

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

Pedro F. Zárate-del Valle^{1,*} y Bernd R.T. Simoneit²

¹Departamento de Química, Centro Universitario de Ciencias Exactas e Ingenierías (CUCEI), Universidad de Guadalajara, Ap. Postal 4-021, 44410 Guadalajara, Jalisco, México.

²Environmental and Petroleum Geochemistry Group, College of Oceanic and Atmospheric Sciences, Oregon State University, Corvallis, OR 97331-5503, U.S.A.

* zavp.pvaz@gmail.com

RESUMEN

El Lago de Chapala, ubicado en el occidente de México dentro del Rift Citla, está caracterizado por su actividad geotérmica, la cual incluye manantiales termales terrestres y sublacustres, halos de alteración hidrotermal, depósitos carbonatados tipo sinter y volcanes de lodo. Dentro del Lago de Chapala existen tanto manantiales sublacustres como emanaciones de asfalto que constituyen isletas. Los hidrocarburos que se generan en zonas con actividad geotérmica, continentales y marinas tienen un origen hidrotermal, ya que el agente causante de la alteración de la materia orgánica así como de la transferencia de masa es el agua caliente circulante en el sistema hidrotermal. Por ello, este tipo de hidrocarburo se denomina petróleo hidrotermal (PH). Los análisis del PH del Lago de Chapala, obtenidos por cromatografía de gases acoplada a espectrometría de masas (GC-MS), muestran que está formado por hidrocarburos saturados que incluyen una mezcla compleja amorfa de hidrocarburos cíclicos y ramificados (UCM). Los biomarcadores maduros, derivados de la microbiota lacustre (algas), consisten principalmente de hopanos 17 α (H), 21 β (H) desde C₂₇ hasta C₃₄ (sin C₂₈); gammacerano, terpanos tricíclicos (C₂₀-C₂₆, sin C₂₂); carotano y sus productos de cracking primario; esteranos C₂₈ y C₂₉; y drimanos (C₁₄-C₁₆). El PH de Chapala no contiene hidrocarburos policíclicos aromáticos (PAH) ni n-alcanos. La composición de este PH no corresponde a residuos de petróleo convencional biodegradado. Por carecer tanto de n-alcanos como de isoprenoides y por la presencia de UCM, hopanos, esteranos y biomarcadores carotenoides, su composición es similar al PH reportado del Rift del Este de África y consistente con una generación rápida de hidrocarburos. Por lo tanto se infiere que el PH del Lago de Chapala fue generado rápidamente a partir de materia orgánica lacustre a una temperatura inferior a la requerida para el cracking primario, por hidrotermalismo, de los alcanos a partir del kerógeno (<250 °C). Se estima que, después de formado, el PH del Lago de Chapala fue forzado tectónicamente hasta el lecho del lago desde una profundidad estimada entre 300 y 500 m, en donde los sedimentos tienen una edad >40 ka (¹⁴C). El carbono total del PH del Lago de Chapala tiene una media $\delta^{13}C_{PDB}$ de -21.4 ‰ que es un valor típico para materia orgánica lacustre. La ocurrencia de PH en sistemas de rifts continentales está plenamente comprendida y, debido a su potencial, debe de ser considerada como blanco a evaluar en la exploración futura de recursos energéticos en estos sistemas tectónicos.

Palabras clave: petróleo hidrotermal, biomarcadores maduros, hopanos, esteranos, Rift Citla, Lago Chapala, México.

ABSTRACT

Lake Chapala, located in the Citala Rift in western Mexico, is characterized by its active and fossil geothermal activity, which includes terrestrial and sublacustrine hot springs, alteration halos, carbonated sinter deposits and mud volcanoes. Sub-lacustrine hot springs and asphalt emanations that constitute islets coexist in the lake. Oil generated in geothermic zones has an hydrothermal origin because circulating hot water generates both thermic alteration of organic matter and mass transference. For this reason, this oil is named hydrothermal petroleum (HP). Analyses by gas chromatography coupled to mass spectrometry (GC-MS) of the HP from Lake Chapala show that it consists of mature biomarkers and an unresolved complex mixture of branched and cyclic hydrocarbons (UCM). The mature biomarkers, derivated from lacustrine microbiota, consist mainly of 17 α (H),21 β (-H)-hopanes from C₂₇ to C₃₄ (no C₂₈); gammacerane, tricyclic terpanes (C₂₀-C₂₆, no C₂₂); carotane and its cracking products; C₂₈ and C₂₉ steranes and drimanes (C₁₇-C₁₈). The hydrothermal petroleum of the Chapala Lake does not contain polycyclic aromatic hydrocarbons (PAH) nor n-alkanes. The composition of this HP does not fit with conventional biodegraded petroleum residues. The absence of n-alkanes and isoprenoids and presence of UCM, mature hopanes, steranes and carotenoid biomarkers are consistent with rapid hydrothermal oil generation, similar to hydrothermal petroleum from the East African Rift. We propose that the HP from Lake Chapala was generated rapidly from lacustrine organic matter at temperatures below that required for hydrothermal cracking of alkanes from kerogen (250 °C). The hydrothermal petroleum of Lake Chapala was forced by tectonic activity to the lake bed, from a depth estimated in 300-500 m, where the sediments have ¹⁴C ages >40 ka. The bulk carbon of the HP of Lake Chapala has a mean $\delta^{13}C_{PDB}$ of -21.4‰ which is a typical value for lacustrine organic matter. The occurrence of hydrothermal petroleum in continental rift systems is now well understood and should be included as a target in exploration for future energy resources in such regions.

Key words: hydrothermal petroleum, mature biomarkers, hopanes, steranes, Citala Rift, Lake Chapala, Mexico.

INTRODUCCIÓN

Los sistemas geotérmicos (SG) son el resultado de un flujo anómalo de calor en la corteza terrestre que está asociado a fenómenos de vulcanismo y de tectonismo. Una característica común de los SG es la presencia y circulación natural de agua caliente, o actividad hidrotermal, la cual va acompañada de manifestaciones como fumarolas, géisers, manantiales de agua caliente, volcanes de lodo, generación de hidrocarburos, etc. Son cinco los rasgos esenciales de una zona geotérmica: 1) actividad volcánica reciente, 2) actividad sísmica frecuente, 3) nivel alto de conductividad del flujo de calor, 4) presencia de géiseres y manantiales de agua caliente, y 5) depósitos tipo sinter, que según Bates y Jackson (1980) son de composición carbonatada o silícea, formados por precipitación química a partir de agua mineralizada, que para el caso del Rift Citala, provienen de manantiales de agua caliente.

En muchas localidades del mundo se han reportado SG, los cuales están asociados principalmente a zonas tectónicamente activas, tanto oceánicas como continentales, cuya la fuente de calor puede o no estar ligada a cámaras magmáticas. Por ello, estos sistemas se clasifican de acuerdo a su localización dentro de la corteza terrestre y al tipo de fuente de calor principal (Tabla 1).

Se conocen dos tipos de petróleo de acuerdo a la fuente térmica generadora (Clifton *et al.*, 1990): el geotérmico

(PG) y el hidrotermal (PH). El PG o aceite geotérmico es el petróleo convencional que se explota y utiliza tradicionalmente como fuente de energía, siendo un producto natural de la evolución de cuencas sedimentarias, en las cuales la generación de PG ocurre a partir de sedimentos ricos en materia orgánica afectados por la tasa de calentamiento y por el tipo de expulsión y migración de los hidrocarburos. A su vez, la acumulación está controlada tanto por la evolución de la porosidad como por el tipo de vía de transporte y de roca almacén.

La generación de gases y aceites asociados a fuentes hidrotermales (PH) es un proceso relativamente más rápido (algunos miles de años) que ocurre a alta temperatura (>300 °C), en comparación con los aceites geotérmicos (PG) que se generan a un ritmo ligado a la subsidencia de la cuenca, la tasa de calentamiento (± 3.3 °C/Ma) y temperatura de formación (~150 °C) (GeoMark-Humble, 2004). Otra diferencia fundamental entre el PH y el PG consiste en la distribución relativa de los tipos de fracción química y en un conjunto selecto de compuestos que pueden reflejar tanto la temperatura de formación como las tasas de calentamiento.

El PH, o de alta temperatura, está asociado a sistemas hidrotermales generados por magmas (Gieskes *et al.*, 1991; Simoneit, 2004), ya que el agente causante de la alteración térmica y transferencia de masa es el agua caliente circulante, responsable, a su vez, de la generación del petróleo y de su migración a partir de la roca generadora. Ya sea que

Tabla 1. Clasificación de los sistemas geotérmicos (según Henley, 1985).

| Zona Cortical | Fuente de calor | |
|---------------|--|--|
| | Magmática | Amagmática |
| Oceánica | Cuenca de trans-arco, <i>hot spot</i> , dorsales oceánicas | ----- |
| Continental | Extensión cortical (<i>hot spot, rift</i>) | Colisión de placas, cuencas intraplaca |

se genere a partir de sedimentos abundantes sin consolidar, asociados a zonas profundas de *riffts* marinos, p. ej. la Cuenca de Guaymas (~2,000 m) en México (Simoneit y Lonsdale, 1982; Simoneit, 1985), o bien en áreas con escasos sedimentos como en la Dorsal del Pacífico del Este (Clifton *et al.*, 1990). El PH se caracteriza por la abundancia de compuestos aromáticos polinucleares condensados y de compuestos polares, así como por mezclas de isómeros estructurales sin equilibrio, p. ej., biomarcadores. Estos compuestos se obtienen a partir de reacciones de alta temperatura (>300 °C) y de una rápida remoción de los productos de reacción.

El PH puede generarse en sistemas hidrotermales de piso oceánico como en la caldera submarina Wakamiko en Japón (Yamanaka *et al.*, 2000) y en la Cuenca de Guaymas, Mar de Cortés, México (Simoneit y Lonsdale, 1982), o bien en sistemas hidrotermales continentales como el sistema hidrotermal Yellowstone en los Estados Unidos de América y el sistema del Rift de África del Este (East African Rift) (Simoneit *et al.*, 2000). Para un sector estudiado en la Cuenca de Guaymas (3 km×9 km×120 m), a más de 2,000 m de profundidad y considerando un contenido promedio de 2% de carbono orgánico y una eficiencia de transformación del 50%, Simoneit (1991) estimó un potencial de 3x10⁷ barriles de petróleo.

La materia orgánica contenida en sedimentos relativamente jóvenes puede generar aceites crudos de composición típicamente geotérmica como en el caso del sistema hidrotermal activo de Waiotapu, Nueva Zelanda, en donde actualmente trazas o pequeñas cantidades de aceite son generadas a partir de rocas volcano-sedimentarias del Pleistoceno inferior. Se tienen evidencias de que el petróleo también ha sido generado en sistemas hidrotermales fósiles que han formado yacimientos minerales, en donde se han identificado inclusiones fluidas con aceite como en Crede, Colorado, y en Nevada Occidental en los Estados Unidos de América (Clifton *et al.*, 1990).

También está documentada la presencia de PH generado a partir de la materia orgánica atrapada en sedimentos marinos litificados y afectados por sistemas hidrotermales tanto activos como fósiles (Clifton *et al.*, 1990). El primer caso está ejemplificado por el petróleo reportado en el sistema hidrotermal activo del Parque Yellowstone (EEUU), el cual acompaña a las descargas superficiales de agua caliente de los manantiales de Calcite Springs y Rainbow Springs,

y donde las rocas generadoras son de edad paleozoica y mesozoica. El segundo caso corresponde al petróleo asociado a los yacimientos minerales ligados a cuencas cretácicas de trasarco como ocurre en los depósitos de vanadio de Perú (mina Minasragra) y de uranio en Argentina (Cerro Huemul), así como en los depósitos de cobre El Soldado (Wilson y Zentili, 1999) y Copiaró (Haggan, 2001) en Chile, en donde incluso se considera al petróleo como un metalotecto, o sea como un factor clave en la formación de estos yacimientos minerales (Laffite *et al.*, 1965; Routhier, 1969; Cisternas y Frutos 1996).

Los objetivos de este trabajo es describir geoquímicamente el petróleo generado hidrotermalmente en el lago de Chapala e interpretar su génesis dentro del marco geodinámico, geotérmico y limnológico que caracteriza a esta región de México en particular del Rift Citala.

MARCO GEODINÁMICO DEL OCCIDENTE DE MÉXICO

Uno de los rasgos morfológicos que marca al occidente de México es la presencia de la extensa cadena volcánica que recorre la República Mexicana, y que se denomina provincia geológica "Faja Volcánica Transmexicana" (FVT; Ortega-Gutiérrez *et al.*, 1991). Según Luhr y Carmichael (1985), la FVT es el resultado de la actividad de un arco magmático cenozoico continental que se extiende hacia el Este por más de 1,000 km desde el volcán pleistocénico San Juan en el estado de Nayarit (Figura 1) hasta el volcán El Chichón, en Chiapas (activo en 1990). La actividad magmática de la FVT está relacionada con la subducción hacia el Este de la placa de Cocos y la microplaca de Rivera bajo la Placa de Norteamérica a lo largo de la Trinchera Mesoamericana. La orientación de la provincia FVT es en general E-W, la cual es oblicua en 15° respecto a la orientación de la Trinchera Mesoamericana. Esta oblicuidad se correlaciona con una tasa positiva de convergencia y un hundimiento hacia el Este de la zona de Benioff (Luhr y Carmichael 1985; Pardo y Suárez, 1995). Desde el Cenozoico tardío, la actividad volcánica y neotectónica en la FVT ha producido numerosos campos, conos y calderas volcánicos, grábenes, maeres y lagos tectónicos, mostrando las lavas andesíticas una filiación geoquímica principalmente calcialcalina (volcanes Colima, Popocatepelt, etc.), con manifestaciones locales, en el occidente de México, de lavas de composición riolítica (Figura 1): Volcán Ceboruco en Nayarit (Pómez Jala, Nelson, 1980) y Caldera La Primavera en Jalisco (Toba Tala, Mahood, 1977), así como en Los Azufres, Michoacán (Riolita Agua Fría y Lavas San Andrés; Ferriz y Mahood, 1986).

El extremo occidental de la FVT muestra rasgos morfoestructurales que definen un bloque continental llamado Bloque Jalisco (BJ; Mosser 1972; Ferrari *et al.*, 1997). Los límites norte y este del BJ (Figura 1) consisten de *riffts* continentales asimétricos constituidos por bloques basculados con saltos de falla entre 800 y 1,000 m (Barrier *et al.*, 1990):

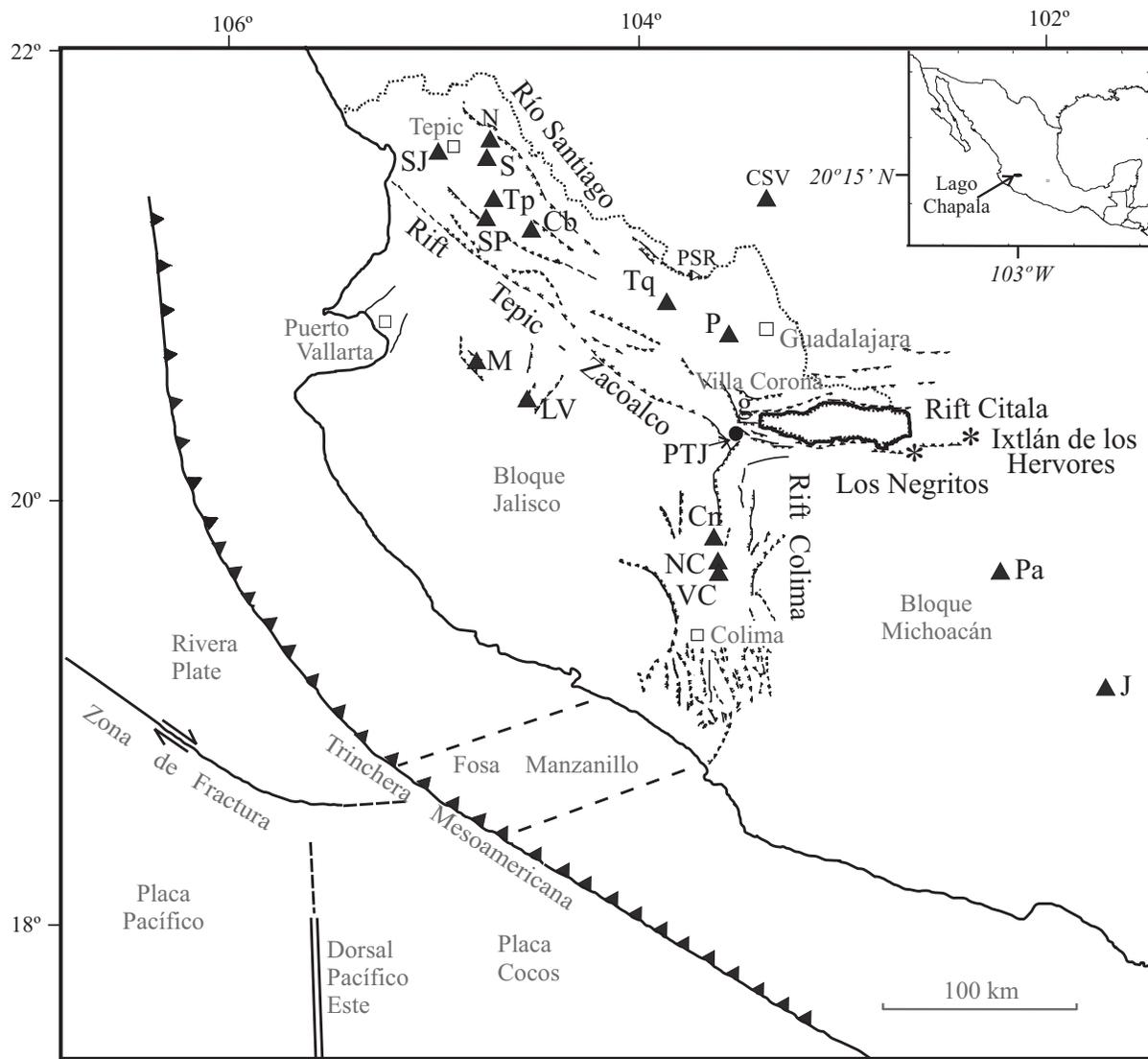


Figura 1. Marco geodinámico del occidente de México (modificado y actualizado de Allan *et al.*, 1991). Las fallas normales se muestran por líneas con achurado en el bloque hundido. Los cuadros sin rellenar se refieren a ciudades; Los triángulos negros se refieren a las siguientes estructuras volcánicas: Cb: Ceboruco; Cn: Cántaro; CSV: Cerro San Vicente; J: Jorullo; LV: Campo volcánico Los Volcanes; M: Campo volcánico Mascota; N: Navajas; NC: Nevado de Colima; P: Caldera La Primavera; Pa: Parícutin; S: Sanganguey; SJ: San Juan; SP: San Pedro; Tp: Tepetitlic; Tq: Tequila; VC: Volcán Colima. PSR: Presa Santa Rosa. PTJ: Unión Continental Triple de Jalisco señalada por un círculo negro. Las rosetas se refieren a sitios geotérmicos.

al norte el Rift Tepic-Zacoalco de orientación NW-SE y al este el Rift Colima, orientado N-S. Estos rifts se unen al Rift Citala (RC) de orientación E-W en lo que se conoce como unión continental triple de Jalisco (PTJ) localizada a 60 km al SSW de la ciudad de Guadalajara (Lat 20°08' N, Long 103°30' W) (Figura 1; Allan, 1986, Michaud *et al.*, 1994). El PTJ es una estructura neotectónica compleja y activa, la cual controla y regula el desarrollo de fosas tectónicas de fondo plano limitadas por fallas normales (Michaud *et al.*, 2000). Asociados a estas depresiones, se tienen lagos de origen tectónico (Israde-Alcántara, 1999) de poca profundidad, de forma cuasi rectangular, como Chapala y Cuitzeo entre otros, siendo muchos de ellos efímeros o de temporal.

MARCO GEOLÓGICO DE LA UNIÓN CONTINENTAL TRIPLE DE JALISCO

El Bloque Jalisco (BJ) constituye un elemento importante del PTJ. Las rocas más antiguas que forman el basamento del BJ son del Mesozoico y Cenozoico y pertenecen a las provincias geológicas "Batolito Jalisco" y "Complejo Orogénico Guerrero-Colima" definidas por Ortega-Gutiérrez *et al.* (1991).

Las rocas volcánicas oligocénicas-miocénicas (Moore *et al.*, 1994) del PTJ son de composición silícica y andesítico-basáltica. Las rocas silícicas del Oligoceno tardío (27 Ma) están formadas por flujos de ceniza y de pómez, lavas

riolíticas con intercalación de estratos volcanoclásticos con un grosor máximo de 160 m y que afloran a 60 km al norte de Guadalajara. Las andesitas basálticas del Mioceno (21.8 Ma) emitidas por el volcán en escudo Cerro de San Vicente, (Figura 1) y denominadas Formación Teul por Moore *et al.* (1994), muestran una textura intersertal de grano fino.

Las rocas neógenas (23.8–1.8 Ma) son esencialmente de composición basáltica y de afinidad oceánica, pudiendo dividirse en tres grupos (Moore *et al.*, 1994): 1) El Grupo San Cristóbal del Mioceno Superior (10 Ma; volumen emitido 1,800 km³) está constituido por basaltos alcalinos de olivino y por andesitas basálticas que afloran en el lado noreste de la Barranca del Río Santiago (Figura 2). 2) El basalto Guadalajara del Plioceno (3.7–4.7 Ma) fue emitido en volúmenes pequeños que afloran inmediatamente, a partir del sector oriental de Guadalajara, a ambos lados del Río Santiago (Figura 2). Este grupo consiste en basaltos porfídicos con megacrístales de plagioclasa (~3 cm) y horizontes intercalados de andesitas basálticas. 3) Los basaltos de olivino Santa Rosa del Pleistoceno (1.4–1.8 Ma), que afloran inmediatamente al NE del volcán Tequila y en la margen sur del Río Santiago (Figura 1).

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 calcialcalinas a alcalinas y 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 (Figura 2), cuya edad es menor que 3.4 Ma.

En la localidad de El Fuerte, localizada en el extremo nororiental (Figura 2), quedó al descubierto un manantial sublacustre (IGE, 1983; Zárate-del Valle *et al.*, 2003) debido a las sequías cíclicas que caracterizan al Lago de Chapala, p. ej., durante 1983 y 2002. En un área de 2 km × 0.8 km aflora la Formación Chapala, la cual está constituida por una

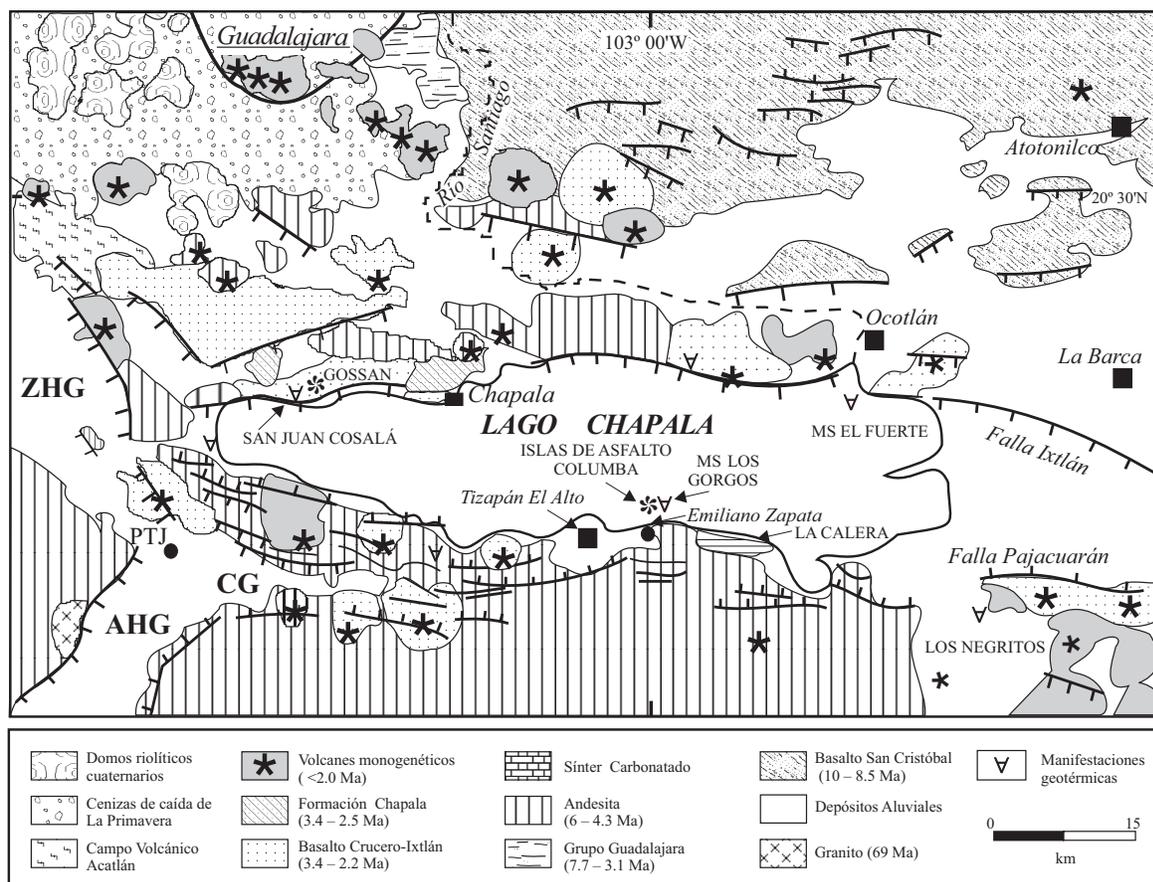


Figura 2. Geología del Graben de Chapala (modificado de Rosas-Elguera y Urrutia-Fucugauchi, 1998) y elementos geotérmicos del Rift Citla. AHG: Semigraben de Amacueca, CG: graben de Citlala, ZHG: semigraben de Zacoalco, PTJ: punto triple de Jalisco, MS: manantial sublacustre.

alternancia de sedimentos lacustres constituidos por arenisca carbonatada de cuarzo y por margas. El afloramiento principal está constituido de areniscas, que muestran evidencias de actividad hidrotermal como silicificación penetrante asociada a un fracturamiento N80°E70°SE, así como por margas estratificadas (N80°W17°SW) cuyos estratos varían en grosor entre 10 y 15 cm y excepcionalmente llegan a medir 50 cm.

Durante el Cuaternario la actividad volcánica estuvo representada por el emplazamiento de conos de ceniza y de lava (volcanes monogenéticos en Figura 2) de composición calcialcalina (Pleistoceno temprano y medio; <2.0 Ma), alojados en zonas corticales débiles orientadas NW-SE y localizadas inmediatamente al sur de Guadalajara y en el Campo Volcánico Acatlán. Las rocas volcánicas más jóvenes de la región (Pleistoceno) afloran en el Complejo Volcánico Tequila (Figura 1; andesita-dacita calcialcalina; 0.224±0.025 Ma; Demant, 1981) y en la Caldera La Primavera (Figuras 1, 2; domos y flujos silícicos alcalinos; 0.1–0.08 Ma; Mahood, 1977). La toba de caída denominada Toba Tala (Mahood, 1977), que es parte de estos flujos silícicos alcalinos, constituye en gran medida el subsuelo de la ciudad de Guadalajara (Figura 2; Vargas-del Río, 2002; Zárate-del Valle, 2002).

Bosquejo sedimentológico del Lago de Chapala

Allan (1986) estimó, a partir de datos gravimétricos, un grosor de ~900 m de relleno sedimentario para la porción norte del graben de Colima. A partir de información de barrenos de exploración con fines geotérmicos, Venegas *et al.* (1985) determinaron para el lago efímero San Marcos un grosor de 700 m de columna de sedimentos, mientras que Casarrubias (1995), para el campo geotérmico de Ixtlán de los Hervores, determinó un grosor de 275 m. Por lo anterior, se estima un grosor >500 m para el Lago de Chapala. Fernex *et al.* (2001) determinaron por estudios isotópicos de ²¹⁰Pb, ²²⁶Ra, ¹³⁷Cs y ^{239–240}Pu que la tasa de sedimentación reciente (TS) en el lago de Chapala no es constante y varía como sigue: 1) en el sector occidental, la TS varía entre 1 y 2 mm·año⁻¹; 2) para los sectores central y oriental, la TS es >2.4–2.5 mm·año⁻¹ y <3.5 mm·año⁻¹, respectivamente, y 3) en el extremo oriental, donde se distribuye el prodelta del Río Lerma, la TS es >3.5 mm·año⁻¹.

Tanto la cuenca propia del Lago de Chapala como la del Río Lerma, alimentador del Lago de Chapala, están constituidas por rocas de origen volcánico y de composición intermedia de la provincia geológica FVT (Zárate-del Valle, 2002). Por ello, puede suponerse que la composición mineralógica del relleno sedimentario del Lago de Chapala es homogénea y similar a la descrita por Ramírez-Sánchez (1998, 2001) y por Zárate-del Valle *et al.* (2002). Para estos autores, el sedimento somero que rellena al Lago de Chapala se caracteriza por ser en general limo fino, ya que muestra una media granulométrica que varía entre 10 y 50

µm de diámetro, y por mostrar algunos horizontes delgados de arena fina (63–250 µm) y escasos horizontes de arena gruesa (>250 µm), siendo todos ellos de origen volcánico y presentando como componentes principales: feldespatos, sílice (cuarzo, vidrio volcánico, ópalo), minerales arcillosos (halloisita, hectorita e illita), óxidos de Fe, carbonatos (Ca y Mg) y abundante materia orgánica. Los horizontes delgados de arena fina y gruesa están constituidos por ceniza volcánica vítrea (pómez). Los contenidos en óxidos y la composición mineralógica se muestran en las Tablas 2 y 3. Por su parte Fernex *et al.*, (2001) estimaron para el relleno sedimentario somero un contenido de carbono orgánico total variable entre 4 y 6 %.

Es sabido que los elementos silicio y aluminio reflejan la importancia de la fracción clástica o alogénica en los sedimentos de un lago. En ese sentido, Jones y Bowser (1978) consideran que si el cociente Si/Al oscila entre 2 y 3, los sedimentos son de tipo feldespático; este es el caso de los sedimentos de Chapala, ya que dicho cociente oscila entre 2.8 y 2.78 (Ramírez-Sánchez, 2001).

ACTIVIDAD GEOTÉRMICA DEL RIFT CITALA

Marco tectónico

El Rift Citala (RC; Figura 1) es una estructura orientada regionalmente E-W que se extiende desde el PTJ por lo menos 150 km hacia el Este, hasta la ciudad de La Piedad de Cabadas, Mich. En sentido norte-sur muestra un ancho mínimo de 20 km en su porción occidental y un ancho máximo de 45 km en su porción oriental (Michaud *et al.*, 2000). En su extremo sur-occidental, el RC está formado por bloques basculados, orientados E-W, que constituyen las depresiones tectónicas o grábenes denominados Chapala, donde se emplaza el Lago de Chapala, y Citala, los cuales están separados ~10 km entre sí por los volcanes Cerro García con cota máxima de 2,750 metros sobre el nivel mar (m snm) y Cerro El Alto (2,310 m snm). Ambos grábenes

Tabla 2. Composición geoquímica de los sedimentos del Lago de Chapala (Ramírez-Sánchez, 1988, 2001). Se incluye el contenido de metales traza promedio para las tres localidades. P.C.: Pérdida por calcinación.

| | Sector Este % | Sector Central % | Sector Oeste % |
|--------------------------------|---|---------------------|-------------------|
| SiO ₂ | 48.55 | 56.33 | 57.27 |
| Al ₂ O ₃ | 23.10 | 16.8 | 16.93 |
| Fe ₂ O ₃ | 7.55 | 6.53 | 6.17 |
| CaO | 3.25 | 2.03 | 2.43 |
| MgO | 1.95 | 2.0 | 1.87 |
| K ₂ O | 1.3 | 1.63 | 1.53 |
| Na ₂ O | 0.65 | 0.87 | 1.8 |
| TiO ₂ | 0.95 | 1.13 | 1.17 |
| P.C. | 12.45 | 12.33 | 10.6 |
| Total | 99.75 | 99.65 | 99.77 |
| Metales en traza (ppm): | Ba 403, Co 17, Cr 58, Cu 16, Nb 19, Ni 32, Rb 66, Sr 194, V 103, Y 37, Zr 229, Zn 96 | | |

Tabla 3. Composición mineralógica de los sedimentos del Lago de Chapala (Ramírez-Sánchez, 1988, 2001).

| Mineralogía | Sector Este % | Sector Central % | Sector Oeste % |
|---|---------------|------------------|----------------|
| Plagioclasa [Si ₂ (Si,Al)O ₈] (Na,Ca) | 14.23 | 13.9 | 23.17 |
| Ortoclasa [Si ₃ AlO ₈]K | 7.5 | 9.7 | 9.1 |
| Minerales arcillosos Halloisita, hectorita | 46.23 | 36.93 | 32.33 |
| Sílice (SiO ₂) Cuarzo, ópalo, vidrio volcánico | 14.17 | 25.6 | 23.0 |
| Carbonatos (CaCO ₃ + MgCO ₃) | 5.3 | 1.73 | 1.93 |
| Óxido de hierro Fe ₂ O ₃ | 7.1 | 6.4 | 6.17 |
| Óxido de titanio TiO ₂ | 0.86 | 1.13 | 1.17 |
| Materia orgánica | 4.1 | 3.5 | 2.2 |

guardan un desnivel de 200 m siendo el graben Citala el que se localiza más abajo, según se deduce de las cotas indicadas por INEGI (1989) para las poblaciones de San Pedro Tesistán (1,550 m snm en el Graben de Chapala) y de Puerta de Citala (1,350 m snm en el graben de Citala). Tanto del graben Chapala como el del Lago de Chapala, los ejes longitudinales coinciden entre sí en la porción oriental, mientras que en la porción occidental el eje del Lago de Chapala está desplazado ~10 km al Norte respecto del eje del graben (Fernex *et al.*, 2001).

El graben de Citala se caracteriza por su gran asimetría en las inmediaciones del PTJ. El flanco sur está constituido por dos bloques principales con escarpes poco acentuados;

los escarpes del flanco norte, de hasta 400 m de altura, delimitan los bloques sobre los cuales está emplazado el Lago de Chapala. Las fallas orientadas E–W cortan los valles guiados por la red de fallas orientadas N–S. La asimetría del graben de Citala es el resultado de la reactivación de una falla E–W que limita al graben en su extremo norte. Esta falla se considera activa y pertenece a una red o sistema de fallas E–W, más reciente que el sistema N–S (Michaud *et al.*, 1994).

Marco geotérmico

Las manifestaciones de la actividad geotérmica en el PTJ son variadas, incluyendo aguas termales, géiseres, halos de alteración hidrotermal, volcanes de lodo y petróleo hidrotermal. Estas manifestaciones están resumidas en la Tabla 4.

Hidrogenoquímicamente, el agua termal del PTJ es, en general, de tipo carbonatado, estando su contenido de carbonatos (HCO₃⁻) entre 193 y 263 mg·L⁻¹. A lo anterior debe añadirse que el agua de San Juan Cosalá (Figura 2) es la única reportada de carácter sulfatado con contenidos >479 mg·L⁻¹ de SO₄²⁻ (Medina-Heredia, 1986).

Densidad de flujo de calor

Tello (1984) calculó las geotemperaturas de sílice y el flujo de calor por unidad de área o densidad de flujo de calor (Tabla 5) en dos localidades geotérmicas localizadas al E de las isletas de asfalto en Los Negritos a 53 km al N109°, e Ixtlán de los Hervores a 59 km al N90°. A su vez, para el manantial de San Juan Cosalá, Medina Heredia

Tabla 4. Manifestaciones geotérmicas en el Rift Citala. RTZ: Rift Tepic–Zacoalco.

| Manifestación geotérmica | Localidad | Estructura | Hidrogenoquímica | Localización (ver Figura 2) |
|---|-----------------------------------|-------------|------------------|--|
| Fuentes termales | San Juan Cosalá (balneario) | Rift Citala | Sulfatada | Ribera norte Lago de Chapala |
| | Villa Corona (balneario) | RTZ | Carbonatada | Ribera Lago de Atotonilco |
| | Jocotepec | Rift Citala | Carbonatada | Extremo oeste ribera norte del Lago de Chapala |
| Fuentes termales sublacustres | El Fuerte | Rift Citala | Carbonatada | Extremo este, ribera norte del Lago de Chapala |
| | Los Gorgos I, II y III | Rift Citala | Carbonatada | Centro-este del Lago de Chapala |
| Volcanes de lodo | Los Negritos | Rift Citala | Carbonatada | Extremo este del Rift Citala |
| Géiseres | San Juan Cosalá | Rift Citala | Sulfatada | Ribera norte Lago de Chapala |
| | Ixtlán de los Hervores | Rift Citala | Carbonatada | Extremo oeste del Rift Citala |
| Sínter fósil carbonatado | La Calera | Rift Citala | Carbonatada | Ribera sur Lago de Chapala |
| Petróleo hidrotermal sublacustre | Columba | Rift Citala | --- | Centro-este del Lago de Chapala |
| Alteración hidrotermal | San Juan Cosalá–Ajijic | Rift Citala | Sulfatada | Ribera norte Lago de Chapala |
| Emanación sublacustre de gases (burbujeo) | Los Gorgos | Rift Citala | Carbonatada | Ribera sur del Lago de Chapala |
| | El Fuerte | Rift Citala | Carbonatada | Extremo este, ribera norte del Lago de Chapala |
| | Isla Alacranes I, II, III, IV y V | Rift Citala | Carbonatada ? | Inmediaciones de la Isla Alacranes |
| Silicificación penetrante | El Fuerte (Fm. Chapala) | Rift Citala | Carbonatada | Extremo este, ribera norte del Lago de Chapala |
| | Sínter La Calera | Rift Citala | Carbonatada | Ribera sur del Lago de Chapala |
| | San Juan Cosalá | Rift Citala | Sulfatada | Ribera norte del Lago de Chapala |

Tabla 5. Geotemperaturas de sílice y densidad de flujo de calor en el Rift Citla (Tello, 1984).

| Localidad | Coordenadas | | Contenido de SiO ₂ (ppm) | Geotemperatura de SiO ₂ (°C) | Densidad de flujo de calor <i>q</i> en mW/m ² | Unidades de flujo de calor (UFC) |
|------------------------|-------------|-------------|-------------------------------------|---|--|----------------------------------|
| | N | W | | | | |
| Ixtlán de los Hervores | 20°11'4.9" | 102°24'3.9" | 233 | 185 | 236 | 5.64 |
| Los Negritos | 20°03'35" | 102°36'35" | 227 | 187 | 238 | 5.71 |

(1986) determinó una temperatura de 158±12 °C, con el geotermómetro K–Na.

OCURRENCIA DE PETRÓLEO HIDROTERMAL

Desde 1864 (Moreno y Funes, 1991) se conoce la presencia de petróleo en la porción centro-sur del Lago de Chapala, a 6 km al N25°E de la población Emiliano Zapata (Lat 20°11.21'N, Long 102°57.97'W; Figura 2). Se trata de dos emanaciones de asfalto, de color negro y alta viscosidad, separadas entre sí por <100 m (Figura 3), que se asemejan a isletas con áreas que oscilan entre 3 y 4 m² y que han sido denominadas Isletas Columba (Figura 4). En este trabajo se interpretan las isletas como prolongaciones de vetas de asfalto alojadas en fallas sublacustres orientadas E–W. A su vez, estas isletas están alineadas E–W con el sistema de manantiales sublacustres Los Gorgos localizado a 450 m al S87°W (Figura 3). Este sistema de manantiales sublacustres consiste de tres manantiales hidrotermales localizados como se indica en la Figura 3 y en las Tablas 6 y 7.

Al inicio de la década de 1950, la empresa Petróleos Mexicanos, motivada por esta manifestación de asfalto, perforó sin éxito en la ribera sur, en las inmediaciones de Tizapán El Alto, un pozo de exploración denominado Chapala #1 de 2,348 m de desarrollo, el cual cortó roca

volcánica en toda su extensión (Hernández-Aguilar, 2000; López-Ramos, 1979). En este trabajo se considera que una causa del fracaso de este pozo exploratorio fue que se localizó en el pilar tectónico y no en la fosa tectónica del graben de Chapala, es decir al sur de la falla E–W que lo delimita (Figura 2).

Batimetría del sistema de manantiales sublacustres Los Gorgos

Desde 1950, tanto la batimetría del lago como el volumen de almacenamiento (Tabla 8) están referidos a una cota local de valor igual a 100 m que equivale a la cota de 1,526 m snm (Sandoval, 1994). Así, puede decirse que a partir de la cota 92, un metro de tirante de agua del lago equivale a *grosso modo* a mil millones de m³ de agua. El Lago de Chapala se caracteriza por ser un lago de poca profundidad, que en promedio alcanza sólo 4 m. Sin embargo, el sector Los Gorgos se caracteriza por incluir la zona más profunda del lago. En 1895, el Ing. Juan I. Matute y Cañedo midió una profundidad de 33 m en este sector, al que denominó “orígenes del petróleo” (Camarena-Gutiérrez, 1989). Anaya-Maldonado *et al.* (2004) midieron una profundidad de 26.80 m. La diferencia en las profundidades medidas se debe principalmente a la

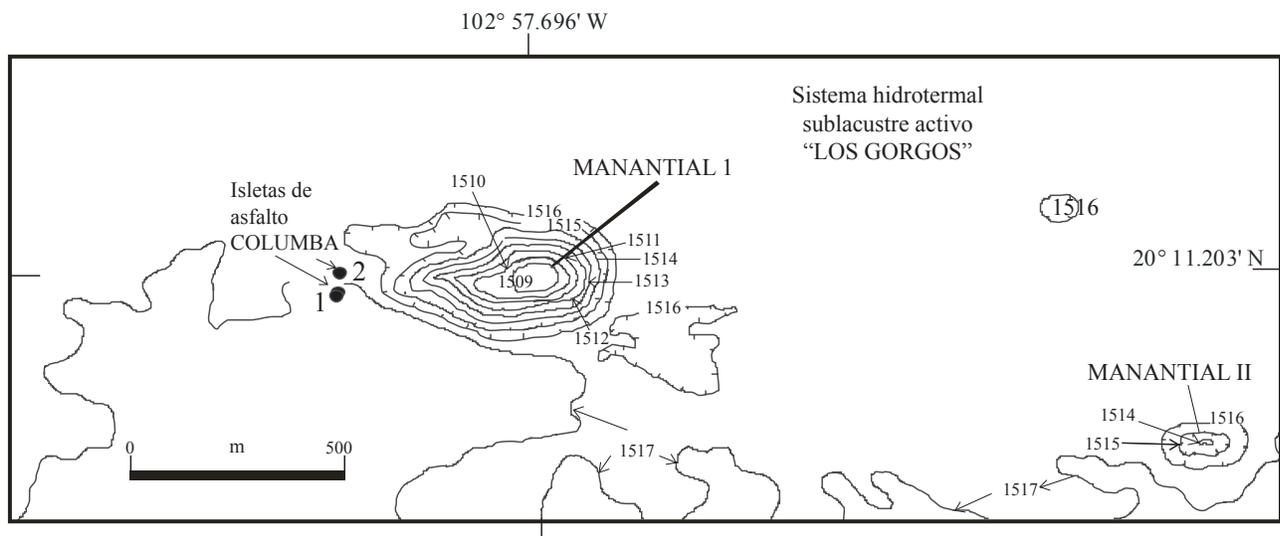


Figura 3. Batimetría del manantial sublacustre Los Gorgos (SRH, 1981, modificado)



Figura 4. Isletas de asfalto Columba en el Lago de Chapala (junio de 2000). a: Panorámica viendo al sur; b: Isleta Columba 1; c: Isleta Columba 1 (detalle).

construcción en 1905 del Bordo de Maltaraña, el cual le sustrajo al lago más de 500,000 hectáreas de su extremo este (Sandoval, 1994). La descripción batimétrica del sector Los Gorgos (Figura 3) está basada en la batimetría realizada por la Secretaría de Recursos Hidráulicos (SRH, 1981). La profundidad de esta depresión medida desde el piso del lago es de 8 m (cota 1,516 – cota 1,508). Este sector tiene forma cuasielíptica y mide, en la cota 1,516, 700 m × 400 m (N–S). En él, las curvas de nivel 1,516.5, al sur, y 1,516, al norte, están orientadas NW70°SE y separadas 1.1 km. En sección vertical adopta la forma de un embudo, por lo que en el fondo (cota 1,509 m snm) sus dimensiones son 100 m (E–W) y 70 m (N–S). A 1,700 m, al S70°E de Los Gorgos, se localiza una depresión de 3 m de profundidad que mide 250 m × 200 m que puede corresponder a un manantial fósil o extinto (Figura 3).

MUESTREO Y MÉTODO ANALÍTICO

En junio de 2000 se visitaron las isletas de asfalto para efectuar su muestreo. Debido a la sequía que prevalecía, las isletas sobresalían ~0.5 m sobre la superficie del lago (Figura 4). El muestreo, a nivel del agua del lago, se realizó por medio de un sacabocado de acero inoxidable de 1 cm de diámetro y un martillo, evitando muestrear la zona externa intemperizada. Las muestras (~2 gr) fueron colocadas en frascos de vidrio (~5 mL) con tapas forradas interiormente con Teflón.

Las alícuotas de alquitrán fueron disueltas en diclorometano y analizadas directamente en un cromatógrafo de gases (GC) acoplado a espectrometría de masas (MS). El equipo GC–MS utilizado fue un cromatógrafo de gases marca Agilent Technologies (AT) modelo 6890, acoplado a un detector selectivo de masas (MSD) marca AT modelo 5973. La columna capilar de sílice fundido fue de la marca AT modelo DB-5MS con las siguientes características: longitud: 30 m; diámetro interno: 0.25 mm; grosor de la interface: 0.25 μm . Se utilizó helio como gas acarreador. La temperatura del equipo GC–MS se programó a partir de 65 °C por dos minutos y luego se aplicó una rampa de 6 °C·min⁻¹ hasta alcanzar la isoterma final de 300 °C donde se

mantuvo por 20 min. El cromatógrafo de gases se programó en la modalidad impacto de electrones (IE) con una energía de ionización de 70 eV. Los datos de los espectros de masas fueron obtenidos y procesados utilizando el software ChemStation propio del equipo GC–MS. Los compuestos fueron identificados tanto por su índice de retención con base en los datos obtenidos por la técnica de cromatografía de gases, como por los datos de espectrometría de masas (MS), los cuales fueron comparados con: a) estándares comerciales (p. ej.: hopano, colestano, carotano, etc.), b) los publicados en la literatura especializada y c) mezclas caracterizadas.

RESULTADOS

Los principales compuestos orgánicos identificados por la técnica de GC–MS en el PH de las Isletas Columba 1 y 2, son similares entre sí (compárese Figura 5a con Figura 5b). Las mezclas analizadas están constituidas por biomarcadores maduros y por una mezcla compleja amorfa de hidrocarburos cíclicos y ramificados (UCM). No se detectaron hidrocarburos policíclicos aromáticos (PAH) ni n-alcenos. Los biomarcadores consisten principalmente en: 1) hopanos con la configuración de 17 α (H),21 β (H) desde C₂₇ hasta C₃₄ (sin C₂₈); 2) gammacerano; 3) terpanos tricíclicos (C₂₀–C₂₆, sin C₂₂) (Figura 5c); 4) carotano y sus productos de cracking, así como de esteranos C₂₈ y drimanos (C₁₄–C₁₆) (Figura 5d).

Los hopanos son totalmente maduros ya que el índice de epimerización, que considera a ambos epímeros: izquierdo (S) y derecho (R), y de fórmula $[S/(S+R)]$, basado en el com-

Tabla 6. Ubicación de los manantiales en el sistema de manantiales sublacustres Los Gorgos.

| Manantial sublacustre | Profundidad (m) | Latitud | Longitud |
|-----------------------|-----------------|-------------|--------------|
| Gorgos (principal) | 26.80 | 20.18672° N | 102.96160° W |
| Gorgos 2 | 15.85 | 20.18662° | 102.96176° W |
| Gorgos 3 | 16.46 | 20.18674° | 102.96170° W |

Tabla 7. Distancias entre manantiales del sistema de manantiales sublacustres Los Gorgos.

| De manantial | A manantial | Orientación | Distancia m |
|--------------|-------------|-------------|-------------|
| Gorgos | Gorgos 2 | N238° | 19 |
| Gorgos | Gorgos 3 | N 285° | 11 |
| Gorgos 2 | Gorgos 3 | N21° | 14 |

puesto de 22 átomos de carbono, es de 0.56 para el C₃₁ y de 0.60 para el C₃₂, siendo el cociente de equilibrio para estas muestras de 0.60 (Peters y Moldowan, 1993). El grado de madurez del esterano se deduce del índice de epimerización para el compuesto de 20 átomos de carbono del homólogo del C₂₄ (p. ej., etilcolestano 20S-5 α (H),14 α (H),17 α (H)–24), el cual alcanza un valor de 0.45 (Peters y Moldowan, 1993). Los esteranos contenidos en las muestras de las isletas Columba consisten principalmente de isómeros de 28 átomos de carbono (Figura 5d) cuyo índice de epimerización S/(S+R)= 0.26, el cual es indicativo de inmadurez. La ausencia de diasteranos y la presencia de drimanos y estananos de 24 átomos de carbono fundamentan para este asfalto: 1) un origen a partir de alteración hidrotermal rápida de restos orgánicos lacustres y 2) la inmadurez del esterano que contiene.

Por otro lado, la datación absoluta por el isótopo ¹⁴C obtenida para el asfalto de las isletas del Lago de Chapala excede la edad de 40 ka, mientras que el carbón total del mismo asfalto estudiado tiene una media $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ de -21.4‰.

DISCUSIÓN E INTERPRETACIÓN

La composición de los biomarcadores indica que la fuente de la materia orgánica fue rica en bacterias y algas, siendo típica de ecosistemas lacustres (Seifert y Moldowan, 1978; Jiang y Fowler, 1986; Kawka y Simoneit, 1987; Zumberge, 1993). La composición total del PH analizado indica que es un hidrocarburo formado a partir de la altera-

ción hidrotermal de materia orgánica lacustre alojada en los sedimentos más profundos del Lago de Chapala (Simoneit *et al.*, 2000). Debido a la presencia de gammacerano, así como de carotenoides y de esteranos de 28 átomos de carbono, puede decirse que esta materia orgánica se deriva principalmente de restos de algas lacustres. La ausencia de n-alkanos y de isoprenoides, así como la presencia tanto de la mezcla compleja amorfa de hidrocarburos cíclicos y ramificados (UCM) como de hopanos maduros, esteranos, carotenoides y sus productos derivados de cracking, es consistente con una generación hidrotermal rápida de petróleo a temperaturas entre 200 y 250 °C (Simoneit, 1985). Este rango de temperatura ha sido confirmado por simulaciones en laboratorio (Leif *et al.*, 1991; Rushdi y Simoneit, datos inéditos).

Una interpretación genética alterna para el asfalto de las Isletas Columba del Lago de Chapala podría ser por la biodegradación del petróleo convencional ocasionada por la presencia de agua meteórica en el sistema hidrotermal. Este origen ha sido reportado en aceites con composiciones moleculares similares estudiados en China noroccidental (Jiang y Fowler, 1986; Jiang *et al.*, 1988; Zhang *et al.*, 1988). Sin embargo, el asfalto de las muestras analizadas seguramente no proviene de petróleo biodegradado ya que los hopanos y los esteranos C₂₈ no están alterados (Peters y Moldowan, 1993). Además, la presencia de drimano, terpanos tricíclicos y productos secundarios al cracking del carotano, invalida la posibilidad de que esté constituido por residuos removidos por agua (Kawka y Simoneit, 1987).

La datación por ¹⁴C obtenida para el asfalto de ambas isletas excede la edad de 40 ka, lo que indica que geológicamente el carbón que dio origen al petróleo es un carbón antiguo que estuvo alojado en capas sedimentarias profundas de >40 ka de edad y localizadas tal vez entre 500–700 m. De ahí el PH, una vez generado, migró por procesos tectónico–hidrotermales ascendiendo por fallas y fracturas hasta el fondo del lago (Peter *et al.*, 1991; Simoneit y Kvenvolden, 1994).

El carbono total del asfalto estudiado tiene una media $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ de -21.4‰, la cual es típica de la materia orgánica lacustre (Degens, 1969; Meyers y Ishiwatari, 1993).

CONCLUSIONES

A partir tanto de la información geológico-hidrotermal como de los análisis geoquímicos orgánicos descritos del asfalto analizado, se pueden enumerar las siguientes conclusiones:

1) La actividad geotérmica tanto actual como fósil en el Rift Citala, donde se ubica el Lago de Chapala, se caracteriza por la presencia de fuentes hidrotermales, depósitos de tipo sinter, volcanes de lodo y halos de alteración hidrotermal;

2) El petróleo hidrotermal del Lago de Chapala no contiene n-alkanos ni hidrocarburos policíclicos aromáticos (PAH);

Tabla 8. Cotas y volúmenes de almacenamiento en el Lago de Chapala. (SRH, 1981; CEAS, 2004).

| Cota local (m) | Cota (m snm) | Volumen de almacenamiento (10 ⁹ m ³) |
|----------------|--------------|---|
| 97.80 | 1,523.80 | 7,897 |
| 97 | 1,523 | 6,983 |
| 96 | 1,522 | 5,853 |
| 95 | 1,521 | 4,751 |
| 94 | 1,520 | 3,699 |
| 93 | 1,519 | 2,724 |
| 92 | 1,518 | 1,851 |
| 91 | 1,517 | 1,086 |
| 90 | 1,516 | 475 |
| 89 | 1,515 | 117 |
| 88 | 1,514 | 5 |

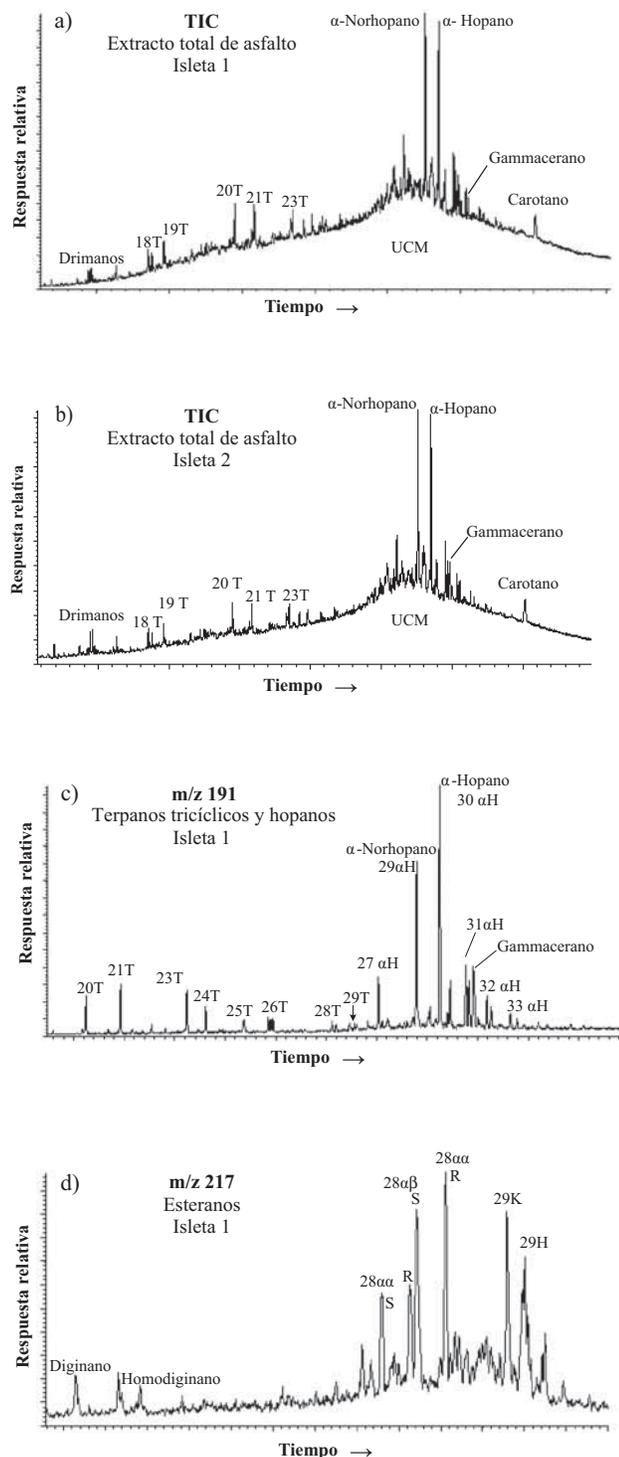


Figura 5. Datos de GC-MS obtenidos para las muestras del petróleo hidrotermal de las isletas Columba del Lago de Chapala. TIC: Traza de la corriente total de iones para extracto total por solvente (*total solvent extract*) del asfalto. a: TIC para asfalto de isleta 1; b: TIC para asfalto de isleta 2; c: Fragmentograma de masas para terpanos con $m/z=191$ (muestra de isleta 1); d: Fragmentograma de masa para $m/z=217$ (muestra de isleta 1). H: hopanos; T: terpanos tricíclicos. Clave de picos para esteranos: los números se refieren a la estructura de carbono de H y T; 18: 2-(3'-metyloctyl)1,2,3-trimetylciclohexano; 19: 2-(3',7'-dimetyloctyl)1,3,3-trimetylciclohexano; α , β , R y S se refieren a la posición de sustitución; K= cetona. UCM: mezcla compleja amorfa de hidrocarburos cíclicos y ramificados.

3) El petróleo hidrotermal del Lago de Chapala consiste principalmente de una mezcla compleja amorfa de hidrocarburos cíclicos y ramificados (UCM), así como de biomarcadores maduros derivados de una microbiota lacustre;

4) El petróleo hidrotermal del Lago de Chapala no es residuo convencional biodegradado del petróleo;

5) El asfalto de las isletas Columba es geoquímicamente similar al petróleo hidrotermal del Rift del Este de África;

6) El petróleo hidrotermal del Lago de Chapala fue generado rápidamente a partir de materia orgánica lacustre a una temperatura inferior a 250 °C; esta temperatura es menor a la observada en sistemas hidrotermales marinos;

7) El petróleo hidrotermal del Lago de Chapala fue forzado tectónicamente hasta el lecho del lago desde una profundidad estimada entre 500 y 700 m, en la cual los sedimentos tienen una edad >40 ka (^{14}C);

8) El carbono total del petróleo hidrotermal del Lago de Chapala tiene una media $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ de -21.4 ‰, la cual es típica de la materia orgánica lacustre; y

9) La ocurrencia de petróleo hidrotermal en sistemas de *rift* continentales puede ser de un alto potencial por lo que debe de ser incluida como blanco a evaluar en la exploración futura de recursos energéticos.

AGRADECIMIENTOS

PFZV se benefició de los programas PARECyL-1 y Apoyo a Ponentes (2002) de la Universidad de Guadalajara. BS recibió apoyo para trabajo de campo del proyecto ECOS M95-U01. Los autores estamos agradecidos con F.A. Romero and A.I. Rushdi por la ayuda técnica prestada. Se agradece a las autoridades de la Universidad de Guadalajara, tanto de la Rectoría Central como del Centro Universitario de Ciencias Exactas e Ingenierías (CUCEI), las facilidades y el apoyo logístico brindados para el desarrollo de este trabajo. Se agradece también la revisión crítica a este trabajo de A. Carrillo-Chávez y D. Santamaría-Orozco.

REFERENCIAS

- Allan, J.F., 1986, Geology of the northern Colima and Zacoalco Grabens, Southwest Mexico; Late Cenozoic Rifting in the Mexican volcanic belt: Geological Society of America Bulletin, 97, 473-85.
- Allan, J.F., Nelson S.A., Luhr J.F., Carmichael I.S.E., Wopat M., Wallace P.J., 1991, Pliocene-Holocene Rifting and associated volcanism in southwest Mexico; An exotic terrane in the making, *en* Dauphin J.P., Simoneit B.R.T. (eds.), The Gulf and Peninsular Province of California: Tulsa, OK., American Association of Petroleum Geologists, Memoir 47, 425-445.
- Anaya-Maldonado, J.L., Badillo Camacho J., Ochoa Arévalo A.E., Quezada Magaña C., 2004, Balance hidroquímico de afluentes y efluentes del sistema hidrológico local del Lago de Chapala: Guadalajara, Jal., México, Universidad de Guadalajara, Departamento de Química, Tesis profesional, 80 p. (inédita).
- Barrier, E., Bourgois, J., Michaud, F., 1990, Le point triple de Jalisco; vers

- un proto-golfo de Jalisco: Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 310 (IIa), 1513-1520.
- Bates, R.L., Jackson, J.A. (eds.), 1980, Glossary of Geology: Falls Church, VA., American Geological Institute, 751 p.
- Camarena-Gutiérrez de Lázari G., 1989, Ríos de Jalisco por Juan I. Matute y Cañedo (incluye nota biográfica): Guadalajara, México, Gobierno del Estado de Jalisco, Unidad Editorial, 93 p.
- Casarrubias, Z., 1995, Resultados y evaluación de la perforación en la zona geotérmica de Los Negritos, Michoacán, México: Unión Geofísica Mexicana, Geos, 15, 92-99.
- Comisión Estatal de Agua y Saneamiento (CEAS), 2004, Niveles diarios del Lago de Chapala (en línea): México, Gobierno del Estado de Jalisco, <<http://ceas.jalisco.gob.mx>>, consulta: 17 de junio de 2004.
- Cisternas, M.E., Frutos, J., 1996, Importancia metalogenética del volcanismo extensional del Cretácico Inferior en la región de Copiapó, Chile, en Simposio sobre el Cretácico de América del Sur, Serra Negra, Brasil, Actas, 1, 79-84.
- Clifton, C.G., Walters, C.C., Simoneit, B.R.T., 1990, Hydrothermal petroleum from Yellowstone National Park, Wyoming, U.S.A.: Applied Geochemistry, 5, 169-191.
- Degens, E.T., 1969, Biogeochemistry of stable carbon isotopes, en Eglinton G., Murph, M.T.J. (eds.), Organic Geochemistry—Methods and Results: New York, Springer Verlag, 304-329.
- Demant, A., 1981, L'axe Néovolcanique transmexicain. Étude volcanologique et pétrographique; signification géodynamique: Francia, Université de Droit, d'Économie et des Sciences d'Aix-Marseille, Tesis doctoral (*Docteur en Sciences*), 250 p. (inédita).
- 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.
- Fernex, F., Zárate-del Valle, P., Ramírez-Sánchez, H., Michaud, F., Parron, C., Dalmasso, J., Barci-Funel, G., Guzmán-Arroyo, M., 2001, Sedimentation rates in Lake Chapala (western Mexico); possible active tectonic control: Chemical Geology, 177, 213-228.
- Ferrari, L., Nelson, S.A., Rosas-Elguera, J., Aguirre-Díaz, G.J., Venegas-Salgado, S., 1997, Tectonic and volcanism of the western Mexican Volcanic Belt, en Aguirre-Díaz, G.J., Aranda-Gómez, J.J., Carrasco-Núñez, G., Ferrari, L. (eds.), Magmatism and Tectonics in the Central and Northwestern Mexico: a selection of the 1997 IAVCEI Assembly excursions: Mexico, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, excursión 12, 85-129.
- Ferriz, H., Mahood, G.A., 1986, Volcanismo riolítico en el Eje Neovolcánico Mexicano: Geofísica Internacional, 25 (1), 117-156.
- Gieskes, J.M., Shaw, T., Brown, T., Sturz, A., Campbell, A.C., 1991, Interstitial Water and Hydrothermal Water Chemistry, Guaymas Basin, Gulf of California, en Dauphin, J.P., Simoneit, B.R.T. (eds.), The Gulf and Peninsular Province of the Californias: Tulsa OK, American Association. of Petroleum Geologists, Memoir 47, 753-779.
- GeoMark-Humble, 2004, Petroleum generation kinetics of the Sirte Basin: GeoMark-Humble, <http://www.humble-inc.com/Sirte_Kinetic_Proposal.pdf>, consulta: 1 de diciembre de 2004.
- Haggan, T., 2001, Paragenesis, fluid flow and structural controls on bitumen vein and bitumen-hosted ore deposits, Andean Cordillera: Inglaterra, University of Aberdeen, Tesis doctoral, 393 p. (inédita).
- Henley, R.W., 1985, The geothermal framework for epithermal deposits, en Berger, B.R., Bethke, P.M. (eds.), Geology and Geochemistry of Epithermal Systems: Society of Economic Geologists, Reviews in Economic Geology, 2, 1-24.
- Hernández-Aguilar, I., 2000, Tizapán El Alto, relatos históricos: Ed. Siempre! S.A., 210 p.
- Instituto de Geografía y Estadística (IGE), 1983, Lago de Chapala; Investigación Actualizada: Guadalajara, Jal., México, Universidad de Guadalajara, 54 p.
- Instituto Nacional de Geografía, Estadística e Informática (INEGI), 1989, Carta topográfica Zacoalco de Torres F-13-D-85, esc. 1:50,000: México, Instituto Nacional de Geografía, Estadística e Informática, 2da. Edición, 1 mapa.
- Israde-Alcantara I., 1999, Los lagos volcánicos y tectónicos de Michoacán, en Corona-Chávez, P., Israde-Alcantara, I. (eds.), Carta Geológica de Michoacán, escala 1:250,000: Morelia, Mich., México, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, 45-73.
- Jiang, Z.S., Fowler, M.G., 1986, Carotenoid-derived alkanes in oils from northwestern China: Organic Geochemistry, 10, 831-839.
- Jiang, Z.S., Philp, R.P., Lewis, C.A., 1988, Fractionation of biological markers in crude oils during migration and the effects on correlation and maturation parameters: Organic Geochemistry, 13, 561-571.
- Jones, B.F., Bowser, C.J., 1978, The mineralogy and related chemistry of lake sediments, en Lerman, A. (ed.), Lakes; Chemistry, Geology, Physics: New York, Springer Verlag, 179-233.
- Kawka, O.E., Simoneit, B.R.T., 1987, Survey of hydrothermally-generated petroleum from the Guaymas Basin spreading center: Organic Geochemistry, 11, 311-328.
- Laffite, P., Permingeant, F., Routhier, P., 1965, Cartographie metalogénique, metallotecte et géochimie régionale: Bulletin de la Société Française de Minéralogie et Cristallographie, 88, 3-6.
- Leif, R.N., Simoneit, B.R.T., Kvenvolden, K.A., 1991, Simulation of hydrothermal petroleum generation by laboratory hydrous pyrolysis, en Manning, D.A.C. (ed.), Organic Geochemistry—Advances and Applications in the Natural Environment: Reino Unido, Manchester University Press, 300-303.
- López-Ramos, E., 1979, Geología de México: México D.F., edición privada, tomo 3, 446 p.
- Luhr, J., Carmichael, I.S.E., 1985, Contemporaneous eruptions of calc-alkaline magmas along the volcanic front of the Mexican Volcanic Belt: Geofísica Internacional, 24, 203-216.
- Mahood, G.A., 1977, A preliminary report on the comenditic dome and ash flow complex of Sierra La Primavera, Jalisco: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, 1(2), 177-190.
- Medina-Heredia, A., 1986, Reconocimiento y evaluación geoquímica de zonas termales del Estado de Jalisco: México, Comisión Federal de Electricidad, Reporte técnico 04-86 (inédito).
- Meyers, P.A., Ishiwatari, R., 1993, The early diagenesis of organic matter in lacustrine sediments, en Engel, M.H., Macko, S.A. (eds.), Organic Geochemistry: New York, Plenum Press, 185-209.
- Michaud, F., Bourgois, J., Parrot, J.F., Taud, H., Kesser, M., 1994, Le point triple de Jalisco (Mexique): évolution tectonique à partir du traitement de données MNT-SPOT: Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, 318 (II), 1513-1520.
- Michaud, F., Gasse, F., Bourgois, J., Quintero, O., 2000, Tectonic controls on lake distribution in the Jalisco Block area (western Mexico) from Pliocene to Present en Delgado-Granados, H., Aguirre-Díaz, G.J., Stock, J.M. (eds.), Cenozoic Tectonics and Volcanism of Mexico: Geological Society of America, Special paper, 334, 99-110.
- Moore, G., Marone, C., Carmichael, I.S.E., Renne, P., 1994, Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt: Geological Society of America Bulletin, 106, 383-394.
- Mooser, F., 1972, The Mexican Volcanic Belt; structure and tectonics: Geofísica Internacional, 12, 55-70.
- Moreno-García, H., Funes, S., 1991, Chapala, el lago: Guadalajara, Jal., México, Comisión Nacional del Agua, Ediciones del Lago, 61 p.
- Nelson, S.A., 1980, Geology and Petrology of Volcan Ceboruco, Nayarit, Mexico: Geological Society of America Bulletin, 91, 2290-2431.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L.M., Alaniz-Álvarez, S., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J.J., Nieto-Samaniego, A., Morán-Zenteno, D., 1991, Geologic Provinces of México; a new proposal and bases for their modern definition en Rubínovich-Kogan, R., Carreño, A.L. (eds.), Convención sobre la Evolución Geológica de México, Memoria: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, 143-144.
- Palmer, R.H., 1926, Tectonic setting of the Lago Chapala: Pan American

- Geology, 45, 125-134.
- Pardo, M., Suárez, G., 1995, Shape of the subducted Rivera and Cocos Plates in southern Mexico; seismic and tectonic implications: *Journal of Geophysical Research*, 100 (B7), 12,357-12,373.
- Peter, J.M., Peltonen, P., Scott, S.D., Simoneit, B.R.T., Kawka, O.E., 1991, ^{14}C ages of hydrothermal petroleum and carbonate in Guaymas Basin, Gulf of California; implications for oil generation, expulsion and migration: *Geology*, 19(3), 253-256.
- Peters, K.E., Moldowan, J.M., 1993, *The Biomarker Guide, Interpreting Molecular Fossils in Petroleum and Ancient Sediments*: Englewood Cliffs, N.J., Prentice Hall, 363 p.
- Ramírez-Sánchez, H.U., 1998, Détermination du taux de sédimentation dans le lac Chapala (Mexique) par les méthodes radiométriques: Francia, Universidad de Aix- Marseille, Tesis de maestría (D.E.A., Diplôme d'Études Approfondies) 35 p. (inédita).
- Ramírez-Sánchez, H.U., 2001, Caracterisation hydrologique et sédimentologique d'un lac tropical ; Le Lac Chapala (Mexique): Francia, Universidad de Niza (Sofia Antipolis), Tesis doctoral (*Docteur en Sciences*), 251 p. (inédita).
- Rosas-Elguera, J., Urrutia-Fucugauchi, J., 1998, The tectonic control on the volcano-sedimentary sequence of the Chapala graben, western México: *International Geology Review*, 40, 350-362.
- 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.
- Routhier, P., 1969, Sur trois principes généraux de la Métallogénie et de la recherche minière. Réflexions à propos de concentrations d'étain, tungstène, antimoine, mercure dans des strates: *Mineralium Deposita*, 4(2), 213-218.
- Sandoval, F.P., (1994), Pasado y futuro del Lago de Chapala: Guadalajara, Jal., México, Gobierno del Estado de Jalisco, Secretaría General, Unidad Editorial, 92 p.
- Seifert, W., Moldowan, M., 1978, Application of steranes, terpanes and monoaromatics to the maturation, migration, and source of crude oils: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 42 (1), 77-95.
- Simoneit, B.R.T., 1985, Hydrothermal petroleum; genesis, migration, and deposition in Guaymas Basin, Gulf of California: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 22(3), 1919-1929.
- Simoneit, B.R.T., 1991, Hydrothermal effects on Recent diatomaceous sediments in Guaymas Basin; generation, migration, and deposition of petroleum, *en* Dauphin, J.P., Simoneit, B.R.T. (eds.), *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*: Tulsa, OK, American Association of Petroleum Geologists, Memoir, 47, 793-825.
- Simoneit, B.R.T., 2004, Hydrothermal Petroleum in Sedimented Rifts: U.S. Science Support Program, Integrated Ocean Drilling Program, <http://www.usssp-iodp.org/PDFs/Greatest_Hits/Fluids/Simon1.pdf>, consulta: 14 de mayo de 2004.
- Simoneit, B.R.T., Kvenvolden, K.A., 1994, Comparison of ^{14}C ages of hydrothermal petroleum: *Organic Geochemistry*, 21(5), 525-529.
- Simoneit, B.R.T., Lonsdale P.F., 1982, Hydrothermal petroleum in mineralized mounds at the seabed in Guaymas Basin: *Nature*, 295, 198-202.
- Simoneit, B.R.T., Aboul-Kassim, T.A.T., Tiercelin, J.J., 2000, Hydrothermal petroleum from lacustrine sedimentary organic matter in the East African Rift: *Applied Geochemistry*, 15(3), 355-368.
- Secretaría de Recursos Hidráulicos (SRH), 1981, Levantamiento Hidrográfico Lago de Chapala, Jalisco y Michoacán, esc. 1:20,000; equidistancia entre curvas de nivel 0.5m; hoja 7/11: México, Secretaría de Recursos Hidráulicos.
- Tello-Hinojosa, E., 1984, Características químicas e isotópicas del agua de manantiales termales de las zonas geotérmicas de Ixtlán de los Hervores y Los Negritos, Michoacán: México, Comisión Federal de Electricidad, Reporte técnico, 21-84, (inédito).
- Vargas-del Río, D., 2002, Caracterización de la actividad puzolánica de las tobas pumíticas de la Zona Metropolitana de Guadalajara: Guadalajara, Jal., México, Universidad de Guadalajara, Departamento de Ingeniería Civil, Tesis de maestría, 133 p. (inédito).
- Venegas, S., Herrera, J., Maciel, R., 1985, Algunas características de la Faja Volcánica Transmexicana y sus recursos geotérmicos: *Geofísica Internacional*, 24, 47-81.
- Wilson, N.S.F., Zentili, M., 1999, The role of organic matter in the genesis of the El Soldado volcanic-hosted manto-type Cu deposit, Chile: *Economic Geology*, 94(7), 1115-1135.
- Yamanaka, T., Junichiro, I., Hashimoto, J., 2000, Organic geochemistry of hydrothermal petroleum generated in the submarine Wakamiko caldera, southern Kyushu, Japan: *Organic Geochemistry*, 31(11), 1117-1132.
- Zárate-del Valle, P.F., 2002, El concepto de suelo según el geólogo y el Ing. Civil, caso estudio el subsuelo de la Ciudad de Guadalajara, Jalisco, México: Unión Geofísica Mexicana, *Geos*, 22(2), 263.
- Zárate-del Valle, P.F., Michaud, F., Parron, C., Solana-Espinoza, G., Israde-Alcántara, I., Ramírez-Sánchez, H.U., Frenes, F., 2002, Geology, sediments and soils, *en* Hansen, A.M., van Afferden, M. (eds.), *The Lerma-Chapala Watershed; Evaluation and management*: Dordrecht, Holanda, Kluwer Academic/Plenum Publishers, 31-57.
- Zárate-del Valle, P.F., Orozco-Guareño, E., Ramírez-Meda, W., 2003, Hidrogeoquímica preliminar del manantial sub-lacustre "El Fuerte", ribera norte del Lago de Chapala, Jalisco, México: Instituto Nacional de Geoquímica, *Actas INAGEQ*, 9(1), 92-95.
- Zhang, D.J., Huang, D.F., Li, J.C., 1988, Biodegraded sequence of Karamay oils and semi-quantitative estimation of their biodegraded degrees in Junggar Basin, China: *Organic Geochemistry*, 13(1-3), 295-302.
- Zumberge, J.E., 1993, Organic geochemistry of Estancia Vieja oils, Rio Negro Norte block; Correlation with other Neuguen Basin, Argentina oils, *en* Engel, M.H., Macko, S.A. (eds.), *Organic Geochemistry; Principles and Applications*: New York, Plenum Press, 461-471.

Manuscrito recibido: Diciembre 11, 2004

Manuscrito corregido recibido: Marzo 29, 2005

Manuscrito aceptado: Abril 5, 2005