otra muestra tomada es de gas, la cual fue colectada en frascos Giggenbach, otra es condensado de vapor. Otra muestra es tomada de Unidades. Estas unidades son generadoras de electricidad. El mismo procedimiento de muestreo es seguido en pozos y Unidades.

4.3.1.1 Muestreo de gases

Este tipo de muestreo se basa en el principio de que los gases ácidos se absorben en una solución alcalina (4-6 N NaOH). Se prepara el frasco en el laboratorio, llenándolo con la solución de NaOH (40-60 ml), vaciándolo totalmente con una bomba y pesándolo. Este frasco de Giggenbach, se conecta con una manguera, asegurándose de que no entre aire. Se abre la llave del frasco para permitir la entrada de los gases ácidos (CO_2 , H_2S , SO_2 , HCl , HF) los cuales se absorben en la fase alcalina, mientras que el vacío es reemplazado por los gases no-absorbibles o inertes (N_2 , O_2 , H_2 , CO , CH_4 , Ar , He , Ne). El muestreo termina cuando el frasco se llena con los gases no-absorbibles, lo que se nota por el hecho que ya no entran burbujas en el. Enseguida, se cierra la llave. Para asegurar un muestreo perfecto, es de gran importancia el enfriar el frasco durante el muestreo con agua o hielo, así se baja la presión en el frasco. De esta manera el frasco sigue absorbiendo el gas y la fase líquida es capaz de condensar los gases ácidos más eficientemente. Este muestreo toma de 20-30 minutos generalmente. La ventaja de este muestreo es que se concentran los gases inertes y no-absorbidos. Ya en el laboratorio se pesa el frasco lleno. La diferencia en peso antes y después del muestreo es la muestra misma. Primero se analiza la fase gaseosa, luego la fase líquida. Una compilación de este método se encuentra en Giggenbach y Goguel (1989).

Las muestras de gas fueron tomadas en la línea de vapor proveniente de un separador centrífugo conectado directamente a la línea de descarga del cabezal (figura 11).

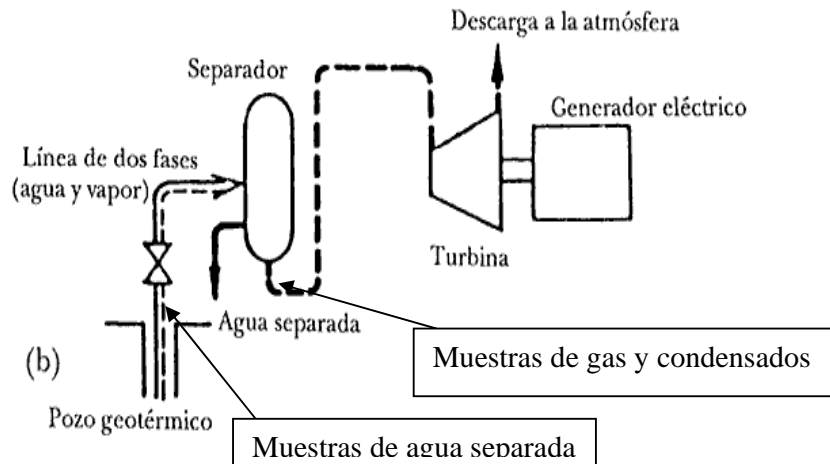


Figura 11. Sitios de muestreo de agua separada, gases y condensados.

4.3.1.2 Muestreo de aguas

En los pozos geotérmicos las muestras de agua separada fueron tomadas de la línea de vapor proveniente de un separador centrífugo conectado directamente a la línea de descarga del cabezal, como se muestra en la figura 11. En ambos casos se igualaron las presiones de línea y del separador portátil con la presión de separación. Dos tipos de muestras de agua fueron tomadas, una tomada del separador centrífugo y otra cuando hay un vertedero y a presión atmosférica (cuando hay condiciones de líquido dominante en el pozo) (figura 11). Otra muestra fue tomada, esta es de condensados y se tomó con un serpentín conectado a la salida del gas, el serpentín es sumergido en agua para poder condensar los gases (principalmente es tomada cuando los pozos son de vapor dominante y no existe agua). Tres muestras fueron tomadas de cada sitio: una para elementos traza, y otras dos para aniones y cationes. Las muestras para análisis de elementos traza fueron tomadas con un recipiente de plástico cuidando de no contaminarlas, esta muestra fue acidificada con ácido nítrico ultra puro, las muestras para cationes son acidificadas con ácido nítrico ultra puro. En todos los casos las botellas fueron enjuagadas con el agua con la que se llenara la botella, las tres muestras fueron conservadas en un lugar fresco y seco.

4.3.2 Muestreo de manantiales

El llenado de las botellas se realiza por medio de una jeringa enjuagada, previamente llenándola y tirando su contenido tres veces por lo menos. Posteriormente las botellas se guardan en un lugar fresco y seco, fuera de los rayos de sol.

Las botellas son prelavadas con ácido nítrico y enjuagadas abundantemente con agua destilada (en el laboratorio). Las alícuotas que se obtuvieron fueron de 500 ml, 250 ml y 60 ml.

Otra muestra se tomo en manantiales fue de gases burbujeantes. Cuando se observa la exhalación de gases burbujeantes en la superficie de los manantiales, se requiere atrapar estos gases en un frasco. Se utiliza un embudo transparente y grande (tamaño 1l de preferencia) sobre la salida del gas burbujeante, de tal manera que no entre aire en el embudo o en las conexiones por las mangueras (foto 1). Esta situación se obtiene rellenando el embudo y la manguera, antes de la captura del gas, totalmente con agua, verificando que ninguna burbuja de aire está dentro del sistema de muestreo; esto se hace llenando con agua el frasco de muestreo (si la muestra es tomada en un frasco común). Preferentemente se localiza el embudo directamente en la salida de gas, al fondo del manantial. Luego se escoge si se conecta un frasco de Giggenbach o un frasco para gas seco a la boca de la manguera. La ventaja de este método es que se puede estimar la cantidad de gas capturado.

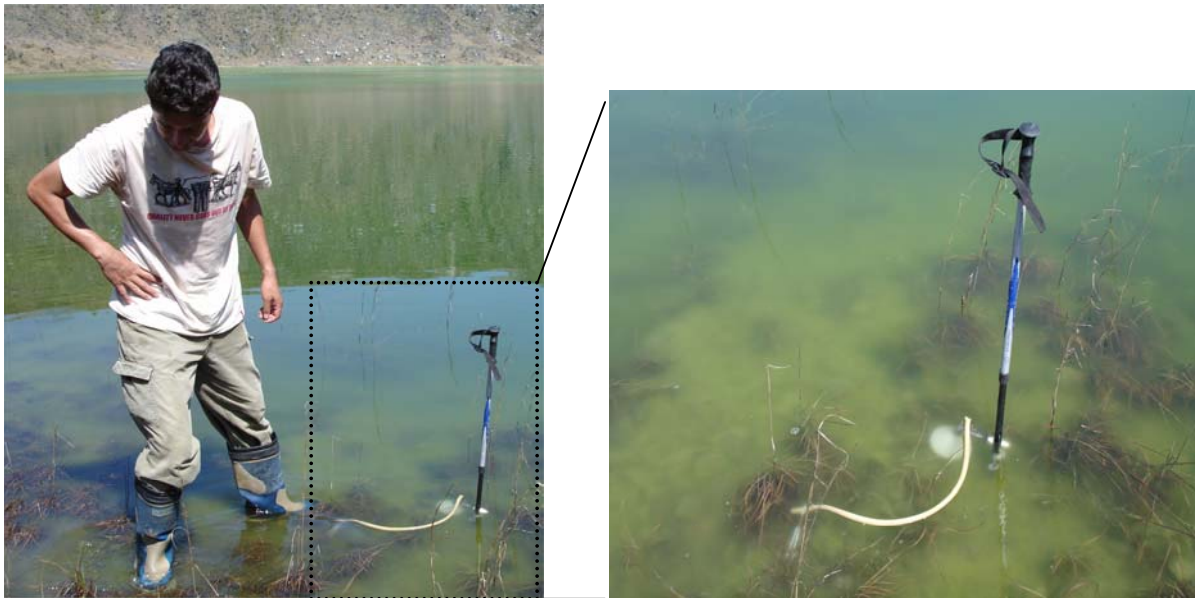


Foto 1. Muestreo de gases burbujeantes.

4.4 Análisis de agua

Los análisis se elaboraron en diferentes laboratorios para complementación: en el laboratorio de vulcanología del Instituto de Geofísica-UNAM se analizaron iones mayores y gases, en el laboratorio de Química analítica del Instituto de Geofísica-UNAM se analizó boro y sílice y en el Istituto Nazionale di Geofisica e Vulcanologia-Sezione di Palermo (Italia) se analizaron iones mayores, elementos traza (Li, Be, Al, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, As, Se, Rb, Sr, Mo, Cd, Sb, Cs, Ba, Hg, Tl, Pb) e isótopos de He. Mientras que en el laboratorio del Instituto de Geología-UNAM se hicieron elementos traza (Li, Be, Al, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, As, Se, Rb, Sr, Mo, Cd, Sb, Cs, Ba, Hg, Tl, Pb) e isótopos de H, O, C y N. Los isótopos de B se analizaron en el Istituto di Geoscienze e Georisorse de Pisa Italia.

4.4.1 Cromatografía iónica

En esta aplicación se utilizan resinas de intercambio iónico para las separaciones analíticas, estos materiales también son útiles en fases estacionarias en la cromatografía líquida, en donde se han utilizado para separar especies cargadas. En la mayoría de los casos se utilizan mediciones de la conductividad para la detección de los eluyentes. Existen dos tipos de cromatografía iónica de uso común:

- 1) basadas en supresores
- 2) columna sencilla

Los supresores son utilizados para evitar que la conductividad del electrolito que se eluye interfiera con la medición de la conductividad de los analitos (Skoog, 1995).

En consecuencia, la conductividad de los componentes de la fase móvil tiende a enmascarar la conductividad que proviene de los iones del analito reduciendo la sensibilidad del detector. El problema de la elevada conductancia de los eluyentes se resuelve mediante la introducción de una columna supresora de eluyente colocada después de la columna de intercambio iónico. La columna supresora es empacada con una resina intercambiadora de iones que convierte los iones del disolvente-eluyente a especies moleculares de ionización limitada, sin afectar la conductividad debida a los iones del analito. Por ejemplo, en el momento de separar y determinar los cationes se escoge el ácido clorhídrico como el reactivo de elución, y la columna supresora es una resina intercambiadora de iones en la forma hidróxido.

Para separaciones de aniones, el empaque del supresor es la forma ácida de una resina intercambiadora de iones, y el agente de elución es bicarbonato o carbonato de sodio.

Las concentraciones de especies mayores disueltas en las aguas se obtuvieron aplicando métodos de cromatografía líquida mediante un cromatógrafo Metrohm 761 Compact IC, con una columna Asup-5. Con eluente 4.8 mM de Na_2CO_3 + 1.5 mM de NaHCO_3 ; se utilizó H_2SO_4 100 mM como regenerador de la columna de supresión y agua miliQ para limpiar las líneas. Los análisis se elaboraron en laboratorios diferentes para complementación: en el laboratorio de vulcanología del IGF-UNAM, en donde se analizaron iones mayores (Cl, SO_4 , Li, Na, K, Mg, Ca) en agua y condensados (con un error máximo de $\pm 7\%$), también se analizó (SO_4) en gas que representaría el H_2S , para esto se tuvieron que oxidar las muestras contenidas en los frascos Giggenbach, esto para Los Azufres y La Primavera. En el INGV-Sezione di Palermo (Italia) las concentraciones de los cationes Li, Na, K, Mg, y Ca se determinaron con una columna Dionex CS-12, mientras que una columna Dionex AS4A-SC se utilizó para medir las concentraciones de los aniones F, Cl, y SO_4 (con una resolución de $\pm 2\%$) para Los Humeros (Sortino et al., 1991).

4.4.2 ICP (elementos traza y Mg, Ca)

Esta técnica se basa en la generación de un gas de iones a partir de los elementos contenidos en la muestra y la posterior separación de los mismos en función de su relación masa/carga. Un detector cuantifica el número de iones presentes para cada relación masa/carga. La técnica tiene una amplia aplicación en la determinación de elementos de interés medioambiental, tanto en sólidos como en líquidos, pudiéndose analizar más de 70 elementos de forma simultánea.

Podríamos definir un plasma como un gas neutro, parcialmente ionizado. En el caso del plasma acoplado inductivamente, el gas empleado es el argón a presión atmosférica y la energía que lo mantiene en funcionamiento es transferida inductivamente mediante una bobina por la que circula radiofrecuencia. El argón es conducido mediante una antorcha de plasma. Normalmente se trabaja con radiofrecuencias de 27 o 40 MHz y con unas potencias entre 1 y 2 kW. Las temperaturas que se consiguen en el interior del plasma en estas condiciones son del orden de 8000°K y dependen de la zona. El aerosol de muestra es introducido por la parte central del plasma mediante un inyector. Debido a

las altas temperaturas del plasma, la muestra se vaporiza y se ioniza parcialmente, generando parte de iones positivos de la mayoría de los elementos presentes en la muestra.

Los análisis se elaboraron en laboratorios diferentes para complementación. El análisis de elementos traza (Li, Be, Al, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, As, Se, Rb, Sr, Mo, Cd, Sb, Cs, Ba, Hg, Tl, Pb) en agua y condensados de vapor de pozos geotérmicos y manifestaciones termales fueron realizados por ICP en el laboratorio de INGV-Palermo con un equipo "ICP-OES Agilent 7500 ce" para Los Humeros y en el laboratorio del IG-UNAM en un ICP-MS Agilent 7500ce para Los Azufres y manantiales cercanos al Graben de Chapala. Los errores dependen del elemento a analizar.

Debido a que el Mg^{2+} y el Ca^{2+} en aguas de pozos geotérmicos a veces se encuentran en concentraciones muy pequeñas, se tuvieron que analizar por este método. Estos elementos forman parte de los iones mayores y es poco común analizarlos por ICP.

4.4.3 Química Húmeda

Dentro de los métodos químicos del análisis cualitativo los procedimientos a seguir difieren marcadamente según se trate de la vía seca o de la vía húmeda. En la vía húmeda es preceptivo tener los reactivos en disolución.

La vía húmeda tiene la ventaja de permitir la identificación de los componentes de la muestra de una manera sistemática y más segura.

Los resultados de un análisis cuantitativo típico se calculan partiendo de dos mediciones. Una de ellas es la masa o el volumen de la muestra que se va a analizar. En un método volumétrico, se mide el volumen de una solución que contiene suficiente reactivo para reaccionar completamente con el analito (Skoog, 1995).

De forma general se puede decir que los métodos instrumentales son versátiles al momento de hacer determinaciones. En el primer caso, la naturaleza iónica de los compuestos permite aplicar diversas técnicas electroanalíticas como medio de identificación de especies.

Un método muy utilizado en el análisis de muestras es el espectroscópico, el cual mide la cantidad de radiación producida o absorbida por las especies atómicas o moleculares que se analizan.

El contenido de bicarbonato y se determinó por titulación con HCl 0.1N para los gases de Los Humeros, Los Azufres y La Primavera. La concentración de boro es obtenida por el método de ácido carmínico en un espectrofotómetro marca HP-8452A del Laboratorio de Química Analítica del IGF-UNAM para Los Azufres y La Primavera, el boro determinado es boro elemental, el Si es analizado por el método del ácido Molibdo-Silícico en el mismo equipo con un error de ± 0.04 ppm para cada análisis, esto para Los Azufres y para los manantiales cercanos al Graben de Chapala (Armienta et al., 1987).

Con respecto a los gases en pozos, los análisis de los constituyentes fue realizado por vía húmeda (CO_2). La concentración de CO_2 se determina mediante titulación con HCl en un rango de pH 8.3 a 3.8. El SO_4^{2-} , Cl^- y F^- se determinan por cromatografía de líquidos, para Los Humeros, Los Azufres y La Primavera.

4.5 Análisis de Gases

Existen dos tipos de cromatografía de gases (GC): la cromatografía gas-sólido (GSC) y la cromatografía gas-líquido (GLC), siendo esta última la que se utiliza más ampliamente, y que se puede llamar simplemente cromatografía de gases (GC). En la GSC la fase estacionaria es sólida y la retención de los analitos en ella se produce mediante el proceso de adsorción. El método utilizado para analizar las muestras de los frascos Giggenbach fue GSC.

El gas portador debe ser un gas inerte, para prevenir su reacción con el analito o la columna. Generalmente se emplean gases como el helio, argón, nitrógeno, hidrógeno o dióxido de carbono, y la elección de este gas en ocasiones depende del tipo de detector empleado.

Los gases se analizaron por cromatografía de gases (N_2 , H_2 , CH_4 , He , O_2) en un cromatógrafo GOW-MAC serie 350 con un detector termal de conductividad (TCD), siendo el gas acarreador helio o argón.

4.6 Isótopos estables

4.6.1 Agua (δD y $\delta^{18}\text{O}$)

Los isótopos de hidrógeno y de oxígeno componen en diferentes proporciones el vapor de agua y la fase líquida en equilibrio. A temperatura ambiente, es apreciable la

alta concentración de isótopos pesados, deuterio y ^{18}O , en la fase líquida, pero la diferencia entre las fases llega a ser menor a medida que la temperatura aumenta.

Ocurre fraccionamiento isotópico cuando el vapor se separa del agua caliente. Para pozos derivados en fase líquida, la composición promedio de hidrógeno u oxígeno de la descarga total debe ser encontrada por determinación isotópica en ambas fases líquida y vapor, junto con el conocimiento de las proporciones de agua y vapor (Ellis, 1977).

Los valores de los isótopos de hidrógeno (δD) y oxígeno ($\delta^{18}\text{O}$) de aguas meteóricas, termales y condensados fumarólicos se obtuvieron por espectrometría de masas usando los equipos Finnigan-MAT 253 (LUGIS-IG-UNAM). La resolución para δD y $\delta^{18}\text{O}$ es ± 1 y ± 0.1 ‰ vs. V-SMOW, respectivamente. Esta expresión δ es la manera convencional de presentar relaciones isotópicas, significando:

$$\delta\text{D} = \frac{(\text{D}/\text{H})_{\text{muestra}} - (\text{D}/\text{H})_{\text{SMOW}}}{(\text{D}/\text{H})_{\text{SMOW}}} \times 1000 \text{ ‰ permil} \quad (4.1)$$

$$\delta^{18}\text{O} = \frac{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{muestra}} - (^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}}{(^{18}\text{O}/^{16}\text{O})_{\text{SMOW}}} \times 1000 \text{ ‰ permil} \quad (4.2)$$

Donde SMOW (“*Standard Mean Ocean Water*”) es el estándar utilizado para aguas.

4.6.2 $\delta^{13}\text{C}$ en CO_2 y CH_4

Los valores de la relación $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ en CO_2 y CH_4 pueden ser usados como geotermómetros, asumiendo que los gases están en equilibrio isotópico. En la mayoría de los casos, la composición isotópica en el metano termogénico es similar al que se encuentra en forma de carbón orgánico y en combinación con promedios de $\delta^{13}\text{C}$ de bióxido de carbono geotermal.

La expresión es similar para los isótopos de hidrógeno y oxígeno en donde δ es la manera convencional de presentar relaciones isotópicas, significando:

$$\delta^{13}\text{C} = \frac{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{muestra}} - (^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{PDB}}}{(^{13}\text{C}/^{12}\text{C})_{\text{PDB}}} \times 1000 \text{ ‰ permil} \quad (4.3)$$

Los valores de $\delta^{13}\text{C}$ para CO_2 y CH_4 se obtuvieron usando el espectrómetro de masas Finnegan-MAT 253 (LUGIS-IG-UNAM) el estándar para isótopos de carbón es el PDB (“*Pee Dee Belemnite*”). La resolución de $\delta^{13}\text{C}$ es ± 0.1 ‰.

4.6.3 $\delta^{15}\text{N}$ en N_2

Debido al carácter relativamente inerte del nitrógeno, la relación isotópica $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ del reservorio de nitrógeno más extenso, el N_2 atmosférico, es muy constante. El valor atmosférico de $^{15}\text{N}/^{14}\text{N}$ es 0.0036765.

Casi todos los procesos de fraccionamiento de la naturaleza en los que interviene el ^{15}N son cinéticos. Sólo la disolución del N_2 en agua (fraccionamiento en equilibrio $^{15}\epsilon_{\text{N}_2(\text{disuelto})/\text{N}_2(\text{gas})} = + 0,85$ ‰) (Mook, 2002), y la difusión del N_2 son procesos no biológicos. Los componentes más importantes en el ciclo del nitrógeno son el NH_4^+ y el NO_3^- .

$$\delta^{15}\text{N} = \frac{(^{15}\text{N}/^{14}\text{N})_{\text{muestra}} - (^{15}\text{N}/^{14}\text{N})_{\text{air}}}{(^{15}\text{N}/^{14}\text{N})_{\text{air}}} \times 1000 \text{ ‰ permil} \quad (4.4)$$

El estándar utilizado para isótopos de nitrógeno es el aire y el cociente $\delta^{15}\text{N}$ se midió mediante el espectrómetro de masas Finnigan-MAT 253, expresado relativamente al aire ($\delta^{15}\text{N}_{\text{air}} = 0$ ‰ arbitrariamente).

4.6.4 $^3\text{He}/^4\text{He}$ y He/Ne

Craig (1975) mostró que, en descargas de gas volcánico y en fluidos geotermales de alta temperatura, hay un exceso de ^3He sobre la relación atmosférica normal (1.40×10^{-6}). Relaciones altas para las áreas geotermales de Islandia, Kamchatka y las Islas Kuriles han sido reportadas por Polyak et al. (1975) y Gutsalo (1975). Ellos sugieren que el exceso de ^3He en gases geotérmicos es derivado del manto a través de fluidos magmáticos. Aunque las alternativas de un ascenso independiente por difusión de ^3He a través de la roca sólida y del filtrado de rocas volcánicas también debe ser considerado.

El cociente $^3\text{He}/^4\text{He}$ se midió con un colector doble VG Masstorr FX (error $\pm 1\%$), y el cociente $^4\text{He}/^{20}\text{Ne}$ (luego He/Ne) con un espectrómetro de masas cuadrúpolar VG Masstorr FX (error $\pm 5\%$) en el INGV-Pa. Los isótopos de helio se determinaron siguiendo procedimientos descritos por Sano et al. (1990) y se expresan relativamente al $^3\text{He}/^4\text{He}$ de

la atmósfera (R_a) de 1.40×10^{-6} , y se corrigieron para contaminación atmosférica como sigue:

$$R_c = [({}^3\text{He}/{}^4\text{He})_M - r] / (1 - r) \quad (4.5)$$

Donde $r = ({}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne})_{\text{air}} / ({}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne})_M$, y $({}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne})_{\text{air}}$ y $({}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne})_M$ son los cocientes atmosféricos y medidos de ${}^4\text{He}/{}^{20}\text{Ne}$ respectivamente.

4.6.5 $\delta^{11}\text{B}$

Para medir la relación de abundancia ${}^{10}\text{B}/{}^{11}\text{B}$ se utiliza el espectrómetro de masas VG-54E con colector simple. Las mediciones fueron hechas en el IGG de pisa Italia por Meddalena Pennisi.

Esta expresión en δ es la manera convencional de presentar relaciones isotópicas, en términos de $\delta^{11}\text{B}$, donde;

$$\delta^{11}\text{B} = \frac{({}^{11}\text{B}/{}^{10}\text{B})_{\text{muestra}}}{({}^{11}\text{B}/{}^{10}\text{B})_{\text{estándar}}} - 1 \times 1000 \text{ ‰} \quad \text{permil} \quad (4.6)$$

El estándar más usado en estudios es NBS ácido bórico SRM 951.

Los errores para cada método son reportados en la tabla 8.

Tabla 8. Errores de los métodos utilizados para cada determinación.

Técnica	error
Cromatografía iónica (líquidos)	$\pm 7\%$
ICP-MS	1-10%
cromatografía de gases	$\pm 7\%$
Isótopos	
($\delta \text{ D y } \delta^{18}\text{O}$)	$\pm 1 \text{ y } \pm 0.1 \text{ ‰}$
$\delta^{13}\text{C}$	$\pm 0.1 \text{ ‰}$
${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$	$\pm 1\text{‰}$
$\delta^{11}\text{B}$	$\pm 0.5\text{‰}$

CAPITULO III RESULTADOS

Antecedentes

Diversos autores han estudiado la composición química e isotópica de los campos geotérmicos de Los Humeros, Los Azufres y La Primavera (en menor medida), dando como resultado una base de datos con la cual se puede interpretar el origen de los fluidos geotérmicos de estos campos (tabla 9). En el presente trabajo se complementó esta base de datos principalmente con isótopos (He, N, B y C en CO₂ y CH₄) y elementos traza.

Tabla 9. Datos reportados en trabajos previos (Polyak et al., 1985; Tello, 1992; González-Partida et al., 1993; Martínez-Serrano et al., 1996; Arellano et al., 2003; González-Partida, 2001; González-Partida et al., 2005; Barragán et al., 2005), y datos obtenidos en este trabajo.

	δD	$\delta^{18}O$	$\delta^{15}N$	$\delta^{34}S$	$^3He/^4He$	$\delta^{13}C-CO_2$	$\delta^{13}C-CH_4$	$\delta^{11}B$	Elementos traza	Campos
Polyak et al. (1985)					X					Humeros, Azufres, Primavera
Tello (1992)	X	X				X				Humeros
González-Partida et al. (1993)						X				
Martínez-Serrano et al. (1996)				X						Humeros
Arellano et al. (2003)	X	X								Humeros
González-Partida (2001)				X						Azufres
González-Partida et al. (2005)	X	X								Azufres
Barragán et al. (2005)	X	X								Azufres
										Manantiales
Polyak et al. (1985)					X					
Tello (1991)	X	X								
Este trabajo	X	X	X		X	X	X	X	X	Humeros
			X		X	X	X	X	X	Azufres
	X	X	X		X	X	X		X	Primavera
	X	X			X	X	X		X	Manantiales

5. GEOQUÍMICA DE AGUAS

Ellis y Mahon (1977) y Giggenbach (1988) presentaron una descripción completa de la naturaleza química de las aguas asociadas a sistemas hidrotermales de alta temperatura. Mostraron la composición química del agua de muchas zonas geotérmicas del mundo relacionadas con volcanismo y tectonismo reciente. Ellis y Mahon (1977) muestran que el tipo de agua más común que producen los yacimientos geotérmicos de alta temperatura es una solución clorurada con pH entre 5-9 en el cabezal de los pozos y a condiciones atmosféricas. El anión predominante es el Cl⁻. El contenido de cloruros en estos sistemas se debe a la interacción agua/roca y al HCl de origen magmático (Giggenbach, 1988). En estas aguas termales normalmente la concentración de SiO₂ también es alta, y solutos tales como boro, fluoruro, arsénico, amonio, y ácido sulfhídrico están presentes en concentraciones mayores a las que se detectan en aguas frías. El contenido de boro puede ser extraordinariamente alto en aguas asociadas a rocas sedimentarias y sistemas recientes (por ejemplo, Los Humeros, Tello, 2005). Concentraciones de hasta 6000 ppm de boro se han encontrado en Los Humeros (Tello, 1992).

5.1 Elementos Mayores

Se presentan resultados hidrogeoquímicos de tres campos geotérmicos de alta temperatura Los Humeros, Los Azufres, y La Primavera y de una serie de manantiales termales a lo largo del Cinturón Volcánico de México.

5.1.1 Los Humeros

Ha sido caracterizado por medio de iones mayores, así como por sus características físico-químicas, las temperaturas van de ~ 58 a 81 °C a presión atmosférica (tabla 10), una salinidad del orden 102.7 a 610 mg/L, con una conductividad de 288 a 1240 μS/cm y el pH para las aguas de separador en un rango de 6.8 a 8. Con respecto a los iones se observa que el contenido relativo de cloruros varía de 0.82 a 111 mg/Kg. El agua separada de Los Humeros presenta altas concentraciones de boro, que van de 236 a 1307 mg/Kg. Las concentraciones de Ca²⁺ y Mg²⁺ son bajas, las concentraciones son de 0.45 a 9 mg/Kg para Ca²⁺ y de 0.001 a 1 mg/Kg para Mg²⁺.

Tabla 10. Composición química de aguas separadas de pozos y Unidades. Ps – presión de separación; aniones y cationes en mg/Kg; nd: no detectado; l.d.= 0.01 mg/Kg; EEN es el error de electroneutralidad en %; Muestreo hecho del 21 al 25-Abril-2006.

	H-1	H-32	U-2	U-3	U-6
pH	7.9	6.9	8.0	6.8	7.2
Ps (Kg/cm ²)	27.9	48.8	8.2	10	7.9
Cond. (μS/cm)	1100	288	1240	790	570
Li ⁺	1	0	1	1	0
Na ⁺	208	58	244	128	107
NH ₄ ⁺	5	7	3	11	57
K ⁺	40	11	47	36	18
Mg ²⁺	0.02	0	0	0	1
Ca ²⁺	1	0	2	0	9
F ⁻	4	0	4	19	0
Cl ⁻	98	22	111	90	1
Br ⁻	0	nd	nd	8	0
NO ₃ ⁻	nd	nd	nd	nd	1
SO ₄ ²⁻	86	6	92	2	29
HCO ₃ ⁻	415	143	458	268	235
B	236	932	482	810	1307
SiO ₂	525	322	609	612	354
EEN	4.8	-2.6	2.4	5.7	-32.8

Los condensados de vapor conservan una parte importante de los componentes que caracterizan a los fluidos geotérmicos, ya que algunos componentes son volátiles o muy solubles en la fase líquida y ésta se fracciona al estar a altas temperaturas, por ello, es importante determinar los componentes en la fase vapor de estos fluidos. Los componentes principales de esta fase se presentan en la tabla 11. Los condensados de vapor presentan bajas concentraciones en la mayoría de los componentes, el amonio presenta altas concentraciones que van de 4 a 180 mg/Kg, la alcalinidad también se mantiene alta, con concentraciones que van de 131 a 466 mg/Kg, las concentraciones de boro en la fase vapor son relativamente altas y van de 1.3 a 30 ppm, el pH va de 5.26 a 6, con una conductividad de 213 a 874 μS/cm; la temperatura medida a presión atmosférica varía de 25 a 36°C.

Tabla 11. Composición química de condensados de vapor de pozos de Los Humeros y Unidades. Aniones y cationes en mg/Kg; nd: no detectado; l.d.=0.01 mg/Kg; Muestreo hecho del 21 al 25-Abril-2006.

	H-1	H-6	H-9	H-32	U-2	U-3	U-6
pH	5.6	6	5.8	5.5	5.3	5.6	5.6
Ps (Kg/cm ²)	27.9	64	46	53	8.2	10	7.9
Cond. (μS/cm)	472	874	839	333	213	527	341
Li ⁺	nd	4	nd	nd	nd	nd	nd
Na ⁺	0	0	1	0	1	1	1
NH ₄ ⁺	4	198	179	69	51	117	14
K ⁺	0.2	0.3	0.7	0.4	0.6	0.7	0.6
Mg ²⁺	0	0	0	0	0	0	0
Ca ²⁺	0.2	0.3	0.4	0.2	0.3	1.1	0.3
F ⁻	nd	nd	nd	0.1	0	nd	nd
Cl ⁻	1.2	1.1	1.1	0.4	1.1	1.3	1.0
Br ⁻	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
NO ₃ ⁻	0.2	nd	nd	nd	nd	nd	0.1
SO ₄ ²⁻	24	8	2	12	3	9	10
HCO ₃ ⁻	259	467	397	131	107	259	159
B	1	5	3	16	3	30	4

La tabla 12 muestra una comparación de datos tomados de Tello para el pozo H-1 (1987) y del muestreo hecho para este trabajo en el 2006. Se ve que la concentración de la mayoría de los elementos es similar.

Tabla 12. Comparación de aniones y cationes en agua separada en mg/Kg; para el muestreo hecho en Octubre de 1987 (Tello, 1987) y el muestreo hecho en Marzo del 2006.

Muestra	Fecha	pH	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Li ⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	B	SiO ₂
H-1	21/10/1987	8	269	44	1.2	0.01	0.9	120	361	114	214	800
H-1	24/04/2006	7.9	208	40	0.7	0.02	0.8	98	415	86	236	525

5.1.2 Los Azufres

Las características físico-químicas medidas durante el muestreo de fluidos se presentan, con temperaturas que van ~ 45 a 70.4°C a presión atmosférica, la concentración de sólidos totales disueltos va 388 a 11550 mg/L, y la conductividad de 805 a 20100 μS/cm y el pH para las aguas de separador en un rango de 7.24 a 8.19. Con respecto a los iones se observa que el contenido relativo de cloruros varía de 129 a 7147 mg/Kg. Al contrario que en el agua separada de Los Humeros, las concentraciones de

boro no son tan altas y van de 11 a 673 mg/Kg (tabla 13). Las concentraciones que presenta el Na^+ son altas y son consistentes con las concentraciones mostradas por el cloruro; las concentraciones son de 156 a 3840 mg/Kg. Otro ion que se presenta en altas concentraciones con respecto a otros campos geotérmicos es el K^+ , ya que en el campo de Los Humeros las concentraciones van de 10 a 47 mg/Kg y en el campo geotérmico de Los Azufres las concentraciones van de 38 a 920 mg/Kg.

Tabla 13. Composición química de aguas de pozo. Ps – presión de separación; aniones y cationes en mg/Kg; nd: no detectado; EEN es el error de electroneutralidad en %; Muestreo hecho en Junio del 2006.

	Az-13	Az-1a	Az-22	Az-62
pH	7.2	8.2	7.5	7.4
Ps (Kg/cm ²)		11.2	11.2	12.3
Cond. (µS/cm)	805	20100	10830	9930
Li^+	2	63	24	22.62
Na^+	156	3840	1790	1820
NH_4^+	nd	nd	nd	nd
K^+	38	920	450	45
Mg^{2+}	0.097	0.138	0.057	0.045
Ca^{2+}	nd	4.6	nd	nd
F^-	2.5	nd	nd	nd
Cl^-	129	7147	3410	3272
Br^-	nd	nd	nd	nd
NO_3^-	nd	nd	nd	nd
SO_4^{2-}	61	10	16	15
HCO_3^-	165	50	70	65
SiO_2	-	-	-	-
B	651	673	259	265
EEN	-1.8	0.7	2.5	5.7

Los componentes principales de la fase vapor se presentan en la tabla 14. Observándose bajas concentraciones, no detectables en la mayoría de los componentes, siendo el amonio, la alcalinidad y el boro los únicos componentes que se presentan en la mayoría de los pozos. Otros componentes en fase vapor como, Na^+ , SO_4^{2-} , y Cl^- se presentan en algunos de los pozos sin que las concentraciones sean altas. Las concentraciones que presenta el amonio van de 8 a 15 mg/Kg; la alcalinidad se mantiene alta, con concentraciones que van de 20 a 100 mg/Kg; las concentraciones de boro en la fase vapor son considerables y van de 1 a 9.5 mg/Kg; el pH va de 4.4 a 4.7, con una conductividad de 52 a 124 µS/cm, y la temperatura varia de 26 a 51.4°C.

Tabla 14. Composición química de condensados de vapor en pozos. Ps – presión de separación; aniones y cationes en mg/Kg; nd: no detectado; Muestreo hecho en Junio del 2006.

	Az-22	Az-62	Az-35	Az-1 ^a	Az-34	AZ-41	Az-13	Az-5
pH	4.7	4.7	4.5	4.3	4.7	4.4	4.4	4.6
Ps (Kg/cm ²)	11.2	12.3	14.7	11.2	14	12.6		8.88
Cond. (μS/cm)	56	82	52	61	124	82	67	57
Li ⁺	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Na ⁺	2.1	nd	0.7	nd	0.8	1.3	nd	0.9
NH ₄ ⁺	7.2	9.7	5.9	3.3	15.2	10.7	8.3	6.7
K ⁺	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Mg ²⁺	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Ca ²⁺	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
F ⁻	nd	nd	nd	nd	nd	nd	2.5	nd
Cl ⁻	1.1	1.5	nd	nd	nd	0.9	nd	1
Br ⁻	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
NO ₃ ⁻	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
SO ₄ ²⁻	4.7	2.6	3.8	8.1	3.6	6.5	nd	4.3
HCO ₃ ⁻	70	60	30	20	100	60	45	35
B	2.1	6.1	8.4	9.5	4.8	1.1	8.4	6.9

La tabla 15 muestra una comparación de datos tomados de (Tello, 2005) para el pozo Az-22 y del muestreo hecho en este trabajo en el mismo pozo en el 2006. En esta comparación se nota que hay discrepancia entre los dos muestreos de 1995 y el de 2006); con esto podemos decir que existe una variación temporal.

Tabla 15. Comparación de aniones y cationes en (mg/Kg) agua separada, para el muestreo hecho en Septiembre de 1995 (Tello, 2005) y el muestreo hecho en Junio del 2006. nd: no detectado.

Muestra (agua)	Fecha	pH	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Li ⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	B	SiO ₂
Az-22	20/09/1995	7.2	2321	628	16.4	0.03	31.8	4399	83	23	365	1050
Az-22	22/06/2006	7.5	1790	450	nd	nd	24	3410	70	16.5	259	----

En la tabla 16 se presenta la comparación de los elementos mayores, para el manantial Laguna Parda en el campo Los Azufres. Los datos se tomaron de (Tello, 2005), y se incluyen los resultados del muestreo hecho en marzo de 2006. Las condiciones de pH varían muy poco con el tiempo, mientras que las concentraciones en la mayoría de los elementos si varía, hay un cambio significativo en el ión Cl⁻, ya que en 2006 se midió una concentración de 46 mg/Kg y en 1986 la concentración fue de 5 mg/Kg. Solo cabe mencionar que en Mg²⁺ y Li⁺ no se obtuvieron resultados para el muestreo del 2006.

Tabla 16. Comparación de aniones y cationes en (mg/Kg) en la laguna Parda, para el muestreo hecho en Septiembre de 1995 reportado en (Tello, 2005) y el muestreo hecho en Junio del 2006. nd: no detectado.

Muestra (manantial)	Fecha	pH	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Li ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	B	SiO ₂	EEN
L. Parda	20/09/1995	3.6	62.5	18.4	14.3	9	0.3	46.3	378	3.5	172	32.8
L. Parda	23/06/2006	2.5	73	20.3	3.6	2.8	nd	5.1	290	1.1	201	23.5

Lo más destacado es que Laguna Parda tiene una alta concentración en sulfatos con 290 mg/Kg, proveniente posiblemente de la oxidación de H₂S. Por eso tiene un pH de 2.5. Otra característica es la alta conductividad, con cerca de 950 μS/cm.

5.1.3 La Primavera

El campo geotérmico de La Primavera tiene condiciones especiales (los pozos están casi cerrados; son puro vapor y no hay sales). No está en operación, y por lo tanto no se cuenta con muchos datos. El agua del pozo PR-1 (tabla 17), presenta características de puro vapor, únicas para este muestreo, ya que al hacer los análisis, se encontró que la mayoría de los elementos se encuentran en cantidades no detectables, por lo tanto no se puede hacer un análisis representativo de las aguas de este pozo. El único análisis es el de Río Caliente (fig. 6), se cree que este es representativo del drenaje del campo, por lo tanto, el agua de este manantial es la única muestra de agua que se tiene del campo La Primavera.

Tabla 17. Composición química del agua del pozo PR-1. Ps – presión de separación; aniones y cationes en mg/Kg; nd: no detectado; Muestreo hecho en Octubre del 2006.

Muestra (agua)	pH	Ps (Kg/cm ²)	Cond. (μS/cm)	Li ⁺	Na ⁺	NH ₄ ⁺	K ⁺	Mg ²⁺	Ca ²⁺	F ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	SiO ₂	B
PR-1	5	12	830	nd	64	nd	nd	nd	nd	nd	nd	3	255	-----	nd

El manantial de Río Caliente (tabla 18) tiene un pH de 8 y una conductividad de 1670 μS/cm, con una temperatura de 42°C. Los elementos más representativos de este manantial son el Cl⁻, con una concentración de 126 mg/Kg, la alcalinidad, con concentración cercana a 515 mg/Kg y sulfato con 39 mg/Kg. Este es uno de los manantiales que contiene menos sulfato.

Tabla 18. Composición química del Río Caliente. Aniones y cationes en mg/Kg; nd: no detectado; EEN es el error de electroneutralidad en %; Muestreo hecho en Octubre del 2006.

	pH	T°C	Cond. 20°C ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	Li ⁺	Na ⁺	NH ₄ ⁺	K ⁺	Mg ₂ ⁺	Ca ₂ ⁺	F ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	SiO ₂	B	EEN
Río Caliente	8	42	1670	1	395	nd	3.3	0.55	0	19.5	126.5	39.4	515	210	16.4	-11.4

La tabla 19 muestra una comparación de datos tomados de Mahood (1981) y del muestreo hecho para este trabajo en el 2006. La concentración de la mayoría de los elementos varía: la concentración de Na⁺ en 1981 es de 650 mg/Kg, mientras que en el 2006 es de 64 mg/Kg; en Cl⁻ la concentración es de 851 para 1981 y no detectable para 2006; en SO₄²⁻ para 1981 tenemos 61 mg/Kg y en el 2006 3 mg/Kg. Debido a que en el muestreo del 2006 casi todos los elementos están por debajo del límite de detección es casi imposible decir que es lo que está ocurriendo en este pozo.

Tabla 19. Comparación de aniones y cationes de agua de pozo (Mahood 1981). Aniones y cationes en mg/Kg; nd: no detectado.

Muestra (agua)	Fecha	pH	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Li ⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	B	SiO ₂
PR-1	Oct-06	5	64	nd	nd	nd	nd	nd	255	3	nd	nd
PR-1	Oct-81	8.2	650	105	0.8	0.01	9.9	851	360	61	120	597

Al igual que en el agua, los condensados de vapor presentan concentraciones detectables solamente en algunos elementos como son, amonio, sulfato, y en la alcalinidad. Esta ausencia de elementos aún no podemos identificar a que se deba, ya que al hacer los análisis de las muestras estos se repitieron en algunos casos confirmando que por cromatografía de líquidos no daba ninguna respuesta para la mayoría de las muestras (tabla 20).

Tabla 20. Composición química de condensados de vapor en pozos. Ps – presión de separación; aniones y cationes en mg/Kg; nd: no detectado; Muestreo hecho en Junio del 2006.

Muestra (vapor)	PR-11 descarga 1/4"	PR-11	PR-9	PR-12
pH	7	6	5	5
Ps (Kg/cm ²)		56	12	28.82
Cond. (μS/cm)	602	1887	553	394
Li ⁺	nd	nd	nd	nd
Na ⁺	nd	nd	nd	nd
NH ₄ ⁺	nd	195	67	37
K ⁺	nd	nd	nd	nd
Mg ²⁺	nd	nd	nd	nd
Ca ²⁺	nd	nd	nd	nd
F ⁻	nd	nd	nd	nd
Cl ⁻	2	nd	nd	1
Br ⁻	nd	nd	nd	nd
NO ₃ ⁻	nd	nd	nd	nd
SO ₄ ²⁻	3	7	6	15
HCO ₃ ⁻	200	655	250	150
SiO ₂	nd	nd	nd	189
B	nd	nd	nd	nd

La tabla 21 muestra una comparación del manantial Río Caliente, de datos tomados de Tello (1991) y del muestreo hecho para este trabajo en el 2006. La concentración de la mayoría de los elementos es similar: la concentración de Na en 1991 es de 285 mg/Kg, mientras que en el 2006 es de 395 mg/Kg; en Cl⁻ la concentración es de 117 para 1991 y 126 para 2006; en SO₄²⁻ para 1991 tenemos 23 mg/Kg y en el 2006 39 mg/Kg.

Tabla 21. Comparación de aniones y cationes en manantiales en (mg/Kg), para el muestreo hecho por Tello en 1991 y el muestreo hecho en Octubre del 2006.

Muestra (manantiales)	Fecha	pH	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Li ⁺	Cl ⁻	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	B	SiO ₂
Río Caliente	Oct-06	8.0	395	3.3	nd	0.55	1.1	127	515	39	16	210
Río Caliente	1991	7.4	285	14	5.8	0.57	1.4	118	485	23	14	208

5.1.4 Acoculco y manantiales cercanos

Se presentan las características químicas principales de manantiales termales de la Caldera de Acoculco (Alcaparroza y manantial Los Azufres), Jicolapa y Chignahuapan en la tabla 22.

El manantial con mayor cantidad de cloruro es el de Chignahuapan, con una concentración de 106 mg/Kg, un pH de 6, y una conductividad de 1430 $\mu\text{S/cm}$. Este manantial es el que presenta mayor temperatura, con cerca de 47.5°C. Los elementos que presentan altas concentraciones son el Na^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+} , con concentraciones de 87.2 mg/Kg, 195 mg/Kg, y 25 mg/Kg, respectivamente. Alcaparroza tiene un pH de 2.3, lo cual indica un flujo profundo de H_2S que alimenta a este manantial, y una temperatura de 12.2°C. Tiene alta conductividad, cerca de 2070 $\mu\text{S/cm}$, además presenta alta concentración de sulfato, con 515 mg/Kg. El manantial de Los azufres, presenta condiciones distintas a las de Alcaparroza, con un pH de 5.5 y una temperatura de 21°C. El sulfato tiene una concentración de 217 mg/Kg, y la alcalinidad, tiene una concentración de 137 mg/Kg. Por último, Jicolapa, con un pH de 6.18 y una conductividad de 1258 $\mu\text{S/cm}$, tiene una temperatura de 25.4°C. El Ca^{2+} tiene una concentración de 265 mg/Kg y la alcalinidad 894 mg/Kg.

Tabla 22. Composición química de aguas de manantiales termales, de la caldera de Acoculco (Alcaparroza y manantial Los Azufres), Jicolapa y Chignahuapan. Aniones y cationes en mg/Kg; nd: no detectado; EEN es el error de electroneutralidad en %; Muestreo hecho del 21 al 25-Abril-2006.

	Chignahuapan	Alcaparroza	manantial Los Azufres	Jicolapa
pH	6	2.4	5.5	6.2
T°C	47.5	12.2	21.4	25.4
Cond. ($\mu\text{S/cm}$)	1430	2070	630	1258
Li^+	0.36	nd	nd	nd
Na^+	87	11	55	29
NH_4^+	0.5	0.4	7.8	0.1
K^+	14	6.7	15	15
Mg^{2+}	26	1.6	11	12
Ca^{2+}	196	10	56	265
F^-	0.66	nd	0.17	0.55
Cl^-	106	8.6	7.8	7.7
Br^-	nd	nd	nd	nd
NO_3^-	nd	nd	nd	1.8
SO_4^{2-}	28	515	218	6
HCO_3^-	735	nd	137	894
B	1.8	0.02	2	1
SiO_2	19	53	<1	63
EEN	-1.5	78.9	0.8	-2.9

En la tabla 23 se presenta la comparación de los aniones y cationes, para los manantiales de la Caldera de Acoculco (manantial Los Azufres y Alcaparroza) y Jicolapa,

los datos se tomaron de Tello, (1986), y de los resultados del muestreo hecho en marzo de 2006. Las condiciones de pH y temperatura no varían con el tiempo mientras que las concentraciones en la mayoría de los elementos si varían, si bien no en todos los manantiales ni en todos los componentes, en el manantial Los azufres hay un cambio significativo en los iones Na^+ ya que en 2006 se tiene una concentración de 55 mg/Kg y en 1986 la concentración fue de 18 mg/Kg, en la alcalinidad representada por el ion HCO_3^- , la concentración en 2006 fue de 137 mg/Kg, mientras que en 1986 fue de 47 mg/Kg. Otro cambio importante fue en el boro ya que en 2006 tenemos una concentración de 2 mg/Kg y en 1986 se tuvo una concentración de 37 mg/Kg. Si bien se puede decir que los cambios ocurridos no representan una variación grande dentro del sistema se puede notar que esta ocurriendo un cambio. Los cambios ocurridos en sistemas hidrotermales principalmente se deben a los cambios en las condiciones termodinámicas, uno de estos cambios ocurre al cambiar los índices de saturación de algunos minerales debido a la interacción agua-roca. Como la Calcita con un índice de saturación en 2006 de -2.12 y en 1986 de -1.36 y en Dolomita con un índice de saturación de -4.67 para 2006 y de -2.99 para 1986. Un índice mas negativo indica mayor capacidad de disolución.

Tabla 23. Comparación de aniones y cationes en (mg/Kg) en agua de manantiales, para el muestreo hecho en Octubre de 1986 (Tello, 1986) y el muestreo hecho en Marzo del 2006.

Muestra(03-2006) Este trabajo	pH	T°C	Cond. ($\mu\text{S}/\text{cm}$)	Na^+	K^+	Ca^{2+}	Mg^{2+}	Cl^-	HCO_3^-	SO_4^{2-}	B	SiO_2
Chignahuapan	6.0	48	1430	87	14.2	196	25.6	106	735	28	1.8	19
Alcaparroza	2.3	12	2070	11	6.7	9.6	1.6	8.6	0	515	0.02	53
Los Azufres manantial	5.5	21	630	55	14.6	56	10.7	7.8	137	218	1.9	-
Jicolapa	6.2	25	1258	29	14.8	265	12.5	7.7	894	6.5	1	63
CFE (1986) Tello												
Chignahuapan	6.5	49	1440	95	14	173	316	118	831	39	3	24
Alcaparroza	2.4	14	1997	10	6.9	64	2.6	19.6	0	598	0	52
Los Azufres manantial	6.6	25	829	18	30	64	16	19.6	47	211	36.6	37
Jicolapa	6.9	26	1261	28	14	210	16.2	13.7	765	0	1.7	63

5.1.5 Pathé

Se presentan las principales características químicas del manantial termal Pathé (un vestigio de un pozo) que se encuentra en Hidalgo.

Uno de los manantiales con mayor cantidad de cloruro es el de Pathé (tabla 24), con una concentración de 144 mg/Kg, un pH de 9, y una conductividad de 1225 $\mu\text{S}/\text{cm}$.

Presenta una temperatura de 51°C; otros elementos en altas concentraciones son el Na⁺, SiO₂, con concentraciones de 251 mg/Kg, 118 mg/Kg. La alcalinidad tiene una concentración de 255 mg/Kg.

Tabla 24. Composición química de agua del manantial Pathé. Aniones y cationes en mg/Kg; nd: no detectado; EEN es el error de electroneutralidad en %; Muestreo hecho en Junio del 2006.

	pH	T°C	Cond. 20°C (µS/cm)	Li+	Na+	NH ₄ ⁺	K+	Mg ²⁺	Ca ²⁺	F-	Cl-	SO ₄ ²⁻	HCO ₃ ⁻	SiO ₂	B	EEN
Pathé (geiser)	9	51	1225	nd	251	nd	23	1.6	nd	24	144	115	255	118	1674	1.6

5.1.6 Apaseo el Alto

Se presentan las características químicas principales del manantial termal de Apaseo el Alto y Apaseo el Alto a, localizado a 500 m del primero, ubicados en Querétaro (tabla 25). El manantial de Apaseo, presenta un pH de 4.9 y una temperatura de 84°C, con una conductividad de 1001 µS/cm. Los componentes con mayor concentración son el Na⁺, con una concentración de 200 mg/Kg y la alcalinidad que tiene una concentración de 330 mg/Kg.

Tabla 25. Composición química de Apaseo el alto. Aniones y cationes en mg/Kg; nd: no detectado; EEN es el error de electroneutralidad en %; Muestreo hecho en Junio del 2006.

	Apaseo el Alto	Apaseo el Alto a
pH	4.9	4.8
T°C	84	80
Cond. 20°C (µS/cm)	975	1001
Li ⁺	nd	nd
Na ⁺	201	200
NH ₄ ⁺	nd	nd
K ⁺	14	15.9
Mg ²⁺	0.6	0.02
Ca ²⁺	nd	nd
F ⁻	25	25
Cl ⁻	91	93
Br ⁻	nd	nd
NO ₃ ⁻	nd	nd
SO ₄ ²⁻	32	41
HCO ₃ ⁻	315	330
SiO ₂	97	96
B	2428	2304
EEN	3.1	5.6

5.1.7 Manantiales cercanos al Graben de Chapala (San Pedro Itzitlan, Cosala, San Marcos, Atotonilco, Villa Bourdeaux, Ixtlán de los Hervores, Los Negritos)

Se presentan las principales características químicas de los manantiales termales del muestreo hecho en Octubre del 2006, que abarca Los estados de Michoacán y Jalisco (tabla 26).

El sitio muestreado con mayor cantidad de cloruro es el de Lago Negritos, con una concentración de 645 mg/Kg, un pH de 8.4, y una conductividad de 3650 $\mu\text{S}/\text{cm}$. El lago Negritos es una formación que ocurre cerca (menos de un kilómetro) de un manantial de lodos negros (denominado Los Negritos), presenta una temperatura de 26°C. Elementos presentes en altas concentraciones son el Na^+ , SO_4^{2-} y K^+ con concentraciones de 758 mg/Kg, 590 mg/Kg y 79 mg/Kg respectivamente. La alcalinidad tiene una concentración de 310 mg/Kg y contiene 22 mg/Kg de boro. Las características principales de los sitios muestreados alrededor del Lago de Chapala son similares entre si, la conductividad esta entre 490-2110 $\mu\text{S}/\text{cm}$. El sulfato esta entre 16-418 mg/Kg, el Cl^- se encuentra entre 7-58 mg/Kg, mientras que la alcalinidad esta entre 125-245 mg/Kg, siendo el sitio Villa Bourdeaux junto con Atotonilco los que presentan concentración de boro, siendo 3.6 y 1.8, respectivamente. Un manantial con características importantes es San Juan Cosala, el cual tiene la mayor temperatura medida en estos manantiales, con 98.7°C, un pH 8.2, y una conductividad de 2110. Los componentes más abundantes son Cl^- , Na^+ , SO_4^{2-} , con una concentración de 58 mg/Kg, 188 mg/Kg y 418 mg/Kg, respectivamente. Otro manantial es San Marcos, el cual presenta algunas condiciones distintas a las de los otros manantiales de la zona, con un pH de 5.5 y una temperatura de 21°C con una conductividad de 630 $\mu\text{S}/\text{cm}$. Los componentes más destacados son el sulfato, con una concentración de 294 mg/Kg, y la alcalinidad que tiene una concentración de 365 mg/Kg.

Tres manantiales fueron muestreados (Los Hervores, Los Hervores 2 y Los Negritos) en Michoacán, Los Hervores (un vestigio de un pozo geotérmico), con un pH 8.3, una conductividad de 2300 μS , una temperatura de 88°C. El Na^+ presenta una concentración de 200 mg/Kg, el Cl^- con 450 mg/Kg, el SO_4^{2-} con 283 mg/Kg y la alcalinidad con apenas 100 mg/Kg. Otro manantial cercano a este último, Los Hervores 2, tiene una de las más altas temperaturas de los sitios muestreados en esta temporada de 97°C. Este tiene un pH de 5.7, con una conductividad de 2000 μS ; el Na^+ tiene una

concentración de 223 mg/Kg, el Cl^- tiene 417 mg/Kg, el SO_4^{2-} 266 mg/Kg, y es uno de los manantiales con menor alcalinidad, con solo 85 mg/Kg. Los Negritos presenta características interesantes, con un pH de 7.7, y una temperatura de 87°C; el Na^+ presenta una alta concentración, con 435 mg/Kg, el Cl^- tiene 362 mg/Kg, y el sulfato 304 mg/Kg.

Tabla 26. Composición química de agua de manantiales Los Hervores, Los Negritos, Attotonilco, San Pedro Itzitlan, Villa Bourdeaux, San Juan Cosala, Jocotepec, San Marcos. Aniones y cationes en mg/Kg; nd: no detectado; l.d.= 0.01 mg/Kg; EEN es el error de electroneutralidad en %; Muestreo hecho en Octubre del 2006.

Muestra (manantiales)	Los Hervores (Zam. Mich)	Los Hervores (Zam. Mich) man.	Los Negritos (Mich)	Lago Negritos (Mich)	Attotonilco (Jal.)	San Pedro Itzitlan (Jal.)	Villa Bourdeaux (Jal.)	San Juan Cosala (Jal.)	Jocotepec (Jal.)	San Marcos (Jal.)
pH	8.3	5.7	7.7	8.4	7.8	8.5	9.2	8.2	9.2	7.6
T°C	88	97	87	26	75	52	56	98.7	31	74
Cond. (µS/cm)	2300	2000	1923	3650	1763	799	2040	2110	490	5030
Li ⁺	nd	nd	nd	1.8	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Na ⁺	200	223	435	758	116	139	329	188	38	274
NH ₄ ⁺	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
K ⁺	18.4	8.8	27.5	79	0.18	8.8	nd	11.7	8.2	31.4
Mg ²⁺	0.06	nd	7.55	3.4	0.33	nd	nd	nd	18	4.4
Ca ²⁺	0.02	nd	90	2.2	0.013	nd	nd	nd	30.1	1.5
F ⁻	5	4.8	4.7	3	14	1.4	2.5	3.3	nd	nd
Cl ⁻	450	417	362	645	37	17	66	58	6.9	442
NO ₃ ⁻	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	9.2	nd
SO ₄ ²⁻	283	266	304	590	285	16	359	418	17	294
HCO ₃ ⁻	100	85	360	310	185	245	190	125	255	365
SiO ₂	225	156	171	154	88	161	131	154	64	345
B	9.2	10.9	6.9	22	1.8	nd	3.63	nd	nd	11.52
EEN	34.9	31.3	-4.3	0.1	35.9	-12.0	-6.4	19.5	-1.4	27.5

5.2 Elementos Traza

Los elementos traза rara vez exceden las concentraciones de algunas centenas en partes por billón (10^{-9}). En cambio, para aguas termales de alta salinidad y temperaturas moderadas, los metales pesados son apreciables. Esta es una relación aproximada de las concentraciones de varios metales y la salinidad. Elementos formadores de roca como Mg, Al, Fe, Mn, están en bajas concentraciones, excepto en aguas de alta salinidad o acidez.

5.2.1 Los Humeros

Los elementos traза para el agua de pozo de Los Humeros se presenta en la tabla 27. La alta movilidad de los metales, la precipitación de minerales y las altas temperaturas condicionan las concentraciones de estos campos geotérmicos. El As generalmente es un elemento traза, pero en aguas geotérmicas se puede presentar en altas concentraciones.

Tabla 27. Elementos traза en agua de pozo y Unidades de Los Humeros. Concentración en $\mu\text{g/Kg}$; el Cl en mg/kg ; nd: no detectado; Muestreo hecho del 21 al 25-Abril-2006

	H-1	H-32	U-2	U-3	U-6
pH	7.9	6.9	8.0	6.8	7.2
Cl (mg/Kg)	98	22	111	90	1
Li	714	228	745	483	309
Be	0	<0.1	0.5	0.5	0.6
Al	2704	3219	2359	3360	1680
V	16	24	10	3	5
Cr	0.1	<0.1	0.1	0.7	1.1
Mn	0.6	n.d.	0.1	n.d.	24
Fe	203	74	17	33	319
Co	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	1.1
Ni	2.1	<0.1	0.4	<0.1	2.2
Cu	0.3	<0.1	0.1	0.2	3.9
Zn	<2	<2	<2	n.d.	97.6
As	4685	29000	2955	14800	30120
Se	0.3	11	4	<0.3	5
Rb	255	81	314	231	135
Sr	9	<0.5	25	<0.5	33
Mo	848	16	93	0.5	167
Cd	1.4	<0.1	<0.1	0.3	<0.1
Sb	654	53	100	<0.1	48
Cs	346	76	445	n.d.	137
Ba	6	5.5	6	n.d.	15
Hg	3	<0.1	0.8	<0.1	1.6
Tl	0.2	<0.1	0.5	<0.1	<0.1
Pb	0.4	<0.1	0.2	<0.1	<0.1

Debido a que la movilidad de un metal depende de: 1) la capacidad de solubilidad, 2) la acidez y temperatura del agua termal, 3) la precipitación en minerales de alteración. Tomando en cuenta estos tres principios se puede inferir de la figura 12, la cantidad de roca (metales) que se disuelven en un Kg de agua termal, cada línea significa (0.1g/kg, 1g/kg, 10g/kg, 100g/kg).

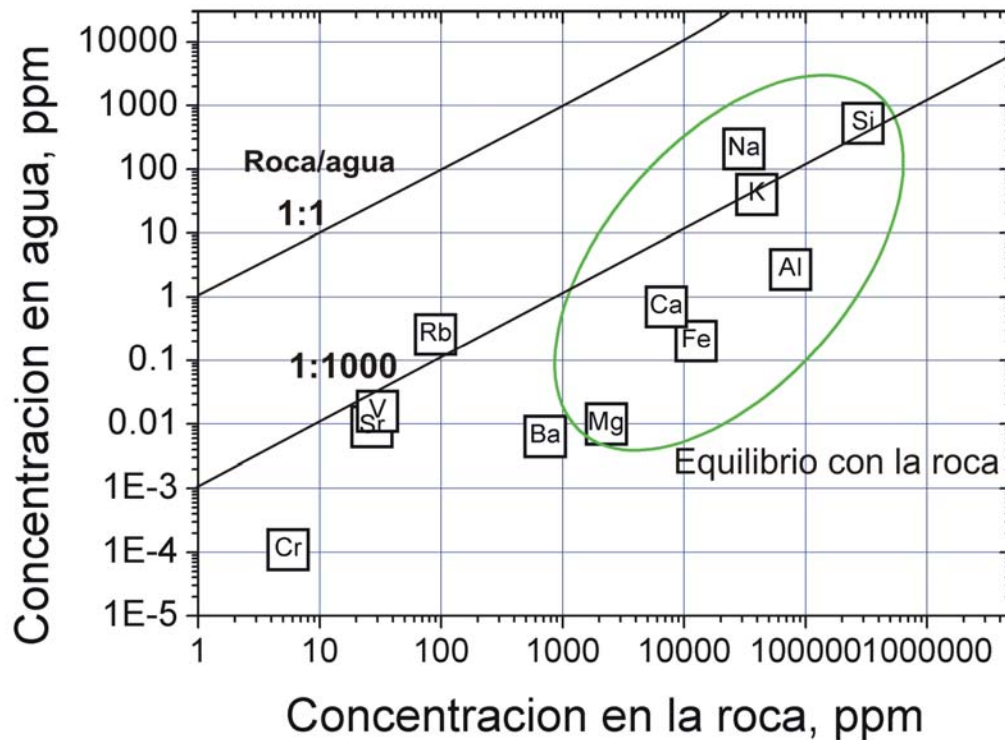


Figura 12. Elementos traza en el pozo H-1 de Los Humeros contra la concentración en la roca encajonante sin alterar (Riolita). (la concentración de la roca se tomo de Verma, 2000).

Los elementos traza determinados para los condensados de vapor de Los Humeros se presentan en la tabla 28. Lo más destacado de estos resultados es: la alta concentración de As, presente en todos los pozos muestreados. Otro elemento con alta concentración es el Fe. El resto de los elementos se encuentra por debajo del límite de detección del equipo, que es 0.1 µg/Kg.

Tabla 28. Elementos traza en condensados de vapor de pozos de Los Humeros y Unidades. Concentración en µg/Kg, el Cl⁻ esta en mg/kg; nd: no detectado; (Muestreo hecho del 21 al 25-Abril-2006).

	H-1	H-6	H-9	H-32	U-2	U-3	U-6
pH	5.6	6	5.8	5.5	5.3	5.6	5.6
Cl (mg/kg)	1.2	1.1	1.1	0.4	1.1	1.3	1.0
Li	<0.1	0.2	0.2	0.2	0.5	<0.1	<0.1
Al	5	28	15	37	48	34	22
Cr	0.2	2.1	<0.1	<0.1	1.8	0.5	<0.1
Mn	1.5	6.3	1.3	2.3	2.1	2.2	1.4
Fe	25	1368	38	62	92	48	19
Co	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
Ni	0.47	2.1	0.4	0.6	10.0	0.6	0.7
Zn	n.d.	13	<2	<2	17	10	<2
As	435	4	425	56	23	9	15
Se	1	0.8	57	4	1	0.3	3
Rb	0.1	0.2	<0.5	<0.5	0.6	<0.5	<0.5
Sr	0.7	0.4	<0.5	<0.5	0.8	1.0	0.3
Ba	10	6	1	1	8	2	2
Hg	<0.1	0.4	3	<0.1	0.1	<0.1	1.1

5.2.2 Los Azufres

Los elementos traza determinados para aguas de pozo de Los Azufres se presentan en la tabla 29. Solamente algunos elementos tienen una concentración considerable, estos son: Li, Al, Fe, y As.

Tabla 29. Elementos traza en aguas de pozo de Los Azufres. Concentración en µg/Kg; el Cl⁻ esta dado en mg/kg; Muestreo hecho en Junio del 2006.

	AZ-13	AZ-1a	AZ-22	AZ-62	L.PARDA
pH	4.4	4.3	4.7	4.7	2.5
Cl (mg/kg)	129	7147	3410	3272	5.1
Li	1584	30690	17590	15700	94
Al	794	280	307	363	2855
Ti	0.07	0.2	0.2	0.2	0.05
Cr	0.3	1	0.6	0.7	0.5
Mn	81	77	22	13	321
Fe	253	386	532	222	2163
Ni	1.6	3	2.4	2.4	1.7
Cu	0.4	5	1.9	2.1	2.7
Zn	2	3	1.7	1.7	22
As	16470	47920	3	44500	32
Rb	212	6655	2855	2690	75
Sr	19	760	160	135	42
Sb	2	17	22	45	0.005
Cs	19	521	228	227	0.5
Ba	8	18	18	12	90

5.2.3 La Primavera

En La Primavera no se cuenta con análisis de elementos traza, debido a que el campo geotérmico aun no esta en operación y los fluidos son principalmente gases, pero el manantial Río Caliente (un manantial cercano) sirve como drenaje de este campo y los fluidos obtenidos aquí nos pueden dar una idea de su composición química (tabla 30). La mayoría de los elementos es detectado, y solamente algunos elementos tienen una concentración mayor o igual a 10 µg/Kg, estos son Li, Al, Mn, Fe, Zn, As, Rb, y Sr.

Tabla 30. Elementos traza del manantial Río Caliente (drenaje del campo de La Primavera); concentración en µg/Kg; el Cl esta en mg/kg; Muestreo hecho en Octubre del 2006.

	Río Caliente
pH	8
Cl (mg/kg)	126
Li	782
Al	35
Ti	0.05
Cr	0.33
Mn	109
Fe	86
Ni	1.5
Cu	1.2
Zn	12
As	1262
Rb	59
Sr	10
Cd	0.17
Sb	0.02
Cs	3
Ba	9
Hg	0.6
Pb	0.15
Th	0.01
U	1.12

5.2.4 Caldera de Acoculco

Los elementos traza para los manantiales de la Caldera de Acoculco (Alcaparroza y Los Azufres), Chignahuapan y Jicolapa se presentan en la tabla 31. Los elementos con mayor concentración son: Li, Al, Mn, Fe, Rb, Sr, y Ba. Algunos otros como As se encuentran presentes, pero con bajas concentraciones. El resto de los elementos se encuentra por debajo del límite de detección del equipo, que es 0.1 µg/Kg.

Tabla 31. Elementos traza en aguas de manantiales termales de la caldera de Acoculco y Jicolapa. Concentración en µg/Kg; el Cl esta en mg/kg; nd: no detectado; Muestreo hecho del 21 al 25-Abril-2006.

	Chignahuapan	Alcaparroza	Los Azufres	Jicolapa
pH	6	2.4	5.5	6.2
Cl (mg/kg)	106	8.6	7.8	7.7
Li	364.9	2.1	13.4	89.9
Be	<0.1	1.1	3.4	0.9
Al	n.d.	10020	174	4
V	<0.1	2.7	<0.1	<0.1
Mn	29.8	584.6	1327	202.0
Fe	41	3246	3103	27
Co	<0.1	3.6	<0.1	0.2
Ni	<0.1	2.3	<0.1	0.3
Zn	<2	41.8	3.0	1.4
As	14	<2	26	1.2
Se	<0.3	<0.3	1.9	<0.3
Rb	66.0	14.2	37.5	56.0
Sr	666.2	98.7	479.8	1092.0
Cs	54.7	<0.1	<0.1	5.0
Ba	152	18.7	46	312
Hg	2.6	<0.1	<0.1	<0.1

La figura 13 muestra la cantidad de roca que se lixivia para formar un Kg de agua termal en los manantiales Los Azufres-Acoculco y Alcaparroza. La movilidad de los metales en aguas ácidas puede ser observada al comparar dos manantiales con distinto valor de pH, siendo la mayor movilidad en aguas ácidas como las del sitio Alcaparroza. Esto se ve cuando los elementos traza se encuentran distribuidos en una línea recta (Alcaparroza), mientras que los metales en Los Azufres Acoculco tienen una distribución irregular en la gráfica.

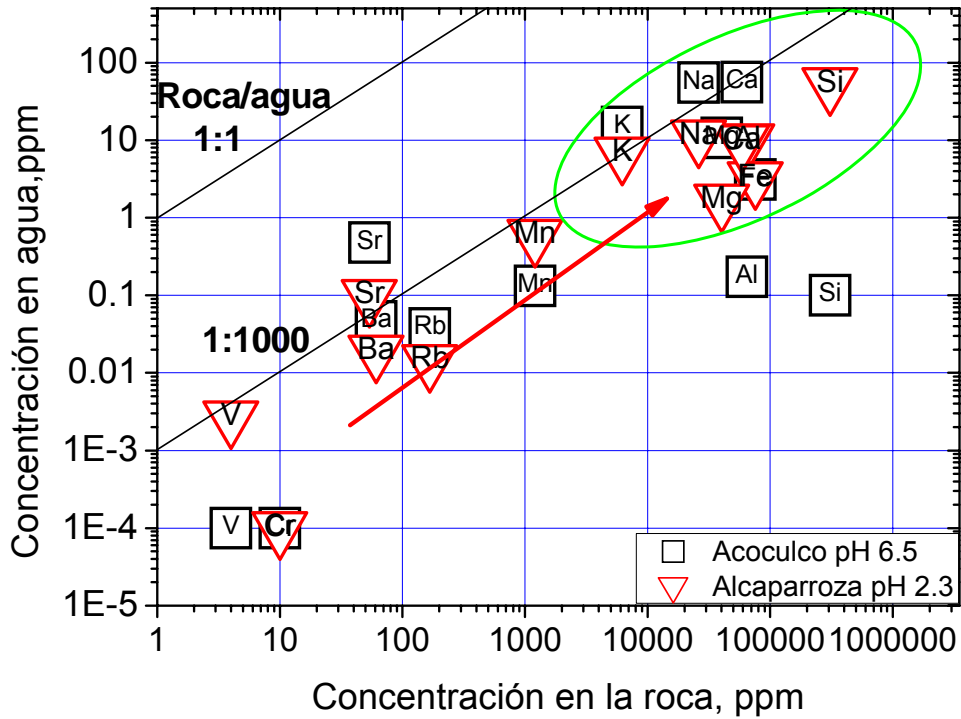


Figura 13. Elementos traza en manantiales de la Caldera de Acoculco contra concentración en los mismos en la roca encajonante sin alterar (Riolita) (la concentración de la roca se tomo de Verma, 2001).

5.2.5 Pathé

Los elementos traza para Pathé se presentan en la tabla 32. En este sitio la mayoría de los elementos son detectados. Algunos elementos tienen una concentración mayor a 3 µg/Kg, estos son Li, Al, Mn, As, Rb, Sr y Ba.

Tabla 32. Elementos traza en aguas de manantiales (oncentración en µg/Kg). el Cl está en mg/kg; Muestreo hecho en Junio del 2006.

	Pathé		
pH	9		
Cl, mg/kg	144	Zn	1.4
Li	1234	As	81
Al	123	Rb	133
Ti	0.04	Sr	96
Cr	0.3	Sb	0.3
Mn	3	Cs	12
Ni	0.6	Ba	8.8
Cu	0.3	Hg	1.7
Zn	1.4	Pb	0.05

5.2.6 Apaseo el Alto

Los elementos traza para Apaseo el Alto se presentan en la tabla 33. Solamente algunos elementos tienen una concentración mayor a 3 µg/Kg, estos son Li, Al, Mn, Fe, Zn, As, Rb, Sr, Cs y Ba.

Tabla 33. Elementos traza en aguas de Apaseo el Alto (concentración en µg/Kg). el Cl está en mg/kg; Muestreo hecho en Junio del 2006.

	A.el Alto	A.el Alto a
pH	4.9	4.8
Cl, mg/Kg	91	93
Li	686	737
Al	1662	326
Ti	0.08	0.1
Cr	1.05	0.339
Mn	17	3
Fe	609	46
Ni	0.9	0.7
Cu	1	0.4
Zn	4.9	2
As	37	33
Rb	93	92
Sr	61	52
Sb	0.17	0.09
Cs	7.4	7
Ba	13	9
Hg	1.4	1.5
Pb	0.4	0.06

5.2.7 Manantiales cercanos al Graben de Chapala (Atotonilco, Lago Negritos, Los Hervores, Los Negritos, y San Marcos)

Los manantiales cercanos al Lago de Chapala muestran una similitud en concentraciones de algunos elementos (tabla 34). Esto puede deberse a la similitud de pH de estos manantiales. El pH de estos sitios oscila entre 7.6-8.4.

Tabla 34. Elementos traza en agua de manantiales (concentración en µg/Kg), nd: no detectado; Muestreo hecho en Octubre del 2006.

	Atotonilco	Lago Negritos	Los Hervores	Los Negritos	San Marcos
Li	430	1490	583	1173	941
Al	73	475	129	7274	16
Cr	0.38	0.7	0.4	0.4	0.4
Mn	46	7	7	125	96
Fe	38	387	23	nd	26
Ni	1.2	2	1.3	3.420	2.16
Cu	1	1.8	1.2	4.7	1.9
Zn	5	8	3	14	9
As	182	1890	390	1369	1008
Rb	37	233	158	37	182
Sr	234	493	381	690	609
Cd	0.09	0.2	0.14	0.27	0.24
Sb	0.09	1.1	0.4	1.9	1.66
Cs	5	8	9	1	42
Ba	11	41	9	97	156
Hg	0.9	1.9	0.8	0.5	2.1
Pb	0.2	0.4	0.3	0.27	0.16

6. ISÓTOPOS ESTABLES

6.1 Isótopos de Hidrógeno y Oxígeno

6.1.1 Los Humeros

Aguas y condensados de los fluidos fueron tomados para análisis isotópicos. La tabla 35 muestra los resultados de los isótopos de $\delta^{18}\text{O}$ que varían en aguas de pozo de 0.34 ‰ a -3.63 ‰, mientras que en el vapor, los valores van de -2.97 ‰ a -4.89 ‰.

Tabla 35. Composición isotópica de H y O de los fluidos de pozo y Unidades de Los Humeros agua y vapor, y manantiales de la Caldera de Acoculco (manantial los Azufres y Alcaparroza), Jicolapa y Chignahuapan. Muestreo hecho en marzo del 2006.

Pozo (vapor)	$\delta^{18}\text{O}$	δD	Pozo (agua)	$\delta^{18}\text{O}$	δD	Manantial	$\delta^{18}\text{O}$	δD
H-1 Vapor	-4.89	-67	H-1 Agua	-0.74	-60	Alcaparroza	-10.73	-69
H-32 Vapor	-3.85	-68	H-32 Agua	-0.50	-61	Los Azufres Acoculco	-10.50	-72
U-2 Vapor	-4.50	-69	U-6 Agua	0.91	-50	Jicolapa	-10.17	-66
U-3 Vapor	-4.16	-70	U-3 Agua	0.34	-54			
U-6 Vapor	-2.97	-67	U-2 Agua	-0.50	-57			
H-6 vapor	-3.63	-65						
H-9 vapor	-3.23	-60						

En la figura 14 se muestra la isotopía de hidrógeno y oxígeno de los fluidos del campo geotérmico de Los Humeros. Los fluidos de este campo geotérmico tienen el comportamiento característico de un fluido geotérmico (Craig, 1961). Esto es, un enriquecimiento en isótopos pesados de oxígeno debido a la interacción agua-roca y vapor-agua. El fraccionamiento isotópico de hidrógeno y oxígeno de los fluidos (agua y condensados de vapor) del campo geotérmico de Los Humeros corresponde a la temperatura y presión de separación, que es de 170°C y 7 atm (condiciones de muestreo).

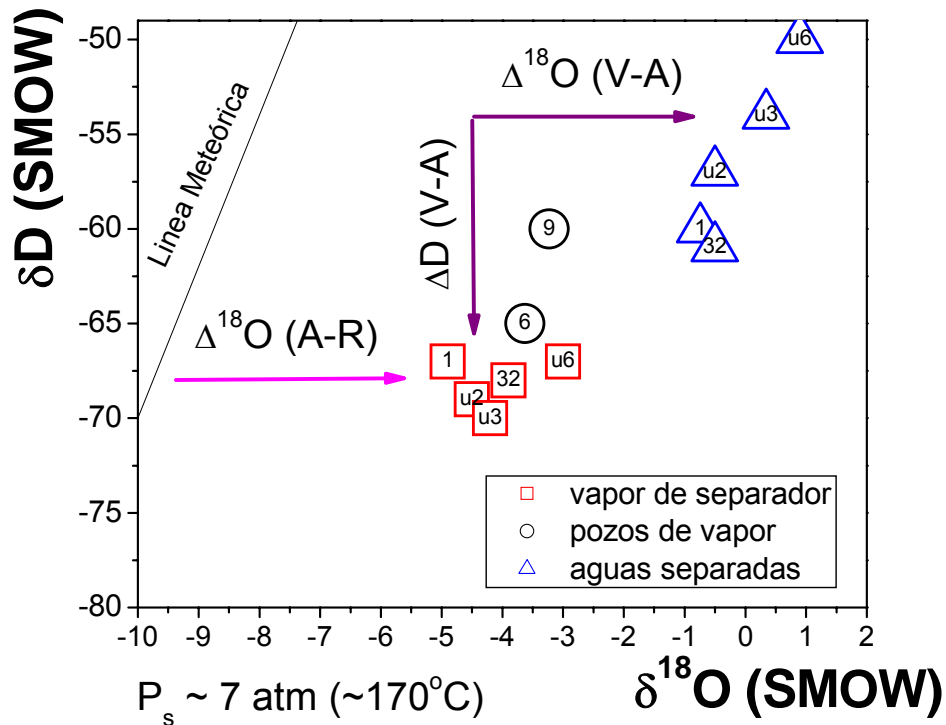


Figura 14. Composición isotópica (O, H) en la descarga total de pozos de Los Humeros. (U2, U6, U3 corresponde a las unidades y 1, 32, 6, 9 corresponde a los pozos) (A-R representa el equilibrio entre agua y roca, V-A representa el equilibrio entre vapor y agua).

6.1.2 La Primavera

Agua y condensados de los fluidos fueron tomados para el análisis isotópico. La tabla 36 muestra los datos obtenidos de estos fluidos para pozos y para una manifestación termal (Río Caliente). Los isótopos de $\delta^{18}O$ varían en los fluidos de pozo de -0.6 ‰ a -5.4 ‰.

Tabla 36. Composición isotópica de los fluidos de pozo de La Primavera y el manantial Río Caliente. Muestreo hecho en Octubre del 2006.

Muestra	δD	$\delta^{18}O$
Río Caliente	-61	-8.9
PR-11 descarga 1/4"	-22	-0.6
PR-11	-42	-4.8
PR-9	-49	-3.3
PR-12	-57	-5.4
PR-1	-56	-4.5

La figura 15 muestra la isotopía de hidrógeno y oxígeno de los fluidos del campo geotérmico de La Primavera. Los fluidos del campo geotérmico (vapor), se encuentran desplazados hacia la derecha de la línea meteórica mundial (interacción agua-roca), mientras que el manantial Río Caliente se encuentra sobre la línea meteórica mundial.

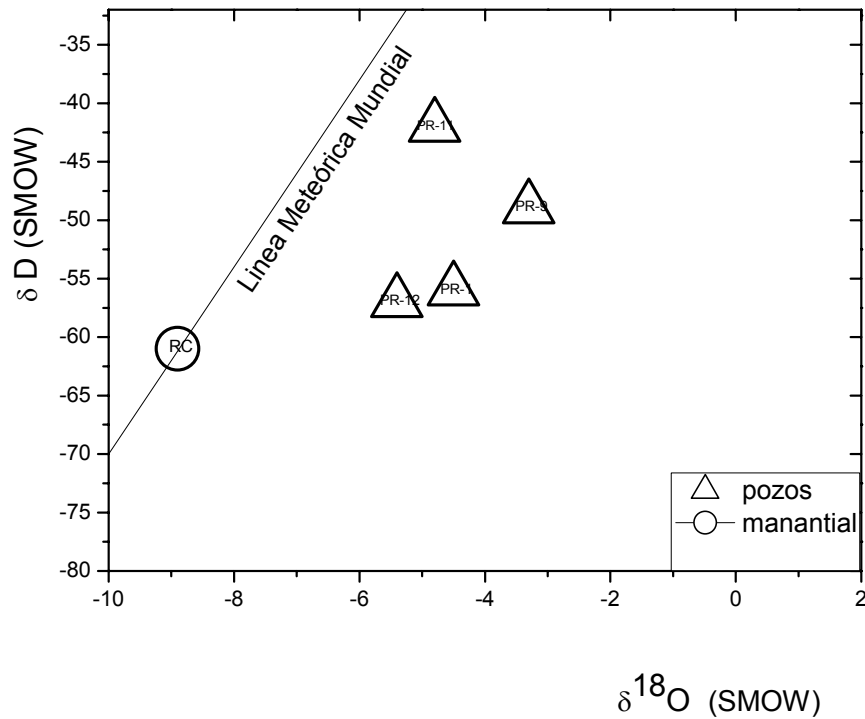


Figura 15. Composición isotópica en la descarga total de pozos de La Primavera (PR) y el manantial Río Caliente (RC).

6.1.3 Caldera de Acoculco

En manantiales de la Caldera de Acoculco los valores de $\delta^{18}\text{O}$ son de -10.17‰ a -10.73‰ , y en δD van de -66‰ a -72‰ (tabla 35). Los manantiales se mantienen cerca de la línea meteórica mundial, mostrando que el agua es de reciente infiltración (figura 16).

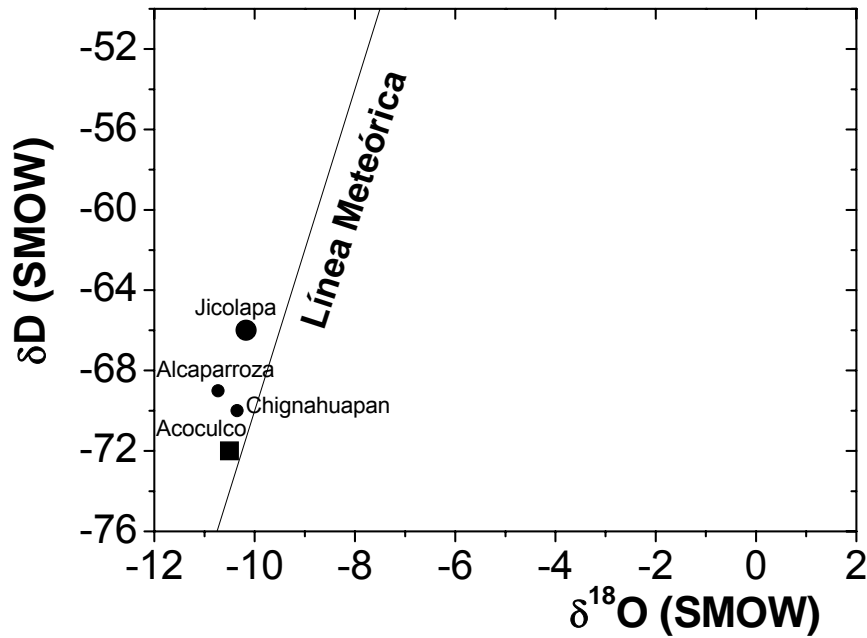


Figura 16. Composición isotópica (O, H) de manantiales de la Caldera de Acoculco (Alcaparroza y el manantial Los Azufres-Acoculco), Jicolapa y Chignahuapan.

6.1.4 Manantiales cercanos al Graben de Chapala (Atotonilco, Los Hervores, Los Negritos, Cosala, Itzitlan, Jocotepec, San Marcos y Villa Bourdeaux)

En manantiales del Graben de Chapala los valores de δ¹⁸O son de -6.6 a -10.1‰. Solamente en el Lago Negritos tenemos un valor muy distinto de los demás, con -0.44 ‰ en δ¹⁸O y -18.3‰ en δD (tabla 37).

Tabla 37. Composición isotópica de los fluidos de manantiales del Graben de Chapala. Muestreo hecho en Octubre del 2006.

Muestra	δD	δ¹⁸O	simbología
Los Hervores (Zam. Mich)	-60	-7.7	LHe
Los Hervores2 (Zam. Mich)	-76	-9.8	LHe2
Los Negritos (Mich)	-50	-6.6	LN
Lago Negritos (Mich)	-18.3	0.44	
Atotonilco (Jal.)	-74	-8.6	Ato
San Pedro Itzitlan (Jal.)	-76	-9.1	SP it
Villa Bourdeaux (Jal.)	-62	-7.4	VB
Cosala (Jal.)	-71	-8.9	SJC
Jocotepec (Jal.)	-67	10.1	Joc
San Marcos (Jal.)	-60	-6.9	SM

En la figura 17 se muestra la isotopía de hidrógeno y oxígeno de los fluidos de manantiales del Graben de Chapala. La mayoría de los fluidos se comporta como un fluido geotérmico, ya que las composiciones isotópicas de las aguas de estos manantiales se localizan a la derecha de la línea meteórica (interacción agua-roca, "oxygen shift").

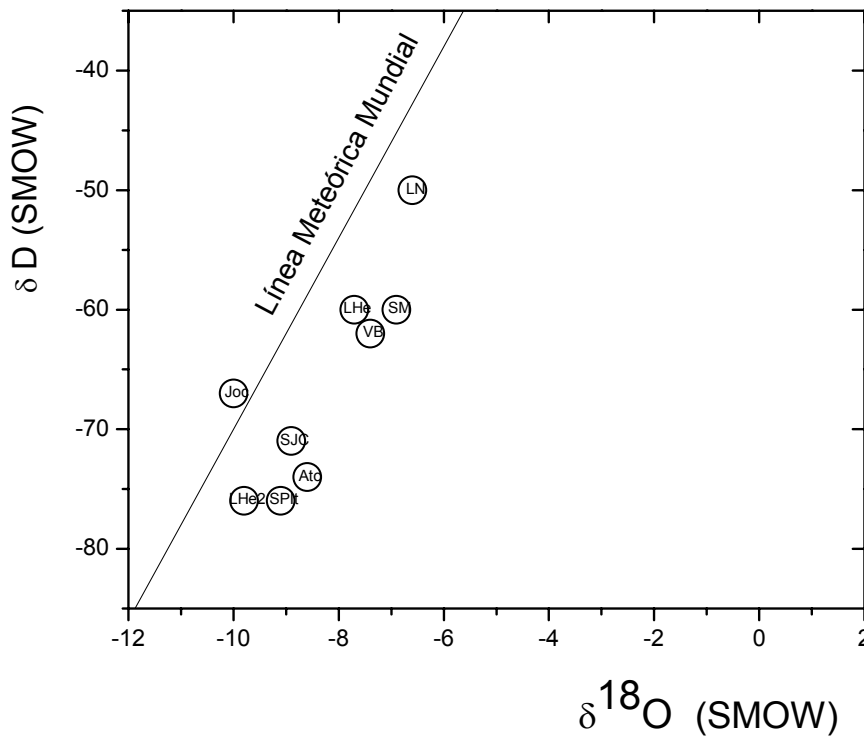


Figura 17. Composición isotópica de manantiales del Graben de Chapala.

6.2 Isótopos de Helio

6.2.1 Los Humeros

La relación $^3\text{He}/^4\text{He}$ de helio atmosférico es del orden de $R_a = 1.4 \times 10^{-6}$, con una concentración de helio de 5.2 ppm de volumen (presión parcial de 5.2×10^{-6} atm). La constancia relativa de esta concentración se debe al estado de equilibrio entre la pérdida de helio desde la corteza hacia la atmósfera y desde la atmósfera hacia el espacio exterior (Mook, 2002). El manto superior se caracteriza por los valores de $R = ^3\text{He}/^4\text{He}$ alrededor de 1.2×10^{-5} ó 8 ± 1 veces mas altas que en el aire.

Los isótopos de He dan una idea clara acerca del origen de los gases en sistemas geotérmicos. Comparando la relación de $^3\text{He}/^4\text{He}$ de los gases volcánicos con la de aire, expresado por el número R/Ra, los valores de R/Ra = 7.3 son magmáticos y típicos para gases dentro de arcos volcánicos, ya que no existe contribución de ^4He por decaimiento de elementos radioactivos presentes en las rocas corticales con altas concentraciones de U y Th. La tabla 38 muestra los valores obtenidos de R/Ra para el campo geotérmico de Los Humeros. Los valores muestran que son mayores de 7 para la mayoría de los pozos, solamente en el pozo H-9 muestra un valor menor y este es de 5.28.

El valor de He/Ne para cada muestra es una característica de mezcla de la muestra con aire en el sistema geotérmico. Para aire He/Ne = 0.3. Valores de He/Ne \gg 10 significan que la mezcla con aire es mínima.

Tabla 38. Composición isotópica de He en pozos y Unidades de Los Humeros. Los isótopos de He se expresan como $^3\text{He}/^4\text{He}$ (R), relativamente al $^3\text{He}/^4\text{He}$ del aire (Ra= 1.40×10^{-6}), R/Ra_{corr} muestra el valor corregido por la contaminación con aire (ecuación 4.5); Muestreo hecho del 21 al 25-Abril-2006.

Muestra	Fecha	R/Ra	He/Ne	[He]ppm	[Ne]ppm	R/Ra corr
H-1	22/04/2006	7.26	415.47	16.95	0.041	7.26
H-6	24/04/2006	7.18	97.31	6.82	0.070	7.20
H-9	25/04/2006	2.73	0.47	6.48	13.695	5.28
U-2	24/04/2006	7.20	698.45	19.98	0.029	7.21
U-3	24/04/2006	7.11	134.95	7.77	0.058	7.13
U-6	24/04/2006	7.13	25.66	16.66	0.649	7.20

La isotopía de He es una herramienta útil para reconocer la estructura térmica de un campo geotérmico.

La tabla 39 muestra los valores de R/Ra para los pozos del campo Los Humeros de un muestreo hecho por CFE. Un solo valor sobrepasa el 7, el resto es menor a 6.6.

Tabla 39. Composición isotópica de He en pozos de Los Humeros. Los isótopos de He se expresan como $^3\text{He}/^4\text{He}$ (R), relativamente al $^3\text{He}/^4\text{He}$ del aire (Ra= 1.40×10^{-6}), R/Ra_{corr} muestra el valor corregido por la contaminación con aire (ecuación 4.5); Muestreo hecho en Junio-2006 por CFE.

Muestra	Fecha	R/Ra	He/Ne	[He]ppm	[Ne]ppm	R/Ra corr
H-15	21/06/2006	6.33	14.28	81.99	5.744	6.45
H-35	21/06/2006	5.46	2.34	34.71	14.856	6.16
H-3	21/06/2006	6.37	42.70	100.28	2.348	6.41
H-37	21/06/2006	7.14	46.00	517.71	11.253	7.18
H-33	21/06/2006	6.22	2.67	48.97	18.334	6.93
H-32	21/06/2006	6.47	10.85	163.73	15.091	6.63
H-12	21/06/2006	6.62	77.87	257.50	3.307	6.65
H-9	21/06/2006	4.90	74.93	257.23	3.433	4.92
H-8	21/06/2006	6.54	24.19	357.92	14.794	6.62

Se observa en la figura 18 que la mayor contribución magmática se encuentra en el centro de la Caldera, mientras que en la parte NNO la R/Ra disminuyó debido a una zona de recarga o condensación.

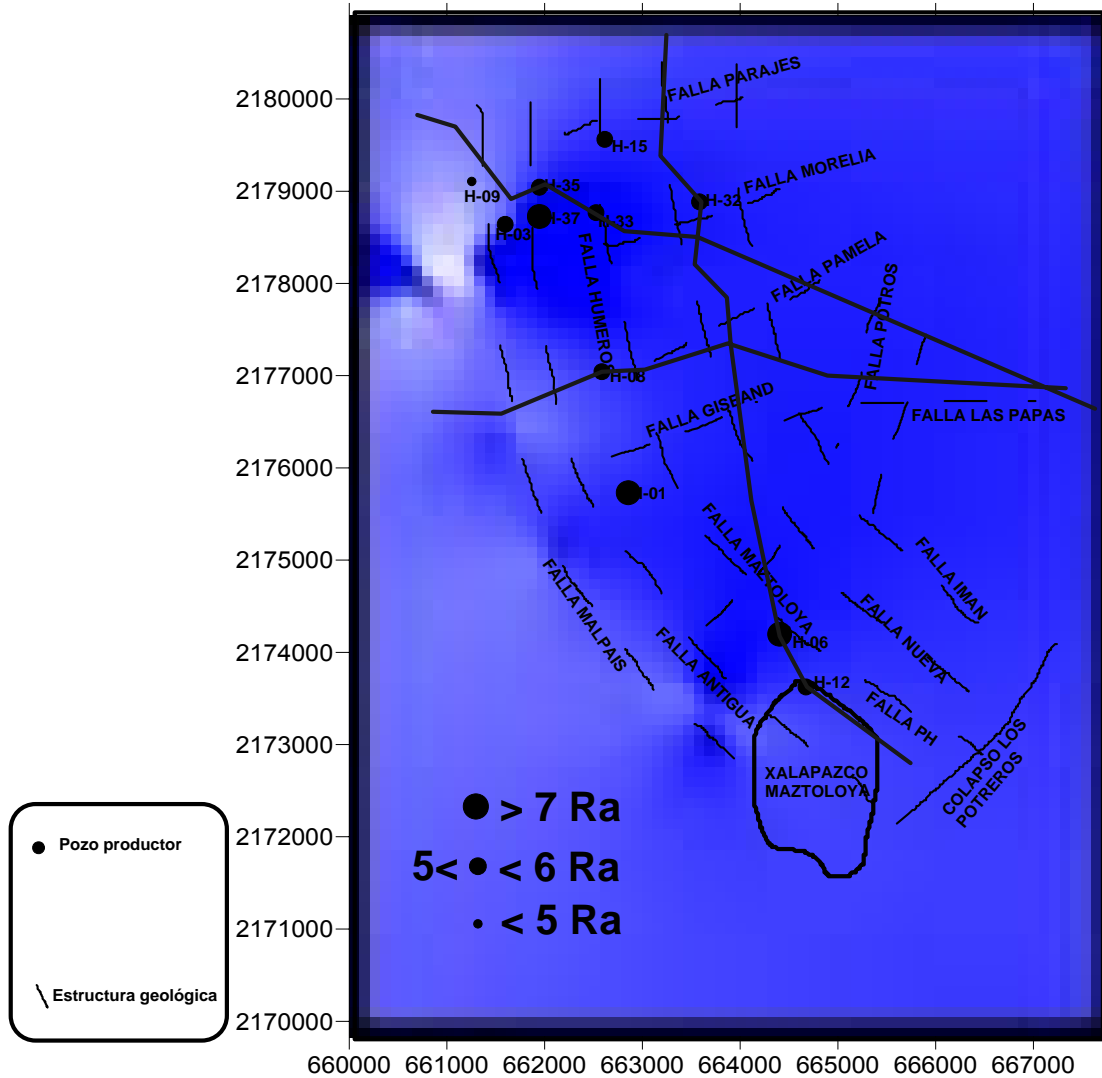


Figura 18. Distribución de R/Ra en el campo geotérmico de Los Humeros según los datos de los pozos. Los valores mas altos se representan por el azul disminuyendo al blanco.

Los valores máximos encontrados para sistemas geotérmicos dentro del Cinturón Volcánico Mexicano según Prasolov et al. (1999) eran 6.8 R/Ra (figura 19). Nuestros datos para Los Humeros son mucho más altos, hasta 7.26 R/Ra.

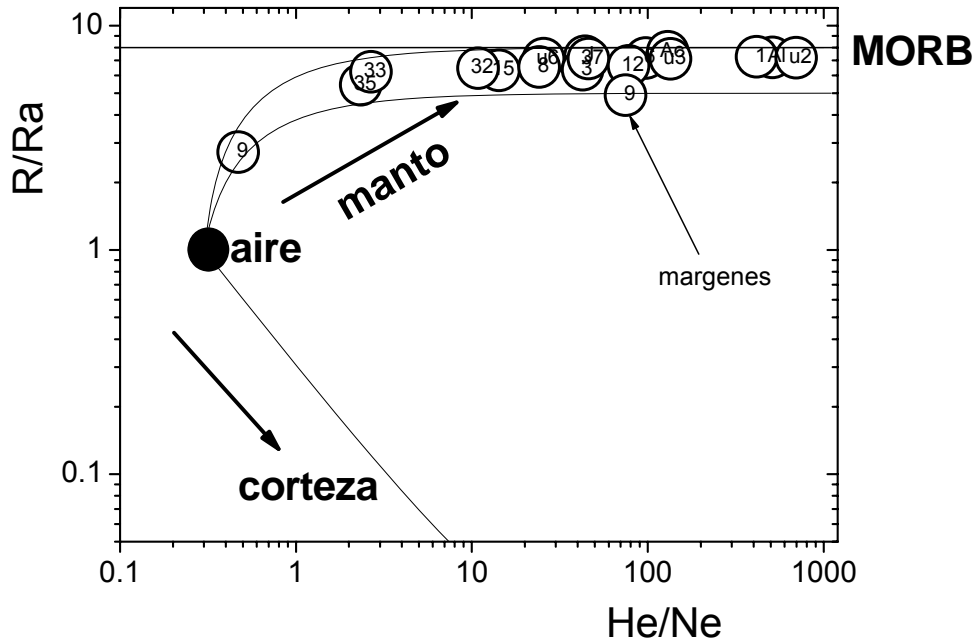


Figura 19. Gráfica de R/Ra vs. He/Ne en los gases del campo geotérmico de Los Humeros (1, 32,6, 9, 35, 33 corresponde a los pozos y U2, U6, U3 corresponde a las unidades). La línea superior muestra la mezcla de He tipo MORB (manto superior) y He atmosférico, así respectivamente las líneas inferiores muestran la mezcla de He tipo manto y tipo corteza con He atmosférico (Sano et al., 1985).

6.2.2 Los Azufres

La tabla 40 muestra los valores obtenidos de R/Ra para los pozos del campo geotérmico de Los Azufres. Los valores son 7.33-7.59, con un solo valor menor, para el pozo Az-41, con un valor de 3.71 y bajo He/Ne. También en el manantial Laguna Parda, dentro del campo se encontró un valor menor al resto de los encontrados.

Tabla 40. Composición isotópica de He en pozos y manantial. Los isótopos de He se expresan como $^3\text{He}/^4\text{He}$ (R) relativamente al $^3\text{He}/^4\text{He}$ del aire ($R_a = 1.40 \times 10^{-6}$), $R/R_{a, \text{corr}}$ muestra el valor corregido por la contaminación con aire (ecuación 4.5); Muestreo hecho junio del 2006.

Muestra	Fecha	R/Ra	He/Ne	[He]ppm	[Ne]ppm	R/Ra corr
AZ-41	21/06/2006	3.24	1.86	10.97	5.886	3.71
AZ-5	21/06/2006	7.23	19.32	19.60	1.014	7.33
AZ-35	21/06/2006	7.57	105.92	11.11	0.105	7.59
AZ-1a	21/06/2006	7.33	48.87	10.81	0.221	7.37
AZ-22	21/06/2006	7.50	46.57	13.46	0.289	7.55
Laguna Parda	21/06/2006	5.14	21.73	23.83	1.097	5.20
Maritaro	21/06/2006	7.39	14.62	32.51	2.224	7.53

Se ve que la contribución magmática se distribuye en el norte y en el sur de la Caldera (en donde se encuentra el mayor número de fallas) y disminuye al NNO de la misma (figura 20).

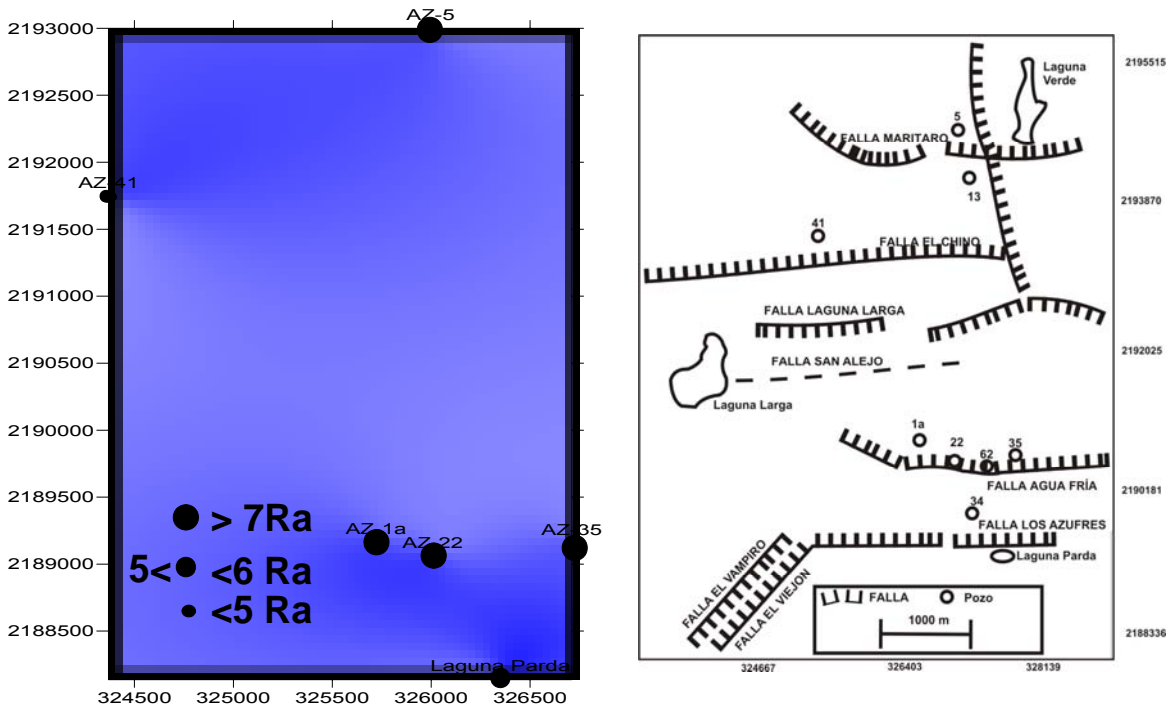


Figura 20. Distribución de R/Ra en el campo geotérmico de Los Azufres según los datos de los pozos. Los valores mas altos se representan por el azul disminuyendo al blanco.

Al igual que en Los Humeros, los valores máximos encontrados para sistemas geotérmicos dentro del Cinturón Volcánico Mexicano sobrepasan los valores encontrados por Polyak et al. (1975) y Prasolov et al. (1999). En el sistema geotérmico de Los Azufres tenemos valores hasta 7.6 R/Ra (figura 21).

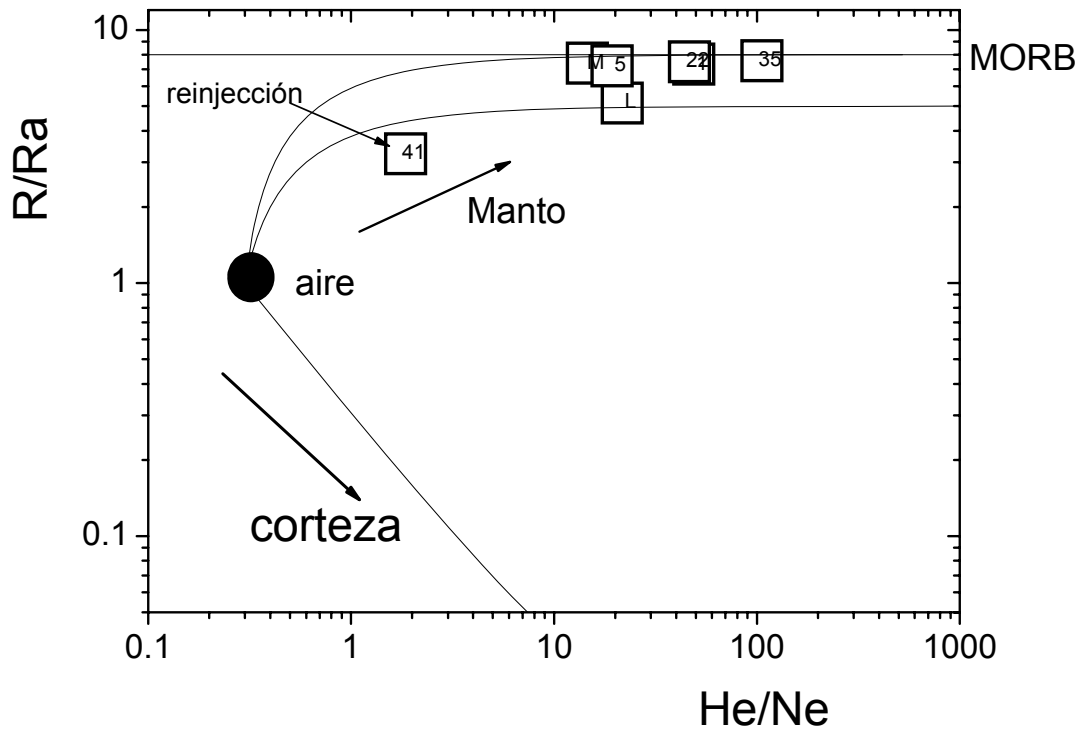


Figura 21. Gráfica de R/Ra vs. He/Ne en los gases del campo geotérmico de Los Azufres (1, 32,5, 41, 22 corresponde a los pozos). La línea superior muestra la mezcla de He tipo MORB y He atmosférico, así respectivamente las líneas inferiores muestran la mezcla de He tipo manto y tipo corteza con He atmosférico (Sano et al., 1985).

6.2.3 La Primavera

La tabla 41 muestra los valores obtenidos de R/Ra para los pozos del campo geotérmico de La Primavera, los valores concuerdan con los encontrados en campos geotérmicos del CVM en este trabajo (7.14-6.9).

Tabla 41. Composición isotópica de He en pozos. Los isótopos de He se expresan como $^3\text{He}/^4\text{He}$ (R) relativamente al $^3\text{He}/^4\text{He}$ del aire ($R_a = 1.40 \times 10^{-6}$), $R/R_{a,corr}$ muestra el valor corregido por la contaminación con aire (ecuación 4.5); Muestreo hecho en Octubre del 2006.

Muestra	Fecha	R/Ra	He/Ne	[He]ppm	[Ne]ppm	R/Ra corr
PR-11	25/10/2006	6.9	411	5	0.0121	6.9
PR-9	25/10/2006	7.14	107	6	0.056	7.14
PR-12	25/10/2006	7.06	7	22	3.142	7.33

6.2.4 Caldera de Acoculco

La tabla 42 muestra los valores obtenidos de R/Ra para los manantiales de La Caldera de Acoculco y Jicolapa. Los valores son mayores a 7 para los tres manantiales. Uno de estos manantiales muestra el valor mas alto de He encontrado a lo largo del CVM, 7.68 R/Ra.

Tabla 42. Composición isotópica de He en manantiales de la Caldera de Acoculco (Alcaparroza y Los Azufres) y Jicolapa. Los isótopos de He se expresan como $^3\text{He}/^4\text{He}$ (R) relativamente al $^3\text{He}/^4\text{He}$ del aire ($R_a = 1.40 \times 10^{-6}$), $R/R_{a\text{corr}}$ muestra el valor corregido por la contaminación con aire (ecuación 4.5); Muestreo hecho del 21 al 25-Abril-2006.

Muestra	Fecha	R/Ra	He/Ne	[He]ppm	[Ne]ppm	R/Ra corr
Alcaparroza	22/04/2006	7.23	512.03	49.75	0.097	7.23
Jicolapa	22/04/2006	7.30	44.09	9.36	0.212	7.34
Los Azufres	22/04/2006	7.66	130.13	19.88	0.153	7.68

6.3 Isótopos de Nitrógeno (Los Humeros y Los Azufres)

Algunas fuentes conocidas de nitrógeno son: (1) sedimentos de corteza continental y/o placa oceánica subducida [$\delta^{15}\text{N}_{\text{sedimento}} = +7 \text{‰}$; Sano et al., 2001] y (2) nitrógeno derivado del manto incluyendo corteza oceánica inalterada y N_2 desgasificado del manto superior ($\delta^{15}\text{N}_{\text{manto}} = -5 \text{‰}$; [Marty y Humbert, 1997; Sano et al., 2001; Snyder et al., 2003]). Diferencias en la firma isotópica de las fuentes de nitrógeno, hacen posible tomar el nitrógeno como trazador de procesos geoquímicos.

En la tabla 43 se muestra el contenido de $\delta^{15}\text{N}$, para los campos geotérmicos de Los Humeros y Los Azufres.

Tabla 43. Composición isotópica de $\delta^{15}\text{N}$ y relación N_2/Ar en agua de pozo y manantiales. En los campos geotérmicos de Los Humeros y Los Azufres.

Los Humeros			Los Azufres			La Primavera		
Pozos	$\delta^{15}\text{N}$	N_2/Ar	Pozos	$\delta^{15}\text{N}$	N_2/Ar	Pozos	$\delta^{15}\text{N}$	N_2/Ar
H-9	-0.5		Az-35	-1.6	87	Pr-5	-1.73	62
H-6	-1.2		Az-13	-2.2	102	Pr-11	-1.33	82
H-32	0.9	117	Az-62	-2.5	126	Pr-9	-4.3	74
H-1	-1.3	97	Az-22	-0.4	74	Pr-1	-3.44	55
U-2	-1.1	128	Az-41	-1.1	99			
U-3	-0.7	102				Manantiales		
U-6	-1.2	108				San Marcos	1.55	67
Manantiales			Manantiales			Itziltan	-0.03	57
Alcaparroza	-2.5		Maritaro	-0.7	86	Los Negritos	1.83	71
Jicolapa	-0.8	84				Atotonilco	-0.7	57
Los Azufres (Aco.)	-0.5	123				Los Hervores	-3.2	80

La fracción del N_2 no atmosférico puede ser estimada a partir de las relaciones N_2/Ar o N_2/Ne . El N_2 no atmosférico puede ser de origen magmático o cortical (figura 22).

Los fluidos de alta temperatura de pozos geotérmicos del CVM tienen muy bajos valores de N_2 (<0.2% en gas seco), con $\delta^{15}N \sim 0$ y N_2/Ar cercano al valor atmosférico.

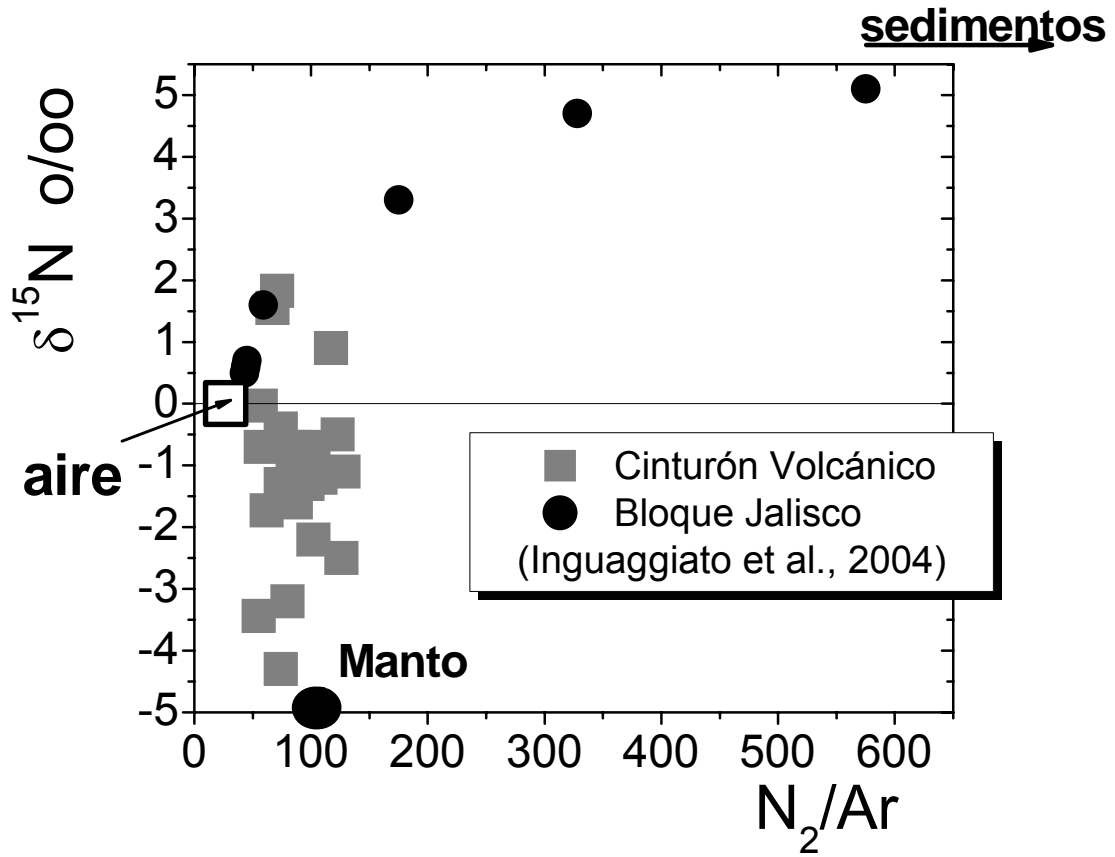


Figura 22. Composición isotópica del nitrógeno de pozos y manantiales de los campos geotérmicos de Los Humeros y Los Azufres (Inguaggiato et al., 2004).

7. GEOQUÍMICA DE GASES

7.1 Los Humeros

La tabla 44 muestra la composición química de los gases producidos por pozos, se incluye la presión de separación de los mismos. El CO₂ representa en la mayoría de los pozos más del 90% del volumen de los gases totales. El H₂S está entre 0.76 y 16 %.

Tabla 44. Composición química de los gases de los pozos de Los Humeros. Las concentraciones de los gases están en mol %; la entalpía está en KJ/Kg; la presión de separación (Ps) está en Kg/cm². Xg; – cantidad de gases en fluido total en mmol/mol; H*, muestreo hecho por CFE en junio del 2006; H muestreo hecho en marzo del 2006 (este trabajo); nd: no detectado.

Muestra	Xg	CO ₂	H ₂ S	He	H ₂	Ar	N ₂	CH ₄	Ps	H
H1	4.31	96.14	0.76	0.0013	2.10	0.008	0.92	0.07	28.1	1179
H6	1.34	86.42	10.86	0.0010	2.37	0.002	0.10	0.26	64	2441
H9	3.50	87.77	6.54	0.0022	4.51	0.005	0.55	0.63	46.39	1160
H32	2.34	98.23	0.00	0.0007	0.87	0.008	0.74	0.15	53.42	2663
U 2	1.80	95.87	2.89	0.0017	0.79	0.001	0.20	0.24	8.2	
U 3	3.66	86.27	5.19	0.0000	1.70	0.056	5.66	1.13	10.12	
U 6	1.49	98.52	nd	0.0012	1.14	0.002	0.24	0.09	7.9	
H3*	2.57	91.81	5.26	0.0010	2.61	0.001	0.19	0.13	3.20	2242
H7*	2.75	95.69	3.00	0.0005	1.18	0.001	0.09	0.04	13.20	2441
H8*	2.39	95.97	2.85	0.0004	0.95	0.002	0.21	0.01	12.20	1981
H9*	1.30	89.67	6.00	0.0017	2.56	0.002	0.57	1.19	18.00	2726
H12*	3.60	92.77	4.67	0.0012	1.57	0.004	0.19	0.80	11.30	2634
H15*	1.58	87.69	9.17	0.0009	2.83	0.002	0.11	0.19	16.20	2551
H32*	0.98	91.76	5.35	0.0008	1.37	0.008	1.11	0.41	19.80	2663
H33*	1.06	81.92	7.93	0.0008	1.47	0.083	8.43	0.17	11.10	2663
H35*	0.79	70.92	16.00	nd	11.95	0.008	1.11	0.02		2663
H37*	2.12	94.99	3.49	0.0006	1.40	0.001	0.11	0.01		2547

La tabla 45 muestra la composición química de los gases producidos en manantiales de la Caldera de Acoculco. El CO₂ representa en la mayoría de los pozos más del 90% del volumen de los gases totales. El H₂S tiene entre el 1.85 y el 2.83 %.

Tabla 45. Composición química de gases secos de los manantiales de la caldera de Acoculco y Jicolapa. El contenido de los gases está en mol %; Muestreo hecho en marzo del 2006.

Muestra	CO ₂	H ₂ S	He	H ₂	Ar	N ₂	CH ₄
Aco 1/1	97.02	1.85	0.0006	0.01	0.004	0.43	0.68
Jicolapa	92.47	0.00	0.0169	0.00	0.002	7.15	0.35
ALCA-1	95.28	2.83	0.0033	0.00	0.003	0.61	1.28

El contenido relativo de los gases He, N₂ y Ar sirve para determinar el origen de las descargas de los gases volcánicos. Con estos valores se realizó un diagrama ternario (figura 23). Existen dos grupos: Uno está compuesto por los pozos H-32, H-33, y H-35; se ubican en la composición de gases magmáticos con mezcla de aire. El segundo grupo lo componen los pozos H-8, H-9, H-12, H-15, H-7, H-3, y H-37; se observa que no son gases de tipo arco volcánico, ya que existe un desplazamiento hacia el vértice de He, sugiriendo una contribución adicional de He del manto.

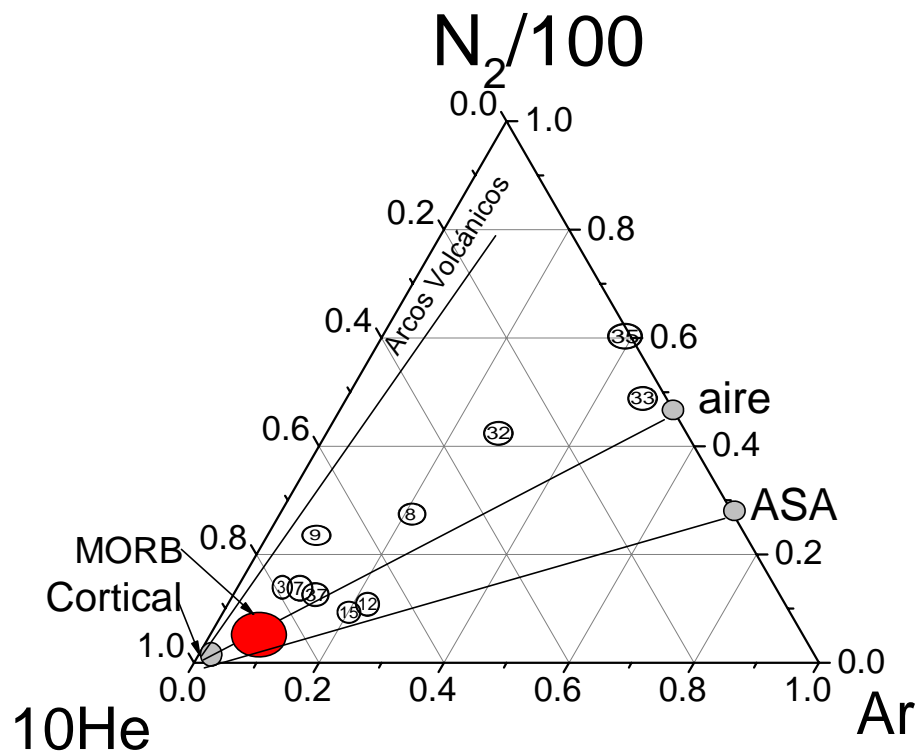


Figura 23. Contenido relativo de gases de pozos del campo de Los Humeros, Puebla. Relación molar; ASA (agua saturada con aire). Gráfico propuesto por Giggenbach (1991).

La figura 24 muestra la relación He-Ar-N₂ para los manantiales de la Caldera de Acoculco y Jicolapa. Un manantial de la Caldera de Acoculco y Jicolapa muestran una composición de gases magmáticos con mezcla de aire, mientras que, los gases en Alcaparroza, indican no ser gases de tipo arco volcánico.

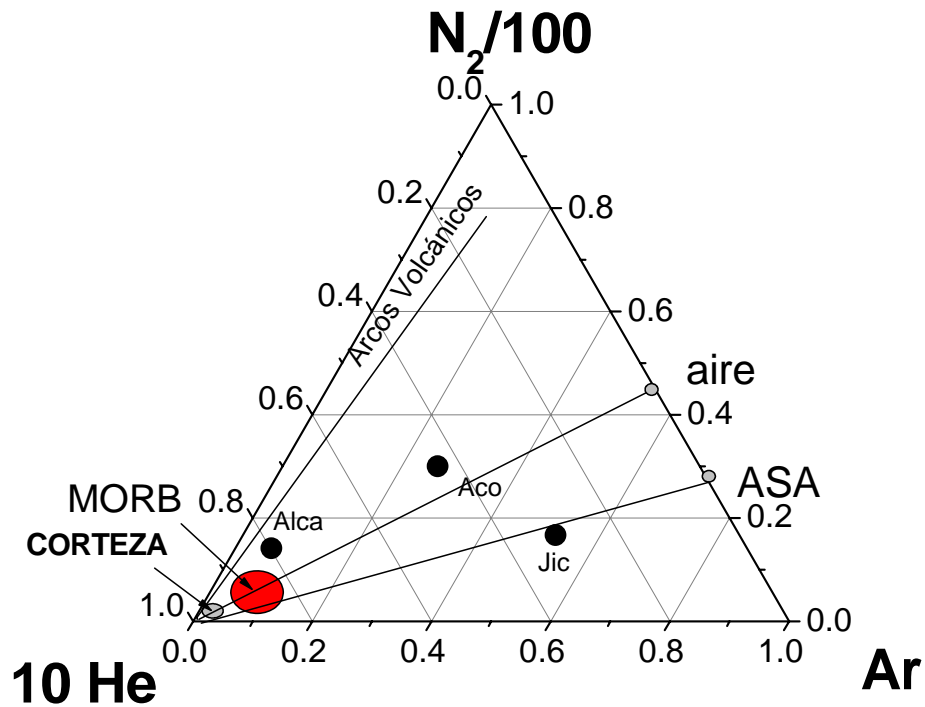


Figura 24. Contenido relativo de gases de los manantiales de la Caldera de Acoculco y Jicolapa. Relación molar; ASA (agua saturada con aire). Gráfico propuesto por Giggenbach (1991).

7.2 Los Azufres

La tabla 46 muestra la composición química de los gases producidos por pozos, incluyendo la presión de separación de los mismos. El CO₂ representa en la mayoría de los pozos más del 90% del volumen de los gases totales. El H₂S está entre 0.489 y 6%.

Tabla 46. Composición química de gases de los pozos de Los Azufres y manantiales termales. El contenido de los gases está en mol %; la entalpía está en kJ/kg; la presión de separación (Ps) está dada en Kg/cm². Xg, – cantidad de gases en fluido total en mmol/mol; Muestreo hecho en Junio del 2006.

Muestra	Xg	CO ₂	H ₂ S	He	H ₂	Ar	N ₂	CH ₄	Ps	H
Az34	3.01	97.40	0.489	0.0013	0.162	0.0176	1.78	0.13		2743
Az35	0.37	94.60	3.466	0.0013	1.380	0.0031	0.47	0.08		2716
Az13	0.86	93.79	3.164	0.0014	0.529	0.0242	2.38	0.04		1631
Az-1a	0.23	91.10	6.009	0.0004	1.632	0.0127	1.21	0.01	10.88	
Az62	0.69	97.70	1.599	0.0007	0.263	0.0027	0.35	0.08	11.90	
Az22	1.34	97.63	1.718	0.0006	0.394	0.0008	0.21	0.05	10.88	1410
Az41	1.64	80.35	1.639	0.0004	0.677	0.1673	17.13	0.02		2795
Maritaro	0.38	92.19	5.472	0.0019	1.577	0.0091	0.68	0.07		

Se realizó un diagrama ternario (figura 25). En él se observan dos grupos: uno compuesto por los pozos Az-34, Az-1a, Az-13, y Az-41; los cuales se ubican en la composición de gases magmáticos con mezcla de aire, y en un segundo grupo, que incluye los pozos Az-35, Az-22, y Az-62, junto con la fumarola de Maritaro. Se observa que no son gases de tipo arco volcánico, ya que existe un desplazamiento hacia el vértice de He, sugiriendo una contribución adicional de He del manto. Este desplazamiento es menor que en el campo de Los Humeros.

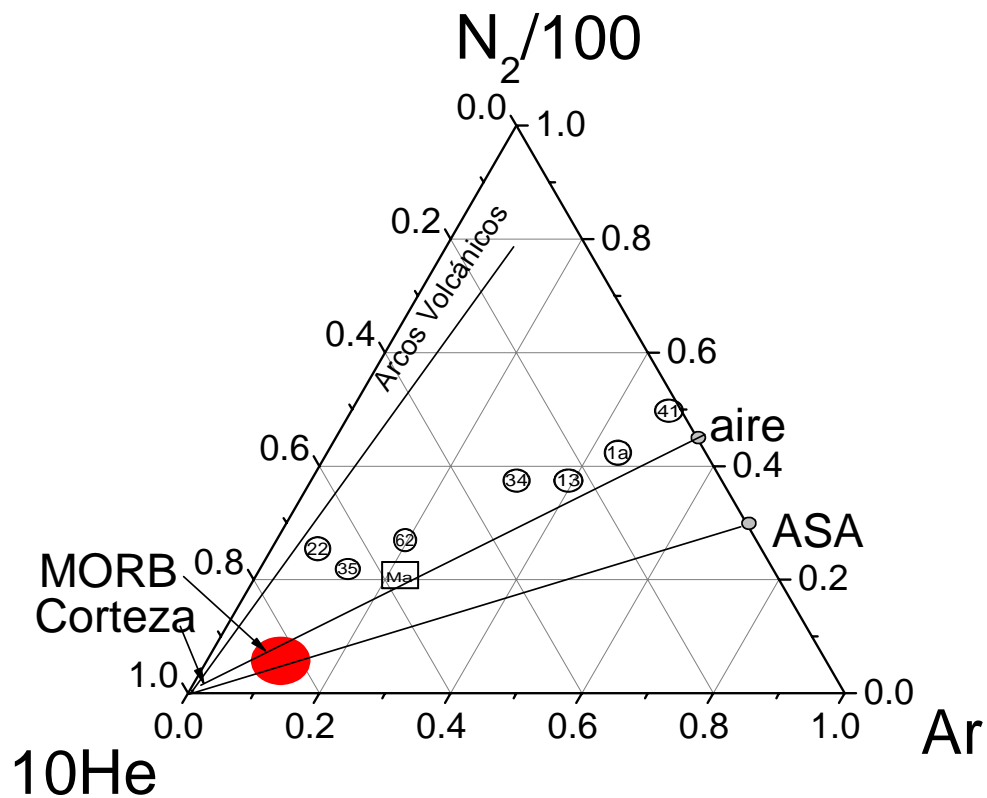


Figura 25. Contenido relativo de gases de pozos del campo de Los Azufres, Michoacán. Relación molar. ASA (agua saturada con aire). Gráfico propuesto por Gigenbach (1991).

7.3 La Primavera

La tabla 47 muestra la composición química de los gases producidos por pozos. El CO_2 representa más del 90% del volumen de los gases totales. El H_2S se encuentra entre 0.14 y 0.45%.

Tabla 47. Composición química de gases secos de los pozos de La Primavera. El contenido de los gases esta en mol %; Muestreo hecho en Octubre del 2006.

	He	Ar	H ₂	N ₂	CH ₄	CO ₂	H ₂ S
PR-11	0.0005	0.00150	0.039	0.160	0.460	99.20	0.14
PR-9	0.0006	0.00093	0.021	0.032	0.086	99.30	0.41
PR-12	0.0022	0.00180	0.028	0.150	0.075	99.30	0.45
PR-1	0.0010	0.00110	0.008	0.052	0.017	99.40	0.38

La relación He, N₂ y Ar para La Primavera se muestra en la figura 26. Existe un desplazamiento hacia el vértice de He. Este desplazamiento es muy cercano al vértice de He, sugiriendo una alta contribución del manto, y poca de sedimentos subducidos.

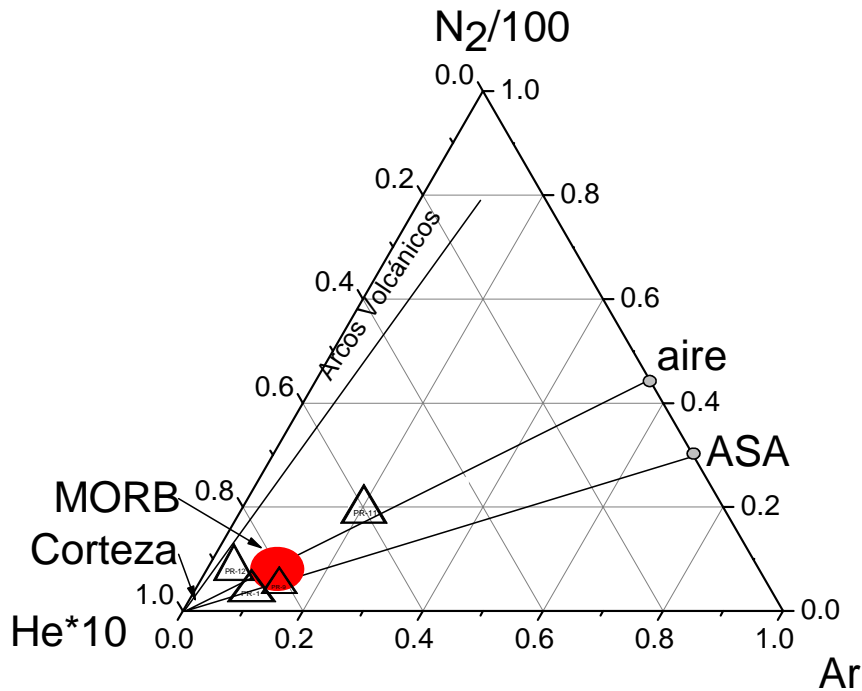


Figura 26. Contenido relativo de gases de pozos de La Primavera. Relación molar. ASA (agua saturada con aire). Gráfico propuesto por Giggenbach (1991).

8. GEOTERMOMETRÍA

Los fluidos termales provenientes de manantiales, pozos y fumarolas pueden retener evidencia química o isotópica de las condiciones de temperatura imperantes en la profundidad. Esos indicadores de temperatura o “geotermómetros” representan las reacciones en equilibrio dependientes de la temperatura.

8.1 Geotermometría iónica y de sílice

En áreas hidrotermales, la sílice precipita a diferentes profundidades y en varias formas: cuarzo, calcedonia, cristobalita y sílice amorfa. El cuarzo α , es la forma estable de la sílice, y este tiene una baja solubilidad (~ 30 mg/kg a 100°C). La sílice amorfa, tiene más alta solubilidad (~ 370 mg/kg a 100°C) (Ellis y Mahon, 1977).

El geotermómetro de sílice, es de gran uso en monitoreo de temperatura de agua en pozos de alta temperatura. La temperatura en agua profunda saturada con cuarzo, puede ser estimada (de la concentración de sílice en mg/kg) en el agua de descarga en la superficie, usando distintas fórmulas (tabla 48).

Tabla 48. Fórmulas del geotermómetro de sílice para determinar la temperatura de fondo.

Geotermómetro	Ecuación	Referencia
Calcedonia-Cuarzo	$t = 1000 / (4.5 - \log C) - 273.15$	Giggenbach et al. (1983)
Calcedonia	$t = 1032 / (4.69 - \log C) - 273.15$	Fournier (1977)
Cuarzo	$t = -42.198 + 0.28831C - 3.6686 \times 10^{-4} C^2 + 3.1665 \times 10^{-7} C^3 + 77.0341 \log C$	Fournier (1977)

C representa las concentraciones de SiO_2 en mg/kg

8.1.1 Los Humeros

La temperatura estimada con el geotermómetro de SiO_2 de cada pozo y Unidad dentro del campo geotérmico de Los Humeros se presenta en la tabla 49. Se muestra que no existe gran diferencia entre los distintos geotermómetros utilizados; la temperatura mínima encontrada es de 199°C y la máxima de 310°C .

Tabla 49. Temperaturas calculadas en $^\circ\text{C}$, con los geotermómetros de sílice para el campo geotérmico de Los Humeros (Abril 2006).

	Giggenbach et al., (1983)	Fournier (1977) calcedonia	Fournier (1977) cuarzo
H-1	288	199	263
H-32	228	199	216
U-2	309	268	283
U-3	310	269	284
U-6	239	208	224

Experimentos en reacciones agua-roca, y análisis de aguas de alta temperatura de pozos geotérmicos dan una tendencia general en la relación Na/K, con respecto a la temperatura. Para aguas geotérmicas cercanas a pH neutro, y bajas en calcio ($Ca^{1/2}/Na < 1$) la relación Na/K da una buena medición de temperaturas en agua, en el rango de 180°-350°C (Ellis, 1971; Fournier y Truesdell, 1973).

La temperatura Na/K ($T_{Na/K}$) está generalmente de acuerdo con la temperatura de (T_{SiO_2}), pero algunas veces esta temperatura es alta. La relación de Na y K puede en general dar un indicador de temperatura debajo del nivel de perforación en un campo. Algunas ecuaciones para estimar las temperaturas de fondo se muestran en la tabla 50.

Tabla 50. Ecuaciones de geotermómetros catiónicos en °C. Las concentraciones deben estar en ppm.

Geotermómetro	Ecuación	Referencia
Na-K	$T=1390/(1.75+\log(Na/K)-273.15)$	Giggenbach (1988)
Na-Li	$T=1590/(0.779+\log(Na/Li)-273.15)$	Kharaka y Mariner (1988)
K-Mg	$T=4410/(14-\log(K^2/Mg)-273.15)$	Giggenbach (1988)

La temperatura geotermométrica para el geotermómetro de Na-K de cada pozo y unidad del campo geotérmico de Los Humeros está en la tabla 51. En ella se ve que las máximas temperaturas calculadas fueron obtenidas por el geotermómetro de Giggenbach (1988), de 290° a 330°C.

Tabla 51. Temperaturas calculadas con los geotermómetros de Na-K y Na-Li para el campo geotérmico de Los Humeros Puebla (Abril 2006).

Muestras	Na/K Giggenbach (1988)	Kharaka y Mariner (1988) Na/Li
H-1H2O.	290	221
H-32 H2O	288	229
U-2 H2O	291	219
U-3 H2O.	330	233
U-6 H2O.	279	216

Un fenómeno de disolución desequilibrada se muestra en la figura 27, donde se presenta $\log(K^2/Mg)$ vs $\log(Na/K)$. La composición promedio de las rocas fue tomada de Verma (2000). La línea de equilibrio completo corresponde a las temperaturas iguales de los geotermómetros Na-K y K-Mg (Giggenbach, 1988). La composición del agua de la U2

corresponde a equilibrio completo. La composición de aguas del pozo H1, y de la U3 se encuentran en un equilibrio parcial, mientras que el pozo H32, y la U6, se encuentran en desequilibrio, mostrando que son aguas inmaduras (término de Giggenbach, 1988).

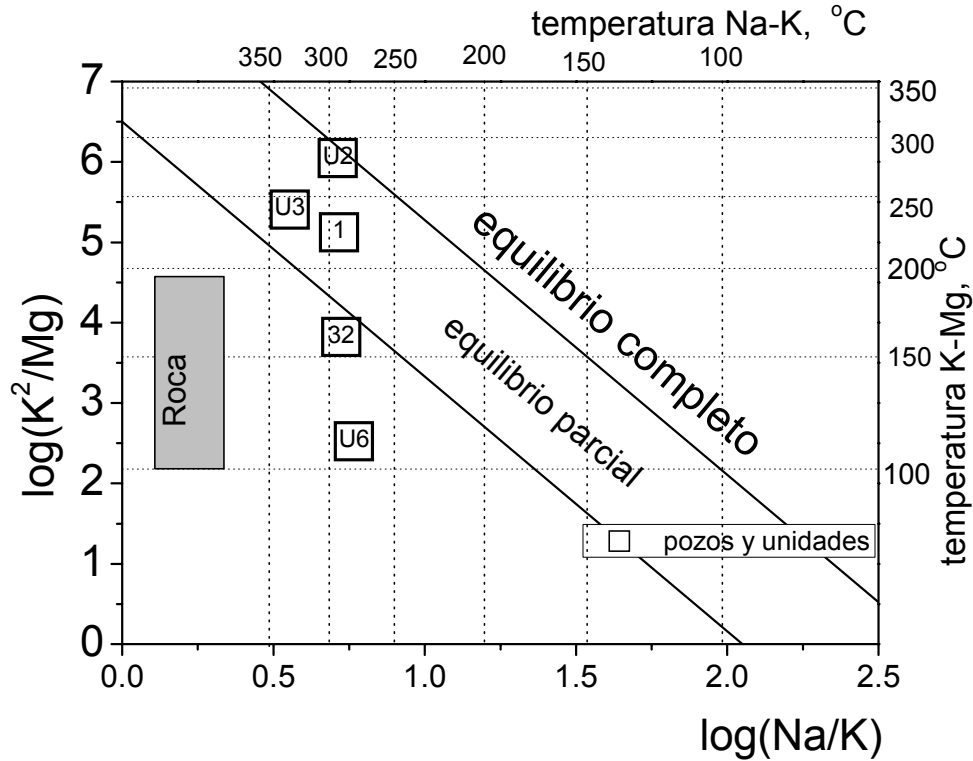


Figura 27. Geotermómetro en fase líquida Na-K-Mg para el campo geotérmico de Los Humeros. La composición de la roca fue tomada de Verma, 2000.

8.1.2 Los Azufres

Debido a interferencia en los análisis de las muestras del campo geotérmico de Los Azufres no se cuenta con datos de sílice para poder calcular los geotermómetros en este campo.

Las temperaturas geotermométricas de Na-K y Na-Li de cada pozo y unidad del campo geotérmico de Los Azufres están en la tabla 52.

Tabla 52. Temperaturas calculadas con los geotermómetros de Na-K y Na-Li para el campo geotérmico de Los Azufres (Junio 2006).

	Na/K Giggenbach 1988	Kharaka y Mariner (1988) Na/Li
Az-13	315.0	322.1
Az-1a	313.2	346.9
Az-22	318.4	326.4
Az-62	315.4	319.1

La figura 28 presenta el $\log(K^2/Mg)$ vs $\log(Na/K)$, y muestra como la mayoría de las aguas en el campo geotérmico de Los Azufres están en equilibrio completo (pozos Az-22, Az-62, y Az-1a), mientras que el agua del pozo Az-13 está en desequilibrio, junto con el agua de la Laguna Parda.

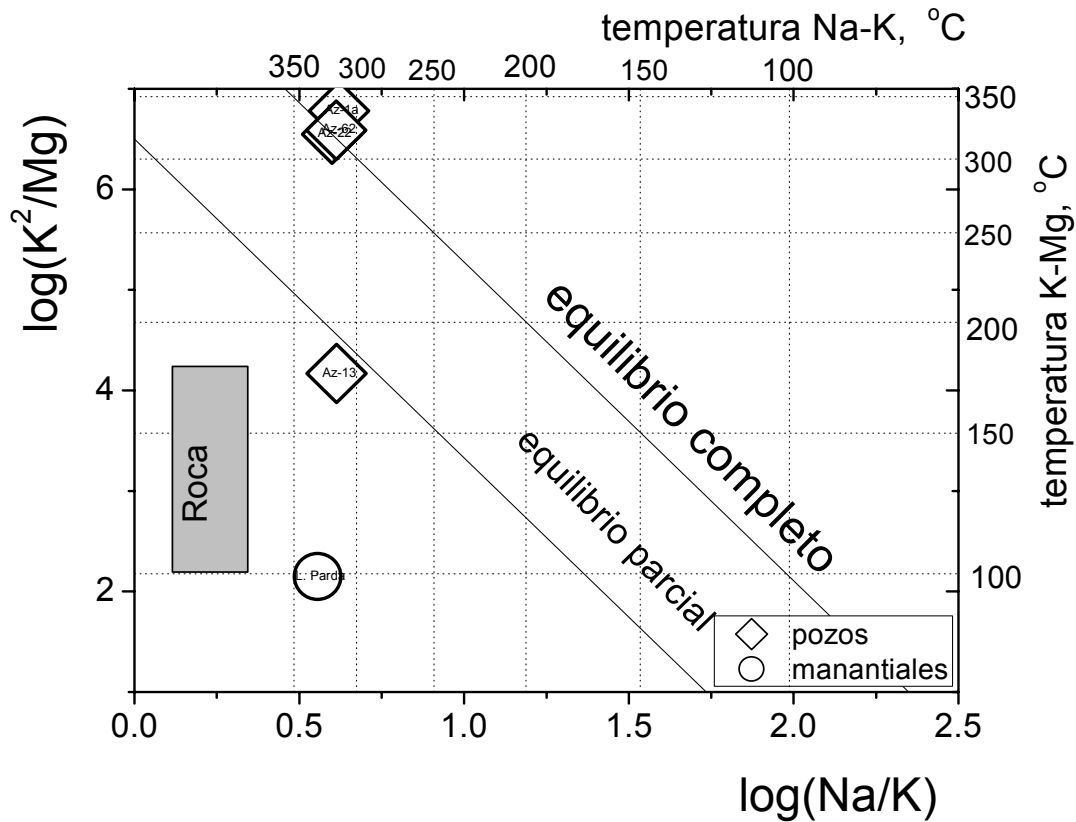


Figura 28. Geotermómetro en fase líquida Na-K-Mg para el campo geotérmico de Los Azufres y Laguna Parda.

8.1.3 La Primavera

La temperatura geotermométrica para el geotermómetro de Na-K y Na-Li del manantial Río Caliente se presenta en la tabla 53, siendo la temperatura más alta encontrada fue con el geotermómetro de Kharaka y Mariner, (1988), teniendo temperaturas de 203°C para Na-Li y 89.9°C para Na-K Giggenbach, (1988).

Tabla 53. Temperaturas calculadas con los geotermómetros de Na-K y Na-Li para el Río Caliente drenaje del campo La Primavera (Oct 2006).

Agua de manantial	Giggenbach (1988) Na/K	Kharaka y Mariner (1988) Na/Li
Río Caliente	89.9	203.7

La figura 29 presenta el $\log(K^2/Mg)$ vs $\log(Na/K)$, muestra que el manantial Río caliente está en equilibrio parcial.

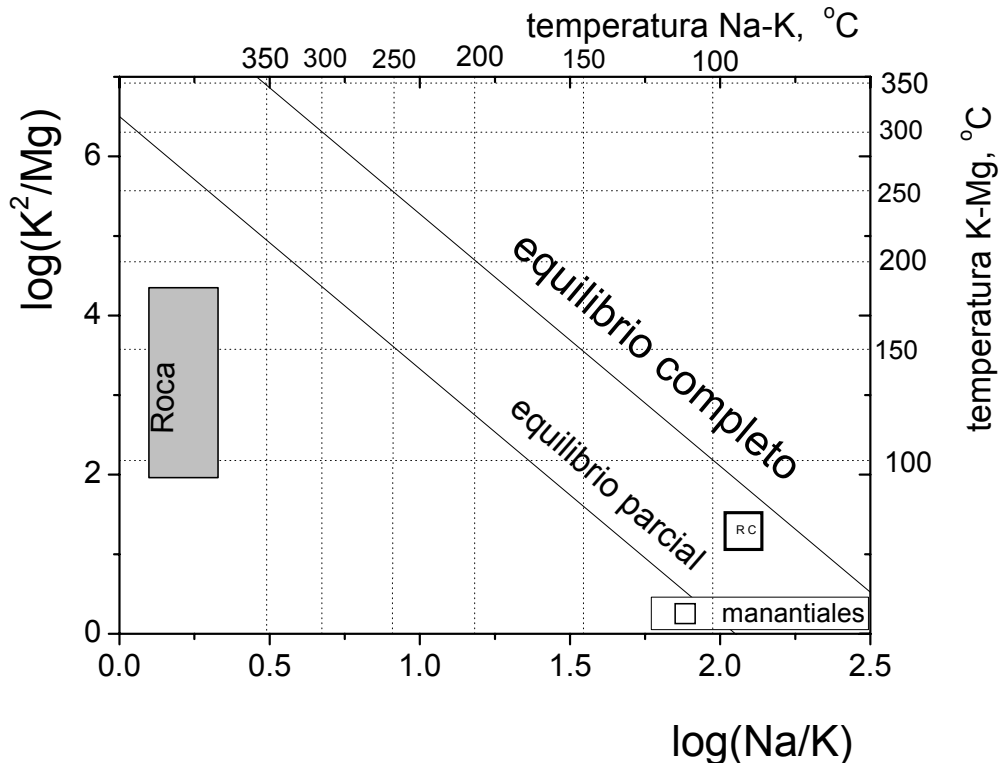


Figura 29. Geotermómetro en fase líquida Na-K-Mg para el manantial Río Caliente (drenaje) del campo de La Primavera.

8.1.4 Caldera de Acoculco

La figura 30 presenta el $\log(K^2/Mg)$ vs $\log(Na/K)$. Las aguas de los manantiales de la Caldera de Acoculco (manantial Los Azufres-Acoculco y Alcaparroza), Jicolapa y Chignahuapan están en desequilibrio.

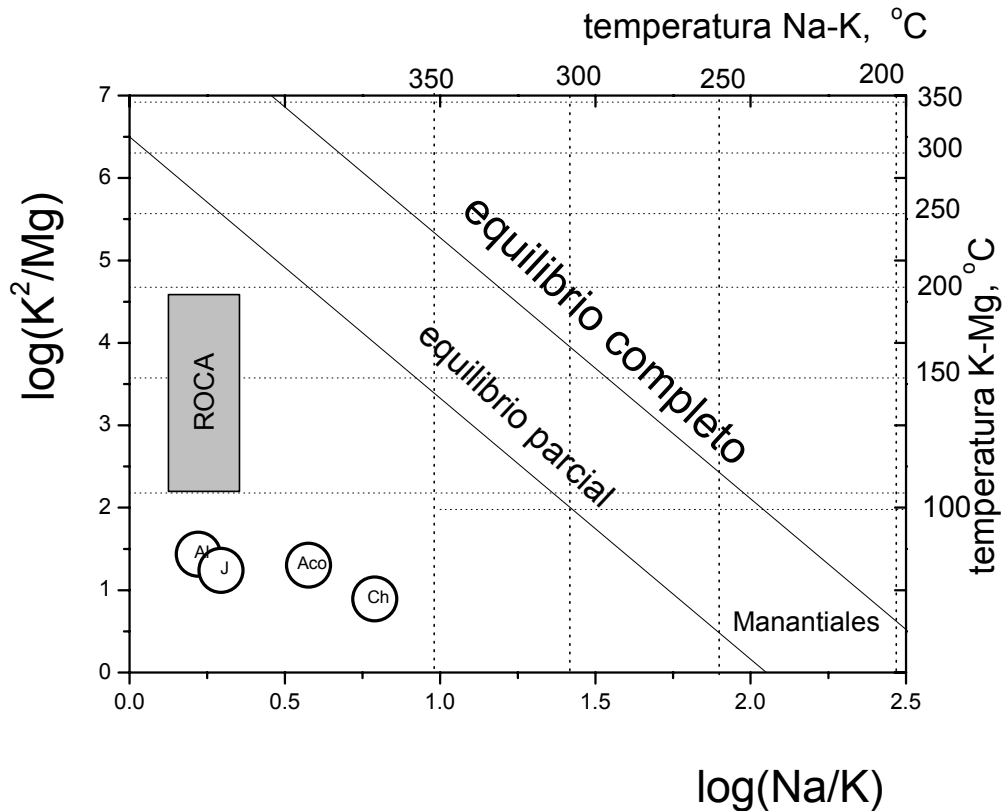


Figura 30. Geotermómetro en fase líquida Na-K-Mg para la Caldera de Acoculco (Alcaparroza), Jicolapa y Chignahuapan (la composición de la roca fue tomada de Verma, 2001).

8.1.5 Apaseo el Alto

La figura 31 presenta el $\log(K^2/Mg)$ vs $\log(Na/K)$. Se muestra que, las aguas de las manifestaciones termales de los Apaseos están en desequilibrio, o equilibrio parcial. Debido a que los dos sitios de muestreo se encuentran muy cercano uno del otro, este fenómeno puede ser tomado como un error analítico en las muestras, comprobable al analizar las concentraciones de Mg^{2+} .

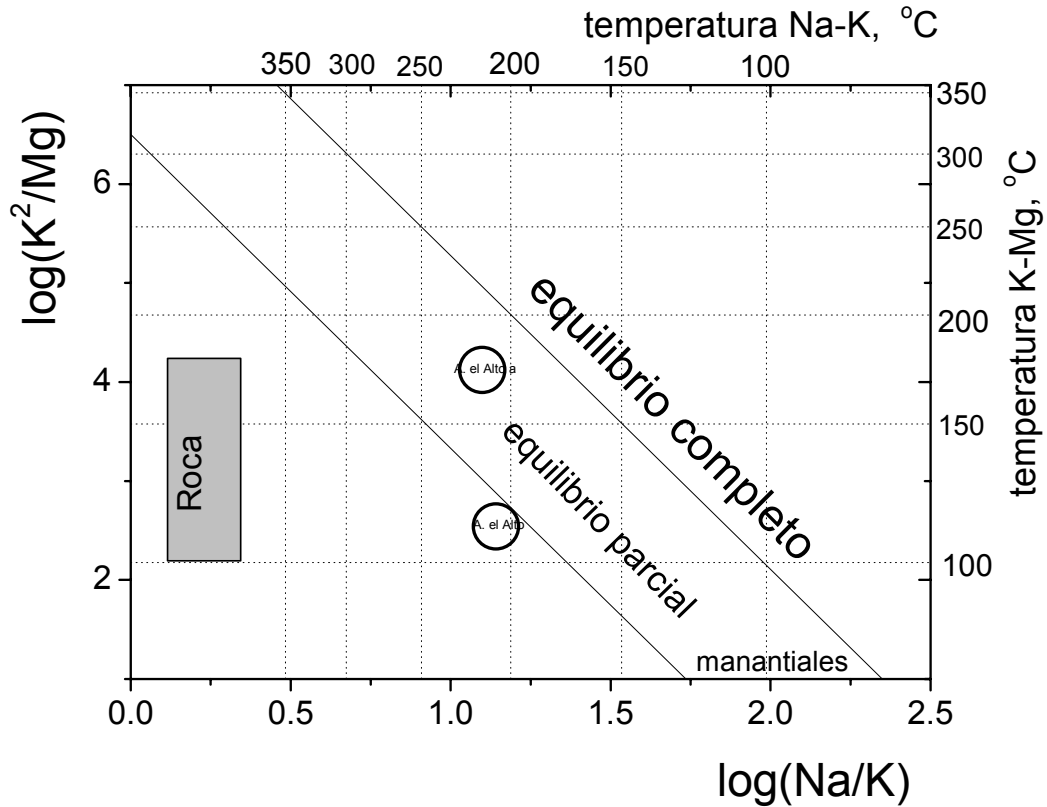


Figura 31. Geotermómetro en fase líquida Na-K-Mg para Los Apaseos.

8.1.6 Manantiales cercanos al Graben de Chapala

La figura 32 presenta el $\log(K^2/Mg)$ vs $\log(Na/K)$, algunas de las aguas de los manantiales cercanos al Graben de Chapala están en desequilibrio con la roca. Solamente el agua de Los Hervores (Michoacán) está en equilibrio parcial.

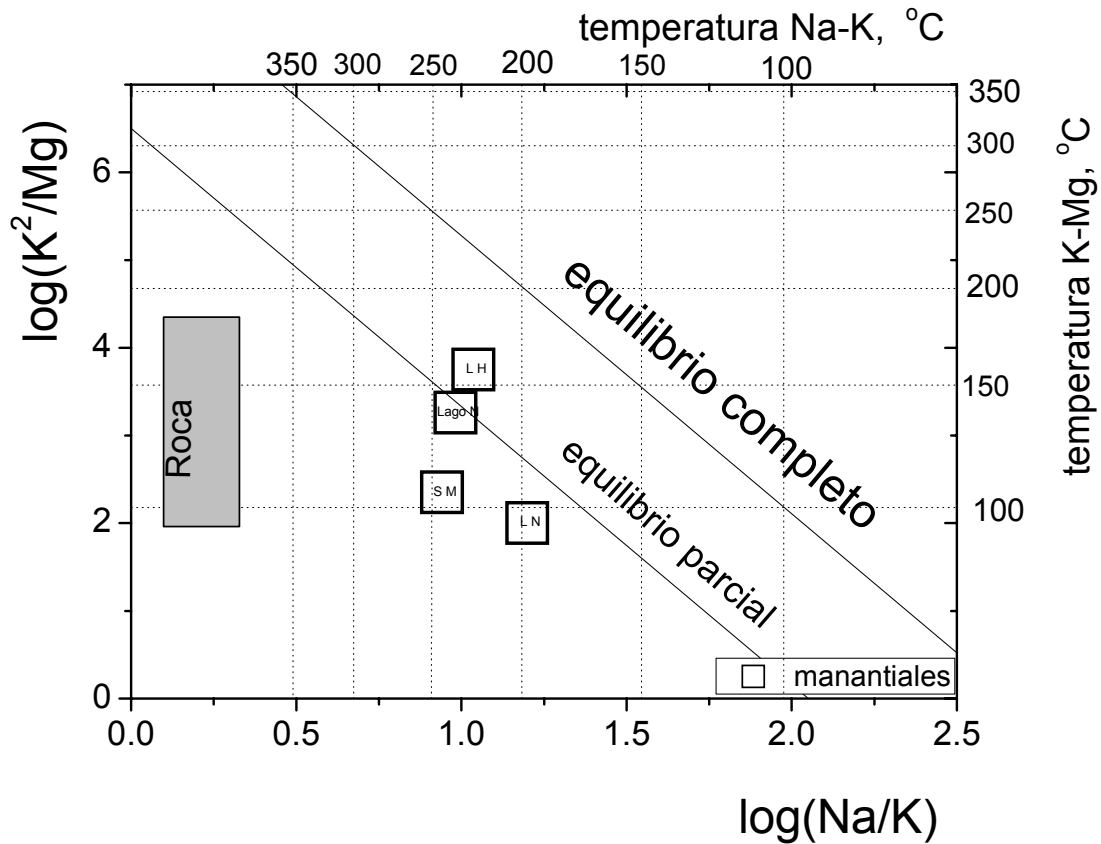


Figura 32. Geotermómetro en fase líquida Na-K-Mg para manantiales cercanos al Graben de Chapala.

8.2 Geotermometría de gases

Los gases descargados a través de fuentes termales y fumarolas, están conformados por gases reactivos (vapor de agua, dióxido de carbono, sulfuro de hidrógeno, amoníaco, nitrógeno, metano, monóxido de carbono, e hidrógeno) y gases inertes o conservativos (gases nobles). Su composición depende de temperatura, presión, contenido de gas en el fluido del reservorio, solubilidad en la fase líquida y de procesos que sufren como separación por ebullición, condensación, oxidación, disolución y mezcla con gases atmosféricos, entre otros. Por lo tanto la composición de los gases puede servir como geoindicador de procesos sufridos por el fluido geotérmico en el reservorio y en su

tránsito hacia la superficie. En la tabla 54 se dan algunas formulas para calcular temperaturas de equilibrio de gases o equilibrio entre gases y rocas.

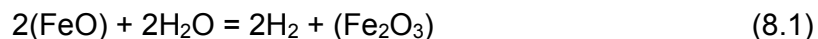
H₂/Ar

La respuesta rápida del hidrógeno frente a cambios de temperatura, le convierten en un parámetro muy útil en la estimación de la temperatura del fluido geotérmico, mediante geotermómetros que involucran la especie H₂ y otras como el CH₄ y NH₃, cuya molécula involucra átomos de hidrógeno. Por otra parte, el Ar, por su inercia química, su solubilidad cercana al hidrógeno y su origen asociado principalmente a una sola fuente (meteórica), ha sido considerado como una de las especies con mejores condiciones para relacionarla con hidrógeno en la estimación de temperatura (Giggenbach, 1987).

Tabla 54. Ecuaciones de geotermómetros de gases en °C. Las concentraciones deben estar en unidades iguales.

Geotermómetro	Ecuación	Referencia
H ₂ -Ar	$T=70(2.5+\log(H_2/Ar))$	Giggenbach (1991)
CO ₂ -Ar	$\text{Log}(CO_2/Ar)=0.0277t-7.53+2048/(t+273)$	Giggenbach (1991)

El Ar es un gas inerte y se puede utilizar como gas de referencia en la Geotermometría de H₂-Ar y CO₂. El H₂ es un gas muy sensible a cambios en condiciones de óxido-reducción y en temperatura. Las condiciones de óxido-reducción y su efecto en la concentración de H₂, están controlados por el contenido de Fe(II)-Fe(III) en la roca encajonante y el buffer geotermal, mediante la siguiente reacción:



Esta reacción redox presenta la oxidación de las especies de Fe²⁺ hacia Fe³⁺ dentro de las rocas encajonantes por interacción con el agua presente (Giggenbach, 1987). La figura 32 muestra la temperatura y fracción de vapor estimada con las expresiones de la tabla 54 para los pozos y Unidades del campo geotérmico de Los Humeros, y el manantial Alcaparroza, teniendo temperaturas de 100°C-300°C y fracción de vapor de 0 (puro líquido) a 90% (casi puro vapor). La línea en la figura 33 muestra el equilibrio en fase líquido simultáneamente para H₂ y CO₂. La tabla 55 muestra las ecuaciones con las que se calculan estas líneas de equilibrio. Estos geotermómetros pueden ser utilizados como geohigrómetros ya que puede ser estimada en que fase se encuentra, líquido, o vapor dominante.

Tabla 55. Ecuaciones de geotermómetros de gases en °C. Las concentraciones deben estar en unidades iguales.

Fase	Ecuación	Referencia
Líquido	$\log \text{CO}_2/\text{Ar} = 0.0277 \times (t \text{ } ^\circ\text{C} - 7.53) + (2048 / t \text{ } ^\circ\text{C} + 273)$	Giggenbach (1991)
Líquido	$\log \text{H}_2/\text{Ar} = -2.5 + 0.01428 \times t \text{ } ^\circ\text{C}$	Giggenbach (1991)
Vapor	$\log \text{CO}_2/\text{Ar} = -2.77 + (0.0168) t \text{ } ^\circ\text{C} + (2048 / t \text{ } ^\circ\text{C} + 273)$	Giggenbach (1991)
Líquido	$\log \text{H}_2\text{S} = 3.393 - 4245/T$	Taran (1988)
Líquido	$\log f \text{CO}_2 = 0.0168T - 3.78$	Giggenbach (1984)

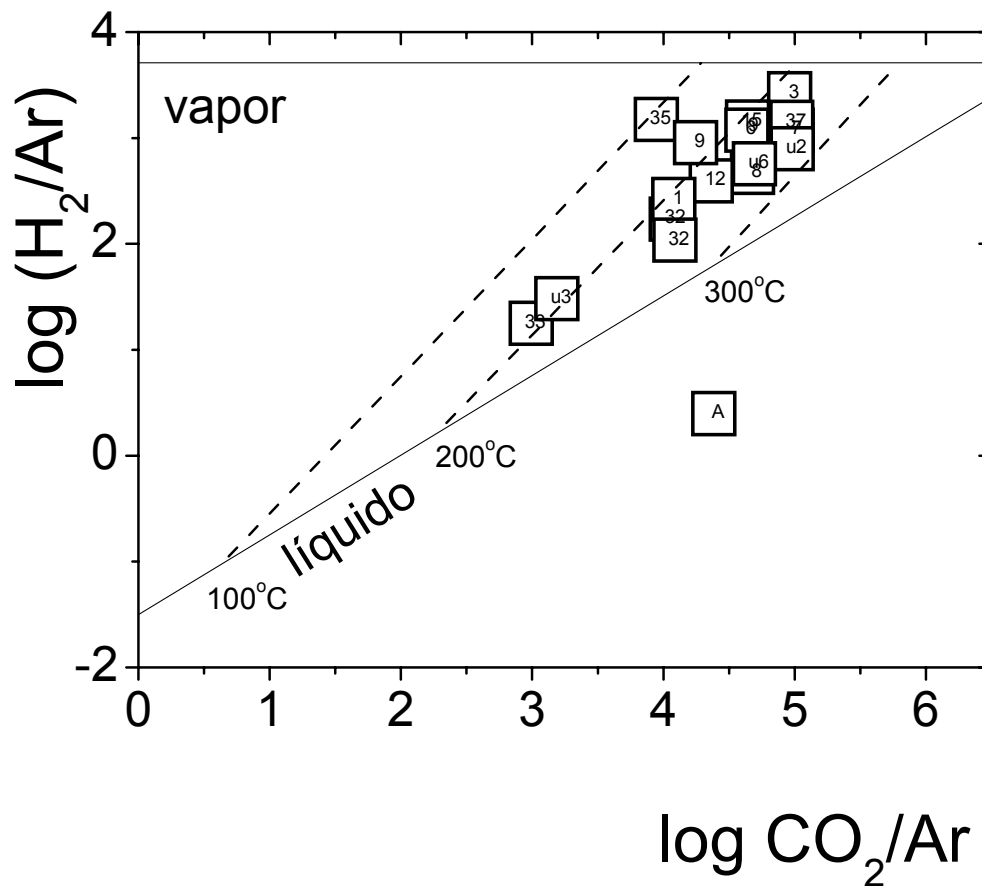


Figura 33. Geotermómetro H₂-CO₂-Ar para el campo geotérmico de Los Humeros y el manantial Alcaparroza (A). Las líneas muestran el equilibrio en fase líquida y vapor simultáneamente para H₂ y CO₂.

Otro geotermómetro en fase gas es la relación $\text{H}_2\text{S}-\text{CO}_2$, con el cual obtenemos temperaturas de 250°C a 300°C (figura 34). La mayoría de las muestras se encuentra dentro de la zona de mezcla de vapor-liquido.

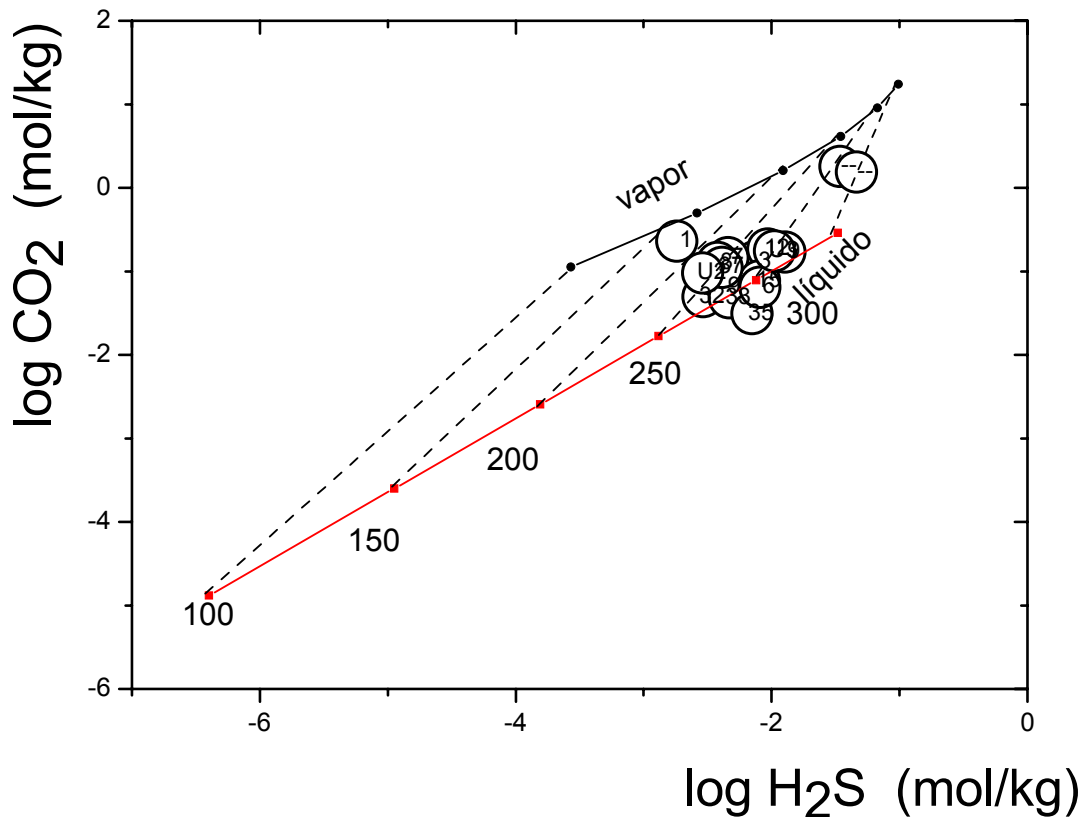


Figura 34. Geotermómetro $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{S}$ para los pozos del campo geotérmico de Los Humeros. Las líneas muestran el equilibrio en la fase líquida y vapor.

Los resultados obtenidos con el geotermómetro de $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{-Ar}$ para el campo geotérmico de Los Azufres muestra como existe una zona de mezcla entre líquido y vapor para la mayoría de los pozos, siendo predominante la fase vapor, mientras que dos de ellos el pozo 35 y 22 solo existen en fase vapor (figura 35). Las temperaturas obtenidas con este geotermómetro son entre 200°C y 300°C .

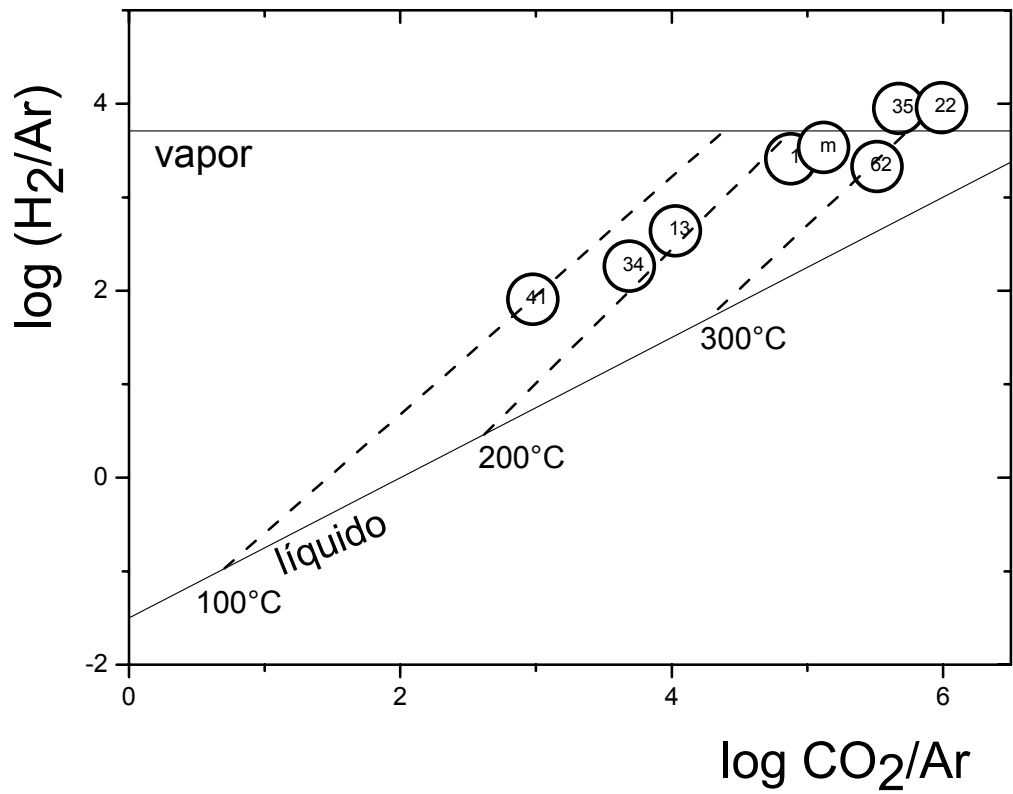


Figura 35. Geotermómetro H_2 - CO_2 -Ar para el campo geotérmico de Los Azufres. Las líneas muestran el equilibrio en fase líquida y vapor simultáneamente para H_2 y CO_2 .

El geotermómetro de CO_2 - H_2S proporciona temperaturas de 150°C a 250°C (figura 36), mostrando una zona de mezcla de vapor-líquido en la mayoría de los pozos.

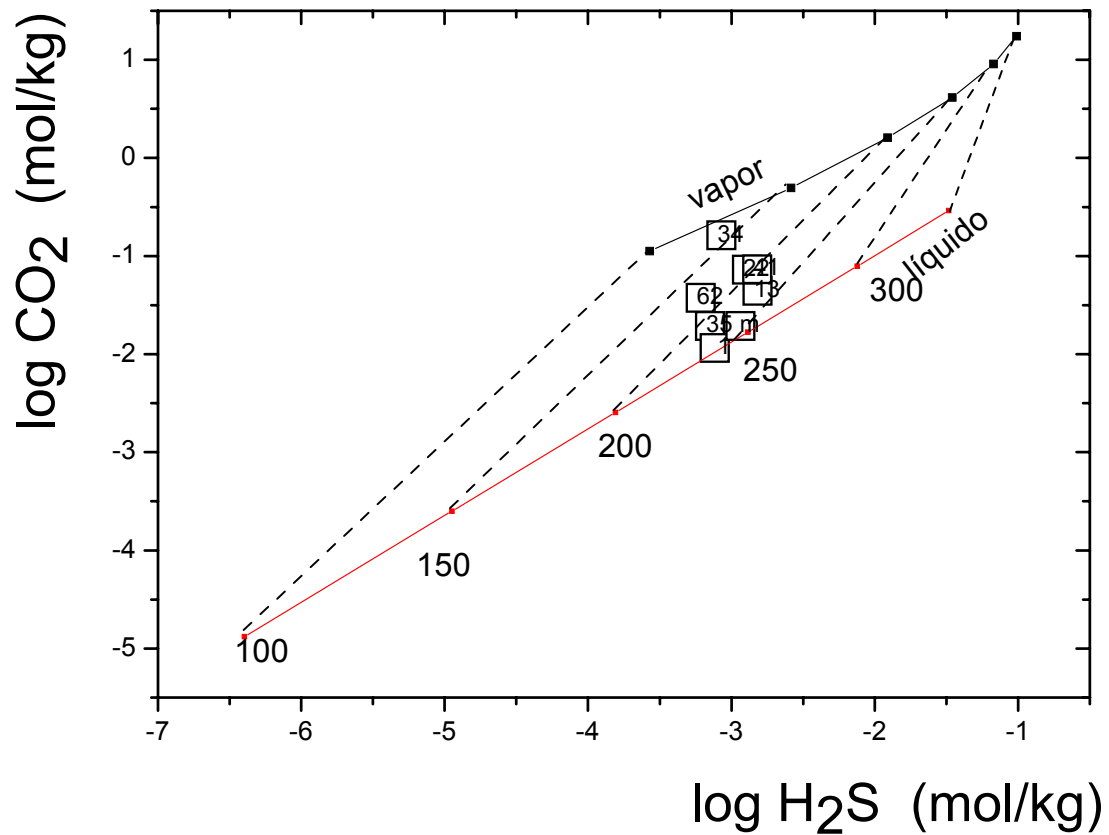


Figura 36. Geotermómetro CO₂-H₂S para el campo geotérmico de Los Azufres. Las líneas muestran el equilibrio en fase líquida y vapor.

En el geotermómetro de CO₂-H₂S para el campo geotérmico de La Primavera observamos como las temperaturas van de 200°C a 300°C, mostrando una fase de líquido dominante en la mayoría de los pozos (figura 37).

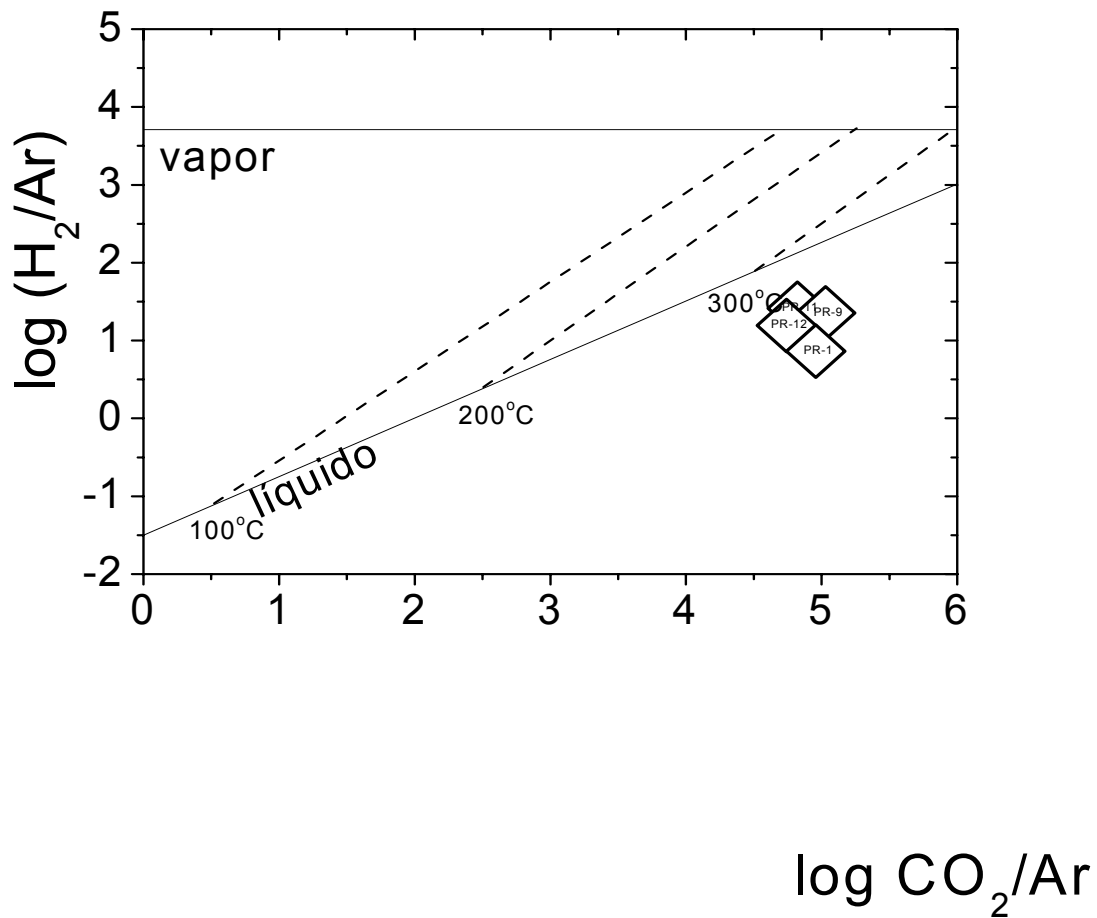


Figura 37. Geotermómetro CO₂-H₂-Ar para el campo La Primavera.

8.3 Geotermometría de isótopos

8.3.1 Isótopos de C en CO₂ y CH₄

Los isótopos de carbono son por primera vez aplicados a la termometría de fluidos geotermales para Los Humeros, Los Azufres y La Primavera.

La relación de ¹³C/¹²C en bióxido de carbono y metano han sido usados como la base de un geotermómetro, asumiendo que los gases están en equilibrio isotópico a través de la reacción (Ellis y Mahon 1977):



Craig, (1953) calculó la dependencia de la temperatura del fraccionamiento isotópico ^{13}C entre bióxido de carbono y metano, y aplicó estos cálculos de isótopos a mediciones de gases de manantiales termales de Yellowstone (EUA). Las temperaturas resultantes fueron entre 200°C y 300°C , las cuales consideró razonables. Hulston y McCabe (1962), en Nueva Zelanda, midieron temperaturas con el geotermómetro $\delta^{13}\text{C}$ (CO_2 , CH_4), encontrando para gases fumarólicos temperaturas de 250°C - 440°C ; 235°C - 260°C para aguas de pozos y fumarolas; y 130° - 280°C para descargas superficiales de otras áreas termales.

La tabla 56 muestra la composición isotópica de los pozos del campo geotérmico de Los Humeros, y de los manantiales de la Caldera de Acoculco y Jicolapa, y la temperatura de equilibrio isotópico Horita (2001), en donde se utiliza la siguiente ecuación.

$$1000 \ln \alpha = B \left(\frac{10^{12}}{T^4} \right) + C \left(\frac{10^9}{T^3} \right) + D \left(\frac{10^6}{T^2} \right) + E \left(\frac{10^3}{T} \right) + F \quad (8.3)$$

Donde $B=0.205$; $C=-2.365$; $D=11.754$; $E=0.00$; $F=0.16$

Tabla 56. Composición isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ en CH_4 y CO_2 y temperatura de equilibrio isotópico en muestras de Los Humeros, así como en manantiales de la Caldera de Acoculco y Jicolapa (Muestreo hecho del 21 al 25-Abril-2006).

Muestra	$\delta^{13}\text{C}$ en CH_4	$\delta^{13}\text{C}$ en CO_2	$T^{\circ}\text{C}$
U6	-23.8	-2.36	359
H32	-19.9	-1.48	419
H9	-23.9		
H1		-2.86	
H6	-20.8	-2.77	422
U3	-19.8	-3.87	481
Alca-1	-26.8	-2.88	319
Jico-1		-3.54	
Acoculco-1	-40	-4.62	188

La figura 38 muestra el geotermómetro de $\delta^{13}\text{C}$ en CH_4 y CO_2 para los pozos del campo geotérmico de Los Humeros, y los manantiales de la Caldera de Acoculco y Jicolapa. La mayoría de los gases de los pozos muestran una tendencia a ser de origen termogénico y magmático, con temperaturas que van de 300°C a 500°C . El manantial de la Caldera de Acoculco muestra la temperatura mas baja ($\sim 200^{\circ}\text{C}$) por la presencia de metano de origen termo-biogénico.

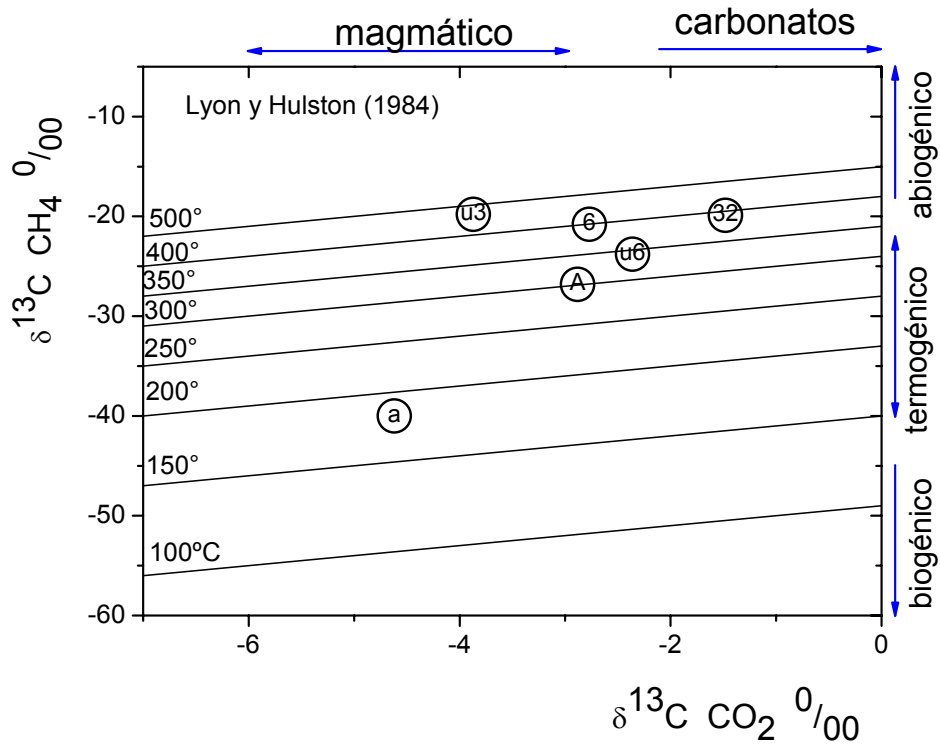


Figura 38. Composición isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ en CH_4 y CO_2 en muestras de Los Humeros, así como en manantiales de la caldera de Acoculco (Muestreo hecho del 21 al 25-Abril-2006).

La tabla 57 muestra la composición isotópica de los pozos del campo geotérmico de Los Azufres y la temperatura de equilibrio isotópico mediante el geotermómetro de Horita (2001).

Tabla 57. Composición isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ en CH_4 y CO_2 y temperatura de equilibrio isotópico en muestras de Los Azufres, así como en manantiales de la zona (Muestreo hecho junio del 2006).

Muestra	$\delta^{13}\text{C}$ en CH_4	$\delta^{13}\text{C}$ en CO_2	T°C
A-1a		-6.6	
A-5		-5.7	
A-13		-6.5	
A-22		-6.8	
A-34		-6.1	
A-35	-27.7	-6.8	369
A-62	-25.2	-6.6	415
Laguna Parda		-5.9	
Maritaro		-5.5	

La figura 39 presenta el geotermómetro de $\delta^{13}\text{C}$ en CH_4 y CO_2 para los pozos del campo geotérmico de Los Azufres, donde los gases muestran una tendencia a ser de origen termogénico y magmático, con temperaturas que van de 350°C a 400°C .

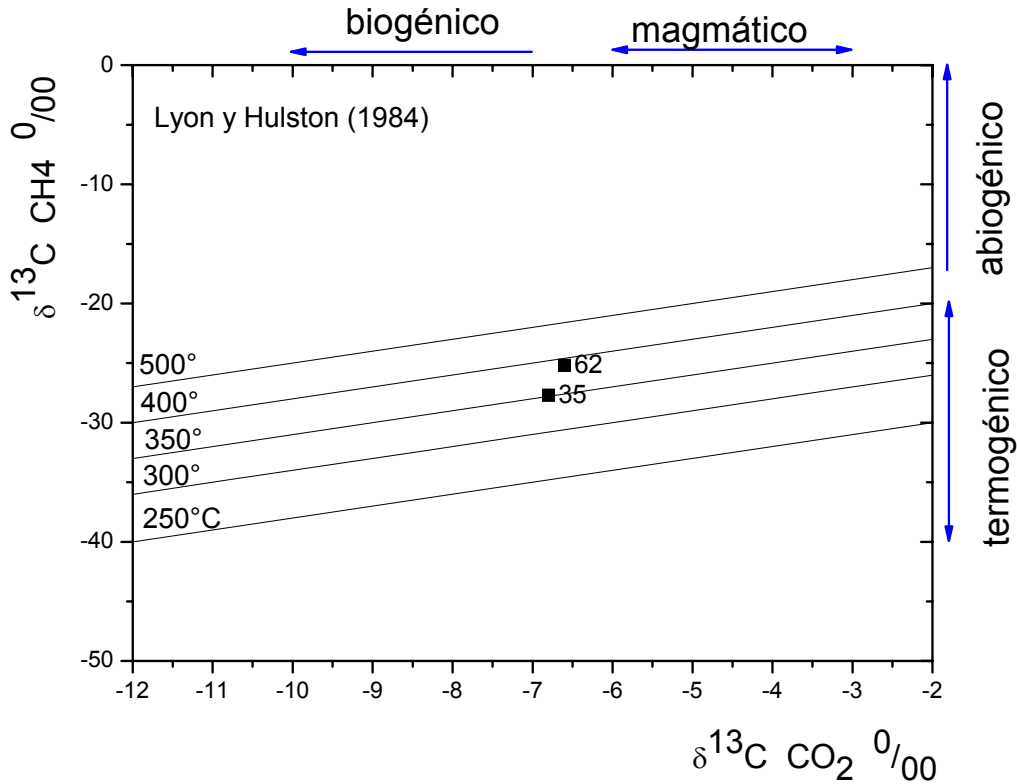


Figura 39. Composición isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ en CH_4 y CO_2 en muestras de Los Azufres (Muestreo hecho del 21 al 24-Junio-2006).

La tabla 58 muestra la composición isotópica de los gases de los pozos del campo geotérmico de La Primavera. En este campo la temperatura de equilibrio isotópico va de 335°C a 390°C .

Tabla 58. Composición isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ en CH_4 y CO_2 y temperatura de equilibrio isotópico en muestras de La Primavera (Muestreo hecho Octubre del 2006).

Muestra	$\delta^{13}\text{C-CO}_2$	$\delta^{13}\text{C-CH}_4$	T°C
PR-9	-4.3	-27.2	335
PR-12	-4.79	-24.6	390
PR-1	-4.65	-26.1	359

La figura 40 muestra el geotermómetro de $\delta^{13}\text{C}$ en CH_4 y CO_2 para los pozos del campo geotérmico de La Primavera, los gases muestran una tendencia a ser de origen termogénico y magmático, con temperaturas que van de 300°C a 400°C .

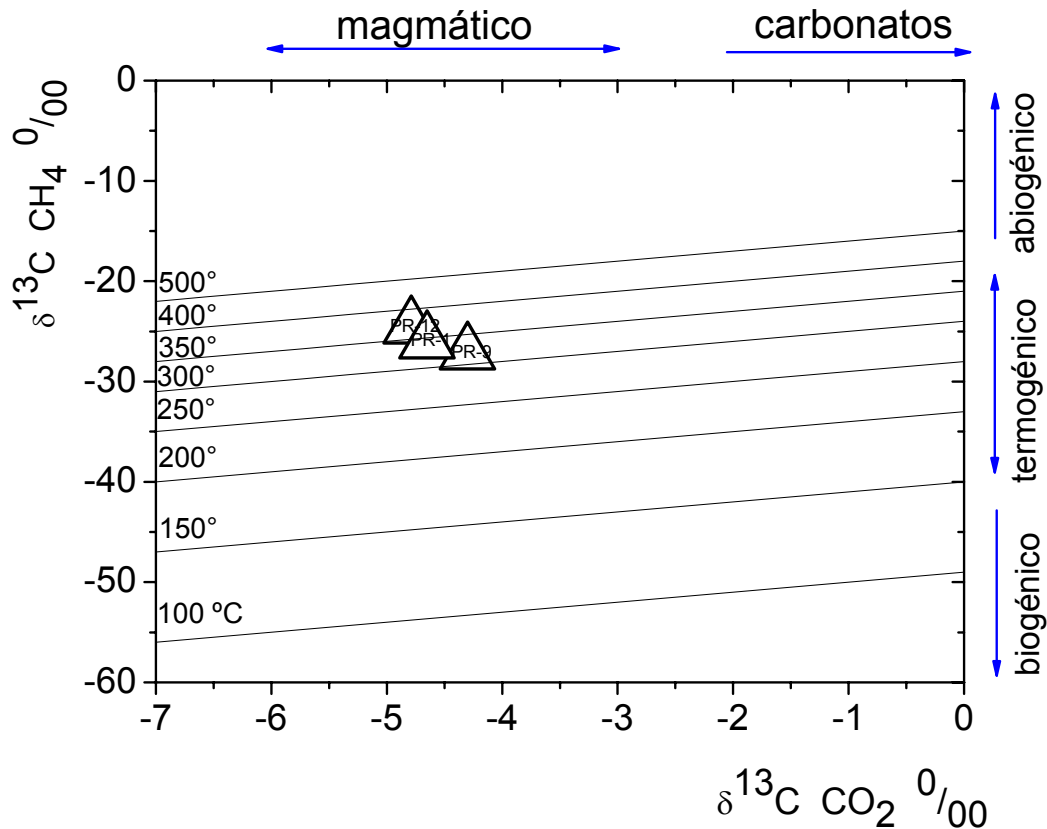


Figura 40. Composición isotópica de $\delta^{13}\text{C}$ en CH_4 y CO_2 en muestras de La Primavera (Muestreo hecho en octubre del 2006).

En la figura 41 se muestra una comparación de los geotermómetros para Los Humeros, la temperatura promedio encontrada para este campo es de 253°C (este promedio se tomó sin el dato de $\delta^{13}\text{C}$ en $\text{CO}_2\text{-CH}_4$). El geotermómetro más útil en fase líquida es el de Na-K, junto con calcedonia-cuarzo, en fase gas el más útil es $\text{CO}_2\text{-H}_2\text{S}$. En Geotermometría isotópica se utilizó el geotermómetro de $\delta^{13}\text{C}$ en $\text{CO}_2\text{-CH}_4$, siendo esta temperatura isotópica la más alta encontrada, esto nos indica que los gases provienen de una mayor profundidad o que no existe un equilibrio entre CO_2 y CH_4 . Por otro lado, los otros geotermómetros en fase líquida y gas muestran la temperatura del reservorio. La línea nos indica la temperatura de separación (condiciones de muestreo).

Geotermómetros en Los Humeros

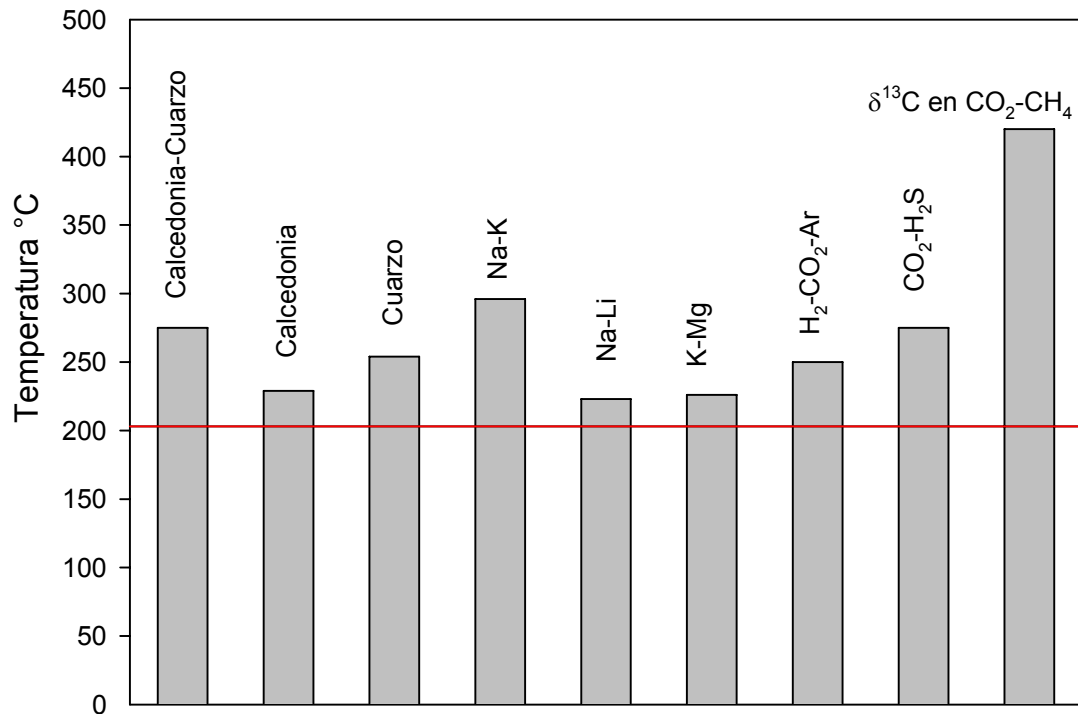


Figura 41. Geotermómetros en fase líquida, en fase gas e isotópicos, para el campo de Los Humeros.

La temperatura promedio encontrada para Los Azufres es de 281°C (este promedio se tomo sin el dato de $\delta^{13}\text{C}$ en $\text{CO}_2\text{-CH}_4$). Con el geotermómetro Na-K se obtiene una buena estimación de la temperatura del yacimiento. En este caso el geotermómetro de $\delta^{13}\text{C}$ en $\text{CO}_2\text{-CH}_4$ no muestra el mismo comportamiento que en Los Humeros. La temperatura de equilibrio isotópico no es distinta de las encontradas para el resto de los geotermómetros. La línea nos indica la temperatura de separación (condiciones de muestreo) (figura 42).

Geotermómetros en Los Azufres

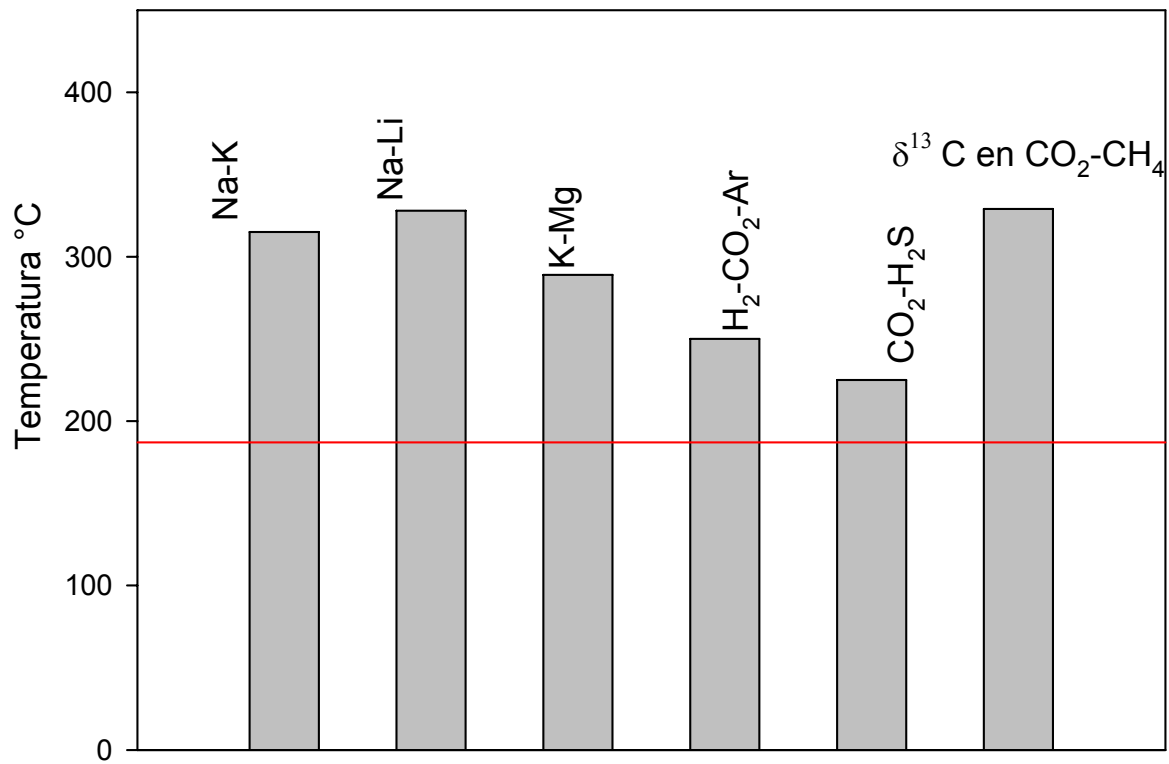


Figura 42. Geotermómetros en fase líquida, en fase gas e isotópicos, para el campo de Los Azufres.

9. GEOQUÍMICA DE BORO

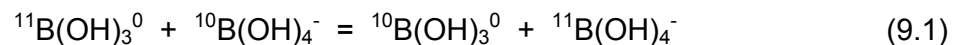
Las concentraciones de boro en las aguas profundas de Los Humeros y Los Azufres son extremadamente altas, unas de las más altas en el mundo. Solo el agua del campo geotérmico Ngawa, en Nueva Zelanda, tiene concentraciones de boro comparables con los campos de México (entre 500 y 1000 mg/kg en Ngawa contra 650 mg/kg en Los Azufres y hasta 2000 mg/kg en Los Humeros; (tabla 60). Atendiendo a esta peculiaridad se pondrá mayor atención a este elemento, considerándolo como elemento mayor de los fluidos de dichos campos.

El boro es un elemento que se encuentra en las rocas de la corteza continental principalmente, tanto en rocas sedimentarias, volcánicas, plutónicas, como en ambientes metamórficos. En diversos trabajos se muestra que la concentración de boro en rocas magmáticas relacionadas con subducción es <50 mg/Kg, generalmente <20 mg/Kg. Rocas intrusivas félsicas y silíceas son reportadas entre 10 y 30 mg/Kg, con bajas concentraciones para granitos <1 mg/Kg y altas <500 mg/Kg (Cerny, 1991).

Algunas rocas volcánicas de México, como basaltos, andesitas y dioritas, tienen concentraciones de 5.23 a 13.84 mg/Kg de boro (Gómez-Tuena et al., 2003).

Los principales reservorios reconocidos para boro en la Tierra incluyen el manto superior, la corteza continental y oceánica, y la hidrosfera. La composición isotópica de boro ($^{11}\text{B}/^{10}\text{B}$) es una herramienta poderosa para resolver problemas del origen de boro en fluidos y de interacción agua-roca.

Kakihana et al. (1997) establecieron que los isótopos de boro, ^{10}B y ^{11}B , son enriquecidos en diferente proporción dependiendo de la especie acuosa considerada, de acuerdo a la siguiente ecuación de intercambio.



La principal especie de boro en las aguas es $\text{B}(\text{OH})_3^0$ tri-coordinado y $\text{B}(\text{OH})_4^{-1}$ tetra-coordinado (p.e. Weare, 1987). Estas proporciones son sensibles a variaciones de pH. Bajo condiciones alcalinas altas, las especies de borato predominan, mientras que en condiciones ácidas, o cercanas a la de neutralidad o ligeramente alcalinas, ambas especies están presentes. El fraccionamiento ocurre cuando el boro de una de las

especies es preferentemente extraída de la solución, por ejemplo, por adsorción superficial en coexistencia con la fase sólida. Es conocido que ^{11}B prefiere estar en la forma iónica $\text{B}(\text{OH})_4^-$ con coordinación 4 y ^{10}B prefiere la forma neutral de ácido bórico $\text{B}(\text{OH})_3$ con coordinación 3 (p.e. Palmer y Swihart, 2002).

Estudios químicos e isotópicos indican que la mayoría del boro en solución proviene de disolución de las rocas (Palmer, 1991a), en tal caso, el contenido de boro depende de la naturaleza del reservorio. Algunas veces son encontradas concentraciones muy altas de boro en fluidos provenientes de sedimentos marinos o estratos evaporíticos (Geysers, Salton Sea USA); bajas concentraciones corresponden a reservorios en rocas volcánicas. (Yellowstone, USA). En la tabla 59, se muestran algunos datos de distintos campos geotérmicos alrededor del mundo.

Tabla 59. Contenidos de boro y cloruro en campos geotérmicos representativos alrededor del mundo, las concentraciones están en mg/kg.

	Cl	B	Cl/B
Los Azufres, (México)	7147	673	11
Las Tres Vírgenes, (México)	7780	199	39
Los Humeros, (México)	22	932	0.02
Sumikawa, (Japón)	456	230	2
Guanacaste, (Costa Rica)	2728	46	59
Ngawha, (Nueva Zelanda)	1420	1000	1.4

Los minerales arcillosos (tales como illitas y esmectitas) incorporan boro del agua tanto por adsorción como en forma de elemento de sustitución en la estructura. El boro es adsorbido sólo a temperaturas inferiores a 40°C , a más altas temperaturas ($>150^\circ\text{C}$) puede ser liberado del mineral, por ello, durante el metamorfismo de rocas sedimentarias mucho del boro adsorbido es liberado en el agua.

Los minerales principales con boro se encuentran en rocas evaporíticas, y son altamente solubles en agua como el bórax, colemanita, kernita (una forma parcialmente deshidratada del bórax) y la ulexita.

Algo de boro en sistemas geotérmicos puede ser de origen magmático. Grandes cantidades de boro son encontradas en inclusiones fluidas en minerales de cuerpos ígneos (100 a 1000 ppm; p.e. Slack, 2002).

9.1 Boro en fluidos de alta temperatura de Los Humeros y Los Azufres

La distribución de boro entre las fases vapor y líquido en coexistencia ha sido descrita para varios sistemas geotérmicos (p.e. Leeman et al., 1992b y referencias incluidas). La relación $D^{v/l} = B_{\text{vap}} / B_{\text{liq}}$ se incrementa con la temperatura ($\sim 125^\circ$ a 250°C) y varía entre 0.004 y 0.1. En la tabla 60, se muestra el contenido de boro en los pozos del campo geotérmico de Los Humeros. La relación existente entre el coeficiente de distribución y la temperatura, que indica que el coeficiente de distribución varía de 0.004 a 0.1 en el rango de temperatura de 125° a 250°C se cumple para el campo de Los Humeros.

Tabla 60. Contenido de boro en condensados de vapor y de agua de pozo y Unidades de Los Humeros en mg/kg. La temperatura se calculo a partir de la presión del pozo; Muestreo hecho del 21 al 25-Abril-2006.

Muestra H ₂ O	H-1	H-6	H-9	H-32	U-2	U-3	U-6
B	236			932	482	810	1307
Muestra vapor							
B	1.2	5.5	2.9	16	3.2	30	3.8
Coficiente de distribución	0.0051			0.017	0.0066	0.037	0.0029
Cl/B	0.41			0.02	0.23	0.11	0.0007
T °C	230			262	172	181	171

La tabla 61 muestra el contenido de boro en el campo geotérmico de Los Azufres. Los coeficientes de distribución en Los Azufres varían de 0.008 a 0.01, en un rango de temperatura de 186° a 190°C .

Tabla 61. Contenido de boro en condensados de vapor y de agua de pozo de Los Azufres en mg/kg. La temperatura se calculo a partir de la presión del pozo; Muestreo hecho del 21 al 23-Junio-2006.

Muestra H ₂ O	Az-13	Az-1a	Az-22	Az-62	Az-34	Az-41	Az35	Az-5
B	651	673	259	265				
Muestra vapor								
B	8.4	9.5	2.1	6.1	4.8	1.1	8.4	6.9
Coefficiente de distribución	0.013	0.014	0.008	0.023				
Cl/B	0.19	10.6	13	12.3				
T °C		186	186	190				

La figura 43 muestra el coeficiente de distribución de boro vs temperatura, la línea marca el comportamiento teórico de boro con respecto a la temperatura (D'Amore et al., 1988). En los campos de Los Humeros y Los Azufres, los coeficientes de distribución tienen un comportamiento muy cercano al teórico. Un pozo el H-32 del campo Los Humeros se aleja de la línea teórica, debido a que su composición es principalmente vapor.

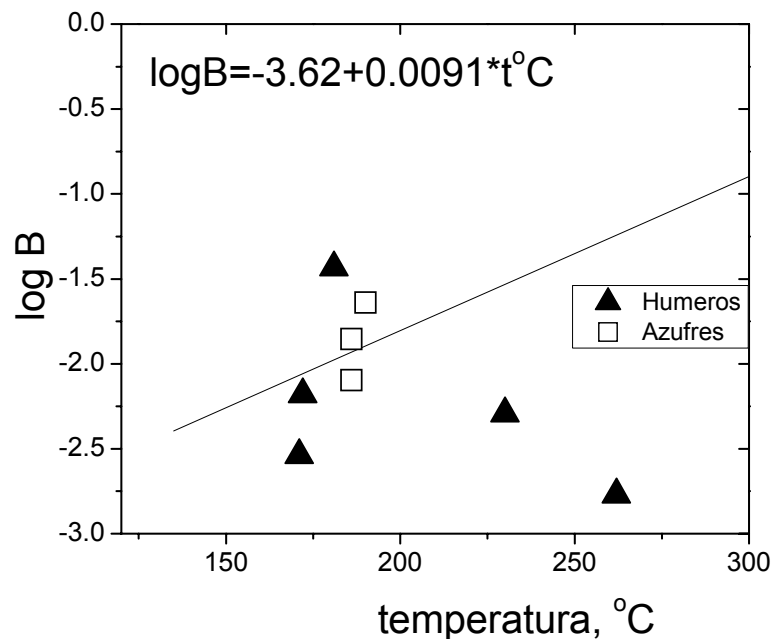


Figura 43. Coeficiente de distribución de boro vs temperatura en fluidos de Los Humeros y Los Azufres.

9.2 Isótopos de boro en fluidos de alta temperatura de Los Humeros y Los Azufres

El fraccionamiento isotópico entre el vapor y la salmuera ($d_{\text{liq-vap}} = \delta^{11}\text{B}_{\text{vap}} - \delta^{11}\text{B}_{\text{liq}}$) puede ser de pocas partes por mil entre $\sim 200^{\circ}\text{C}$ y 300°C e incrementa inversamente con la temperatura. (Leeman et al., 1992b). En los Humeros tenemos valores que van de 0.31 a -1.72 ‰, mientras que en Los azufres tenemos valores de -8.14 a -9.07 ‰. En otros campos geotermicos alrededor del mundo encontramos diversas composiciones como en: Yellowstone USA -9.7 a $+4.4$ ‰; Palmer, 1991a; el campo geotérmico de Salton Sea USA -4 a $+2$ ‰; Palmer, 1991a, Geysers USA $+3$ a $+10$ ‰; Peters, 1993; Japón -0.8 a $+27.1$ ‰; Musashi et al., 1988; e Islandia (-6.7 a $+3.1$ ‰ y $+29.6$ a $+30$ ‰, de sistemas dominantes de agua meteórica y agua de mar respectivamente).

Valores de $\delta^{11}\text{B}$ en turmalinas, meta-sedimentos y fuentes magmáticas presentan valores de 0 a -30 ‰ (p.e. Palmer y Swihart, 2002). Por lo tanto, se cree que los valores son magmáticos y que posiblemente exista una fuente que esta enriqueciendo los fluidos en B.

En la tabla 62 se presentan datos del isótopo ^{11}B para pozos del campo geotérmico de Los Humeros.

Tabla 62. Composición isotópica de B en pozos de Los Humeros (Muestreo hecho en Junio-2006).

Muestra	$\delta^{11}\text{B}$
H-1	-0.19
H-2	0.31
H-3	-1.72
H-6	-1.62

En la tabla 63 se presentan datos del isótopo $\delta^{11}\text{B}$ para pozos del campo geotérmico de Los Azufres. Al igual que en los Humeros, se tienen valores más ligeros que podría ser una evidencia de fraccionamiento entre ácido bórico en el fluido hidrotermal y minerales de boro en la roca. Los valores negativos de $\delta^{11}\text{B}$ corresponden a boro magmático en ambos casos.

Tabla 63. Composición isotópica de B en pozos de Los Azufres.

Muestra	$\delta^{11}\text{B}$
Az-1 _a	-8.61
Az-13	-8.78
Az-22	-8.14
Az-62	-9.07

9.3 La Primavera y manantiales cercanos al Graben de Chapala

Las aguas geotérmicas exhiben una diversidad de composición química, reflejando diferente origen, efectos de interacción agua-roca, y mezcla entre diversos reservorios (White, 1965). Los constituyentes aniónicos comúnmente son considerados como conservativos, ya que su composición no se ve fuertemente afectada por las reacciones agua-roca. El boro es uno de los elementos más conservativos, y la relación Cl/B tiende a ser más bien homogénea para fluidos derivados de un reservorio común. El contenido de boro en el manantial Río Caliente (drenaje del campo de La Primavera) es de 16.4 mg/kg.

La tabla 64 muestra el contenido de boro en los manantiales cercanos al graben de Chapala muestreados en octubre del 2006.

Tabla 64. Contenido de boro en manantiales, en ppm (Muestreo hecho en Octubre del 2006).

Manan.	Atotonilco	Lago Negritos	Los Hervores	Los Negritos	San Marcos	Los Hervores2	Villa Bourdeaux
B	1.80	22	9.2	6.9	11.52	10.9	3.63
Cl/B	20	29	48	52	38	38	18

CAPITULO IV. RELACIÓN ENTRE LA GEOQUÍMICA DE FLUIDOS Y LA TECTÓNICA

10. GEOQUÍMICA DE GASES E ISÓTOPOS

De la relación $^3\text{He}/^4\text{He}$ en el campo de Los Humeros se ve que la mayor contribución magmática se encuentra en el centro de la caldera (figura 18). En el campo de Los Azufres la mayor contribución magmática se distribuye del centro al sureste de la Caldera (figura 20).

En Los Humeros los valores de $^3\text{He}/^4\text{He}$ son de 7.26Ra-6.28Ra, en Los Azufres los valores son de (7.33Ra-7.59Ra) y en La Primavera los valores son 7.14Ra-6.9Ra (figura 44). Estos valores son típicos de gases liberados en arcos volcánicos, mostrando una alta contribución mantélica.

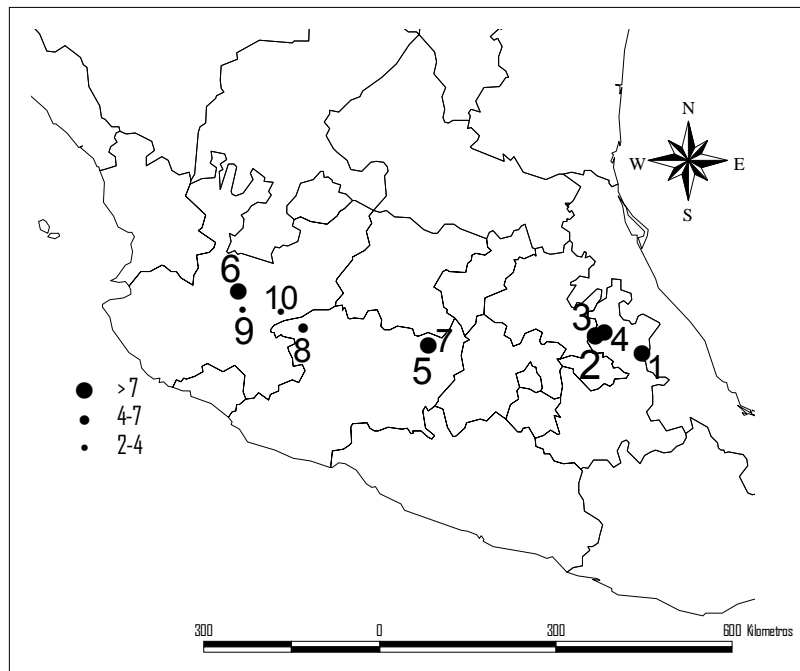


Figura 44. Contenido de $^3\text{He}/^4\text{He}$ en los Campos geotérmicos y manifestaciones termales del CVM (1-Los Humeros, 2-Alcaparrosa, 3-Acocolco, 4-Jicolapa, 5-Los Azufres, 6-La Primavera, 7-Laguna Parda, 8-Los Negritos, 9-San Marcos, 10-Itzitlan).

El CO_2 de origen magmático tiene valores de $\delta^{13}\text{C}$ de -8 a -5 (Hoefs, 1980). Los campos geotérmicos de Los Azufres y La Primavera ubicados en el oeste del CVM tienen valores que indican un origen magmático, mientras que en Los Humeros, ubicado al este en el CVM, tiene valores de -2.5 ‰, mostrando tener una contribución de carbonatos (figura 45). Los fluidos con composiciones isotópicas $\delta^{13}\text{C}$ provenientes de rocas carbonatadas tienen valores de $\delta^{13}\text{C}$ de -2 a +2 ‰.

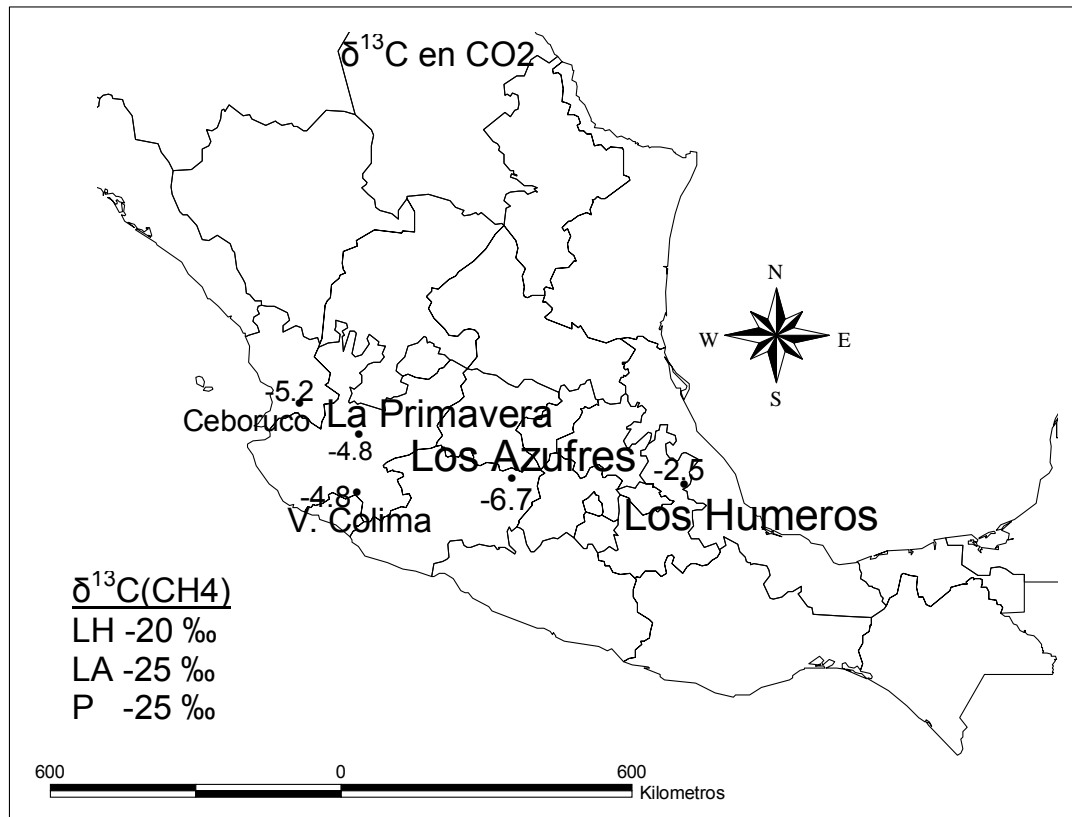


Figura 45. Isótopos de carbono $\delta^{13}\text{C}$ en CO_2 en los campos geotérmicos y en los volcanes de Colima y Ceboruco (Taran et al., 2002). Adicionalmente se presentan datos de $\delta^{13}\text{C}$ en CH_4 .

Al igual que con los isótopos de He, el contenido relativo de los gases He, N_2 y Ar, sirve para determinar el origen de las descargas de los gases volcánicos. En Los Humeros, la relación He, N_2 y Ar muestra que los gases son una mezcla de gases magmáticos con aire (figura. 23).

En Los Azufres ocurre lo mismo que en los Humeros, ocurre un desplazamiento de las muestras hacia el vértice de He, este desplazamiento es menor que el ocurrido en Los

Humeros (figura 25). En La Primavera se observa que no son gases de tipo arco volcánico ya que existe un desplazamiento hacia el vértice de He (figura 26). Este desplazamiento hacia el vértice de He sugiere una mayor contribución de aire a la composición de estos gases.

Los manantiales de la Caldera de Acoculco y Jicolapa muestran una composición de gases magmáticos con mezcla de aire y agua saturada con aire (ASA), en Alcaparroza los gases no son de arco volcánico, y al igual que en Los Humeros, existe una contribución de aire a la composición de los gases (figura 24).

Los fluidos de alta temperatura de pozos geotérmicos del CVM tienen muy bajos valores de N_2 (<0.2% en gas seco), con $\delta^{15}N \sim 0$ y N_2/Ar y cercanos al valor atmosférico, esto nos indica que la zona de generación de magma no tiene mucho N_2 , es pobre en sedimentos, o perdió N_2 en su camino de la trinchera (figura 22).

11. GEOQUÍMICA DE BORO

La relación de boro vs cloruro nos puede dar idea del origen de los fluidos, si se obtiene una relación lineal de boro vs cloruro indicaría que el origen del boro y cloruro provienen de la misma fuente. Si al graficar boro vs cloruro no muestra esta relación lineal, posiblemente exista más de una fuente para estos fluidos. En la figura 46 se muestra la relación boro vs cloruro para varios fluidos (condensados del vapor fumarólico) volcánicos, de distintos sistemas geotérmicos alrededor del mundo (línea negra), se observa que para la mayoría existe una relación lineal entre boro y cloruro, mientras que en Vulcano (Italia, línea roja) existe un comportamiento más irregular, en este sitio no se pueden dar conclusiones precisas del origen de los fluidos.

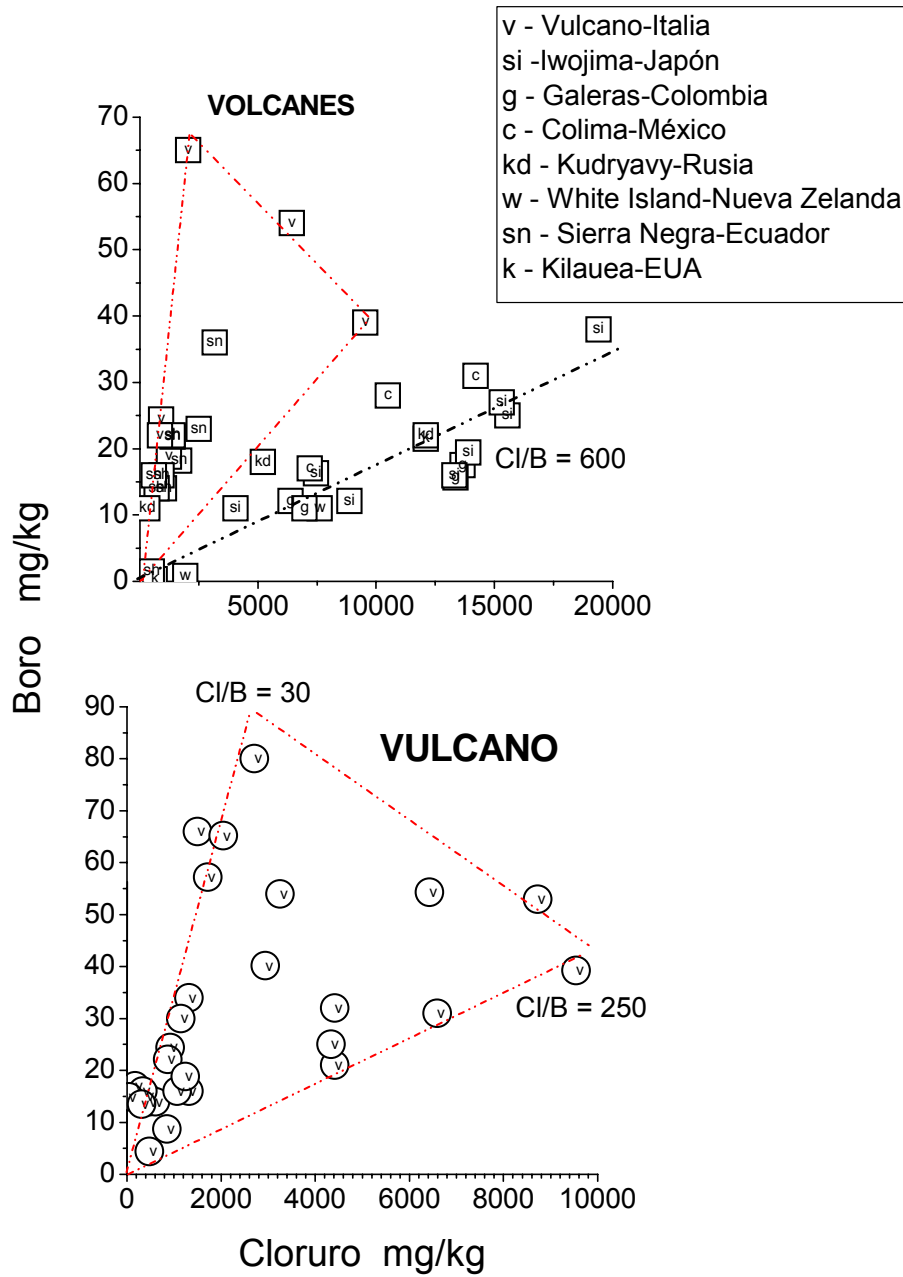


Figura 46. Relación boro vs cloruro en mg/Kg para varios fluidos volcánicos. (Vulcano y Sierra Negra, Taran datos personales; Iwojima, Galeras, White Island y Kilauea, Goff and McMurty, 2000; Colima, Taran et al., 2000; Kudryavy, Taran et al., 1995).

La figura 47 muestra como el comportamiento de la relación boro vs cloruro no es lineal, por lo tanto, el origen de los fluidos en Los Humeros no es claro, no se sabe si

proviene de una sola fuente o existe mezcla. Se necesitan más estudios para determinar la distribución irregular de boro en este campo.

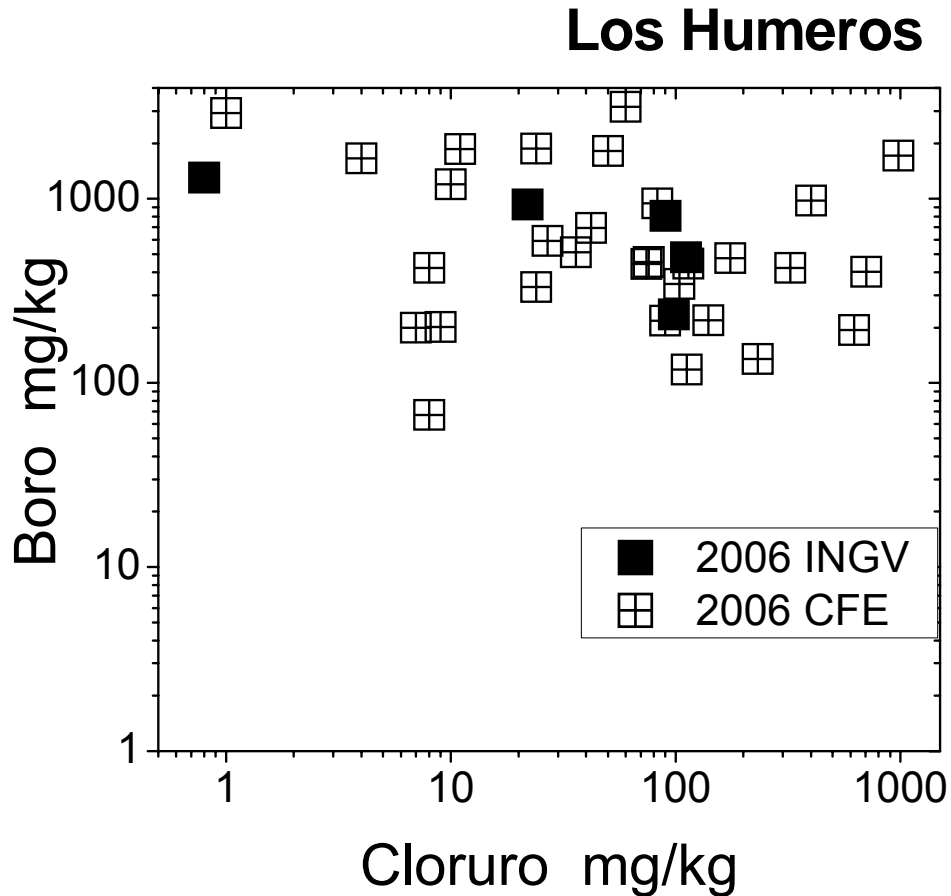


Figura 47. Relación boro vs cloruro en mg/Kg para pozos del campo geotérmico de Los Humeros.

Al graficar boro vs cloruro se obtiene una relación que puede indicarnos si los fluidos tienen un mismo origen o si provienen de fuentes distintas. La figura 48 muestra que el origen de los fluidos de Los Azufres proviene de una fuente común, ya que se obtiene una relación lineal entre boro y cloruro. Existe un punto que no cae dentro de esta relación y puede deberse a contaminación con precipitados de boro en el mismo pozo.

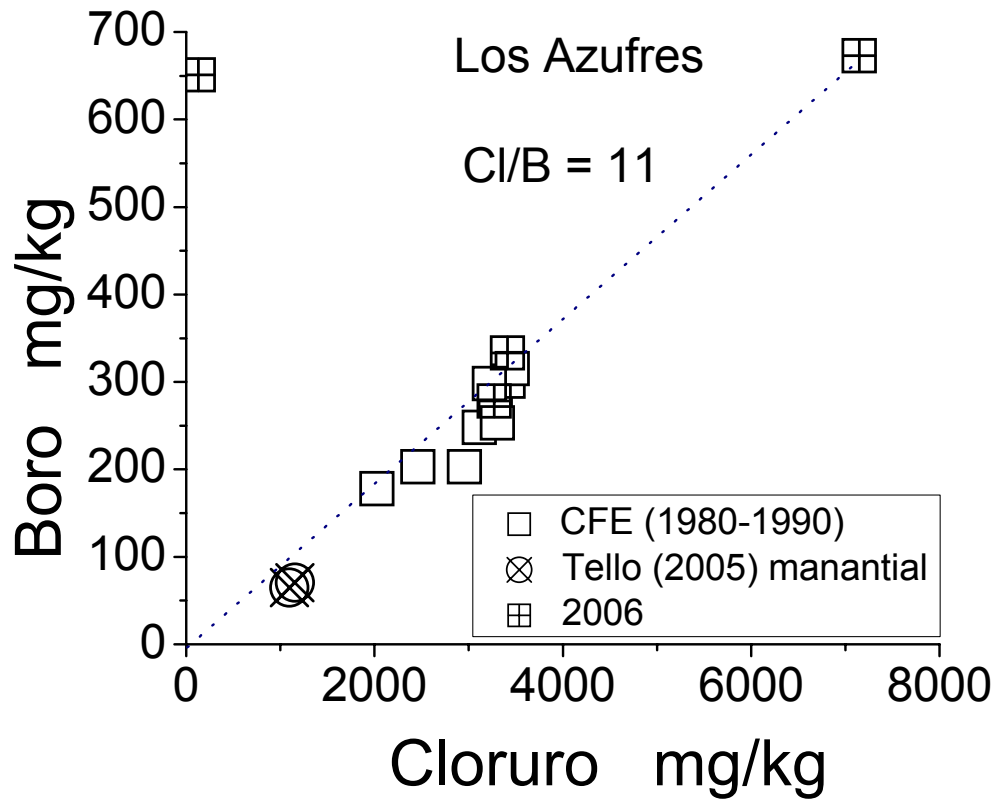


Figura 48. Relación boro vs cloruro en mg/Kg en fluidos de Los Azufres CFE (1980-1990), este trabajo (2006) y manantiales del campo (Tello, 2005).

Se obtienen valores negativos de $\delta^{11}\text{B}$ para los campos de Los Humeros y Los Azufres, siendo más negativos para los Azufres de -8‰ y para Los Humeros de -1‰ . Esta diferencia se puede deber a la interacción agua-roca, distinta en cada campo, a la diferencia de alcalinidad, o al fraccionamiento isotópico. Los valores negativos indican un origen magmático, sin dejar de lado la posibilidad de una contribución de otra fuente (posiblemente disolución de la roca con cantidades considerables de boro).

CONCLUSIONES

Los datos geoquímicos obtenidos en este trabajo pueden ser distinguidos como datos regionales (isótopos de He, N, C, relaciones N₂/Ar) y locales (composición química de gases, isótopos de agua y de boro). De los resultados regionales nuevos se puede concluir lo siguiente:

1. Las composiciones isotópicas de Helio (³He/⁴He) en fluidos termales del Cinturón Volcánico Mexicano (25 análisis) son altos, hasta 7.7Ra. En fluidos de Los Humeros y La Primavera son mucho más altos que los encontrados en zonas de subducción (6.0Ra) y más altos que los obtenidos en estudios previos (el máximo 6.8Ra). No hay variaciones en ³He/⁴He a lo largo del CVM: Los valores mas altos, >7Ra, se encuentran en fluidos de Los Humeros en la zona oriental del CVM, en Los Azufres en la zona Central y en La Primavera en la zona occidental.
2. La composición isotópica de nitrógeno en fluidos del CVM (δ¹⁵N) nos indica que los sedimentos subducidos debajo del CVM no contribuyen o no existen en los fluidos magmáticos. Casi todos los δ¹⁵N en gases de Los Humeros a La Primavera (25 análisis) tienen valores negativos, hasta -3.4‰, que son característicos para el nitrógeno del Manto superior, pero no de sedimentos, donde los δ¹⁵N son positivos hasta +7‰.
3. La composición isotópica de Carbono en CO₂ (20 análisis) cambian de valores cercanos a 0‰ en fluidos de Los Humeros, calizas del basamento, hasta valores de -4‰ a -5‰ en fluidos de Los Azufres y La Primavera, fluidos magmáticos.

Por otra parte, de los resultados locales, específicos para solo un área de estudio, se puede concluir lo siguiente:

4. Las mediciones detalladas de la composición isotópica de He en los pozos de Los Humeros (11 pozos) y Los Azufres (5 pozos) nos permitieron estimar la estructura térmica de ambos campos. Para Los Humeros el flujo térmico (que corresponde a los valores más altos de ³He/⁴He) se encuentran en el centro del campo (pozos H-1 y H-6) y disminuye hacia al norte donde se ubican pozos de re-inyección. Para Los Azufres la distribución de ³He/⁴He corresponde a la geometría de fallas con valores altos en las zonas norte y sur.
5. Por primera vez han sido obtenidos datos de δ¹³C en metano de varios manantiales termales del CVM y en pozos de los campos geotérmicos. Los valores de δ¹³C en CO₂ y CH₄ nos permiten calcular las temperaturas de equilibrio isotópico CO₂-CH₄, las cuales son más altas que las temperaturas estimadas por geotermometría de iones y gases. Los Humeros: de 300 a 500°C; Los Azufres: de 350 a 400°C y La Primavera de 300 a 400°C. Todos los valores de δ¹³C-CH₄ en pozos indican el origen termogénico de metano (δ¹³C > -30‰). Casi todos los δ¹³C-CH₄ en gases de manantiales termales contienen el metano de origen biogénico (δ¹³C < -50‰).
6. Por medio de diagramas log(Na/K) vs log(K²/Mg) para aguas termales de los pozos de Los Humeros y Los Azufres se muestra que la mayoría de los pozos de Los Azufres y un grupo de pozos de Los Humeros (Unidad 2) descargan agua "madura", equilibrada con la roca alterada. Algunos pozos de Los Humeros

descargan aguas un poco desequilibradas, equilibradas “parcialmente”, de acuerdo con estudios previos.

7. Las composiciones isotópicas de boro ($\delta^{11}\text{B}$), por primera vez obtenidas en este trabajo para fluidos de Los Humeros y Los Azufres, son negativas, indicando un origen magmático de boro. Sin embargo, la diferencia de $\delta^{11}\text{B}$ entre los dos campos ($\delta^{11}\text{B} \sim -1\text{‰}$ en Los Humeros y $\delta^{11}\text{B} \sim -8\text{‰}$ en Los Azufres) puede ser relacionado con procesos específicos de control del comportamiento de boro, como la presencia de diferentes minerales de boro en la roca encajonante, con diferentes efectos de fraccionamiento isotópico.
8. El comportamiento de boro en los fluidos de Los Humeros no puede ser explicado con los datos obtenidos. Es necesario un estudio especial para entender la ausencia de la correlación Cl-B en fluidos de LH que es una característica común para todos los campos geotérmicos estudiados.
9. Los elementos traza (más de 20 elementos en 30 muestras) en aguas termales del CVM han sido analizados por primera vez en este trabajo. Para aguas ácidas (Alcaparroza, caldera Acoculco), se puede estimar, de las concentraciones de ET la composición de la roca encajonante y la condición Agua/Roca. Para aguas neutrales y/o básicas, con $\text{pH} > 6$, hay dificultades con la determinación de algunos ET. Se necesitan más estudios para poder tener análisis adecuados y reproducibles de las aguas de los pozos geotérmicos.

REFERENCIAS

- Aguirre Díaz, G. J., Zuñiga-Davila, R., Pacheco-Alvarado, F. J., Guzmán-Speziale, M., Nieto-Obregón, Jorge., (2000) El Graben de Querétaro, México. Observaciones de Fallamiento Activo. GEOS, vol, 20, No, 1. p. 2-7.
- Aguirre Díaz G.J., López Martínez M., (2000a) La Caldera de Apaseo, Guanajuato. Geología y Geocronología de una nueva caldera en el sector central del Cinturón Volcánico Mexicano. 2^{da} Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Puerto Vallarta, Nov.
- Allan, J., (1986) Geology of the Colima and Zacoalco grabens, SW Mexico: late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt: Geological Society of America Bulletin, 97, 473-485.
- Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, Á. F., Morán-Zenteno, D., Alba-Aldave, L., (2002a) Rhyolitic volcanism in extension zone associated with strike-slip tectonics in the Taxco region, southern México: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 118, 1-14.
- Arellano, V.M., M.A. Torres, R.M. Barragán, F. Sandoval and R. Lozada (2003) Chemical, isotopic and production well data analysis for the Los Azufres (Mexico) geothermal field, Geotherm. Res. Coun. Trans., 27, 275-279.
- Armienta, M. A., Zamora, V., Juárez, F., (1987) Manual para el análisis químico de aguas naturales, en el campo y en el laboratorio. Serie Docencia y Divulgación No. 4. Instituto de Geofísica.
- Barragán, R.M. y Nieva, D. (1989) EQYAC: Program for determining geothermal reservoir chemical equilibrium. Computers & Geosciences vol. 15, No. 8, pp.1221-1240.
- Barragán, R.M., Portugal, M.E. y Martínez, B.J. (1998) Estudio isotópico de fluidos de pozos productores y de reinyección del campo geotérmico de Los Humeros, Pue. CFE. GPG. Informe bajo Contrato entre GPG Y IIE No. GPG/CPS/156/97. Morelia, Mich. 40 p.
- Barragán, R.M., Nieva, D., Santoyo, E., González, P., Verma, P.M. y López, M. (1991) Geoquímica de fluidos del campo geotérmico de Los Humeros (México). Geotermia. Vol. 7, pp. 23-47.
- Barragán, R.M., Arellano, V.M., Portugal, E., García, A. and Tovar, (2002) Gas geochemistry in modeling geothermal reservoirs. Geofísica Internacional, vol. 41, No. 3, pp, 243-254.
- Barragán, R.M., Arellano, V.M., Portugal, E., Sandoval, F., Segovia, N. (2005) Gas geochemistry for the Los Azufres (Michoacán) geothermal reservoir, México. Annals of Geophysics, vol. 48, N. 1, pp, 145-157.
- Carrillo Martínez. (1998) Normal faulting in the Pathé geothermal area, Central Mexico, Geofísica Internacional, vol.37, No. 2, pp. 103-111.
- Cedillo, F. (1997) Geología del subsuelo del campo geotérmico de Los Humeros, Pue. Reporte Interno HU/RE/03/97. CFE. GPG. Residencia de Los Humeros, Puebla.
- Cedillo, F. (2000) Hydrologic Model of the Geothermal Reservoirs From Los Humeros, Puebla, México. Proceedings World Geothermal Congress 2000 Kyushu - Tohoku, Japan, May 28 - June 10, 2000.
- Cerny, P. (1991) fertile granites of Precambrian rare-element pegmatite fields: is geochemistry controlled by tectonic setting or source lithologies? Precam Res 51: 429-468.
- Craig, H. (1953) Geochim. Cosmochim. Acta 3, 53
- Craig, H. (1961) Isotopic variations in meteoric waters. Science 133, 1702-1703.
- Craig, H., Clarke, W.B. Beg, M- A. (1975) Excess ³He in deep waters on the East Pacific Rise. Earth Planet. Sc. Lett. 26, 125-132.
- Cruz, C. V. A., (1998) Química de las aguas del Campo geotérmico de "La Primavera", Jal. Facultad de Ingeniería. UNAM. Tesis.
- D'Amore, F., Truesdell, H. A. (1988) A Review of Solubilities and Equilibrium Constants for Gases Species of Geothermal Interest. SCi. Geol., Bull 41, 3-4, p. 309-332.

De la Cruz, V. y Castillo, D. (1986) Estudio geológico de la zona geotérmica de la Caldera de Acoculco. CFE.GPG. Departamento de Exploración, Informe 36/86.

Delgado, G. H., (1992) Geology of the Chapal Graben, Mexico. Institute of Geology and Paleontology. Faculty of science. Tohoku University. Tesis.

Demant, A., (1978) Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación: Revista Instituto de Geología, 2, 172-187.

Downs, T., (1958) Fossil vertebrates from Lago de Chapala, Jalisco (resumen), en XX Congreso Geológico Internacional, Memorias: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 7, 75-77.

Ellis, A.J., and Mahon, W. A. J., (1977) Chemistry and Geothermal systems, Academic Press, INC.

Ellis, A.J. (1971) Am. J. Sci. 271, 481.

Ferrari, L., Garduño, V., Pasquaré, G., Tibaldi, A., (1991) Geology of Los Azufres caldera, Mexico, and its relations with regional tectonics: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 47, 129-148.

Ferrari, L., Lopez-Martinez, M., Aguirre-Díaz, G., Carrasco-Núñez, G., (1999) Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican volcanic belt: Geology, 27, 303-306.

Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., Orozco-Esquivel, M., Carrasco-Núñez, G., Norato-Cortez, T., (2005a) Digital geologic cartography of the Trans- Mexican Volcanic Belt and adjoining areas: Digital Geosciences, Universidad Nacional Autónoma de México, <http://satori.geociencias.unam.mx/digital_geosciences>, 1 mapa, 2 p. texto.

Ferriz, H. y Mahood, G.A. (1984) Eruption rates and compositional trends at Los Humeros volcanic center, Puebla, México, J. Geophys. Res., Vol. 89, pp. 8511-8524.

Fischer, T.P. and Marty, B. (2005) Volatiles in the sub-arc mantle: insights from volcanic and hydrothermal gas emissions. J. Volcanology and Geothermal Research, State of the Arc (SOTA) special issue 140, 205-216.

Fournier, R.O. y A.H. Truesdell, (1973) "An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters", en *Geochim. Cosmochim. Acta*, vol. 37, pp.1255-1275.

García Estrada Gerardo. (2000) Modelo del Estado Térmico Inicial del Campo Geotérmico de Los Azufres, Michoacán, México. Dirección General de Estudios de Posgrado. Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra. Entidad: Instituto de Geofísica. Tesis de Doctorado.

Garduño-Monroy, V., (1985) Análisis estructural de la zona norte del campo geotérmico de Los Azufres, Mich. CFE.GPG. Departamento de Exploración. Informe 19/85. Inédito. 15 p.

Giggenbach, W.F. (1987) Redox processes governing the chemistry of fumarolic gas discharges from White Island, New Zealand. *Appl. Geochem*, vol. 2, pp. 143-161.

Giggenbach, W.F. (1980) Geothermal gas equilibria. *Geochim. Cosmochim. Acta* 44, 2021-2032.

Giggenbach, W.F. (1988) Geothermal solute equilibria. Derivation of Na-K-Ca-Mg geothermometers. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 52, 2749-2765.

Giggenbach, W.F. y Goguel, R.L. (1989) Collection and Analysis of Geothermal and Volcanic water and gas Discharges. Report No. CD 2401, Department of Scientific and industrial Research, Petone, New Zealand.

Giggenbach, W.F. (1991) Chemical technique in geothermal exploration. UNITAR/UNDP centre on small Energy Resources. Rome-Italy. Pp. 119-144.

Goff, F. and McMurtry, G.M. (2000) Tritium and isotopes of magmatic waters. *J. of Volcanol. Geotherm. Res.* 97, 347-396.

Gómez-Tuena, A., A. B. LaGatta, C. H. Langmuir, S. L. Goldstein, F. Ortega-Gutiérrez, and G. Carrasco-Núñez. (2003) Temporal control of subduction magmatism in the eastern Trans-

Mexican Volcanic Belt: Mantle sources, slab contributions, and crustal contamination, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4(8), 8912, doi:10.1029/2003GC000524.

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T., Ferrari, L. (2005) Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen conmemorativo del Centenario, Temas selectos de la Geología Mexicana, TOMO LVII, NÚM. 3, P. 227-283.

González-Partida E., Barragán-R, R.M., Nieva-G, D. (1993) Análisis geoquímico-isotópico de las especies carbónicas del fluido geotérmico de Los Humeros, Puebla, México. *Geofísica Internacional*. vol. 32, Num. 2, pp. 299-309.

González-Partida E. (1999) Comportamiento de fluidos en un sistema hidrotermal actual: Caso Los Azufres, Mich. México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Vol. 16, No. 2, pp. 208-216.

González-Partida E. (2000) Evidencias de evolución de un fluido básico a ácido a partir del análisis de la alteración hidrotermal del campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, volumen 17, 76-82.

González-Partida E. (2001) Especies sulfurosas del sistema hidrotermal actual del campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán: Distribución y comportamiento isotópico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Vol. 18, No. 1, pp. 103-110.

González-Partida E., Carrillo, Ch. A., Levresse, G., Tello, H.E., Venegas, S. S. y Ramírez, S. G. Verma, P. M., Tritlla, J., Camprubi, A., (2005) Hydro-Geochemical and isotopic fluid evolution of the Los Azufres geothermal field, Cental Mexico. *Applied Geochemistry*. 20, pp. 23-39.

Grew, E.S. & Anovitz, (Palmer y Swihart, Henry y Dutrow, Slack,) (2002) L.M. *Reviews in Mineralogy* volume 33, Boron Mineralogy, Petrology and Geochemistry, Mineralogical Society of America.

Gutiérrez-Negrín, L.C.A. (1988) The La Primavera, Jalisco, México, Geothermal Field. *Geothermal Resources Council, TRANSACTIONS*, vol, 12. Oct.

Gutiérrez-Negrín, L.C.A. (1991) Recursos geotérmicos en La Primavera, Jalisco. *Ciencia y Desarrollo*. Vol. XVI, No. 96, pp. 57-69.

Gutsalo, L. K. (1975) Proc. U. N. Symp. Develop. Use Geothermal Resources, 2nd, San Francisco, May 1, 745.

Hernadéz Lombardini, S. I. (1996) Variaciones en la composición geoquímica de las rocas de La Primavera, Jalisco, como resultado de la alteración hidrotermal. Tesis F.I., UNAM. México.

Hoefs, J., (1980) *Stable isotope geochemistry: Mineral and rocks*, 2nd. edition. Springer-Verlag. Heidelberg-New York, 230 p.

Horita J. (2001). Carbon isotope exchange in the system CO₂-CH₄ at elevated temperatures: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 65, p. 1907 - 1919.

Hulston, J. R., and McCabe, W. J. (1962) *Geochim. Cosmochim. Acta* 26, 383.

Inguaggiato, S., Riza, A. (2004) dissolved helium isotope ratios in ground-waters: a new technique based on gas-water re-equilibration and its application to Stromboli volcanic system. *Appl. Geochem.* 19, 665-673.

Inguaggiato S., Taran Y. A., Grassa F., Capasso G., Favara R., Varley N., and Faber E. (2004) Nitrogen isotopes in thermal fluids of a forearc region (Jalisco Block, Mexico): evidence for heavy nitrogen from continental crust. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 5, Q12003.

Inguaggiato, S., Martin-Del Pozzo, A. L., Aguayo, A., Capasso, G., Favara, R. (2005) Isotopic, chemical and dissolved gas constraints on spring water from Popocatepetl volcano (Mexico): evidence of gas-water interaction between magmatic component and shallow fluids. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 141, 91– 108.

Japanese International Cooperation Agency (JICA), (1989) Evaluación del yacimiento geotérmico en La Primavera. 122 pp.

- Kakihana, H., Kotaka, M., Shohei, S., Nomura, M., Okamoto, N. (1977) fundamental studies on the ion-exchange separation of boron isotopes. *Bull Chem Soc Japan*. 50: 158-163.
- Kharaka, Y.K. y Mariner, R. H. (1988) Chemical geothermometers and their application to formation waters from sedimentary basins. In Naeser, N. D. and McCollin, T. H. (eds.) *Thermal History of sedimentary basins*, Springer-Verlag, New York, pp 99-117.
- Kita, I., Nagao, K., Taguchi, S., Nitta, K., Hasrgawa, H., (1993) Emisión of magmatic He with different $^3\text{He}/^4\text{He}$ ratios from the Unzen volcanic area. *Geochem. J.* 27, 251-259.
- Leeman, W. P., Vocke, R. D., McKibben, M. A. (1992b) Boron isotopic fractionation between coexisting vapor and liquid in natural geothermal systems. In: YF Kharaka, A.S Maest (eds) *Proc 7th Int'1. Sympos Water-Rock Interaction-WRI-7*, p 1007-1010 Balkena, Rotterdam.
- López-Hernández, A. (1991) Análisis estructural y aportes al conocimiento volcánico en la Sierra de La Primavera, Jal. Tesis de Maestría. F.C. UNAM. 80 pp.
- López, H. A. (1991a) Geología de Los Azufres. *Geotermia. Rev. Mex. De Geoenergía*. Vol, 7-3. pp, 50-57.
- López, H. A. (1991b) Análisis estructural del campo geotérmico de Los Azufres, Mich. Interpretación de datos superficiales y del subsuelo. Informe 11/91. CFE.GPG. Depto. de Exploración. 35 p.
- Mahood, G., (1981) A summary of the geology and petrology of the Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico: *Journal of Geophysical Research*, 86, 10137-10152.
- Mahood, G., Truesdell, H., Templos, L. (1983) A Reconnaissance Geochemical Study of La Primavera Geothermal area. Jalisco, Mexico, *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 16, pp 247-261.
- Martínez, S.R., (1993) Caractérisation minéralogique, géochimique et isotopique du champ géothermique de Los Humeros, Mexique. Thèse Doctorat INPL-CNRS, Nancy, France, 233 pp.
- Martínez, S.R.G. y Alibert, Ch. (1994) Características geoquímicas de las rocas volcánicas del sistema geotérmico Los Humeros, Puebla y su relación con la mineralogía de alteración. *Geofísica Internacional*. Vol. 33, No. 4, pp. 585-605.
- Martínez, S.R.G., Jacquier, B. y Arnold, M. (1996) The $\delta^{34}\text{S}$ composition of sulfates and sílfides at the Los Humeros geothermal system, México and their applications to physicochemical fluid evolution. *Journal Volcanology and geothermal Research*, vol. 73, pp. 99-118.
- Martínez-Serrano, R.G., Dubois, M., (1998) Chemical variations in chlorite at the Los Humeros Geothermal Systems, Mexico. *Cáliz and Clay Minerals* 46, 615- 628.
- Martínez-Serrano, R.G., (2002) Chemical variations in hydrothermal minerals of the Los Humeros geothermal system, Mexico. *Geothermics*, 31, 579-612.
- Marty, B., and F. Humbert (1997) Nitrogen and argon isotopes in oceanic basalts, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 152, 101-112.
- Mooser, F., (1972) The mexican volcanic belt structure and tectonics: *Geofísica Internacional*, 12, 55-70.
- Mook, W.G. (2002) Isótopos ambientales en el ciclo hidrológico. Principios y aplicaciones. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid.
- Musashi, M., Nomura, M., Okamoto, M., Osaka, T., Oi, T., Kakihana, H. (1988) Regional variation in the boron isotopic composition of hot spring waters from central Japan, *Geochem J* 22: 205-214.
- Negendak, J. F. W., Emmerman, R., Krawczyk, R., Mooser, F., Tobschall, H. y Wehrle, D. (1985) Geological and geochemical investigations on the eastern Transmexican Volcanic Belt. *Geofis. Internacional*. 24, 4. pp 477-575.
- Nixon, G., Demant, A., Armstrong, R., Harakal, J., (1987) K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Geofísica Internacional*, 26, 109-158.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J. J., Morán-Zenteno, D. J., Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto- Samaniego, Á. F., (1992) Carta geológica de la

Republica Mexicana: quinta edición escala 1:2.000,000: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología; Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa, texto explicativo 74 p.

Palmer, M. R. (1991a) Boron isotope systematics of hydrothermal fluids and tourmalines: a synthesis. *Chem Geol* 94:111-121.

Palmer, M. R. (1991b) Boron isotope systematics of Halmahera arc (Indonesia) lavas: evidence for involvement of the subducted slab. *Geology* 19: 215-217.

Palmer, R.H., (1926) Tectonic setting of the Lago Chapala: *Pan American Geology*, 45, 125-134.

Panichi, C., Ferrara, C., and Gonfiantini, R. (1977) Isotope geothermometry in the Larderello geothermal field. *Geothermics* 5, 81-88.

Pasquaré, G., Garduño, V., Tibaldi, A., Ferrari, M., (1988) Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, 146, 353-364.

Pérez, E.H. y Gómez, L. J. G. (1994) Excursión geológica al campo geotérmico de Los Azufres, Mich. CFE.GPG. 6 p.

Peters, E. K. (1993) D- ¹⁸O enriched waters of the COSAT Range Mountains, northern California: connate and ore-forming fluids. *Geochim Cosmochim Acta* 57: 1093-1104

Polyak, B.G., Kononov, V. I., Tolstikhin, I. N., Mamyrin, B. A. and Khabarin, L. V., (1975) Proc. Symp. Thermal Chem. Probl. Thermal. Waters, I.U.G.C. 16th General Assembly, Grenoble, Sept. IAHS Publ. No, 119. p.15.

Polyak, B.G., Kononov, V.I., Prasolov, E.M., Sharkov, I.V., Prol-Ledesma, R.M., Gonzalez, A., Razo, A., Molina-Berbeller, R. (1985) First estimations of terrestrial heat flow in the TMVB and adjacent areas based on Isotopic composition of natural Helium. *Geofísica Internacional*, vol, 24. No, 4. pp, 465-476.

Prol, L.R.M. (1990) Recent cooling in the Los Humeros geothermal field (México), inferred from clay minerals distribution. *Geothermal Resources Trans.* 14. Part II: pp. 959-964.

Prasolov, E. M., Polyak, B. G., Kononov, A. B., Verkhovskii, I.I., Kamenskii and Prol, R. M. (1999) Inert gases in geothermal fluids of Mexico. *Geochem. Int.*, 37, 128-144.

Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., López-Martínez, M., Urrutia-Fucugauchi, J., (1997) Stratigraphy and tectonics of the Guadalajara region and triple-Junction area, western México: *International Geology Review*, 39(2), 125-140.

Sano, Y., Urabe, A., Wakita, H., Chiba, H., Sakai, H., (1985) Chemical and isotopic compositions of gases in geothermal fluids in Iceland. *Chemical Journal*, vol. 19, pp. 135 a 148.

Sano, Y., Wakita, H., Williams S.N. (1990) Helium-isotope systematic at Nevado del Ruiz volcano, Colombia: implications for the volcanic hydrothermal system. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 42, 41-52.

Sano, Y. and Marty, B. (1995) Origin of carbon in fumarolic gas from island arcs. *Chem. Geol.* Vol. 119, pp. 265-174.

Sano, Y., N. Takahata, Y. Nishio, T. P. Fischer, and S. N. Williams (2001) Volcanic flux of nitrogen from the earth, *Chem. Geol.*, 171, 263–271.

Shaw, A.M., Milton, D.R., Fischer, T.P., Walter, J.A. and Alvarado G.E. (2003) Contrasting He-C relationships in Nicaragua and Costa Rica: insights into C cycling through subduction zones. *Earth. Planet. Sci. Lett.* 214, 499-513.

Snyder, G., Poreda, R., Hunt, A. & Fehn, U., (2001) Regional variations in volatile composition: isotopic evidence for carbonate recycling in the Central American volcanic arc. *Geochem. Geophys. Geosystems*. 2:2001GC000161,25 pag.

Snyder, G., R. Poreda, U. Fehn, and A. Hunt (2003) Sources of nitrogen and methane in central American geothermal settings: Noble gas and ¹²⁹I evidence for crustal and magmatic volatile components, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4(1), 9001, doi:10.1029/2002GC000363.

Skoog D. A. and F. J., (1995) *Química Análítica* Ed. McGraw-Hill, Sexta edición.

Sortino, F., Inguaggiato, S., Francofonte, S. (1991) Determination of HF, HCl and total sulphur in fumarolic fluids by ion chromatography. *Acta Vulcanol.* 1, 89-91.

Taran, Y. A. (1986) Gas geothermometers for hydrothermal systems. *Geotherm. Int.*, vol, 2, pp, 111-126.

Taran, Y. A. (1988) *Geochemistry of geothermal gases.* Nauka, Moscow, pp 170 (en ruso).

Taran, Y.A., hedenquist, J.W., Korzhinskii, M.A., Tkachenko, S.I., Shmulovich, K.I. (1995) *Geochemistry of magmatic gases from Kudryavy volcano, Iturup, Kuril Islands.* *Geochim Cosmochim Acta* 59, 1749-1761.

Taran, Y.A., Connor, C.B., Shapar, V.N., Ovsyannikov, A.A., Bilichenko, A.A. (1997) *Fumarolic activity of Avachinsky and Koryaksky volcanoes, Kamchatka, from 1993 to 1994.* *Bull. Volcanol.*, vol. 528, pp. 441-448.

Taran, Y.A., Bernard, A., Gavilanes, J.-C., Lunezheva, E., Cortés, A., Armienta, M.A. (2000) *Chemistry and mineralogy of high-temperature gas discharges from Colima volcano, Mexico. Implications for magmatic gas-atmosphere interaction.* *J. of Volcanol. Geotherm. Res.* 108, 245-264.

Taran, Y.A., Gavilanes, J.C., Cortés, A. (2002) *Chemical and isotopic composition of fumarolic gases and the flux from Volcán de Colima, México, between the 1994 and 1998 eruptions.* *J. Volcanol. Geotherm. Res.* vol, 117. pp,105-119.

Taran, Y.A. and Giggenbach W.F. (2003) *Geochemistry of light Hydrocarbons in subduction-Related Volcanic and Hydrothermal Fluids.* *Soc. Of Econ. Geologists* 10, 61-74.

Tello, H.E., (1986) *Geoquímica de la zona geotérmica de la Caldera de Acoculco, Puebla.* CFE: Departamento de Exploración. Informe 34-86.

Tello, H.E., (1988) *Características químicas e isotópicas del agua de manantiales aledaños al campo geotérmico de Los Humeros, Puebla.* CFE.GPG. Depto. De Exploración. Informe 22/88. Morelia, Michoacán, México. 20 p.

Tello, H.E., (1987) *Características Geoquímicas de la descarga de los pozos de Los Humeros, Puebla.* CFE: Gerencia de proyectos Geotermoeléctricos. Informe 12-87. Morelia, Mich., México.

Tello, H.E., (1991) *Características geoquímicas de los fluidos de Los Azufres, Mich.* CFE.GPG. Departamento de Exploración.

Tello, H.E., (1992) *Características químicas e isotópicas de los fluidos producidos por los pozos de Los Humeros, Puebla.* IAEA, Viena, Austria A-1400. IAEA-Tecdoc-641.

Tello, H.E., (2005) *Estado de equilibrio Soluto-Mineral y saturación de Minerales de alteración en Fluidos Geotérmicos de alta Temperatura.* División de Estudios de Posgrado Facultad de Ingeniería. UNAM. Tesis de Doctorado.

Verma, S. P. (1983) *Magma genesis and chamber processes at Los Humeros caldera, Puebla, México: N and Sr isotope data: Nature,* vol. 301, pp. 52-55.

Verma, S. P. (1984) *Álcali and alkaline earth element geochemistry of Los Humeros caldera, Puebla, México: Journal of Volcanology and Geothermal Research,* vol. 20, pp. 21-40.

Verma, S. P. (2000) *Geochemical evidence for a lithospheric source for magmas from Los Humeros caldera, Puebla, Mexico. Chemical Geology.* 164, 35-60.

Verma, S. P. (2001) *Geochemical evidence for a lithospheric source for magmas from Acoculco Caldera, Eastern Mexican Volcanic Belt. International Geology Review.* Vol.43, p. 31-51.

Villa Merlo S. J. Chacón Franco, M. y Orozco Medina, G. (1987) *Utilización de la relación atómica Na⁺/K⁺ para identificar zonas de mayor actividad hidrotermal en el campo geotérmico de la Primavera, Jalisco.* *Geotermia. Rev. Mex. De Geoenergía.* Vol. 3, No. 3, pp 241-244.

Viggiano, G.J.C. (1987) *Régimen de flujo en base a mineralogía autigénica en el campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán.* *Geotermia. Rev. Mex. De Geoenergía.* Vol. 3, pp. 4-6.

Viggiano, G.J.C. y Gutiérrez, N. L. C. A. (1995) Comparison between two contrasting geothermal fields in México: Los Azufres and Los Humeros. Proc. Of the World Geothermal Congreso, 1995. Florence, Italy, pp. 1575-1579.

Weare, J. H. (1987) Models of mineral solubility in concentrated brines with application to field observations. IN: ISE Carmichel, HP Eugster (eds) Thermodynamic Modeling of Geological Materials: Minerals, Fluids, and Melts. Rev Mineral 17: 143-176.

White, D. E. (1965) In "Fluids in Subsurface Environments-a Symposium," Memoir Am. Assoc. Petrol. Geolog. 4, 342.

Yañez-García, C. (1980) Informe geológico del proyecto geotérmico Los Humeros-Derrumbadas. Estados de Puebla y Veracruz. Informe interno. CFE. GPG. 59p.

Yañez, G. C. and S. G. Durán, (1982) Exploración de la región geotérmica Los Humeros-Las Derrumbadas, Report CFE, 90 p.

Zarate-del Valle, P. F. y Simoneit, B. R. T. (2005) La generación de petróleo hidrotermal en sedimentos del Lago Chapala y su relación con la actividad geotérmica del rift Citla en el estado de Jalisco, México, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, vol, 22. No, 3. pp, 358-370.