



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Facultad de Ingeniería

División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra

**Modelo de ebullición aplicado a sistemas
hidrotermales y sus implicaciones para la
exploración. Ejemplo del sistema El Cobre-
Babilonia, Taxco y Los Azufres, Michoacán**

Tesis

Para obtener el título de
Ingeniero Geólogo

Presentada por
Miguel Ángel Cruz Pérez

Dirigida por
Dr. Carles Canet Miquel



México, D.F.

2013



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Agradecimientos

A mi director de tesis Dr. Carles Canet Miquel por su incondicional apoyo, paciencia y disposición para la elaboración y desarrollo de este trabajo, así como por proponerme este tema que, aunque nada fácil fue afrontarlo, me pareció desde un inicio un importante reto, ¡muchas gracias doctor!

Los resultados y conclusiones que de ellos se obtuvieron no hubieran sido posibles sin la ayuda de la Dra. Sara Ivonne Franco Sánchez (Servicio Sismológico Nacional), a quien agradezco su vital apoyo en la programación y uso del programa en FORTRAN. Agradezco también al Dr. Eduardo González Partida, del Centro de Geociencias, por proporcionar los datos microtermométricos y ayudar en la selección e interpretación de los mismos. A mis sinodales Dr. Carlos Eduardo Garza González Velez, Dr. Enrique González Torres, Dr. Carlos Heinrich Schulze Schreiber e Ing. Juan Carlos Cruz Ocampo por sus comentarios y observaciones que me permitieron mejorar este trabajo, muchas gracias. Al Dr. Antoni Camprubí i Cano, del Instituto de Geología y a la Dra. Rosa María Prol-Ledesma, del Instituto de Geofísica por las conversaciones, comentarios y sugerencias que beneficiaron este trabajo.

Agradezco al programa de becas de licenciatura del Instituto de Geofísica por su apoyo durante el tiempo en que se gestó esta tesis.

Gracias a mi familia, por ser tan unida, a mis padres, Miguel y Martha y hermanos Denisse y Arturo, mis pilares fundamentales y para quienes estos agradecimientos constituyen sólo una ínfima fracción de mi más sincero aprecio y admiración. Mis logros los debo a ustedes. A Emilé, Javier y Jessica por sus sonrisas y que, aunque pequeños los dos primeros, no dejan de motivarme. Agradezco también a mis abuelos, tíos, a mis primos Omar y Hatzy por sus apoyos y consejos.

Esta lista estaría incompleta sin mis amigos: Mario, *Magdo*, César, Rodolfo, Fernando, Violeta, Elder, Edith, Abel, Nayelly, Néstor, *Campe*. No resto importancia a los que por el momento olvido mencionar. Gracias por compartir su amistad conmigo.

Gracias a Marianne Åkerberg, de quien tanto aprendí y a quien tanto debo.

Agradezco enormemente a la UNAM y a la Facultad de Ingeniería.

ÍNDICE

Resumen	I
Abstract	II
Capítulo 1. El sistema H₂O-NaCl y su importancia en los sistemas hidrotermales	
1.1. Ocurrencia del sistema en ambientes hidrotermales	1
1.2. Termodinámica del sistema H ₂ O-NaCl	5
1.3. Ebullición en el sistema	6
1.4. Profundidad de la ebullición	9
Capítulo 2. Depósito epitermal Taxco y sistema geotérmico Los Azufres	
2.1. Objetivo General	11
2.2. Generalidades del depósito epitermal Taxco, Guerrero	11
2.2.1. Geología regional	12
2.2.2. Sistema El Cobre-Babilonia	15
2.3. Generalidades del sistema geotérmico Los Azufres, Michoacán	17
2.3.1. Geología regional	17
2.3.2. El sistema Los Azufres	17
Capítulo 3. Modelo de ebullición	
3.1. Descripción del modelo	21
3.1.1. Primera parte del modelo	21
3.1.2. Segunda parte del modelo	22
3.2. Datos de microtermometría de las vetas El Cobre-Babilonia, Taxco	24
3.3. Datos de microtermometría del sistema geotérmico de Los Azufres	24
Capítulo 4. Interpretación y comparación de resultados	
4.1. Interpretación y comparación de resultados	27
4.1.a. Resultados para el sistema geotérmico de Los Azufres	27
4.1.b. Resultados para el sistema El Cobre-Babilonia de Taxco (Ag-Zn-Pb) ...	28
4.2. Discusión	29
4.2.1. Estimación de profundidades para los casos de Los Azufres y El Cobre-Babilonia	29
4.2.2. Aplicabilidad y errores del modelo de ebullición	30
Conclusiones	41
Bibliografía	43
Anexo	47

Resumen

Los sistemas hidrotermales en el ambiente epitermal y en las zonas geotérmicas (en contextos volcánicos) comparten muchas características como la temperatura y salinidad de los fluidos, las profundidades y los estilos de alteración. Los elementos de interés económico (Au, Ag, Zn, Pb, Cu) se concentran en intervalos de bonanza, principalmente como consecuencia de la ebullición de los fluidos durante su ascenso. El modelo de ebullición desarrollado por Canet *et al.* (Canet, C., Franco, S.I., Prol-Ledesma, R.M., González-Partida, E., Villanueva-Estrada, R.E. [2011] *J. Geoch. Explor.* 110, 118-125) aplicado a estos sistemas ayuda a confirmar o descartar la ebullición a partir de la distribución de datos microtermométricos (temperatura de homogenización y salinidad); además, permite establecer las paleopropiedades (bajo el paleonivel freático) de las zonas de ebullición, tomando en cuenta el efecto de las burbujas de vapor en la presión hidrostática y la variación de la densidad en el líquido residual por el aumento en la salinidad. En esta tesis, el modelo de Canet *et al.* (2011) se ha aplicado en el sistema geotérmico de Los Azufres, Michoacán, con el propósito de poner a prueba su validez y condiciones de aplicabilidad. Para ello, se han usado datos microtermométricos obtenidos en varios pozos de exploración, bajo la premisa de que las profundidades de muestreo son equiparables a las profundidades en el sistema hidrotermal (al tratarse de un sistema activo). Al comparar las profundidades de muestreo (en m bajo la superficie actual) con las profundidades calculadas (en m bajo el paleonivel freático), se obtiene una diferencia del ~10 % para el pozo Az23 y de ~20 % para el pozo Az16. Este error es aceptable para fines de una exploración basada en la zonificación de un sistema hidrotermal y corrobora la validez del modelo.

Tomando en cuenta lo anterior, se ha aplicado el modelo a las vetas de El Cobre-Babilonia de Taxco, Guerrero. Se trata de un sistema epitermal (Ag-Zn-Pb) de intermedia-baja sulfuración, del Eoceno Tardío. El modelo indica que la ebullición sucedió a un nivel relativamente somero, aproximadamente a partir de una profundidad de 403 m; este valor se obtuvo a partir de los datos microtermométricos de una muestra obtenida a ~200 m bajo la superficie actual. La profundidad calculada señala la base de la zona enriquecida en Ag y sugiere un nivel de erosión de ~200 m. Numerosos trabajos de inclusiones fluidas en depósitos epitermales establecen paleopropiedades basándose en las curvas de ebullición de Haas (Haas Jr., J.L. [1971] *Econ. Geol.* 66, 940-946). Para ello, proyectan el valor modal de temperatura de homogenización de las inclusiones fluidas de zonas con evidencias de ebullición —minerales o petrográficas— sobre la curva de ebullición correspondiente. Sin embargo, con este método se produce sistemáticamente una subestimación de la profundidad de hasta un 50 %. Por esta razón, sería necesario revisar las clasificaciones de los depósitos epitermales basadas en una zonación por profundidades, cuando éstas fueron estimadas con tal procedimiento.

Abstract

Hydrothermal systems in the epithermal environment of ore formation and in geothermal zones (in volcanic settings) share many characteristics, e.g. the temperature and salinity of fluids, the range of depths, and the alteration assemblages. Economic elements such as Au, Ag, Zn, Pb and Cu can be enriched in bonanza intervals, which, in many cases, is due to a precipitation process triggered by boiling. The model of boiling by Canet et al. (Canet, C., Franco, S.I., Prol-Ledesma, R.M., González-Partida, E., Villanueva-Estrada, R.E. [2011] J. Geoch. Explor. 110, 118-125) allows to confirm or rule out boiling on the basis of the distribution of fluid inclusion measurements (homogenization temperature and salinity); additionally, thermal profiles can be obtained with this model and, thus, paleodepth estimations are feasible. In this thesis, the model of Canet et al. (2011) has been tested using data from Los Azufres geothermal zone, Michoacán, under the hypothesis that the depth of sampling (in exploration drill holes) can be assumed as equivalent to the depth in the hydrothermal system (under the water table). The depths thus calculated differ from the sampling depths about 10 % and 20 % for the drill holes Az23 and Az16, respectively. This range of error is acceptable for purposes of mineral exploration based on deposit zoning at the district scale, corroborating the suitability of the model.

The model has been also applied to fluid inclusions data from the El Cobre-Babilonia veins of Taxco, Guerrero, a low- to medium-sulfidation epithermal deposit (Ag-Zn-Pb) that is Late Eocene in age. The results indicate that boiling took place at a rather shallow level, roughly starting at a paleodepth of 403 m; this value was obtained from data of a sample from an adit at ~200 m below the present surface. The calculated depth, which marks the base of the Ag-rich zone of the deposit, suggests a level of erosion of about 200 m, consistent with the age of the deposit. Many previous studies of fluid inclusions in epithermal deposits made paleodepth estimations applying directly the boiling curves of Haas (Haas Jr., J.L. [1971] Econ. Geol. 66, 940-946). Hence, modal values of homogenization temperature of boiling intervals are plotted on the corresponding boiling curve. However, this method produces a systematic underestimation of depth of up to 50 %. Therefore, it would be recommendable to revise the classifications and studies of epithermal deposits based on depth zoning, in those cases where depth was calculated with such procedure.

CAPÍTULO

1

*EL SISTEMA H_2O - $NaCl$ Y SU
IMPORTANCIA EN LOS SISTEMAS
HIDROTERMALES*

1.1. Ocurrencia del sistema en ambientes hidrotermales

Los ambientes hidrotermales son porciones de la Tierra en donde tiene lugar la circulación o movimiento de soluciones acuosas calientes. Los fluidos existentes en el interior de la Tierra juegan un papel determinante en la formación de los depósitos minerales. El estudio de estos fluidos acuosos ha permitido establecer una clasificación general de los mismos, englobados bajo el nombre de fluidos naturales (Figura 1).

El papel de estos fluidos en la formación de depósitos minerales no se atribuye exclusivamente a uno u otro, sino que existe una contribución en mayor o menor grado de ellos (cf. Wilkinson, 2001). De esta manera, la concentración de minerales de interés económico en la corteza se lleva a cabo por la interacción de diversos factores complejos, a saber, herencia metálica, ascenso de fluidos, y los procesos físicos que ocasionan la precipitación. Los depósitos asociados al magmatismo como los pórfidos de cobre, los skarns, los depósitos epitermales y los depósitos volcanogénicos de sulfuros masivos (VMS por sus siglas en Inglés: *volcanogenic*

massive sulfide deposits) involucran fluidos hidrotermales con dicha herencia. Los metales que se encuentran en el magma y en los fluidos hidrotermales son adquiridos de diversas formas y fuentes, tal es el caso de la fusión del manto, la transferencia de masa de corteza en subducción, de la fusión de la corteza, o de la lixiviación de la roca encajonante (Hedenquist y Lowenstern, 1994), por mencionar algunos. Otro factor es el ascenso de fluidos, provocado por el calor interno de la Tierra y manifestado mayoritariamente, en la superficie, en zonas volcánicas; dentro de este marco, el ascenso se ocupa de transportar masa (agua, metales, ligantes, volátiles) y calor hacia profundidades sub-superficiales de la corteza de manera convectiva (Bodnar, 2005). El papel del volcanismo en la formación de depósitos minerales se ve reflejado en la distribución de dichos depósitos en la margen circum-pacífica, en donde la actividad volcánica ha sido y continúa siendo muy activa. Muy importantes también son los procesos físicos que experimentan los fluidos, siendo los más importantes para los depósitos hidrotermales la separación de fases y la mezcla de fluidos (Wilkinson, 2001). En el presente trabajo se hará énfasis en la separación de fases

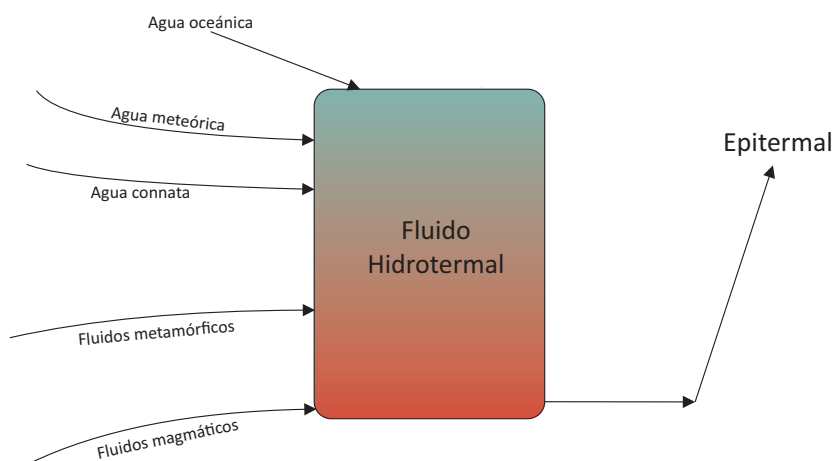


Figura 1. Fluidos naturales de la Tierra. La interacción entre ellos puede formar un fluido hidrotermal. El agua meteórica incluye agua superficial y de circulación profunda. Los fluidos magmáticos se reportan algunas veces también como aguas juveniles. Modificado de Skinner (1997).

que experimenta el fluido hidrotermal, la cual puede ocurrir de dos maneras: por ebullición o por efervescencia (Wilkinson, 2001).

El estudio de los depósitos hidrotermales ha permitido establecer análogos actuales. En el trabajo de Waldemar Lindgren en 1928 se reconoce por primera vez la correlación entre los sistemas epitermales y los sistemas geotérmicos activos, sin embargo, fue White en 1955 quien detalló el estudio de los sistemas activos y la aplicación de sus resultados a los depósitos epitermales. En los sistemas geotérmicos actuales se ha observado que la salinidad de las salmueras es similar a la encontrada en los depósitos epitermales (*cf.* Haas, 1971) sumado a los trabajos de exploración en sistemas geotérmicos, en los que se han encontrado sulfuros de metales base diseminados con algo de plata así como también

alteración argílica y propilítica (Henley, 1985), equivalentes a las asociadas a sistemas epitermales en su porción más superficial (Simmons *et al.*, 2005). A su vez, Henley (1985) y Pirajno (2009) mencionan que los precipitados rojos-naranjas en algunas descargas naturales de sistemas geotérmicos tienen cantidades de mena de oro y plata, junto con una serie de elementos como el As, Sb, Hg, Tl, reconocidos como característicos de sistemas epitermales. En los primeros cientos de metros en los sistemas geotérmicos activos es donde se encuentran las descargas naturales, cuyos rasgos característicos incluyen los sínteres de sílice y brechas hidrotermales, y que son reconocidos como parte de algunos depósitos epitermales.

Para el caso de los depósitos VMS, por ejemplo, los análogos actuales se encuentran

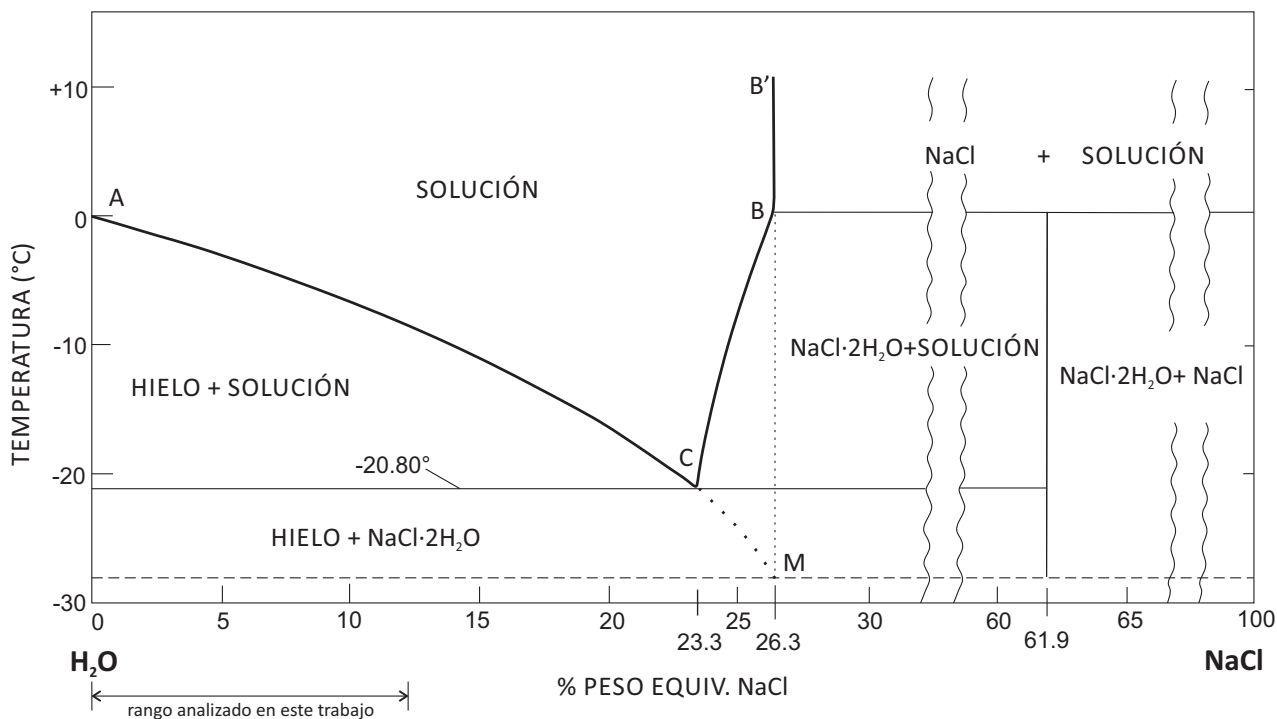


Figura 2. Diagrama de fases del sistema H₂O-NaCl a bajas temperaturas y en equilibrio con vapor, presión igual a 1 [bar]. Las líneas punteadas representan extensiones metaestables y que se intersectan en el punto eutéctico metaestable de hielo+NaCl+líquido M a los -20.8 °C. Línea A-C: línea del líquido para el hielo, C: punto eutéctico del sistema. Las líneas curvas verticales representan la posible existencia de la hidrohalita por encima de su campo de estabilidad debido a que se funde de manera lenta. Las salinidades comunes encontradas en ambientes epitermales (0-12 % peso equiv. NaCl respectivamente; ver Tabla 1) sugieren que la porción del sistema H₂O-NaCl

en ambientes volcánicos submarinos, distribuidos en dorsales meso-oceánicas (65%), en cuencas de trasarco (22%), en arcos volcánicos submarinos (12%), y en volcanes intraplaca (1%) (Hannington *et al.*, 2005). Las exploraciones en el fondo marino permitieron el descubrimiento del campo hidrotermal TAG en 1972 en la dorsal del Atlántico Norte, gracias al proyecto *Trans-Atlantic Geotraverse* (TAG) de la *National Oceanic and Atmospheric Administration* (NOAA) (ver Rone, 1980). Otro descubrimiento importante fue un depósito de sulfuros masivos en aguas profundas en el Pacífico Este (ver Francheteau *et al.*, 1979; Hekinian *et al.*, 1980) evidenciando la importancia de la exploración y entendimiento de la corteza oceánica en la búsqueda de recursos metálicos. Las manifestaciones submarinas más reconocidas con la mineralización son los humaderos negros (*black smokers*), estudiados por primera vez por MacDonald *et al.*, (1980), descargas de alta temperatura (~350°C) cuya disipación de calor es equivalente a la esperada en un segmento en expansión de corteza oceánica de entre 4 y 7 km de longitud (Macdonald *et al.*, 1980). La mayoría de los humaderos negros se dan en dorsales meso-oceánicas de rápida expansión, sin embargo, los depósitos VMS (activos) más grandes se localizan en centros de intermedia y baja expansión, y en cuencas de trasarco profundas (Hannington *et al.*, 2005). Actualmente, se considera que los depósitos formados en márgenes convergentes son los análogos más cercanos a los depósitos VMS antiguos, no obstante, Hannington *et al.* (2005) indican que los intentos de correlacionar los depósitos VMS antiguos con el ambiente tectónico ha estado limitado por las distinciones amplias y generales hechas entre los ambientes de arco, trasarco, y dorsales meso-oceánicas, y por el hecho de que depósitos VMS con diferentes asociaciones de roca encajonante ocurren comúnmente en las mismas regiones o distritos. En comparación con los depósitos epitermales, el conocimiento que se tiene acerca de los depósitos VMS es menor,

puesto que los modelos de depósito se encuentran mejor definidos, o mejor delimitados en los depósitos epitermales.

Una fuente muy importante de información sobre los procesos asociados con la formación de depósitos hidrotermales son las inclusiones fluidas. Durante el proceso de formación de un depósito mineral pequeñas porciones de los fluidos hidrotermales son atrapadas como inclusiones fluidas dentro de los cristales, proporcionando en algunos casos pistas sobre el ambiente de formación; dicha hipótesis fue propuesta inicialmente por Henry Clifton Sorby en 1858. Los estudios de inclusiones fluidas han contribuido enormemente al entendimiento de los depósitos hidrotermales y, en muchos casos, han brindado casi todos los datos conocidos acerca de las temperaturas, composiciones, densidades, y presiones de los fluidos hidrotermales (Roedder y Bodnar, 1997). Para poder inferir condiciones P-T de atrapamiento a partir de inclusiones fluidas se debe conocer la composición y salinidad de las inclusiones (Figura 2). La salinidad se obtiene a partir de la temperatura de fusión del hielo del sistema termodinámico en estudio (obtenida en estudios microtermométricos). Hay que considerar que si el fluido contiene cantidades significativas de CO₂, la estimación de la salinidad incrementará, ya que cuando estos fluidos acuosos se enfrían forman un hidrato (clatrato) que incorpora agua en su estructura, resultando en un incremento aparente de salinidad. El uso de inclusiones fluidas para geotermometría es un resultado de la contracción diferencial del mineral huésped y la inclusión fluida desde el enfriamiento de la temperatura de atrapamiento hasta la temperatura de observación. El fluido se encoge mucho más que el mineral huésped, y en el caso más simple, la diferencia se muestra como una burbuja en el líquido a temperatura superficial. Se necesita revertir este proceso calentando la muestra hasta que la burbuja desaparece (*i.e.*, la inclusión fluida se homogeniza). Para obtener la temperatura a la cual la burbuja apareció primero hace millones o billones de años la temperatura

obtenida es la temperatura mínima de atrapamiento de la inclusión (T_H) (Roedder, 1984). La Tabla 1 muestra algunas características de las inclusiones fluidas en depósitos epitermales de baja sulfuración, puesto que son un tipo de depósitos epitermales comunes en México.

Los análisis de inclusiones fluidas indican que, para las fases líquidas los mayores solventes encontrados en inclusiones fluidas son H_2O , CO_2 , H_2S ; los mayoría de los iones en solución son Na, K, Ca, Mg, Cl, HCO_3^- , CO_3^{2-} , HS^- , HSO_4^- y SO_4^{2-} (Holland y Malinin, 1979; Roedder y Bodnar, 1997; Burke, 2001). De entre los elementos mencionados el Na^+ y el Cl^- son los más abundantes y muchas de las propiedades de presión-volumen-temperatura-composición (PVTX) de los fluidos hidrotermales pueden ser entendidas en términos de las propiedades de soluciones en el sistema H_2O -NaCl (Holland y Malinin, 1979). El hecho de que los fluidos involucrados en la formación de depósitos hidrotermales sean de naturaleza salina y de que estén también presentes en sus análogos actuales, ha hecho del estudio del sistema H_2O -NaCl una importante fuente de información, puesto que porciones de este fluido son también atrapadas como inclusiones fluidas y son posibles de observar y analizar.

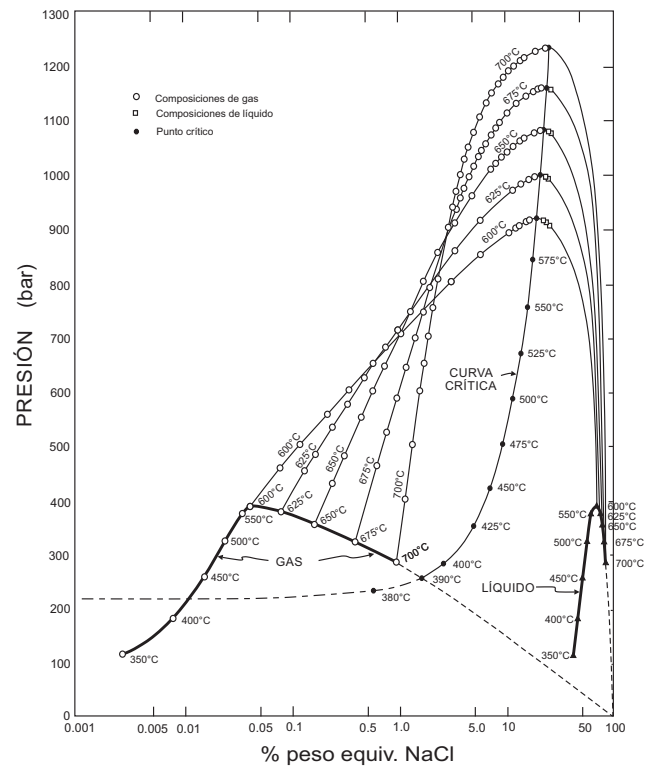


Figura 3. Diagrama P-X del sistema H_2O -NaCl que muestra la composición de gases y líquidos coexistentes. Obsérvese que la salinidad en el gas es considerablemente menor que en el líquido y por tanto su densidad. Las condiciones críticas del sistema: presión temperatura aumentan en función del contenido de NaCl. Tomado de Sourirajan y Kennedy (1962).

Tabla 1. Características de inclusiones fluidas en depósitos epitermales de baja sulfuración. Cc: calcita, Daw: dawsonita, Qz: cuarzo, Sph: esfalerita, T_H = temperatura de homogenización. Modificado de Hedenquist y Lowenstern, (1994); Wilkinson, (2001) y Camprubí *et al.* (2003).

Depósito	Mineral huésped	Rango de T_H	Rango de salinidad (wt.% NaCl equiv.)	Minerales hijo	Fases atrapadas	Comentarios	Ejemplo de análogo actual
Epitermal de baja sulfuración Au (Ag, Pb-Zn)	Qz, Cc, Sph	100-300	0-12	Daw	--	A veces bajo CO_2 , ebullición común.	Sistemas geotérmicos con fuentes termales de pH neutro.

1.2. Termodinámica del sistema H₂O-NaCl

El estudio del sistema H₂O-NaCl, particularmente, permite establecer el comportamiento de las fases bajo regímenes de presión, temperatura, y composición en diversos ambientes hidrotermales, y permite realizar deducciones más precisas sobre los procesos asociados a la mineralización. Cabe notar que el estudio del sistema H₂O-NaCl es un acercamiento termodinámico idealizando la composición de las salmueras complejas encontradas en los ambientes geológicos, puesto que los fluidos contienen además otras sales. No obstante, se ha demostrado que las propiedades de presión, volumen, temperatura, composición (PVTX) de salmueras complejas son comúnmente dependientes de la salinidad más que de la composición química (Atkinson, 2002). El sistema H₂O-NaCl ha sido estudiado de diversas formas: a bajas temperaturas y presiones, y a altas temperaturas y presiones, sumado a una serie de rangos en composición. El espacio de altas temperaturas y presiones es quizá el espacio más estudiado del sistema (Sourirajan y Kennedy, 1962; Driesner y Heinrich, 2007), en donde los diagramas de fases son las más importantes fuentes de información respecto al comportamiento de las soluciones. Dichos diagramas proveen conocimiento acerca de la composición y variabilidad en la estabilidad de las fases en función de la temperatura (T), presión (P), y composición (X) en un sistema. Se revisan a continuación las propiedades del sistema H₂O-NaCl a bajas temperaturas.

El sistema H₂O-NaCl tiene un compuesto intermedio, la hidrohalita (NaCl·2H₂O). El punto eutéctico de un sistema es el punto de temperatura en el sistema por debajo del cual se forma un sólido de composición única. Dicho punto en el sistema H₂O-NaCl se encuentra a -20.8°C debajo del cual solidifica hielo + hidrohalita. En la Figura 2 se aprecia el comportamiento de las fases a bajas temperaturas y en equilibrio con vapor, siendo la presión total igual a 1 bar. Se muestra que, debajo de la temperatura del punto eutéctico (-20.80°C, punto C) se presenta hielo + hidrohalita,

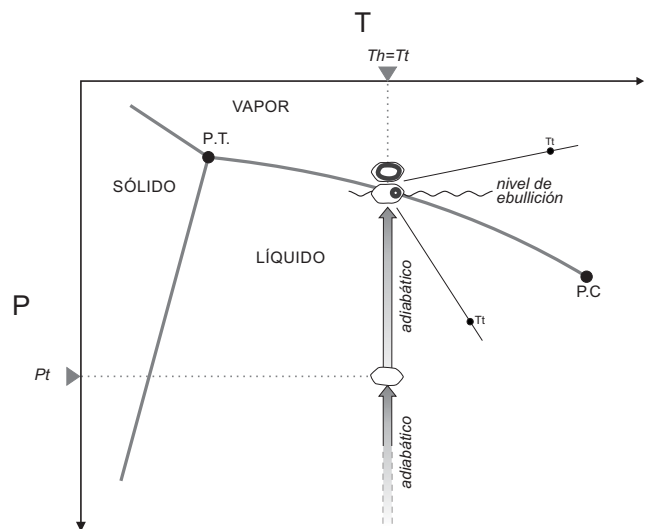


Figura 4. Diagrama P-T que muestra atrapamiento en un medio heterogéneo de inclusiones fluidas por ebullición. Pt: presión de atrapamiento; Th: temperatura de homogeneización; Tt: temperatura de atrapamiento; P.C.: punto crítico; P.T.: punto triple. En un sistema epitermal los fluidos ascienden de manera adiabática (sin pérdida significativa de calor) hasta experimentar una disminución de presión y que se traduce en ebullición a una cierta profundidad. En tal medio, las asociaciones de inclusiones fluidas atrapadas pueden mostrar grados de relleno distintos, siendo algunas de ellas ricas en vapor y otras ricas en líquido. Las líneas que contienen los puntos Tt muestran isocoras o líneas de igual densidad, y ejemplifican la evolución de la inclusión hasta la temperatura de observación o atrapamiento, correlacionable con la presión de atrapamiento y, por ende, con la profundidad. Es de esperarse que las inclusiones ricas en vapor homogenicen a dicha fase, mientras que aquellas ricas en líquido homogenicen a líquido. Modificado de Canet *et al.* (2011).

este sólido tiene como composición un porcentaje de peso equivalente de NaCl igual a 26.3 (composición eutéctica). La hidrohalita se fusiona de manera incongruente, es decir, no se funde de manera uniforme y se separa en otras sustancias. Esta fusión incongruente se lleva a cabo a 0.1°C para formar NaCl (48.3 wt.%) y un líquido B (51.7 wt.%) (Roedder, 1984). Otro importante aspecto del sistema es que presenta una curva del líquidus muy pronunciada para NaCl, en la Figura 2 se aprecia, por ejemplo, que la línea B-B' es vertical,

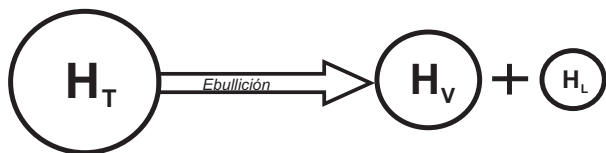


Figura 5. La ebullición como proceso isoentálpico en sistemas hidrotermales. Después de la ebullición la entalpía del vapor es mayor que la del líquido residual. H_L : entalpía del líquido, H_T : entalpía total o del reservorio, H_V : entalpía del vapor.

reflejando un pequeño cambio en la solubilidad para NaCl a bajas temperaturas y que continúa hasta por debajo de los 100°C (Roedder, 1984; Holland y Malinin, 1979). Para NaCl, por debajo de los 100°C el cambio en la solubilidad es muy pequeño, contrastando con la solubilidad a altas temperaturas ($\gg 100^\circ\text{C}$). La curva del líquidus para NaCl se dobla conforme la temperatura aumenta y finaliza en el punto de fusión para NaCl a los 800.4°C (Roedder, 1984).

Es común encontrar que en el espacio de altas temperaturas y presiones el sistema H_2O -NaCl se estudia con base en las fases coexistentes líquido-vapor y en equilibrio. El punto crítico en un sistema unitario (H_2O por ejemplo) es el límite físico del comportamiento fluido-fluido (líquido-gas) y por encima del cual se presenta un estado diferente de la materia: un fluido supercrítico. Este punto se ve afectado por la adición de otro componente en el sistema (NaCl por ejemplo) y en consecuencia una curva crítica conectará ambos puntos críticos. El NaCl en solución incrementa el punto crítico del sistema, así, la temperatura por encima de la cual se alcanza el estado crítico de la materia esta en función de la salinidad de la solución, dicho fenómeno ocurre también cuando otras sales están en solución. Para el sistema H_2O -NaCl el incremento se da de manera lineal en

soluciones insaturadas (Sourirajan y Kennedy, 1962). Un comportamiento clave de las soluciones salinas o salmueras es la tendencia de incremento de temperatura y su relación con la composición. En la Figura 3, obsérvese por ejemplo, que la curva de igual temperatura de 600 °C conecta concentraciones de NaCl en el campo de gas saturado y en el campo de líquido saturado, indicando composiciones de fluidos coexistentes; suponiendo que no hay cambios de temperatura, dicha curva de 600°C indica una composición de ~0.05 % en peso de NaCl para la fase vapor y una composición de ~60 % en peso de NaCl para la fase líquida. Comparando con otra, si se observa la curva de temperatura de 700°C se verá que indica una composición de ~10 wt. % de NaCl para la fase vapor y una composición de ~80 wt.% de NaCl para la fase líquida. Por lo tanto, a medida que la temperatura aumenta la salinidad en el líquido aumenta considerablemente, en tanto que la salinidad para la fase gaseosa aumenta en mucha menor proporción. Si bien la Figura 3 ilustra las condiciones de altas temperaturas, el enriquecimiento de sales en el líquido también ocurre a más bajas temperaturas, como en el ambiente epitermal.

Las temperaturas de homogeneización de las inclusiones fluidas se pueden dar en el espacio L ó V, aunque también pueden existir temperaturas de homogeneización en el campo de fluidos supercríticos. La Figura 4, por ejemplo, muestra la evolución de una inclusión desde el momento de su atrapamiento hasta el momento de su observación. Si las inclusiones fueron atrapadas de manera heterogénea, algunas presentarán enriquecimiento en líquido mientras que otras presentarán enriquecimiento en vapor.

1.3. Ebullición en el sistema

La ebullición es el proceso más importante que desencadena la deposición mineral económica en muchos depósitos puesto que controla parámetros clave para la depositación de la mena: pH, partición de componente volátiles hacia la fase

vapor, salinidad y solubilidad de minerales (Canet *et al.*, 2011). Por lo tanto, la tarea de determinar intervalos de ebullición en un depósito hidrotermal tiene implicaciones directas en los criterios de exploración minera ya que el nivel de ebullición se asocia comúnmente con la mineralización más intensa (Drummond y Ohmoto, 1985). Se entiende por ebullición al proceso de separación rápida de una fase gaseosa consistente en vapor de agua de un sistema agua(-sal), debido a un incremento de temperatura o disminución de presión (Canet *et al.*, 2011). En condiciones de ebullición el líquido se enriquece en solutos, aunque algunos solutos volátiles migran junto con la fase vapor en ciertas condiciones geológicas (*i.e.* migración de oro en complejos tiosulfurados, arsénico, antimonio, etcétera). En el rango de temperaturas durante

el cual la ebullición se lleva a cabo el líquido se enfría gradualmente hasta el cese de esta. La ebullición es un proceso isoentálpico más que isotérmico, e implica un aumento de calor en la fase vapor y una disminución del mismo en la fase líquida después de la ebullición (Figura 5), manteniéndose la cantidad total de calor igual a la encontrada en el líquido antes del proceso. Drummond y Ohmoto (1985) distinguen entre tres tipos de ebullición:

- * ebullición en un sistema cerrado,
- * ebullición en un sistema abierto, y
- * ebullición natural.

La ebullición en un sistema cerrado es aquella en donde no hay intercambio de masa y en la que el sistema se expande provocando una disminución de presión y la consecuente

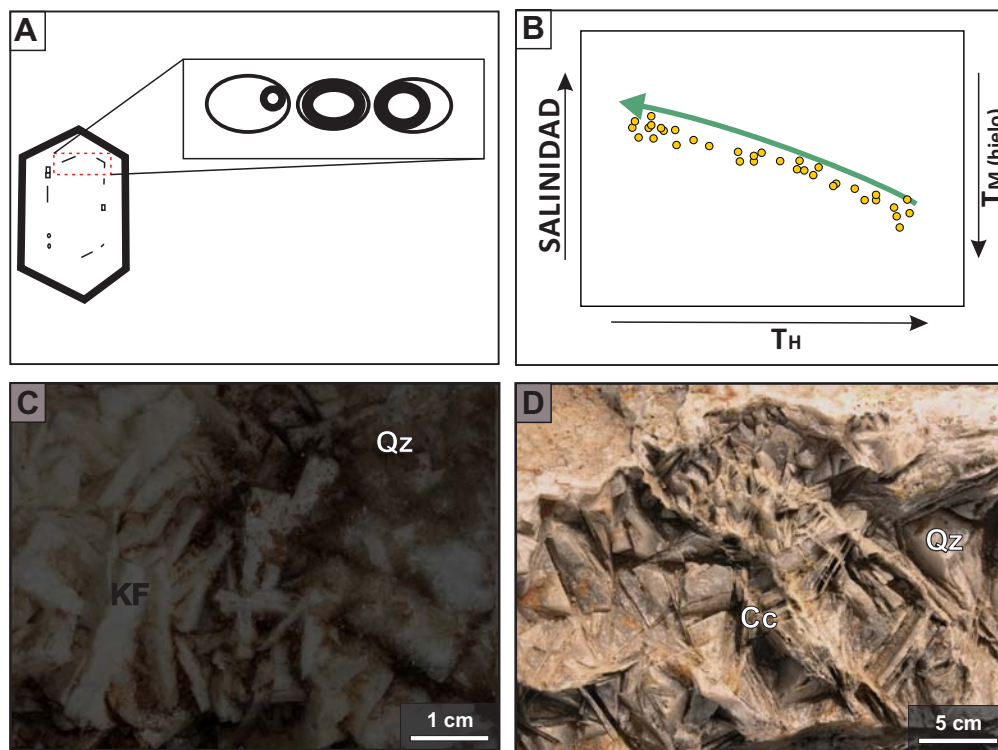


Figura 6. Evidencias de ebullición en sistemas hidrotermales, las cuales pueden ser petrográficas, microtermométricas y/o mineralógicas. A: Asociación de inclusiones fluidas primarias con grados de relleno distintos. B: Gráfico salinidad-T_H-T_M (hielo) en donde se asume que la ebullición inicia en una alta temperatura y finaliza a una menor temperatura; las mediciones microtermométricas realizadas a inclusiones de la Figura A indicarían que conforme la ebullición avanza (flecha verde) la salinidad aumenta en el líquido residual en tanto que disminuye T_M (ver también Figura 2). C y D: la precipitación de adularia (KF) y calcita hojosa (Cc) permite inferir la ebullición en sistemas hidrotermales.

ebullición; la ebullición en un sistema abierto es aquella en donde existe un intercambio de masa y en donde no hay interacción entre la fase vapor separada del líquido, este tipo de ebullición es el más efectivo para la deposición mineral; por último se encuentra la ebullición natural, entendida como una combinación de ebullición abierta y cerrada y la que se presenta en los sistemas hidrotermales .

En un ambiente epitermal la presión bien puede ser de 10 bar y la temperatura de 200 °C aproximadamente. Si el sistema se encuentra activo se considera entonces que el calor de los fluidos ascendentes no se disipa en los alrededores, puesto que también ascienden de manera convectiva. El atrapamiento heterogéneo de un fluido se ve reflejado en asociaciones de inclusiones fluidas, por ejemplo, cuando se observan grados de relleno distintos o bien relaciones volumétricas distintas entre la fase gaseosa y la fase líquida en la asociación. Uno de los atrapamientos heterogéneos que se pueden presentar en ambientes hidrotermales es en un medio en ebullición. La ebullición en tales casos es alcanzada por una disminución de presión en el sistema y finaliza cuando la presión vuelve a aumentar debido al sellado de fracturas. En tal escenario las inclusiones pueden presentar grados de relleno distintos así como una salinidad que tiende a aumentar conforme la temperatura de homogeneización disminuye (ver Canet *et al.*, 2011). Los fluidos hidrotermales pierden la mayoría de sus componentes volátiles (CO_2 y H_2S principalmente, CH_4 , SO_2 , H_2), transferidos hacia la fase vapor, así como también metales, incorporados en la precipitación de minerales. La pérdida de volátiles de la fase líquida aumenta el pH de la solución volviéndola más ácida y reactiva, provocando alteración de la roca encajonante. En cambio, solutos no volátiles como el Cl y el Na permanecen en el líquido residual aumentando la salinidad del líquido.

La temperatura de homogeneización de una inclusión (T_H) representa la temperatura mínima de atrapamiento para esa inclusión, sin

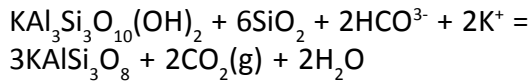
embargo, en un medio en ebullición la temperatura de homogeneización es igual a la temperatura de atrapamiento (T_T). Lo anterior se debe a que el atrapamiento heterogéneo por ebullición implica la captura de inclusiones en el espacio de coexistencia L+V del sistema H_2O -NaCl (Figura 4) y puesto que el proceso de ebullición refleja una separación rápida de una fase vapor en coexistencia con líquido, cierta cantidad de ese vapor es atrapado en volúmenes distintos así como también volúmenes distintos de líquido. El resultado será, pues, inclusiones con grado de relleno distinto, o bien, inclusiones ricas en vapor e inclusiones ricas en líquido. Cuando una inclusión es atrapada en tal medio se asume que ésta queda restringida a un intercambio de masa con su entorno próximo: el mineral huésped. De esta manera, no habiendo intercambio de masa ni un cambio de volumen, la inclusión mantendrá su densidad a partir de ese momento. Si bien Roedder (1984) menciona que una pequeña porción del material de la inclusión puede participar en la incorporación en la cristalización de las paredes de la inclusión este efecto bien puede ser despreciado para nuestro propósito.

Una limitante para inferir la ebullición en un estudio petrográfico de inclusiones fluidas es la distinción entre los grados de relleno que existen en una asociación de inclusiones fluidas primarias, aquellas inclusiones atrapadas durante el crecimiento del mineral huésped. Simmons y Christenson (1994) reportaron que en el sistema geotérmico *Broadlands-Ohaaki*, Nueva Zelanda, sólo el 1% de las inclusiones atrapadas eran ricas en gas. Por lo tanto, una manera de inferir la ebullición a partir de un estudio microtermométrico es mediante la observación del cambio de temperaturas de fusión de hielo (o salinidades) con respecto a las temperaturas de homogeneización de una asociación de inclusiones primarias.

La evidencia de ebullición se refleja también en las fases minerales que precipitan durante este proceso, como la calcita hojosa o la adularia. La pérdida de CO_2 hacia la fase vapor provoca la precipitación de la calcita:



Asimismo la pérdida de CO₂ provoca un cambio del campo de estabilidad de la illita hacia el de la adularia:



De manera que la presencia de ambas fases minerales evidencia la ebullición. No obstante, no siempre se presentan tales minerales, puesto que el fluido hidrotermal puede contener cantidades variables de Ca²⁺, K⁺ y, sobre todo, CO₂, ya que una pérdida significativa de CO₂ hacia la fase vapor se refleja en una precipitación más intensa de adularia y calcita hojosa, aumentando las probabilidades de observarlos en los sistemas epitermales.

1.4. Profundidad de la ebullición

La presión de atrapamiento de una asociación de inclusiones fluidas primarias a partir de las cuales se infiere la ebullición permite, también, inferir intervalos de profundidad con mineralización más intensa, partiendo del hecho de que durante el atrapamiento de tales inclusiones la presión existente en el medio hidrotermal es de carácter hidrostático. La presión hidrostática se refiere a la presión ejercida por una columna de agua por encima de la muestra y hasta la profundidad del nivel freático (Roedder, 1984). Skinner (1997) menciona dos casos en donde la evidencia de pozos sugiere que la presión hallada a profundidades de hasta 11 km en la corteza sugiere que la presión encontrada es muy cercana a la hidrostática (península Kola, Rusia; Bavaria, Alemania, Kerr (1994)). Ambos casos resultan importantes para nuestro estudio por dos aspectos: los sistemas de fracturas se pueden considerar como sistemas abiertos desde la superficie hasta tales

profundidades y, puesto que la presión es muy cercana o incluso igual a la hidrostática resulta razonable asumir que la presión a menores profundidades, como en un sistema epitermal, es de carácter hidrostático, permitiendo hacer estimaciones de la profundidad de la ebullición haciendo uso de datos microtermométricos.

Con el objeto de determinar la profundidad de la ebullición se deben de considerar los siguientes factores:

- * densidad del fluido (líquido y vapor) y
- * temperatura del fluido.

Ambos factores se encuentran relacionados por el hecho de que a mayor temperatura la densidad del fluido disminuye. A este respecto, la densidad de la fase líquida puede calcularse con la salinidad de la asociación de inclusiones estudiada.

Haas (1971) propone un modelo para estimar la profundidad mínima a la que precipitan minerales que muestran evidencia de ebullición. En este modelo se asume que las fracturas están abiertas a la superficie, que la presión en el medio es hidrostática, que la composición del fluido es constante a lo largo de la fractura, que la columna es de igual densidad y que la presión de vapor es igual a la presión hidrostática. Asimismo, Haas (1971) asume que las burbujas producto de la ebullición se encuentran sobre la pared de la fractura, de manera que el gas no está suspendido en el líquido; de esta manera la densidad del fluido no se ve afectada por la interacción gas-líquido. No obstante, la densidad del fluido que se somete a ebullición cambia conforme el fluido asciende además de que no necesariamente las burbujas de vapor se adhieren a las paredes de las fracturas o canales. Asimismo, la densidad de la columna varía en función del avance de la ebullición por efecto de la partición de solutos. Es necesario recalcar estos aspectos puesto que forman parte del modelo de ebullición aplicado en este trabajo.

CAPÍTULO 2

DEPÓSITO EPITERMAL TAXCO Y SISTEMA GEOTÉRMICO LOS AZUFRES

2.1. Objetivo General

El presente trabajo tiene por objetivo general el investigar mediante un modelo de ebullición la microtermometría de inclusiones fluidas en dos tipos de sistemas hidrotermales, un epitermal y un sistema geotérmico activo, con el fin de establecer un panorama comparativo y sus implicaciones para la mineralización en cada depósito estudiado.

Para este fin se usarán datos microtermométricos reportados por González-Partida *et al.* (2000) para el caso del sistema geotérmico de Los Azufres, Michoacán y datos utilizados por Camprubí *et al.* (2006) para el caso del sistema El Cobre-Babilonia, Taxco. Estos sistemas son tratados en los siguientes apartados.

2.2. Generalidades del depósito epitermal Taxco, Guerrero

El estado de Guerrero se localiza en la parte meridional de México (Figura 7), en la provincia fisiográfica de la Sierra Madre del Sur (SMS) y cuenta con una historia minera que abarca desde la época de la conquista española hasta el presente. La extracción de minerales metálicos comienza en el estado con la apertura de la primera mina en Taxco. Los depósitos de Taxco se ubican en la porción norte del estado de Guerrero y pertenecen a un amplio cinturón con orientación norte-noroeste de depósitos epitermales polimetálicos que incluye a los distritos de Guanajuato, Pachuca-Real del Monte, Zacatecas, Sombrerete, y Fresnillo (Hynes, 1999; Sillitoe y

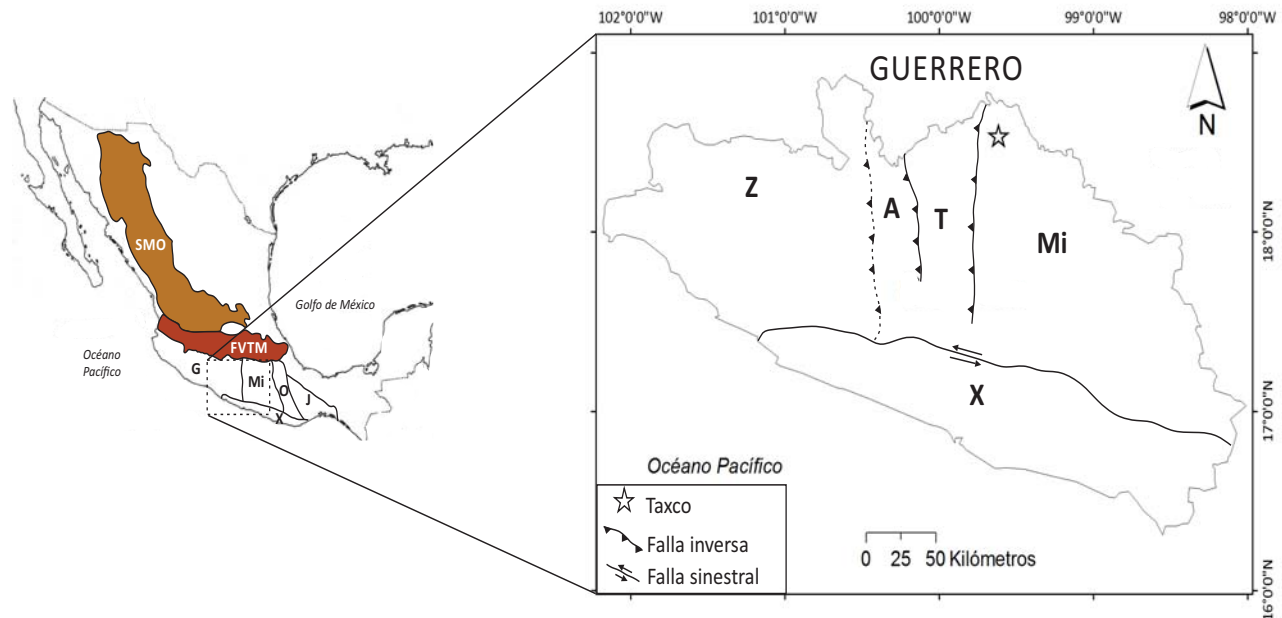


Figura 7. Localización del estado de Guerrero y de Taxco en el contexto tectonoestratigráfico del Sur de México. A: Subterreno Arcelia, FVTM: Faja Volcánica Transmexicana; G: Terreno Guerrero; J: Terreno Juárez, Mi: Terreno Mixteco; O: Terreno Oaxaca; SMO: Sierra Madre Occidental; SMS: Sierra Madre del Sur; T: Subterreno Teloiloapan; X: Terreno Xolapa; Z: Subterreno Zihuatanejo. Realizado tomando en cuenta la subdivisión tectonoestratigráfica revisada por Centeno *et al.* (2008).

Hedenquist, 2003; Camprubí *et al.*, 2006b), correlacionables con la regresión hacia el oeste de un arco magmático durante el Cenozoico (*cf.* Damon *et al.*, 1981) y a la actividad volcánica de la SMS. El Distrito Minero de Taxco (DMT) contiene vetas epitermales formadas por una actividad hidrotermal ligada genéticamente a los últimos episodios volcánicos de la SMS (Camprubí *et al.* 2006).

2.2.1. Geología Regional

La SMS contiene bloques corticales de distinta litología delimitados por fallas (Fig. 7). Campa y Coney (1983) y Sedlock *et al.* (1993) subdividieron tales bloques corticales en terrenos tectonoestratigráficos, acrecionados a la margen oeste de Norteamérica mediante colisiones

múltiples durante el Paleozoico y el Mesozoico. En este trabajo se hará uso de la subdivisión revisada por Centeno-García *et al.* (2008). Dentro de este marco, las rocas que conforman el DMT se enmarcan dentro de dos de ellos: el Terreno Guerrero y el Terreno Mixteco.

El Terreno Guerrero es un terreno compuesto, originado por una serie de arcos de islas acrecionados a la margen continental de Norteamérica sin aparente desplazamiento latitudinal (Böhnel *et al.*, 1989), y que se caracteriza por registrar eventos de volcanismo submarino y procesos complejos de subducción influenciados por *rifting* (Centeno-García *et al.*, 2008). Se tiene conocimiento de por lo menos 60 depósitos de sulfuros masivos distribuidos en el Terreno Guerrero y que definen una serie de diferentes distritos mineros (Campo Morado, Cooper King, Cuale-Bramador, Rey de Plata, Tizapa, La Minita,

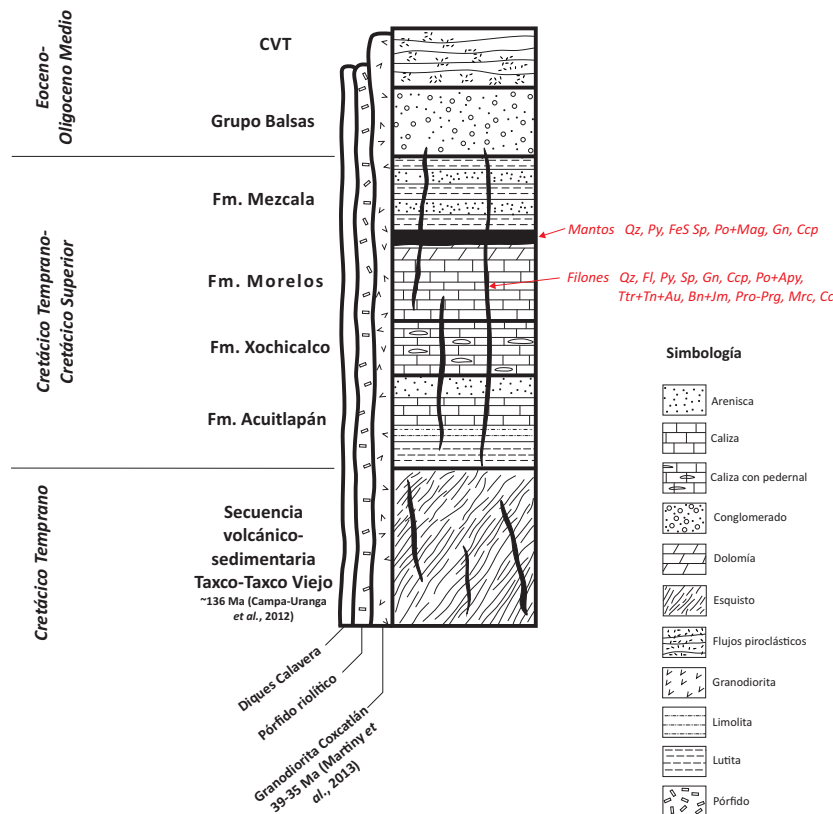


Figura 8. Estratigrafía del Distrito Minero de Taxco. Se muestran las paragénesis de los filones y los mantos. Apy: arsenopirita; Au: oro; Bn: bornita; Cc: calcita; Ccp: calcopirita; CVT: Campo Volcánico de Taxco; Fl: fluorita; Gn: galena; Jm: jamesonita; Mag: magnetita; Mrc: marcasita; Po: pirrotita; Prg: pirargirita; Pro: proustita; Py: pirita; Q: cuarzo; Sp: esfalerita; Tn: tenantita; Ttr: tetraedrita. Realizado con base en descripciones de Hynes (1999); Camprubí *et al.* (2006b) y Farfán-Panamá (2010).

Tlanilpa-Azalaquez, entre otros; Mortensen *et al.*, 2008). Junto con el Terreno Juárez, el Terreno Guerrero cuenta con una cobertura Cretácica importante, contrastando con la cobertura de mucho menor espesor que registran los terrenos Mixteco y Oaxaca (Morán-Zenteno *et al.*, 2005). El Terreno Guerrero se compone de cinco subterrenos: Teloloapan, Guanajuato, Arcelia, Tahue y Zihuatanejo. El Subterreno Teloloapan se considera el límite Este del Terreno Guerrero, y consta de una sucesión volcanosedimentaria que va de flujos basálticos a flujos andesíticos con firma de arco de islas (Centeno-García *et al.*, 2008), metamorfoseados a facies de esquistos verdes. Avances recientes realizados por Campa-Uranga *et al.* (2012) concluyen que las rocas comúnmente agrupadas dentro de la secuencia volcánico-sedimentaria Taxco-Taxco Viejo, y que forman el basamento de la región de Taxco, definen parte de una secuencia de arco continental de edad Cretácico Temprano, con rocas volcánicas félsicas y rocas sedimentarias metamorfoseadas a facies de esquistos verdes, descartando así la edad paleozoica que se asociaba con anterioridad a esta secuencia. Una falla inversa con vergencia al Este define el contacto entre el Subterreno Teloloapan y el Terreno Mixteco, con rocas del Subterreno Teloloapan cabalgando a rocas Cretácicas de las formaciones Morelos y Mezcala, a lo largo de la cabalgadura Teloloapan atribuida a la deformación en el Cretácico Tardío (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002).

Una cubierta carbonatada y clástica de edad Cretácico y, en parte, perteneciente al Terreno Mixteco, se encuentra en contacto mediante un sistema de fallas con el Subterreno Teloloapan. La Formación Acuitlapán consiste en una secuencia sedimentaria de lutita, limolita, caliza y grauvaca; González-Partida *et al.* (1984) asignan una edad de Cretácico Inferior (Barremiano) para esta unidad. Sobreyace la Formación Xochicalco de edad Cretácico Inferior (Aptiano-Albiano; Aguilera-Franco y Hernández-Romano, 2004), conformada por laminaciones de caliza y pedernal. Para el Albiano-Cenomaniano se tiene la Formación Morelos, cuya litología de caliza y dolomía, conforma la Plataforma Guerrero-

Morelos, desarrollada en la margen continental de México (Oaxaquia y Terreno Mixteco) como resultado de una subsidencia y la consecuente formación de un mar epicontinental (Centeno-García *et al.*, 2008). Para el Turoniano-Campaniano se tiene la Formación Mezcala, cuya secuencia pasa, de la base a la cima, de calizas a depósitos tipo delta (Aguilera-Franco y Hernández-Romano, 2004).

Sobreyaciendo a las unidades Cretácicas, se tienen formaciones de edad Paleógeno-Neógeno y cuyas rocas volcánicas conforman el Campo Volcánico de Taxco (CVT), referido principalmente a la Ignimbrita de Taxco. La Formación Balsas, conformada por rocas clásticas y de edad Eoceno, está en contacto discordante con la Formación Mezcala (Camprubí *et al.*, 2006b). En la región también se hallan rocas plutónicas y subvolcánicas, correspondientes a diques básicos (Diques Calavera), en relación de corte con estructuras mineralizadas del sistema El Cobre-Babilonia. No obstante, el papel de estos diques en el proceso de mineralización es poco probable pese a tener una edad correlacionable con el CVT y, por tanto, con la formación del depósito. La granodiorita Coxcatlán, de edad Eoceno, se asocia a eventos magmáticos que probablemente finalizaron con el colapso de la caldera de Tilzapotla (Martiny *et al.*, 2013). Este cuerpo intrusivo aflora a aproximadamente 13 km al sureste de Taxco y corta de forma local a las rocas de la Formación Morelos; se le considera responsable de la mineralización tipo *skarn* del área de Buenavista de Cuellar, al sureste de Taxco (Farfán-Panama, 2012). También se encuentran cuerpos de menor tamaño, en forma de diques y troncos subvolcánicos, de composición riolítica y aplítica; Farfán-Panamá (2012) y Marchán-Muñoz (2012) asocian estas rocas con un pórfido riolítico, aunque no queda clara aún su relación o influencia con la mineralización.

Por otro lado, las ignimbritas Acamixtla, San Gregorio y otros productos volcánicos que van de los ~36-31 Ma definen el CVT. Si bien la nomenclatura ha cambiado a la originalmente propuesta por Fries (1960) se refiere al lector a los trabajos de Alaniz-Álvarez *et al.* (2002),

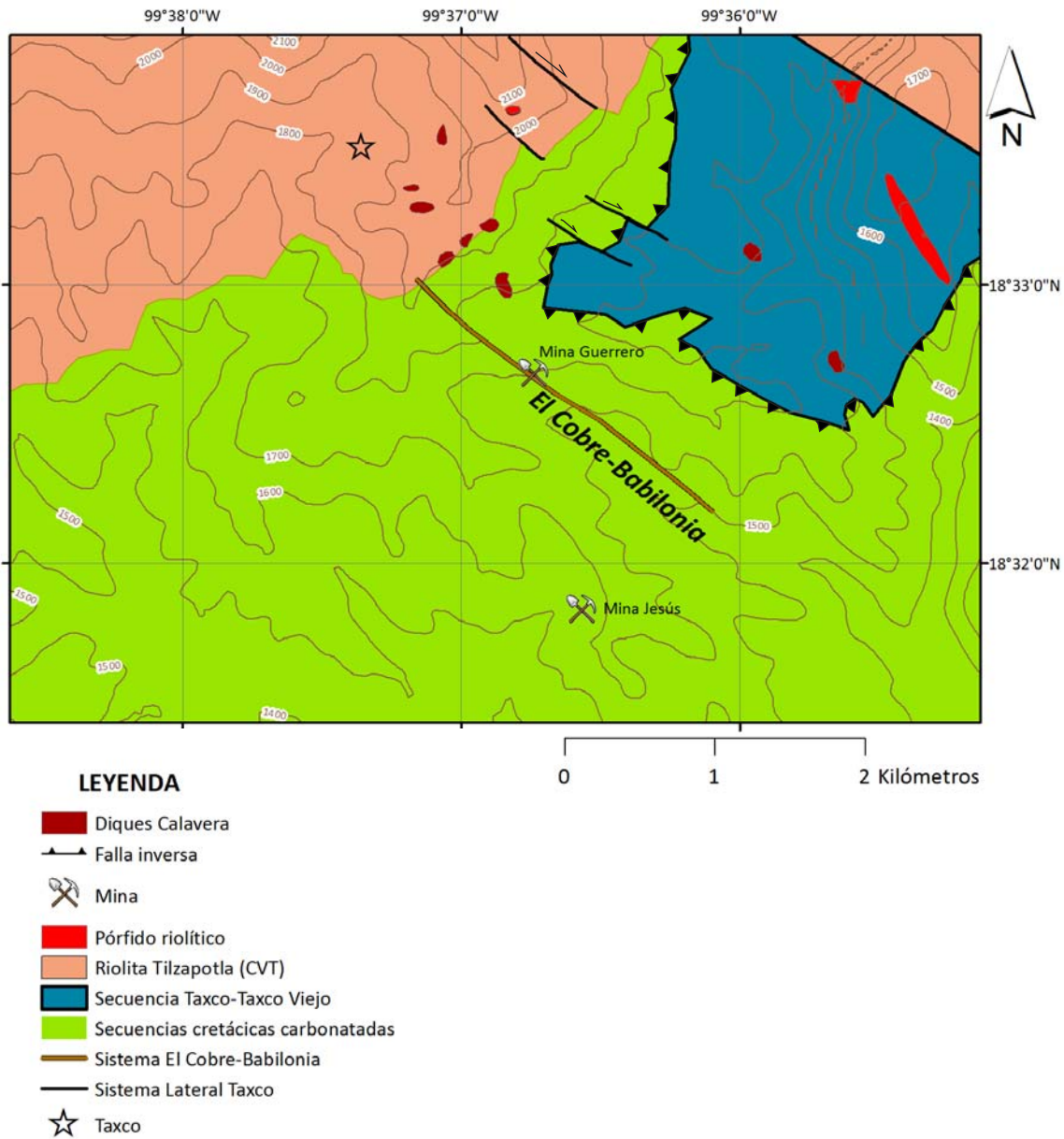


Figura 9. Mapa geológico de la región de Taxco con la ubicación del sistema El Cobre-Babilonia. Para efectos de simplificación las secuencias cretácicas involucran a las formaciones Morelos y Mezcala. CVT: Campo Volcánico de Taxco. Integrado con base en información del Servicio Geológico Mexicano Carta Taxco E14-A68 (2004), Torres-Tafoya y González-Niño (2009).

Morán-Zenteno *et al.* (2004), González-Torres *et al.* (2013) y Martiny *et al.* (2013) en donde se estudia y propone una división actual de las rocas de los campos volcánicos de la parte Norte de la SMS. La Figura 8 muestra la estratigrafía de la región de estudio en Taxco.

Para la región de estudio es importante notar la deformación que tuvo lugar a principios del Cenozoico. Las evidencias sobre la evolución tectónica del sur de México indican una tectónica transcurrente, en donde se han identificado

numerosas zonas de cizalla desde dúctiles hasta frágiles, comprendidas entre Tzitzio, Huetamo y Huatulco. Dichas cizallas muestran orientaciones y cinemática diferentes, por lo que difícilmente pueden haberse desarrollado como parte de un régimen de esfuerzos único (Nieto-Samanieto *et al.*, 2006). Así, las zonas de cizalla reconocidas en el sur de México se agrupan en dos grupos principales, uno caracterizado por una extensión NW-SE y otro por una extensión NE-SW (Nieto-Samanieto *et al.*, 2006), la primera ocurriendo en el Eoceno Tardío y la segunda en el Oligoceno Temprano (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2002). Es necesario recalcar que, de manera regional, el CVT forma parte de la lineación NW-SE, cuya longitud alcanza los 200 km, formando también parte del sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende. Morán-Zenteno *et al.* (2004) indican que tal lineamiento revela un tren tectono-magmático que se extiende desde Cerro Purungueo (Estado de Michoacán) hasta el campo volcánico de Huautla (Estado de Guerrero), pasando por el CVT, esto es, en la parte centro-occidental de la SMS.

2.2.2. Sistema El Cobre-Babilonia

La mineralización en el DMT se da en mantos de reemplazamiento y filones, aunque también se tienen reportadas zonas de *stockwork*, brechas y diseminados (Hynes, 1999; Jaimez-Fuentes, A. Jr., 2003; Camprubí *et al.*, 2006b; Farfán-Panamá, 2012). Los filones se encuentran controlados por estructuras mayores que han jugado un papel importante en los eventos de mineralización: movilización de fluidos y tiempos de emplazamiento. Farfán-Panamá (2012) reconoce cinco orientaciones preferenciales en el DMT derivadas de la evolución desde el Cretácico Superior (Orogenia Laramide) hasta el Oligoceno (tectónica transcurrente), algunas de ellas presentan mineralización, como son:

* Cabalgaduras con dirección N-S asociadas a la Orogenia Laramide. Relacionadas con las cabalgaduras Atzala, San Francisco, Sebastián, Pichahua, Juliantla y Acuitlapán.

* Estructuras con dirección NW-SW de prob-

able edad pre-Eocénica. Relacionadas con las fallas Veta Cenicero, Jesús, Esperanza, Pastora, Guadalupe, Sistema Cobre-Babilonia (mina El Cobre), Nopal, Amate, Vulcano y Acatlán, entre otras.

* Estructuras con orientación NE-SW asociadas a cuencas *pull-apart* como resultado de fallamiento lateral, en donde se depositan parte de las rocas del Grupo Balsas (Morán-Zenteno *et al.*, 2004). Se relaciona con los lineamientos de Acamixtla y San Juan, principalmente.

* Estructuras *en échelon* con orientación NNE-SSW provocadas por el fallamiento lateral y cuyas edades se asumen hacia el final de Oligoceno Temprano o bien al inicio del Oligoceno Tardío. Las estructuras mineralizadas llevan por nombre Desarrollo Mi Carmen y Desarrollo Mina Jesús.

* Fallas regionales con dirección N-S y NNW-SSE de edad Mioceno Tardío, asociadas al sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende. Relacionadas con los lineamientos Falla Zacatecolotla-Coapango, vetas San Pedro y San Pablo, Argentina, Encino, Palestina, Pajaritos, Candela, Calavera, La Palma, Aurora, Begoña y Tortuga, entre otras.

El sistema de vetas El Cobre-Babilonia (Figura 9) constituye una mineralización polimetálica formada durante un único evento hidrotermal. La mayoría de los filones presenta una orientación preferencial NW (30-50°), con galena, galena argentífera, esfalerita, calcopirita, pirrotita, pirargirita y magnetita como minerales de mena (Torres-Tafoya y González-Niño, 2009). El Cobre-Babilonia se aloja en un dique ácido que intruye a la secuencia de Taxco-Taxco El Viejo; la longitud que llegan a alcanzar las estructuras mineralizadas rebasa los 900 m, con espesores de ~2 m y otros rebasando los 8 m. Torres-Tafoya y González-Niño (2009) mencionan que la ley de plata es irregular tanto vertical como lateralmente, en tanto que el Pb y Zn se mantienen constantes. La veta El Cobre, especialmente, constituye la veta de exploración más profunda del DMT, cuyos trabajos mineros van de los 1200 a los 1050 m snm.

Se conocen dos mantos en el DMT, Manto Guadalupe al poniente y Manto Esperanza Vieja

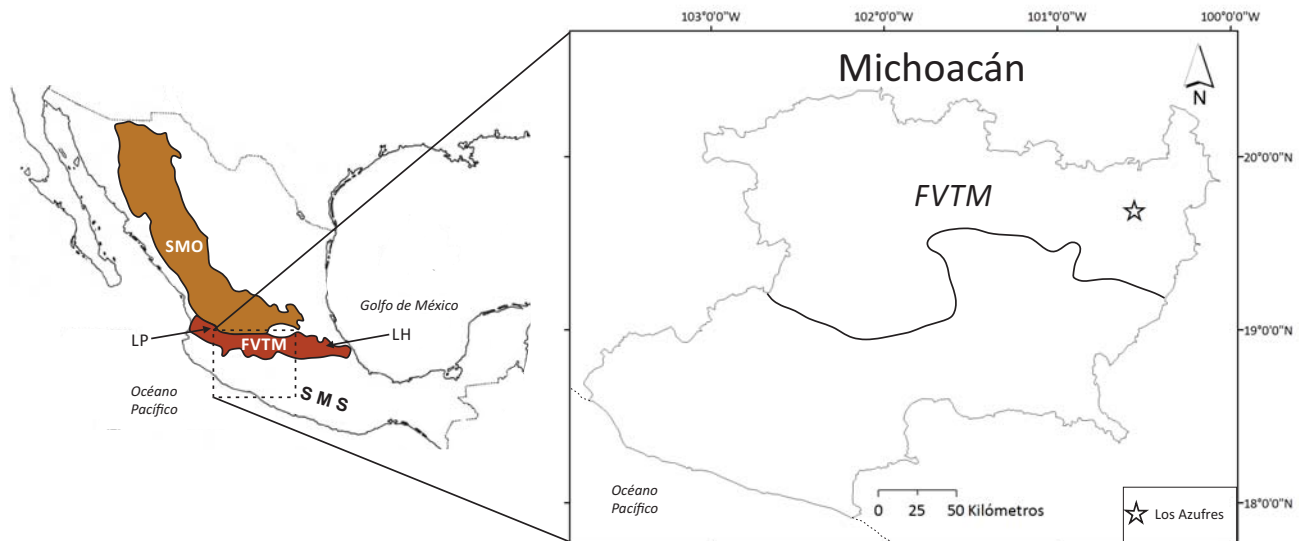


Figura 10. Ubicación de Michoacán y Los Azufres respecto a las principales provincias de México. FVTM: Faja Volcánica Transmexicana; LH: Los Humeros; LP: La Primavera; SMO: Sierra Madre Occidental; SMS: Sierra Madre del Sur.

al oriente, formados en el contacto entre las formaciones Morelos y Mezcala, reportados por Camprubí *et al.* (2006b) como resultado de la dolomitización encontrada en la parte superior de la Formación Morelos, cuya porosidad quizá favoreció la formación de la mineralización. La formación de los mantos en el sistema se asocia a un proceso de skarnificación en la Formación Morelos (Farfán-Panamá, 2012). Las alteraciones hidrotermales en los mantos constan de abundante tremolita-actinolita, además de grosularia, calcita, wollastonita y cuarzo. La alteración en los filones consta de un halo de alteración propilítica que se extiende decenas de metros y cuya mineralogía abarca clorita, epidota, cuarzo, calcita y piritita; otro halo define también una alteración fílica que comprende sericita, adularia y cuarzo.

Estudios microtermométricos llevados a cabo por Camprubí *et al.* (2006b) en el sistema El Cobre-Babilonia concluyen que este pertenece a un sistema epitermal de sulfuración intermedia, en donde la coexistencia de inclusiones ricas en vapor e inclusiones ricas en líquido es evidencia de ebullición, con salinidades

de entre 0.8 hasta 6.0 % peso equiv. de NaCl, y otras de entre 7.0 y 15.6 % peso equiv. de NaCl. De acuerdo con Simmons *et al.* (2005), la presencia de sulfosales de cobre (tetraedrita y tennantita), junto con arsenopirita y pirrotita, sustenta también la idea de que el Sistema Cobre-Babilonia posee una configuración de sulfuración intermedia con evolución a un sistema de baja sulfuración, tal como se observa también en el trabajo de Sillitoe y Hedenquist (2003). Como se muestra en la Figura 8, la paragénesis en los filones contiene minerales propicios para realizar petrografía de inclusiones fluidas así como para obtener la microtermometría, estos son: cuarzo, fluorita, esfalerita y calcita. El cuarzo en los filones es de tipo *vuggy*, en drusa, coliforme y crustiforme; siendo los dos últimos característicos de crecimiento primario de cuarzo, producto de un cambio en las condiciones del fluido a partir del cual precipitaron, pudiendo ser este enfriamiento, mezcla con otros fluidos, reacciones del fluido con la roca encajonante y ebullición (Dong *et al.*, 1995). Puesto que estos minerales constituyen el arreglo paragénetico junto con los

minerales de mena, los resultados de la microtermometría pueden indicar la evolución de los fluidos responsables de la mineralización y, de ser el caso, inferir la ebullición con base en los datos microtermométricos dentro de la historia del sistema hidrotermal así como la profundidad a la que se llevó a cabo.

2.3. Generalidades del sistema geotérmico Los Azufres, Michoacán

En México se localizan sistemas geotérmicos activos relacionados con el volcanismo reciente manifestado en la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) y la Península de Baja California. Existe un alto flujo de calor en el subsuelo de tales provincias volcánicas recientes, y la convección es el principal motor que domina el comportamiento del agua subterránea a profundidades corticales, generándose sistemas geotérmicos en donde el agua caliente asciende a profundidades subsuperficiales; estos sistemas están típicamente asociados a la formación de calderas (*cf.* Henley y Ellis, 1983). En México, algunos de ellos son: Los Azufres, en Michoacán, Los Humeros, en Puebla, Tres Vírgenes y Cerro Prieto, en Baja California. La importancia de estos sistemas radica no sólo en su estudio comparativo con los yacimientos minerales, sino principalmente por su capacidad para producir energía eléctrica, explotada por la Comisión Federal de Electricidad (CFE). De acuerdo con datos de septiembre de 2012 de la CFE, el sistema geotérmico Cerro Prieto ostenta el primer lugar en producción de energía eléctrica y Los Azufres el segundo, registrando una capacidad de 192 MW.

2.3.1. Geología regional

La FVTM se divide, para su estudio, en tres sectores, siendo estos el occidental, el central y el oriental. El sector occidental se extiende desde el océano Pacífico hasta la junta triple de los *riffts* de Zocoalco, Chapala y Colima, y se caracteriza por tener una orientación NNW-SSE; el sector central se extiende desde esta junta triple hasta el

sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende; y una porción oriental, definida entre el anterior sistema de fallas y hasta las costas del Golfo de México, teniendo los sectores central y oriental una distribución preferencial E-W (Gómez-Tuena *et al.*, 2005). La presencia de sistemas geotérmicos en la FVTM no es un hecho fortuito y refleja un flujo de calor impulsado por una serie de intrusiones debidas a la subducción de las placas de Rivera y de Cocos debajo de la corteza continental de Norteamérica. La naturaleza composicional de los productos volcánicos de la FVTM indica una afinidad mayoritariamente calcialcalina y, en menor medida, alcalina. La primera se extiende en la totalidad del arco, con mayor densidad en la parte central, en tanto que los productos alcalinos presentan una mayor dispersión, hallándose en menor cantidad (Gómez-Tuena *et al.*, 2005).

2.3.2. El sistema Los Azufres

El sistema geotérmico Los Azufres se localiza en el sector central de la FVTM (Fig. 10), en la parte centro-oriental del estado de Michoacán, aproximadamente a 200 km al noroeste de la Ciudad de México y a 80 km al este de la ciudad de Morelia. Está formado en un conjunto fracturado de rocas andesíticas y basálticas de edad Mioceno Superior-Plioceno (6-3 Ma, siendo la edad de la caldera Los Azufres, de acuerdo con Ferrari *et al.*, 1991 y Padral y Robin, 1994), mientras que en la porción superior del sistema Los Azufres se encuentra una cubierta silícica, principalmente riolítica, de edad Pleistoceno (González-Partida *et al.*, 2000). Ferrari *et al.* (1991) muestran evidencias que apoyan una larga historia de colapsos de caldera en Los Azufres, debido a la distribución que presentan en el subsuelo; el campo geotérmico se encuentra en el centro de un área de bajo relieve (27 X 26 km), llenada por una secuencia fluvio-lacustre; fuera de la depresión afloran rocas ignimbríticas de edad Mioceno-Plioceno; el volumen de estos productos volcánicos es comparable al volumen “perdido”

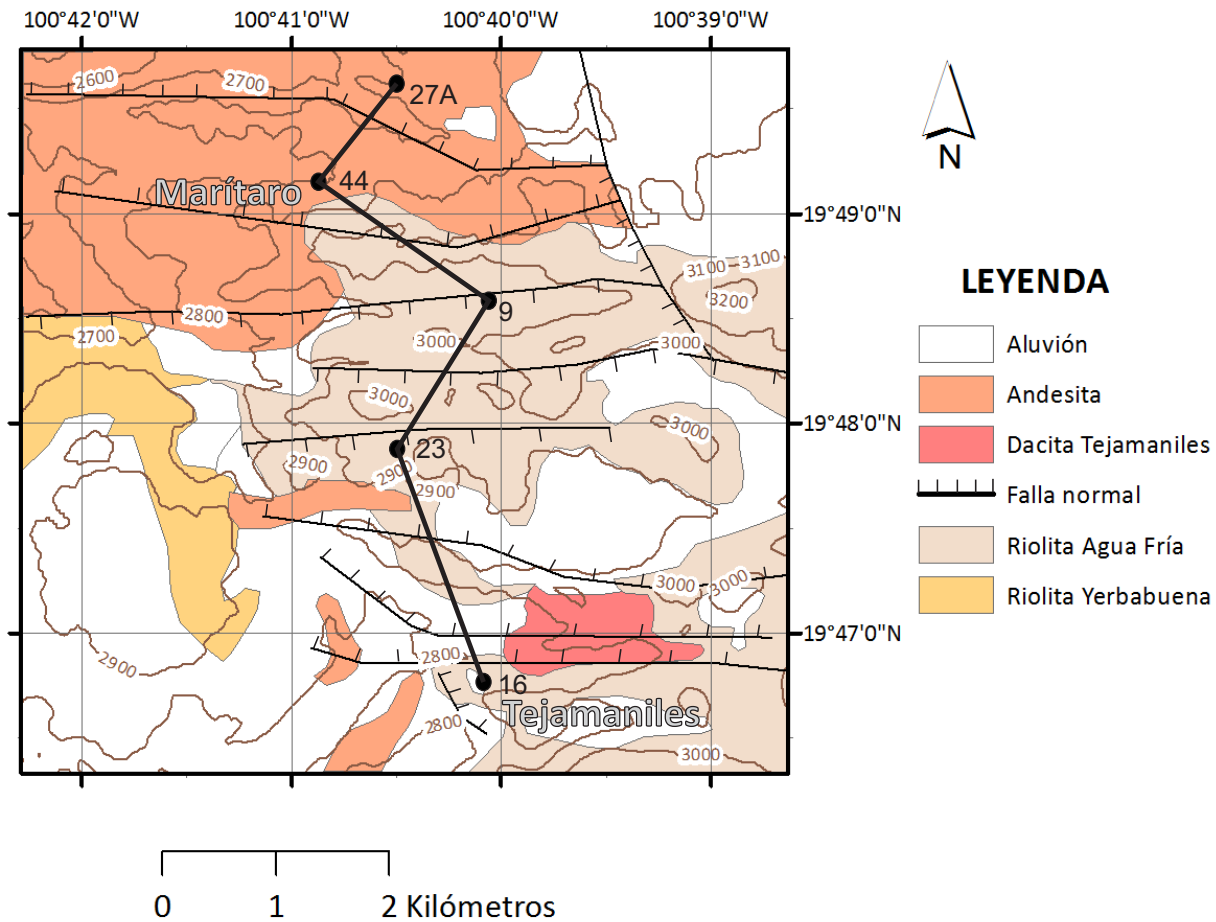


Figura 11. Mapa geológico de Los Azufres con la ubicación de las zonas Marítaro, Tejamaniles y los pozos Az27-A, Az44, Az9, Az23 y Az16. Modificado de González-Partida *et al.* (2000).

dentro de la depresión; se emplazaron, durante el Pleistoceno, varios complejos dómicos dacíticos y riolíticos dentro de la depresión. La creación y evolución de una caldera bien puede estar marcada por dos componentes principales, estructural y magmático-hidrotermal. La firma estructural de una caldera permite a los fluidos ascender hacia la superficie así como también canalizarlos por fallas y fracturas, y someterlos a despresurización. La naturaleza magmático-hidrotermal de una caldera aporta calor y fluidos que, posteriormente, se mezclan con agua meteórica, conformando así el acuífero

geotérmico. Se reconocen dos divisiones principales en las rocas que conforman el sistema de Los Azufres (Molina-Martínez, 2013; González-Partida *et al.*, 2000):

1. Secuencia silícica conformada por riodacitas, riolitas y dacitas con edades de entre 1.0 y 0.15 Ma. El espesor rebasa los 1000 m. Las unidades litológicas que conforman la secuencia son la riolita Agua Fría, las dacitas Tejamaniles, Cerro Mozo y San Andrés, y la riolita Yerbabuena. Esta secuencia silícica se encuentra en la porción superior del sistema, sellando el acuífero geotérmico y permitiendo que el sistema se presurice.

2. Derrames de lava y flujos piroclásticos de composición andesítica y basáltica con edades de entre 18 y 1 Ma. Su espesor es de 2700 m. Esta secuencia alberga el acuífero geotérmico dentro del cual los fluidos ascienden por medio de fracturas y fallas, alcanzando a veces la superficie.

El sistema Los Azufres consiste en un sistema presurizado y caliente, registrándose hasta 330°C en el reservorio. La ebullición se lleva a cabo por una disminución de presión, favoreciendo la separación de la fase vapor y la consecuente formación de un sistema de dos fases (líquido y vapor). La evolución del fluido durante su ascenso a la superficie está influenciada por un proceso de mezcla con agua meteórica, con mayor o menor contribución magmática (González-Partida *et al.*, 2000). Se tiene conocimiento de una diferencia marcada de temperaturas para los fluidos; en la porción norte del campo se registran, por ejemplo, temperaturas superiores a las encontradas en el sur, 300-320°C y 260-280°C, respectivamente. Altos contenidos de CO₂ y H₂S se concentran en los fluidos del acuífero geotérmico; sin embargo, la composición general de éstos es de naturaleza sódico clorurada, como queda evidenciado en las temperaturas del punto eutéctico (Te ~ -21.5°C; González-Partida *et al.*, 2005 comparar con Figura 2). Las concentraciones de Cl⁻ son de 3100 mg/kg, mientras que el CO₂ constituye entre el 70 y el 90% de la fracción molar del gas (González-Partida, 1999; González-Partida *et al.*, 2000).

La geología estructural de la región comprende fallas normales que, de manera general, se pueden agrupar de acuerdo a dos orientaciones (Ferrari *et al.*, 1991): un grupo de fallas con orientación E-W que definen estructuras *graben* en el interior de la caldera, y otro grupo de fallas con orientación ENE-WSW, aunque de menor importancia para la circulación de los fluidos si se compara con aquellas que corren E-W. El fallamiento es reciente (Plioceno-Holoceno) y posterior a la formación de la caldera, de ahí la importancia que tienen estas estructuras en la configuración del sistema geotérmico, conformando así una porosidad secundaria y permitiendo, a su vez, la entrada de agua meteórica (Fig. 11).

Las alteraciones hidrotermales en Los Azufres se pueden agrupar, a grandes rasgos, en zonas que muestran asociaciones minerales correspondientes a argilitización/silicificación, zeolita/calcita, sericitización/cloritización y cloritización/epidotización, y que muestran una deshidratación conforme aumenta la profundidad (González-Partida, 2000). De acuerdo a los espesores de las litologías presentes en Los Azufres, las primeras dos asociaciones mencionadas se ubican en la cubierta silícica y en la parte superior del acuífero geotérmico, mientras que las restantes se ubican propiamente en el acuífero. Cathelineau *et al.* (1985) agrupan las alteraciones en tres grupos: la zona superficial, caracterizada por arcillas y zeolitas, una zona intermedia conformada por calcita, clorita e illita, y por último, una zona profunda que comprende clorita, cuarzo y epidota (prehnita y granates también presentes), zonación coincidente con la presentada por González-Partida (2000). La presencia de minerales calcosilicatados se toma como un indicador de temperatura en los sistemas geotérmicos. Minerales producto de metasomatismo como epidota y prehnita, por ejemplo, se ubican en zonas de temperatura que varían desde ~200-350°C, mientras que algunas variedades de granate lo hacen a temperaturas mayores a 300°C. Dicha zonación de minerales en los sistemas geotérmicos activos y fósiles se usa ampliamente para discriminar facies metamórficas y como herramientas de exploración en distritos mineros (Bird *et al.*, 1984).

Por otro lado, los estudios microtermométricos llevados a cabo por González-Partida *et al.* (2000) sugieren la ocurrencia de ebullición en algunas zonas del campo, puesto que algunas inclusiones homogenizan a líquido mientras que otras lo hacen a vapor. Las inclusiones fluidas analizadas se encuentran hospedadas en cuarzo, epidota, calcita y prehnita, arrojando temperaturas de fusión de hielo de ~-0.2 °C, correspondientes a salinidades bajas de entre 0.2 a ~5.0 % peso equiv. de NaCl (Fig. 2). Se considera que la ebullición es un proceso importante en el sistema Los Azufres y que ocurre a 300°C (pozos Az-27a y Az-40; González-Partida *et al.*, 2008); sin embargo, con

base en los estudios microtermométricos, los resultados obtenidos no dejan claro que así lo sea en el presente. Es más, puesto que se tiene conocimiento de cantidades importantes de CO_2 en Los Azufres (Moore *et al.*, 1992) para las porciones superficiales del campo, entonces quizá la aproximación termodinámica que corresponda más apropiada para su estudio corresponda al sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CO}_2$ y, a cambio, existe más bien un proceso conjunto de ebullición-efervescencia para el cual los modelos analíticos aplicados a los datos no son, quizá, los más apropiados. Hedenquist y Henley (1985) mencionan que por encima de 9% de peso de CO_2 se condensa dióxido de carbono líquido, precediendo a la precipitación

de clatratos, afectando el cálculo de la profundidad de la ebullición. El papel del CO_2 en Los Azufres no está aún claro, no obstante, hay que considerar que la ocurrencia significativa de dicho gas en un fluido hidrotermal incrementa la presión de vapor del sistema, hecho que se refleja en una disminución en la temperatura de ebullición (Canet *et al.*, 2011) y afectando la estimación de la salinidad en las inclusiones fluidas analizadas. De existir clatratos, entonces las temperaturas de fusión de hielo tenderán a ser positivas, tal como se refleja en algunas mediciones reportadas para las zonas más someras de Los Azufres (ver González-Partida, 2000).

CAPÍTULO 3

MODELO DE EBULLICIÓN

3.1. Descripción del modelo

Se describe a continuación el modelo de ebullición utilizado y para el cual la entalpía, salinidad y densidad son variables determinantes para confirmar o descartar la ebullición así como para determinar la profundidad a la que ocurrió. La salinidad y la temperatura del fluido pueden obtenerse a partir de mediciones microtermométricas en inclusiones fluidas, las cuales constituyen la principal fuente de información para el modelo. El modelo de ebullición consta de dos partes:

1. Cálculo del cambio en la entalpía y salinidad durante la ebullición del fluido, con base en ecuaciones de balance de calor y masa, para construir un gráfico que señale las posibles trayectorias de salinidad-temperatura. Esta parte del modelo se encarga de confirmar o descartar la ebullición en el sistema.

2. Cálculo de la profundidad de la ebullición tomando como base la densidad de la fase líquida, densidad combinada de fases coexistentes (líquido+vapor), presión de vapor y su relación con la presión hidrostática. Esta parte del modelo se encarga de indicar la profundidad de la ebullición de manera cuantitativa, como ya expresó Haas (1970), pero considerando, a diferencia de este autor, el efecto de las burbujas de vapor en la presión hidrostática.

3.1.1. Primera parte del modelo

La ebullición es definida como un proceso de separación rápida de una fase gaseosa (vapor de agua principalmente) a partir de un fluido acuoso por efecto de un aumento de temperatura o una disminución de presión (*e.g.* Canet *et al.*, 2011). Se diferencia de la evaporación por el hecho de que, al alcanzarse el punto de ebullición, la presión de vapor en el fluido iguala a la presión hidrostática o atmosférica, mientras que la evaporación hace referencia a la separación de la fase gaseosa a cualquier temperatura bajo cierta presión. La eferescencia, por otro lado, se diferencia de la ebullición puesto que se refiere a la separación

de una fase gaseosa de composición distinta a la del líquido; por lo tanto, si existe separación de CO₂ a partir de un fluido acuoso entonces ocurre eferescencia, mientras que si existe separación rápida de vapor de agua a partir de un fluido acuoso se trata de ebullición.

Se asume que el ascenso de fluidos a través de discontinuidades en las rocas que conforman un sistema epitermal se lleva a cabo de manera que no hay disipación significativa de calor hacia las rocas encajonantes (ascenso adiabático). Un fluido que asciende puede presentar un contraste de temperaturas a diversas profundidades y en distintas fases (líquido y vapor), sin embargo, la cantidad de calor que posee se mantiene constante. La primera ley de la termodinámica establece que la energía es conservada bajo cualquier transformación o cambio. Así, puede usarse una ecuación de balance de calor para el sistema (Henley, 1985):

$$H_T = y \cdot H_V + (1 - y) \cdot H_L \quad (1)$$

en donde H_T representa la entalpía total de reservorio, H_V la entalpía del vapor, H_L la entalpía del líquido, e y es la fracción de masa de vapor separada del líquido durante la ebullición. Considerando que la ebullición toma lugar entre una temperatura inicial T_i (cuando es aún igual a cero) y una temperatura final T_f , se pueden utilizar valores de entalpía para agua líquida saturada en vapor (condición presente en T_i), y valores de entalpía para vapor y agua líquida (condición presente en T_f cuando existe ya cierta cantidad de vapor separada del líquido). Existen tablas de valores de entalpía que consideran únicamente agua pura y que se usarán para el modelo (*cf.* Rogers y Mayhew, 1995), puesto que la salinidad del fluido no juega un papel importante en la cantidad de calor del mismo (Wilkinson, 2001). La entalpía es una variable de estado que representa el calor ganado o perdido por un sistema, en nuestro caso, el fluido ascendente. Teniendo la entalpía unidades de kJ/kg (o J/g) se pueden obtener las unidades de la fracción separada del líquido a partir de la ecuación (1):

$$H_T = y \cdot H_V + (1 - y) \cdot H_L$$

$$H_T = y \cdot H_V + H_L - y \cdot H_L$$

$$H_T - H_L = y \cdot H_V - y \cdot H_L$$

$$H_T - H_L = (H_V - H_L) \cdot y$$

$$\frac{H_T - H_L}{H_V - H_L} = y$$

Finalmente, sustituyendo unidades se tiene que

$$\frac{\frac{kJ}{kg}}{\frac{kJ}{kg}} = 1 \quad \therefore y \text{ es adimensional.}$$

Nótese en la ecuación 1 que, cuando no hay fracción de vapor separada del líquido, y es igual a cero, causando que la entalpía total del reservorio sea igual a la entalpía del líquido. Por otro lado, cuando existe cierta fracción y y separada del líquido por efecto de la ebullición entonces cierta cantidad de vapor y se separa del líquido, como se refleja en $(1-y)$. Es más, conforme la ebullición avanza el término (yH_V) incrementa, en tanto que $(1-y)H_L$ disminuye. La condición isoentálpica de la ebullición permite el cálculo de la fracción de vapor como indica la ecuación (1).

La partición de solutos no volátiles hacia la fase líquida durante la ebullición constituye otra parte del modelo utilizado. Para este caso se utiliza una ecuación de balance de masa que refleja esta partición y su efecto en el aumento de salinidad en el líquido residual. Canet *et al.* (2011) expresan la siguiente ecuación para el caso:

$$X_F = X_I \cdot (1 - y)^{-1} \quad (2)$$

en donde X_I y X_F representan los porcentajes en peso equivalente de NaCl para el líquido inicial y final respectivamente. Siendo el Na^+ y el Cl^- solutos no volátiles —en condiciones epidermales—, éstos no migran con la fase vapor y , en cambio, permanecen en el líquido residual. Nótese, por ejemplo, que cuando cierta fracción de vapor y se separa del líquido, el cociente $X_I/(1-y)$ incrementa y, en consecuencia, la salinidad final o X_F aumenta. De manera que

existe una relación inversamente proporcional entre la salinidad final y la fracción de vapor separada del líquido.

3.1.2. Segunda parte del modelo

La densidad de la fase líquida en el sistema $\text{H}_2\text{O-NaCl}$ depende de la temperatura y la salinidad; a mayor temperatura la densidad disminuye en tanto que a mayor salinidad la densidad aumenta. Para el cálculo de la densidad del líquido en el sistema $\text{H}_2\text{O-NaCl}$ se hará uso de dos tipos de cálculos:

1) Utilizando el volumen específico de H_2O a una cierta temperatura, en donde el volumen específico se define como la cantidad de volumen que ocupa un fluido dividido por su masa, siendo así equivalente al recíproco de la densidad. Siendo el volumen específico una propiedad intensiva, permite el cálculo de la densidad del líquido sin ser necesario conocer el volumen del agua líquida en el sistema. Para este caso se usarán valores de volumen específico obtenidos por Smith y Keyes (1934).

2) Utilizando el volumen molal de NaCl en solución acuosa a una cierta concentración y temperatura.

Conforme un fluido asciende a través de fracturas o canales en el sistema epidermal se separa una fracción de vapor del líquido sin alcanzar necesariamente el punto de ebullición, por tanto, la presión de vapor aumenta a una tasa en función de esa fracción de vapor separada del líquido. Al alcanzar el punto de ebullición, la presión de vapor iguala a la presión hidrostática y, si los canales y fracturas son continuos hasta la superficie, el líquido se somete a ebullición “abierta”. Esto ocurre a una cierta profundidad y presión, siendo la profundidad la variable más importante pues indicará, para el caso de vetas epidermales, dónde hay mayor concentración de minerales metálicos (cuya precipitación está provocada por ebullición).

La presión de un fluido a una cierta profundidad depende de la densidad de este y de la aceleración de la fuerza de gravedad, como se denota a continuación:

$$p = \rho gh,$$

si consideramos cambios pequeños en la presión y en la profundidad o columna del fluido, podemos tomar diferenciales:

$$dp = \rho g dh,$$

despejando se tiene

$$dh = \frac{1}{\rho g} dp$$

integrando se obtiene la ecuación de Haas (1971):

$$\int dh = \int \frac{1}{\rho g} dp$$

con g constante, entonces

$$h = C \cdot \int \frac{1}{\rho} dp$$

tomando en cuenta que existe una diferencia de presión $p-p_0$ relacionada con la profundidad y densidad del fluido en ebullición, finalmente se tiene que

$$h = 10 \cdot \int_{p_0}^p \frac{1}{\rho} dp \quad (3)$$

en donde h representa la profundidad debajo del nivel freático, p y p_0 son los valores para la presión hidrostática (a una cierta profundidad

h debajo del nivel freático) y atmosférica, respectivamente, ρ es la densidad y 10 la constante relaciona la aceleración de la gravedad.

Resolviendo la ecuación (3) se obtiene que

$$h = 10 \cdot \frac{1}{\rho} (p - p_0),$$

dado que $p > p_0$ entonces el valor de h será positivo y representará la profundidad en metros debajo del nivel freático a la que, en caso de haber ocurrido, se dio la ebullición.

No obstante, la Figura 2 muestra que, a mayores temperaturas y presiones, la densidad en el líquido residual aumenta considerablemente en contraste con la densidad de la fase vapor. Durante el proceso de ebullición la aparición de burbujas de vapor tiene implicaciones en la presión hidrostática, resultando en una disminución de la misma; contrariamente a esto, el aumento de salinidad afecta positivamente a la densidad.

Tomando esto en cuenta, Canet *et al.* (2011) expresan el cambio en la densidad combinada como sigue:

$$\rho_c = (1 - y) \cdot \rho_L \cdot (V_L + V_S)^{-1} \quad (4)$$

en donde V_L y V_S son los volúmenes del líquido y del vapor por unidad de masa, respectivamente. En tanto que V_L puede ser calculado directamente con ρ_L , V_S se calcula mediante la ley de los gases ideales a una cierta presión y temperatura, en donde los moles de vapor son deducidos estequiométricamente a partir de la fracción y de vapor de la ecuación (1).

Se dispone de un programa escrito en FORTRAN (Anexo) en donde se ingresan los datos microtermométricos y las condiciones de iteración, con un rango de temperatura entre 375 y 100° C (la temperatura crítica y la temperatura de ebullición a 1 atm para agua pura, respectivamente) y con un incremento de temperatura de 5°C y a diferentes valores de (0.2,

0.4, 0.7, 1.0, 2.0, 3.0, 4.0, 5.0, 6.0, 7.0, 8.0, 9.0, 10.0, 11.0, 13.0 y 15.0 % peso de NaCl).

3.2. Datos de microtermometría de las vetas El Cobre-Babilonia, Taxco

Se usarán datos obtenidos del sistema de vetas El Cobre-Babilonia (Camprubí *et al.* 2006) a lo largo de los nueve niveles del depósito: N1, N2, N3, N4, N5, N7, N9 y una muestra superficial S. Los minerales analizados consisten en calcita, cuarzo y esfalerita. Las inclusiones son primarias y pseudosecundarias con líquido+vapor en todas ellas. Siendo el cuarzo el mineral más estable durante las mediciones microtermométricas, la selección de datos se llevó a cabo tomando en cuenta este mineral así como el tipo de inclusión. Los datos seleccionados para el modelo se muestran en la Tabla 2.

3.3. Datos de microtermometría del sistema geotérmico de Los Azufres

Se usarán datos obtenidos por González-Partida *et al.* (2000), medidos en cortes obtenidos de los pozos Az-9, Az-16, Az-23, Az-27A y Az-44. Los minerales analizados son de origen hidrotermal y consisten en cuarzo, epidota, calcita y prehnita. La mayoría de las inclusiones fluidas analizadas consisten en líquido + vapor a temperatura ambiente, con predominio de la fase líquida. El tamaño de las inclusiones varía entre 3 y 10 μm . Siendo el cuarzo el mineral más estable, se usarán datos microtermométricos de este mineral para el modelo. Así, los datos seleccionados para el modelo se muestran en la Tabla 3.

Tabla 2. Datos microtermométricos de Camprubí *et al.* (2006) de inclusiones hospedadas en cuarzo del sistema El Cobre-Babilonia seleccionados para el modelo de ebullición. n: número de inclusiones analizadas; Th: temperatura de homogeneización en °C, Tmi: temperatura de fusión de hielo en °C. Salinidad en % en peso equiv. NaCl.

Muestra	Rango de Th		Promedio de Th	Rango de Tmi		Promedio Tmi	Salinidad	n
S-04	155	170	162	-3.4	-5.9	-4.4	7	28
N1-04	182	199	189	-7	-9.6	-8.8	12.6	30
N2-10	180	201	194	-6.6	-9.9	-8.4	12.1	40
N3-01	208	230	221	-7	-9.1	-7.9	11.5	30
N5-30	231	258	247	-8	-12.2	-10.4	14.3	25
N7-10	235	260	244	-4	-7.1	-5.9	9	48
N9-15	271	301	289	-4.2	-7.5	-5.4	8.4	45

Tabla 3. Datos microtermométricos de González-Partida *et al.* (2000) de inclusiones hospedadas en cuarzo del sistema geotérmico Los Azufres seleccionados para el modelo de ebullición. n: número de inclusiones analizadas; Th: temperatura de homogeneización en °C, Tmi: temperatura de fusión de hielo en °C. Salinidad en % en peso equiv. NaCl.

Pozo	Profundidad (m)	Rango de Th		Promedio de Th	Rango de Tmi		Promedio de Tmi	Salinidad	n
Az-27A	2000	283	327	309	-0.5	0.9	-0.8	1.4	58
	1700	291	328	321	-0.8	-0.8	-0.8	1.4	20
	1600	339	394	320	-0.8	-0.8	-0.8	1.4	16
	1500	311	341	320	-0.9	-1.1	-1	1.7	24
	1100	274	281	278	-0.1	-0.9	-0.7	1.2	15
	800	228	295	275	-0.1	-1.7	-0.7	1.2	44
	400	196	215	212	-1.2	-1.4	-1.3	2.2	10
Az-44	4200	250	276	260	-0.1	-1.5	-0.7	1.2	35
	3300	302	327	313	-0.4	-1.2	-0.6	1	23
	3200	300	310	302	-0.9	-2.1	-1	1.7	14
	3100	297	303	288	-0.9	-1.6	-1.2	2	19
	2880	293	321	303	-1.1	-1.1	-1.1	1.9	6
	2400	301	335	320	-0.6	-1.3	-0.8	1.4	17
	1400	231	284	278	-1.4	-1.4	-1.4	2.4	46
	900	204	270	250	-1.2	-1.2	-1.2	2	49
Az-9	2450	317	347	334	-0.1	-0.3	-0.2	0.3	23
	2300	312	351	335	-0.1	-0.6	-0.3	0.5	28
	2127	324	340	329	-0.3	-0.5	-0.4	0.7	26
	1900	307	311	310	-0.1	-0.3	-0.2	0.3	25
	1700	282	305	296	-0.8	-0.7	-0.7	1.2	11
	1300	320	327	322	-0.9	-0.8	-0.9	1.4	22
	1000	234	295	285	-0.4	-0.8	-0.5	0.8	11
	800	223	273	243	-1.5	-1.5	-1.5	2.4	10
Az-23	1700	285	315	310	-0.1	-0.2	-0.2	0.3	11
	1275	251	292	276	-0.1	-0.6	-0.3	0.5	8
	1100	210	282	264	-0.5	-1.6	-1.1	1.9	14
	1000	229	261	250	-0.2	-1.1	-0.6	1	32
	900	220	265	254	-0.6	-1.3	-0.9	1.5	10
	800	202	264	253	-0.3	-1.2	-0.8	1.4	31
	600	237	261	257	-0.3	-0.7	-0.5	0.8	9
	500	221	224	221	-0.3	-1.6	-1.1	1.9	5
	400	209	233	220	-1.2	-1.6	-1.5	2.5	9
Az-16	2450	328	346	335	-0.3	-0.7	-0.4	0.7	8
	2100	284	330	305	-1	-1.8	-1.3	2.2	42
	1550	268	288	286	-0.6	-2.2	-1	1.7	11
	1250	241	265	256	-0.6	-0.6	-0.6	1	80
	550	220	225	223	-1.2	-1.2	-1.2	2	5
	400	204	210	208	-1.1	-1.1	-1.1	1.9	10

CAPÍTULO 4

INTERPRETACIÓN Y COMPARACIÓN DE RESULTADOS

4.1. Interpretación y comparación de resultados

Los datos microtermométricos previamente seleccionados (ver el Capítulo 3 de esta tesis) del sistema geotérmico de Los Azufres y del yacimiento epitermal (Ag-Zn-Pb) de Taxco fueron graficados en el espacio temperatura salinidad (T-Sal; cf. Canet *et al.*, 2011); se proyectaron los valores promedio de temperatura y salinidad por cada muestra seleccionada.

El gráfico T-Sal de Canet *et al.* (2011) muestra las posibles trayectorias que describe un fluido ascendente que experimenta ebullición como consecuencia de la caída de presión. Permite, por lo tanto, confirmar o descartar la ebullición a partir de un conjunto de datos microtermométricos correspondientes a muestras procedentes de diferentes niveles dentro de un mismo sistema hidrotermal (*i.e.* veta o conducto de ascenso de fluidos). El modelo no es válido si hay procesos de mezcla de fluidos, o efervescencia (*i.e.* en sistemas muy ricos en CO₂), o si se sospecha que los datos corresponden a distintos conductos de circulación de fluidos aún dentro de un mismo sistema hidrotermal.

Si la ebullición se confirma gráficamente, entonces se procede a construir el perfil térmico —curva T-profundidad— correspondiente, de acuerdo a la metodología propuesta por Canet *et al.* (2011). El modelo arroja, para cada caso, dos curvas T-profundidad: una sin corrección y otra con corrección de la densidad del fluido por el efecto de las burbujas de vapor (de aquí en adelante, corrección por burbujas); en este último caso, las profundidades estimadas son siempre mayores. Las profundidades así obtenidas son profundidades en m en el sistema hidrotermal, es decir, por debajo del nivel (o paleonivel, si es el caso) freático.

4.1.a. Resultados para el sistema geotérmico de Los Azufres

Se muestran a continuación los resultados de los cinco pozos seleccionados para el sistema geotérmico de Los Azufres; se describen de Norte a Sur, de acuerdo con su distribución geográfica (Fig. 11). A diferencia del caso de Taxco, que es un sistema hidrotermal fósil y, por lo tanto, parcialmente erosionado, en Los Azufres la profundidad de muestreo puede equipararse a la profundidad en el sistema hidrotermal. Por ello, en los gráficos T-Sal se señala la profundidad de muestreo para cada punto (Figs. 13 a 17).

Para el pozo Az27-A, los datos microtermométricos no muestran una tendencia de ebullición clara (Fig. 13-I), pues se observan oscilaciones en T-Sal que podrían estar reflejando procesos de mezcla de fluidos o errores en la estimación de la salinidad causados por contenidos altos en CO₂. Sin embargo, debido a que la zona en la que se halla el pozo Az27-A (zona Marítaro; Fig. 11) es la de mayor temperatura dentro del campo geotérmico, y tomando en cuenta que González-Partida *et al.* (2000) reportan evidencias de ebullición tal como presión menor a la hidrostática en profundidad, hemos considerado interesante realizar el modelado para obtener la profundidad de ebullición, para lo que se construyeron los perfiles térmicos mostrados en la Fig. 13-II. Si consideramos que en el punto donde la ebullición comienza el fluido está a 321°C, con 1.4 % de salinidad (profundidad de muestreo: 1700 m bajo la superficie; pozo Az27-A en Tabla 3), el modelo arroja una profundidad de 2199 m con la corrección por burbujas, y de 1454 m si no se aplica dicha corrección (Fig. 13-II).

Para el pozo Az44 tampoco es fácil explicar la evolución del fluido hidrotermal en términos de un proceso simple de ebullición. La Figura 14-I muestra que a grandes profundidades de muestreo (~4200 m bajo la superficie), por ejemplo, la alta

temperatura medida se corresponde con una baja salinidad. Algo similar ocurre a profundidades menores (~900 m bajo la superficie), donde se observa una temperatura similar a la encontrada a ~4200 m (bajo la superficie), aunque la salinidad es mayor. Esta distribución irregular (en términos de gradiente geotérmico) de los datos sugiere que, a profundidades intermedias, se habría intersectado una zona permeable (conducto) por la que circularían fluidos salinos y calientes. Por todo ello, descartamos que el modelo de ebullición de Canet *et al.* (2011) pueda aplicarse con efectividad para este caso en concreto.

Para el caso del pozo Az9 tampoco se puede explicar la evolución del fluido y la distribución de temperaturas en profundidad a partir de un fenómeno simple de ebullición. Al igual que en el pozo Az44, los datos señalan una parte profunda del acuífero (~2450-1000 m bajo la superficie) con mayor temperatura y una porción somera (~800 m bajo la superficie) de menor temperatura pero de salinidad significativamente mayor (Fig. 15-I), quizá sobreestimada por la presencia de CO₂ (cf. Hedenquist y Henley, 1985).

La ebullición en el pozo Az23 parece haber tenido lugar en los niveles más profundos (~1700-1275 m bajo la superficie), comenzando con una temperatura de 310°C (Fig. 16-I). La profundidad obtenida con el modelo (aplicando la corrección por burbujas) es de 1886 m, seleccionando como datos de inicio 310°C y 0.3 % en peso equiv. de NaCl (muestra Pozo Az23 en Tabla 3). El valor arrojado por el modelo se aproxima mucho a la profundidad de muestreo (1700 m bajo la superficie), representando una diferencia únicamente del 10 %. De acuerdo con la Figura 16, existen variaciones importantes en la salinidad a profundidades menores (~1100 - 400 m bajo la superficie), debidas a probables pulsos localizados de fluidos de diferente temperatura y salinidad.

En el pozo Az16, de acuerdo con las trayectorias T-Sal (Fig. 17-I), la ebullición aparece en los niveles someros, aproximadamente a partir de 550 m bajo la superficie, comenzando con un fluido a 223°C con una salinidad de 0.2 % en peso equiv. de NaCl (muestra Pozo Az-16 en Tabla 3). A profundidades

mayores el diagrama T-Sal muestra oscilaciones bruscas de salinidad, probablemente causadas por fenómenos de mezcla de fluidos. El perfil térmico que se obtiene partiendo del fluido representado por la muestra del pozo Az16 (Fig. 17-II), usando la corrección por burbujas, arroja una profundidad de 441 m para dicha muestra. La profundidad así calculada es un 20 % inferior a la profundidad de muestreo (550 m bajo la superficie).

4.1.b. Resultados para el sistema El Cobre-Babilonia de Taxco (Ag-Zn-Pb)

El sistema de vetas de El Cobre-Babilonia, en el distrito minero de Taxco, cuenta con diversos niveles de minado. Las mediciones microtermométricas indican que es en los niveles 3, 2 y 1 donde los fluidos mineralizantes siguen una tendencia de enfriamiento acompañado de aumento en la salinidad, comportamiento que puede ser atribuido a un proceso de ebullición en el sistema hidrotermal.

La Figura 12 muestra el gráfico T-Sal para estos datos. Se observa que, en conjunto, los valores proyectados muestran una distribución más o menos alineada, definiendo una recta con pendiente negativa, compatible con una trayectoria T-Sal de ebullición, y con una covarianza regular entre Th y profundidad; sin embargo, hay dos muestras que se apartan claramente de esta distribución alineada: la N5-30 y la S-04. Es notorio el aumento brusco en la salinidad del nivel 5 respecto al nivel 7, indicado por la muestra N5-30, de ~5 %, que viene acompañado de un ligero aumento en la temperatura. Este cambio en las condiciones del fluido no puede ser explicado en términos de ebullición (Fig. 12-I), si bien podría estar reflejando un pulso de fluidos magmáticos (s.l.) de alta salinidad y relativamente elevada temperatura.

A partir del nivel 3 (muestra N3-01) y hasta el nivel 1 (muestra N1-04), separados por 100 m en profundidad aproximadamente, se observa una tendencia lineal de aumento en la salinidad conforme disminuye la temperatura, que bien puede explicarse por la ebullición simple de un

fluido ascendente. Esta tendencia se trunca en el nivel superficial actual (muestra S-04), donde la microtermometría revela un proceso de dilución, el cual puede ser explicado a partir de la entrada al sistema hidrotermal de fluidos meteóricos de circulación superficial. Como corolario, los datos mostrados en la Figura 12 sugieren que la ebullición tiene lugar aproximadamente entre el nivel 3 y hasta el nivel 1 del sistema (muestras N3-01, N2-10 y N1-04); la ebullición podría haber cesado al acercarse los fluidos hacia la superficie, donde se habrían mezclado con fluidos meteóricos fríos.

Al construir un perfil térmico (con la corrección por burbujas), partiendo de la temperatura y salinidad de la muestra N3-01 (221°C y 11.5 % en peso equiv. de NaCl, respectivamente), la cual consideramos como representativa de las condiciones de inicio de la ebullición, la profundidad obtenida es de 403 m, usando para el modelo la corrección por burbujas de la presión de la columna de fluido. Esta profundidad es considerablemente mayor que la profundidad de muestreo, de aproximadamente 200 m bajo el nivel de la topografía actual.

4.2. Discusión

4.2.1. Estimación de profundidades para los casos de Los Azufres y El Cobre Babilonia

De acuerdo con la selección de datos microtermométricos de Los Azufres y su proyección en el gráfico T-Sal de Canet *et al.* (2011), se encontró evidencia clara de ebullición en dos pozos, Az23 y Az16, mientras que para un tercer pozo, Az27-A, la trayectoria de ebullición no es concluyente.

El pozo Az23, ubicado en el centro del campo geotérmico, muestra ebullición profunda (~1700 m bajo la superficie), contrastando con la ebullición más somera detectada en el pozo Az16 (~550 m bajo la superficie), ubicado en la zona sur Tejamaniles (Fig. 11). En forma concurrente, hay una diferencia importante de las temperaturas de inicio de la ebullición entre los

pozos Az23 y Az16: ~315°C y 223°C, respectivamente (Figs. 18A y B).

Las diferencias en temperatura y profundidad de ebullición entre el pozo Az-23 y el pozo Az-16 se pueden explicar a partir de su localización dentro del campo geotérmico de Los Azufres, de acuerdo a la zonación por temperaturas establecida por González-Partida *et al.* (2000), González-Partida *et al.* (2005) y Molina-Martínez (2013) (Fig. 11). No obstante, la división entre la zona Norte o Marítaro y la zona Sur o Tejamaniles no queda bien definida geográficamente en el campo. Los resultados para el pozo Az-23, ubicado en la zona centro, indican que la ebullición tiene lugar a mayor profundidad que en el pozo Az-16, situado en la zona de menor temperatura (zona Tejamaniles) (Fig. 18). Además, la distribución de isotermas de González-Partida *et al.* (2000) sugiere que es en los pozos Az23 y Az16 en donde existen las zonas principales de ascenso de fluidos. Esto, tentativamente, llevaría a reconsiderar la división Marítaro-Tejamaniles del campo, moviendo el límite Marítaro-Tejamaniles más hacia el Sur, como resultado de la marcada diferencia de temperaturas de ebullición en ambos pozos (Az 23 y Az16) y en función de las profundidades de ebullición en los mismos.

La ebullición es la principal causa de precipitación de metales en muchos sistemas hidrotermales, especialmente en el ambiente epitermal (*e.g.* Skinner, 1997; André-Mayer *et al.*, 2002). La zonación vertical de los metales en dicho ambiente geológico puede ser explicada en buena medida por la ebullición que, por esta razón, es tomada como un importante criterio de exploración (Canet *et al.*, 2011 y referencias citadas). Tal es el caso del depósito Apacheta, Perú, en el que la zonación vertical de metales base y metales preciosos se explica en términos de una ebullición progresiva (André-Mayer *et al.*, 2002). En el caso de Los Azufres, González-Partida (2001) describe la presencia de sulfuros diseminados y puntuales, principalmente de Cu, y atribuye su precipitación como efecto de la ebullición. La calcopirita, por ejemplo, se presenta de manera diseminada en Los Azufres, y su distribución vertical, para el pozo Az23 abarca

desde la parte profunda del pozo (1700 m) y hasta los ~1000 m de profundidad, pasando por zonas más ricas en cobre justo por encima de los 1700 m (hasta 1.5 % de calcopirita), es decir, justo encima de donde se identificó el inicio del tren de ebullición en esta investigación (Figura 16-I). En el pozo Az16, en cambio, la distribución vertical de calcopirita es más homogénea y no hay enriquecimiento significativo de ella en la profundidad a la que se modeló la ebullición. No obstante, es la presencia de la pirita la que se encuentra en horizontes o intervalos con concentraciones de hasta 3 % justo en la profundidad donde se identificó el inicio del tren de ebullición para el pozo Az16 (550 m, Figura 17-I), apoyando así la hipótesis sobre el control de la ebullición en la precipitación de sulfuros en Los Azufres como expresa González-Partida (2001).

Para el caso del sistema de vetas de El Cobre-Babilonia, los fluidos sometidos a ebullición son significativamente más salinos que los encontrados en Los Azufres. De manera general, se observa (a) que a mayor profundidad los fluidos tienen mayor temperatura, y (b) que la salinidad va aumentando a medida que disminuye la temperatura (aunque se desploma al llegar a los niveles más someros, debido a procesos de mezcla con fluidos meteóricos fríos; Fig. 12-I); por ello, el modelo de Canet *et al.* (2011) puede ser aplicado, en principio, con bastante certeza.

Los fenómenos que experimenta el sistema hidrotermal en Taxco y que son sugeridos por la Fig. 12-I son: (a) ascenso focalizado de fluidos hidrotermales; (b) ebullición en profundidades restringidas; (c) en profundidad (ca. 500 m bajo el paleonivel freático), influencia de pulsos de alta temperatura y/o salinidad; y (d) en zonas cercanas a la superficie, mezcla con fluidos fríos y diluidos. Este comportamiento es característico de los sistemas epitermales (Drummond y Ohmoto, 1985; Skinner, 1997; Hedenquist *et al.*, 2000; Simmons *et al.*, 2005) (Fig. 1).

La zonación vertical de la mineralización económica para la parte superior del sistema de vetas de El Cobre-Babilonia se puede atribuir a la ebullición. Aplicando el modelo de Canet *et al.* (2011), la ebullición sucedió a una

profundidad a partir de ~403 m, partiendo de un fluido a 221°C. Esto corresponde al nivel 3 de la mina, cuya profundidad desde la superficie es de unos 200 m.

De acuerdo a Hynes (1999) y Camprubí *et al.* (2006) los metales base en Taxco se localizan entre los niveles 9 y 3, mientras que la plata se halla en mayor concentración desde el nivel 3 hasta la superficie. Por lo tanto, el límite superior de la zona de metales base coincide aproximadamente con el nivel de ebullición obtenido en el presente trabajo, a partir del cual incrementan las leyes de Ag. Una zonación comparable se ha descrito en el sistema geotérmico (activo) de baja sulfuración de Broadlands-Ohaaki, Nueva Zelanda (Fig. 18C). En esta zona los metales base se hallan entre ~700 y 1500 m de profundidad, mientras que Ag y Au aparecen alrededor de los 500 m (Cooke y Simmons, 2000); esta profundidad es comparable con los 403 m calculados para Taxco, que señalan, aproximadamente, la base de la zona más rica en plata.

Al comparar la profundidad calculada para la muestra utilizada en el modelo (N3-01 en Tabla 2) y la profundidad de muestreo correspondiente al nivel 3 de la mina (403 y 200 m, respectivamente), deducimos que se pueden haber erosionado hasta 200 m de la parte más superficial del depósito epitermal. Esto es razonable tomando en cuenta la edad Eoceno Tardío (~34 Ma) de la mineralización en el sistema y en general en el DMT reportada por Farfán-Panamá y González Partida (2010) y Alaniz-Álvarez *et al.* (2002). El depósito Apacheta, en Perú, de edad Mioceno Medio muestra una erosión actual >300 m (*cf.* André-Mayer *et al.*, 2002), apoyando el nivel de erosión estimado en El Cobre-Babilonia propuesto aquí.

4.2.2. Aplicabilidad y errores del modelo de ebullición

En la Tabla 4 se presentan los resultados del modelo de Canet *et al.* (2011) aplicado al campo geotérmico de Los Azufres y al sistema de vetas El Cobre-Babilonia; se incluyen, para el caso de

Los Azufres, los errores en el cálculo de profundidades en relación con la profundidad de muestreo, la cual es equiparable a la profundidad en el sistema hidrotermal (*i.e.* al tratarse de un sistema activo). En todos los casos estudiados, las profundidades calculadas se acercan más a las profundidades de muestreo cuando se aplica la corrección de la densidad del fluido por burbujas (*cf.* Canet *et al.*, 2011); por ello, de aquí en adelante nos referiremos sólo a los valores de profundidad calculados con dicha corrección y los compararemos con los estimados directamente a partir de las curvas de ebullición de Haas (1971).

Para el pozo Az23, el error en el cálculo de la profundidad es del ~10 %, el menor error obtenido en esta investigación. Este error podría ser, en parte, efecto de la propagación de la incertidumbre ligada a la dispersión de los datos microtermométricos (Tabla 3). Para el mismo pozo, el perfil térmico indica una profundidad de 1096 m para la muestra obtenida a 1275 m bajo la superficie, cuya Th promedio es de 276°C (Fig. 16-II y Anexo), lo que implica una diferencia del 14 %. En ambos casos, el error es aceptable para fines de una exploración basada en la zonificación de un sistema hidrotermal.

En el pozo Az16, donde la ebullición se ha detectado y modelado en los niveles someros, la profundidad calculada es un 20 % inferior a la profundidad de muestro (550 m bajo la superficie).

Para el caso del pozo Az27-A se ha obtenido el mayor error (29 %) como se aprecia en la Tabla 4. Este error es incluso mayor al obtenido directamente a partir de las curvas de ebullición de Haas (1971), sugiriendo que existen otras causas de error además de la incertidumbre ligada a la dispersión de los datos microtermométricos ligada a la medición. De acuerdo con la Figura 13-I, la distribución de temperaturas respecto a la profundidad (*i.e.* el gradiente geotérmico) no es lineal, encontrándose las mayores Th (~220°C) en una zona entre 1500 y 1700 m bajo la superficie,

mientras que a 2000 m la Th promedio baja hasta ~205°C. Esta distribución sugiere una irregularidad en las isotermas que podría explicarse a partir de un acuífero geotérmico intersectado por el pozo entre 1500 y 1700 m. Esta complejidad en el acuífero geotérmico es la causa del error obtenido (29%) en el pozo Az27-A e impide aplicar el modelo de Canet *et al.* (2011), pues no hay la certeza de que muestras colectadas a distintas profundidades correspondan a un mismo conducto de circulación hidrotermal.

Las curvas de ebullición de Haas (1971), por otro lado, señalan profundidades muy distintas a las calculadas a partir del modelado y a las profundidades de muestreo (Tabla 4). Las profundidades, en este caso, se estimaron gráficamente con base en dichas curvas (Fig. 19), tal y como numerosos autores lo han hecho para calcular profundidades en sistemas epitermales a partir de datos microtermométricos (*e.g.* Sherlock *et al.*, 1995; Albinson *et al.*, 2001; André-Mayer *et al.*, 2002, Simmons *et al.*, 2005, Camprubí y Albinson, 2006 y referencias ahí citadas). El error, aplicando esta metodología, asciende al 53 % (pozo Az16); los resultados obtenidos con el modelo de Canet *et al.* (2011) siempre son más precisos, salvo en el pozo Az27-A, caso para el que sabemos que el modelo no se pudo usar con certeza, como ya se ha discutido anteriormente.

En comparación con el modelo de Canet *et al.* (2011), el método de estimación gráfica de las profundidades a partir de las curvas de Haas (1971) es: (*a*) poco preciso, dados los errores de hasta ~50 % que implica, y (*b*) de menor exactitud, pues, al no tomarse en cuenta la disminución en la presión hidrostática causada por las burbujas de vapor, subestima sistemáticamente la profundidad. Dicho con otras palabras, las profundidades estimadas a partir de las curvas de Haas (1971) son hasta la mitad de la profundidad real.

El Cobre-Babilonia

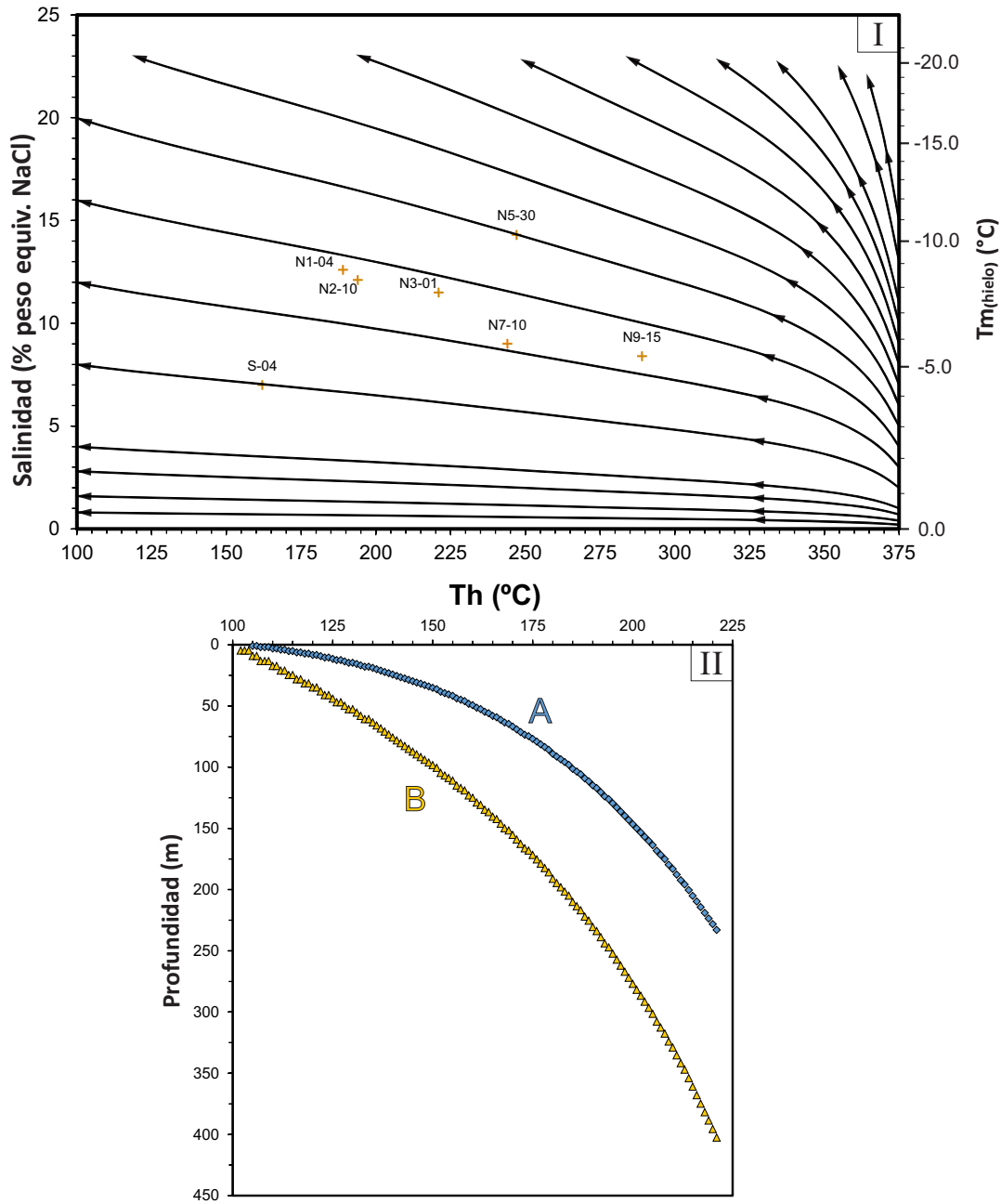


Figura 12. (I) Gráfico temperatura-salinidad (-temperatura de fusión del hielo, T_m) de Canet *et al.* (2011) para datos de inclusiones fluidas del sistema de vetas de El Cobre-Babilonia, Distrito Minero de Taxco. Se proyectan los valores promedio de salinidad y temperatura de homogenización por cada muestra. De acuerdo a la distribución de datos, hay una trayectoria de ebullición entre las muestras *N3-01* y *N1-04*; a partir de esta última se deduce un proceso de mezcla (dilución) con fluidos meteóricos fríos. (II) Perfil térmico (curva de temperatura-profundidad) representando la evolución del fluido mineralizante ascendente sometido a ebullición, obtenido a partir de las condiciones de temperatura y salinidad de la muestra *N3-01*. La curvas A y B corresponden al modelado sin tomar en cuenta el efecto de las burbujas sobre la densidad del fluido y tomándola en cuenta, respectivamente. La profundidad que se deriva de ambas curvas es de 233 m y 403 m, respectivamente, para la muestra *N3-01*, la cual, según este modelo, corresponde a la zona más profunda en el sistema donde tiene lugar el proceso de ebullición.

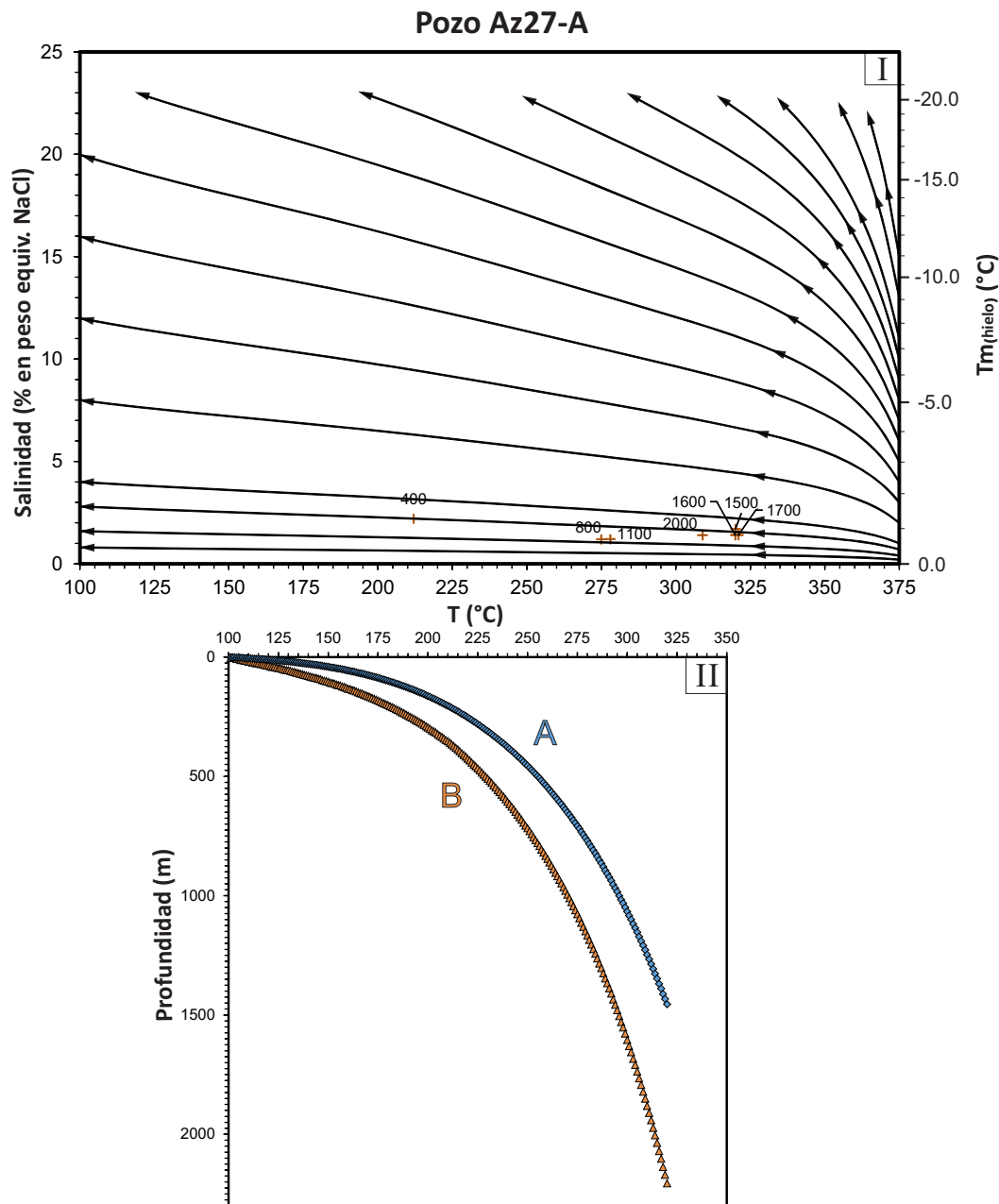


Figura 13. (I) Gráfico temperatura-salinidad (-temperatura de fusión del hielo, T_m) de Canet *et al.* (2011) para datos de inclusiones fluidas del pozo Az27-A, en el sistema geotérmico de Los Azufres. Se proyectan los valores promedio de salinidad y temperatura de homogenización por cada muestra. Se muestra la profundidad de muestreo (en m bajo la superficie). La distribución de temperaturas respecto a la profundidad es irregular (en términos del gradiente geotérmico), por lo que el modelo de Canet *et al.* (2011) no se puede usar con confiabilidad, aunque de todos modos se ha aplicado a modo de ensayo. (II) Perfil térmico (curva de temperatura-profundidad) representando la evolución del fluido mineralizante ascendente sometido a ebullición, obtenido a partir de las condiciones de temperatura y salinidad de la muestra de 1700 m. La curvas A y B corresponden al modelado sin tomar en cuenta el efecto de las burbujas sobre la densidad del fluido y tomándola en cuenta, respectivamente.

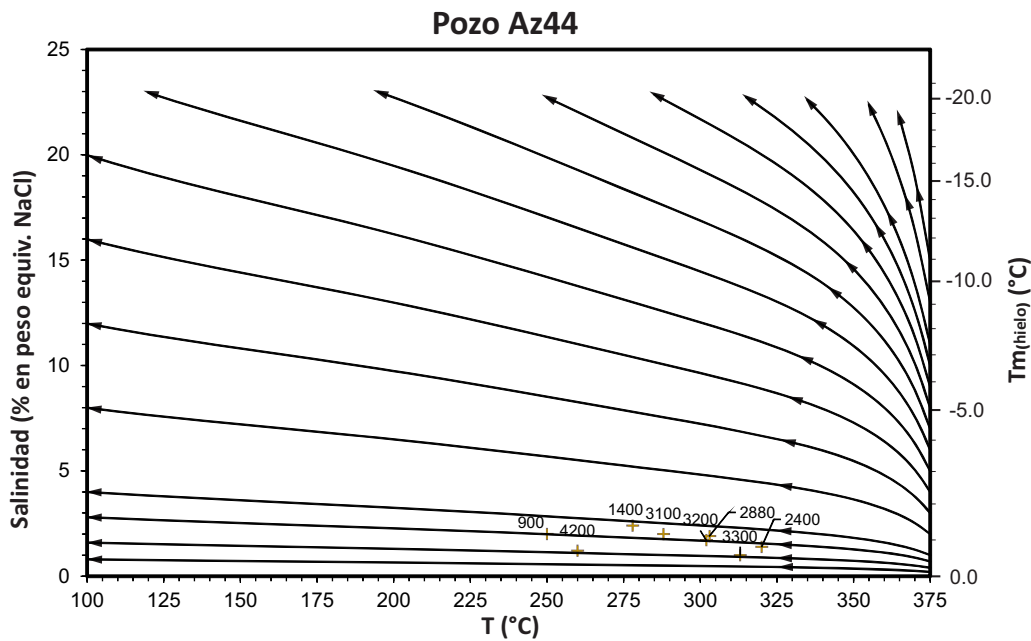


Figura 14. Gráfico temperatura-salinidad (-temperatura de fusión del hielo, T_m) de Canet *et al.* (2011) para datos de inclusiones fluidas del pozo Az27-A, en el sistema geotérmico de Los Azufres. Se proyectan los valores promedio de salinidad y temperatura de homogenización por cada muestra. Se muestra la profundidad de muestreo (en m bajo la superficie). La variación de temperaturas respecto a la profundidad no es lineal, y por lo tanto el modelo de Canet *et al.* (2011) no es aplicable con confiabilidad.

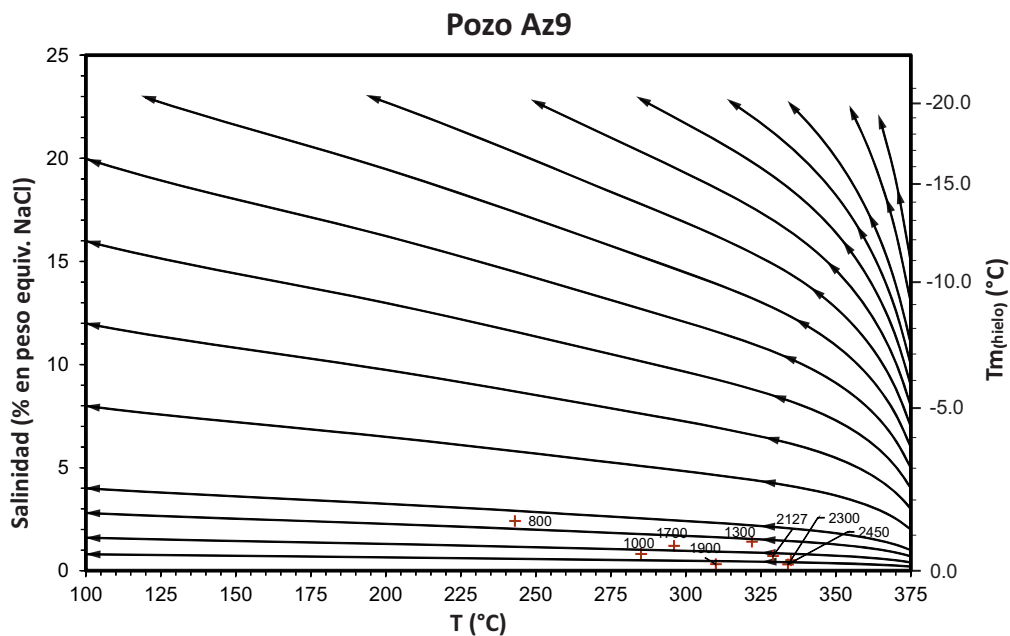


Figura 15. Gráfico temperatura-salinidad (-temperatura de fusión del hielo, T_m) de Canet *et al.* (2011) para datos de inclusiones fluidas del pozo Az9, en el sistema geotérmico de Los Azufres. Se proyectan los valores promedio de salinidad y temperatura de homogenización por cada muestra. Se muestra la profundidad de muestreo (en m bajo la superficie). La variación de temperaturas respecto a la profundidad no es lineal, y por lo tanto el modelo de Canet *et al.* (2011) no es aplicable con confiabilidad.

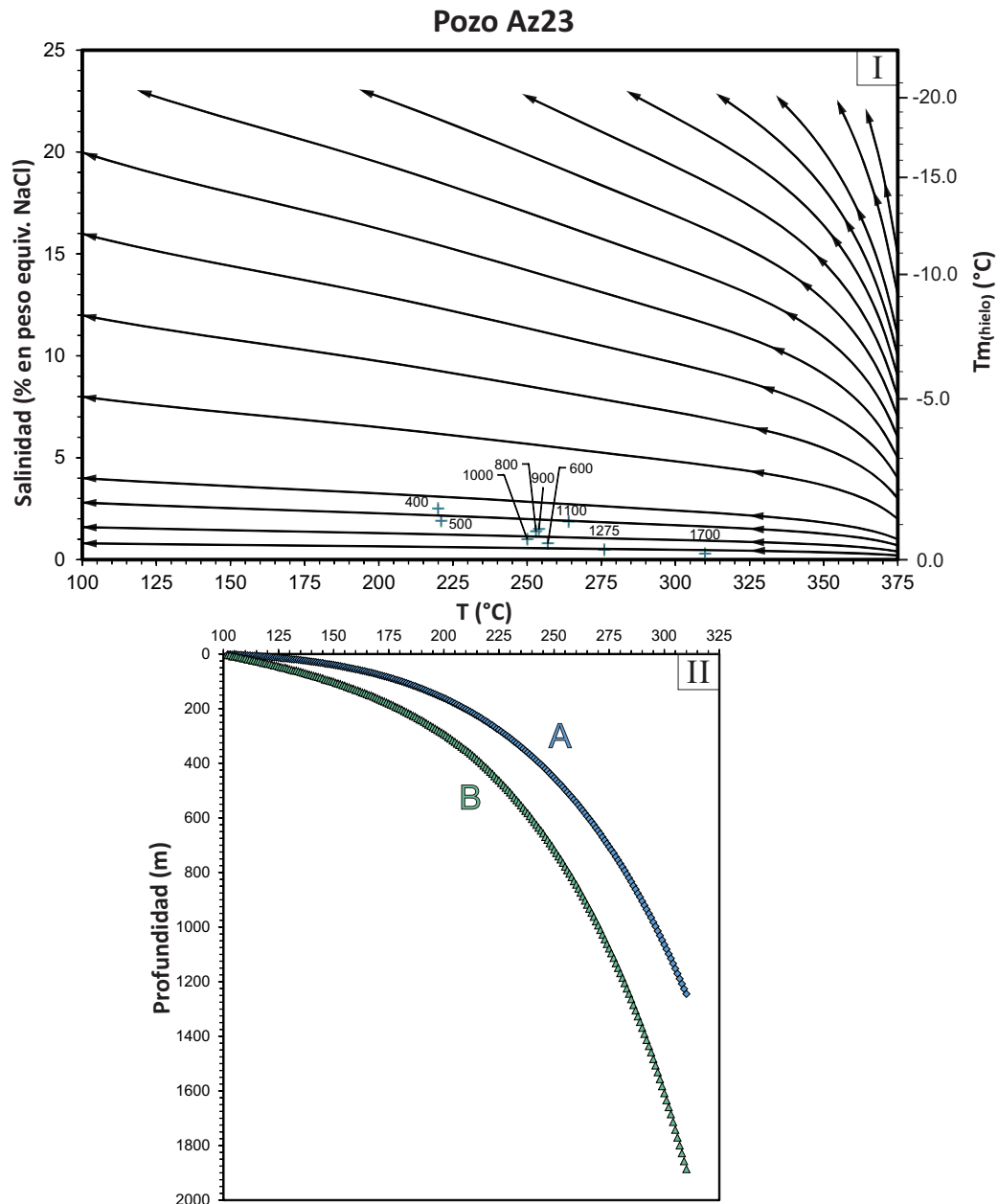


Figura 16. (I): Gráfico temperatura-salinidad (-temperatura de fusión del hielo, T_m) de Canet *et al.* (2011) para datos de inclusiones fluidas del pozo Az23, en el sistema geotérmico de Los Azufres. Se proyectan los valores promedio de salinidad y temperatura de homogenización por cada muestra. Se muestra la profundidad de muestreo (en m bajo la superficie). Las diferencias en temperatura y salinidad entre 1700 y 1250 m son congruentes con una trayectoria de ebullición para un fluido ascendente. (II): Perfil térmico (curva de temperatura-profundidad) representando la evolución del fluido mineralizante ascendente sometido a ebullición, obtenido a partir de las condiciones de temperatura y salinidad de la muestra de 1700 m. La curvas A y B corresponden al modelado sin tomar en cuenta el efecto de las burbujas sobre la densidad del fluido y tomándola en cuenta, respectivamente. La profundidad que se deriva de ambas curvas es de 1245 m y 1886 m, respectivamente. El último valor representa una diferencia únicamente del 10 % con respecto a la profundidad de muestreo.

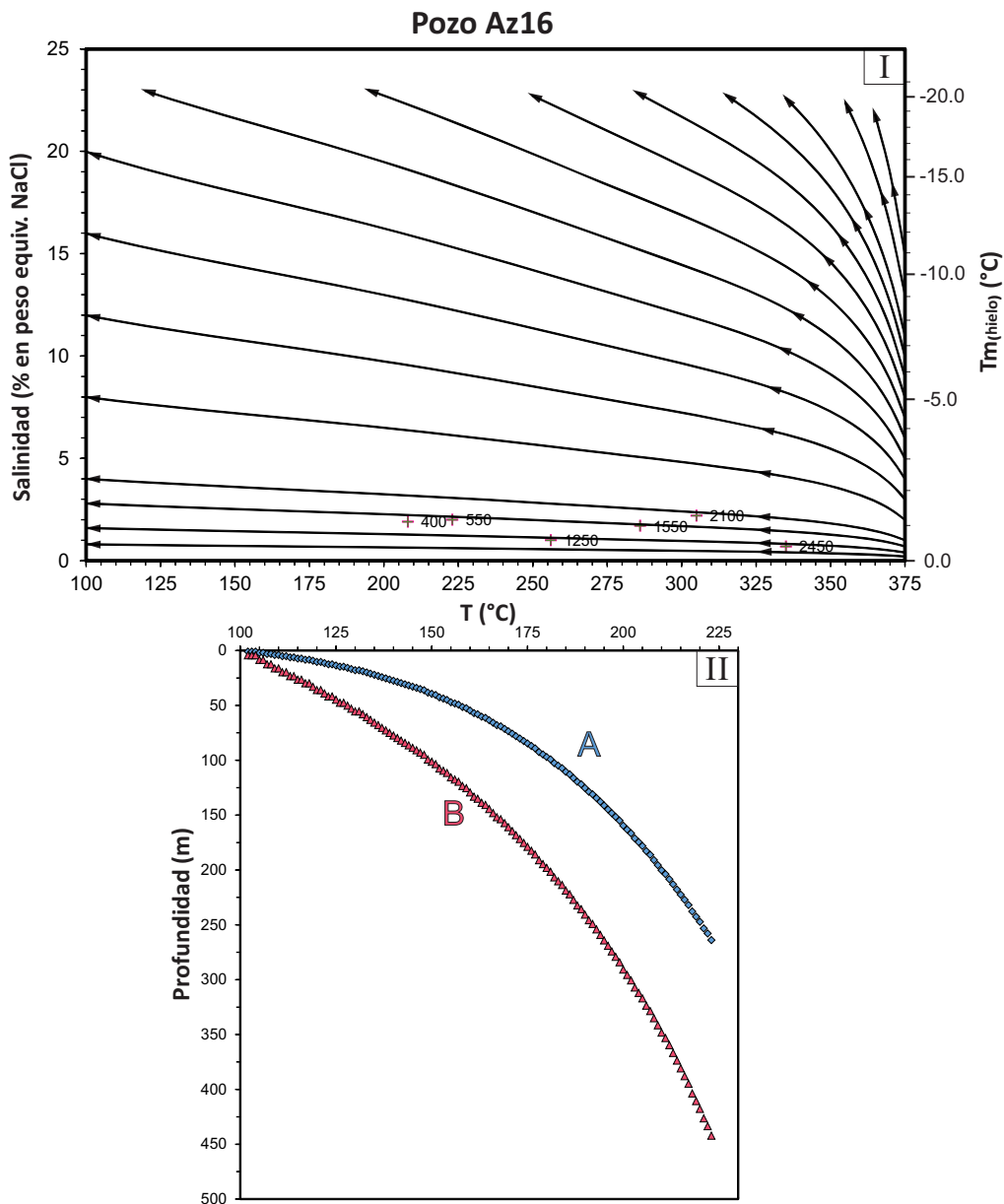


Figura 17. (I): Gráfico temperatura-salinidad (-temperatura de fusión del hielo, T_m) de Canet *et al.* (2011) para datos de inclusiones fluidas del Az16, en el sistema geotérmico de Los Azufres. Se proyectan los valores promedio de salinidad y temperatura de homogenización por cada muestra. Se muestra la profundidad de muestreo (en m bajo la superficie). Las diferencias en temperatura y salinidad entre 550 y 400 m son congruentes con una trayectoria de ebullición para un fluido ascendente. (II): Perfil térmico (curva de temperatura-profundidad) representando la evolución del fluido mineralizante ascendente sometido a ebullición, obtenido a partir de las condiciones de temperatura y salinidad de la muestra de 550 m. La curvas A y B corresponden al modelado sin tomar en cuenta el efecto de las burbujas sobre la densidad del fluido y tomándola en cuenta, respectivamente. La profundidad que se deriva de ambas curvas es de 263.8 m y 442 m, respectivamente. El último valor representa una diferencia del 20 % con respecto a la profundidad de muestreo.

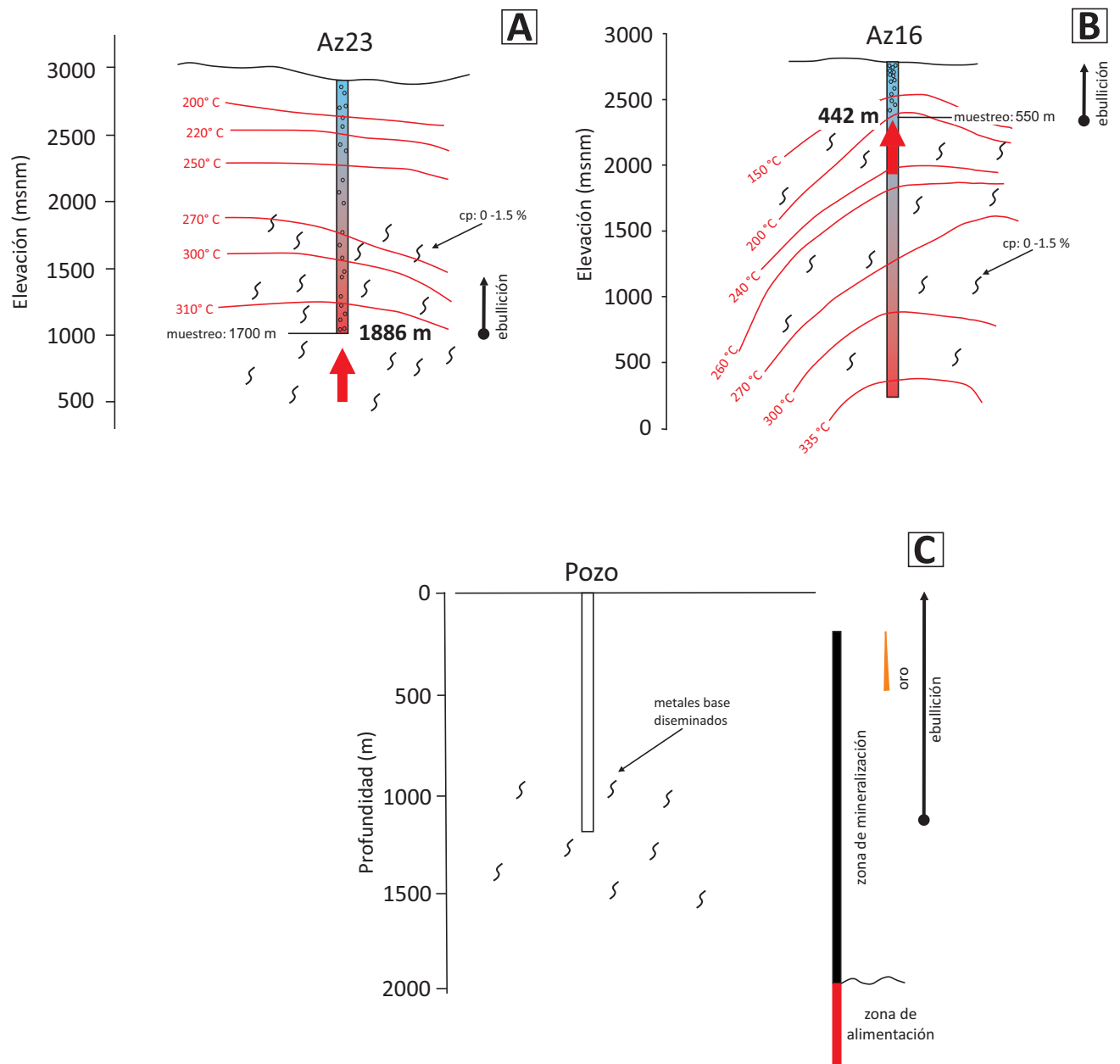


Figura 18. (A y B) Sección con isotermas de los pozos Az23 y Az16 del sistema geotérmico de Los Azufres modificado de González-Partida *et al.* (2000). Las profundidades de ebullición obtenidas mediante el modelo son 1886 y 442 m (bajo el paleonivel freático), respectivamente (con corrección por burbujas; Figs. 16 y 17), y son cercanas a las profundidades de muestreo. Se ubican las zonas de calcopirita (cp). (C) Mineralización hidrotermal en el sistema geotérmico Broadlands-Ohaaki, Nueva Zelanda, mostrando la zonación metálica. El oro se deposita en los niveles más someros, cuando el proceso de ebullición desestabiliza los complejos sulfurados solubles (modificado de Rowland y Simmons, 2012 y Cooke y Simmons, 2000).

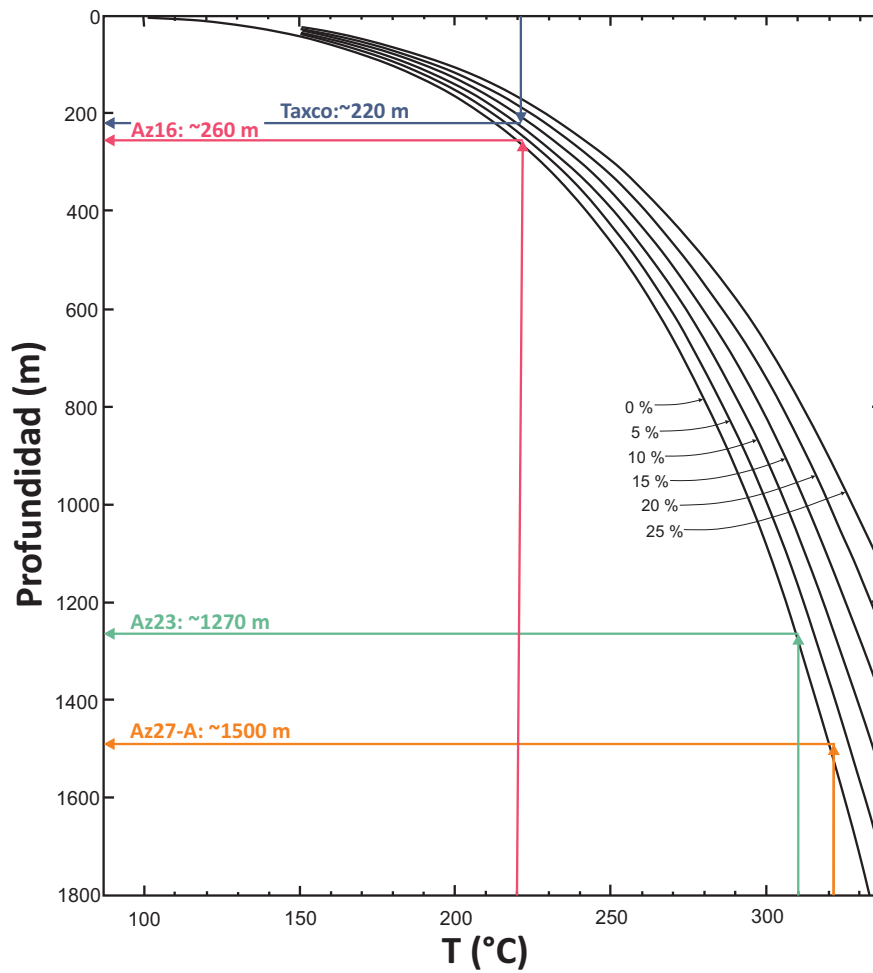


Figura 19. Profundidades estimadas gráficamente a partir de las curvas de ebullición de Haas (1971). Las curvas son de igual salinidad, reportadas en % en peso equivalente de NaCl, y no consideran el efecto de las burbujas de vapor en la presión hidrostática. Las profundidades estimadas de esta manera son consistentemente inferiores a las profundidades de muestreo; para el sistema hidrotermal activo de Los Azufres, la subestimación de la profundidad es hasta del 50 %.

Tabla 4. Comparación entre los sistemas geotérmicos activos de Los Azufres y de Broadlands-Ohaaki (Nueva Zelanda), y el yacimiento epitermal de Taxco (ejemplificando un sistema hidrotermal fósil). Se muestra la profundidad de muestreo, para el caso de Los Azufres, y los resultados de profundidad obtenidos del modelado con su respectivo error relativo (*e*). A y B muestran la profundidad calculada sin corrección de burbujas y con corrección de burbujas, respectivamente.

Sistema	Sulfuración	Profundidad de muestreo (m)	T (°C)	Metales	Profundidad de ebullición (m)		
					salinidad constante ³	considera cambio en salinidad	
					Haas(1971), <i>e</i> (%)	(A), <i>e</i> (%)	(B), <i>e</i> (%)
Los Azufres	Baja	Pozo Az27-A (1700)	321	Cu (cpy) ¹	1500, 11.7	1454.7, 14.4	2206, 29.7
		Pozo Az23 (1700)	310	Cu (cpy, py) ¹	1270, 25.3	1245, 26.8	1886, 10.6
		Pozo Az16 (550)	223	Cu (py) ¹	260, 52.7	263.8, 52.2	442, 19.8
Broadlands-Ohaaki	Baja	< 500	~250	Au ²
		> 500	~300	Base ²
El Cobre-Babilonia	Int --> Baja	Nivel 3 (200)	221	Base-preciosos	220	233	403

¹González-Partida (2001b).

²Cooke y Simmons (2000).

³Ver Figura 19.

CONCLUSIONES

CONCLUSIONES

La distribución en el espacio temperatura-salinidad de datos microtermométricos seleccionados en el sistema geotérmico activo de Los Azufres muestra trayectorias compatibles con un proceso de ebullición de un fluido ascendente en dos pozos: Az23 y Az16; en el primer caso, la ebullición se vislumbra a gran profundidad (profundidades de muestreo de 1700 a 1275 m bajo la superficie), mientras que para el segundo este proceso pudo haber ocurrido en zonas más someras (a partir de 550 m bajo la superficie). Para estos dos casos se construyeron sendos perfiles térmicos, de acuerdo al modelo de Canet *et al.* (2011). La profundidad calculada del punto donde inicia la ebullición es de 1881 m para Az23, y de 441 m para Az16 (por debajo del paleonivel freático en ambos casos). La temperatura de dicho punto, de acuerdo al promedio de las mediciones microtermométricas, es de 310° y 223°C, respectivamente.

En Los Azufres, al tratarse de un sistema activo, la profundidad de muestreo es equiparable a la profundidad en el sistema hidrotermal. Este estudio, por lo tanto, nos permite poner a prueba la validez y aplicabilidad del modelo de Canet *et al.* (2011) en sistemas hidrotermales con fluidos sometidos a ebullición. Al comparar las profundidades de muestreo (en m bajo la superficie actual) con las profundidades calculadas (en m bajo el paleonivel freático), se obtiene una diferencia del ~10 % para el pozo Az23 y de ~20 % para el pozo Az16. Este error es aceptable para fines de una exploración basada en la zonificación de un sistema hidrotermal y corrobora la validez del modelo de Canet *et al.* (2011). Este modelo, por lo tanto, puede ser aplicado para el cálculo de profundidades en yacimientos epitermales (sistemas hidrotermales fósiles); sin embargo, para que los resultados sean confiables, debe cumplirse lo siguiente: (a) Se debe tener certeza de que el sistema experimentó ebullición, sea por la observación de evidencias petrográficas (atrapamiento heterogéneo en inclusiones fluidas),

o bien porque lo sugiera la distribución en el espacio temperatura salinidad de datos microtermométricos; además (b) los datos (o muestras) deben corresponder a un mismo conducto de circulación de fluidos dentro del sistema hidrotermal; una distribución irregular (en términos de gradiente geotérmico) de las temperaturas respecto a la profundidad invalidaría esta última premisa.

Tomando en cuenta lo anterior se ha aplicado el modelo de Canet *et al.* (2011) al sistema de vetas de El Cobre-Babilonia, del Distrito Minero de Taxco. Se trata de un sistema epitermal (Ag-Zn-Pb-Cu) de intermedia-baja sulfuración, del Eoceno Tardío. El modelo indica que la ebullición sucedió a un nivel relativamente somero, aproximadamente a partir de una profundidad de 403 m; este valor se obtuvo del perfil térmico construido a partir de los datos microtermométricos promedio (Th: 221°C; salinidad: 11.5 %) de una muestra obtenida a ~200 m bajo la superficie actual. La profundidad calculada, que además señala la base de la zona enriquecida en Ag, sugiere un nivel de erosión de ~200 m, aceptable considerando la edad que se atribuye al depósito epitermal.

Numerosos trabajos de inclusiones fluidas en sistemas hidrotermales fósiles, especialmente en depósitos epitermales, establecen paleopropiedades basándose en las curvas de ebullición de Haas (1971). Para ello, simplemente proyectan en valor modal (en muchos los casos) de Th de las inclusiones fluidas medidas en zonas con evidencias de ebullición sobre la curva de ebullición correspondiente (de acuerdo a la salinidad de las inclusiones). Sin embargo, ello no considera ni el efecto de las burbujas de vapor sobre la presión hidrostática ni el incremento en la salinidad que experimenta el líquido residual; como resultado, se produce sistemáticamente una subestimación de la profundidad que puede diferir de la profundidad real en hasta un 50 % (Fig. 19). Por esta razón, considero que sería

necesario revisar las clasificaciones de los depósitos epitermales basadas en una zonación por profundidades, cuando éstas fueron estimadas con tal procedimiento. El modelo de Canet *et al.* (2011), cuando es aplicable, es más preciso (con errores menores) y mucho más

exacto. La subestimación sistemática de la profundidad que se tiene al usar directamente las curvas de Haas (1971) ha causado un sesgo en los modelos conceptuales de los depósitos epitermales, lo que conlleva consecuencias negativas en la exploración minera.

BIBLIOGRAFÍA

Bibliografía

- Aguilera-Franco, N., Hernández-Romano, U., 2004, Cenomanian-Turonian facies succession in the Guerrero-Morelos Basin, southern Mexico: *Sedimentary Geology*, 170, 135-162.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F., Morán-Zenteno, D.J., Alba-Aldave, L., 2002, Rhyolitic volcanism in extensión zone associated with strike-slip tectonic in the Taxco región, southern Mexico: *Journal of volcanology and Geothermal Research*, 118, 1-14.
- Albinson, T., Norman, D.I., Cole, D., Chomiak, B., 2001, Controls on formation of low-sulfidation epithermal deposits in Mexico: Constraints from fluid inclusion and stable isotope data: *Society of Economic Geologists Special Publication* 8, 1-32.
- André-Mayer, A.S., Leroy, J.L., Bailly, L., Chauvet, A., Marcoux, E., Grancea, L., Llosa, F., Rosas, J., 2002, Boiling and vertical mineralization zoning: a case study from the Apacheta low-sulfidation epithermal gold-silver deposit, southern Peru: *Mineralum Deposita*, 37, 452-464.
- Atkinson, A.B.Jr., 2002, A model for the PTX properties of H₂O-NaCl: Blacksburg, Virginia, Tesis de maestría, 133 p.
- Bird, D.K., Schiffman, P., Elders, W.A., Williams, A.E., McDowell, S.D., 1984, Calc-silicate mineralization in active geothermal systems: *Economic Geology*, 79, 671-695.
- Bodnar, R.J., 1993, Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 57, 683-684.
- Bodnar, R.J., 2005, Fluids in planetary systems, *Elements*, 1, 9-12.
- Böhnell, H., Alva-Valdivia, L., González-Huesca, S., Urrutia-Fucugauchi, J., Morán-Zenteno, D.J., Schaaf, P., 1989, Paleomagnetic data and the accretion of the Guerrero Terrane, southern Mexico continental margin QE601 D32
- Burke, E.A.J., 2001, Raman microspectrometry of fluid inclusions, *Lithos*, 55, 139-158.
- Campa-Uranga, M.F., Coney, P.J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 20(6), 1040-1051.
- Campa-Uranga, M.F., Torres de León, R., Iriando, A., Premo, W.R., 2012, Caracterización geológica de los ensambles metamórficos de Taxco y Taxco Viejo, Guerrero, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 64(3), 369-385.
- Camprubí, A., Albinson, T., 2006a, Depósitos epitermales en México: actualización de su conocimiento y reclasificación empírica: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 58 (1), 27-81.
- Camprubí, A., González-Partida, E., Torres-Tafolla, E., 2006b, Fluid inclusión and stable isotope study of the Cobre-Babilonia polymetallic epithermal vein sistema, Taxco district, Guerrero, Mexico: *Journal of Geochemical Exploration*, 89, 33-38.
- Camprubí, A., González-Partida, E., Levresse, G., Tritlla, J., Carrillo-Chávez, A., 2003, Depósitos epitermales de alta y baja sulfuración: una tabla comparativa, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 56 (1), 10-18.
- Canet, C., Franco, S.I., Prol-Ledesma, R.M., González-Partida, E., Villanueva-Estrada, R.E., 2011, A model of boiling for fluid inclusión studies: Application to the Bolaños Ag-Au-Pb-Zn epithermal deposit, Western Mexico, *Journal of Geochemical Exploration*, 110, 118-125.
- Cathelineau, M., Oliver, R., Nieva, D., Garfias, A., 1985, Mineralogy and distribution of hydrothermal mineral zones in Los Azufres (Mexico) Geothermal Field: *Geothermics*, 14(1), 49-57.
- Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M., Talavera-Mendoza, O., 2008, The guerrero composite terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone: the Geological Society of America Special Paper 436, 279-308.
- Cooke, D.R., Simmons, S.F., 2000a, Characteristics and genesis of epithermal gold deposits: *Reviews in Economic Geology Volume 13*, Society of Economic Geologists, 221-244.
- Damon, P.E., Shafiqullah, M., Clark, F., 1981, Evolución de los arcos magmáticos en México y su relación con la metalogénesis: *Revista del Instituto de Geología*, 5(2), 223-238.
- Dong, G., Morrison, G., Jaireth, S., 1995, Quartz textures in epithermal veins, Queensland-classification, origin, and implication: *Economic Geology*, 90, 1841-1856.
- Driesner, T., Heinrich, C.A., 2007, The system H₂O-NaCl. Part I: correlation formulae for phase relations in temperature-pressure-composition space from 0 to 1000 °C, 0 to 5000 bar, and 0 to 1 X_{NaCl}: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 71, 4880-4901.
- Drummond, S.E., Ohmoto, H., 1985, Chemical evolution and mineral deposition in boiling hydrothermal systems, *Economic Geology*, 80, 126-147.
- Farfán-Panamá, J.L., (comunicación personal), Caracterización de las estructuras mineralizadas del Distrito Minero de Taxco, en la zona norte del estado de Guerrero, México: Juriquilla, Querétaro, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis Doctoral.
- Farfán-Panamá, J.L., González-Partida, E., 2010, Edad de la mineralización del Distrito Minero Taxco, Estado de Guerrero, México, por medio del método Ar/Ar, en XX Congreso Nacional de Geoquímica: Morelos, Pandarinath, K., Santoyo-Gutierrez, E., Torres-Alvarado, I.S., (eds.), 289-294.
- Ferrari, L., Garduño, V.H., Pasquarè, G., Tibaldi, A., 1991, Geology of Los Azufres caldera, Mexico, and its relationships with regional tectonics: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 47, 129-148.

- Francheteau, J., y 14 más, 1979, Massive deep-sea sulphide ore deposits discovered on the East Pacific Rise (abstract), *Nature*, 277, 523-528.
- Fries Jr., C., 1960, Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central-meridional de México: Boletín del Instituto de Geología, 60, 236 p.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L., 2005, Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana Volumen Conmemorativo del Centenario, 3, 227-283.
- González-Partida, E., Viggiano-Guerra, J.C., Pérez, R.J., 2008, Hydro-geochemical and isotopic fluid evolution of the Los Azufres caldera geothermal field, central Mexico: IOP Conference Series, Earth and Environmental Science 3, 1-7.
- González-Partida, E., 1999, Comportamiento de los fluidos en un sistema hidrotermal actual-caso de Los Azufres, Michoacán, México: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 16(2), 208-216.
- González-Partida, E., 2000, Evidencias de evolución de un fluido básico a ácido a partir del análisis de la alteración hidrotermal del campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 17(1), 76-82.
- González-Partida, E., 2001, Especies sulfurosas del sistema hidrotermal actual del campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán: distribución y comportamiento isotópico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 18 (1), 103-110.
- González-Partida, E., Birkle, P., Torres-Alvarado, I.S., 2000, Evolution of the hydrothermal system at Los Azufres, Mexico, based on petrologic, fluid inclusion and isotopic data: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 104, 277-296.
- González-Partida, E., Carrillo-Chávez, A., Levresse, G., Tello-Hinojosa, E., Venegas-Salgado, S., Ramírez-Silva, G., Pal-Verma, M., Tritlla, J., Camprubí, A., 2005, Hydro-geochemical and isotopic fluid evolution of the Los Azufres geothermal field, Central Mexico: *Applied Geochemistry*, 20, 23-39.
- González-Partida, E., Torres-Rodríguez, V., 1984, Evolución tectónica de la porción centro-occidental de México y su relación con los yacimientos minerales asociados: *Gofísica Internacional*, 27(4), 543-581.
- Haas, J.L. Jr., 1971, The effect of salinity on the maximum thermal gradient of a hydrothermal system at hydrostatic pressure, *Economic Geology*, 66, 940-946.
- Hannington, M.D., de Ronde, C.E.J., Petersen, S., 2005, Seafloor tectonics and submarine hydrothermal systems, *en* Hedenquist, J.W., Thompson, J.F.H., Goldfarb, R.J., Richards, J.P. (eds.), *Economic Geology 100th Anniversary Volume*: Society of Economic Geologists, 111-141.
- Hedenquist, J.W., Arribas, A.R., González-Urien, E., 2000, Exploration for epithermal gold deposits, *Reviews in Economic Geology Volume 13*, Society of Economic Geologists, 245-277.
- Hedenquist, J.W., Henley, R., 1985, the importance of CO₂ on freezing point measurements of fluid inclusions: evidence from active geothermal systems and implications for epithermal ore deposition: *Economic Geology*, 80, 1379-1406.
- Hedenquist, J.W., Henley, R.W., 1985, The importance of CO₂ on freezing point measurements of fluid inclusions: evidence from active geothermal systems and implications for epithermal ore deposition: *Economic Geology*, 80, 1379-1406.
- Hedenquist, J.W., Lowenstern, J.B., 1994, The role of magmas in the formation of hydrothermal ore deposits, *Nature*, 370, 519-527.
- Hekinian, R., Fevrier, M., Bischoff, J.L., Picot, P., Shanks W.C., 1980, Sulphide deposits from the East Pacific Rise near 21 °N (abstract), *Science*, 207, 1433-1444.
- Henley, R.W., 1985, The geothermal framework of epithermal deposits, *en* Berger, B.R., Bethke, P.M. (eds.), *Reviews in Economic Geology*: Society of Economic Geologists, 1-21.
- Henley, R.W., Ellis, A.J., 1983, Geothermal systems ancient and modern: a geochemical review: *Earth-Science Reviews*, 19, 1-50.
- Holland, H.D., Malinin, S.D., The solubility and occurrence of non-ore minerals *en* Barnes, H.L. (ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, segunda edición: Nueva York, John Wiley, 461.
- Hynes, S.E., 1999, *Geochemistry of Tertiary epithermal Ag-Pb-Zn veins in Taxco, Guerrero, Mexico*: Sudbury, Ontario, Laurentian University, Department of Earth Sciences, Tesis de Maestría, 158 p.
- Jaimez-Fuentes, A. Jr., 2003, Emplacement of the ore deposits in mining district Taxco, Guerrero, Mexico: 99th annual meeting-Cordilleran Section, Geological Society of America Abstracts with programs, No. 24-7.
- Kerr, R.A., 1994, German super-deep hole hits bottom, *Science*, 266 (5185), 545.
- MacDonald, K.C., Spiess, K.B.F.N., Ballard, R.D., 1980, Hydrothermal heat flux of the "black smoker" vents on the East Pacific Rise, *Earth and Planetary Science Letters*, 48, 1-7.
- Marchán-Muñoz, R.M., (En publicación), Comunicación personal, Universidad Autónoma de Guerrero, Tesis de Posgrado.
- Martiny, B.M., Morán-Zenteno, D.J., Solari, L., López-Martínez, M., de Silva, S.L., Flores-Huerta, D., Zúñiga-Lagunes, L., Luna-González, L., 2013, Caldera formation and progressive batholith construction: geochronological, petrographic and stratigraphic constraints from the Coxcatlán-Tilzapotla area, Sierra Madre del Sur, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, artículo sometido a revisión.
- Molina-Martínez, A., 2013, Case history of Los Azufres conceptual modelling in a Mexican geothermal field: *Geotermia*, 26 (2), 3-16

- Moore, J.N., Adams, M.C., Lemieux, M.M., 1992, The formation and distribution of CO₂-enriched fluid inclusions in epithermal environments: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 56, 121-135.
- Morán-Zenteno, D.J., Alba-Aldave, L.A., Solé, J., Iriondo, A., 2004, A major resurgent caldera in southern Mexico: the source of the late Eocene tilzapotla ignimbrite: *Journal of volcanology and geothermal research*, 136, 97-119.
- Morán-Zenteno, D.J., Cerca, M., Keppie, J.D., 2005, La evolución tectónica y magmática cenozoica del suroeste de México: avances y problemas de interpretación: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana Volumen Conmemorativo del Centenario*, 3, 319-341.
- Mortensen, J.K., Hall, B.V., Bissig, T., Friedman, R.M., Danielson, T., Oliver, J., Rhys, D.A., Ross, K.V., Gabites, J.E., 2008, Age and paleotectonic setting of volcanogenic massive sulfide deposits in the Guerrero Terrane of central Mexico: constraints from U-Pb age and Pb isotope studies: *Economic Geology*, 103, 117-140.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Álvarez, S.A., Silva-Romo, G., Eguiza-Castro, M.H., Mendoza-Rosales, C.C., 2006, Latest Cretaceous to Miocene deformation events in the Eastern Sierra Madre del Sur, Mexico, inferred from the geometry and age of major structures (abstract): *The Geological Society of America Bulletin*, 118, 238-252.
- Padral, E., Robin, C., 1994, Long-lived magmatic phases at Los Azufres volcanic center, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 63, 201-215.
- Pirajno, F., 2009, *Hydrothermal processes and mineral systems: Australia*, Springer, 1250 p.
- Potter, R.W., II, Clynné, M.A., Brown, D.L., 1978, Freezing point depression of aqueous sodium chloride solutions: *Economic Geology*, 73, 284-285.
- Roedder, E., 1984, Fluid inclusions, *en* Ribbe, P.H. (ed.), *Mineralogical Society of America. Reviews in Mineralogy*, 12, 644 p.
- Roedder, E., Bodnar, R.J., 1997, Fluid inclusion studies of hydrothermal ore deposits, *en* Barnes, H.L. (ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, tercera edición: Nueva York, John Wiley & Sons, 657-698.
- Rogers, G.F.C., Mayhew, Y.R., 1981, *Thermodynamic and transport properties of fluids*, 3er edición, Basil Blackwell, Oxford. Reino Unido.
- Rona, P.A., 1980, TAG Hydrothermal Field: Mid-Atlantic Ridge crest at latitude 26 degree N (abstract), *Journal of the Geological Society*, 137, 385-402.
- Rowland, J.V., Simmons, S.F., 2012, Hydrologic, magmatic, and tectonic controls on hydrothermal flow, Taupo Volcanic Zone, New Zealand: implications for the formation of epithermal vein deposits: *Economic Geology*, 107, 427-457.
- Sedlock, R.L., Ortega-Gutiérrez, F., Speed, R.C., 1993, Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico (abstract): *Geological Society of America Special Paper* 278, 153 p.
- Servicio Geológico Mexicano, 2004, Carta Taxco E14-A68.
- Sherlock, R.L., Tosdal, R.M., Lehrman, N.J., Graney, J.R., Losh, S., Jowett, E.C., Kesler, S.E., 1995, Origin of the MaLaughin mine sheeted vein complex: metal zoning, fluid inclusion, and isotopic evidence: *Economic Geology*, 90, 2156-2181.
- Sillitoe, R.H., Hedenquist, J.W., 2003, Linkages between volcanotectonic settings, ore-fluid compositions, and epithermal precious metal deposits: *Society of Economic Geologists Special Publication* 10, 315-345.
- Simmons, S.F., White, N.C., John, D.A., 2005, Geological characteristics of epithermal precious and base metal deposits: *Economic Geology 100th Anniversary Volume*, 485-522.
- Simmons, S.F., Christenson, B.W., 1994, Origins of calcite in a boiling geothermal system: *American Journal of Science*, 294, 361-400.
- Skinner, B.J., 1997, Hydrothermal mineral deposits: what we do and don't know, *en* Barnes, H.L. (ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, tercera edición: Nueva York, John Wiley & Sons, 1-29.
- Smith, L.B., Keyes, F.G., 1934, The values of unit mass of liquid water and their correlation as a function of pressure and temperature. Part III, Steam research program, *American Academy of Arts and Sciences Proceedings*, 69, 285-312.
- Sourirajan, S., Kennedy, G.C., 1962, The systema H₂O-NaCl at elevated temperatures and pressures, *American Journal of Science*, 260, 115-141.
- Torres-Tafoya, E., González-Niño, M.A., 2009, Mineralogía de Pb-Zn en mantos alojados en la caliza Morelos del Distrito Taxco, Guerrero, *en* Clark, K.F., Salas-Pizá, G.A., Cubillas-Estrada, R., (eds.), *Geología Económica de México*, México, Servicio Geológico Mexicano, 642-649.
- Wilkinson, J.J., 2001, Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits, *Lithos*, 55, 229-272.

ANEXO

Programa escrito en FORTRAN por Sara I. Franco y propuesto por Canet *et al.* (2011) para la modelación de la ebullición.

```
# Done by Sara I. Franco (ivonne@sismologico.unam.mx)
# November 2010
# This script has to be used with the program entalpias.f
# The output file name is "salida.dat"
# The output file has the next format:
# Ti, Tf, y, Si, Sf, rho, P, h (for more details see the manuscript)
#!/bin/csh
if ($#argv < 2) then
echo "Usage: do_prof.csh [source's path] [work area path]"
echo 'source path is the place where your fortran code (entalpias.f) leaves'
echo 'work area is where the output files will be written'
echo "
echo Example: echo "do_prof.csh /home/ivonne/SSN_datos/ccanet/entalpias/src /home/ivonne/SSN_
datos/ccanet/entalpias"
echo "
exit
endif
setenv SRC $1
setenv WORK $2
echo 'this is where your entalpias.f leaves:'
printenv SRC
echo 'this is where the output files are going to be written:'
printenv WORK
cd $WORK
f77 ${SRC}/entalpias.f -o ${WORK}/entalpias
${WORK}/entalpias > ${WORK}/salida.dat
setenv FILE ${WORK}/salida.dat
sort -n $FILE > $FILE.bk
set i = 2
set prof = 0
set num = `cat $FILE.bk | wc -l`
echo " Ti    Tf    Fracc_vapor Sal_inicial Sal_final    Densidad"
    "Presion  Prof" > $FILE
while ($i <= $num)
set TEMP = `head -n $i $FILE.bk | tail -1 | awk '{print $1}'`
if ($i == 2) then
set Pre = `head -n $i $FILE.bk | tail -1 | awk '{print $7-1.01325}'`
set prof = `head -n $i $FILE.bk | tail -1 | \
    awk '{print 10*("$Pre")/$6}`
else
@ j = $i - 1
set Pre1 = `head -n $j $FILE.bk | tail -1 | awk '{print $7}'`
set Pre = `head -n $i $FILE.bk | tail -1 | awk '{print ($7-"$Pre1")}'`
set prof = `head -n $i $FILE.bk | tail -1 | \
    awk '{print ""$prof"+10*("$Pre")/$6}`
endif
head -n $i $FILE.bk | tail -1 | \
    awk '{print $1,$2,$3,$4,$5,$6,$7,"$prof"}' >> $FILE.tmp
@ i++
end
sort -n -r $FILE.tmp >> $FILE
rm $FILE.bk $FILE.tmp
```

c Done by Sara I. Franco (ivonne@sismologico.unam.mx)
 c November 2010
 c Fortran 77 code
 c This code has two parts, the first one is to calculate the increase of salinity.
 c The second part is used to estimate pressure.
 c To estimate depths run the attached c-shell script (do_prof.csh). Just modify, if it is necessary,
 c the temperature step and check that the salinity is not fixed (last line).

```
implicit double precision (a-h,o-z)
double precision x,Hvi,Hvf,Hli,Hlf,Sf,Si,Ti,Tf,V0
double precision Tx,M,Xm,Vc,rho,teta,lnT0,lnP
Ti=224
Tf=224
Si=7.6
write(*,*)"Ti   Tf   Fracc_vapor Sal_inicial Sal_final
&Densidad"
do while (Si .le. 23 .and. Ti .ge. 100)
```

c Here is to define the step of temperature

```
c   Tf = Ti-5
   Tf = Ti-1
```

c Calculate the enthalpy using regression functions

```
Hvi=-53856e-15*Ti**6+68053495e-15*Ti**5-34543702434e-15*Ti**4
$   +8957443596501e-15*Ti**3-1.251031736959700*Ti**2
$   +90.606802864000200*Ti
Hvf=-53856e-15*Tf**6+68053495e-15*Tf**5-34543702434e-15*Tf**4
$   +8957443596501e-15*Tf**3-1.251031736959700*Tf**2
$   +90.606802864000200*Tf
Hli=20509e-15*Ti**6-23418612e-15*Ti**5+10365624504e-15*Ti**4
$   -2205300553555e-15*Ti**3+225192247453379e-15*Ti**2
$   -4.612813563086090*Ti
Hlf=20509e-15*Tf**6-23418612e-15*Tf**5+10365624504e-15*Tf**4
$   -2205300553555e-15*Tf**3+225192247453379e-15*Tf**2
$   -4.612813563086090*Tf
x=(Hli-Hlf)/(Hvf-Hlf)
Sf=Si/(1-x)
```

c Starts second part. The final result is the pressure.

```
M = 58.443
Vc = 3.1975
a1 = -0.3151548
a2 = -1.203374e-3
a3 = 7.48908e-13
a4 = 0.1342489
a5 = -3.946263e-3
b0 = -167.219
b1 = 488.55
b2 = -261.07
b3 = -13.644
b4 = 13.97
Tx = Ti+273.15
teta = 647.27-Tx
Xm = ((Si/M)*1000)/(100-Si)
V0 = (Vc+a1*teta**(1.0/3.0)+a2*teta+a3*teta**4.0)/
& (1+a4*teta**(1.0/3.0)+a5*teta)
phi = b0+b1*V0+b2*V0**2.0+(Xm**(1.0/2.0)*
& (b3+b4*V0)*(Vc/(Vc-V0))**2.0)
rho=(1000+M*Xm)/(1000*V0+phi*Xm)
d01= -4.76465e-5
```

```

d02= -2.11353e-5
d03= 8.03207e-6
d11= 1.22999e-6
d12= 1.08716e-7
d13= -1.81761e-8
d14= -8.39530e-10
d15= 6.38341e-11
e0 = 12.50849
e1 = -4.6169e+3
e2 = 3.1936e-4
e3 = 1.1965e-11
e4 = -1.0137e-2
e5 = -5.7148e-3
e6 = 2.9370e+5
da = 1+d01*Xm+d02*Xm**2+d03*Xm**3
db = d11*Xm+d12*Xm**2+d13*Xm**3+d14*Xm**4+d15*Xm**5
alfa = da+db*Tx
lnT0 = (log(Tx))/alfa
T0 = exp(lnT0)
z = T0 + 0.01
y = 647.27 - T0
w = z**2-e6
e7 = 10**(e3*w**2.0)
e8 = 10**(e5*y**1.25)
lnP = e0+e1/z+e2*w/z*(e7-1)+e4*e8
P=exp(lnP)
write(*,100)Ti,Tf,x,Si,Sf,rho,P
c This part is used to fix salinity
c in other way the new initial salinity is the calculated final salinity
c   Si=Si
   Si=Sf
   Ti = Tf
enddo
100 format(f6.2,2x,f6.2,2x,f4.3,4x,f7.3,4x,f7.3,10x,f5.4,4x,f5.1)
end

```


Datos microtermométricos de Los Azufres (González-Partida *et al.*, 2000). Temperatura de homoneización (Th) y fusión de hielo (Tmi) en °C. n: número de inclusiones analizadas. Cc: calcita, Ep: epidota, Qz: cuarzo, Wai: wairikita.

Pozo	Profundidad (m)	Mineral	Rango de Th		Promedio de Th	Rango de Tmi		Promedio de Tmi	Salinidad	n
Az-27A	2000	Qz	283	327	309	-0.5	0.9	-0.8	1.4	58
	1700	Qz	291	328	321	-0.8	-0.8	-0.8	1.4	20
	1700	Ep	295	335	318	-0.8	-0.8	-0.8	1.4	7
	1600	Qz	339	394	320	-0.8	-0.8	-0.8	1.4	16
	1500	Qz	311	341	320	-0.9	-1.1	-1	1.7	24
	1300	Ep	267	268	267	-0.8	-0.8	-0.8	1.4	6
	1200	Ep	269	286	275	-0.9	-0.9	-0.9	1.5	9
	1100	Qz	274	281	278	-0.1	-0.9	-0.7	1.2	15
	900	Ep	262	279	271	-0.6	-0.8	-0.7	1.2	11
	800	Qz	228	295	275	-0.1	-1.7	-0.7	1.2	44
	600	Ep	244	275	260	-0.1	-0.8	-0.3	0.5	10
400	Qz	196	215	212	-1.2	-1.4	-1.3	2.2	10	
Az-44	4200	Qz	250	276	260	-0.1	-1.5	-0.7	1.2	35
	3300	Qz	302	327	313	-0.4	-1.2	-0.6	1	23
	3200	Qz	300	310	302	-0.9	-2.1	-1	1.7	14
	3100	Qz	297	303	288	-0.9	-1.6	-1.2	2	19
	2880	Qz	293	321	303	-1.1	-1.1	-1.1	1.9	6
	2880	Ep	307	332	300	-0.9	-0.9	-0.9	1.5	29
	2600	Ep	298	325	310	-0.7	-0.7	-0.7	1.2	20
	2400	Anh	290	337	307	-0.7	-1.4	-0.8	1.4	43
	2400	Qz	301	335	320	-0.6	-1.3	-0.8	1.4	17
	2400	Ep	305	322	314	-0.6	-0.6	-0.6	1	2
	2200	Ep	289	353	309	-1.1	-1.1	-1.1	1.9	20
	1900	Ep	285	339	305	-0.7	-1.2	0.9	1.5	10
	1660	Ep	275	288	284	-2.6	-3.5	-3	4.9	33
	1400	Qz	231	284	278	-1.4	-1.4	-1.4	2.4	46
	1100	Ep	238	277	255	-0.9	-5.3	-2	3.3	32
	900	Qz	204	270	250	-1.2	-1.2	-1.2	2	49
	900	Wai	208	243	237	-1.1	-1.1	-1.1	1.9	28
	600	Wai	196	248	220	-0.9	-0.9	-0.9	1.5	61
	400	Wai	211	223	210	-1	-2	-1	1.7	22
200	Wai	175	222	208	-1	-1	-1	1.7	25	
80	Cc	110	164	140	-0.8	-0.8	-0.8	1.4	17	
Az-9	2450	Ep	312	351	335	-0.6	-0.6	-0.6	1	3
	2450	Qz	317	347	334	-0.1	-0.3	-0.2	0.3	23
	2300	Ep	340	348	345	-0.5	-0.6	-0.5	0.8	7
	2300	Qz	312	351	335	-0.1	-0.6	-0.3	0.5	28

	2127	Qz	324	340	329	-0.3	-0.5	-0.4	0.7	26
	2127	Ep	324	326	325	-0.5	-0.5	-0.5	0.8	3
	1900	Qz	307	311	310	-0.1	-0.3	-0.2	0.3	25
	1900	Ep	302	307	309	-0.5	-0.3	-0.4	0.7	4
	1700	Qz	282	305	296	-0.8	-0.7	-0.7	1.2	11
	1700	Ep	286	305	297	-1.3	-1.3	-1.3	2.2	12
	1500	Ep	285	287	286	-0.3	-0.3	-0.3	0.5	5
	1300	Qz	320	327	322	-0.9	-0.8	-0.9	1.4	22
	1000	Wai	248	272	173	-0.4	-0.8	-0.5	0.8	21
	1000	Qz	234	295	285	-0.4	-0.8	-0.5	0.8	11
	800	Qz	223	273	243	-1.5	-1.5	-1.5	2.4	10
Az-23	1700	Qz	285	315	310	-0.1	-0.2	-0.2	0.3	11
	1275	Qz	251	292	276	-0.1	-0.6	-0.3	0.5	8
	1100	Qz	210	282	264	-0.5	-1.6	-1.1	1.9	14
	1000	Qz	229	261	250	-0.2	-1.1	-0.6	1	32
	900	Qz	220	265	254	-0.6	-1.3	-0.9	1.5	10
	800	Qz	202	264	253	-0.3	-1.2	-0.8	1.4	31
	600	Qz	237	261	257	-0.3	-0.7	-0.5	0.8	9
	500	Wai	210	227	223	-0.3	-1.7	-1.2	2	12
	500	Qz	221	224	221	-0.3	-1.6	-1.1	1.9	5
	400	Qz	209	233	220	-1.2	-1.6	-1.5	2.5	9
Az-16	2450	Qz	328	346	335	-0.3	-0.7	-0.4	0.7	8
	2100	Ep	299	319	310	-0.6	-2	-1.5	2.5	16
	2100	Qz	284	330	305	-1	-1.8	-1.3	2.2	42
	1950	Wai	290	309	301	-1.1	-1.5	-1.2	2	25
	1950	Ep	302	318	310	-0.4	-0.4	-0.4	0.7	6
	1550	Qz	268	288	286	-0.6	-2.2	-1	1.7	11
	1550	Wai	285	291	288	-0.6	-0.6	-0.6	1	23
	1400	Wai	260	272	264	-0.5	-0.7	-0.6	1	21
	1250	Wai	252	268	262	-0.6	-0.6	-0.6	1	37
	1250	Qz	241	265	256	-0.6	-0.6	-0.6	1	80
	950	Wai	241	265	260	-0.4	-1.1	-0.8	1.4	32
	800	Wai	206	257	240	-0.6	-1.3	-1.1	1.9	35
	550	Qz	220	225	223	-1.2	-1.2	-1.2	2	5
	400	Qz	204	210	208	-1.1	-1.1	-1.1	1.9	10

Datos microtermométricos de El Cobre-Babilonia (Camprubí *et al.*, 2006). Temperatura de homogeneización (Th) y fusión de hielo (Tmi) en °C. n: número de inclusiones analizadas. Cc: calcita, Qz: cuarzo, Sph: esfalerita. I.F.: tipo de inclusión fluida, P: primaria, Ps: pseudosecundaria.

Muestra	Mineral	Rango de Th		Promedio de Th	Rango de Tmi		Promedio Tmi	Salinidad	n	I.F.
S-01	Qz	158	179	170	-5.3	-7.3	-6.5	9.8	30	Sp
S-02	Qz	159	172	167	-4.6	-6.3	-5.1	7.9	40	p
S-03	Qz	168	195	180	-6.4	-7.8	-7	10.5	25	p
S-04	Qz	155	170	162	-3.4	-5.9	-4.4	7	28	p
S-05	Qz	180	199	191	-5	-7	-5.9	9	32	Sp
S-06	Qz	179	195	188	-2.5	-4.2	-3	5	20	Sp
S-07	Qz	175	193	187	-1	-2.9	-1.3	2.2	38	p
NO-01	Qz	176	195	184	-4.1	-6.1	-5.7	8.8	40	p
NO-02	Qz	175	193	186	-2	-3.2	-2.2	3.7	45	Sp
NO-03	Qz	180	199	192	-6	-8.1	-7	10.5	26	p
NO-03	Cc	170	188	177	-1.9	-3.1	-2.3	3.9	30	Sp
NO-04	Qz	160	184	167	-1	-3.5	-1.8	3.1	40	Sp
NO-05	Qz	175	198	185	-6	-8.5	-7.4	10.9	28	p
NO-05	Cc	165	186	173	-0.9	-3	-1.5	2.6	35	Sp
NO-06	Qz	177	196	184	-1.9	-4	-3.1	5.1	40	Sp
NO-08	Qz	195	215	205	-6.7	-9.2	-8	11.7	36	p
NO-09	Cc	176	199	185	-3	-5	-3.4	5.6	24	Sp
NO-10	Qz	183	201	192	-8	-11	-9.1	12.9	29	p
NO-11	Qz	172	195	182	-7.1	-9.9	-8.6	12.4	34	p
NO-12	Qz	181	206	197	-6.4	-9	-7.5	11.1	36	p
N1-01	Qz	214	230	224	-2.5	-4	-3.1	5.1	20	Sp
N1-03	Qz	205	225	212	-2.8	-4.6	-3	5	28	p
N1-04	Qz	182	199	189	-7	-9.6	-8.8	12.6	30	p
N1-05	Qz	191	209	200	-3.1	-5	-3.5	5.7	26	Sp
N1-06	Qz	200	219	210	-2.1	-4.5	-3	5	24	Sp
N1-07	Qz	199	220	208	-6.6	-8.1	-7	10.5	31	p
N1-08	Qz	189	212	199	-8	-9.4	-8.6	12.3	34	p
N1-07	Cc	175	194	182	-8.1	-10	-8.8	12.6	40	p
N1-09	Qz	198	211	201	-7.6	-10	-8	11.7	36	p
N1-10	Qz	181	198	188	-6.4	-9.9	-7.9	11.5	29	p
N1-11	Qz	192	205	199	-8	-10.2	-8.6	12.2	30	p
N1-12	Qz	205	225	210	-2	-3	-2.5	4.2	22	Sp
N1-13	Qz	188	209	193	-2.8	-4	-3.2	5.3	35	Sp
N1-14	Qz	179	206	186	-2.1	-4.5	-2.6	4.5	30	Sp
N1-15	Qz	198	222	206	-4.2	-6.5	-5	7.9	24	Sp
N2-01	Qz	200	225	217	-3	-4.1	-3.4	5.6	30	p

N2-02	Qz	211	230	222	-5.2	-8	-6.9	10.3	26	p
N2-04	Qz	208	227	219	-1.8	-3.4	-2.7	4.5	21	Sp
N2-06	Qz	218	234	226	-1.6	-3.4	-2.5	4.2	19	Sp
N2-08	Qz	185	202	191	-6	-8.4	-7.1	10.6	35	p
N2-10	Qz	180	201	194	-6.6	-9.9	-8.4	12.1	40	p
N2-12	Qz	210	240	234	-4	-6.4	-5.9	9	33	Sp
N2-14	Qz	198	216	210	-4.1	-7.2	-5.9	9	29	Sp
N3-01	Qz	208	230	221	-7	-9.1	-7.9	11.5	30	P
N3-02	Qz	201	221	212	-3.5	-6	-4.1	6.5	28	Sp
N3-03	Qz	198	219	206	-5	7.1	-6.7	10.1	34	P
N4-01	Qz	211	231	225	-6	-8.4	-7.2	10.7	30	P
N4-01	Cc	190	210	194	-1	-2.1	-1.5	2.6	41	Sp
N4-02	Cc	181	200	188	-5.4	-7.4	-6.4	9.7	45	Sp
N5-02	Qz	235	250	241	-4	-7	-5.3	8.2	36	P
N5-02	Cc	214	235	222	-1	-3	-1.7	2.9	40	Sp
N5-03	Qz	239	259	248	-4	-7	-5.9	9	41	Sp
N5-03	Cc	218	232	226	-1	-3.1	-2	3.4	35	Sp
N5-04	Qz	200	236	223	-3	-5.1	-3.9	6.3	28	Sp
N5-05	Qz	218	231	224	-4.9	-7.2	-6.3	9.6	30	Sp
N5-05	Sph	186	205	193	-7	-9	-8.6	12.4	25	P
N5-06	Cc	179	199	184	-3	-5.1	-3.2	5.3	34	Sp
N5-07	Qz	198	221	208	-5.4	-7.4	-6.3	9.6	21	P
N5-18	Qz	199	222	210	-6	-8.1	-7	10.4	31	P
N5-19	Qz	222	239	228	-5.9	-8.5	-7.4	11	44	P
N5-19	Sph	219	240	229	-1	-2.1	-1.3	2.2	21	Sp
N5-20	Qz	225	252	236	-0.9	-2.6	-1.3	2.2	22	Sp
N5-21	Qz	218	250	237	-7.1	-9.9	-8.2	11.7	36	P
N5-21	Sph	200	215	208	-1.1	-2.9	-2.2	3.6	41	Sp
N5-22	Qz	218	236	223	-6	-9	-7.9	16.6	45	P
N5-22	Sph	189	211	200	-4	-7.1	-5.1	8	28	Sp
N5-23	Qz	213	240	227	-7.1	-9.4	-8.6	12.4	30	P
N5-23	Sph	200	222	212	-1	-2.9	-2	3.4	25	Sp
N5-24	Qz	209	241	221	-1	-2.2	-1.5	2.6	24	Sp
N5-25	Qz	199	211	206	-4	-6.2	-4.5	7.1	39	Sp
N5-25	Cc	188	220	198	-3	-7.1	-5	-7.9	41	Sp
N5-26	Qz	200	230	212	-0.7	-3.1	-1.3	2.2	40	Sp
N5-27	Qz	217	241	225	-3	-5.1	-3.8	6.2	38	P
N5-28	Qz	209	235	220	-7	-9.6	-8.3	12	28	P
N5-29	Qz	238	256	240	-6.4	-9.6	-8.1	11.8	29	P
N5-29	Sph	201	227	210	-2	-9.5	-3.1	5	36	P
N5-30	Qz	231	258	247	-8	-12.2	-10.4	14.3	25	P

N5-30	Sph	236	251	245	-3	-5.9	-4	6.5	24	Sp
N5-31	Qz	218	236	223	-7.9	-12.1	-10.4	14.3	34	P
N5-22	Qz	210	225	217	-4.3	-7.1	-5.9	9	40	P
N7-01	Qz	220	250	239	-0.6	-2.2	-1.5	2.5	32	P
N7-02	Qz	218	239	225	-0.5	-2.5	-1	1.7	25	P
N7-03	Qz	230	258	243	-12	-15.7	-14	17.8	22	P
N7-03	Sph	200	218	206	-13	-16.1	-15	18.6	24	Sp
N7-04	Qz	231	256	241	-3	-5	-3.9	6.3	35	Sp
N7-04	Sph	239	255	244	-3.2	-5.1	-4.1	6.5	40	P
N7-05	Qz	220	242	230	-7	-9.5	-8.3	12	25	P
N7-07	Qz	228	251	238	-10	-13.1	-11.3	15.8	21	Sp
N7-07	Cc	191	210	199	-2	-3.4	-2.4	4	42	P
N7-09	Qz	199	219	208	-5	-7.5	-6.2	9.5	50	P
N7-10	Qz	235	260	244	-4	-7.1	-5.9	9	48	P
N7-11	Qz	261	289	280	-3	-5	-4.3	6.9	26	P
N7-11	Sph	200	222	212	-4.1	-7.5	-6	9.2	28	P
N7-12	Qz	210	231	218	-4	-6.1	-5.3	8.3	30	P
N7-13	Qz	255	272	264	-2.9	-5.1	-3.9	6.3	41	P
N7-13	Sph	256	280	261	-3	-6	-5.3	8.2	36	P
N7-14	Qz	249	262	256	-4.9	-7.1	-6.2	9.5	21	Sp
N7-14	Sph	239	261	244	-5.5	-7.2	-6.4	9.7	25	Sp
N7-15	Qz	229	250	237	-5.9	-8	-6.7	10	26	Sp
N7-15	Cc	199	215	206	-2	-4	-3.1	5	27	P
N7-16	Qz	224	245	239	-7.1	-10	-8	10.7	19	P
N7-16	Cc	218	235	224	-7	-9.9	-7.6	11.2	28	P
N7-17	Cc	213	235	222	-10	-14	-12.1	16	71	P
N7-18	Qz	220	246	237	-5.6	-8	-6.3	9.6	41	P
N7-19	Qz	239	268	250	-2.9	-5.1	-4	6.4	29	P
N7-20	Qz	241	270	255	-4.1	-7	-6.4	9.7	32	P
N9-01	Qz	241	266	259	-3.9	-6.4	-5.3	8.2	21	P
N9-02	Qz	236	265	246	-4.1	-7.4	-5.3	8.2	25	Sp
N9-03	Cc	210	231	222	-0.6	-2.1	-1	1.7	30	Sp
N9-04	Cc	214	231	218	-4	-6	-4.7	7.5	28	Sp
N9-05	Qz	245	275	262	-5.4	-9	-7.4	10.9	26	Sp
N9-06	Qz	251	281	261	-3	-5.1	-3.6	5.9	27	P
N9-07	Qz	239	258	244	-2.8	-5.3	-3.7	6.1	31	P
N9-07	Cc	221	251	233	-3.7	-6	-4.1	6.6	41	P
N9-08	Qz	238	265	253	-8	-10.5	-9.3	13.3	51	Sp
N9-09	Qz	260	290	278	-7.1	-9.2	-8.5	12.2	38	Sp
N9-10	Qz	271	300	288	-10.5	-12.6	-11.4	15.2	26	Sp
N9-12	Qz	250	279	258	-9.8	-13	-11.1	15	27	Sp

<i>N9-13</i>	Qz	238	263	249	-1.5	-3.3	-2.3	3.9	31	Sp
<i>N9-14</i>	Qz	230	260	244	-2.1	-5.2	-3.6	5.9	41	Sp
<i>N9-14</i>	Sph	225	255	239	-4.9	-8.1	-6.7	10	44	P
<i>N9-15</i>	Qz	271	301	289	-4.2	-7.5	-5.4	8.4	45	P
<i>N9-16</i>	Qz	246	271	256	-1	-3.1	-1.5	2.5	38	P
<i>N9-16</i>	Cc	225	251	232	-3.8	-5.3	-4.5	7.2	39	P
<i>N9-17</i>	Cc	219	241	232	-7.1	-10	-8.1	11.8	40	P

Perfiles térmicos generados con el programa FORTRAN desarrollado por Canet *et al.* (2011). Se marcan en naranja las condiciones iniciales del modelado (T, Salinidad) de acuerdo con la selección de datos. A: profundidad calculada sin considerar el efecto de las burbujas de vapor. B: profundidad calculada considerando el efecto de las burbujas de vapor. L: líquido. L+V: líquido +vapor.

El Cobre-Babilonia, Taxco

T	Fracción de vapor	Salinidad	Presión	Volumen vapor	Densidad (g/cm ³)		Profundidad (m)	
	(fracción de masa)				(% peso)	(bar)	(vol. %)	(L)
101	0.002	14.9	0.9	79	0.956	0.195	-1	0
103	0.002	14.8	1.0	77	0.955	0.211	0	5
105	0.002	14.7	1.1	75	0.953	0.225	1	9
107	0.002	14.7	1.2	74	0.952	0.239	2	13
109	0.002	14.6	1.2	74	0.951	0.238	2	13
111	0.002	14.5	1.3	72	0.950	0.251	3	17
113	0.002	14.5	1.4	71	0.948	0.263	4	21
115	0.002	14.4	1.5	69	0.947	0.274	5	25
117	0.002	14.4	1.6	68	0.946	0.285	6	28
119	0.002	14.3	1.7	67	0.944	0.296	7	32
121	0.002	14.2	1.8	66	0.943	0.305	8	35
123	0.002	14.2	2.0	63	0.942	0.325	10	41
125	0.002	14.1	2.1	62	0.940	0.334	11	44
127	0.002	14.1	2.2	61	0.939	0.342	13	47
129	0.002	14.0	2.4	59	0.938	0.358	15	53
131	0.002	14.0	2.5	58	0.936	0.365	16	55
133	0.002	13.9	2.7	57	0.935	0.380	18	61
135	0.002	13.8	2.8	56	0.933	0.386	19	63
137	0.002	13.8	3.0	54	0.932	0.398	21	68
139	0.002	13.7	3.2	53	0.930	0.410	23	73
141	0.002	13.7	3.4	51	0.929	0.421	25	78
143	0.002	13.6	3.6	50	0.928	0.432	28	83
145	0.002	13.6	3.8	49	0.926	0.441	30	87
147	0.002	13.5	4.0	47	0.925	0.450	32	92
149	0.002	13.5	4.2	46	0.923	0.458	34	96
151	0.002	13.4	4.4	45	0.921	0.466	36	100
153	0.002	13.4	4.7	44	0.920	0.478	39	107
155	0.002	13.3	4.9	43	0.918	0.484	42	111
157	0.002	13.3	5.2	41	0.917	0.494	45	117
159	0.002	13.2	5.5	40	0.915	0.503	48	123
161	0.002	13.2	5.8	39	0.914	0.511	51	129
163	0.002	13.1	6.1	38	0.912	0.519	55	135
165	0.002	13.1	6.4	37	0.910	0.526	58	140

167	0.002	13.0	6.7	36	0.909	0.532	61	146
169	0.002	13.0	7.0	35	0.907	0.538	65	152
171	0.002	12.9	7.4	33	0.905	0.545	69	159
173	0.002	12.8	7.8	32	0.904	0.552	74	166
175	0.002	12.8	8.1	32	0.902	0.557	77	172
177	0.002	12.7	8.5	31	0.900	0.562	81	179
179	0.002	12.7	8.9	30	0.899	0.568	86	186
181	0.002	12.6	9.4	29	0.897	0.574	91	195
183	0.002	12.6	9.8	28	0.895	0.578	96	202
185	0.002	12.5	10.3	27	0.893	0.583	101	210
187	0.002	12.5	10.7	26	0.892	0.587	106	217
189	0.002	12.4	11.2	25	0.890	0.591	111	225
191	0.002	12.4	11.7	25	0.888	0.595	117	234
193	0.002	12.3	12.3	24	0.886	0.599	124	244
195	0.002	12.3	12.8	23	0.884	0.602	130	252
197	0.002	12.2	13.4	22	0.883	0.605	136	262
199	0.002	12.1	14.0	22	0.881	0.608	143	272
201	0.002	12.1	14.6	21	0.879	0.611	150	282
203	0.002	12.0	15.2	20	0.877	0.613	157	292
205	0.002	12.0	15.8	20	0.875	0.615	164	301
207	0.002	11.9	16.5	19	0.873	0.617	172	313
209	0.002	11.9	17.2	18	0.871	0.619	180	324
211	0.002	11.8	17.9	18	0.869	0.620	188	335
213	0.003	11.7	18.6	24	0.867	0.572	196	347
215	0.003	11.7	19.4	23	0.865	0.575	205	361
217	0.003	11.6	20.2	23	0.863	0.577	214	375
219	0.003	11.6	21.0	22	0.861	0.579	224	389
221	0.003	11.5	21.8	21	0.859	0.581	233	403

Perfiles térmicos de Los Azufres.

Pozo Az27-A

T	Fracción de vapor	Salinidad	Presión	Volumen vapor	Densidad (g/cm ³)		Profundidad (m)	
	(fracción de masa)				(% peso)	(bar)	(vol. %)	(L)
101	0.002	2.5	1.10	75.143	0.958	0.228	1	4
103	0.002	2.5	1.10	75.213	0.956	0.227	1	4
105	0.002	2.5	1.20	73.630	0.955	0.240	2	8
107	0.002	2.5	1.30	72.123	0.953	0.253	3	12
109	0.002	2.5	1.40	70.684	0.952	0.266	4	16
111	0.002	2.5	1.50	69.312	0.950	0.277	5	19
113	0.002	2.5	1.60	68.001	0.949	0.288	6	23
115	0.002	2.4	1.70	66.747	0.947	0.298	7	26
117	0.002	2.4	1.80	65.546	0.946	0.308	8	29
119	0.002	2.4	2.00	63.209	0.944	0.328	10	35
121	0.002	2.4	2.10	62.149	0.943	0.336	11	38
123	0.002	2.4	2.20	61.128	0.941	0.344	13	41
125	0.002	2.4	2.40	59.122	0.940	0.361	15	47
127	0.002	2.4	2.50	58.212	0.938	0.368	16	50
129	0.002	2.4	2.70	56.407	0.936	0.382	18	55
131	0.002	2.4	2.80	55.590	0.935	0.388	19	57
133	0.002	2.4	3.00	53.958	0.933	0.401	21	63
135	0.002	2.3	3.20	52.428	0.931	0.413	23	67
137	0.002	2.3	3.40	50.990	0.930	0.423	25	72
139	0.002	2.3	3.60	49.637	0.928	0.434	28	77
141	0.002	2.3	3.80	48.361	0.926	0.443	30	81
143	0.002	2.3	4.00	47.155	0.924	0.452	32	86
145	0.002	2.3	4.20	46.012	0.923	0.460	34	90
147	0.002	2.3	4.50	44.373	0.921	0.472	37	97
149	0.002	2.3	4.70	43.370	0.919	0.478	39	101
151	0.002	2.3	5.00	41.924	0.917	0.489	43	107
153	0.002	2.3	5.20	41.039	0.915	0.494	45	111
155	0.002	2.3	5.50	39.753	0.914	0.503	48	117
157	0.002	2.2	5.80	38.549	0.912	0.511	51	123
159	0.002	2.2	6.10	37.421	0.910	0.518	55	129
161	0.002	2.2	6.40	36.362	0.908	0.525	58	134
163	0.002	2.2	6.70	35.366	0.906	0.531	61	140
165	0.002	2.2	7.10	34.107	0.904	0.539	66	148
167	0.002	2.2	7.40	33.237	0.902	0.543	69	153
169	0.002	2.2	7.80	32.130	0.900	0.550	74	160
171	0.002	2.2	8.20	31.098	0.898	0.556	78	168

173	0.002	2.2	8.60	30.134	0.896	0.561	82	175
175	0.002	2.2	9.00	29.232	0.894	0.566	87	182
177	0.002	2.2	9.50	28.171	0.892	0.572	93	191
179	0.002	2.1	9.90	27.387	0.890	0.575	97	198
181	0.002	2.1	10.40	26.458	0.888	0.580	103	206
183	0.002	2.1	10.80	25.769	0.886	0.583	107	213
185	0.002	2.1	11.30	24.950	0.884	0.586	113	222
187	0.002	2.1	11.90	24.030	0.882	0.591	120	232
189	0.002	2.1	12.40	23.321	0.880	0.593	125	240
191	0.002	2.1	13.00	22.518	0.878	0.597	132	250
193	0.002	2.1	13.50	21.897	0.875	0.598	138	259
195	0.002	2.1	14.10	21.194	0.873	0.601	145	269
197	0.002	2.1	14.70	20.532	0.871	0.603	152	279
199	0.002	2.1	15.40	19.811	0.869	0.605	160	290
201	0.002	2.0	16.00	19.237	0.867	0.606	167	300
203	0.002	2.0	16.70	18.604	0.864	0.608	175	312
205	0.002	2.0	17.40	18.012	0.862	0.609	183	323
207	0.002	2.0	18.10	17.459	0.860	0.610	191	335
209	0.002	2.0	18.90	16.865	0.857	0.611	200	348
211	0.002	2.0	19.60	16.379	0.855	0.611	208	359
213	0.003	2.0	20.40	22.054	0.853	0.566	218	373
215	0.003	2.0	21.20	21.421	0.850	0.568	227	387
217	0.003	2.0	22.10	20.750	0.848	0.569	238	403
219	0.003	2.0	22.90	20.191	0.845	0.570	247	417
221	0.003	1.9	23.80	19.594	0.843	0.571	258	433
223	0.003	1.9	24.80	18.970	0.840	0.572	270	450
225	0.003	1.9	25.70	18.444	0.838	0.572	281	466
227	0.003	1.9	26.70	17.892	0.835	0.573	293	484
229	0.003	1.9	27.70	17.370	0.833	0.573	305	501
231	0.003	1.9	28.70	16.879	0.830	0.573	317	519
233	0.003	1.9	29.80	16.369	0.828	0.573	330	538
235	0.003	1.9	30.90	15.888	0.825	0.572	343	557
237	0.003	1.9	32.00	15.436	0.822	0.572	357	576
239	0.003	1.9	33.10	15.008	0.820	0.571	370	595
241	0.003	1.8	34.30	14.565	0.817	0.570	385	617
243	0.003	1.8	35.50	14.149	0.814	0.569	399	638
245	0.003	1.8	36.80	13.723	0.811	0.568	415	660
247	0.003	1.8	38.00	13.352	0.808	0.566	430	682
249	0.003	1.8	39.40	12.943	0.806	0.565	448	706
251	0.003	1.8	40.70	12.583	0.803	0.563	464	729
253	0.003	1.8	42.10	12.218	0.800	0.562	481	754

255	0.003	1.8	43.50	11.872	0.797	0.560	499	779
257	0.003	1.8	45.00	11.523	0.794	0.558	518	806
259	0.003	1.7	46.50	11.193	0.791	0.556	537	833
261	0.003	1.7	48.00	10.879	0.788	0.553	556	860
263	0.003	1.7	49.60	10.563	0.785	0.551	576	889
265	0.003	1.7	51.20	10.265	0.782	0.548	596	919
267	0.003	1.7	52.80	9.982	0.779	0.546	617	948
269	0.003	1.7	54.50	9.697	0.775	0.543	639	979
271	0.003	1.7	56.20	9.427	0.772	0.540	661	1011
273	0.003	1.7	58.00	9.156	0.769	0.537	684	1044
275	0.003	1.7	59.80	8.899	0.765	0.534	708	1078
277	0.003	1.6	61.70	8.644	0.762	0.531	733	1113
279	0.003	1.6	63.60	8.400	0.759	0.527	758	1149
281	0.003	1.6	65.50	8.169	0.755	0.524	783	1186
283	0.003	1.6	67.50	7.939	0.752	0.520	809	1224
285	0.003	1.6	69.50	7.719	0.748	0.516	836	1263
287	0.003	1.6	71.60	7.501	0.745	0.513	864	1304
289	0.003	1.6	73.80	7.284	0.741	0.509	894	1347
291	0.003	1.6	75.90	7.087	0.737	0.505	922	1388
293	0.004	1.6	78.20	6.979	0.733	0.489	954	1435
295	0.004	1.5	80.40	6.872	0.730	0.486	984	1480
297	0.004	1.5	82.80	6.766	0.726	0.482	1017	1530
299	0.004	1.5	85.10	6.660	0.722	0.478	1049	1578
301	0.004	1.5	87.60	6.554	0.718	0.474	1084	1630
303	0.004	1.5	90.10	6.448	0.714	0.469	1118	1683
305	0.004	1.5	92.60	6.342	0.709	0.465	1154	1737
307	0.004	1.5	95.20	6.236	0.705	0.460	1191	1793
309	0.004	1.5	97.80	6.130	0.701	0.456	1228	1850
311	0.004	1.5	100.50	6.024	0.696	0.451	1266	1910
313	0.004	1.4	103.30	5.918	0.692	0.446	1307	1973
315	0.004	1.4	106.10	5.812	0.687	0.441	1347	2036
317	0.004	1.4	109.00	5.706	0.682	0.436	1390	2102
319	0.005	1.4	111.90	5.600	0.678	0.424	1433	2170
321	0.005	1.4	113.40	5.500	0.675	0.421	1455	2206

Pozo Az23

T	Fracción de vapor	Salinidad	Presión	Volumen vapor	Densidad (g/cm ³)		Profundidad (m)	
	(fracción de masa)				(wt. %)	(bar)	(vol. %)	(L)
100	0.002	0.5	1.0	77	0.959	0.213	0	0
102	0.002	0.5	1.1	75	0.957	0.228	1	4
104	0.002	0.5	1.2	74	0.956	0.242	2	9
106	0.002	0.5	1.2	74	0.954	0.240	2	9
108	0.002	0.5	1.3	72	0.953	0.253	3	12
110	0.002	0.5	1.4	71	0.951	0.265	4	16
112	0.002	0.5	1.5	69	0.950	0.277	5	20
114	0.002	0.5	1.6	68	0.948	0.288	6	23
116	0.002	0.5	1.7	67	0.947	0.298	7	27
118	0.002	0.5	1.9	64	0.945	0.319	9	33
120	0.002	0.5	2.0	63	0.943	0.328	10	36
122	0.002	0.5	2.1	62	0.942	0.336	11	39
124	0.002	0.5	2.2	61	0.940	0.344	13	42
126	0.002	0.5	2.4	59	0.939	0.360	15	48
128	0.002	0.5	2.5	58	0.937	0.367	16	50
130	0.002	0.5	2.7	56	0.935	0.381	18	56
132	0.002	0.5	2.9	55	0.934	0.395	20	61
134	0.002	0.5	3.0	54	0.932	0.400	21	63
136	0.002	0.5	3.2	52	0.930	0.412	23	68
138	0.002	0.5	3.4	51	0.928	0.423	25	73
140	0.002	0.5	3.6	50	0.927	0.433	28	77
142	0.002	0.5	3.8	48	0.925	0.442	30	82
144	0.002	0.5	4.0	47	0.923	0.450	32	86
146	0.002	0.5	4.3	45	0.921	0.463	35	93
148	0.002	0.5	4.5	44	0.919	0.470	37	97
150	0.002	0.5	4.7	43	0.918	0.477	39	101
152	0.002	0.5	5.0	42	0.916	0.487	43	108
154	0.002	0.5	5.3	41	0.914	0.496	46	114
156	0.002	0.5	5.6	39	0.912	0.505	49	120
158	0.002	0.5	5.9	38	0.910	0.512	53	126
160	0.002	0.5	6.2	37	0.908	0.519	56	131
162	0.002	0.5	6.5	36	0.906	0.526	59	137
164	0.002	0.5	6.8	35	0.904	0.531	63	143
166	0.002	0.5	7.2	34	0.902	0.539	67	150
168	0.002	0.5	7.5	33	0.900	0.544	70	156
170	0.002	0.4	7.9	32	0.898	0.550	75	163
172	0.002	0.4	8.3	31	0.896	0.556	79	170
174	0.002	0.4	8.7	30	0.894	0.561	84	177

176	0.002	0.4	9.1	29	0.892	0.565	88	184
178	0.002	0.4	9.6	28	0.890	0.571	94	193
180	0.002	0.4	10.0	27	0.888	0.574	98	200
182	0.002	0.4	10.5	26	0.886	0.579	104	209
184	0.002	0.4	11.0	25	0.883	0.582	110	217
186	0.002	0.4	11.5	25	0.881	0.586	115	226
188	0.002	0.4	12.0	24	0.879	0.589	121	235
190	0.002	0.4	12.5	23	0.877	0.591	127	243
192	0.002	0.4	13.1	22	0.875	0.594	133	253
194	0.002	0.4	13.7	22	0.872	0.597	140	263
196	0.002	0.4	14.3	21	0.870	0.599	147	273
198	0.002	0.4	14.9	20	0.868	0.601	154	283
200	0.002	0.4	15.5	20	0.866	0.602	161	293
202	0.002	0.4	16.2	19	0.863	0.604	169	305
204	0.002	0.4	16.9	18	0.861	0.605	177	316
206	0.002	0.4	17.6	18	0.859	0.606	185	328
208	0.002	0.4	18.3	17	0.856	0.607	194	339
210	0.002	0.4	19.0	17	0.854	0.607	202	351
212	0.002	0.4	19.8	16	0.851	0.608	211	364
214	0.003	0.4	20.6	22	0.849	0.563	221	378
216	0.003	0.4	21.4	21	0.847	0.565	230	393
218	0.003	0.4	22.3	21	0.844	0.566	241	408
220	0.003	0.4	23.1	20	0.842	0.567	250	423
222	0.003	0.4	24.0	19	0.839	0.567	261	438
224	0.003	0.4	25.0	19	0.836	0.568	273	456
226	0.003	0.4	25.9	18	0.834	0.568	284	472
228	0.003	0.4	26.9	18	0.831	0.569	296	489
230	0.003	0.4	27.9	17	0.829	0.568	308	507
232	0.003	0.4	29.0	17	0.826	0.568	321	526
234	0.003	0.4	30.0	16	0.823	0.568	333	544
236	0.003	0.4	31.1	16	0.821	0.567	347	563
238	0.003	0.4	32.2	15	0.818	0.566	360	583
240	0.003	0.4	33.4	15	0.815	0.566	375	604
242	0.003	0.4	34.6	14	0.812	0.565	390	625
244	0.003	0.4	35.8	14	0.809	0.563	404	647
246	0.003	0.4	37.1	14	0.807	0.562	420	670
248	0.003	0.4	38.4	13	0.804	0.561	437	693
250	0.003	0.4	39.7	13	0.801	0.559	453	716
252	0.003	0.4	41.1	12	0.798	0.557	470	741
254	0.003	0.4	42.4	12	0.795	0.555	487	765
256	0.003	0.4	43.9	12	0.792	0.553	506	792

258	0.003	0.4	45.3	11	0.789	0.551	523	817
260	0.003	0.4	46.8	11	0.786	0.549	542	844
262	0.003	0.4	48.4	11	0.782	0.546	563	874
264	0.003	0.4	50.0	10	0.779	0.544	583	903
266	0.003	0.4	51.6	10	0.776	0.541	604	932
268	0.003	0.3	53.2	10	0.773	0.538	625	962
270	0.003	0.3	54.9	10	0.770	0.535	647	994
272	0.003	0.3	56.7	9	0.766	0.533	670	1028
274	0.003	0.3	58.5	9	0.763	0.529	694	1062
276	0.003	0.3	60.3	9	0.759	0.526	717	1096
278	0.003	0.3	62.2	9	0.756	0.523	743	1132
280	0.003	0.3	64.1	8	0.753	0.519	768	1169
282	0.003	0.3	66.0	8	0.749	0.516	793	1205
284	0.003	0.3	68.0	8	0.745	0.512	820	1244
286	0.003	0.3	70.1	8	0.742	0.508	848	1286
288	0.003	0.3	72.2	7	0.738	0.504	877	1327
290	0.003	0.3	74.3	7	0.734	0.500	905	1369
292	0.003	0.3	76.5	7	0.730	0.496	935	1413
294	0.004	0.3	78.7	9	0.727	0.481	966	1458
296	0.004	0.3	81.0	9	0.723	0.477	997	1506
298	0.004	0.3	83.4	8	0.719	0.473	1031	1557
300	0.004	0.3	85.8	8	0.715	0.469	1064	1608
302	0.004	0.3	88.2	8	0.710	0.465	1098	1660
304	0.004	0.3	90.7	8	0.706	0.460	1133	1714
306	0.004	0.3	93.3	7	0.702	0.456	1170	1771
308	0.004	0.3	95.9	7	0.698	0.451	1207	1828
310	0.004	0.3	98.5	7	0.693	0.446	1245	1886

Pozo Az16

T	Fracción de vapor	Salinidad	Presión	Volumen vapor	Densidad (g/cm ³)		Profundidad (m)	
	(fracción de masa)				(% peso)	(bar)	(vol. %)	(L)
101	0.002	2.6	1.0	77	0.958	0.213	-0.1	0
103	0.002	2.6	1.1	75	0.957	0.227	0.9	4
105	0.002	2.6	1.2	74	0.955	0.241	2.0	9
107	0.002	2.6	1.3	72	0.954	0.254	3.0	12
109	0.002	2.6	1.4	71	0.953	0.266	4.1	16
111	0.002	2.5	1.5	69	0.951	0.278	5.1	20
113	0.002	2.5	1.6	68	0.950	0.289	6.2	23
115	0.002	2.5	1.7	67	0.948	0.299	7.2	27
117	0.002	2.5	1.8	66	0.947	0.309	8.3	30
119	0.002	2.5	1.9	64	0.945	0.318	9.3	33
121	0.002	2.5	2.0	63	0.944	0.327	10.4	36
123	0.002	2.5	2.2	61	0.942	0.345	12.5	42
125	0.002	2.5	2.3	60	0.940	0.353	13.6	45
127	0.002	2.5	2.4	59	0.939	0.360	14.6	48
129	0.002	2.4	2.6	57	0.937	0.375	16.8	53
131	0.002	2.4	2.7	56	0.935	0.381	17.8	56
133	0.002	2.4	2.9	55	0.934	0.394	20.0	61
135	0.002	2.4	3.1	53	0.932	0.407	22.1	66
137	0.002	2.4	3.3	52	0.930	0.418	24.3	70
139	0.002	2.4	3.5	50	0.929	0.429	26.4	75
141	0.002	2.4	3.7	49	0.927	0.438	28.6	80
143	0.002	2.4	3.9	48	0.925	0.447	30.7	84
145	0.002	2.4	4.1	47	0.924	0.456	32.9	89
147	0.002	2.4	4.3	45	0.922	0.463	35.1	93
149	0.002	2.4	4.6	44	0.920	0.475	38.3	99
151	0.002	2.3	4.8	43	0.918	0.481	40.5	103
153	0.002	2.3	5.1	41	0.916	0.491	43.8	110
155	0.002	2.3	5.4	40	0.915	0.500	47.1	116
157	0.002	2.3	5.6	39	0.913	0.505	49.3	120
159	0.002	2.3	5.9	38	0.911	0.513	52.5	125
161	0.002	2.3	6.3	37	0.909	0.523	56.9	133
163	0.002	2.3	6.6	36	0.907	0.529	60.2	139
165	0.002	2.3	6.9	35	0.905	0.535	63.6	144
167	0.002	2.3	7.3	34	0.903	0.542	68.0	152
169	0.002	2.3	7.6	33	0.901	0.547	71.3	157
171	0.002	2.3	8	32	0.899	0.553	75.8	165
173	0.002	2.2	8.4	31	0.897	0.559	80.2	172
175	0.002	2.2	8.8	30	0.895	0.564	84.7	179

177	0.002	2.2	9.2	29	0.893	0.568	89.2	186
179	0.002	2.2	9.7	28	0.891	0.574	94.8	195
181	0.002	2.2	10.1	27	0.889	0.577	99.3	202
183	0.002	2.2	10.6	26	0.887	0.582	104.9	210
185	0.002	2.2	11.1	25	0.885	0.585	110.5	219
187	0.002	2.2	11.6	24	0.883	0.589	116.2	227
189	0.002	2.2	12.1	24	0.881	0.592	121.9	236
191	0.002	2.2	12.7	23	0.879	0.595	128.7	246
193	0.002	2.2	13.2	22	0.877	0.597	134.4	254
195	0.002	2.1	13.8	22	0.874	0.600	141.3	264
197	0.002	2.1	14.4	21	0.872	0.602	148.1	274
199	0.002	2.1	15	20	0.870	0.604	155.0	284
201	0.002	2.1	15.7	20	0.868	0.606	163.1	296
203	0.002	2.1	16.4	19	0.865	0.608	171.2	307
205	0.002	2.1	17	18	0.863	0.608	178.1	317
207	0.002	2.1	17.7	18	0.861	0.609	186.2	329
209	0.002	2.1	18.5	17	0.859	0.611	195.5	342
211	0.002	2.1	19.2	17	0.856	0.611	203.7	353
213	0.003	2.1	20	22	0.854	0.566	213.1	367
215	0.003	2.0	20.8	22	0.852	0.567	222.5	381
217	0.003	2.0	21.6	21	0.849	0.569	231.9	395
219	0.003	2.0	22.5	20	0.847	0.570	242.5	411
221	0.003	2.0	23.4	20	0.844	0.571	253.2	426
223	0.003	2.0	24.3	19	0.842	0.572	263.8	442