

Papel de estructuras *Basin and Range* en la formación del sistema geotérmico al centro-sur del Lago de Cuitzeo, segmento central del Cinturón Volcánico Mexicano

Alberto Mazzoldi^{1,2}, Jorge Alejandro Guevara-Alday^{1,2}, José Joaquín Gómez-Cortés^{1,2} y Víctor Hugo Garduño-Monroy^{1,2}

¹Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo (UMSNH), Morelia, Mich. ²Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CeMIE-Geo) Proyecto 17. Correo: amazzoldi@lbl.gov

Resumen

La Cuenca de Cuitzeo, Michoacán, tiene una extensión E-W de aproximadamente 100 km y un ancho N-S de más de 60 km. Se encuentra en el sistema ~E-W Chapala-Tula, producto de la distensión N-S que caracteriza el Cinturón Volcánico Mexicano (CVM). La cuenca está cortada por la estructura transcurrente regional Tzitzio-Valle de Santiago de rumbo NNW, en la longitud 101°W. Esta falla separa longitudinalmente dos zonas con diferente respuesta a la distensión en que se divide la cuenca: un graben al E de la falla y un semi-graben al W, con bloques basculados hacia el sur. Al S del lago se localizan manifestaciones termales en varios sectores: en su extremo W (Chucándiro), en su parte central (San Agustín del Maíz, SAM, y San Juan Tararameo, SJT) y al E (Araró). En conjunto, las más de 100 manifestaciones en las zonas se alinean según estructuras normales de dirección ~E-W. En este trabajo, con el fin de caracterizar la zona geotérmica al centro del Lago Cuitzeo (poblados de SAM y SJT), describimos el estudio de magnetismo terrestre en proceso en la parte central del lago actual. El análisis de datos magnéticos puede auxiliar en el trazo de cuerpos magmáticos cristalizados o en fase de cristalización, reflejo de la alta cantidad de minerales ferromagnéticos acarreados por los magmas básicos. Anomalías positivas en el campo magnético terrestre pueden crearse cerca de manifestaciones termales por la presencia en el subsuelo de un cuerpo geológico con calor interno, que puede ser la fuente de energía para el sistema geotérmico de tipo hidrotermal. Analizando en la literatura datos estructurales y de edades de las fallas ~N-S, de origen *Basin and Range*, que afectan la parte central (y occidental) del CVM, y comparándolos con los de las fallas ~E-W del CVM mismo, se construyó un modelo geológico conceptual del probable sistema hidrotermal en la zona. La actividad de las fallas de herencia *Basin and Range* en el área central del CVM y sus ángulos de inclinación, generalmente alto, sugieren el papel importante de estas estructuras en la génesis del sistema geotérmico.

Palabras clave: Cuitzeo, magnetometría, magnetismo, Basin & Range, Sistema de Falla Morelia-Acambay, modelo conceptual.

Role of Basin and Range structures in the formation of a geothermal system at central-south Cuitzeo Lake, central portion of the Mexican Volcanic Belt

Abstract

The Cuitzeo Basin, Michoacán, with ~E-W length of approximately 100 km and N-S width of more than 60 km, is found in the ~E-W Chapala-Tula extensive system, within the central segment of the Mexican Volcanic Belt (CVM). The basin is cut at the 101°W longitude by the Tzitzio-Valle de Santiago transcurrent regional structure of N-S orientation, which divides it into two zones with different response to the distension that characterizes the basin: a graben at E of the fault and a half-graben at W of this structure. Along the southern shore of the present lake, hydrothermal manifestations are found at the western (Chucándiro) and eastern (Araró) portions and in the central part of the basin San Agustín del Maíz, SAM, and San Juan Tararameo, SJT). All the more than 100 manifestations in those zones are aligned with normal structures of ~E-W trend. With the aim of characterizing the geothermal area in the central part of the lake (SAM and SJT areas), in this work we describe the on-going superficial geomagnetic study and discuss the partial results, up to now. The analysis of magnetic data can help to define crystalized or cooling magmatic bodies by the high amount of ferromagnetic minerals provided by basic magmas. Positive anomalies of the geomagnetic field can occur near superficial hydrothermal manifestations due to geologic bodies at the subsurface that can be the heat source for hydrothermal geothermal systems. Analyzing structural data and ages of the ~N-S faults that characterize the central (and western) part of the CVM, linked with the Basin and Range tectonics, and comparing these structures with the ~E-W structures that form the CVM, we built a conceptual geologic model of the probable

geothermal system. The activity of the Basin and Range structures in the area and its dipping angles, generally high, suggests the important role of these faults in the genesis of the system.

Keywords: Cuitzeo, magnetometry, magnetism, Basin & Range, Morelia-Acambay Fault System, conceptual model.

1. Introducción

La deformación de provincias extensionales se produce por la distribución heterogénea del deslizamiento entre fallas normales individuales o sistemas de fallas (e.g. Faulds and Henry, 2008). Diferentes estructuras se forman por distintas intensidades de extensión regional y una provincia puede ser segmentada en función de su respuesta a la extensión (i.e. formación de grabens, semi-grabens, sistemas de fallas, etc., Parson, 1995).

El deslizamiento en fallas normales individuales típicamente alcanza un máximo en el (o cerca del) centro de la traza de la falla en la superficie (e.g., Cowie and Scholz, 1992). No obstante las relaciones lineares consistentes entre la longitud superficial de una falla y su deslizamiento son complicadas por la heterogeneidad de la corteza terrestre y la posible conexión de fallas originalmente separadas (e.g., Li et al., 1994). La longitud en planta de la traza de una falla normal es generalmente proporcional a la magnitud de su desplazamiento (e.g., Wells and Coppersmith, 1994).

Los sistemas de fallas normales son una fuente de riesgo sísmico en áreas de extensión de la corteza activa, pero también son elementos estructurales de importancia económica. En cuencas sedimentarias las fallas normales pueden ser componentes claves de trampas para hidrocarburos, formando en algunos casos barreras impermeables a la migración de los fluidos (Hardman and Booth, 1991) y en otros sirviendo como conductos para flujos de grandes volúmenes (Sibson, 1990; Mazzoldi et al., 2012). De cualquier modo, la permeabilidad de las fallas en relación a las rocas que las contienen depende estrictamente de la naturaleza de la roca y varía con el desplazamiento de la falla, el desarrollo de la zona fracturada y el depósito de minerales hidrotermales (Sibson, 2000). Como regla general, las fallas menores que se desarrollan en rocas duras, inicialmente poco porosas, aumentan la permeabilidad local a través del desplazamiento de las paredes opuestas de falla, las cataclasitas y brechas (Brown and Bruhn, 1996). Medidas de pozos en áreas de rocas cristalinas indican que generalmente son las fracturas que están favorablemente orientadas por reactivación de cizalla en el campo de esfuerzo principal las que son más conductivas hidráulicamente (Sibson, 1990; Barton et al., 1995; Faulds et al., 2006).

Pese a que muchos sistemas geotérmicos convencionales se han explotado con éxito para generar energía eléctrica o calor en diferentes partes del mundo, una barrera para la exploración y desarrollo de nuevos sistemas es el alto riesgo de perforación. Uno de los mayores problemas en la selección de sitios de perforación es que los sistemas geotérmicos existentes son poco caracterizados en términos de escenarios favorables y controles estratigráficos y estructurales (Faulds et al., 2004).

Faulds et al. (2011) analizaron el inventario de marcos estructurales de sistemas geotérmicos conocidos en la zona extensional/transtensional del Great Basin, Basin and Range, en el oeste de EUA. De los más de 200 campos geotérmicos catalogados en la zona actualmente, los autores encuentran que un ~32% de ellos están ubicados en zonas de relieve extensional ('step-over' y 'relay-ramps'), donde las trazas de falla se intersectan, incrementando la densidad de fracturamiento y mejorando así la permeabilidad natural. Un 22% de esos campos están en zonas de intersección de fallas normales con fallas laterales transformantes, y otro 22% se encuentra en zonas de borde de fallas, donde la generación de nuevas fracturas está ligada al crecimiento de las fallas. En estas zonas la porosidad y la permeabilidad son dinámicamente activas (Curewitz and Karson, 1997).

Se pueden llevar a cabo trabajos de correlación espacial con el fin de mapear estructuras y visualizar su relación con manifestaciones termales en superficie. También se pueden realizar otros estudios geológicos y estudios geofísicos, entre estos levantamientos gravimétricos y geomagnéticos, que resulten útiles para identificar

estructuras sepultadas intra-cuencas, especialmente en áreas donde rocas volcánicas de alta densidad y magnetizadas se intercalan con rocas sedimentarias más ligeras y de bajo valor magnético (Smith et al., 2001; Glen et al., 2013).

En Surprise Valley, que se ubica en la terminación occidental del Basin & Range, al noreste de California, Glen et al. (2013) realizaron un levantamiento magnetométrico con el fin de localizar y caracterizar un probable dique que se intrusionó a través de una falla sepultada en la base del valle, y que supuestamente representa la fuente de calor del sistema geotérmico.

En este trabajo utilizamos datos de campo y de un levantamiento magnetométrico terrestre, con el fin de localizar y caracterizar el sistema geotérmico responsable de las manifestaciones hidrotermales que brotan en el lado meridional del Lago de Cuitzeo, cerca de los poblados de San Agustín del Maíz (SAM) y San Juan Tararameo (SJT), Michoacán, en la parte central del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM).

2. Marco geológico y geofísico

El Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) es un arco volcánico calco-alcalino continental de orientación ~E-W, de más de 1000 km de longitud, que empezó a construirse desde el Mioceno hasta el presente (Ferrari et al., 2012). El arco se encuentra sobre provincias magmáticas de edad cretácica hasta cenozoica y sobre un basamento compuesto por rocas de diferentes edades. El CVM está cortado por grabens en la misma dirección (~E-W) y perpendiculares a su eje (Garduño-Monroy et al., 1993; Pardo and Suárez, 1995) (Figura1).

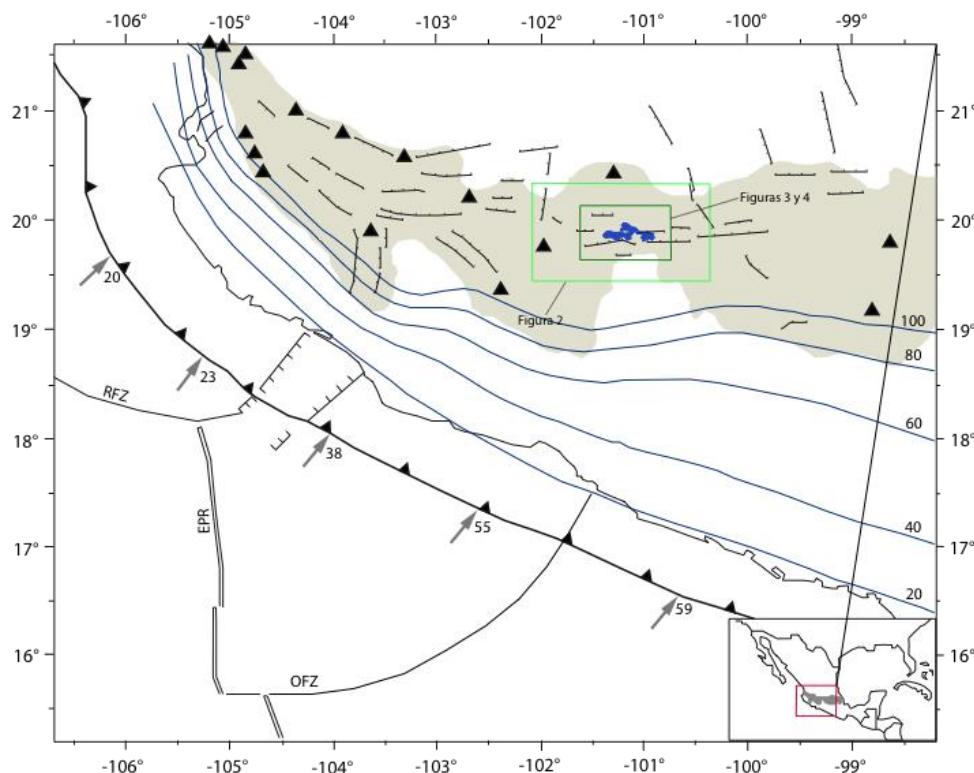


Fig. 1. Cinturón Volcánico Trans-Mexicano. Se muestra la ubicación de algunos volcanes activos (triángulos) y las principales estructuras en el arco volcánico. También se presenta la dorsal del Pacífico Oriental (EPR: East Pacific Rise), las zonas de fracturas de Rivera (RFZ) y Orozco (OFZ), los vectores del movimiento de las placas oceánicas, y la zona de estudio regional en el cuadro verde.

El origen del CVM se podría remontar hasta hace unos 30 Ma cuando colisionaron la placa de Farallón y la dorsal oceánica (East Pacific Rise) contra la Placa Norteamericana. En ese tiempo el arco era paralelo a la fossa oceánica, lo que dio lugar a la Sierra Madre Occidental (SMO) (Garduño and Gutiérrez, 1992), con una orientación NNW-SSE, característica de la tectónica *Basin and Range* (Henry and Aranda-Gómez, 1992; Ferrari et al., 1999) y paralela a la zona de subducción.

La presencia de fallas normales mayores con dirección NNW del Cenozoico Medio-Tardío que cruzan el CVM (e.g., sistemas Taxco-San Miguel de Allende y Tzitzio-Valle de Santiago, Figura 2), y también al sur de esta provincia, sugiere que el arco volcánico miocénico ~E-W y su estructuras extensivas paralelas se sobrepusieron a la provincia extensional *Basin and Range* (B&R) preexistente (Pasquare et al., 1988).

El segmento central del CVM (entre los 102° y 99° de longitud W, Figura 2) está afectado por tres sistemas de fallas normales de importancia regional (Pasquaré et al., 1988): a) el sistema NNW-SSE de edad post-Laramide (<45 Ma) y formado en el contexto de la extensión *Basin and Range* (Henry and Aranda-Gómez, 1992), que incluye fallas normales de alto ángulo reactivadas como fallas laterales derechas en el actual campo de esfuerzos; b) el sistema NE-SW, contemporáneo al CVM, y c) el Sistema de Fallas Morelia-Acambay (SFMA) de edad Mio-Pleistoceno (también contemporáneo al CVM) y de dirección ~E-W, consistente de fallas normales de bajo ángulo, algunas lístricas (Garduño-Monroy et al., 2009). Estas últimas representan el sistema más activo del área y son un segmento del sistema Chapala-Tula. El campo de esfuerzo actual comprende un σ_3 orientado ~NW-SE en el plano horizontal, un σ_2 orientado NE-SO en el mismo plano y un σ_1 prácticamente vertical (e.g. Suter, 1991) (Figura 2).

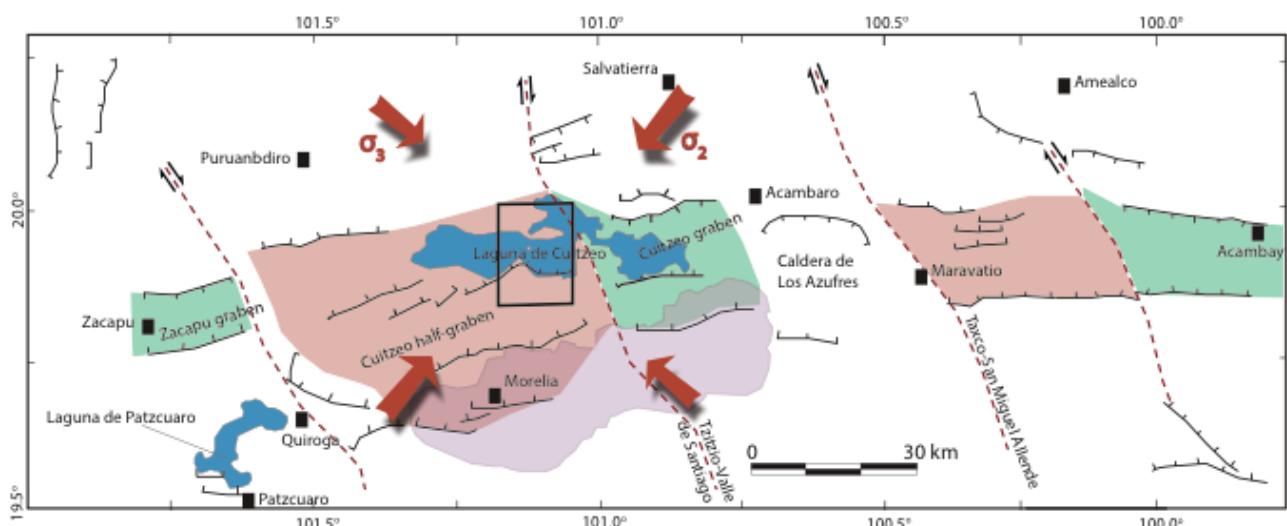


Figura 2. Sector central del CVM. Se muestran los sistemas de estructuras principales, SFMA, ~E-W, y estructuras NNW-SSE ligadas a la tectónica B&R. También se presentan los esfuerzos principales horizontales en la región, la cuenca de Cuitzeo y sus localidades principales y el área de estudio (recuadro negro). Puede notarse la segmentación E-W de la zona central del CVM según la diferente respuesta a la extensión: grabens (fondo verde) y semi-grabens (fondo canela). Los segmentos del CVM son definidos por estructuras NNW-SSE que atraviesan el área de estudio. El área rosa representa la Sierra de Mil Cumbres, localizada al sur de Morelia (imagen modificada de Garduño-Monroy et al., 2009).

Las fallas ~E-W han generado eventos sísmicos actuales como los ocurridos en Acambay, 1912, M=6.7 y en Jalapa, 1920, M=6.2. Por otro lado el evento de 1887 de Pinal de Amoles (M=~5.3) ocurrió en una falla ~N-S. Las series sísmicas de Sanfandila (1998) y Peñamiller (2010-2011), Querétaro, comprendieron eventos de M<4 y ocurrieron sobre planos de falla normales de alto ángulo de dirección ~N-S y ligadas con la tectónica B&R (Clemente-Chávez et al., 2013). Esto sugiere que la tectónica B&R todavía está activa en el segmento central del CVM.

2.1. Cuenca de Cuitzeo: Geología y geofísica de la zona de estudio

El Lago de Cuitzeo se encuentra a una altura de 1880 msnm y está delimitado por un graben y semi-graben de dirección ~E-W. Fechamientos con el método Ar⁴⁰/Ar³⁹ del basamento andesítico en el lado sur de la cuenca en la que está el lago, sugieren una edad de cerca de 7 Ma para el lago (Israde-Alcántara et al., 2002). Mediante un análisis gravimétrico, Arredondo-Fragoso (1983) sugiere un espesor máximo para los sedimentos lacustres de unos 1500 m en el centro de la cuenca (Figura 3).

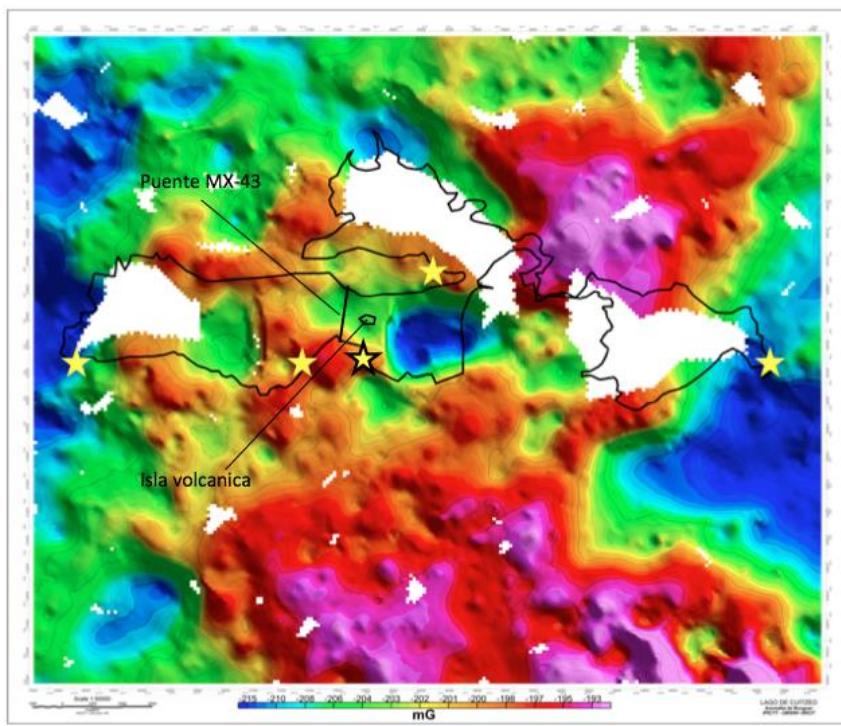


Fig. 3. Representación de la anomalía gravimétrica regional (en mili Gales) alrededor del Lago de Cuitzeo (contorno en línea negra). Los altos valores relativos (rojos, <-190 mG) se deben a la Sierra de Mil Cumbres al sur y la de San Andrés al norte. Los valores bajos relativos (azules, >-220 mG) pertenecen al campo geotérmico de Los Azufres al SE y a los sedimentos lacustres en el centro del lago. También se muestra la localización de las áreas de manifestaciones termales al sur y centro del lago (estrellas amarillas). La estrella amarilla de borde negro representa la localización del afloramiento del plano de falla descrito en el texto.

La Figura 4 muestra la reducción al polo de los datos aeromagnéticos del área de estudio (SGM, 1998). La cuenca de Cuitzeo está limitada por diferentes anomalías de altos magnéticos asociados a estructuras volcánicas en superficie. En esa figura se pueden ver dos altos magnéticos en el área de la cuenca, tanto la actual y como la paleo-cuenca, que se extiende más al sur y al este que la actual, cuyas fuentes evidentemente asociadas a rocas ígneas están cubiertas por unos cientos de metros de sedimentos lacustres arcillosos.

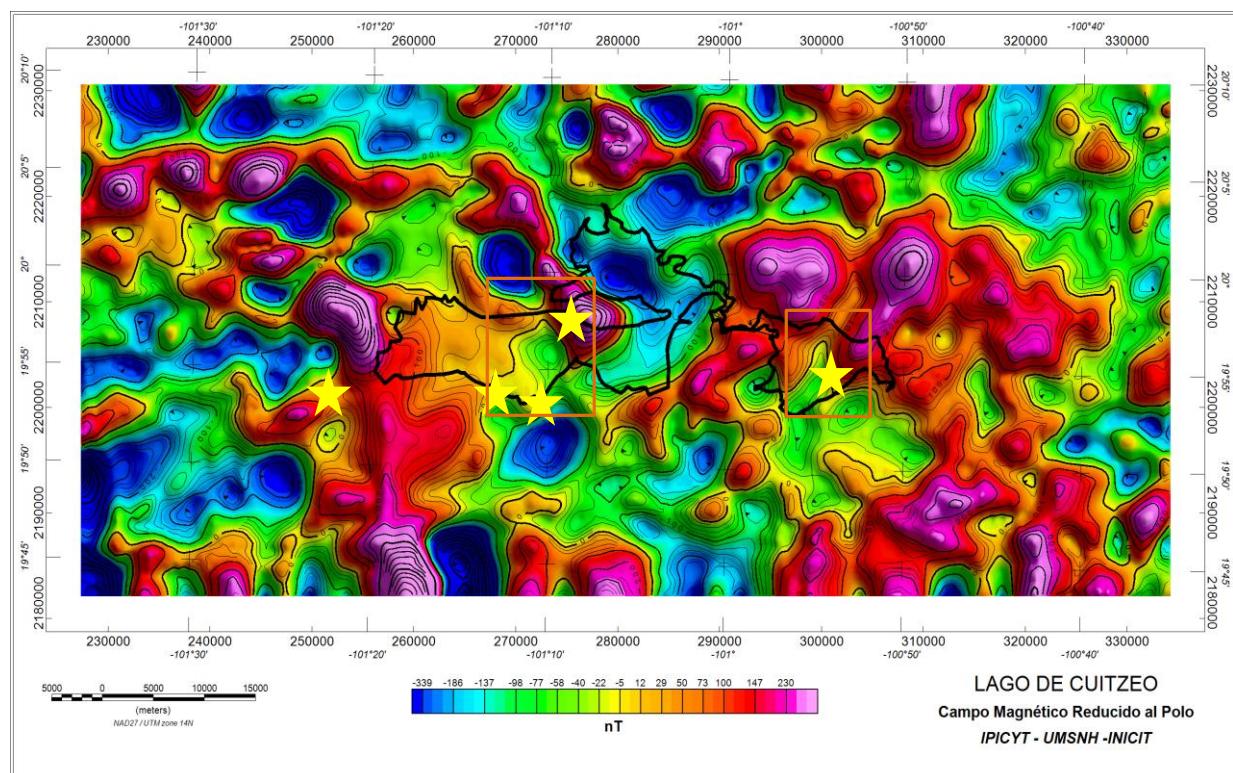


Fig. 4. Campo magnético reducido al polo del área de la Cuenca de Cuitzeo. Las estrellas amarillas son zonas de manifestaciones termales al sur y los rectángulos naranja son áreas de interés.

El área de un mínimo gravitacional en el centro de la Figura 4 comprende la zona de un alto magnético en superficie (ver Figura 3). El recuadro naranja del occidente representa el área de estudio. El alto magnético en el centro del recuadro naranja podría ser la expresión superficial de un cuerpo magmático que se encuentra bajo grandes espesores de arcillas lacustres, rodeado de manifestaciones hidrotermales en superficie. En este artículo se presentan resultados parciales de un 80% de los datos de campo geomagnético adquiridos en el área en estudio.

Al sur de la península de Cuitzeo y al este del puente de la autopista MX-43 (ver Figura 3), se encuentra una isla volcánica formada por rocas andesíticas en medio del lago. Durante un levantamiento geológico de campo en San Juan Tararameo (SJT) se encontraron en una cantera varios planos de un sistema de fallas principalmente lateral-derecho, de dirección N5°E, que se alinea con la isla volcánica. Los planos de falla (Figura 5) se presentaban en rocas sumamente fracturadas y completamente llenas de calcita de origen hidrotermal. Parece evidente que a través de estas fallas circularon fluidos de un paleo-sistema geotérmico, el cual podría estar relacionado ligado al mismo intrusivo que podría ser la fuente de calor actual de las manifestaciones termales en las áreas de SAM y SJT.

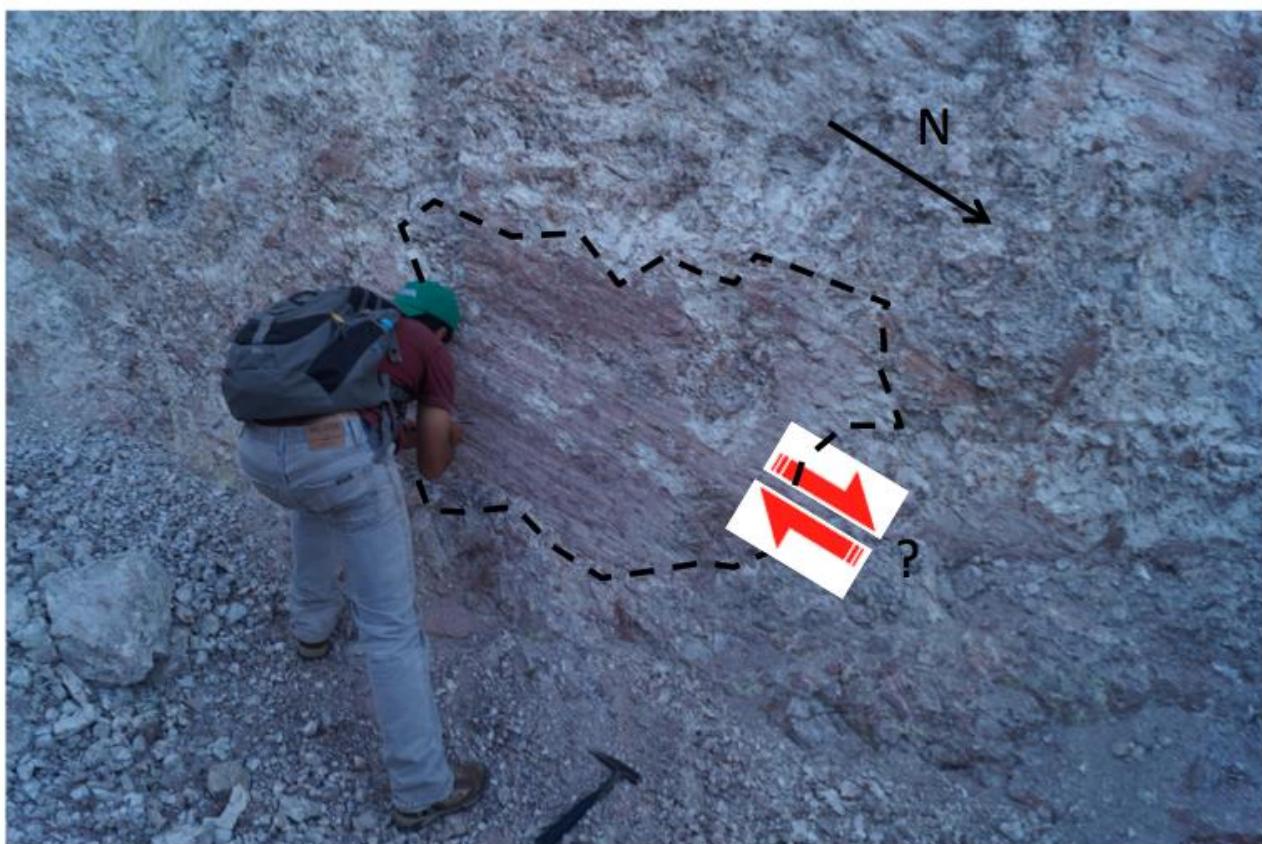


Fig. 5. Plano de falla lateral de dirección N5°E, ubicados cerca del pueblo de SJT. Los planos están sellados por depósitos de calcita hidrotermal.

3. Metodología

La Figura 6 muestra las estaciones de medición de magnetometría, alineadas a lo largo de varias líneas de unos 18 km de longitud y de dirección NW-SO. Las estaciones son equidistantes a 200 m y el espaciamiento entre líneas es de 1 km. Se utilizó un magnetómetro G-857 Geometrics de precesión protónica. Desde julio del año pasado se han tomado unas 700 muestras sobre estos recorridos. Las mediciones en el lago se realizaron utilizando un barco de fibra de vidrio para no afectar los resultados. Las estaciones terrestres, sobre todo las de la península de Cuitzeo, han sido difíciles debido a la presencia de edificios y otras fuente de ruido magnético como líneas de alta tensión.

El equipo incluye una estación base para medir las variaciones diurnas del campo magnético y una estación móvil que posee un GPS incorporado (Garmin Oregon 450). Se procesaron un total de 7 líneas. Se pretende adquirir más datos al norte y al sur para concluir el proyecto.

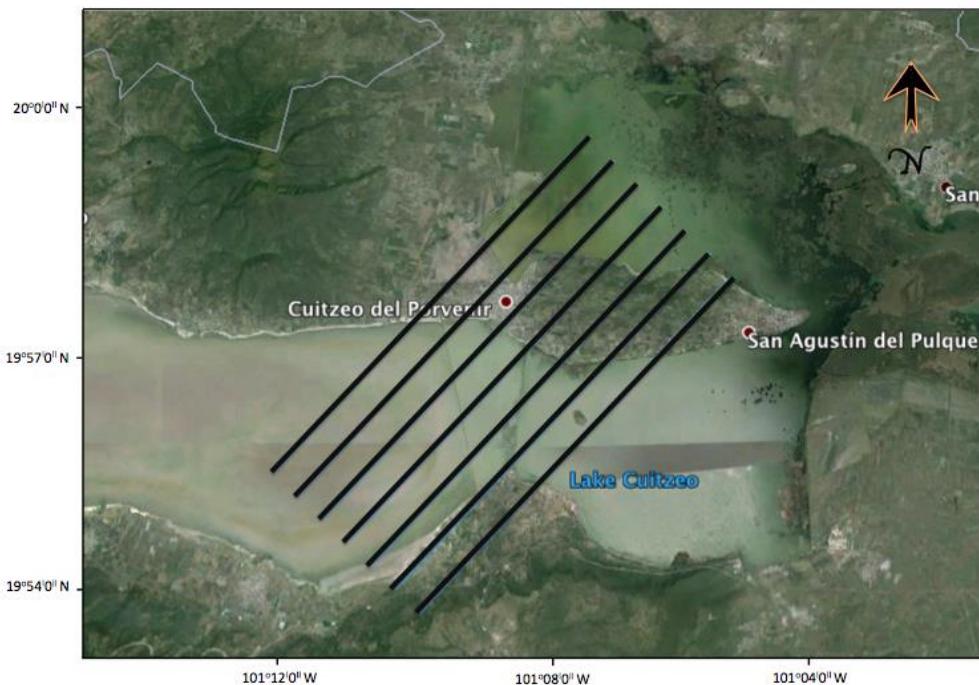


Fig. 6. Estaciones magnetométricas alineadas en siete líneas de rumbo NE-SW (mapa de fondo de Google Earth).

4. Resultados

En la Figura 7 se presentan los datos del campo magnético total reducidos al polo. La reducción al polo es un filtro que permite centralizar la posición de las anomalías magnéticas en superficie arriba de los cuerpos que las producen, simulando que estos fueran completamente verticales. Los datos de campo total reducidos al polo muestran una gama de valores desde los ~40,200 nanoTeslas (nT) hasta más de 41,500 nT en el centro del cuerpo que causa la anomalía. Puede verse que los altos magnéticos indican un cierto alineamiento ~N-S si se comparan con las anomalías de mínimos magnéticos, bajo valor magnético.

Los resultados indican que la isla volcánica al oriente del puente de la autopista MX-43 (ver Fig. 3), se encuentra encima del extremo sur del alto magnético, que a su vez sería generado por un probable cuerpo magmático que se encontraría a más de 1000 m de profundidad bajo sedimentos arcillosos lacustres. Estos sedimentos lacustres habrían actuado como una barrera que impidió el afloramiento del magma en la superficie como una erupción volcánica. Así, la isla volcánica parece ser la expresión superficial de esa intrusión magmática relativamente profunda.

La falla de dirección N5°E (ver Fig. 5), evidentemente relacionada con las estructuras *Basin and Range*, ha sido reactivada como falla lateral derecha en el campo de esfuerzo actual. El esfuerzo principal medio (σ_2) en dirección vertical facilita el ascenso de un cuerpo magmático profundo. Sin embargo, las arcillas pueden sellar los planos de falla que las cortan después de un cierto tiempo de inactividad de la falla (Antonellini & Aydin, 1994), lo que puede haber ocurrido en este caso. Es probable que la relativamente modesta dimensión del cuerpo intrusivo del subsuelo haya facilitado su entrampamiento debajo de los sedimentos lacustres. El fechamiento de las rocas andesíticas que componen la isla sin duda ayudará a establecer su relación con la actividad de las fallas.

5. Discusión

5.1. Relación entre las fallas normales B&R y las del CVM

La provincia B&R es un territorio muy extendido de la cordillera occidental norteamericana, cubriendo desde Canadá hasta México y atravesando Estados Unidos (Parson, 1995). Su origen ocurre al concluir la orogenia Laramide, hace unos 40-50 Ma, con el retroceso de la placa Farallón, lo que provoca una extensión ~E-W en superficie (Ferrari et al., 2002). La parte central de B&R (Great Basin, en el norte de California y Nevada) se caracteriza por tener un máximo de extensión de dirección ~E-W y con alrededor de un 300% de deformación en algunas estructuras a partir del Oligoceno Tardío (Wallace, 1987). En estas condiciones se crearon fallas normales lístricas de rumbo NNW hasta NNE, y/o sistemas de fallas normales de bajo ángulo, que se encargaron del desarrollo de la extensión.

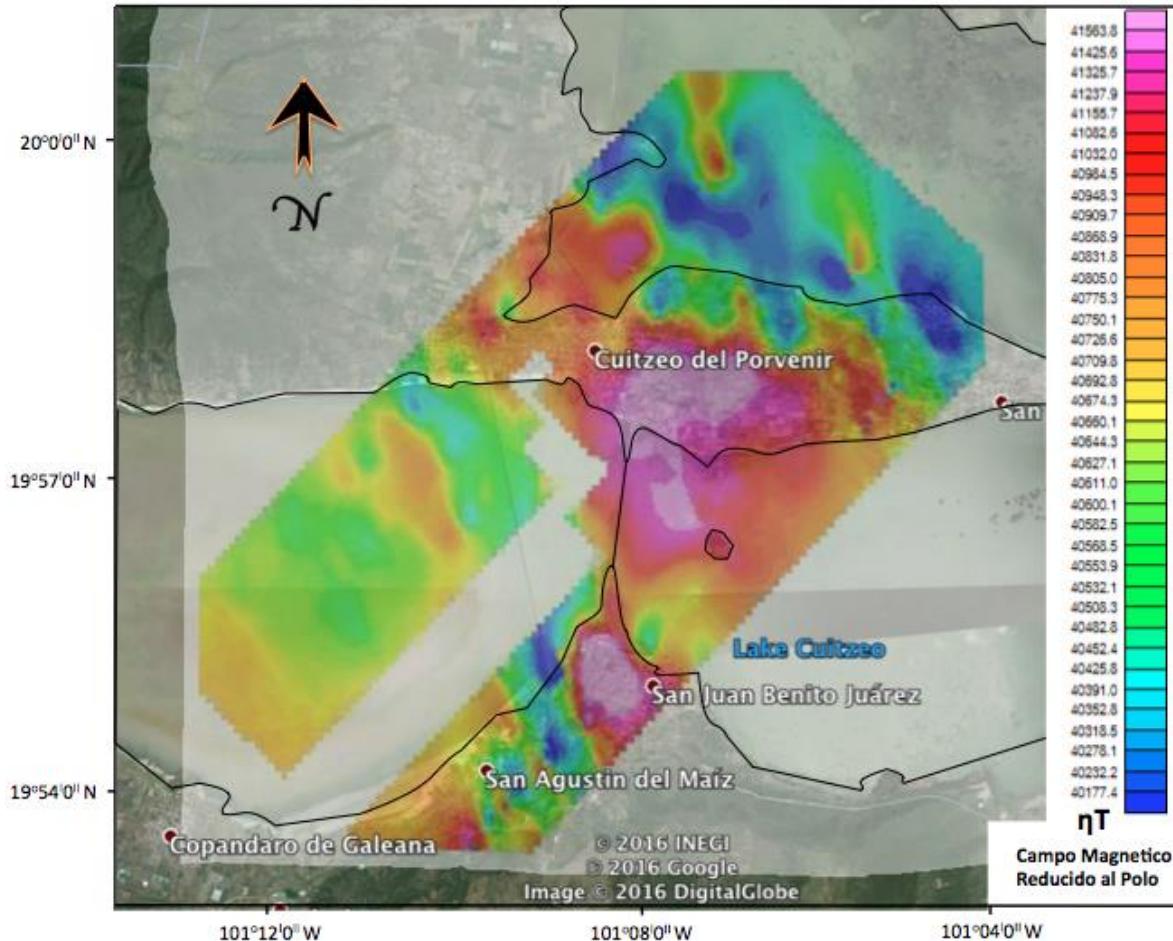


Fig. 7. Plano de campo magnético total reducido al polo.

De otra manera, para la parte sur de la provincia B&R en el oeste de México (Henry and Aranda-Gómez, 1992), Nieto-Samaniego et al. (1999) estimaron una extensión ~E-W de menos del 10%, desarrollada por fallas de hace unos 30 Ma (Garduño-Monroy et al., 2009). Tomar este valor de extensión como representativo de la edad de las estructura ~N-S bajo el sector central del CVM es justificado, tomando en cuenta que hay rocas ignimbriticas de la Sierra Madre Occidental (arco volcánico estrechamente ligado con la tectónica B&R; Aguirre-Díaz and Labarthe-Hernández, 2003) que han sido muestradas entre las capas más antiguas de la Sierra de Mil Cumbres, al sur de Lago Cuitzeo (Gómez-Vasconcelos et al., 2015).

Por lo tanto, puede asumirse una condición de baja extensión para las estructuras que se encargan de la extensión y que son fallas normales de alto ángulo (Henry and Aranda-Gómez, 1992). En el sector central del CVM tales estructuras cubren la gama de direcciones de NW-SE hasta NNE-SSW (Garduño-Monroy et al., 2009).

El Sistema de Fallas Morelia-Acambay (SFMA) es el sistema más activo del CVM. Este sistema se originó en

el Mioceno Tardío-Plioceno Temprano, hace unos ~7.3 Ma (Garduño-Monroy et al., 2009). En este sector (Gómez-Vazconcelos et al., 2015), como en otros sectores del CVM (e.g., Suter et al., 1995), las fallas E-W son de tipo lístrico, volviéndose horizontales a unos 8-9 km de profundidad y se encuentran basculando bloques, debido a la fuerte extensión ~N-S que caracteriza al CVM.

Las fallas normales ~N-S originadas por el sistema B&R en la parte meridional de la provincia (a la latitud del CVM), son más viejas y verticales que las del SFMA y llegando a mayor profundidad, ya que todavía presentan actividad. De ello puede inferirse que pueden representar una vía preferencial para el ascenso de cámaras magmáticas desde la corteza inferior hasta niveles más someros.

5.2. Modelo conceptual del sistema geotérmico en el centro del Lago de Cuitzeo

La Figura 8 muestra el modelo conceptual desarrollado en este trabajo para el probable sistema geotérmico que se manifiesta en superficie con las manifestaciones termales en los poblados de SAM y SJT, al sur del lago de Cuitzeo. El esquema muestra un hipotético corte en la superficie, desde el cual se detectan dos fallas/sistemas de fallas principales. Uno es de dirección E-W, característico del CVM, y limita la extensión del sistema hacia el norte. Estas fallas se vuelven horizontales a una profundidad de 8-9 km, probablemente cerca de la transición frágil-dúctil.

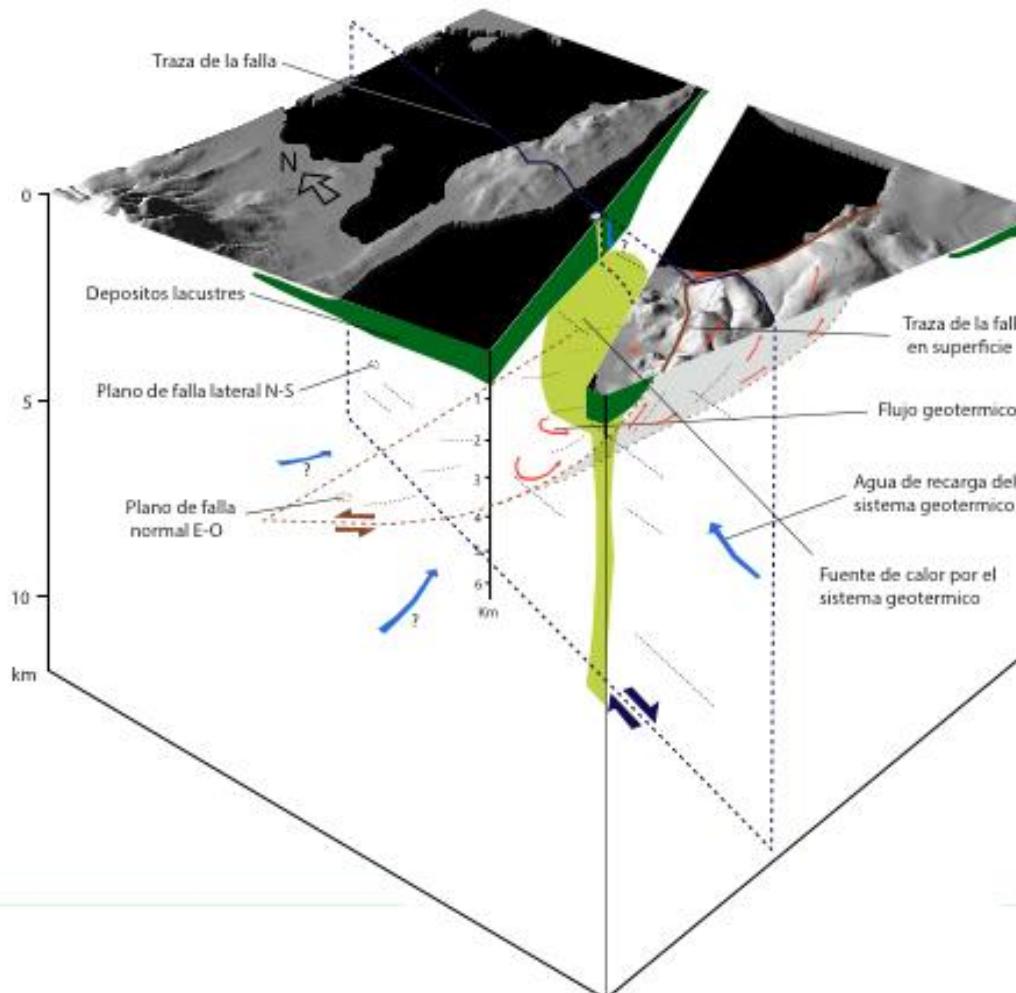


Fig. 8. Modelo conceptual del probable sistema geotérmico en el subsuelo del Lago de Cuitzeo. Las flechas rojas y azules representan el movimiento de fluidos de diferentes temperaturas. La única litología representada es la capa de sedimentos arcillosos lacustres del lago (color verde oscuro). El cuerpo magmático dibujado en el esquema (color verde claro) no está a escala.

El otro sistema principal es una falla lateral ~N-S que en superficie se encuentra alineada con el pueblo de SJT. Los planos de falla y fracturas se presentan totalmente sellados en superficie por depósitos de calcita de origen hidrotermal, indicando que la estructura fue sellada por un paleo-sistema geotérmico, facilitado por una limitada actividad de la falla durante el Cuaternario. Esta falla fue originalmente parte del sistema B&R, pero después fue reactivada como falla lateral debido a su cercanía a una estructura tectónica regional como la falla Tzitzio-Valle de Santiago. La falla lateral ~N-S se alinea actualmente con la isla volcánica identificada al centro del Lago de Cuitzeo (ver Fig. 3 así como la sección de la Figura 8).

Este modelo conceptual indica que la isla volcánica está directamente conectada con el cuerpo caliente que sería la fuente de calor del probable sistema geotérmico que da lugar a las áreas con manifestaciones termales al sur del lago. La falla lateral ~N-S tendría un ángulo casi vertical y una edad de más de 20 Ma, pero es de interés porque ha sido un plano de debilidad que facilitó la intrusión del cuerpo magmático en tiempos relativamente recientes. Durante su ascenso, este cuerpo encontró un grueso paquete de sedimentos lacustres acumulados en los últimos 7 Ma y quedó finalmente entrampado, aunque surgió como testigo la pequeña isla volcánica del lago. Dependiendo de su edad de emplazamiento, este cuerpo podría ser la fuente de calor del sistema geotérmico. El fechamiento de las rocas que constituyen la isla permitirá dilucidar la probable edad de emplazamiento.

El cuerpo intrusivo debajo de los sedimentos arcillosos también sería cortado a profundidad por las fallas E-W (ver Figura 8). Según el modelo, la mayor actividad de estas fallas E-W en el área y su bajo ángulo de inclinación permitirían que el agua fría fuera calentada por el cuerpo intrusivo en enfriamiento, a una profundidad de entre ~1.5 y 2.5 km, y que después pueda fluir a través de los planos de falla y fractura para llegar a brotar en superficie.

En las áreas de SAM y SJT muchas de las manifestaciones termales se alinean según estructuras normales (NE-SW y NW-SE en las dos zonas, respectivamente). En SAM algunas manifestaciones se alinean también según importantes fracturas NW-SE. Además, los depósitos superficiales de sínter en estas áreas indican una migración de la ubicación de las manifestaciones en sentido paralelo a la falla, debido al efecto conjunto de la deposición de minerales hidrotermales (que sellan las fracturas) y la creación de nuevas fracturas permeables (y/o crecimiento de las existentes) conjuntamente a la actividad de las fallas (Curewitz and Karson, 1997).

6. Conclusiones

Mediante los levantamientos geomagnético y geológico estructural, tomando en consideración edades relativas y actividad de los sistemas de fallas que afectan las zonas geotérmicas en estudio, hemos construido un modelo geológico conceptual que explica la presencia de manifestaciones hidrotermales en las mismas, ubicadas en el centro-sur del actual Lago de Cuitzeo cerca de los poblados de San Agustín del Maíz y San Juan Tararameo. En el contexto general de extensión de la porción norte del CVM, y de acuerdo con este modelo, una o más fallas ~N-S, originadas como parte del sistema B&R, permitieron el ascenso de un cuerpo magmático cuya evidencia superficial en una pequeña isla volcánica en el centro del lago. El cuerpo quedó entrampado debajo de los sedimentos arcillosos lacustres probablemente durante el Calabriano (Pleistoceno Tardío). Las estructuras ~N-S, al ser producto de una extensión más moderada, tienen ángulos más alto y pueden llegar a profundidades mayores (>15 km?), fungiendo como vías potenciales para el ascenso de magmas profundos.

Se infiere así que se ha formado un sistema geotérmico cuya fuente de calor es el cuerpo intrusivo en enfriamiento y cuyos fluidos provienen de acuíferos regionales profundos calentados por el cuerpo y mezclados con fluidos emitidos por este mismo. Los fluidos ascienden a la superficie de manera puntual, a través de las fallas del otro sistema, de dirección ~E-W, que son fallas de bajo ángulo y comportamiento lístrico a profundidad pertenecientes al SFMA. Estas fallas son más activas en la actualidad.

La edad del emplazamiento del cuerpo intrusivo resulta un dato crítico, por lo que se fecharán muestras de las rocas andesíticas y basálticas de la isla volcánica que se considera la expresión superficial del mismo.

Este modelo conceptual, y sobre todo las características y comportamiento de los dos sistemas de fallas, podría aplicarse a otras áreas del segmento central del CVM, pero para ello el modelo necesita validarse mediante otros estudios geofísicos, principalmente de sísmica de refracción o tomografías sísmicas.

Referencias

- Aguirre-Díaz, G.J., and Labarthe-Hernández, G., 2003. Fissure ignimbrites: Fissure-source origin for voluminous ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and its relationship with Basin and Range faulting. *Geology*, 31, no. 9, pp. 773-776.
- Antonellini & Aydin, 1994. Effects of faulting on fluid flow in porous sandstones: petrophysical properties. *AAPG Bulletin*, v. 78, pp. 181-201
- Arredondo-Fragoso, J.J., 1983. Levantamiento gravimétrico en la zona central de la Laguna de Cuitzeo, Michoacán. Informe 29-83, CFE, Gerencia de proyectos Geotermoelectrivos, México. Inedito.
- Barton, C.A., Zoback, M.D., and Moos, D., 1995. Fluid flow along potentially active fault in crystalline rock. *Geology*, v. 23, pp. 683-686;
- Brown, S.R., and Bruhn, R.L., 1996. Formation of voids and veins during faulting. *Journal of Structural Geology* 18, pp. 657-671.
- Cowie, P. and Scholz, C.H., 1992. Growth of faults by accumulation of seismic slip. *Journal of Geophysical Research*, v. 98, pp. 21809-21821.
- Curewitz, D., and Karson, J.A., 1997. Structural settings of hydrothermal outflow: Fracture permeability maintained by fault propagation and interaction. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 79, no. 3-4, pp. 149-168.
- Faulds, J.E., Coolbaugh, M.F., Blewitt, G. and Henry, C.D., 2004. Why is Nevada in hot water? Structural controls and tectonic model of geothermal systems in the northwestern Great Basin. *Geothermal Resources Council Transactions*, v. 28, pp. 649-654.
- Faulds, J.E., Coolbaugh, M.F., Vice, G. S., and Edwards, M.L., 2006. Characterizing structural controls of geothermal fields in the northwestern Great Basin: a progress report. *Geothermal Resources Council Transactions*, v. 30, pp. 69-76.
- Faulds, J.E., and Henry, C.D., 2008. Tectonic influences on the spatial and temporal evolution of the Walker Lane: An incipient transform fault along the evolving Pacific-North American plate boundary, in Spencer, J.E., and Titley, S.R., eds., Circum-Pacific Tectonics, Geologic Evolution, and Ore Deposits: Tucson, Arizona Geological Society, *Digest* 22, pp. 437-470.
- Faulds, J.E., Nicholas, H.H., Coolbaugh, M.F., Cashman, P.H., Kratt, C., Dering, G., Edwards, J., Mayhew, B. and McLachlan, H., 2011. Assessment of favorable structural settings of geothermal systems in the Great Basin, Western USA. *Geothermal Resources Council Transactions*, v. 35, pp. 777-783;
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., and Carrasco-Nuñez, G., 1999. Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt. *Geology*, 27, pp. 303-310.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., and Rosas-Elguera, J., 2002. Ignimbrite flare-up and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico — Implications for the late subduction history of the Farallon Plate. *Tectonics*, 21, doi:10.1029/2001TC001302.
- Ferrari, L., T. Orozco-Esquivel, V. Menea, and M. Menea, 2012 The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, no. 522-523 (2012), pp. 122-149.
- Garduño-Monroy, V.H. and Gutiérrez-Negrín, L.C.A., 1992. Magmatismo, hiatus y tectonismo de la Sierra Madre Occidental y del Cinturón Volcánico Mexicano. *Geofísica Internacional*, 31, pp. 417-429.

- Garduño-Monroy, V.H., R. Pérez-López, I. Israde-Alcántara, M.A. Rodríguez-Pascua, E. Szynkaruk, V.M. Hernández-Madrigal, M.L. García-Zepeda, P. Corona-Chávez, M. Ostroumov, V.H. Medina-Vega, G. García-Estrada, O. Carranza, E. López-Granados and J. C. Mora Chaparro, 2009. Paleoseismology of the southern Morelia-Acambay fault system, central Mexico. *Geofísica Internacional*, 48 (3), 319-335.
- Gómez-Vasconcelos G., V.H. Garduño-Monroy, J.L. Macías, P.W. Layer and J.A. Benowitz, 2015. The Sierra de Mil Cumbres, Michoacan, Mexico: Transitional volcanism between the Sierra Madre Occidental and the Trans-Mexican Volcanic Belt. *J. Volc. Geoter. Res.*, 301, pp. 128-147;
- Gómez-Cortez, J.J., R. Vázquez-Rosas, Á. Figueroa Soto, V.H. Garduño Monroy, J.A. Guevara Alday, y A. Mazzoldi, 2016. Integración de datos geofísicos para la elaboración de un modelo 3D de las zonas geotérmicas de San Agustín de Maíz y Araró, Mich. *Memorias del XXIII Congreso Anual Asociación Geotérmica Mexicana*, 10-11 de marzo de 2016, Morelia, Mich.
- Hardman, R.F.P., and Booth, J.E., 1991. The significance of normal faults in the exploration and production of hydro-carbons. In: Roberts, A.M., Yielding, G., Freeman, B. (Eds.), *The Geometry of Normal Faults*, Vol. 56 of the Geological Society, London, pp. 1-13 (Special Publication).
- Henry, C.D. and J.J. Aranda-Gomez, 1992. The real southern Basin and Range: Mid- to late Cenozoic extension in Mexico. *Geology*, 20, pp. 701-704.
- Israde-Alcántara I., V.H. Garduño-Monroy and R. Ortega-Murillo, 2002. Late Quaternary lacustrine paleoenvironment in the centre of lake Cuitzeo. *Hidrobiologica* 12(1), pp. 61-78.
- Li, Y., Vidale, J.E., Aki, K., Marone, C.J. and Lee, W.H., 1994. Fine structure of the Landers fault zone: Segmentation and rupture process. *Science*, 265, pp. 367-370.
- Mazzoldi, A., Rinaldi, A.P., Borgia, A., Rutqvist, J., 2012. Induced seismicity within geological carbon sequestration projects: maximum earthquake magnitude and leakage potential from undetected faults. *Int. J. Greenh. Gas Control*. 10 (2012), pp. 434-442.
- Nieto-Samaniego, A.F., L. Ferrari, S.A. Alaniz-Álvarez, G. Labarthe-Hernández, and J. Rosas-Elguera, 1999. Variation in Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, western Mexico, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 111, pp. 347-363.
- Parsons, T.E., 1995. The Basin and Range province: Chapter 7. In: *Continental Rifts: Evolution, Structure, Tectonics. USGS Publication*, Elsevier, Series number: 264, pp. 277-324.
- Pasquaré G., V.H. Garduño, A. Tibaldi and M. Ferrari, 1988. Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, 146, pp. 353-364.
- SGM, 1998. *Carta Magnética de Campo Total*, escala 1:50,000. Editada por el Servicio Geológico Mexicano. Cuitzeo E14-A13, Estado de Michoacán.
- Sibson, R.H., 1990. Conditions for fault-valve behavior. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* 54, pp. 15-28.
- Sibson, R.H., 2000. Fluid involvement in normal faulting. *Journal of Geodynamics*, 29, pp. 469-499.
- Smith, R.P., Kenneth, W.W., and Blackwell, D.D., 2001. Geologic and Geophysical Evidence for Intra-Basin and Footwall Faulting at Dixie Valley, Nevada. *Geothermal Resources Council Transactions*, v. 25, pp. 26-29.
- Suter, M., 1991. State of stress and active deformation in Mexico and the western Central America. In: Slemmons, Engdahl, Zoback and Blackwell, eds., *Neotectonics of North America*. Boulder, CO. *Geological Society of America Decade Map Volume*, pp. 401-421.
- Suter, M., Carrillo-Martínez, M., Martínez-López, M., and Farrar, E., 1995. The Aljibes half-graben – Active extension at the boundary between the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Basin and Range Province, Mexico. *GSA Bulletin*, 107(6), pp. 626-641.
- Wallace, R.E., 1987. Grouping and migration of surface faulting and variations in slip rates on faults in the Great Basin province. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77(3), pp. 868-876.

Wells, D.L., and K.J. Coppersmith, 1994. New Empirical Relationships among Magnitude, Rupture Length, Rupture Width, Rupture Area, and Surface Displacement. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 84, pp. 974-1002.