



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Caracterización de depósitos
y alteraciones hidrotermales
de la región geotérmica Los
Volcanes, Baja California Sur**

TESIS

Que para obtener el título de
Ingeniero Geólogo

P R E S E N T A

Irving Antonio González Romo

DIRECTOR DE TESIS

M. C. Augusto Antonio Rodríguez Díaz



Ciudad Universitaria, Cd. México, 2016

Agradecimiento especial a:

Al Proyecto Fondo de Sustentabilidad SENER-CONACyT 152823 “Evaluación de los recursos geotérmicos de la Península de Baja California: continentales, costeros y submarinos” y al Proyecto CeMIE-Geo P-01 del Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica “Mapas de Gradiente Geotérmico y Flujo de Calor para la República Mexicana” por el apoyo económico brindado durante la elaboración de esta tesis.

Dirigidos por la Dra. Rosa María Prol Ledesma que siempre ha mostrado un gran apoyo y motivación para mi crecimiento y culminación de este trabajo, y sobre todo por la confianza y consideración desde el inicio.

A mi asesor Augusto Rodríguez, con el que he forjado una gran amistad, por su dedicación, conocimientos, orientación, consideración y apoyo constante.

A Marcela Errasti por su siempre buen humor, aprecio, orientación, confianza y consideración.

A María de Jesús por su gran recibimiento y ánimo.

A todos mis profesores por sus conocimientos donados, actitud y ganas de enseñar.

A mis sinodales Dr. Aldo Ramos Rosique, Dr. Carles Canet Miquel e Ing. Miguel Idelfonso Vera Ocampo.

Al Dr. Eduardo Partida responsable del laboratorio de yacimientos minerales en el campus Juriquilla, Querétaro, por la atención y facilidades.

Un día despertarás y descubrirás que no tienes más tiempo para hacer lo que soñabas.

El momento es ahora.

Actúa.

Pablo Coelho

Dedicatorias

A mis padres Herlinda y Jorge quienes durante todos estos años confiaron en mí,
por su apoyo incondicional, continua motivación, entusiasmo y cariño.

A mi hermano Iñaki por su apoyo, aprecio y gran ánimo.

A Valeria una amiga, compañera, brigada y novia,
por su cariño, apoyo, motivación, enseñanzas y aventuras constantes.

A mis amigos por su compañía, apoyo y risas; Daniel Camacho, Antonio Hernández,
Bernardo Rodríguez, Rodrigo Reygadas, Argelia Silva, Cristina Passet, Ruth Cárdenas
Omar Méndez, Yadira Sánchez, el siempre picaresco Rodrigo Benítez
y a todos y cada uno de la generación 2011.

Al "Favorito" Allan Fernando III Rosado Álvarez MVP por su gran amistad,
platicas y aventuras épicas.

A Luis Eduardo Jiménez Nieto por ser siempre mi amigo desde la infancia
y su apoyo incondicional.

Si el pelo fuera importante, estaría dentro de la cabeza, y no afuera.

Eduardo Galeano

Índice

I. Introducción

I.1 Geotermia.....	1
I.2 Sistema geotérmico.....	3
I.3 Energía geotérmica en México.....	4
I.4 Importancia de la energía geotérmica.....	6

II. Sistemas geotérmicos

II.1 Tipos de sistemas.....	9
II.2 Ambientes y estructuras geológicas.....	11
II.3 Procesos hidrotermales.....	13
II.4 Exploración.....	18
II.5 Objetivo.....	22
II.6 Antecedentes.....	22
II.7 Marco geográfico.....	22

III. Metodología.....

25

IV. Marco geológico

IV.1 Geología regional.....	27
IV.2 Tectónica regional.....	28

V. Resultados

V.1 Contexto geológico local.....	31
V.2 Sistema geotérmico Los Volcanes.....	33

VI. Discusión.....

39

Conclusiones.....

45

Bibliografía.....

47

Anexos.....

53

Listado de figuras.

1.1 Estructura interna de la Tierra.....	2
1.2 Modelo esquemático de un sistema geotérmico volcánico.....	3
1.3 Distribución de campos y prospectos geotérmicos en México.....	4
1.4 Usos directos de la energía geotérmica.....	7
1.5 Grafico comparativo de emisiones al medio ambiente de CO ₂ en centrales eléctricas.....	8
2.1 Esquema de sistema hidrotermal marino.....	11
2.2 Ambientes geológicos con actividad geotérmica.....	13
2.3 Esquema de la composición mineralógica de las alteraciones hidrotermales.....	17
2.4 Ubicación de Los Volcanes, Baja California.....	23
2.5 Provincia fisiográfica Península de Baja California y subprovincias.....	24
3.1. Equipo utilizado para este trabajo.....	26
4.1 Mapa regional geológico de Bahía Concepción, Bahía San Nicolás.....	28
4.2 Principales elementos tectónicos del noreste de México.....	29
4.3 Provincia extensional del Golfo de California.....	30
5.1 Basamento granodiorítico discordante con areniscas tobáceas.....	31
5.2 Brecha andesítica, lava andesítica pseudoestratificada y andesita Cerro Colorado.....	31
5.3 Mapa geológico semiregional de la Cuenta de San Nicolás y geológico local de Los Volcanes.....	32
5.4 Fotografías de ventilas hidrotermales, paleoventila y mapa de isotermas superficiales.....	34
5.5 Depósitos minerales resultado de la actividad termal.....	34
5.6 Imagen de SEM de agregados denotando un desarrollo dómico.....	35
5.7 Paragénesis de conductos de descarga termal.....	35
5.8 Vetas en arreglo echelón, microfracturas en cuarzo y calcita.....	36
5.9 Mapa de alteraciones presentes en Los Volcanes.....	36
5.10 Espectros de SWIR de los minerales de arcilla de la alteración argílica en Los Volcanes.....	37
5.11 Fotomicrografías de la alteración silícica y carbonatada.....	38
5.12 Imagen de SEM y EDS de zeolitas.....	38
5.13Fotomicrografías de inclusiones fluidas bifásicas.....	38
6.1 Modelo tectono-estructural de la cuenca de San Nicolás.....	40
6.2 Sección geológica A-A'.....	41
6.3 Fotografías de estructuras de conductos.....	42
6.4 Fracturación y depósitos de agrados dómicos en la zona de San Juan Lóndo.....	44

Resumen

Las manifestaciones termales de Los Volcanes se ubican al este de la Península de Baja California, en el municipio de Loreto, Baja California Sur. Las manifestaciones se encuentran en el sur de la cuenca tectónica San Nicolás. La cuenca está delimitada por una serie de fallas normales y normales con componente lateral izquierda de orientación NW-SE y NE-SW relacionadas al evento de la apertura del Golfo de California.

La región de la Cuenca San Nicolás está constituida predominantemente por rocas piroclásticas de la Formación El Salto del Oligoceno y rocas sedimentarias detríticas de la Formación San Nicolás del Plioceno. Estratigráficamente la zona se compone de un basamento granodiorítico de edad Cretácica, sobreyacido discordantemente por depósitos piroclásticos de la Formación El Salto y rocas volcánicas del Grupo Comondú Mioceno, que a su vez están cubiertos discordantemente por brechas andesíticas y derrames andesíticos de la Formación Santa Lucía, Mioceno-Plioceno, y finalmente, depósitos de aluvión.

En el área se presentan un conjunto de manifestaciones termales que incluyen ventilas con descarga de gas, principalmente CO₂, y depósitos minerales de tipo veta, compuestos de minerales de sílice, calcita y calcita manganesífera, costras y agregados de estructura estromatolítica y forma dómica constituidos por carbonato, minerales de sílice y sal potásica.

Las manifestaciones activas en Los Volcanes son fumarolas que se presentan en pequeñas cavidades alrededor del cruce o a lo largo de fallas y/o fracturas con direcciones: N16°E, 66°; N58°W, 80° N48°E, 58°. Las descargas gashidrotermales están constituidas principalmente de CO₂, con temperaturas entre 48-78° C y pH de 7.5. La actividad termal fósil representada por vetas de carbonatos y minerales de sílice presenta datos microtermométricos con temperaturas de homogenización entre 100-162 °C y salinidades de 2.9 y 5.9 % en peso de NaCl, su asociación mineral es comparable con los depósitos recientes en las ventilas y sus temperaturas estimadas de formación y fluidos son similares a los reportados en las mineralizaciones de manganeso en Santa Rosa dentro de la cuenca de San Nicolás.

El sistema geotérmico Los Volcanes por sus características geológicas clasifica como un sistema convectivo de dominio extensional dado el ambiente tectónico extensivo en el que localiza, dentro del graben de San Nicolás, sin una evidente conexión con vulcanismo en la zona. Este sistema geotérmico muestra una estrecha relación en su génesis con otros sistemas alojados en esta porción de la Península de Baja California como Bahía Concepción y San Siquismunde, además de contener rasgos metalogénicos similares con Santa Rosa, San Juanico y los ubicados en la Península de Concepción (El Gavilán y Guadalupe).

Abstract

The thermal manifestations of Los Volcanes are located on the east of the peninsula of Baja California, in the municipality of Loreto, Baja California Sur. The manifestations are in the south of the San Nicolás tectonics basin. The basin is bounded by a series of normal and normal faults with left lateral component of orientation NW-SE and NE-SW related to the event of the opening of the Gulf of California.

The region of the San Nicolas Basin consists predominantly of Oligocene pyroclastic rocks of the El Salto Formation and Pliocene clastic sedimentary rocks of the San Nicolás Formation. Stratigraphically the area consists of a granodiorite basement of age Cretaceous, unconformably overlain by pyroclastic deposits of the El Salto Formation and volcanic rock of Comondú Group, Miocene, which in turn are covered unconformably by andesitic breccias and andesitic flows of the San Nicolás Formation, Miocene-Pliocene, and eventually alluvium deposits.

In the area occur a set of thermal manifestations that include vents with gas discharge, mainly CO₂ and mineral deposits vein type, compounds of silica minerals, calcite and manganoan calcite, scabs and stromatolitic structure aggregates and domica form, consisting of carbonate, silica minerals and potassium salt.

The active manifestations of Los Volcanes are fumaroles that are in small cavities around the crossing or along faults and / or fractures with directions: N16°E, 66°; N58° W, 80° N48°E, 58°. The gashydrothermals discharges consist mainly of CO₂, with temperatures between 48-78 °C and pH 7.5. The fossil thermal activity it is represented by veins of carbonates and silica minerals, microthermometric data of homogenization temperatures present between 100-162 °C and salinities of 2.9 and 5.9 wt% NaCl, the mineral assemblage is comparable with recent vents deposits and their estimated temperatures and fluid temperatures are similar to those reported in Santa Rosa manganese mineralization within the San Nicolás basin.

The geothermal system Los Volcanes for its geological settings classified as a convective system with extensional domain, given the extensive tectonic environment in which locates within of the San Nicolás graben, without an apparent connection with volcanism in the area. This geothermal system displays a close relationship in its genesis with other hosted systems in this portion of the Baja California Peninsula as Bahía Concepción and San Siquismunde, and contains similar metallogenic features with Santa Rosa, San Juanico and those located in the Peninsula of Concepción (El Gavilan and Guadalupe).

I. Introducción

I.1. Geotermia

Geotermia deriva de la raíz griega “geos” que significa tierra y de “thermos” que quiere decir calor, que en conjunto significa: el calor de la Tierra. De forma práctica este término se refiere al estudio y utilización de la energía térmica natural que al ser transportada a través de las rocas y por medio de fluidos, se desplaza desde el interior de la corteza terrestre hacia niveles superficiales de la misma [Armstead, 1989]. También se conoce como geotermia al conjunto de procesos industriales o directos con el objetivo de explotar ese calor para producir energía eléctrica y/o calor útil al ser humano.

La energía geotérmica es una de las fuentes de energía renovable menos conocidas que se encuentra almacenada bajo la superficie terrestre y comúnmente está ligada a ambientes geológicos donde existe una variación considerable en la temperatura de la corteza terrestre, para comprender cómo y dónde se localizan las regiones con estas anomalías debemos conocer la estructura interna de la Tierra [IDAE, 2011].

Poco después de que se formara la Tierra, el calor liberado por colisiones entre partículas y por las desintegraciones radiactivas provocó la fusión del interior del planeta y migración hacia el núcleo provocando que elementos densos como el hierro y el níquel se fundieran, mientras otros, más ligeros, quedarán distribuidos en capas exteriores [IES, 2012; Llopis & Angulo, 2008].

Posteriormente con el proceso de diferenciación química los gases contenidos en las rocas fueron escapando hacia la superficie, creando una atmósfera primitiva en la que la vida inicio. La estructura, composición y comportamiento de la Tierra ha ido cambiando a lo largo del tiempo hasta llegar a la configuración que actualmente conocemos, con capas definidas por sus propiedades fisicoquímicas. Teniendo como principales factores la temperatura y presión que influyen en esta disposición [IES, 2012].

En forma esquemática se puede considerar que la Tierra está conformada por tres capas concéntricas, desde la superficie hasta su centro, ubicado a una profundidad de 6 358 km. Se considera que la diferenciación química que han tenido los elementos que componen la Tierra ha llevado a que se estructure formando tres capas: la corteza, el manto y el núcleo. [Figura 1.1]

La **Corteza** es la capa superficial de la Tierra constituida por rocas en estado sólido y que a su vez se puede hablar de corteza continental o corteza oceánica, las cuales presentan características diferentes.

La **corteza continental** tiene un espesor variable de 20 a 90 Km y una densidad media de 2.7 g/cm^3 . Está formada por una gran variedad de rocas; sedimentarias, ígneas y metamórficas. La composición media es equivalente a la de una roca granítica, en particular a la de la granodiorita.

Por otro lado la **corteza oceánica** tiene un espesor de entre 3 y 15 Km y una densidad de 3 g/cm^3 . Su composición es principalmente de basalto, pues se crea en las zonas de apertura oceánicas y se recicla en las zonas de subducción.

El **Manto** representa el 83% del volumen de la Tierra, está debajo de la corteza y envuelve al núcleo. Se extiende hasta una profundidad de 2 885 Km y tiene una densidad de 3.3 a 5.7 g/cm³. Está formada principalmente por una roca ígnea con abundante hierro y magnesio, peridotitas [IDAE, 2008].

En el límite entre la Corteza y Manto, existen algunas zonas con una particular configuración geológica que permiten que el flujo de calor ascienda a través de la corteza y llegue a la superficie con mayor intensidad, lo cual significa que a menor profundidad las temperaturas sean mayores.

El **Núcleo** es la capa en forma de esfera de 3 486 km de radio y se localiza entre los 2 885 y 6 358 Km de profundidad. Su densidad calculada varía de 10 a 13 g/cm³, compuesta por una aleación de hierro, níquel y otros elementos como el azufre y el oxígeno en menor cantidad.

Conociendo como está configurada la estructura interna de la Tierra y cómo tiene importantes repercusiones en la superficie terrestre, en este caso en la disipación del calor hacia el exterior del planeta. Podemos estimar la energía geotérmica que nos llega desde el interior que es alrededor de $4,2 \times 10^{12}$ [J] [IDAE, 2008]. Se trata de una cantidad inmensa de energía, pero sólo una fracción de ella puede ser utilizada por la humanidad. Hasta ahora la utilización de esta energía ha estado limitada a áreas en las cuales las condiciones geológicas permiten un transporte (agua en la fase líquida o vapor) para transferir el calor desde zonas calientes profundas hasta cerca de la superficie, dando origen a los **sistemas geotérmicos**.

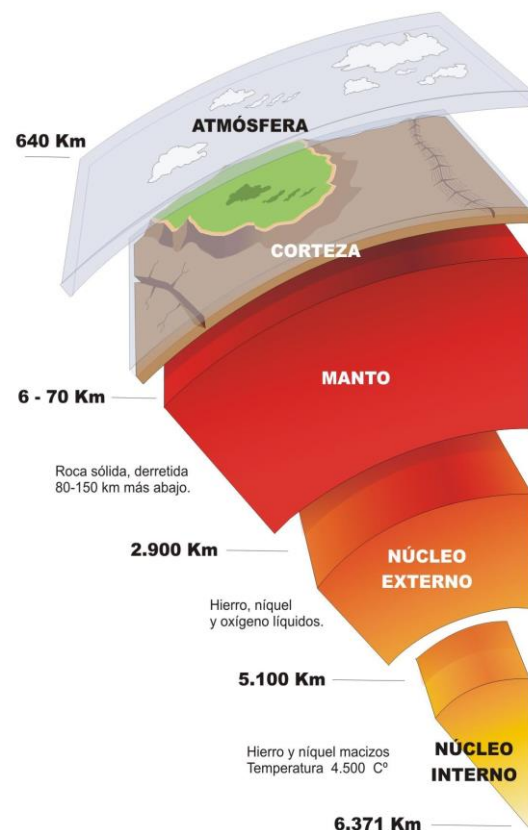


Figura 1.1 Estructura interna de la Tierra [1]

I.2 Sistema geotérmico

Un sistema geotérmico se compone esencialmente de cuatro elementos; una fuente de calor activa o remanente, un fluido que será calentado, un medio permeable por el cual se desplazará el fluido, que a su vez estará delimitado por una barrera impermeable que fungirá como sello de nuestro reservorio [Figura 2].

Las fuentes de calor están relacionadas principalmente a vulcanismo e intrusivos pero también puede ser simplemente por el flujo de calor del interior de la Tierra hacia la superficie. El fluido es básicamente que en la zona con anomalías geotérmicas se localice un acuífero con una recarga suficiente para que se tenga el fluido que transportará la energía, y por último la función de una capa litológica que funcione como barrera permitirá que esté contenida la energía calorífica y no se disipe con facilidad a los alrededores [Maya-González, 2007].

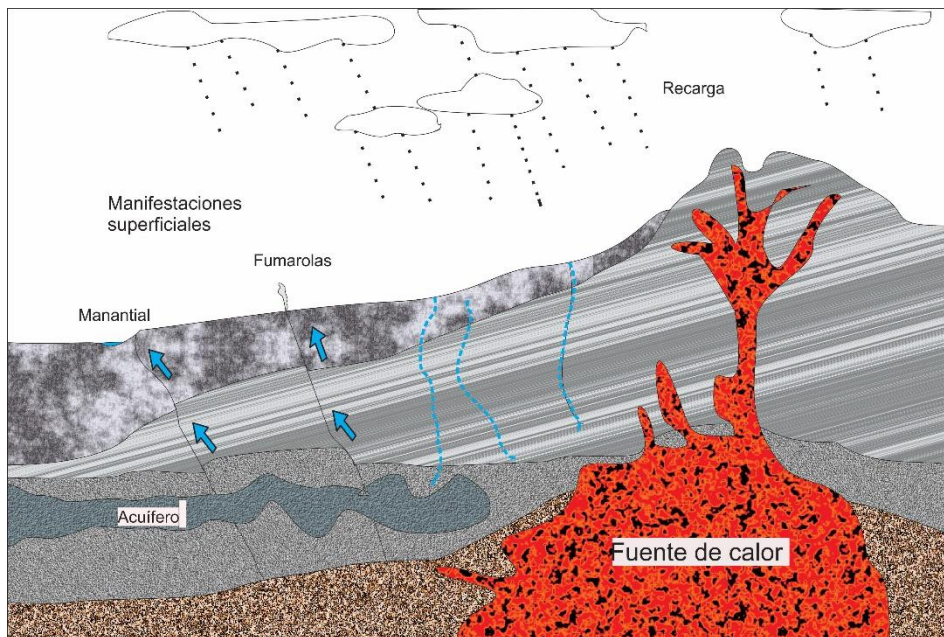


Figura 1.2. Modelo esquemático de un sistema geotérmico volcánico.
[Modificado de (2)]

Los sistemas geotérmicos activos se localizan en regiones con actividad tectónica y/o ígnea reciente, la mayoría de los campos geotérmicos están asociados con estructuras volcánicas, especialmente calderas y las rocas que se relacionan a estos yacimientos son principalmente dacitas, riolitas y andesitas. La energía contenida en las rocas del subsuelo se puede extraer mediante pozos en los cuales los fluidos se despresurizan y ascienden, dichos fluidos son compuestos generalmente por una mezcla de agua con sales disueltas y vapor de agua, este último es el que es direccionado a las centrales de generación, donde mueve las turbinas para generar electricidad. [Maya-González, 2007]

I.3 Energía geotérmica en México.

La geotermia es una fuente de energía limpia que se ha utilizado para generar energía eléctrica, en México comenzó en 1959, cuando entro en operación la primera unidad geotermoeléctrica en el país, con 3.5 MW de capacidad, en el campo geotérmico de Pathé localizado en el estado de Hidalgo, actualmente este se encuentra fuera de operación. México cuenta con más de treinta años de experiencia en la generación geotermoeléctrica y, a través de la Comisión Federal de Electricidad (CFE), opera actualmente 38 unidades con una capacidad instalada total de 1017.4 MW. [Hiriart, 2011]

Desde la década de los setenta se han efectuado diversas estimaciones sobre el potencial geotérmico de México [Figura 1.3]. Por ejemplo, Alonso [1975] estimó una capacidad geotermoeléctrica total del orden de 4000 MW considerando diversas zonas geotérmicas de alta temperatura ubicadas en la Faja Volcánica Mexicana (entre ellas Ixtlán de los Hervores, Los Negritos, Los Azufres, La Primavera, San Marcos, Hervores de la Vega, La Soledad y Los Humeros), además del potencial del campo geotérmico de Cerro Prieto y sus alrededores, en el cual ya operaban para esa fecha las dos primeras unidades geotermoeléctricas de 37.5 MW cada una [Mercado et al., 1982].

Por su parte, en 1976 Mercado calculó un potencial superior a los 13 mil MW, mediante una estimación del volumen de roca porosa y permeable en cada zona geotérmica, la estimación del calor recuperable en superficie en ese volumen y la aplicación de un factor de conversión entre la energía térmica y la energía eléctrica que podría generarse con ella [Mercado, 1976]. Hacia 1985 Alonso publica una nueva estimación que llega a casi 12 mil MW para el potencial geotérmico total del país, al mismo tiempo, Mercado presentaban una nueva evaluación para recursos de temperatura intermedia (125 a 135°C), que llegaba a casi 46 mil MW (Tabla 1) [Alonso, 1985; Hiriart, 2011].

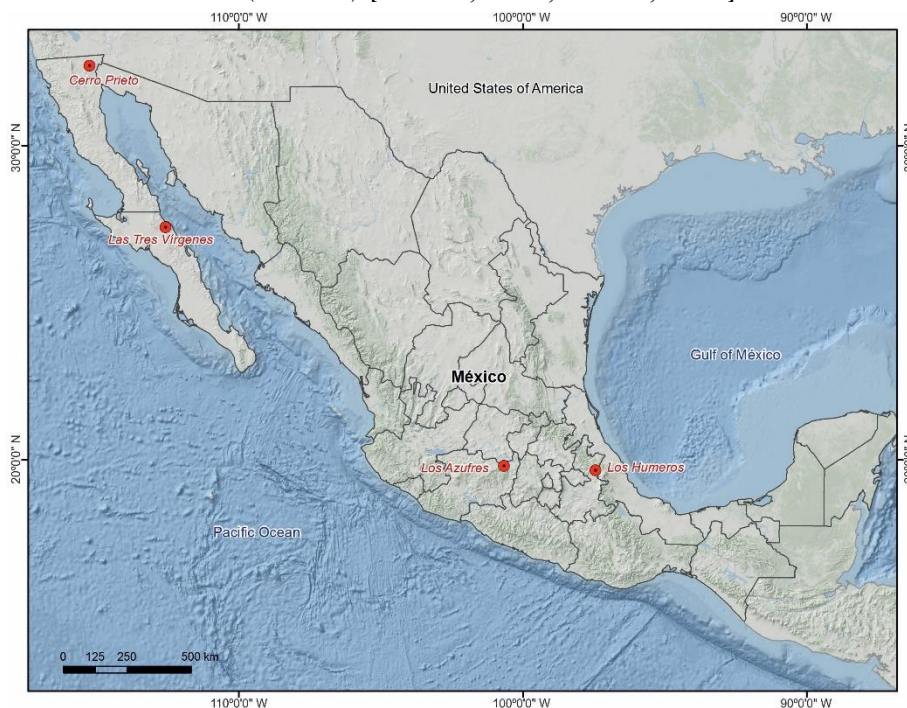


Figura 1.3. Distribución de los principales campos geotérmicos en México. [Tomado de Arango-Galván et al., 2015]

Autor	Año	Capacidad instalada en esa fecha (MW)	Principales premisas y bases de la estimación	Total (MW)
Alonso, H.	1975	75	Se asumió un potencial de 500 MW en Cerro Prieto, 100 MW en diversas zonas estudiadas y 75 MW en zonas no estudiadas hasta esa fecha.	4,000
Mercado, S.	1976	75	Método volumétrico con base en características geoquímicas y geotermómetros conocidos en esa fecha.	13,110
Alonso, H.	1985	170	Estimación geológica. Se estimaron reservas probadas por 1340 MW, probables de 4600 MW y posibles de 6000 MW.	11,940
Mercado y otros	1985	170	Método volumétrico estimando recursos de temperaturas intermedias (125-135°C) en dos zonas del país: centro (3600 km ² y 2 km de espesor) y sur (2000 km ² y 1.5 km de espesor).	45,815
Iglesias y Torres	2009	958	Estimación de calor almacenado a 3 km mediante un método volumétrico y Montecarlo para el 21% de recursos de temperatura baja a intermedia en 20 estados del país.	33.8x10 ¹⁰ (EJ térmicos)
Ordaz y otros	2011	958	Método volumétrico sobre 1300 localidades termales de baja a alta temperatura. Reservas probadas: 186 MW, probables: 2077 MW, posibles: 7423 MW.	9686

Tabla 1. Principales estimaciones del potencial geotérmico en México. [Hiriart, 2011]

El Instituto de Investigaciones Eléctricas (IIE), por su parte, ha realizado diversos cálculos para evaluar el potencial térmico de México. Uno de los más recientes fue publicado por Iglesias y Torres en 2009, en el cual incluyen una estimación aplicando el método volumétrico y el método Montecarlo para reducir la incertidumbre. Se aplicó en 276 localidades termales que representan el 21% de las 1310 identificadas en el país, distribuidas a lo largo de 20 estados de la República Mexicana [Iglesias, 2005; Hiriart, 2011].

Con esos datos, se calculó un potencial geotérmico probable (reservas tipo 2P) de 2077 MW y posible (reservas tipo 3P) de 7423 MW, en ambos tipos para recursos de baja a alta entalpía (90 a más de 200°C). Por su parte, las reservas probadas (tipo 1P) se consideraron como los proyectos de ampliación de capacidad instalada en los cuatro campos en operación actual (Cerro Prieto, Baja California, Los Azufres, Michoacan, Los Humeros, Puebla, y Las Tres Vírgenes, Baja California Sur) más el potencial evaluado en el campo de Cerritos Colorados, Jalisco, obteniendo así un potencial de 186 MW, adicionales a los 958 MW de capacidad instalada actual [Ordaz-Méndez et al., 2011].

En total, tomando en cuenta los tres tipos de reservas definidos, la GPG concluye que el potencial geotermoeléctrico total de México es de 9686 MW, es decir unas diez veces la capacidad instalada actual. Si sólo se consideraran las reservas probadas, probables y posibles de temperaturas medias a altas (>150°C), el potencial total sería de 8623 MW [Ordaz-Méndez et al., 2011; Hiriart, 2011]

Por lo tanto, la capacidad geotermoeléctrica instalada y en operación actual en el país es como sigue:

CAMPO	CAPACIDAD INSTALADA (MW)	CAPACIDAD EN OPERACIÓN (MW)
Cerro Prieto, BC	720	570
Los Azufres, Mich.	194	191.6
Los Humeros, Pue.	93.4	51.8
Las Tres Vírgenes, BCS	10	10
Totales	1,017.4	823.4

Tabla 2. Principales campos y su potencial [Hiriart, 2011; Flores-Armenta et al., 2014]

I.4 Importancia de la Energía Geotérmica.

La presencia de asentamientos humanos a lo largo de la historia en zonas geográficas con manifestaciones geotérmicas tiene registro en vestigios encontrados en descubrimientos arqueológicos, donde se observó la estrecha relación que desde los inicios de la humanidad se tuvo un aprovechamiento de este fenómeno de energía en forma de calor expedido naturalmente por la Tierra. Nuestros antepasados antes de aprender a utilizar el fuego y a construir cabañas, se resguardaban de las inclemencias meteorológicas y buscaron protección en cavernas, donde los cambios en la temperatura ambiente eran menores y más lentos [Suarez-Arriaga, 2004; Llopis & Angulo, 2008].

De esta manera se tuvo las primeras interacciones y aprovechamiento del calor terrestre. Hoy en día usamos los manantiales de agua termal, calefacción y aplicaciones agrícolas basados en geotermia, y principalmente se realizan proyectos de generación eléctrica [Suarez-Arriaga, 2004].

El actual momento energético que se vive a nivel mundial está basado en la generación de energía a partir de combustibles fósiles como el petróleo, el carbón vegetal y mineral, y el gas. La generación de energía a partir de estas materias está siendo ampliamente replanteada por varias razones: son recursos limitados que se encuentran en puntos concretos del planeta, su uso a gran escala está provocando graves efectos sobre el medio ambiente y la salud de los seres humanos, y se están agotando las reservas naturales comprometiendo el futuro de las nuevas generaciones. La población está cada vez más concientizada sobre la necesidad de proteger el medio ambiente y emplear métodos no contaminantes de producción de energía.

El uso directo del calor aplicada en baños, calefacción, agricultura y algunos usos industriales constituyen las formas más conocidas de utilización, pero las bombas de calor son las más generalizadas (12,5% del total de la energía utilizada en el año 2000) [IDAE, 2008] [Figura 1.4].

En la década de los 50's los Estados Unidos patentaron el sistema de bombas de calor geotérmicas (GHP) que usan en sus plantas y en otros países como Japón, Suiza, Alemania o Suecia. Por otra parte los “sistemas de calefacción de distritos geotérmicos”, el agua caliente es conducida por tuberías a los las diferentes edificaciones para regular el clima en estos. Por ejemplo en el Oeste de Estados Unidos más de 200 comunidades utilizan este sistema, y en otros países, como Rusia, China, Francia, Suecia, Hungría, Rumanía o Japón. La ciudad islandesa de Reykjavik destaca en el aprovechamiento del recurso y cuenta con el sistema de calefacción más grande del mundo [Llopis & Angulo, 2008].

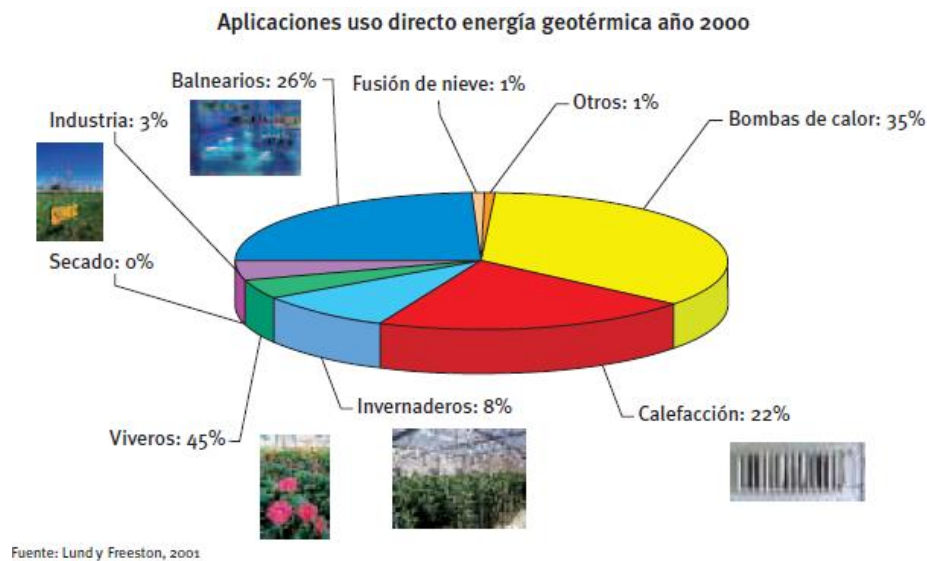


Figura 1.4. Usos directos de la energía geotérmica. [Lund y Freeston, 2001]

Las instalaciones que emplean bombas de calor geotérmicas para calefacción, refrigeración y producción de agua caliente sanitaria sólo consumen energía eléctrica para el funcionamiento de los compresores eléctricos, de las bombas de circulación y de los ventiladores del interior del edificio. Las emisiones equivalentes de gases son únicamente las correspondientes a la producción en origen de esa energía, muy inferiores a las de los sistemas tradicionales, pues el consumo de electricidad se reduce notablemente [Llopis & Angulo, 2008].

La principal ventaja de este tipo de energía es la reducida cantidad de contaminantes liberada al medio ambiente. De forma general, se puede decir que las centrales emiten a la atmósfera pequeñas cantidades de CO₂, muy pequeñas cantidades de SO₂, y no emiten óxidos de nitrógeno. La cantidad media de CO₂ emitida por las centrales geotermoeléctricas en el mundo es de 55 g/kWh, mientras que una central de gas natural emite 10 veces más, los campos geotérmicos llevan un plan de sustentabilidad, el cual hace que el yacimiento no decaiga rápidamente por la explotación y se implementen diversas técnicas para que los fluidos

extraídos se reinyecten y siga en producción por más tiempo [Figura 1.5] [Llopis & Angulo, 2008].

Por otra parte las centrales geotérmicas eléctricas modernas son muy compactas, ocupan entre 0,5 y 3,5 ha/MW frente a 2,2-4,5 ha/MW de una central nuclear, y alrededor de 8,5 ha/MW de una central de carbón. Ya que no se necesita transportar, almacenar ni quemar combustibles, pueden ser integradas fácilmente en el paisaje. Dentro de las energías renovables la geotérmica es las que cuenta con una mayor eficiencia mecánica al momento de generar electricidad, lo cual hace que sea una industria rentable. [Llopis & Angulo, 2008]

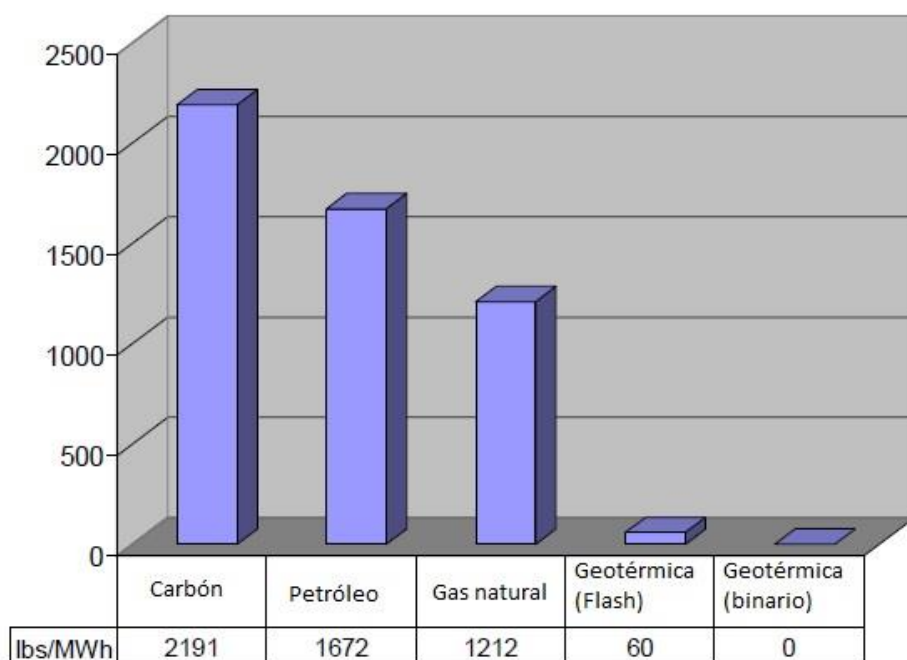


Figura 1.5. Grafico comparativo de emisiones al medio ambiente de CO₂ en centrales eléctricas [Kagel et al., 2008]

II. Sistemas geotérmicos

II.1 Tipos de sistemas geotérmicos

A la fecha se pueden clasificar los sistemas geotérmicos en cinco tipos: (a) hidrotermales; (b) roca seca caliente, (c) geopresurizados, (d) marinos y (e) magmáticos [Iglesias, et. al., 2005]. A continuación se describen algunas de sus características:

(a) Sistemas hidrotermales

Estos sistemas se conforman por: una fuente de calor, agua en fase líquida y/o vapor y una o varias rocas almacenadoras del fluido. En muchos casos la fuente del agua de los sistemas hidrotermales es principalmente el agua meteórica que se origina en la superficie de la Tierra en forma de lluvia, hielo o nieve y se filtra lentamente en la corteza terrestre, a través de poros y fracturas, en algunas regiones penetrando a varios kilómetros de profundidad en donde es calentada por la fuente térmica llegando a alcanzar en algunas ocasiones temperaturas de hasta 400 °C.

Estos sistemas pueden clasificarse en tres tipos principales: vapor dominante, líquido dominante (alta entalpía) y líquido dominante (baja entalpía). En la actualidad estos sistemas son los únicos que se explotan comercialmente para la generación eléctrica.

(i) *Vapor Dominante*. Son sistemas de alta entalpía, generalmente de vapor seco. Existen unos cuantos en el mundo. Los más conocidos son The Geysers (Estados Unidos) y Lardarello (Italia).

(ii) *Líquido dominante (alta entalpía)*. Sistemas de agua líquida súper caliente, con temperaturas entre 200 °C y hasta más de 300 °C. Son más abundantes que los anteriores. Ejemplo: Cerro Prieto (México), Wairakei (Nueva Zelanda), Tiwi (Filipinas).

(iii) *Líquido Dominante (baja entalpía)*. Sistemas con agua líquida caliente, con temperaturas entre de 100 °C y 200 °C aproximadamente. Son más abundantes que los anteriores en una proporción de 10 a 1. Se encuentran en casi todos los países del mundo. Ejemplo: Heber (Estados Unidos), Yangbajin (China). [Arellano-Gómez, et. al., 2008]

(b) Sistemas de roca seca caliente

Son sistemas rocosos con alto contenido energético pero con muy baja permeabilidad, conocidos como HDR por sus siglas en inglés (Hot Dry Rock) y que actualmente se denominan también Sistemas Mejorados o EGS por sus siglas en Inglés (Enhanced Geothermal Systems). Generalmente no se explotan comercialmente en la actualidad, algunos proyectos están todavía en la etapa de evaluación del potencial, mientras que otros ya entraron en la etapa de demostración de tecnología, con centrales de generación del orden de 3 MWe por ejemplo: Fenton Hill (Estados Unidos), Rosmanowes (Reino Unido), Soultz-sous-Forêts (Francia), Landau (Alemania). Este es probablemente uno de los recursos geotérmicos más abundantes. El U.S. Geological Survey ha estimado que la energía almacenada en los yacimientos de roca seca caliente que se encuentran dentro de los 10 kilómetros superiores de la corteza terrestre, equivale a más de 500 veces la energía acumulada en todos los yacimientos de gas y de petróleo del mundo, lo que habla de un recurso enorme. [MIT, 2006; Arellano Gómez, et. al., 2008; Brown et al., 2012]

Con el objetivo de explotar estos yacimientos se está desarrollando la tecnología necesaria para implementar el siguiente concepto; perforar un pozo hasta la profundidad en que se encuentra la formación de roca seca caliente de interés. Como esta roca es esencialmente impermeable, se crea un yacimiento artificial mediante fracturamiento hidráulico, una técnica muy utilizada por las industrias del gas y del petróleo. Posteriormente se perfora otro pozo, típicamente a algunos cientos de metros del primero, que intercepte la red de fracturas creada artificialmente. A continuación se inyecta agua a presión en uno de los pozos. Al desplazarse por la red de fracturas, el agua se calienta por contacto con la roca de alta temperatura. El agua caliente se extrae por el pozo restante. En la actualidad los proyectos de investigación acerca de HDR más importantes se están llevando a cabo en la Comunidad Económica Europea (e.g., Baria *et al.*, 2000) y en Japón (e.g., Kaieda *et al.*, 2000).

(c) Sistemas geopresurizados

Son sistemas que contienen agua y metano disuelto a alta presión alrededor de 700 bares y temperatura media de aproximadamente 150 °C. No se explotan comercialmente en la actualidad. Ejemplo: yacimientos en Texas y Louisiana (Estados Unidos), y en Tamaulipas (México). Estos recursos ofrecen tres tipos de energía: térmica (agua caliente), química (metano) y mecánica (fluidos a muy alta presión). Algunos investigadores han estimado el potencial energético solamente en las costas de Texas en unos 40,000 MW. [Alonso, 1993]. Se desconoce el potencial de este recurso en México.

(d) Sistemas marinos

Son sistemas de alta entalpía existentes en el fondo del mar. No se explotan comercialmente en la actualidad. Estos sistemas han sido poco estudiados hasta ahora.

Los sistemas de ventilas hidrotermales de fondo oceánico (*hydrothermal vents*) son expresiones de los sistemas geotérmicos submarinos, en los que el fluido dominante es agua de mar calentada durante su circulación por el interior de la Tierra [Figura 2.1]. Estos sistemas pueden encontrarse a diversas profundidades y se han dividido en dos clases: profundos y someros. Los sistemas profundos se localizan a profundidades mayores de 200 m y los someros a profundidades menores. Esta división se ha hecho con base en las características geoquímicas y biológicas de los sistemas estudiados. Se ha observado que a esa profundidad ocurren cambios importantes tanto en las características biológicas del ecosistema, como en los parámetros físico-químicos del fluido termal [Tarasov et al. 2005; Prol-Ledesma, et al., 2013]

Estudios realizados por Prol-Ledesma et al., (2008, 2012) en el norte del Golfo de California en específico en las cuencas tectónicas de Wagner y Consag, donde se tiene indeterminados puntos de extensión del piso oceánico con sistemas hidrotermales asociados con descargas de CO₂ y CH₄, dichas cuencas cuentan con un flujo de calor promedio de 1875 mWm⁻² lo cual es más de 15 veces el promedio de la corteza oceánica.

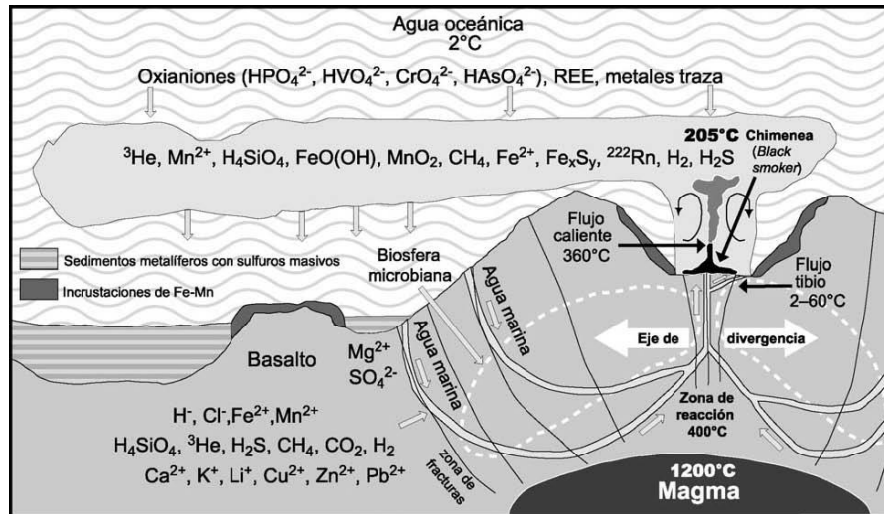


Figura 2.1. Esquema de sistema hidrotermal marino. [Pantoja Alor, J., 2004]

(e) Sistemas magmáticos.

Son sistemas de roca fundida existentes en aparatos volcánicos activos o a gran profundidad en zonas de debilidad cortical. No se explotan comercialmente en la actualidad. Ejemplo: Volcán de Colima (México), Volcán Mauna Kea (Hawái), Krafla (Islandia).

Posiblemente el atractivo más importante de este tipo de recurso sean las altísimas temperaturas disponibles ($\geq 300^\circ C$). En el mediano o largo plazo, cuando se cuente con la tecnología y los materiales adecuados para resistir la corrosión y las altas temperaturas se podrá explotar la enorme cantidad de energía almacenada en las cámaras magmáticas de los volcanes activos [Iglesias et al., 2005].

II.2 Ambientes y estructuras geológicas

La gran mayoría de los reservorios geotérmicos de alta entalpia, es decir, con fluidos geotermales o con rocas calientes a más de $150^\circ C$ de temperatura, se encuentran en zonas geográficas con un gradiente geotérmico extraordinariamente elevado provocado por las actividad de los límites de placas tectónicas, donde se presentan fenómenos geológicos notables, como gran actividad sísmica, formación de cordilleras y actividad volcánica en épocas geológicas recientes. Sin embargo existen otros casos como las islas de Hawái y el Parque de Yellowstone en EU, en que estos reservorios se encuentran al interior de una placa, en los cuales no existe una explicación convincente de estos fenómenos que se denominan 'puntos calientes' [Quijano-León, 2007].

Es esencialmente en los bordes o límites de placas y generalmente en las zonas frágiles de la corteza, donde el calor del interior del planeta y por medio del magma puede ascender, dando lugar a las intrusiones plutónicas y superficialmente a los volcanes. En estos casos el calor se disipa principalmente por convección y la transferencia de calor es mucho más eficaz.

Como zonas propicias para que el magma ascienda a la corteza terrestre, pudiendo llegar o no a la superficie, se tiene: [Figura 2.2]

- **Dorsales centro-oceánicas:** son áreas de divergencia de placas en donde hay ascenso de magma y generación de nueva corteza oceánica a partir de lavas basálticas. Están distribuidas en todo el planeta formando una serie de cordilleras con alturas que van de 2,5 a 3. En estas cordilleras se tiene una anomalía en el flujo de calor, acompañado de actividad sísmica. Islandia, se encuentra sobre la cordillera mesoatlántica y es una zona con energía geotérmica abundante y gran avance en infraestructura para el aprovechamiento de esta, otras zonas con estas características geológicas son las islas Galápagos, frente a Ecuador y las zonas de divergencia localizadas en el Golfo de California como resultado de la actividad de la Falla de San Andrés, como las cuencas tectónicas de Wagner, Consag y Guaymas donde se tiene un alto flujo de calor [Quijano-León, 2007, Prol-Ledesma et al., 2012, 2013].

- **Áreas de choque de placas:** es un ambiente donde la subducción de una placa bajo la otra tiene lugar, provocando la fusión de corteza y generando magmas y la formación de cámaras magmáticas. Estas cámaras magmáticas pueden ser asociadas a estratovolcanes, como es el caso de los campos geotérmicos de Miravalles, Costa Rica, o a estructuras de tipo caldera, como Cerritos Colorados o Los Humeros en México. En otros casos, la relación entre la cámara magmática y la geología superficial puede ser compleja, por ejemplo, Los Azufres, México, donde se ha identificado una caldera antigua y, lo que parece ser el edificio de un volcán andesítico más joven [Quijano-León, 2007, Llopis & Angulo, 2008].

- **Áreas de actividad distensiva:** se localizan dentro de una placa, en zonas donde existe un adelgazamiento de la corteza y se puede originar ascenso de magmas provenientes del manto, formando una serie de conductos que servirán como la vía de ascenso y de no llegar a la superficie se tiene la presencia de intrusivos. Ejemplo de estos son los casos del Rift africano, el Rift de Río Grande en América del Norte, el Graben del Rin en Europa, el Rift Baikal en Asia y la apertura del Golfo de California.

- **Puntos calientes (*Hot spots*):** son también áreas de gran actividad geotérmica situadas en el interior de placas litosféricas, donde existe ascenso de magma focalizado y no tienen cambio en su posición, permanecen fijos mientras que las placas tectónicas se mueven, los volcanes formados se van enfriando y extinguiendo al alejarse del foco de calor [Llopis & Angulo, 2008].

Por otra parte se puede tener sistemas geotérmicos de mediana entalpia en numerosos lugares, a profundidades entre 2 - 4 km y temperatura entre 90 y 150 °C donde el agua puede ascender fácilmente hasta la superficie debido a discontinuidades y fallas, señalando su presencia mediante manifestaciones superficiales. Al igual que los yacimientos de alta temperatura, indican una intrusión magmática como fuente de calor y la presencia de un acuífero con buena recarga [IDAE, 2008].

Por último los sistemas de baja entalpia entre 30 y 90 °C se pueden encontrar en cuencas sedimentarias en las que el gradiente geotérmico sea el normal o ligeramente superior. La única condición geológica requerida es la existencia de formaciones geológicas permeables, a una profundidad entre 1.5 y 2.5 km capaces de contener y dejar circular fluidos que extraigan el calor de las rocas.

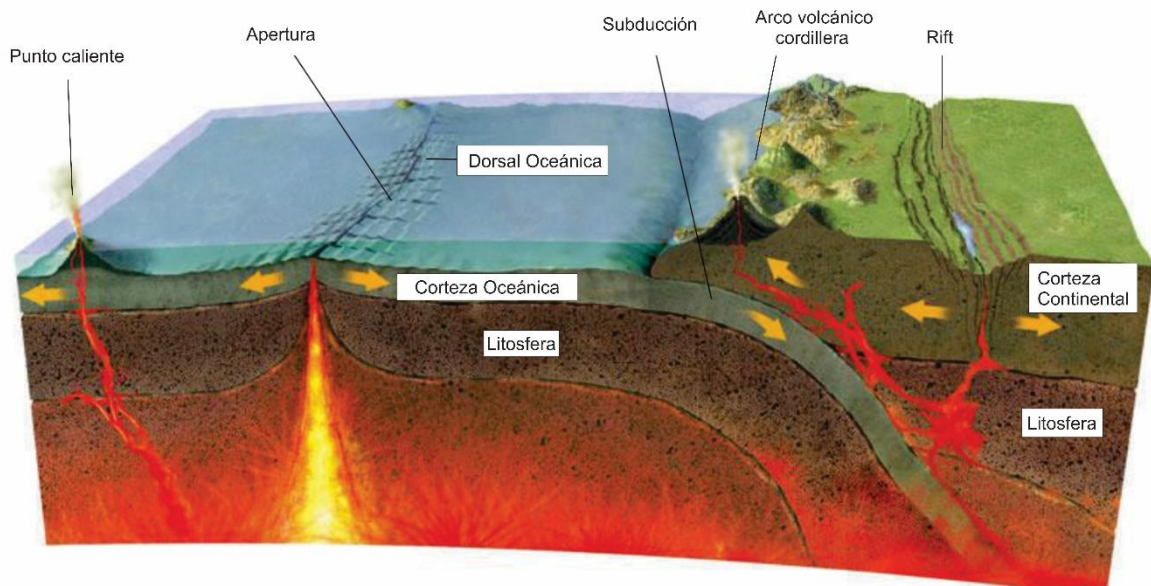


Figura 2.2. Ambientes geológicos con actividad geotérmica. [3]

II.3 Procesos hidrotermales

En un sistema geotérmico, cuando la roca se somete a ciertos procesos, como compresión, intrusión de magma o interacción fluido-roca, cambia en su composición mineralógica. Los fluidos hidrotermales ya sea vapor o agua pueden lixiviar los minerales preexistentes y/o generar la cristalización de nuevos minerales dando pauta a una transformación del mineral. Este proceso se conoce como hidrotermalismo y en el caso particular de los reservorios geotérmicos, los minerales de alteración hidrotermal, o minerales secundarios, muestran una típica progresión con la temperatura, adquiriendo a su vez una distribución gradual o de halo térmico y es independiente del tipo de roca. [Browne, 1984, 2007; Camprubí et al., 2003; Quijano-León, 2007; Lagat, 2010].

Durante el proceso de hidrotermalismo, interacción fluido-roca pueden producir los siguientes eventos:

Deposición directa: muchos minerales se depositan directamente a partir de soluciones hidrotermales. Para poder hacerlo es obvio que la roca debe tener pasajes para que el fluido pueda moverse dentro de ellas. Ej. Diaclasas, fallas, fracturas hidráulicas, discordancias, zonas brechosas, huecos, poros y fisuras.

Reemplazo: La mayoría de los minerales de las rocas son inestables en condiciones hidrotermales y tienden a ser reemplazados por nuevos minerales que son estables o al menos metaestables en las nuevas condiciones. La velocidad del reemplazo es muy variable y depende de la permeabilidad de la roca (relación agua/roca) [Maksaev, 2001].

Lixiviación: Algunos de los componentes químicos de las rocas son extraídos por los fluidos hidrotermales al atravesarlas, particularmente cationes metálicos, de modo que la roca

es empobrecida en dichos componentes o lixiviada. En ciertas condiciones, como por ejemplo donde se condensa vapor acidificado por oxidación de H_2S , la solución ácida resultante (por la presencia de H_2SO_4) ataca las rocas disolviendo minerales primarios, pero sin reemplazar los huecos resultantes que se producen. Esto puede en casos extremos resultar en una masa porosa de cuarzo residual (sílice oquerosa) [Browne, 1984, 2007].

La alteración hidrotermal y mineralización son el resultado de un proceso irreversible de intercambio químico entre una solución acuosa y rocas adyacentes. Estos procesos ocurren por la interacción fluido-roca en sistemas geotérmicos. Ciertos componentes son extraídos selectivamente de las rocas encajonantes y son agregados al fluido y otros componentes (incluyendo metales de mena) son selectivamente incorporados por las rocas (o forman una cubierta sobre ellas) y son removidos del fluido hidrotermal [Maksaev, 2001].

La estabilidad de feldespatos, micas y arcillas en procesos de alteración hidrotermal es comúnmente controlada por hidrólisis, en la cual K^+ , Na^+ , Ca^{2+} , y otros cationes se transfieren de minerales a la solución y el H^+ se incorpora en las fases sólidas remanentes. Esto ha sido denominado metasomatismo de hidrógeno [Hemley & Jones, 1964].

Los factores que determinan la abundancia y estabilidad de los minerales autigénicos, producto de la acción recíproca entre el fluido geotérmico y la roca son:

- Temperatura de la roca encajonante y del fluido.
- Permeabilidad de la roca.
- Composición mineralógica de la roca primaria.
- pH del fluido geotérmico.
- Presión total.
- Tiempo (duración de la interacción fluido/roca).
- Profundidad de ebullición y fracturamiento hidráulico, principalmente.
- Relación fluido-roca.

Estos elementos condicionan la presencia de asociaciones minerales características en un determinado espacio del yacimiento [Elders & Steiner, 1977; Browne, 1978, 1984].

La temperatura resulta ser uno de los factores de mayor importancia en la formación de los minerales autigénicos en sistemas geotérmicos activos. Los intervalos de temperatura en el subsuelo pueden ser identificados mediante la presencia de ciertos minerales altamente sensibles a los cambios de ésta, como aquellos que contienen en su estructura el anión oxidrilo (OH^-), tal es el caso de los minerales arcillosos y algunos otros, como zeolitas, anfíboles y epidotas [Browne, 1978, 1984].

Una amplia gama de minerales hidrotermales han sido identificados producto de los fluidos geotérmicos activos, los más comunes son: [Browne, 1978, 1984].

- *Carbonatos*: calcita, aragonita, siderita
- *Sulfatos*: anhidrita, alunita, barita
- *Sulfuros*: pirita, pirrotita, marcasita, blenda, galena, calcopirita

- Óxidos: hematita, magnetita, diáspora
- *Fosfatos*: apatita
- *Halogenuros*: Fluorita
- *Neso-Subneso y Sorosilicatos*: titanita, granate, epidota
- *Inosilicatos*: tremolita-actinolita
- *Filosilicatos*: illita, biotita, clorita, grupo de caolín, montmorillonita
- *Tectosilicatos*: Adularía, albita, cuarzo, cristobalita, mordenita, wairakita

La permeabilidad es un factor que regula el volumen del fluido que circula por las rocas y consecuentemente en la formación de los minerales hidrotermales [Browne & Ellis, 1970]. La naturaleza de la roca encajonante y el proceso de alteración dan ciertas características a los minerales y la composición química de los fluidos, además de estar controlados por permeabilidad primaria por la textura, porosidad, estructura y tamaño de los minerales. El fluido geotérmico cuando interactúa con minerales primarios en un medio sin permeabilidad, da lugar a la formación de minerales de metamorfismo de contacto, mientras que cuando existe la permeabilidad necesaria, la convección del fluido produce una mineralogía hidrotermal.

Un factor que influye en la formación de arcillas por la actividad hidrotermal es la estabilidad de los minerales de la roca. En su mayoría son estables en las condiciones en que se formaron, pero se hacen inestables si cambia su entorno. Cada ambiente condiciona la formación de un determinado tipo de arcilla: en general, en el granito predomina la formación de caolinita e illita; tanto en el basalto como en la andesita es común la formación de montmorillonita, illita y vermiculita; en las cenizas volcánicas se forma montmorillonita [Browne, 1978, 1984].

La composición del fluido, especialmente su pH, tiene una gran influencia en la mineralogía autigénica y la mineralogía secundaria refleja la composición y evolución espacial del fluido, siempre y cuando el fluido y los minerales autigénicos estén en equilibrio. Así mismo, la relación paragénesis-fluido hidrotermal se puede analizar a través de diagramas de estabilidad los cuales evidencian las condiciones fisicoquímicas del fluido a distintos niveles de profundidad y temperaturas en función de las paragénesis encontradas [Maksaev, 2001].

Las soluciones hidrotermales transportan los minerales desde el momento de la intrusión en solidificación hasta el lugar de depósito del mineral y se les considera el factor de mayor importancia en la formación de depósitos minerales epigenéticos. Los minerales formados por la interacción agua-roca que se producen por la adición o remoción de elementos químicos son indicadores de un área mineralizada. [González-Partida, et. al., 1992]

Alteraciones hidrotermales

La alteración hidrotermal es un término general que incluye la respuesta mineralógica, textural y química de las rocas a un cambio ambiental, en la presencia de agua caliente, vapor o gas. La alteración hidrotermal ocurre a través de la transformación de fases minerales, crecimiento de nuevos minerales, disolución de minerales y/o precipitación, y reacciones de intercambio iónico entre los minerales constituyentes de una roca y el fluido caliente que circuló por la misma. [Camprubí et al., 2003; Lagat, 2010]

La alteración hidrotermal produce un amplio rango de mineralogía, abundancia mineral y texturas en distintas rocas. Esto hace que sea complicado tener un criterio uniforme para la clasificación de tipos de alteración. Los mapeos y estudios de alteración generalmente han simplificado sus observaciones clasificando las rocas alteradas en grupos. El método más simple es mediante la utilización del mineral más abundante y más obvio en la roca alterada. De ahí derivan denominaciones como [Maksaev, 2001]:

- Silicificación: sílice o cuarzo
- Sericitización: sericita
- Argilización: minerales de arcilla
- Cloritización: clorita
- Epidotización: epidota
- Actinolitización: actinolita

Meyer y Hemley (1967) clasificaron la alteración hidrotermal en los tipos: potásica, propilítica, sericitica, argílica, argílica avanzada y silicificación [Figura 2.3].

Propilítica: Presencia de epidota y/o clorita y ausencia de un apreciable metasomatismo o lixiviación de álcalis o tierras alcalinas; H_2O , CO_2 y S pueden agregarse a la roca y comúnmente se presentan también albita, calcita y pirita. Este tipo de alteración representa un grado bajo de hidrólisis de los minerales de las rocas y por lo mismo su posición en zonas alteradas tiende a ser marginal.

Argílica Intermedia: Importantes cantidades de caolinita, montmorillonita, esmectita o arcillas, principalmente reemplazando a plagioclasas; puede haber sericita acompañando a las arcillas; el feldespato potásico de las rocas puede estar fresco o también argilizado. Hay una lixiviación significativa de Ca, Na y Mg de las rocas. La alteración argílica intermedia representa un grado más alto de hidrólisis relativo a la alteración propilítica.

Fílica o cuarzo-sericita: se caracteriza por la sustitución de plagioclasas y feldespatos por sericita y los minerales máficos por cuarzo. El conjunto típico de esta alteración está dada por cuarzo-sericita-pirita. La alteración fílica aparece en la parte exterior de la alteración potásica, es típica en zonas adyacentes a vetas de intrusiones primarias. Y su distribución es resultado de sucesivos periodos de circulación de fluidos por la roca.

Argílica avanzada: gran parte de los minerales de las rocas transformados a dickita, caolinita, pirofilita, diásporo, alunita y cuarzo. Este tipo de alteración representa un ataque hidrolítico extremo de las rocas en que incluso se rompen los fuertes enlaces del aluminio en

los silicatos originando sulfato de Al (alunita) y óxidos de Al (diásporo). En casos extremos la roca puede ser transformada a una masa de sílice oquerosa residual.

Potásica: Alteración de plagioclasas y minerales máficos a feldespato potásico y/o biotita. Esta alteración corresponde a un intercambio catiónico (cambio de base) con la adición de K a las rocas. A diferencia de las anteriores este tipo de alteración no implica hidrólisis y ocurre en condiciones de pH neutro o alcalino a altas temperaturas (principalmente en el intervalo 350°-550°C. Por esta razón, frecuentemente se refiere a la alteración potásica como tardimagmática y se presenta en la porción central o núcleo de zonas alteradas ligadas al emplazamiento de plutones intrusivos.

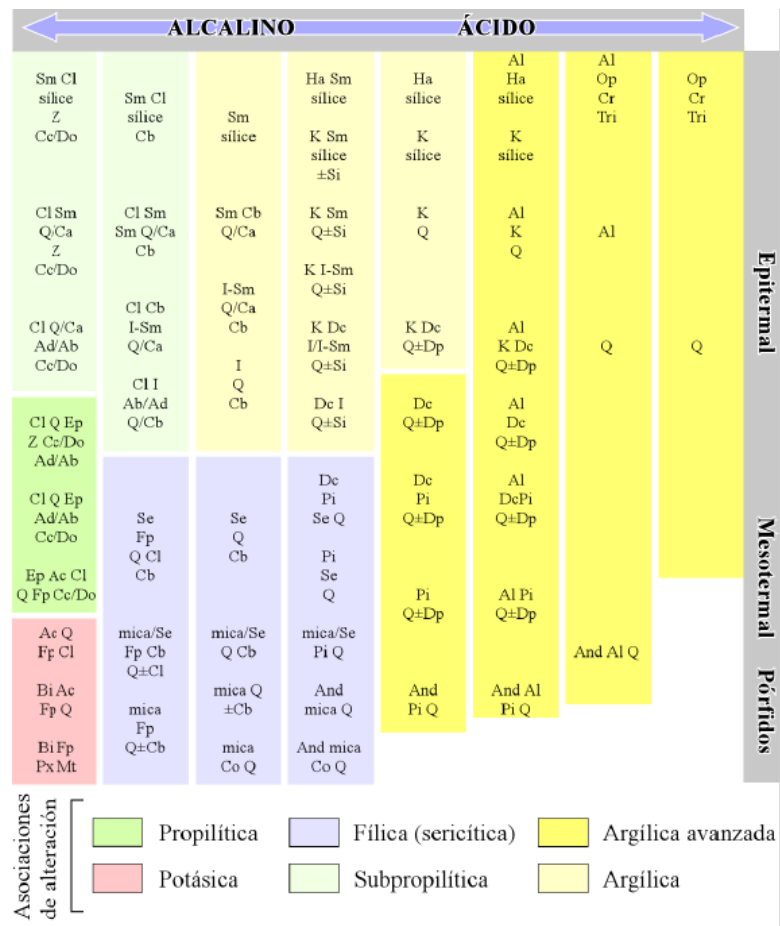


Figura 2.3. Esquema de la composición mineralógica de las alteraciones hidrotermales asociadas a la formación de depósitos minerales epitermales, mesotermiales y porfídicos, según el pH de las soluciones mineralizantes [Tomado de Camprubí et al., 2003]. Abreviaciones: Ab = albita, Ac = actinolita, Ad = adularia, Al = alunita, And = andalucita, Bi = biotita, Ca = calcedonia, Cb = carbonatos (de Ca, Mg, Mn y/o Fe), Cc = calcita, Cl = clorita, Co = corindón, Cr = cristobalita, Dc = dickita, Di = diáspora, Do = dolomita, Ep = epidota, Fp = feldespatos potásicos, Ha = halloysita, I = illita o illita-esmectita, K = caolinita, Mt = magnetita, Op = ópalo o sílice opalina, Pi = pirofilita, Px = clinopiroxenos, Q = cuarzo, Se = sericita, Si = siderita, Sm = esmectita o esmectita-illita, Tri = tridimita, Z = zeolitas (de menor a mayor temperatura: natrolita, chabazita, mordenita, heulandita; laumontita; wairakita).

En la actualidad, las técnicas para la caracterización de asociaciones minerales de alteración incluyen petrografía (luz transmitida y reflejada), difracción de rayos X, espectroscopia de infrarrojo, microscopio electrónico de barrido y microsonda electrónica [Melgarejo et al., 2010]. Uno de los métodos actualmente utilizados en la caracterización mineral, en especial las arcillas es la espectroscopia de infrarrojo, esta es una herramienta cuantitativa, no destructiva y requiere de poca muestra [Browne, 1984].

Adicionalmente a las alteraciones hidrotermales, como geotermómetro se usa el estudio termomicrométrico de las inclusiones fluidas que proporciona información acerca de la temperatura de formación del mineral y salinidad del fluido; sin embargo, en un campo geotérmico se tiene la posibilidad de efectuar mediciones directas de temperatura o estimarla por medio de geotermómetros geoquímicos e isotópicos.

II.4 Exploración.

La exploración geotérmica requiere, en primer lugar identificar un lugar, un conjunto de características geológicas propicias para la actividad geotérmica, mencionadas anteriormente. A este conjunto se le conoce como play geotérmico, los que están clasificados según el tipo de ambiente geológico y la forma de transferencia de calor.

Conociendo la clasificación de sistemas geotérmicos se pueden seleccionar las técnicas y métodos apropiados para estudiar las características del probable sistema, ya que dependiendo de cada tipo se cuenta con características singulares ya sean geológicas, geoquímicas o geofísicas.

Sin embargo cada proyecto de exploración es único y aunque compartan ciertas características con otros sistemas el desarrollo de la exploración es diferente y se compone de las siguientes fases [IGA, 2014]:

Estudio preliminar; consiste en identificar zonas con potencial y delimitarlas (literatura y percepción remota), así como su viabilidad y consideraciones político-ambientales.

Exploración; coleccionar nuevos datos geológicos, geoquímicos y geofísicos para minimizar la incertidumbre relacionada a los parámetros del reservorio, comprobar información preliminar en campo y proponer un modelo conceptual con toda la información recabada y procesada.

Perforaciones de prueba; teniendo el modelo conceptual del sistema y la definición de las zonas de mayor potencial se pueden realizar perforaciones para conocer el gradiente geotérmico así como las propiedades de permeabilidad, productividad, tamaño y petrofísicas.

Revisión y factibilidad del proyecto; una vez perforado y confirmado la existencia del recurso, reduciendo la incertidumbre y el riesgo financiero, la información obtenida durante la perforación permite desarrollar un modelo numérico y estimar la producción de cada pozo, así como la distribución y características de los pozos en el campo.

Desarrollo de campo; en esta fase se realizan la perforación de pozos de producción y reinyección, analizando su comportamiento y actualizando el modelo numérico. *Construcción de la planta de energía;* desarrollo de la infraestructura necesaria para comenzar con la producción y distribución de energía. *Puesta en servicio y operación;* la planta comienza a

operar y se requiere optimizar la producción y reinyección para tener una explotación sustentable del recurso [IGA, 2014].

Percepción remota

La percepción remota abarca la adquisición, procesamiento e interpretación de imágenes y datos relacionados, se obtienen de satélites y fotografías aéreas y tienen dos aplicaciones principales: realizar un mapeo geológico de fallas y fracturas donde se localizan depósitos y realizar un reconocimiento de rocas en alteración hidrotermal por su señal espectral. Una imagen de satélite es más barata y abarca grandes extensiones; mientras que la fotografía aérea es más cara, pero ofrece una mayor resolución y detalle. Estas imágenes, tanto satelitales como de avión, proporcionan información de la superficie de terreno. La resolución de una imagen tiene cuatro aspectos: espacial, espectral, radiométrica y temporal. La primera se refiere al tamaño de pixel de la imagen que representa al objeto o área mínima que puede ser observada; la segunda al nivel de frecuencias discretas del espectro electromagnético que mide el sensor; la tercera, a los niveles de brillantez que el sistema de detectores puede medir y por último, la cuarta se refiere a la periodicidad con que el satélite obtiene imágenes de un mismo sitio. [Sabins et al., 1978, 1999]

Los satélites que proporcionan estos servicios son: GeoEye, Digital Globe, Spot Image y EROS (*Earth Resources Observation Satellites*) y Landsat.

Las principales tecnologías de obtención de imágenes incluyen sensores multispectrales, hiperespectrales, pancromáticos, tecnología LIDAR (*Light Detection And Ranging*) y ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometers*). Con estas tecnologías se obtienen imágenes en diferentes frecuencias del espectro electromagnético que combinadas entre sí, resaltan diferentes rasgos superficiales, como pueden ser fallas, alineamientos, zonas de alteración hidrotermal. Con esta información se pueden elaborar planos geológicos preliminares que sirvan de apoyo a la exploración sobre el terreno, así como modelos digitales de elevación. En particular la tecnología ASTER es útil para realizar mapeos de temperatura, emisividad y reflectancia. En algunas zonas se ha utilizado la tecnología hiperespectral (cobertura de un rango del espectro electromagnético con un número grande de bandas discretas) para detectar variaciones en la cobertura vegetal que pudieran relacionarse con sitios de descarga de gases de origen hidrotermal. [Sabins et al., 1978, 1999; Ruiz-Armenta & Prol-Ledesma, 1998]

Estudios geológicos

Durante la exploración es importante comparar la información previa en el que se consultan y analizan los mapas existentes, así como las imágenes de satélite y fotografías aéreas. Con este material, el geólogo está en posibilidad de elaborar un mapa preliminar, con énfasis en los rasgos vulcanológicos y estructurales, así como en las zonas de manifestaciones y alteración hidrotermales; y programará el levantamiento o estudios de campo, propiamente dicho el reconocimiento geológico con sus diversas variantes.

En la etapa del reconocimiento geológico de campo se deben verificar las unidades litológicas que afloran, su posición y edad relativa, así como obtener muestras representativas para una descripción petrográfica y para su datación, ya sea por algún método isotópico o por trazas de fisión.

Un aspecto sobresaliente en esta etapa del reconocimiento geológico de campo será la localización y descripción de manifestaciones hidrotermales, como geiseres, manantiales, fumarolas, pozas ácidas, pozas de lodo, suelos vaporizantes, alteración hidrotermal, etc. Es importante establecer si la alteración es activa o fósil y describir su composición mineralógica. Normalmente la alteración en superficie es de tipo argílica, que corresponde a temperaturas moderadas (100 °C) y ambientes ácidos. La alteración superficial de tipo propilítico estaría asociada a un reservorio fósil que, por algún evento geológico posterior, quedó expuesto a la superficie.

La fase final de la aplicación de las técnicas o estudio geológico será la elaboración del mapa o plano geológico, el cual deberá incluir la secuencia litológica, características estructurales, referencias de alteración hidrotermal en su caso así como la elaboración del modelo geológico de la zona; información que deberá guiar la aplicación de las técnicas geofísicas y geoquímicas subsecuentes. [Barbier, 2002]

Exploración geoquímica

Las manifestaciones superficiales producidas por la actividad hidrotermal son indicadores del flujo subterráneo y dan como resultado conjuntos de minerales que comparten características de formación, como pH, temperatura, composición promedio del fluido, generando una zonación mineralógica según el tipo de sistema geotérmico.

Con ayuda de la geoquímica aplicada a las zonas de descarga se puede inferir la temperatura y extensión del reservorio actual, analizando los iones disueltos, pH, gases, isótopos. Con estos datos se puede hacer un análisis químico del agua y conocer su naturaleza; sistema de flujo subterráneo, su distribución en profundidad, su temperatura, presión y estado físico (vapor o agua), rocas subsuperficiales asociadas, origen y tiempo de residencia del fluido, dirección de circulación, permeabilidad y flujo natural de calor.

En cuanto a los gases, el principal es el CO₂ que se mide en las zonas de descarga así como en las localidades aledañas para tener un perfil de la anomalía producida por la descarga de gases a la superficie a través de los conductos permeables en y sobre el yacimiento geotérmico. [Marini, 2000; IGA, 2014]

Exploración geofísica

La geofísica es básica para la exploración, permite inferir las rocas, fluidos, geometrías relevantes y las técnicas utilizadas dependen del *play* geotérmico a estudiar. Cada método corresponde a una propiedad específica de la Tierra, las principales propiedades de subsuelo medibles mediante los diversos métodos geofísicos son las eléctricas, conductividad o su inverso la resistividad, la actividad electroquímica y la constante dieléctrica (Métodos Eléctricos-Electromagnéticos); las variaciones laterales de la atracción gravitatoria del suelo, que están asociadas a cambios de densidad de las rocas (Método Gravimétrico); de entre las magnéticas la propiedad más sobresaliente de las rocas es su susceptibilidad magnética, la medida es la intensidad de magnetización (Método Magnetométrico) y las propiedades elásticas de las rocas, las que determinan la velocidad de propagación en ellas (Métodos Sismológicos) [IGA, 2014].

En el caso de la prospección eléctrica o electromagnética para la exploración-explotación de los recursos geotérmicos, se ha hecho la asociación de que cuando el factor temperatura alcanza un valor alto, tiene el efecto de disminuir el valor de la resistividad de las rocas, pero el aumento de la porosidad en la con saturación de líquido caliente y/o salino tiene el mismo efecto o mayor. Cuando no se tiene la presencia de líquido sino de vapor la resistividad es alta.

La razón por la cual los yacimientos geotérmicos frecuentemente presentan un fuerte contraste de resistividad, se explica por el hecho de que en la naturaleza existe una combinación de factores que amplifican el efecto de la conductividad eléctrica. Algunos de estos factores son:

- En los yacimientos geotérmicos el agua normalmente es más salada, debido a que el agua caliente disuelve más los minerales de las rocas.
- En un sistema geotérmico, prevalece una mayor porosidad, debido a que los líquidos calientes disuelven más los minerales de las rocas.
- La alteración hidrotermal de las rocas ígneas en arcillas y zeolitas, disminuye la su resistividad volumétrica. El 'halo' de alteración de minerales arcillosos, se produce en el techo de los yacimientos y en las zonas de descarga natural del fluido geotérmico.

De lo anterior puede concluirse lo siguiente: una zona de baja resistividad no necesariamente reflejará la existencia de un yacimiento geotérmico, pero dicho yacimiento geotérmico necesariamente tendrá un valor bajo de resistividad está dominado por líquido [IGA, 2014].

La calidad de cada uno depende del equipo, la operación y el procesamiento e interpretación de los datos recabados. Para ello el geofísico se da a la tarea de adquirir datos y/o buscar datos existentes, reprocesarlos, definir objetivos a medir junto con el método apropiado, verificar los propósitos y el control en la colecta de datos en campo y por último el procesamiento e interpretación de los datos.

Para poder contar con un proyecto de exploración geotérmica, cada etapa debe presentar resultados con potencial para poder tener una viabilidad económica. Antes de la perforación se requiere un estudio de pre-factibilidad, donde se expongan los resultados obtenidos al momento para proseguir a invertir en la siguiente fase.

Por último toda la información se integra en un modelo conceptual del sistema bajo investigación, es la guía de la fase de perforación y base del futuro modelo numérico. Puede estar representado en mapas, secciones o diagramas que indiquen la estimación de las características del sistema a profundidad, por ejemplo: isotermas y dirección del flujo.

La exploración geotérmica es una etapa en la cual se requiere de varios estudios simultáneos: geología, geofísica y geoquímica para poder comprender si un sistema inferido puede tener potencial para explotar. Cada parte es importante desde la búsqueda de información preliminar hasta realizar una obra de perforación, todas las actividades a realizar deben tener un objetivo claro y con viabilidad económica. [IGA, 2014]

II.5 Objetivo

El objetivo de este trabajo es caracterizar los rasgos geológicos, distribución y composición de depósitos minerales y de alteración relacionados a la actividad geotérmica de la zona conocida como Los Volcanes, ubicada en el municipio de Loreto, Baja California Sur. Empleando diversas herramientas para describir las características mineralógicas, químicas y la evolución de dicha área de estudio.

II.6 Antecedentes

Las manifestaciones termales de la zona han motivado varios estudios por parte de la CFE por su gran interés geotérmico, Lira (1983) realizó un reconocimiento de la zona generando un plano geológico 1:20 000 con las manifestaciones termales con temperatura de 65° C. Fonseca y Pelayo (1984) realizaron una interpretación de la provincia termal de Bahía Concepción-Loreto, posteriormente Lira (1985) realizó la evaluación de focos termales del estado de Baja California Sur, incluyendo las manifestaciones al sur de Los Volcanes, junto con un estudio fotogeológico del área de San Nicolás. Quijano (1985) complementó la información existente con estudios geoquímicos.

Ramírez y Canul (1986) realizó el reconocimiento geológico de la zona San Siquismunde- Volcán de San Juan. Casarrubias y Gómez (1994) efectuaron dos estudios geológicos regionales de Bahía Concepción representando la estratigrafía, sistemas estructurales y modelos geotérmicos. Se han realizado dos estudios geofísicos en la zona Espinosa Cadeña (1997) y Gonzalez Morales (1998) de gravimetría y sondeos electromagnéticos transitorios respectivamente.

II.7 Marco geográfico

Localización y vías de comunicación

Los Volcanes se ubican al sur de Bahía Concepción, en la costa oriental de la península de Baja California Sur, aproximadamente a 80 km al sureste del municipio de Mulegé. El área de estudio está limitada por la población de El Rosalito al oeste, al sureste por la comunidad de San Juanico y al norte y al este por el mar de Cortez. La zona queda comprendida en las cartas topográficas de INEGI: G12A78 y G12A68 [Figura 2.4].



Figura 2.4. Ubicación de Los Volcanes, Baja California Sur.

Las vías de transporte en el estado de Baja California Sur son la red de carreteras que se compone de 5,501.5 km, de los cuales 3,621.4 km son pavimentados y 1,880.0 km. de terracería. Cuenta con aeropuertos de servicio nacional e internacional y los adyacentes a la zona de estudio son el del municipio de Loreto, Mulegé, La Paz y Los Cabos. También se cuenta con rutas marítimas, la infraestructura portuaria consta de 15 puertos, 11 de ellos de altura y cabotaje y 4 sólo de cabotaje. Destacan los puertos turísticos y de transbordador de Santa Rosalía, Pichilingue (a 17.5 km de La Paz) y San José del Cabo. [4]

El acceso a la zona de estudio es a través de terracerías que se comunican con la autopista transpeninsular a la altura del poblado de El Rosarito, y por vía marítima aproximadamente a 8 km al sur de Punta Púlpito.

Clima

Los Volcanes presentan un clima seco semicálido, con una temperatura máxima promedio en el verano de 43° C y una mínima de 12° C. En el invierno la temperatura máxima promedio es de 37° C y la mínima es de 2.9° C.

La precipitación pluvial es de 113 mm cúbicos en promedio anual, identificándose los meses de agosto, septiembre y octubre, como los de mayor lluvia, a lo que se suma la presencia de perturbaciones ciclónicas común de la península [5].

Vegetación

Cuenta con diversidad de plantas y especies propias de la sierra, el llano semidesértico y la costa. Se identifican cactáceas como cardón, pitahaya, cholla, biznaga y otras especies como mezquite, palo adán, palo blanco, junco, palo verde, torote, lombroy, uña de gato, san miguelito, mangle, entre otros [5].

Fauna

En el municipio de Loreto existe diversidad de especies, siendo las más destacadas los mamíferos de zonas montañosas, reptiles y aves como; el borrego cimarrón, venado bura, puma, liebre, conejo silvestre, coyote, víbora, gavián, aguililla, pájaro carpintero, gorrión, cuervo y zopilote [5].

Fisiografía

Los Volcanes se encuentran ubicados en la provincia fisiográfica de la Península de Baja California, que a su vez se divide en cinco subprovincias, está contenida al este de la Sierra de la Giganta, que es la parte sur de la Cordillera Peninsular y su relieve presenta sierras altas con mesetas, mesetas basálticas con cañadas, inicia al sureste de la sierra La Libertad, al oriente limita con el Golfo de California y al occidente con el Desierto de San Sebastián Vizcaíno, comprende parte de los municipios de La Paz, Comondú, Loreto y Mulegé, con una extensión superficial aproximada de 30 785 km² [INEGI, 1995][Figura 2.5].

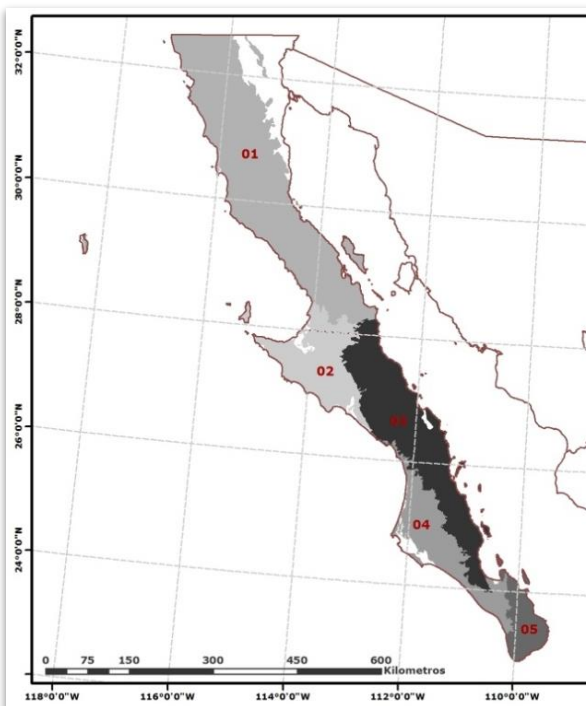


Figura 2.5. Provincia fisiográfica Península de Baja California y subprovincias: 01- Sierras de Baja California Norte, 02- Desierto de San Sebastián Vizcaíno, 03- Sierra la Giganta, 04- Llanos la Magdalena, 05- Del Cabo [INEGI, 1995]

III. Metodología

Se consultaron cartas topográficas y geológicas, imágenes satelitales, tesis, artículos científicos, boletines, informes técnicos, libros, guías e información y recursos de internet.

Las cartas topográficas consultadas a escala 1:50 000 son: G12A67, G12A68, G12A77, G12A78, G12A87, G12A88 y la carta geológico-minera escala 1:250 000 Loreto G12-5, imágenes satelitales de Google Earth, también se utilizaron los resultados del procesamiento de imágenes multispectrales TM de la plataforma Landsat en la planeación de los estudios en campo.

El trabajo de campo consistió en realizar caminamientos geológicos para la descripción, delimitación y caracterización de unidades litológicas, datos estructurales y muestreo de depósitos de alteración hidrotermal, rocas adyacentes y significativas.

Las muestras fueron analizadas mediante espectrometría de infrarrojo de onda corta (SWIR por sus siglas en inglés Short Wavelength Infrared) para determinar minerales de alteración, Se utilizó un espectrómetro LabSpecPro y el software Indico Pro para el análisis. Se elaboraron láminas delgadas de las muestras recolectadas en la campaña de campo para su estudio mediante microscopía óptica de polarización realizado con el microscopio Zeiss modelo Axiolab, identificando y caracterizando fases minerales translucidas. Se adquirieron microfotografías de las asociaciones minerales empleando el analizador de imágenes Carl Zeiss acoplado al microscopio y el software AxioVision 3.1 con Carl Zeiss Axiocam Emulation y microanálisis químico mediante un microscopio electrónico de barrido (MEB) ambiental Hitachi TM-1000 con EDS, del Departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica de la UNAM y análisis de microtermometría de inclusiones fluidas en una platina térmica Linkam THMSG 600 del Centro de Geociencias de la UNAM, en Juriquilla, Querétaro [Figura 3.1].

La aplicación del SWIR en la exploración geotérmica es relativamente reciente, esta técnica se basa en que los enlaces químicos de las sustancias minerales tienen frecuencias de vibración específicas, que corresponden a los niveles de energía de la molécula. Estas frecuencias están asociadas con rasgos de absorción que dependen de las transiciones electrónicas inter-elementales, los efectos de campo de cristal que son transiciones de nivel de energía atómica y las transiciones vibracionales relacionadas con la transferencia de electrones en niveles cercanos de energía [Thompson et al., 1999]. Si la molécula recibe luz con la misma energía de vibración, entonces la luz será absorbida o será reflejada dando como resultado un espectro con valles y picos de la sustancia analizada. [Clark et al., 2007].

El microscopio electrónico de barrido (SEM, por sus siglas en inglés: *Scanning Electron Microscopy*) se fundamenta en la interacción entre un haz de electrones y la superficie de la muestra. Los sistemas de espectroscopia por discriminación de energías (EDS por sus siglas en inglés Energy Dispersive X-ray Spectroscopy) son instalados comúnmente en los microscopios electrónicos, junto con un detector semicuantitativo puntual [Carretero-León y Pozo-Rodríguez, 2007]. Una de las grandes utilidades de dichos sistemas analíticos es realizar mapas elementales de las muestras analizadas, tiene la propiedad de poder caracterizar muestras sin procesamiento o bien superficies pulidas de minerales, cuenta con un aumento que abarca desde 20x hasta 100,000x, (en el microscopio utilizado el máximo es 10 000x) obteniendo imágenes con buena resolución gracias a su calidad de foco [Carretero-León y Pozo-Rodríguez, 2007].

Las inclusiones de fluidas (IF) son conformadas por pequeñas porciones de fluidos atrapados durante la formación de un mineral, como consecuencia de irregularidades en el crecimiento de estos, por lo que al poder estudiarlas mediante un microscopio con platina térmica nos permite conocer algunos parámetros del fluido (temperatura y composición química del fluido) y estimar las condiciones bajo las cuales ocurrió la formación de las inclusiones [Bodnar, 1985, 2003, Wilkinson, 2001].

Antes que cualquier asociación de inclusiones fluidas (FIA) pueda ser utilizada para estudiar la evolución térmica y química de un sistema geológico, uno debe estar seguro que los fluidos atrapados en las inclusiones sean representativos de los fluidos existentes en el momento de la formación de la inclusión, esto es, deben de cumplir con tres premisas conocidas como “Reglas de Roedder” [Roedder, E., 1984, 2002; Bodnar, 2003] las cuales establecen:

- 1). Las inclusiones deben ser atrapadas en una fase homogénea.
- 2). Las inclusiones representan un sistema isocórico (volumen constante).
- 3). Después de su atrapamiento, nada ha sido añadido a, o removido de las inclusiones. [Bodnar, 2003].

Una de las premisas para el estudio de las inclusiones fluidas, es el del comportamiento de estas como un sistema cerrado con ningún intercambio (agregado o pérdida) de los fluidos o sólidos componentes de la inclusión después de su atrapamiento [Roedder, E., 1984, 2002; Wilkinson, 2001]

La microtermometría se aplica con la medición de las temperaturas en las cuales se producen cambios de fases en las inclusiones, enfriando y calentando de forma controlada la muestra. Las temperaturas de fusión del hielo (T_{fh}) nos indican valores de contenido de sales del fluido atrapado, usando el sistema H₂O-NaCl con las tablas calculadas por Bodnar (1993)

y se reporta como el porcentaje equivalente de NaCl. Por otra parte las temperaturas de homogeneización (T_h) son consideradas como las temperaturas a las cuales el fluido fue atrapado, teniendo en cuenta que la presión de captura no haya excedido la presión de vapor, de lo se requiere realizar una corrección por presión. Las temperaturas de homogeneización permiten estimar la densidad del fluido [Mangas y Sierra, 1991].



Figura 3.1. Equipo utilizado para este trabajo. A- Microscopio petrográfico, B- Espectrómetro, C- Microscopio con platina térmica, D- Microscópio electrónico de barrido.

IV. Marco geológico

IV.1 Geología regional

La península de Baja California está conformada por complejos de rocas metamórficas, plutónicas, volcánicas y sedimentarias, con edades que van desde el Paleozoico al Cuaternario.

Las rocas más antiguas afloran localmente en el noroeste de la península y constituyen un complejo metamórfico de edad Paleozoica [McEldowney, 1970]. Los depósitos con mayor extensión en la península son rocas volcánicas y sedimentarias del Triásico y Jurásico, que se presentan intensamente afectadas por fallas y por el metamorfismo regional de bajo grado, y son cortadas localmente por intrusivos Cretácicos [Morán, 1984].

El Cenozoico está representado principalmente por rocas sedimentarias marinas, rocas hipabisales, volcánicas y volcanoclásticas del Grupo Comondú, con edades del Mioceno Superior al Pleistoceno que abarcan gran parte del sur de la península [Figura 4.1] [Rodríguez-Díaz, 2009].

En particular el Grupo Comondú se encuentra distribuido en la parte centro-sur de la península en un *trend* de orientación NW-SE. El Grupo está constituido por intercalaciones de areniscas volcánicas y conglomerados, depósitos piroclásticos, brechas volcánicas de composición riolítica a andesítica, tobas riolíticas, derrames de lava andesíticos y lahares que pueden sobrepasar los 1 200 m de espesor en la Sierra de la Giganta [Bustamante, 1999]. En la parte superior del Grupo hay una mayor presencia de conglomerados y productos piroclásticos. Con frecuencia, las tobas y conglomerados son ricos en fragmentos de pumicia y cantos subredondeados de andesita [Bustamante, 1999]. Las rocas volcánicas y volcanoclásticas del Grupo Comondú se extienden hacia el poniente mostrando un cambio gradacional en el tamaño de grano y cohesión de las cenizas [Hausback, 1984].

Los diferentes productos volcánicos del Grupo Comondú son del tipo calcialcalino y muestran un amplio rango de variación del contenido de SiO₂, en términos riolíticos a basálticos [Bigioggero et al., 1996; Camprubí et al., 2008]. Umhoefer et al. en el 2001 agrupa las litologías en tres unidades, (1) unidades clásticas con espesores entre 200 - 300m de areniscas continentales y conglomerados con varias intercalaciones de tobas félsicas y flujos basálticos. (2) está compuesta en su base por flujos de composición andesítica y brechas volcánicas, (3) en su parte superior está delimitada por derrames andesítico-basálticos y brechas andesíticas, lo cual se interpretan como un magmatismo de antearco en un ambiente de pre-rift durante el Cenozoico. El Grupo Comondú presenta edades desde el Oligoceno Superior al Mioceno Medio.

Sobreyaciendo al Grupo se encuentran las rocas pertenecientes al Cuaternario, constituidas por terrígenos de origen marino y continental que forman parte de depósitos de carácter aluvial, eólico, salino, lacustre y litoral, con morfologías de terrazas y lomeríos.

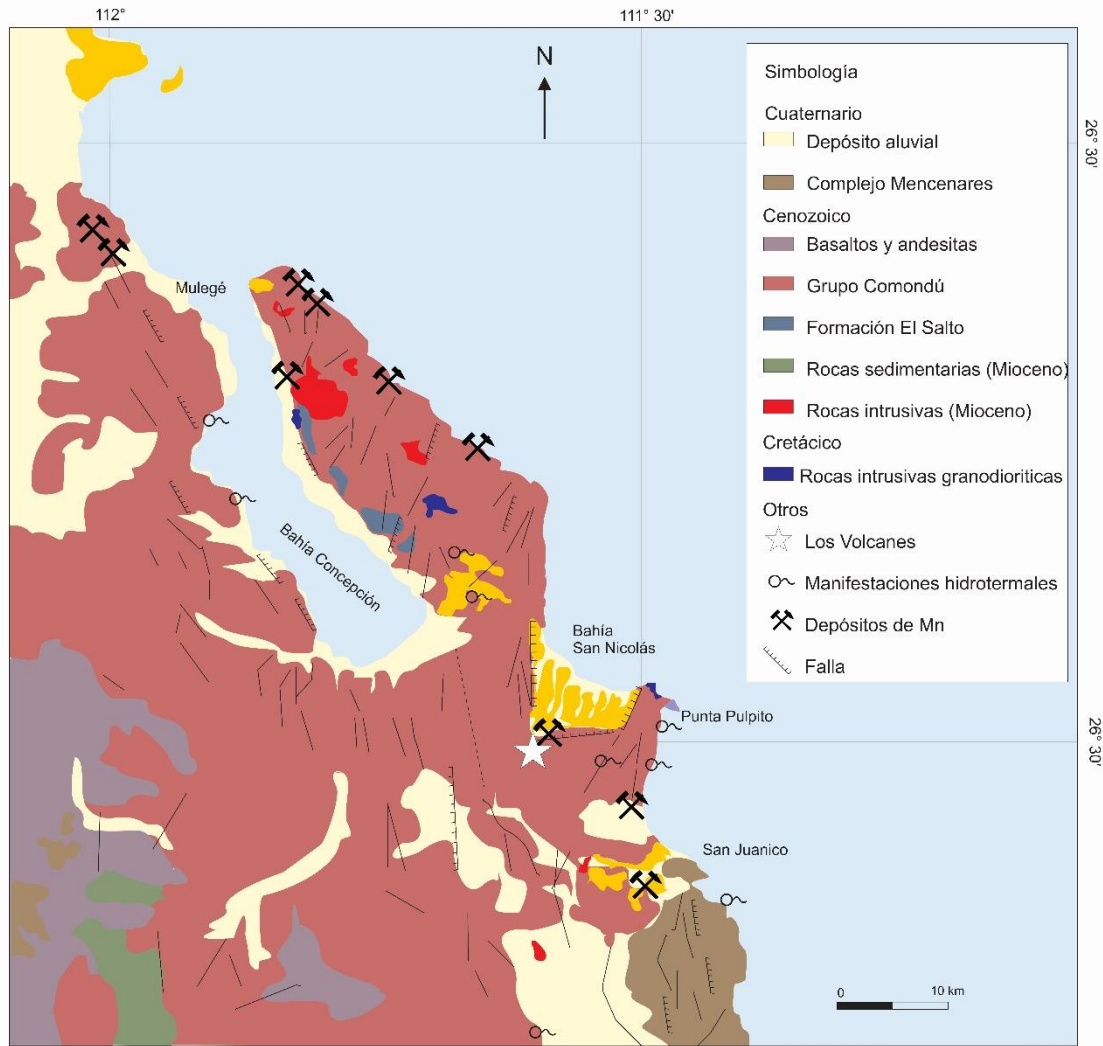


Figura 4.1. Mapa regional geológico de Bahía Concepción, Bahía San Nicolás. Modificado de McFall (1968); Romero-Rojas y Terán-Ortega (1993); Terán-Ortega *et al.* (1993); Casarrubias-Unzueta y Gómez-López (1994); Maraver-Romero *et al.* (1997); Ledesma-Vázquez *et al.* (1997, 2006); Rodríguez-Díaz, 2009.

IV.2 Tectónica regional

La historia geológica del noroeste de México y suroeste de EUA está fuertemente influenciada por procesos tectónicos y magmáticos, vinculados a los procesos de subducción de las placas oceánicas Mesozoicas Farallón y Kula, y a la tectónica extensional Cenozoica. [Casarrubias-Unzueta y Gómez-López, 1994, Rodríguez-Díaz, 2009, Martín-Barajas, 2000][Figura 4.2].

La provincia extensional del Golfo de California comprende la región oeste de la Sierra Madre Occidental predominantemente conformada de depósitos de ignimbritas asociadas a la subducción de la placa Farallón [McDowell y Keizer, 1977; McDowell y Clabaugh, 1979; Cameron *et al.*, 1980; Cochemé, 1985; Albrecht, 1990; Ferrari *et al.*, 2005] y su evolución geológica comenzó en el Neógeno (16-12 Ma) cuando hubo un cambio radical en el régimen

tectónico, de una subducción a una distensión cortical o rifting, el volcanismo migró hacia el oeste formando un nuevo arco magmático (Arco Comondú) a lo largo de la costa actual de Sonora y Baja California, entonces adyacente al continente, también se formaron múltiples depocentros alineados al NW: Santa Rosalía, Bahía Concepción, San Nicolás y Loreto [Gastil *et al.*, 1979; Hausback, 1984; Sawlan y Smith, 1984; Atwater, 1989; Lonsdale, 1991; Sawlan, 1991; Stock y Lee, 1994; Umhoefer, 1994, Martín-Barajas *et al.*, 1995; Martín-Barajas *et al.*, 2000; Ledesma-Vázquez, 2002] y por consiguiente la generación de piso oceánico durante los últimos 3-4 Ma desplazando a la península de Baja California a la Placa Pacífico durante el Mioceno tardío - Plioceno siguiendo el régimen de fallamiento San Andrés - Golfo de California [Angelier *et al.*, 1981; Martín-Barajas, 2000. Dokka y Merriam, 1982; Stock y Hodges, 1989; Lonsdale, 1989; Lee *et al.*, 1996; Rodríguez-Díaz, 2009].

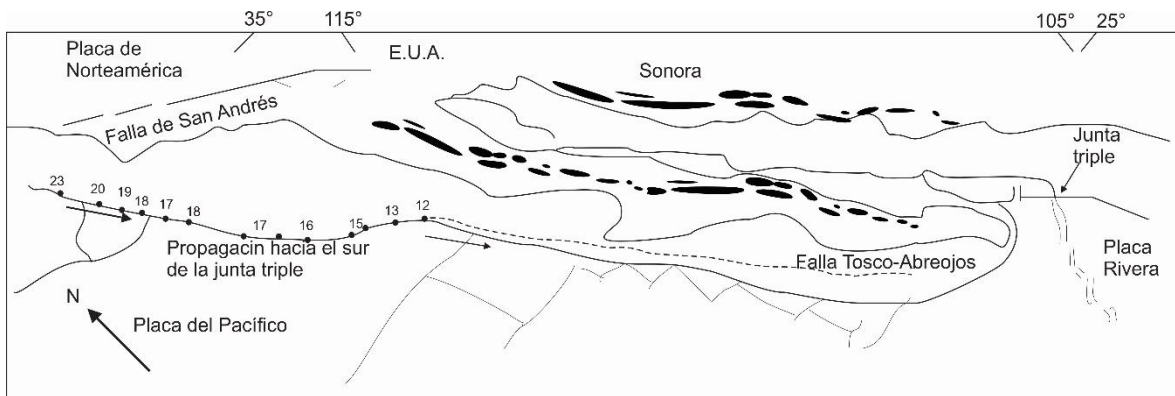


Figura 4.2. Principales elementos tectónicos del noreste de México [Modificado de Barajas y Delgado, 1995].

La migración del arco magmático es contemporánea con una fase de extensión cortical en la porción oeste y suroeste de la Placa de Norteamérica, conocida como Provincia de Cuencas y Sierras [McDowell *et al.*, 1997; Aranda *et al.*, 2000]. La deformación fue restringida a la parte noreste de México durante el Mioceno Medio denominada como la Provincia Extensional del Golfo, que comprende la parte oeste de la Sierra Madre Occidental hasta el escarpe principal del Golfo en la Península de Baja California [Karig y Jensky, 1972; Moore, 1973; Stock y Hodges, 1989] [Figura 4.2]. Durante el Mioceno tardío - Plioceno temprano, la deformación localizada en el lado oeste de la Provincia Extensional del Golfo definió el rift del Golfo de California y promovió una incursión marina generalizada que formó el Golfo de California [Lonsdale, 1989; Holt *et al.*, 2000; Oskin y Stock, 2003] [Figura 4.3].

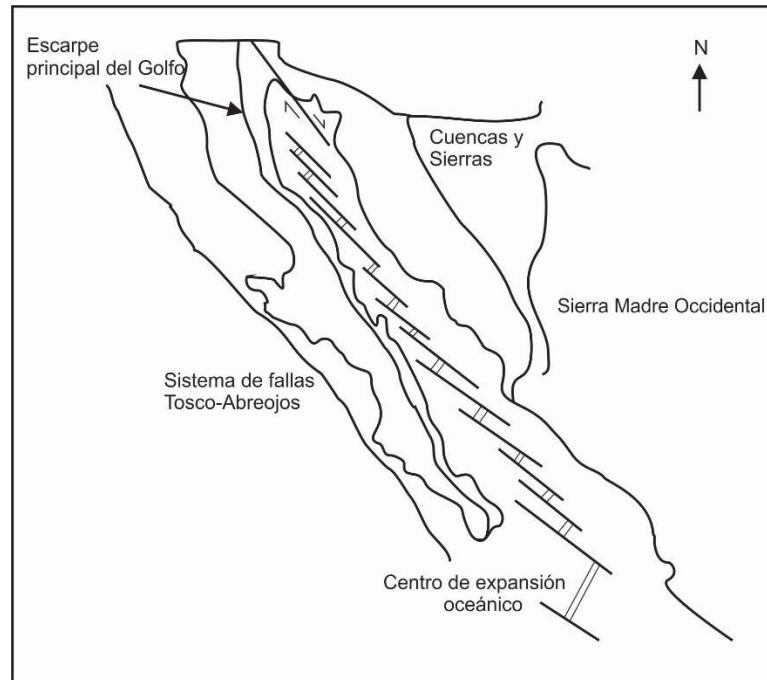


Figura 4.3. Provincia extensional del Golfo de California [Modificado de Martín- Barajas, 2000]

En Baja California Sur la mayor subsidencia de las cuencas marginales se reporta durante el Plioceno como resultado directo del episodio extensional principal del proto-golfo [Umhoefer et al., 1994; McLean, 1989; Zanchi, 1994]. La Cuenca San Nicolás se formó durante el Mioceno, entre 12 y 14 Ma, como una cuenca asociada a una zona de transferencia de tipo sintética múltiple, relacionada con la zona de acomodamiento de Bahía Concepción. [Ledesma-Vázquez, 2000]

El proceso extensional expone al basamento regional granitoide Cretácico (99 ± 2 Ma) haciéndolo aflorar en Península de Concepción [McFall, 1968; Rodríguez-Díaz 2009] y Punta San Antonio [McLean, 1988; Bigioggero et al., 1996, Ledesma et al., 2000] [Figura 4.1], y se propone la presencia de una estructura de tipo roll-over, en un estadio postrero del proceso extensional. Las unidades sedimentarias reflejan en general un episodio postextensional y de gran subsidencia inicial con baja sedimentación, además de un origen somero y asociado con eventos de tormenta para la mayoría de las unidades marinas [Ledesma-Vázquez, 2000, Ledesma-Vázquez y Johnson, 2001]. La máxima edad determinada dentro de las unidades depositadas al interior de la cuenca es de 3.3 ± 0.5 Ma. [Martin-Barajas, 2000][Figura 4.3]

Por otro lado el vulcanismo posterior a la subducción está representado por el complejo volcánico de Mencionares, ubicado al noreste de Loreto, que está formado principalmente de domos y flujos dacíticos con afinidad calcialcalina de edad Plio-Cuaternario, relacionados a una cámara magmática profunda bien evolucionada [Bigioggero et al., 1995, Terán-Ortega et al., 1993]. Algunas islas del Golfo (e.g., San Esteban, San Lorenzo y Ángel de la Guarda) contienen secuencias volcánicas que corresponden a una actividad efusiva explosiva del Mioceno tardío-Plioceno, esencialmente calcialcalina y con magmas diferenciados [Desonie, 1992; Escalona-Alcazar, 1999].

V. Resultados

V.1 Contexto geológico local

El basamento está constituido por una serie de granitoides de composición granítica-granodiorítica de color gris claro y gris oscuro, con textura fanerítica con minerales de cuarzo, feldspatos, biotita y/o hornblenda, aflora al noreste y suroeste de la zona de estudio cerca del escarpe principal del Golfo, como remanentes erosionales de altos estructurales en Punta San Antonio y Valle de San Juan Londó. En la región de Punta San Antonio el basamento es de tipo granodiorítico y en el valle de San Juan Londó granítico.

La edad determinada de estas rocas es de 99 ± 2 Ma [McLean, 1988; Bigioggero et al., 1996, Ledesma et al., 2000].

Al basamento le sobryace discordantemente una secuencia de areniscas tobáceas alternadas de color rojo y amarillas que pertenecen a la Formación El Salto de 28.1 ± 0.9 Ma [McFall, 1968], su disposición de pseudoestratificación es de $N38^\circ W$. La unidad presenta una fracturación en dos direcciones preferenciales: $N60^\circ E$ y $N30^\circ W$, que en algunos casos es la dirección de diques piroclásticos con xenolitos del basamento [Figura 5.1]. Cubriendo a las areniscas tobáceas se encuentra un gran paquete de material volcánico correspondiente al Grupo Comondú tiene un espesor aproximado de 1600 m en sus afloramientos tipo en Sierra de la Giganta, al oeste de Los Volcanes y localmente <600 m. El Grupo Comondú se compone de 5 Formaciones; Pelones, Minitas, Pilares, Hornillos y Ricazón, que están compuestas por tobas, brechas andesíticas, derrames andesítico-basálticos, diques y sills, y con edades comprendidas en el Oligoceno superior al Mioceno medio (26 y 19 Ma) [Umhoefer et al., 2001]. Localmente el Grupo Comondú aflora al noroeste, este y sureste de la región de estudio y comprende una secuencia de rocas piroclásticas, brechas volcánicas andesíticas y derrames lávicos andesíticos, presumiblemente de la Formación Pelones (Mioceno inferior), coincidente con lo reportado por Rodríguez-Díaz (2009) y Rodríguez-Díaz et al. (2010).



Figura 5.1. Basamento granodiorítico discordante con areniscas tobáceas aflorando en Punta Pulpito

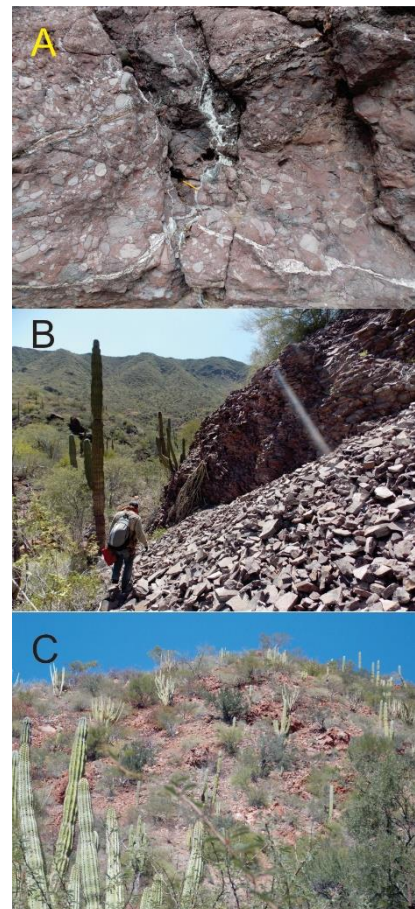


Figura 5.2. Brecha andesítica (A), lava andesítica pseudoestratificada (B) y andesita Cerro Colorado (C).

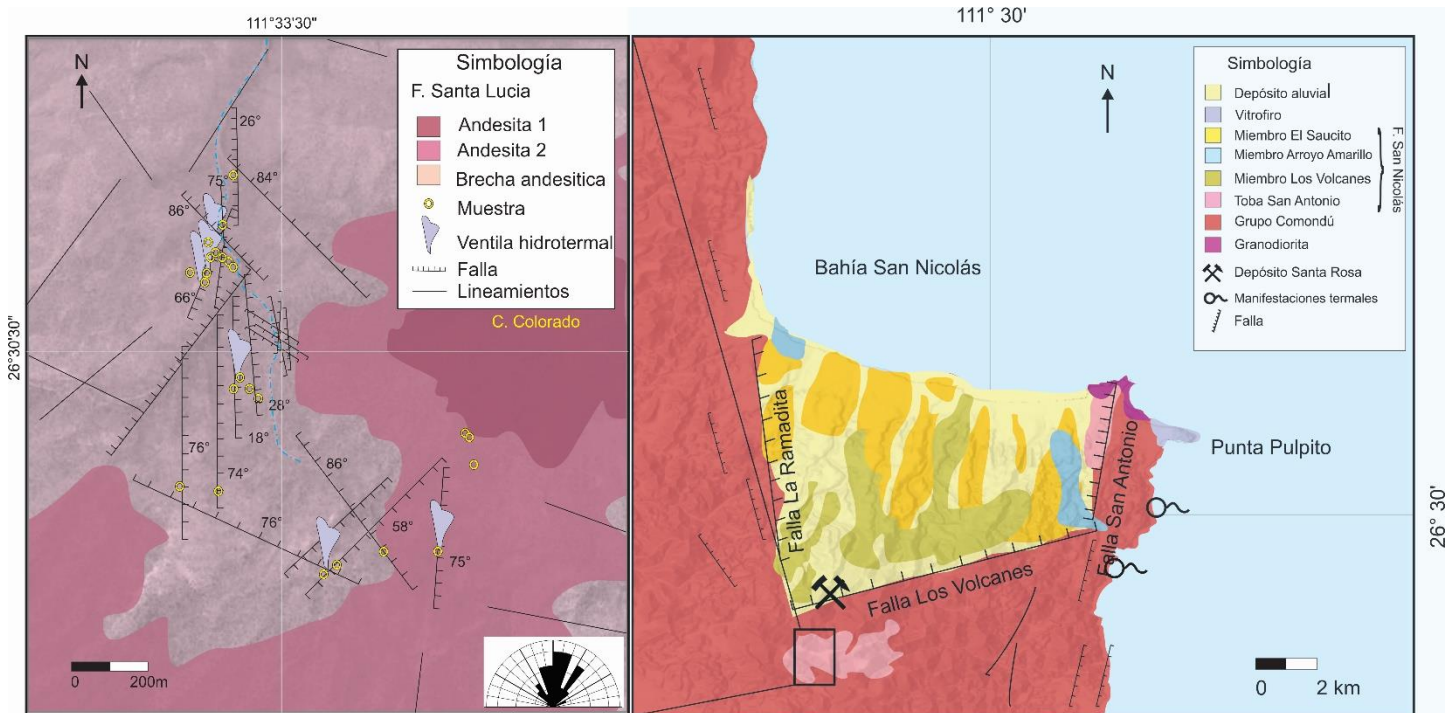


Figura 5.3. Mapa geológico semiregional de la cuenca de San Nicolás [Modificado de Ledesma-Vázquez et al., 2006] y geológico local de Los Volcanes.

De forma discordante en la región aflorando brechas andesíticas, derrames andesíticos diversos y en menor medida brechas sedimentarias con matriz soldada y clastos andesíticos [Figura 5.2]. El espesor aproximado de esta secuencia es de 300 m, su inferencia se realizó con base en afloramientos con diversas altitudes y su contacto con otras unidades. Estas unidades tienen un carácter calcalino, andesítico-magnesiano y enriquecidas en Ba, Sr y tierras raras ligeras y son parte de la Formación Santa Lucia con edades comprendidas en el Mioceno medio al Plioceno [Casarrubias y Gómez, 1994, 1997].

La brecha volcánica es de carácter polimíctico con cementante andesítico, con clastos compuestos de varios derrames andesíticos, que se diferencian por su coloración; gris claro, gris oscuro y rojiza por la oxidación, también están presentes clastos de composición más basáltica de color gris oscuro, con oxidación moderada y porosas. Los clastos se encuentran con sus bordes angulosos a subredondeados y con una gran variedad de tamaños, desde 0.5 hasta 50 cm de largo. Están cementados por andesita, la cual tiene un moderado a intenso grado de oxidación, dando colores rojizos, la permeabilidad de esta unidad está dada por el fallamiento y fracturamiento, además de tener porosidad primaria dada por los espacios intergranulares entre clastos y por vesículas propias de la andesita.

La lava andesítica que sobreyace a la brecha se encuentra pseudoestratificada, que aflora al suroeste de la zona, en laderas opuestas al nacimiento del arroyo El Aguajito con dos direcciones; N30°W, 40SW y N60°E, 32NW, lo que provoca un notable aumento en la permeabilidad de la roca por el enfriamiento y reducción de volumen del derrame andesítico.

La unidad andesítica presenta un espesor aproximado de 50 m acorde con las mediciones de campo y relaciones con unidades sub y suprayacentes.

Tiene un ligero a moderado grado de oxidación, de modo que presenta colores más gris claro, gris oscuro combinados con tonos rojizos en la roca. Mineralógicamente está compuesta de glomerocristales de plagioclasa del tipo oligoclasa que presentan una alteración moderada a clorita y escasas a sericita. En esta unidad los fenocristales de hornblenda son ligeramente más abundantes y se encuentran alterados a clorita en sus bordes.

Corona a la secuencia local una andesita rojiza dispuesta en el volcán denominado Cerro Colorado, con morfología en bloques texturalmente muestra un ligero cambio con respecto a la inferior, con aglomerados de plagioclasa tipo oligoclasa y menor cantidad de cristales de hornblendas, ambos minerales se encuentran alterados por clorita y ocasionales cristales de plagioclasa por sericita.

Las unidades de andesitas se encuentran alteradas por la oxidación, la más joven con mayor intensidad debido a la meteorización sin tener indicios de alteración provocada por actividad hidrotermal.

Las lavas andesíticas y las brechas volcánicas andesíticas se encuentran con un grado de oxidación moderado a intenso, dando colores rojizos, principalmente en las brechas; extendiéndose hasta la zona norte donde se presentan las ventilas.

Por otra parte se pueden diferenciar los últimos eventos lávicos; la unidad que corona al Cerro Colorado se distingue por su tonalidad naranja-ocre respecto al rojizo de las otras unidades, presenta un grado de oxidación mayor y mineralógicamente contiene fenocristales de hornblenda. La unidad que subyace tiene una variación textural con cristales de plagioclasa y con menor grado de oxidación, altamente fracturada por el enfriamiento y compactación de la roca formando diaclasas (Anexo 1) [Figura 5.2].

La zona se encuentra afectada estructuralmente por diaclasas, fallas y fracturamiento, las diaclasas se encuentran en la unidad andesítica y siguen el patrón de la pseudoestratificación, se tiene dos direcciones preferenciales de las estructuras N60°E y N30°W, estas zonas de debilidad de la roca dan a lugar a depósitos minerales tipo veta y usualmente el cruce de estructuras a ventilas hidrotermales [Figura 5.3]. En general, los patrones preferenciales de fallas y fracturas son NNE0-20°SSW, NNW0-20°SSE y NE40-50°SW, siendo el *trend* NNE-SSW el más destacable ya que alberga a las zonas de descargas de gas y de vapor hidrotermales.

V.2 Sistema geotérmico Los Volcanes

Las manifestaciones termales activas en Los Volcanes son principalmente exhalaciones de gases y vapor focalizadas en fallas y fracturas o el cruce de éstas, la dirección preferencial de estas estructuras son NNE-SSE y NW-SSE. Las temperaturas de descarga oscilan entre 40-78 °C y cuentan con un pH de 7.5, siendo las descargas más calientes ubicadas al sur del área de estudio, como se observa en un mapa de isotermas superficiales con temperaturas de descarga [Figura 5.4].

Asociado a la actividad de las ventilas se encuentran depósitos de minerales y zonas de alteración hidrotermal [Figura 5.5]. Los depósitos de componen de minerales arcillosos, sales minerales, minerales de sílice (ópalo-cuarzo), zeolita, carbonatos, barita, pirita y óxidos de manganeso, producto de la depositación a partir del fluido hidrotermal (Anexo 1). Los depósitos consisten en: (a) costras y pátinas irregulares alrededor de las descargas de aspecto

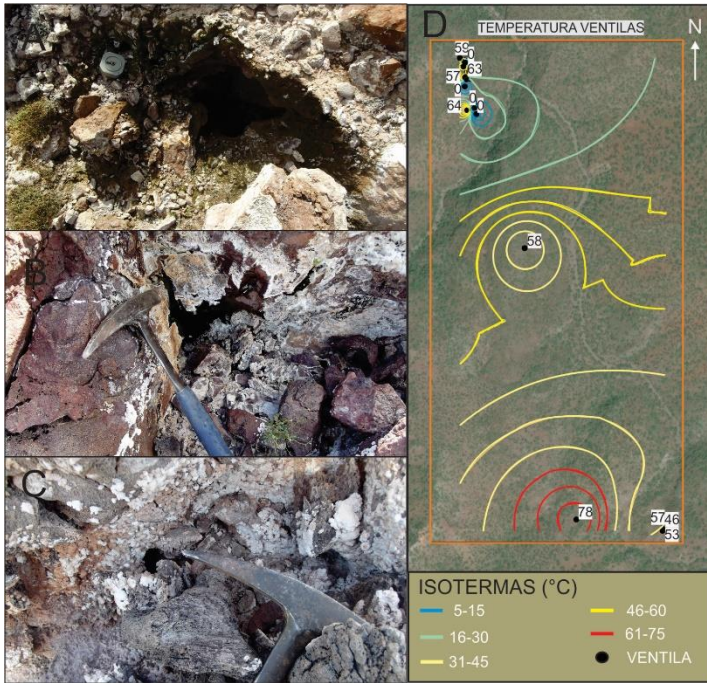


Figura 5.4. Fotografías de ventilas hidrotermales (A, B), paleoventila (C) y mapa de isotermas superficiales (D).

arcillosos, de color blanco y gris claro, en parches sobre la roca y/o vetas, (b) vetillas y vetas, estructuras bandeadas coliformes, usualmente simétricas dispuestas en fracturas adyacentes o directamente de las descargas termales y (c) costras pseudo-concéntricas y semiesferoidales inferiores a 3 cm de diámetro, compuestas de sílice, carbonatos y sal potásica, distribuidas exclusivamente en las inmediaciones de las ventilas o en emanaciones fósiles, su estructura tiene un arreglo irregular en su contorno y transversalmente presentan una laminación, con posible relación biogénica. [Figura 5.6]

Las asociaciones minerales derivadas de la actividad hidrotermal se encuentran

adyacentes a las zonas de descarga o rellenando espacios abiertos usualmente como; vetillas y vetas.

Los depósitos principales son vetas generalmente con un bandeo simétrico, con espesores variables menores a 3 m, y longitudes variables y máximos discontinuos de hasta 50 m. La mayoría de las vetas se encuentran alojadas en la brecha andesítica y en menor medida se propagan a la andesita sobreyacente. Las vetas alojadas en la unidad andesítica son menores a 1m de ancho pero de espesor constante respecto a las alojadas en las brechas.

Los depósitos tipo veta están formados por diversos pulsos paragenéticos, con ocasionales estadios de brechificación y desarrollo de stockwork hacia sus costados. Usualmente las vetas son principalmente de carbonatados, asociados con minerales de manganeso y sílice. Las vetas monomineralicas, carbonatadas, presentan zoneamientos paulatinos de calcita a calcita manganesífera. Paragenéticamente se observa un estadio inicial de cuarzo, seguido de calcita manganesífera y finalmente calcita [Figura 5.7].



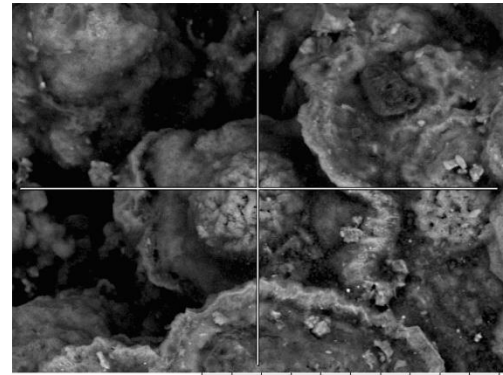
Figura 5.5. Depósitos minerales resultado de la actividad termal.

En la parte central del área sobre el cauce del arroyo El Aguajito se encuentran vetas con espesor de 20-30 cm con un acomodo en echelón compuestas de ópalo, calcita y calcita manganesífera, siendo este arreglo relativamente común en la zona de estudio. Observaciones de campo, parecen indicar una variación zonal mineral en las vetas en donde las estructuras mineralizadas más ricas en carbonatos están hacia el SE en comparación con las del resto de la región. Las estructuras microscópicamente tienen variaciones texturales del cuarzo en mosaico y microcristalino, además de contener óxidos de manganeso y ocasionales cristales de pirita. También se tienen microestructuras de actividad singénética y postdepósito, como son estilolitas y fracturas que corren a lo largo de varios cristales de cuarzo y calcita. [Figura 5.8]

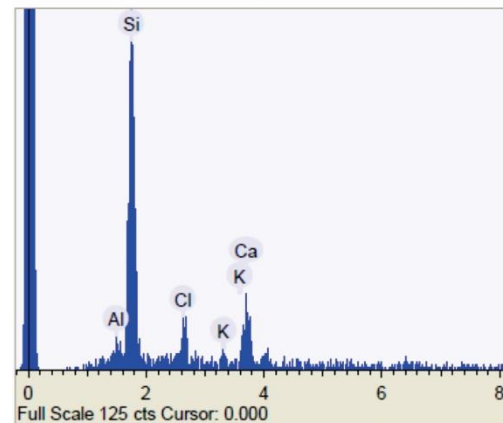
Ocasionalmente en algunas estructuras vetiformes es posible observar conductos de descarga hidrotermal, denotadas por cilindros concéntricos en los corazones de las vetas. Estos conductos presentan alternancia de minerales de sílice amorfa y carbonatos. Adicionalmente en la estructura más al sur de la zona de interés se encuentra una veta bandeada con descarga gas hidrotermal escaso hacia las paredes de la veta.

La asociación mineral de las vetas consiste de: cuarzo, ópalo, calcita, minerales de arcilla, romanecita, todorokita y ocasionalmente cristales de pirita inmersos en calcita o cuarzo.

Petrográficamente el cuarzo se presenta rellenando espacios abiertos, dispuesto en bandas coloformales o rellenando poros, se tienen varios tipos de cuarzo respecto a su textura: cuarzo microcristalino, granular y plumoso [Figura 5.12]. El cuarzo se presenta en las vetas ricas en minerales de sílice y ocasionalmente en las vetas dominadas por carbonatos. Así mismo, el ópalo se presenta en relleno de vetas y vetillas, mientras que los minerales de arcilla se encuentran alterando los bordes de cristales de plagioclasa. La romanecita se presenta en cristales aciculares y en agregados fibrosos esféricos, inmersos en calcita. La todorokita se encuentra en forma de pequeños cristales alargados o vetillas, algunas denotando la dirección de flujo. (Anexo 2)



Turq0096 2015/10/21 15:44 D5.0 x1.0k 100 um



Full Scale 125 cts Cursor: 0.000

Figura 5.6. Imagen de SEM de agregados denotando un desarrollo dómico con la asociación mineral de ópalo y calcita, denotadas por espectros EDS

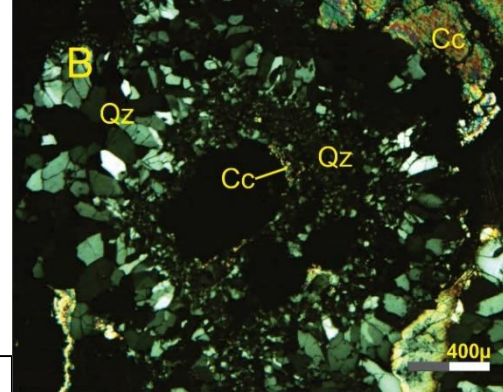


Figura 5.7. Paragénesis de conductos de descarga termal, A- veta alojando estructuras de conducto, B- microfotografía de conducto.

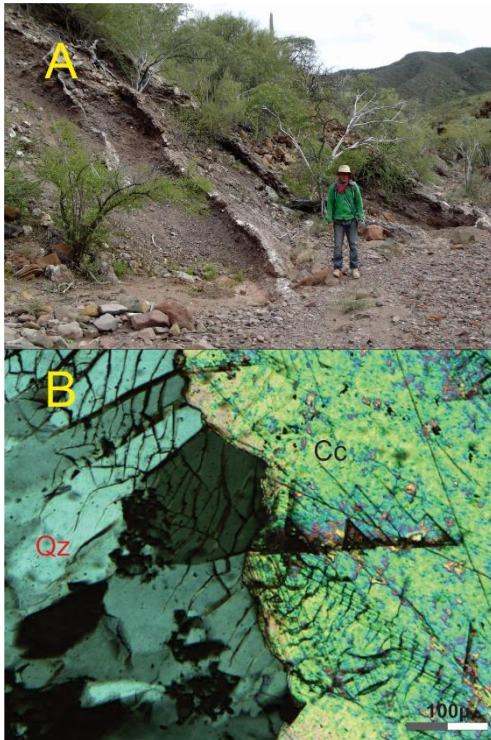


Figura 5.8. A- Vetas en arreglo echelón, B- Microfracturas en cuarzo y calcita en lámina delgada.

Los halos de alteración hidrotermal adyacente a las ventilas en general es escaso y con poco desarrollo lateral, restringiéndose a las zonas con emanaciones en distancias menores a 1m.

Las alteraciones presentes son [Figura 5.9]: (a) la silicificación de distribución irregular y focalizada a las zonas de descarga, presente rellenando espacios abiertos y reemplazando la matriz de la roca. La silicificación se compone de la asociación de cuarzo y fases amorfas de sílice, del tipo ópalo. (b) Argilización, pobremente desarrollada y ubicada hacia planos de fractura alrededor de las descargas, representado principalmente por minerales de arcilla y sílice.

Los minerales de arcilla fueron identificados mediante la técnica de SWIR (Anexo 3). Las arcillas se componen de esmectita (1400, 1900, 2200 nm) mayormente e illita (1400, 1900, 2200 nm), cabe mencionar que la illita tiene mayor distribución en comparación a la esmectita; la esmectita se encuentra interestratificada con la illita en las muestras tomadas aledañas a las ventilas ubicadas al noreste del área. [Figura 5.10]

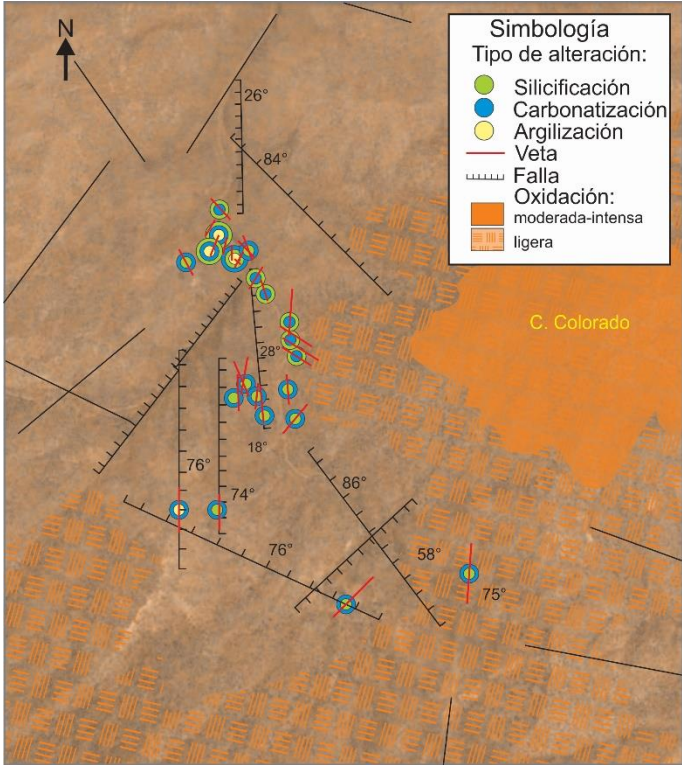


Figura 5.9. Mapa de alteraciones presentes en Los Volcanes

(c) carbonatización, la alteración de mayor distribución, representada por vetillas y relleno de poros por calcita y calcita manganesífera, ocasionalmente asociada con minerales de sílice y usualmente con óxidos de manganeso. La calcita petrográficamente presenta desarrollo en bandas coliformes con crecimiento plumoso, microcristalino y en mosaico, formando vetillas o como anillo en estructuras de conductos. [Figura 5.11] (d) Zeolitización, consiste en el relleno de poros de las rocas andesíticas, adyacentes a las ventilas. El relleno de los poros es microcristalino con hábitos aciculares y radiales a prismáticos. Mediante análisis de EDS (Anexo 5) se identificó que la zeolita es de tipo sódica que con las propiedades petrográficas se presume que se trata de la zeolita: laumontita [Figura 5.12]. Cabe mencionar que por su escaso

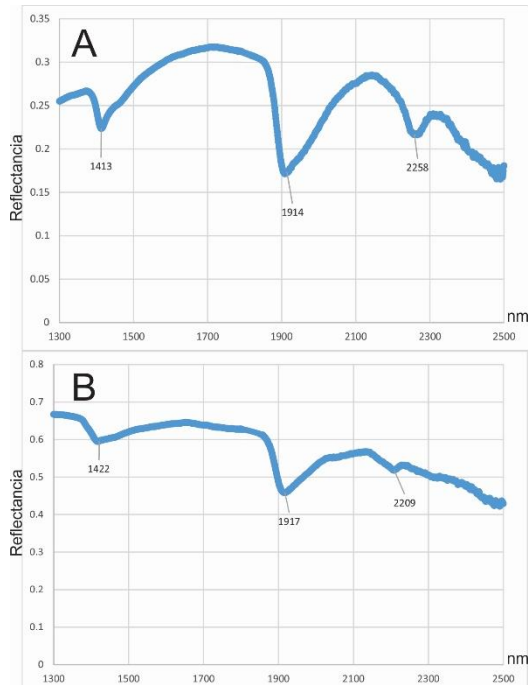


Figura 5.10. Espectros de SWIR de los minerales de arcilla de la alteración argílica en Los Volcanes (a) esmectita y (b) Illita

desarrollo y cantidad no se pudo realizar un análisis de DRX para verificar el tipo de zeolita con mayor certidumbre.

Además, en la región se presenta una intensa oxidación presumiblemente de carácter supergénica, la alteración está presente en todas las unidades volcánicas que afloran en la región, siendo la brecha volcánica la que cuenta con mayor extensión de la oxidación. La oxidación está representada por la asociación de maghemita, hematita y goethita, siendo la hematita la de mayor presencia, los óxidos de hierro alteran a los óxidos de la roca (titanomagnetitas y magnetitas) y a los minerales ferromagnesianos en las rocas (hornblenda y piroxenos).

Los datos de microtermometría de inclusiones fluidas en las vetas de Los Volcanes están en un rango de 100-162 °C (Anexo 4), con un promedio de 140 °C [Figura 5.13] que indica que este sistema se encuentra en el rango de mineralizaciones de tipo *hot spring*-epitermal [Wilkinson 2001] y están en valores semejantes a las vetas de Santa Rosa. Las vetas en la mina de

Santa Rosa tienen una temperatura entre 108-160 °C [Rodríguez-Díaz et al., 2010]. La salinidad calculada con base en Bodnar (1983, 1993), en las inclusiones de las vetas de Los Volcanes se encuentra entre 2.9 y 5.9 % en peso de NaCl, siendo una salinidad superior a la del agua marina. Tales valores de salinidad alta son comunes en sistemas hidrotermales asociados a cuencas tectónicas [Wilkinson 2001]. Los valores de salinidad son compatibles con los resultados encontrados en las vetas de Santa Rosa.

Los intervalos de temperaturas medidos para inclusiones fluidas en las vetas de Los Volcanes indican que por acción de las fallas han dejado expuestas vetas a profundidad, del orden de decenas de metros como lo señala el estudio de Gonzalez-Morales (1998).

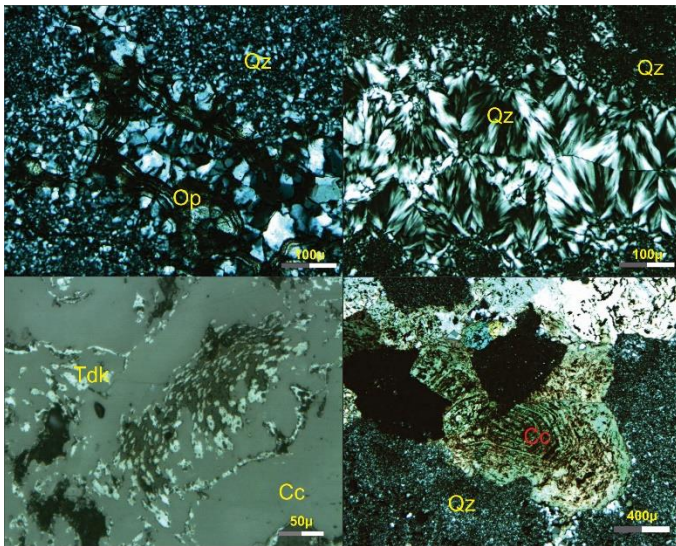


Figura 5.11. Fotomicrografías de la alteración silícica y carbonatada presente en Los Volcanes.

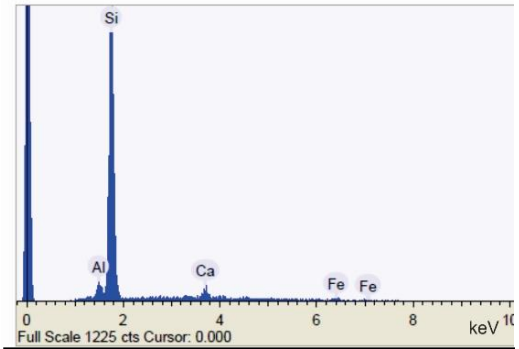
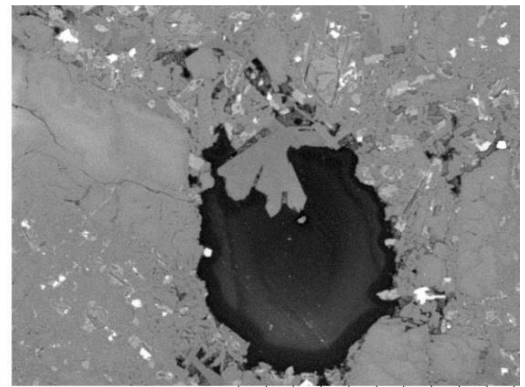


Figura 5.12. Imagen de SEM y EDS de zeolitas relleno de la porosidad de la roca

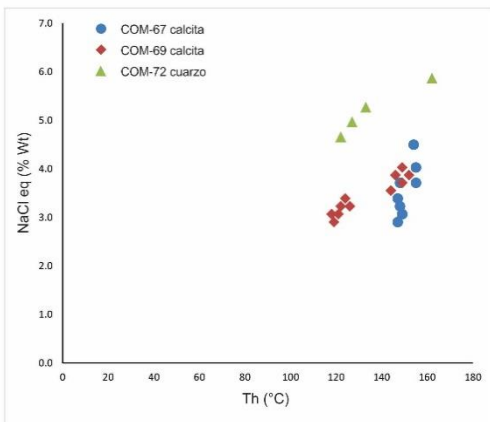
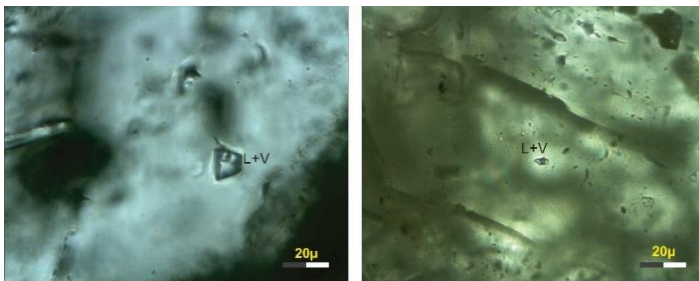


Figura 5.13. A. Fotomicrografías de inclusiones fluidas bifásicas (liquido+vapor), B. Grafica de datos medidos de temperatura de homogenización (Th) contra salinidad.

VI. Discusión

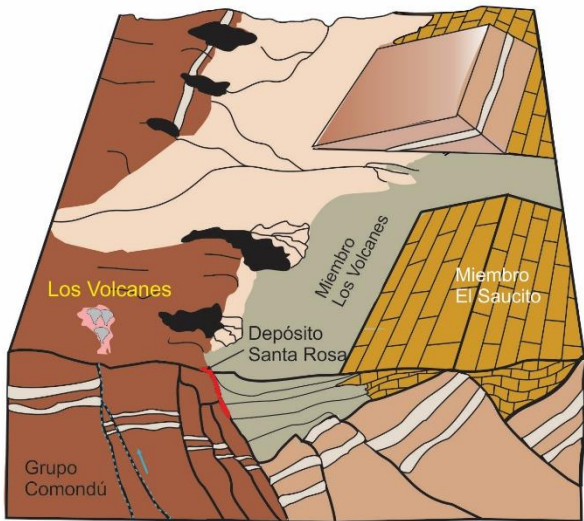
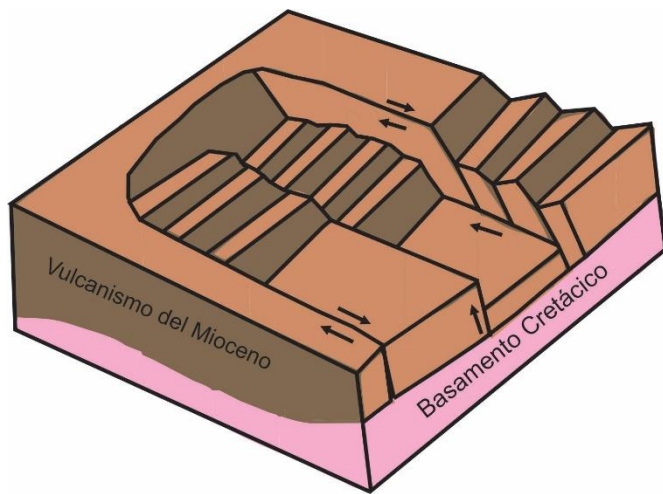
El sistema termal Los Volcanes se encuentra ligado a un régimen geológico de extensión cortical, relacionado a la cuenca San Nicolás, producto del proceso de apertura del Golfo de California desde finales del Mioceno hasta el reciente donde la anomalía térmica es provocada por la actividad tectónica [Ledesma-Vázquez, 2002]. En ambientes distensivos se ha observado una gradiente geotérmica anómala con una temperatura potencial de hasta 1350 °C, dado el escenario donde existe adelgazamiento cortical e interacción más somera de la astenósfera que asciende. [Lachenbruch et al. 1985, Ledesma-Vázquez y Johnson 2001, Lizarralde et al. 2007]

El ambiente tectónico-estructural controla a las manifestaciones termales de Los Volcanes, así mismo regula al sistema geotérmico donde el intenso fallamiento asociado a la cuenca tectónica San Nicolás, en especial las fallas NNE-SSE y NW-SSE regulan la infiltración de fluido meteórico. Estas mismas fallas son los conductos para la circulación de fluidos termales que se manifiestan superficialmente como ventilas y generan vetas. [Figura 6.1]. Con base en el contexto geológico, fuertemente influenciado por la tectónica extensiva, se puede presumir que se trata de un play geotérmico de dominio extensional con un sistema hidrotermal dominado por convección [IGA, 2014].

El play sugerido para la zona geotérmica Los Volcanes difiere con lo reportado por Casarrubias-Unzueta y López Gómez (1994), quienes relacionan la actividad termal a un cuerpo magmático, en específico aquel que dio origen al domo riolítico de Punta Pulpito (0.5 Ma) y a los derrames andesíticos de la zona de posible edad del Plioceno), incorporándolos a la secuencia del Grupo Comondú. Con este trabajo se determinó que el domo reportado es un vitrófido con una estructura dómica, sin alteración hidrotermal adyacente (p.e. alteración argílica a argílica avanzada) o alguna manifestación termal en la región aledaña, además de una ubicación geográfica que dista de alrededor de 13.2 km de Los Volcanes siendo que la dirección de flujo de agua subterránea, por topografía, va desde la zona de recarga al sur de Los Volcanes hacia el norte en la costa de la cuenca San Nicolás.

La configuración de Los Volcanes hace poco factible una relación con un sistema volcánico donde existan manifestaciones termales aunque no se descarta que pueda existir una cámara magmática profunda. Adicionalmente se propone un estudio de geoquímica de gases para evidenciar una tentativa fuente magmática [Ármansson and Ólafsson, 2007; Agosto et al., 2013]. Mediciones locales de la composición de los gases, a través de WEST SYSTEM WS1210 con los detectores LI820 CO₂, WS-HC CH₄, TOX05-H₂S, señalan que el gas principal de las emanaciones termales es CO₂. El CO₂ es uno de los gases más comunes en sistemas geotérmicos, siendo este un componente principal de sistemas magmáticos, junto con otras especies tales como H₂S, SO₂, HCl, HF, etc. [Prol-Ledesma, 2004, Canet, 2005, Agosto, 2013, IGA, 2014] La falta de otras especies volátiles de afinidad magmática y la composición de fluidos termales, que se tratan más adelante, puede suponer un play de tipo convectivo en un dominio extensional.

Las andesitas que se localizan en esta zona se sugiere que tienen un carácter fisural, como lo menciona Lira, (1983), relacionando los resultados de González-Morales (1998) donde se realizaron estudios electromagnéticos, en las líneas 3 y 5 determina una falla que se extiende hasta una profundidad de 200 m a partir de la superficie, pero en el perfil muestra



[Figura 6.1. Modelo tectono-estructural de la cuenca de San Nicolás con unidades de la Formación San Nicolás, depósito Santa Rosa y manifestaciones termales Los Volcanes. [Modificado de Ledesma-Vázquez, 2006]

que se propaga la falla hasta el basamento con un salto aproximado de 120 m. El análisis de las imágenes satelitales permite identificar una falla que cruza al Cerro Colorado con dirección NW-SE, la cual puede ser el conducto por el cual se emanaron los derrames andesíticos. El régimen distensivo generado por la apertura del Golfo de California favoreció en cierta medida al emplazamiento del vulcanismo en la región, pero por la edad de esta Formación se presume un magmatismo “viejo” (>4 Ma) para un sistema geotérmico, en un sistema geotérmico, como lo señala Casarrubias-Unzueta y López Gómez (1994).

Sistema geotérmico

Las manifestaciones están controladas por el régimen estructural, siendo las fallas y fracturas (N16°E, 66°; N58°W, 80° N48°E, 58°) los conductos de circulación de los fluidos hidrotermales [Figura 6.2]. En Los Volcanes se tiene cruce de fallas y fracturas que dan a lugar a pequeñas cavidades alrededor de 20-30 cm donde emanan los gases. Este sistema de fallas puede estar relacionado con la zona de falla de la Ramadita. Así mismo en las cuencas aledañas el control de la presencia de manifestaciones termales se

debe a fallas maestras, por ejemplo en Bahía Concepción las manifestaciones están controladas por la actividad de la denominada zona de falla El Requesón [McFall, 1968, Forrest et al., 2005]. En particular las manifestaciones termales de Los Volcanes están controladas por la zona de acomodo tectónico o zona de transferencia de la cuenca San Nicolás, relacionada a la generación de depocentros de Bahía Concepción, Valle de San Juan Londó y cuenca de Loreto, ligadas al proceso de apertura del Golfo de California.

Así mismo dichas estructuras regulan los depósitos minerales en forma de vetas; principalmente de estructura bandeada y de bandeado simétrico, con espesores variables (<3 m), y longitudes considerables en rangos máximos discontinuos de hasta 50 m. Las vetas se componen de una asociación mineral de fases minerales de sílice (cuarzo, ópalo y fases intermedias), carbonatos (calcita, calcita manganesífera), barita, óxidos de manganeso (todorokita y romanechita), hidróxidos de cobre y piritita. Las evidencias de campo y las texturas de las vetas evidencian diversos pulsos paragenéticos, con ocasionales estadios de brechificación y desarrollo de stockwork hacia sus costados. Usualmente las vetas son

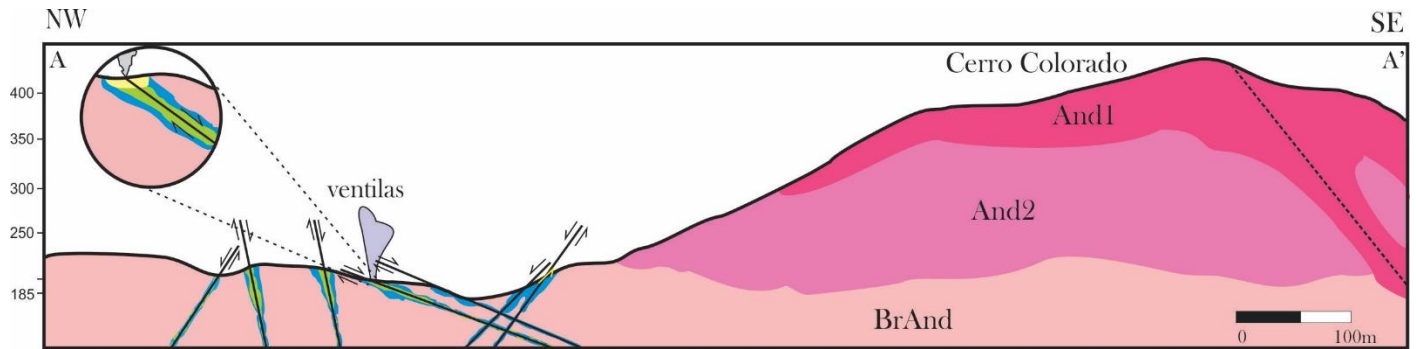


Figura 6.2. Sección geológica A-A' denotando las fallas, manifestaciones termales, depósitos minerales y posiciones estratigráficas de la Formación Santa Lucía (Br-brecha andesítica, and1-andesita hbl, and2-andesita plg)

principalmente de carbonatos, asociados con minerales de manganeso y sílice. Las vetas monominerales carbonatadas, presentan zoneamientos paulatinos de calcita a calcita manganesífera. Dichos depósitos son afines mineralógicamente a los ubicados en Bahía Concepción de estructuras tipo veta, stockwork y brechas compuestas de óxidos de manganeso, calcita, dolomita, cuarzo y barita [Camprubí, et al., 2008, Rodríguez-Díaz et al., 2010]. Además de aquellas en la región de San Siquismunde con vetas constituidas por cuarzo, ópalo, calcita y calcita manganesífera en menor proporción, y ocasionales costras de cristales de barita en fracturas.

Ocasionalmente en algunas vetas en Los Volcanes es posible observar conductos de descarga hidrotermal, denotadas por cilindros con laminaciones concéntricas. Estos conductos presentan una paragénesis con un estadio inicial de cuarzo, seguido de calcita manganesífera y todorikita, y finalmente calcita hacia el corazón del conducto. Estos conductos guardan similitud con las estructuras de paleoconductos en el depósito de manganeso de San Juanico hacia el sureste de Los Volcanes, la asociación mineral de estos paleoconductos es de ópalo, cuarzo, calcita, calcita manganesífera y óxidos de manganeso. En ambas estructuras hidrotermales se pueden observar los conductos de descarga bien preservados con el mismo patrón de mineralización: cuarzo, calcita manganesífera, óxidos de manganeso y calcita, sugiriendo una íntima relación entre los sistemas hidrotermales de esta parte de la península. [Figura 6.3]. La depositación concéntrica de estas estructuras y la asociación mineral indican cambios en los fluidos termales que originaron estos depósitos, presumiblemente de condiciones ligeramente ácidas a neutras-alcálinas donde se precipitaron minerales de sílice y subsecuentemente óxidos de manganeso y carbonatos. Los minerales de sílice son muy comunes en depósitos hidrotermales subsuperficiales y ocurren en variedad de condiciones fisicoquímicas, en tanto los carbonatos se presentan en condiciones neutras-alcálinas [Meyer y Hemley, 1967; Camprubí et al., 2003, Lagat, 2010]

Las alteración hidrotermal en los Volcanes consta de: (a) silicificación con una distribución irregular y focalizada a las zonas de descarga, presente en rellenos de espacios abiertos y reemplazando la matriz de la roca. La silicificación se compone de la asociación de cuarzo y fases amorfas de sílice, del tipo ópalo. (b) Argilización, pobremente desarrollada y ubicada hacia planos de fractura alrededor de las descargas, representado principalmente por esmectita, illita-esmectita e illita y sílice. (c) Carbonatización, la alteración de mayor distribución está representada por vetillas y relleno de poros por calcita y calcita manganesífera, ocasionalmente asociada con minerales de sílice y usualmente con óxidos de manganeso. La calcita petrográficamente presenta desarrollo en bandas coliformas con crecimiento plumoso,

microcristalino y en mosaico, debido a cambios de temperatura en el fluido mineralizante [Dong and Jaireth, 1995], formando vetillas o como anillo en estructuras de conductos [Figura 5.12]. (d) Zeolitización, consiste en el relleno de poros de las rocas andesíticas, de forma distal a las ventilas. El relleno de los poros es microcristalino con hábitos aciculares y radiales a prismáticos. Mediante análisis de EDS indican que la zeolita es de composición sódica y se sugiere podría ser laumontita.

Dado este conjunto de minerales se puede inferir que la temperatura del sistema está alrededor de los 100 °C, acorde con las temperaturas de descarga de las ventilas (48-78 °C). La presencia de zeolitización (laumontita) sugiere temperaturas hidrotermales bajas ligeramente por encima de los 100 °C [Liou y Frey, 1991]. La temperatura de estabilidad de minerales hidrotermales en sistemas hidrotermales en la zona de las ventilas es de alrededor de los 100 °C. Esta suposición deriva de la presencia de silicificación en las descargas gashidrotermales con predominio de fases amorfas de sílice (p.e. Fournier, 1985; Linne and Campbell, 2003) y la alteración argílica denotada alrededor de las ventilas que está conformada por la presencia de esmectita [Henley y Ellis, 1983]. Adicionalmente, adyacente a las vetas se observa una asociación de esmectita-illita e illita en la roca encajonante, lo que supone para esta alteración argílica temperaturas de formación entre 150 y 200°C, tal como lo sugieren estudios mineralógicos en alteraciones de sistemas geotérmicos [Henley y Ellis, 1983]. El rango de temperaturas para la alteración asociada a vetas es correlacionable con los valores de Th obtenidos de inclusiones fluidas entre 118 y 162 °C y con la presencia de cuarzo criptocristalino y las texturas de sílice como cuarzo plumoso o en micromosaico en las vetas [Fournier, 1985] Suponiendo un sistema en ebullición y con base en los modelos sugeridos por Hass (1971) para curvas de ebullición de fluidos termales salinos se puede estimar una profundidad de formación de las vetas de entre 30-40 m. La presencia de estas vetas en superficie con temperaturas de formación alrededor de los 140 °C supone procesos tectónicos-estructurales extensivos de la cuenca San Nicolás que han expuesto a los paleoconductos de paleoventilas.

La carbonatización (calcita, calcita manganesífera y aragonito) ampliamente distribuida en la región de Los Volcanes puede ser generada por un fluido mineralizante de pH neutro a alcalino, esto es coherente con los valores obtenidos en las mediciones de las descargas (pH = 7.5).

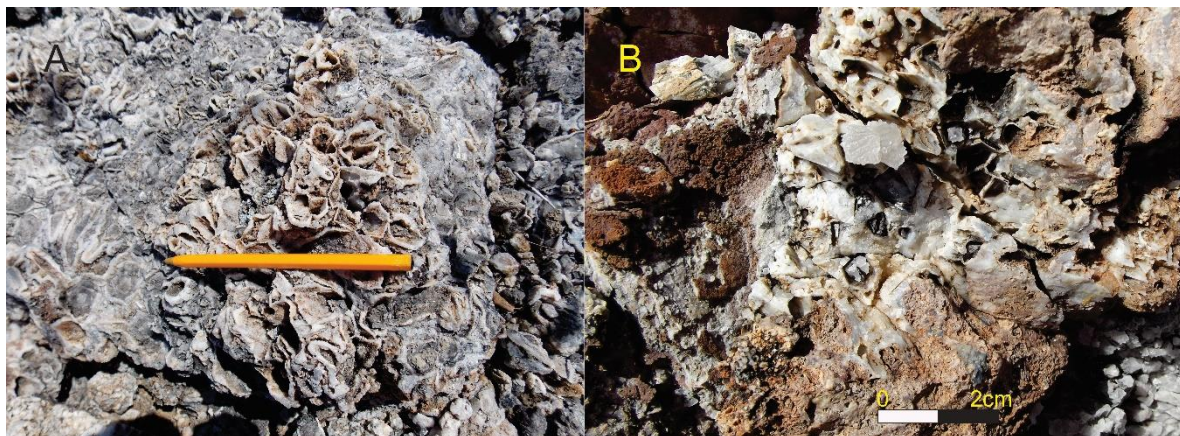


Figura 6.3. Fotografías de estructuras de conductos compuestas de ópalo, calcita y calcita manganesífera. A) San Juanico, B) Los Volcanes

De forma singular adyacente a las ventilas activas y fósiles de Los Volcanes se encuentran agregados dómicos. Los agregados están compuestos por carbonato, minerales de sílice y sal potásica. Petrográficamente se observaron laminaciones con cierto desarrollo estromatolítico y mayormente constituidos de sílice (ópalo) y carbonatos (calcita). En la zona conocida como Agua Caliente al sur del Complejo Volcánico Cerro de Mencionares, al sur de la zona de estudio, se localiza un pozo de agua con temperatura de 28.2 °C y pH de 7.2 [6], en las proximidades a este pozo se encuentran fracturas con dirección N30°E, donde se depositaron de la misma forma estos agregados, indicando que por estas fracturas en algún momento se tuvo una descarga de fluidos termales, además se cuenta con ocasionales rellenos de óxidos de manganeso, fantasmas de barita en escasos fragmentos de sílice [Figura 6.4].

La precipitación de estos agregados de estructura laminada se presume a partir de un fluido pobre en líquido. Este fenómeno puede suponerse por un proceso de sublimación de gases emanados de las ventilas ricas en CO₂ y la interacción con un escaso fluido líquido, ya que no se cuenta con depósitos que indiquen la precipitación a partir de un fluido acuoso. La composición de estos agregados ha sido evidenciada por análisis [Figura 5.6]. Depósitos de carbonatos con una génesis semejante son reportados por Genge (2001) en el cráter del volcán Oldoinyo Lengai ubicado en Tanzania, este volcán es un estratovolcán compuesto de carbonatitas y nefelinitas que lo hace peculiar. Dentro de la actividad de este volcán se tienen fumarolas distribuidas en fracturas alojadas en los flujos natrocarbonatados más jóvenes del cráter, las cuales emanan gases compuestos de CO₂, H₂O y en menor cantidad H₂S y HCl, relacionadas a la vaporización del agua meteórica.

En esta zona conjuntamente se tienen depósitos en forma de franjas y tubulares constituidos por diferentes sales (thermonatrite, apthitalite, halita y silvita) con estructuras prismáticas, masas policristalinas y aciculares. Genge concluye que dichos depósitos minerales están fuertemente relacionados con el proceso de sublimación de los gases de las fumarolas por la extrusión de las lavas natrocarbonatadas que cubren a los derrames saturados con agua meteórica.

Adicionalmente se puede proponer la hipótesis de una influencia microbiana para la depositación, debido a la estructura laminada del depósito de los agregados y a la presencia de desarrollo de pequeños tapetes algáceos adyacentes en los conductos de las ventilas. Existen varios casos de estudio ampliamente descritos sobre procesos de biomineralización en depósitos hidrotermales (p.e. estromatolíticos sílico-calcáreos en Bahía Concepción, Canet 2005)

La actividad termal a lo largo de la costa y cercanías a ésta, está controlada por un sistema hidrotermal dominado por un escenario de convección en un régimen extensional, dentro de las clasificaciones propuestas de plays geotérmicos propuesta por la IGA (2014). Las fallas asociadas a la cuenca tectónica de San Nicolás son los principales conductos por los cuales se transportan los fluidos hidrotermales, estos conductos son producto del proceso de rifting del Golfo de California. Una infiltración escasa de agua meteórica hacia el subsuelo favorece la presencia de vapor, con una fuente termal ocasionada por el adelgazamiento cortical en la región. El escaso fluido es vaporizado y llevado a la superficie con características químicas cercanas a un pH neutro. Durante su ascenso hacia la superficie el fluido interactúa con la roca encajonante ocasionando un halo de alteración de tipo argílica y la depositación de vetas ricas en carbonatos y minerales de sílice. Durante el proceso de descarga subsuperficial y superficial ocurre la precipitación de la asociación mineral de illita, illita esmectita, esmectita,

laumonita, ópalo, cuarzo, calcita, calcita manganesífera, pirita y óxidos de manganeso, generando mayormente una mineralización tipo veta.



Figura 6.4. Fracturación (A) y depósitos de agradados dómicos (B) en la zona de San Juan Lóndo.

La presencia de carbonatos sugiere condiciones cercanas al neutro a alcalinas, con posibles variaciones discretas del pH, además de un ambiente reductor y abundancia de H_2S para precipitar pirita y variabilidad de condiciones redox para la depositación de óxidos de manganeso. Finalmente, posibles procesos de sublimación y/o biogénicos producen la depositación de estructuras aglomeráticas y dómicas de sílice y carbonato.

La actividad termal a lo largo de la costa y cercanías a ésta, principalmente está controlada por un régimen extensional, en el que las fallas son los principales conductos por los cuales se transportan los fluidos hidrotermales que interactúan con o son producto del proceso de rifting del Golfo de California. Posiblemente un proceso de mezcla entre fluidos geotermales y salinos ocurre a profundidad los cuales son transportados por las cavidades disponibles que a ciertos rangos fisicoquímicos comienzan a precipitar una variedad de minerales tales como: ópalo, cuarzo, calcita, calcita manganesífera y ocasionalmente pirita, óxidos de manganeso, generando mayormente una mineralización tipo veta.

Conclusiones

La zona geotérmica Los Volcanes se ubica en el límite estructural suroeste de la cuenca tectónica de San Nicolás, un graben de orientación NNE-SSW producto de un proceso de acomodamiento tectónico regional en la región de Bahía Concepción-Loreto por el proceso de apertura del Golfo de California durante el Mioceno al Reciente

La secuencia litoestratigráfica en la cuenca tectónica San Nicolás está conformada de la base al techo por: (a) un basamento granodiorítico Cretácico, (b) cubierto discordantemente por un paquete de areniscas tobaceas de por la Formación El Salto del Oligoceno con un espesor de <250 m, (c) sobreyaciendo a esta unidad se encuentra el Grupo Comondu del Oligoceno-Mioceno compuesto por tobas, brechas andesíticas, derrames andesítico-basálticos, diques y sills con un espesor local <600 m, (d) seguido la Formación Santa Lucía del Mioceno tardío-Plioceno tardío con un espesor máximo de 250 m conformada por brechas andesíticas y derrames andesíticos que aloja a los diferentes depósitos y manifestaciones hidrotermales, (e) de forma discordante se encuentra una secuencia de rocas vulcanosedimentarias, rocas sedimentarias clásticas y carbonatos de la Formación San Nicolás del Plioceno y finalmente (f) depósitos de coluvión y aluvión.

Las unidades litológicas en la región de Los volcanes son, de la más antigua a la más reciente: (1) brecha volcánica de carácter polimíctico con matriz andesítica, con clastos compuestos de varios derrames andesíticos con un moderado a intenso grado de oxidación, fracturamiento y fallamiento, alojando las manifestaciones hidrotermales (2) lava andesítica pseudoestratificada, compuesta de glomerocristales de plagioclasa del tipo oligoclasa que presentan una alteración moderada a clorita y escasas a sericita, afloran al suroeste de la zona, en laderas opuestas al nacimiento del arroyo El Aguajito con dos direcciones; N30°W, 40SW y N60°E, 32NW (3) lava Cerro Colorado con morfología en bloques texturalmente muestra un ligero cambio con respecto a la inferior, con glomerocristales de plagioclasa tipo oligoclasa y menor cantidad de cristales de hornblendas.

Los patrones preferenciales de fallas y fracturas en la región geotérmica son: NNE0-20°SSW, NNW0-20°SSE y NE40-50°SW, siendo el trend NNE-SSW el más destacable ya que alberga a las zonas de descargas gashidrotermales. Este sistema de fallas puede estar relacionado con la zona de falla de la Ramadita que limita a la cuenca de San Nicolás al oeste. El salto de algunas de las fallas alcanza hasta los 120 m. Las fallas en la región de Los Volcanes son activas. La actividad estructural fósil y vigente está vinculada con la ocurrencia de manifestaciones termales pasadas (vetas) y activa (ventilas).

Los depósitos hidrotermales en la región geotérmica consisten en: (a) costras y pátinas irregulares alrededor de las descargas compuestas de arcillas tipo illita-esmectita, (b) vetillas y vetas bandeadas, usualmente simétricas constituidas por calcita, calcita manganesífera, cuarzo y ópalo principalmente, (c) construcciones dispuestas en laminaciones, hemisféricas y pseudoconcéntricas inferiores a 3 cm de diámetro, compuestas de sílice, carbonatos y silvita, y (d) paleoconductos en forma pseudocilíndrica y concéntricos con paredes de minerales de sílice y hacia el centro todorokita, calcita manganesífera y calcita, denotando cambios en el fluido hidrotermal durante la depositación. La actividad termal fósil fue producto de fluido hidrotermal, presumiblemente más ricos en líquido en contraste a los actuales, adicionalmente de manera restringida en las inmediaciones de las ventilas o emanaciones fósiles procesos de sublimación y/o biogénicos pudieron haber ocurrido.

Las alteraciones hidrotermales presentes en la zona geotérmica son de tipo zeolitización, silicificación, argilización y carbonatización. La zeolitización está pobremente desarrollada en la región y comprende el relleno de poros a escala microscópica de laumontita. La silicificación tiene una distribución irregular y focalizadas a las zonas de descarga presente rellenando espacios abiertos y reemplazando la matriz de la roca con ópalo y cuarzo. La argilización está pobremente desarrollada hacia las orillas de las ventilas y ubicada hacia planos de fractura, representado por esmectita, illita-esmectita y ópalo. La carbonatización es representada por veta y relleno de poros por calcita y calcita manganesífera, asociado a todorokita. Además en la región se aprecia una intensa oxidación presumiblemente de carácter supergénica.

Las manifestaciones activas en Los Volcanes son fumarolas que se presentan en pequeñas cavidades alrededor del cruce o a lo largo de fallas y/o fracturas con direcciones: N16°E, 66°; N58°W, 80° N48°E, 58°. Las descargas gashidrotermales están constituidas principalmente de CO₂, con temperaturas entre 48-78° C y pH de 7.5. La actividad termal fósil representada por vetas de carbonatos y minerales de sílice presenta datos microtermométricos con temperaturas de homogenización entre 100 y 162 °C y salinidades de 2.9 y 5.9 % en peso de NaCl, su asociación mineral es comparable con los depósitos recientes en las ventilas y sus temperaturas estimadas de formación y fluidos son similares a los reportados en las mineralizaciones de manganeso de Santa Rosa dentro de la cuenca de San Nicolás.

El sistema geotérmico Los Volcanes, por sus características geológicas, clasifica como un sistema convectivo de dominio extensional, dado el ambiente tectónico extensivo en el que localiza, dentro del graben de San Nicolás, sin una evidente conexión con vulcanismo en la zona. Este sistema geotérmico muestra una estrecha relación en su génesis con otros sistemas alojados en esta porción de la Península de Baja California como Bahía Concepción y San Siquismunde, además de contener rasgos metalogenéticos similares con Santa Rosa, San Juanico y los ubicados en la Península de Concepción (El Gavilán y Guadalupe).

Bibliografía

- Agusto, M., 2007, Gas geochemistry of the magmatic-hydrothermal fluid reservoir in the Copahue-Caviahue Volcanic Complex (Argentina), *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 257, 44-56 pp.
- Alonso F. R., 1993, *Sistemas Geotérmicos de Roca Seca y Caliente: una Fuente de Energía no Convencional*, Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, D.F., pp. 215.
- Angelier, J.; Colleta, S.; Ortlieb, L. y Rangin, C., 1981. Fault tectonics of the Baja California Peninsula and the opening of the Sea of Cortez, México: *Journal of Structural Geology*, v. 3. p. 347-357.
- Arango-Galván, C., Prol-Ledesma, R. M., Flores-Márquez, E. L., Canet, C., & Estrada, R. E. V. (2011). Shallow submarine and subaerial, low-enthalpy hydrothermal manifestations in Punta Banda, Baja California, Mexico: Geophysical and geochemical characterization. *Geothermics*, 40(2), 102-111.
- Arango-Galván, C., Prol-Ledesma R.M., Torres-Vera M.A., 2015. Geothermal prospects in the Baja California Peninsula. *Geothermics* 55, 39-57.
- Arellano Gómez, V., et al., 2008, *La energía geotérmica: una opción tecnológica y económicamente madura*, Boletín septiembre- agosto Instituto de Investigaciones Eléctricas, pp. 102-115.
- Ármansson, H. and Ólafsson, M., 2007, Geothermal sampling and analysis, Surface Exploration for Geothermal Resources, organized by UNU-GTP and KenGen, at Lake Naivasha, Kenya.
- Barbier, E., 2002, Geothermal Energy Technology and Current Status: an Overview, *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 6, (2002), 3-65 pp.
- Baria, R., Baumgartner, J., Gérard A. y Garnish J., 2000, *The European HDR Programme: Main Targets and Results of the Deepening of the Well GPK2 to 5000 m*. Proc. World Geothermal Congress, Eds., Iglesias E., Blackwell D., Hunt T., Lund J., Tamanyu S. y Kimbara K., International Geothermal Association, New Zealand, ISBN 0-473-06811-7, pp. 3643-3652.
- Barrat, J.A., Boulegue, J., Tiercelin, J.J., Lesourd, M., 2000. Strontium isotopes and rare-earth element geochemistry of hydrothermal carbonate deposits from Lake Tanganyika, East Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64, 287-298.
- Bigioggero, B., Chiesa, S., Zanchi, A., Montrasio, A. y Vezzoli, L., 1995. Post-subduction magmatism within the Gulf of California Rift: The Cerro Mencionares Volcanic Center, Baja California Sur. Mexico: *Geological Society of America Bulletin*. v. 107, p.p. 108-122
- Bigioggero B., Chiesa S., Zanchi A., Montrasio A., and Luigina Vezzoli, 1995, The Cerro Mencionares volcanic center, Baja California Sur: Source and tectonic control on postsubduction magmatism within the Gulf Rift, *Geological Society of America Bulletin*, September, v. 107, no. 9, p.1108-1122,
- Blanco-Florido, D., Canet, C., Camprubí, A., Prol-Ledesma, R. M., Báncora, C., Villanueva-Estrada, R. E., Rodríguez-Díaz, A. A., 2006, Caracterización de las mineralizaciones asociadas a manantiales hidrotermales costeros en Bahía Concepción, Baja California Sur (resumen): *Boletín de Mineralogía*, 17, 17-18.
- Bodnar, R.J., 1983. A method of calculating fluid inclusion volumes based on vapor bubble diameters and P-V-T-X properties of inclusion fluids. *Economic Geology*. 78, pp 535-542.
- Bodnar, R.J. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 57, pp. 683-684.
- Bodnar, R.J. 2003. Re-equilibration of fluid inclusions. En Samson, I.; Anderson, A.; y Marshall, D. (Eds.). *Fluid Inclusions: Analysis and Interpretation*. Mineralogical Association of Canada, short Course Series Vol. 32, 213-231.

- Brown, D.W. et al., 2012, *Mining the Earth's Heat: Hot Dry Rock Geothermal Energy*, Massachusetts Institute of Technology, Springer-Verlag Berlin Heidelberg, 658p.
- Browne, P. R. L., 1984. *Lectures on Geothermal Geology and Petrology: Islandia*, National Energy Authority y United Nations University (UNU), Geothermal Training Programme, pp. 93.
- Browne, P. R. L., 1970. Hydrothermal alteration as an aid in investigating geothermal fields: *Geothermics*, Vol. 2, pp. 564-570.
- Browne, P. R. L., 1978, Hydrothermal alteration in active geothermal fields: *Annual Review of Earth and Planetary Science*, Vol. 6, pp. 229-250
- Browne, P. R. L., y Ellis, A. J., 1970. The Ohaki-Broadlands hydrothermal area, New Zealand-mineralogy and related geochemistry: *American Journal of Science*, Vol. 269, p 97-131
- Canet, C., Prol-Ledesma, R.M., Melgarejo, J. C., 2003, Methane-related carbonates formed at submarine hydrothermal springs: a new setting for microbially-derived carbonates? *Marine Geology*, Volume 199, Issues 3-4, 10 September 2003, Pages 245-261
- Canet, C., Prol-Ledesma, R. M., Torres-Alvarado, I., Gilg, H. A., Villanueva, R. E., & Lozano-Santa Cruz, R., 2005, Silica-carbonate stromatolites related to coastal hydrothermal venting in Bahía Concepción, Baja California Sur, Mexico. *Sedimentary Geology*, 174(1), 97-113.
- Canet, C., Prol-Ledesma, R.M., Proenza, J., Rubio-Ramos, M.A., Forrest, M.J., Torres-Vera, M.A., Rodríguez-Díaz, A.A., 2005, Mn-Ba-Hg mineralization at shallow submarine hydrothermal vents in Bahía Concepción, Baja California Sur, Mexico: *Chemical Geology*, 224, 96-112.
- Camprubí, A., González Partida, E., Levresse, G., Tritlla, J. y Carrillo Chávez, A., 2003. Depósitos epitermales de alta y baja sulfuración: una tabla comparativa. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, tomo LVI, Núm. 1, pp. 10-18.
- Camprubí, A., Canet, C., Rodríguez-Díaz, A.A., Prol-Ledesma, R.M., Blanco-Florido, D., Villanueva, R.E., López-Sánchez, A., 2008, Geology, ore deposits, and hydrothermal venting in Bahía Concepción, Baja California Sur, Mexico: *The Island Arc*, 17, 6-25.
- Carretero-León, M., Pozo-Rodríguez, M., 2007, *Mineralogía Aplicada*. Madrid: Thomson, 406 pp. ISBN: 978-84-9732-487-8
- Desesonie, D. L., 1992, Geologic and geochemical reconnaissance of Isla san Esteban post-subduction orogenic volcanism in the Gulf of California: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 52, n. 1-3, p. 123-140.
- Dong, G., G. W. Morrison And S. Jaireth, 1995, "Quartz textures in epithermal veins in Queensland: Classification, origin and implication", *Economy Geology*, Scientific Communications, 90:1841-1856.
- Elders, W. A., 1977. Petrology as a practical tool in geothermal studies: Geothermal Resource Council 1977 annual meeting, Davis, Calif., Geothermal-state of the art, Geothermal Resource Council Transaction, Vol. 1, pp. 85-87
- Escalona Alcázar, F. J., 1999, Reconocimiento geológico de la costa occidental de la isla San Lorenzo y Bahía de las Animas. Tesis de Maestría: Ensenada, Baja California. Centro de Investigación Científica y Educación Superior de Ensenada.
- Estradas-Romero, A., Prol-Ledesma, R. M., Zamudio-Resendiz M. E., 2006 Relación de las características geoquímicas de fluidos hidrotermales con la abundancia y riqueza de especies del fitoplancton de Bahía Concepción, Baja California Sur, México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Vol 61, Núm.. 1, 2006, P. 87-96
- Flores-Armenta, M., et al., 2014, Geothermal activity and development in Mexico - keeping the production going, CFE, México, 12 pp.
- Fournier, R. O. (1985). Silica minerals as indicators of conditions during gold deposition. *US Geological Survey Bulletin*, 1646, 15-26.

- Genge, M. J., M. Balme, and A. P. Jones, 2001, Salt-bearing fumarole deposits in the summit crater of Oldoinyo Lengai, northern Tanzania: Interactions between natrocarbonatite lava and meteoric water, *J. Volcanol. Geotherm.* 111-122 pp.
- Gonzalez Abraham, A., et al., 2012, Geoquímica de los sistemas de agua subterránea en rocas sedimentarias y rocas volcánicas de Loreto, BCS, México, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, vol. 64, núm. 3, pp. 319-333
- González Partida, E., Barragán Reyes, R. M. y Vázquez Escobedo, R., 1992, Distribución y condiciones de formación de los minerales de arcilla en un campo geotérmico (caso de Los Humeros, Puebla). UNAM, Instituto de Geología, *Revista*, Vol. 10, Núm. 1, p 47-53.
- Greene, H. G., Forrest, M. J., 2002, Emanación hidrotermal de gases en aguas someras a lo largo de una falla sobre y fuera de la costa; Bahía Concepción, Baja California Sur, México y su influencia en la geología y biología del fondo marino (resumen), en VI International Meeting on Geology of the Baja California Península: La Paz, Baja California Sur.
- Gutiérrez Negrín, L., C.A. "1997-2006: A decade of geothermal power generation in Mexico. *Transactions of the Geothermal Resources Council*, Vol. 31 (2007)
- Hausback, B. P., 1984, Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico, in Frizzell, V. A. J., (ed.), *Geology of the Baja California Peninsula: Los Angeles, CA, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, Pacific Section*, 219-236.
- Hemley, J.J. y Jones, W.R. (1964). Chemical aspects of hydrothermal alteration with emphasis on hydrogen metasomatism. *Economic Geology*, 64, 538-569.
- Henley, R. W., & Ellis, A. J. (1983). Geothermal systems ancient and modern: a geochemical review. *Earth-science reviews*, 19(1), 1-50.
- Hiriart Le Bert, G., et al., 2011, Evaluación de la energía geotérmica en México, Comisión Reguladora de Energía, IBD.
- Iglesias, E., et al., 2005, estimación del recurso y prospectiva tecnológica de la geotermia en México, Instituto de Investigaciones Eléctricas, 63 p.
- INEGI, 1995, Síntesis geográfica del estado de Baja California Sur, A.G.S., México, pp. 30
- Instituto de Educación Secundaria (IES) La Sagra, 2012, Departamento de biología y geología, Granada, España. Disponible en: <https://ilexaquifolium.files.wordpress.com/2011/10/ctm3.pdf>
- Instituto para la Diversificación y Ahorro de la Energía [IDAE], 2008, Manual de geotermia, Madrid, España, pp. 192
- International Geothermal Association (IGA), 2014, *Geothermal Exploration Best Practices*, 2nd edition, Germany, 196 p.
- Kaieda H., Jones R. H., Moriya H., Sasaki S. y Ushijima K., *Ogachi HDR Reservoir Evaluation by AE and Geophysical Methods*, Proc. World Geothermal Congress 2000, Eds. Iglesias E., Blackwell D., Hunt T., Lund J., Tamanyu S. y Kimbara K., International Geothermal Association, New Zealand, ISBN 0-473-06811-7, pp. 3755-3760.
- Lachenbruch, A.H., Sass, J.H. and Galanis, S.P., 1985, Heat flow in Southernmost California and the origin of the Salton Trough. *Journal of Geophysical Research* 90: doi: 10.1029/JB090iB08p06709. issn: 0148-0227.
- Lagat, J., 2010, Hydrothermal alteration mineralogy in Geothermal fields with case examples from Olkaria domes geothermal field, Kenya, UNU-GTP, GDC and KenGen, at Lake Bogoria and Lake Naivasha, Kenya.
- Ledesma-Vázquez, J., Berry, R. W., Johnson, M. E., Gutiérrez-Sánchez, S. 1997. El Mono chert: a shallow-water chert from the Pliocene Infierno Formation, Baja California Sur, Mexico. *Geological Society of America Special Paper* 318, 73-81.

- Ledesma-Vázquez, J., y Johnson, M. E. 2001. Miocene-Pleistocene tectono- sedimentary evolution of Bahía Concepción region, Baja California Sur (Mexico). *Sedimentary Geology* 144, 83-96.
- Ledesma-Vázquez, J., 2002. A gap in the Pliocene invasion of seawater to the Gulf of California. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. V. 19. Núm 3, pp. 145-151.
- Ledesma-Vázquez, J., et al., 2006 The San Nicolas Formation: A Proto-Gulf Extensional-Related New Lithostratigraphic Unit at Bahia San Nicolas, Baja California Sur, México
- Liou, J. G., de Capitani, C., & Frey, M. (1991). Zeolite equilibria in the system $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8\text{-NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 34(3), 293-301.
- Lira, H. H., 1983, Reconocimiento geológico de la zona geotérmica de San Nicolas B.C.S. CFE Gerencia de proyectos geotermoelectricos, informe 19/93
- Lira, H. H., 1985 Reconocimiento y evaluación de focos termales en el Estado de Baja California Sur, CFE Gerencia de proyectos geotermoelectricos, informe 21/85
- Lizarralde, D., et al., 2007, Variable styles of rifting in the Gulf of California: *Nature*, v. 448, p. 466-469.
- Llopis Trillo, G., Angulo, V. C., 2008, Guía de la energía geotérmica, FENERCOM, Madrid, España.
- Lund, J. W. and D. H. Freeston, 2001, World-wide Direct Uses of Geothermal Energy 2000, *Geothermics*, Vol. 30, Great Britain, pp. 29-68.
- Lynne, B. Y., & Campbell, K. A. (2003). Diagenetic transformations (opal-A to quartz) of low-and mid-temperature microbial textures in siliceous hot-spring deposits, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 40(11), 1679-1696.
- Lynne, B.Y., Campbell, K.A., Moore, J.N. and Brown, P.R., 2005: Diagenesis of 1900 year-old siliceous sinter (opal-A to quartz) at Opal Mound, Roosevelt Hot Springs, Utah, USA. *Journal of Sedimentary Geology* 179:249- 278.
- Maksaev V., 2001, Apuntes de Metalogénesis, FCSM, Universidad de Chile: www.cec.uchile.cl/~vmaksaev/metalogenesis.html
- Mangas, J.; Sierra, J. (1991). *Las inclusiones fluidas: Métodos de análisis e interpretación*. In: Lunar, R.; Oyarzun, R. (Eds.). *Yacimientos minerales: técnicas de estudio, tipos, evolución metalogénica, exploración* (Parte 1). Ed. Centro de Estudios Ramón Areces. 79-146.
- Marini L., 2000: Geochemical techniques for the exploration and exploitation of geothermal energy. Dipartimento per lo Studio del Territorio e Delle Sue Risorse, Università Degli Studi di Genova, Genova, Italy.
- Martin Barajas, A., Vulcanismo y extensión en la provincia extensional del Golfo de California, *Boletín de la Sociedad Geologica Mexicana*, v. VII, (2000) 72-83
- McFall, C. C., 1968, Reconnaissance geology 01 Itle Concepción Bay area, BAja Calilornia, MexiCo: Stanlord University Publications in Geological SCiences, v. 10, p. 115-122.
- McLen, H., 1988, Reconnaissance geolgic map of the Loreto and part of the San Javier quadrangles, Baja California Sur, México, U.S Geological Survey Map MF-2000, scale 1:50000 pamphlet 10 p.
- Maya-González, R., Gutiérrez-Negrín, L., 2007, Recursos geotérmicos para generar electricidad en México. *Revista Digital Universitaria (RDU)*, UNAM, Vol. 10, num. 12
- Melgarejo, C. J., et. al., 2010, Técnicas de caracterización mineral y su aplicación en exploración y explotación minera, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Vol. 62, núm. 1, pp. 1-23
- Mercado, S., 1990, Manifestaciones Hidrotermales Marinas de Alta Temperatura (350 °C) Localizadas a 21 °N, a 2,600 m de Profundidad en la Elevación Este del Pacífico, *Geotermia*, *Revista Mexicana de Geoenergía*, Vol. 6, No. 3, pp. 225-263.
- Mercado, S., 1993, Geotermoquímica de Manifestaciones Hidrotermales Marinas de Alta Temperatura, *Geotermia*, *Revista Mexicana de Geoenergía*, Vol. 9, No. 2, pp. 155-164.




- Meyer, C. y Hemley, J.J. 1967, Wall Rock Alteration. En: *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*, Primera Edición, Hubert L. Barnes (ed.), Holt, Rinehart and Winston Inc. Publication, 166-235.
- Mortimer & Carrapa, 2007, Footwall drainage evolution and scarp retreat in response to increasing fault displacement: Loreto fault, Baja California Sur, Mexico, *The Geological Society of America*, v7. 35; no. 7; p. 651-654
- Pantoja Alor, J., Gomez Caballero, J. A., 2004, Los sistemas hidrotermales y el origen de la vida, *Ciencias* 75 julio-septiembre 2004, Instituto de Geología, UNAM
- Prol-Ledesma, R. M., 2003, Similarities in the chemistry of shallow submarine hydrothermal vents: *Geothermics*, 32, 639-644.
- Prol-Ledesma, R. M., Canet, C., Torres-Vera, M. A., Forrest, M. J., Armienta, M. A., 2004, Vent fluid chemistry in Bahía Concepción coastal submarine hydrothermal system, Baja California Sur, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 137, 311-328.
- Prol-Ledesma, R.M., Canet, C., Dando, P., Hiriart, G., 2008. A new nascent spreading centre at the Wagner Basin in the northern Gulf of California: a possible geothermal resource? *Proceedings 30th New Zealand Geothermal Workshop*. (191- 195).
- Prol Ledesma, R.M., Torres-Vera, M.A., Rodolfo-Metalpa, R., Ángeles, C., Lechuga Deveze, C., Villanueva-Estrada, R.E., Shumilin; E., Robinson, C., 2013. High heat flow and ocean acidification at a nascent rift in the northern Gulf of California. *Nature Communications*. doi:10.1038/ncomms2390
- Prol Ledesma, R. M., Canet, C., 2013, Evaluación y explotación de los recursos geotérmicos del océano, *La frontera final: el océano profundo*, SEMARNAT, INECC, pp. 26-45.
- Quijano León, José Luis, Gutiérrez Negrín, Luis C.A. 2003 “An Unfinished journey: 30 years of geothermal-electric generation in Mexico”. *GRC Bulletin*, Vol. 32, No. 5
- Quijano León, José Luis, 2007, *Manual de geotermia*, Ciencias de la Tierra e Ingeniería de Reservorios, 109 p.
- Renaut, R.W., Jones, B., Tiercelin, J.J., Tarits, C., 2002. Sublacustrine precipitation of hydrothermal silica in rift lakes: evidence from Bakaringo, central Kenya Rift Valley. *Sedimentary Geology* 148, 235-257.
- Rocha Ruiz D. A., 2003, Distribución de la alteración hidrotermal del campo geotérmico cerritos colorados, México, tesis F.I., UNAM, 75 p.
- Rodríguez-Díaz, A.A., 2004, Caracterización geológica y geoquímica del área mineralizada de manganeso en Bahía Concepción, Baja California: México D. F., México, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, tesis de licenciatura, 90 p.
- Rodríguez-Díaz, A.A., 2009, Metalogenia del área mineralizada en manganeso de Bahía Concepción, Baja California Sur, tesis de maestría, Instituto de Geofísica, UNAM.
- Rodríguez Díaz, A.A., et al., 2010, Metalogenia del depósito de manganeso Santa Rosa, Baja California Sur, México, *Boletín Sociedad Geológica Mexicana* vol.62 no.1 México ene. 2010
- Rodríguez Díaz, A.A. 2014. Curso de Exploración Geológica en Sistemas Geotérmicos. Instituto de Geofísica, *Inéditos*.
- Roedder, E., 1984, Fluid inclusion, *Reviews in Mineralogy*, Mineralogical Society of America, Washintong, D.C., p12-64.
- Roedder, E., 2002, Fluid inclusions, *Encyclopedia of physical science and technology*, third edition, vol. 6, 71-77 pp.
- Ruiz-Armenta, J. R., and Prol-Ledesma, R. M., 1998, Techniques for enhancing the spectral response of hydrothermal alteration minerals in Thematic Mapper images of Central Mexico. *International Journal of Remote Sensing*, 19, 1981-2000.

- Sabine, C., 1999, Remote sensing strategies for mineral exploration. In *Remote Sensing for the Earth Sciences—Manual of Remote Sensing*, 3rd edn, edited by A. Rencz (New York: American Society of Photogrammetry and Remote Sensing/John Wiley and Sons), pp. 375–447.
- Sabins, F.F., 1997, *Remote Sensing – Principles and Interpretation*, 3rd edn., W.H. Freeman, New York, NY., 494 pp.
- Sabins, F.F., 1999, Remote sensing for mineral exploration, *Ore geology reviews* 14, 157-183 pp.
- Steiner, A., 1977. The Wairakei geothermal area, North Island, New Zealand-its subsurface geology and hydrothermal rock alteration: *New Zealand Geological Survey Bulletin* 90, pp. 136.
- Suárez-Arriaga, M.C., 2004, Evaluación del potencial, biogénesis y características esenciales de los sistemas geotérmicos submarinos en México, *Geotermia, Revista mexicana de geotermia*, Vol. 17, No. 1, Julio-diciembre, 58 pp.
- Suárez, M. C., 2000, *Flujo de Fluidos No-Isotérmicos en Reservorios Fracturados con Porosidad y Permeabilidad Múltiples*, Tesis Doctorado, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F., 295 pp.,
- Tarasov, V. G., Gebruk, A. V., Mironov, A. N. y Moskalev, L. I., 2005. Deep-sea and shallowwater hydrothermal vent communities: two different phenomena *Chem. Geol.*, 224
- Terán-Ortega, L. A. y Avalos-Zermeño, A. 1993. *Prospecto Las Mantitas, área Bahía Concepción, Municipio de Mulegé, Baja California Sur, México, COREMI, informe técnico* 65p.
- Teklemariam, M., 2011, overview of geothermal resource exploration and development in the east african rift system, *UNU-GTP, GDC and KenGen*, 10 p.
- Umhoefer, P. J., Dorsey, R. J., & Renne, P. (1994). Tectonics of the Pliocene Loreto basin, Baja California Sur, Mexico, and evolution of the Gulf of California. *Geology*, 22(7), 649-652.
- Umhoefer, P.J., Dorsey, R.J., Willsey, S., Mayer, L., Renne, P., 2001, Stratigraphy and geochronology of the Comondú Group near Loreto, Baja California Sur, México: *Sedimentary Geology*, 144, pp. 125–147
- Umhoefer, P.J.; Dorsey, J.A. y Renne, P.A., 1994, Tectonics of the Pliocene Loreto basin, Baja California Sur, Mexico, and evolution of the Gulf of California: *Geology*, v. 22, p. 648-652.
- Universidad Politécnica de Baja California (UPBC), 2011. Evaluación de los recursos geotérmicos de baja entalpía de la península de Baja California, México, Reporte final, pp.94.
- Villamor, P., & Berryman, K. (2001). A late Quaternary extension rate in the Taupo Volcanic Zone, New Zealand, derived from fault slip data. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics*, 44(2), 243-269.
- Wilkinson, J. J. (2001). Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits. *Lithos*, 55(1), 229-272.




Otros recursos:




- [1] http://web.educastur.princast.es/proyectos/formadultos/unidades/latierra/utres_capuno_pauno
- [2] <http://www.emb.cl/electroindustria/articulo.mvc?xid=307>
- [3] <http://cursodiverelcalero.blogspot.mx/2014/01/la-tierra-accion-geologica-interna.html>
- [4] <http://www.spyde.bcs.gob.mx/guia/cap5.php>
- [5] <http://www.inafed.gob.mx/work/enciclopedia/EMM03bajacaliforniasur/municipios/03009a.html>
- [6] Comunicación directa con Marcela Errasti, Dra. Rosa María Prol Ledesma, 2015-2016

Anexo 1. Petrografía macroscópica

	<p>Clave: COM-3</p> <p>Coordenadas: -111.46088 E, 26.53689 N</p> <p>Localidad: Punta San Antonio</p> <p>Descripción: Basamento de composición granodiorítica con textura fanerítica con minerales de cuarzo, feldespatos, biotita y/o hornblenda,</p>
	<p>Clave: COM-10</p> <p>Coordenadas: -111.46241 E, 26.53494 N</p> <p>Localidad: Punta San Antonio</p> <p>Descripción: Arenisca tobácea, moderadamente oxidada, perteneciente a la Formación El Salto.</p>
	<p>Clave: COM-19</p> <p>Coordenadas: -111.44557 E, 26.51534 N</p> <p>Localidad: Punta San Antonio</p> <p>Descripción: Vitrófico bandeado rojo y gris, con algunas vacuolas de alteración meteórica.</p>




	Clave: COM-27
	Coordenadas: -111.46924 E, 26.48294 N
	Localidad: San Siquismunde
	Descripción: Veta compuesta de ópalo verde y jaspe con minerales arcillosos
	Clave: COM-29
	Coordenadas: -111.47053 E, 26.47839 N
	Localidad: San Siquismunde
	Descripción: Roca volcánica alterada silicificada

 <p>COM-62a</p>	<p>Clave: COM-62a</p> <p>Coordenadas: -111.56096 E, 26.46045 N</p> <p>Localidad: Los Volcanes</p> <p>Descripción: Veta simétrica de manganocalcita pseudo-tabular, porosa por desgasificación y bandas de ópalo y cuarzo. Brecha andesítica con fragmentos de andesita en matriz de grano fino. Vetilleo y relleno de cavidades de calcita.</p>
 <p>COM-62b</p>	<p>Clave: COM-62b</p> <p>Coordenadas: -111.56096 E, 26.46045 N</p> <p>Localidad: Los Volcanes</p> <p>Descripción: Veta con estructuras de conductos de desgasificación tabulares con exterior de cuarzo y centro de calcita. Presenta fantasmas de cristales de barita.</p>
 <p>COM-62c</p>	<p>Clave: COM-62c</p> <p>Coordenadas: -111.56096 E, 26.46045 N</p> <p>Localidad: Los Volcanes</p> <p>Descripción: Cristales columnares de calcita</p>





 <p>COM-63a</p>	<p>Clave: COM-63</p> <p>Coordenadas: -111.56052 E, 26.46034 N</p> <p>Localidad: Los Volcanes</p> <p>Descripción: Fragmentos de andesita con pátinas y sedimentos de ventila hidrotermal, con arcillas y costra de carbonatos.</p> <p>Precipitados y agregados de sílice de hábito arriñonado.</p>
 <p>COM-64</p>	<p>Clave: COM-64</p> <p>Coordenadas: -111.56052 E, 26.46048 N</p> <p>Localidad: Los Volcanes</p> <p>Descripción: Veta compuesta de ópalo, calcita y calcita con trazas de manganeso</p>
 <p>COM-65</p>	<p>Clave: COM-65</p> <p>Coordenadas: -111.56046 E, 26.46052 N</p> <p>Localidad: Los Volcanes</p> <p>Descripción: Veta compuesta de ópalo blanco y calcita blanca porosa</p>



	<p>Clave: COM-66</p> <p>Coordenadas: -111.56054 E, 26.46053 N</p> <p>Localidad: Los Volcanes</p> <p>Descripción: Fragmentos de andesita con sedimentos de ventila hidrotermal, arcillas.</p>
	<p>Clave: COM-67</p> <p>Coordenadas: -111.56051 E, 26.4607 N</p> <p>Localidad: Los Volcanes</p> <p>Descripción: Veta bandeada simétrica donde predomina la calcita cristalina, presenta una laminación de óxidos de manganeso. Al centro tiene textura de brecha de ópalo, jaspe, cuarzo y óxidos de manganeso.</p>
	<p>Clave: COM-68</p> <p>Coordenadas: -111.56058 E, 26.46089 N</p> <p>Localidad: Los Volcanes</p> <p>Descripción: Fragmentos de andesita con sedimentos de ventila hidrotermal, arcillas y costra de carbonatos.</p>
	<p>Clave: COM-69</p> <p>Coordenadas: -111.56039 E, 26.46104 N</p> <p>Localidad: Los Volcanes</p> <p>Descripción: Veta bandeada de rodocrosita, calcita cristalina y manganocalcita con laminación de ópalo y jaspe. Textura de brecha de grano fino a medio.</p> <p>Veta de calcita cristalina y manganocalcita, textura de brecha de cristales de cuarzo envueltos en calcita.</p>

	<p>Clave: COM-70</p> <p>Coordenadas: -111.56032 E, 26.46045114 N</p> <p>Localidad: Los Volcanes</p> <p>Descripción: Veta compuesta de cuarzo, ópalo y bandas con diseminado de óxidos de manganeso y ocasionales rellenos de calcita en los poros de la veta.</p>
	<p>Clave: COM-71</p> <p>Coordenadas: -111.56004 E, 26.46144 N</p> <p>Localidad: Los Volcanes</p> <p>Descripción: Veta bandeada de cuarzo, ópalo y ocasionales cristales de calcita y pátinas de óxidos de manganeso.</p>
	<p>Clave: COM-72</p> <p>Coordenadas: -111.56021 E, 26.46221 N</p> <p>Localidad: Los Volcanes</p> <p>Descripción: Veta bandeada de cuarzo, ópalo y calcita, con costra de cuarzo cristalino eudral sobre andesita con relleno de poros de calcita.</p>

	<table border="1"> <tr> <td>Clave: COM-74</td> </tr> <tr> <td>Coordenadas: -111.55876 E, 26.45714 N</td> </tr> <tr> <td>Localidad: Los Volcanes</td> </tr> <tr> <td>Descripción: Veta-brecha de calcita, cuarzo y ópalo.</td> </tr> </table>	Clave: COM-74	Coordenadas: -111.55876 E, 26.45714 N	Localidad: Los Volcanes	Descripción: Veta-brecha de calcita, cuarzo y ópalo.
Clave: COM-74					
Coordenadas: -111.55876 E, 26.45714 N					
Localidad: Los Volcanes					
Descripción: Veta-brecha de calcita, cuarzo y ópalo.					
	<table border="1"> <tr> <td>Clave: COM-75</td> </tr> <tr> <td>Coordenadas: -111.55904 E, 26.46749 N</td> </tr> <tr> <td>Localidad: Los Volcanes</td> </tr> <tr> <td>Descripción: Veta-brecha con pseudo-bandas de ópalo, manganocalcita y con abundantes fragmentos de andesita.</td> </tr> </table>	Clave: COM-75	Coordenadas: -111.55904 E, 26.46749 N	Localidad: Los Volcanes	Descripción: Veta-brecha con pseudo-bandas de ópalo, manganocalcita y con abundantes fragmentos de andesita.
Clave: COM-75					
Coordenadas: -111.55904 E, 26.46749 N					
Localidad: Los Volcanes					
Descripción: Veta-brecha con pseudo-bandas de ópalo, manganocalcita y con abundantes fragmentos de andesita.					
	<table border="1"> <tr> <td>Clave: COM-76</td> </tr> <tr> <td>Coordenadas: -111.55945 E, 26.45749 N</td> </tr> <tr> <td>Localidad: Los Volcanes</td> </tr> <tr> <td>Descripción: Costras y pátinas mineralizadas de ventila hidrotermal sobre brecha andesítica.</td> </tr> </table>	Clave: COM-76	Coordenadas: -111.55945 E, 26.45749 N	Localidad: Los Volcanes	Descripción: Costras y pátinas mineralizadas de ventila hidrotermal sobre brecha andesítica.
Clave: COM-76					
Coordenadas: -111.55945 E, 26.45749 N					
Localidad: Los Volcanes					
Descripción: Costras y pátinas mineralizadas de ventila hidrotermal sobre brecha andesítica.					

	<p>Clave: COM-78</p> <p>Coordenadas: -111.55997 E, 26.45452 N</p> <p>Localidad: Los Volcanes</p> <p>Descripción: Veta pseudo-bandeada de manganocalcita. Veta de carbonatos con manganocalcita envolviendo fragmentos de calcita blanca y romanechita.</p>
	<p>Clave: COM-79</p> <p>Coordenadas: -111.56100 E, 26.45308 N</p> <p>Localidad: Los Volcanes</p> <p>Descripción: Pátinas de óxidos de cobre en brecha andesítica y costra de calcita.</p>
	<p>Clave: COM-80</p> <p>Coordenadas: -111.55688 E, 26.45229 N</p> <p>Localidad: Los Volcanes</p> <p>Descripción: Microconductos tabulares de descarga de calcita</p>
	<p>Clave: COM-81</p> <p>Coordenadas: -111.55662 E, 26.45249 N</p> <p>Localidad: Los Volcanes</p> <p>Descripción: Veta porosa compuesta de calcita, crecimientos coliformes de calcita y sílice.</p>

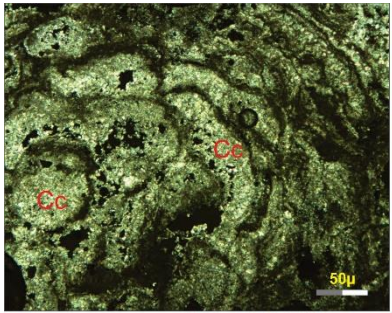
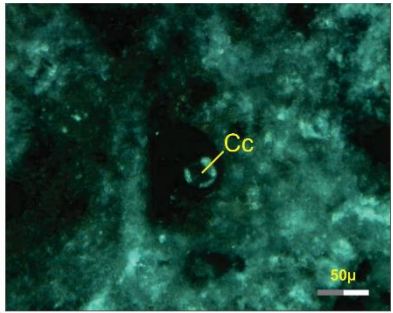
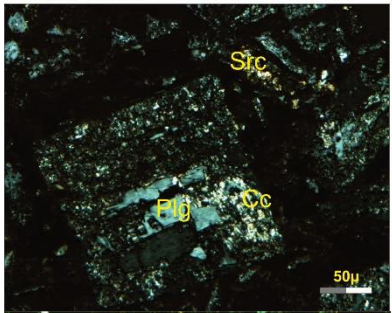
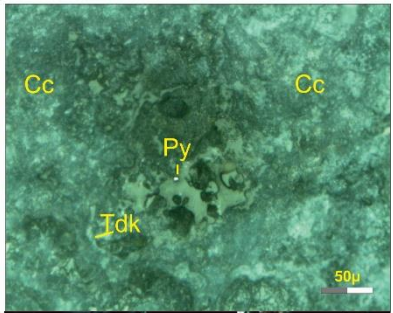
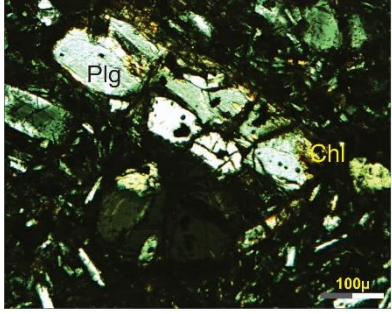
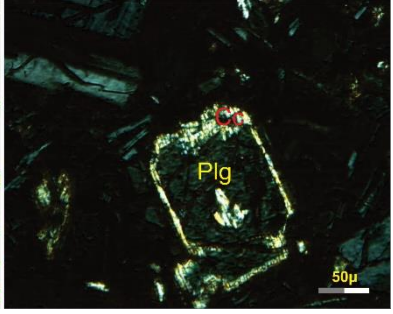
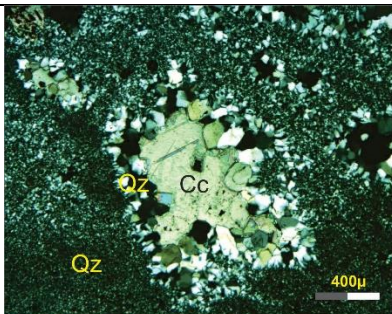
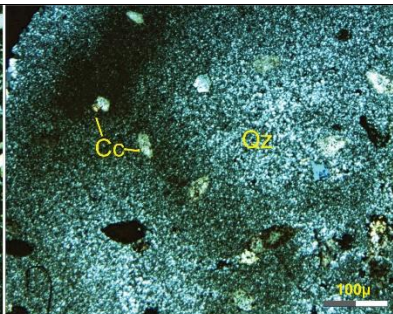
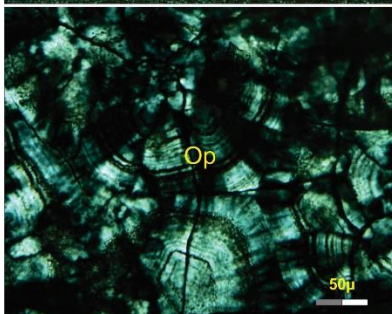
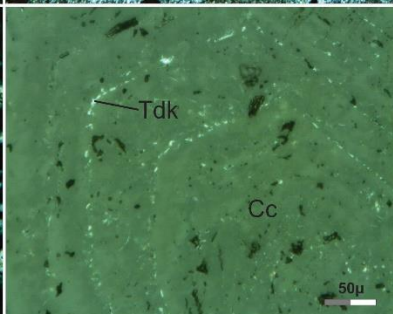
	<p>Clave: COM-82</p> <p>Coordenadas: -111.55518 E, 26.45279 N</p> <p>Localidad: Los Volcanes</p> <p>Descripción: Andesita microporfídica con glomero-cristales de piroxeno.</p>
	<p>Clave: COM-83</p> <p>Coordenadas: -111.55378 E, 26.45287 N</p> <p>Localidad: Los Volcanes</p> <p>Descripción: Veta-brecha hidrotermal compuesta de jaspe, ópalo, cuarzo y calcita tabular en fragmentos de andesita con costras de óxidos de manganeso y manganocalcita.</p>
	<p>Clave: COM-84</p> <p>Coordenadas: -111.55254 E, 26.45507 N</p> <p>Localidad: Los Volcanes</p> <p>Descripción: Andesita microporfídica ligeramente oxidada y glomero cristales de piroxeno.</p>
	<p>Clave: COM-85</p> <p>Coordenadas: -111.55362 E, 26.45280 N</p> <p>Localidad: Los Volcanes</p> <p>Descripción: Veta-brecha con fragmentos moderadamente silicificados, oxidados de andesita, rodocrosita envueltos en una matriz de calcita. Laminaciones de rodocrosita, calcita y manganocalcita.</p>

	<p>Clave: COM-86</p> <p>Coordenadas: -111.55268 E, 26.45572 N</p> <p>Localidad: Los Volcanes</p> <p>Descripción: Jaspe con horizontes brechados y jaspe con cuarzo microcristalino y cristales de calcita.</p>
	<p>Clave: COM-87</p> <p>Coordenadas: -111.55275 E, 26.45580 N</p> <p>Localidad: Los Volcanes</p> <p>Descripción: Andesita microporfídica ligeramente oxidada con fenocristales de hornblenda.</p>
	<p>Clave: COM-88</p> <p>Coordenadas: -111.55309 E, 26.45613 N</p> <p>Localidad: Los Volcanes</p> <p>Descripción: Andesita microporfídica moderadamente oxidada con aglomerados de plagioclasas, porosidad relevante.</p>

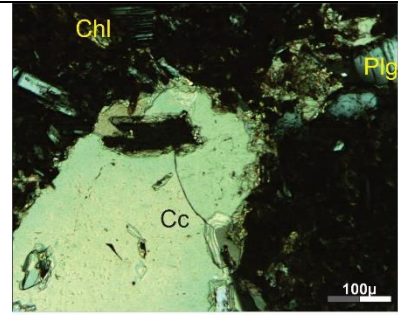
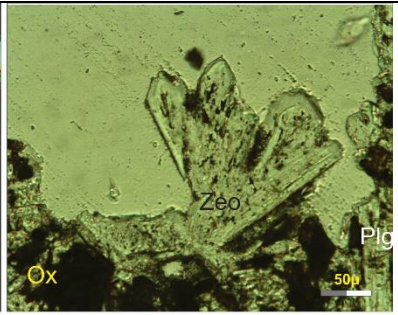
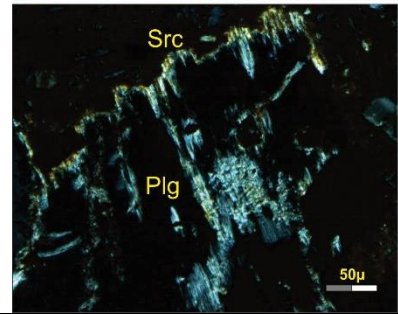
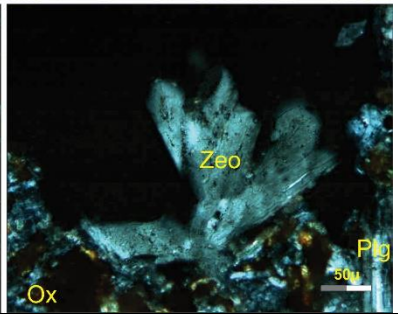
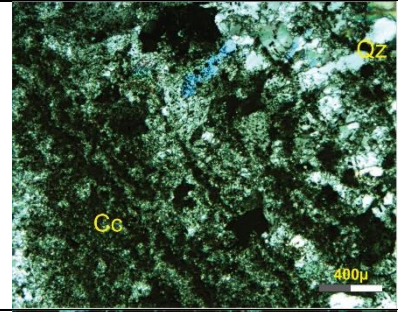
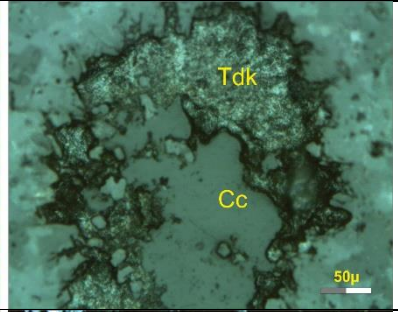
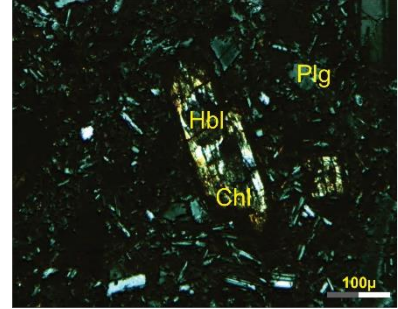
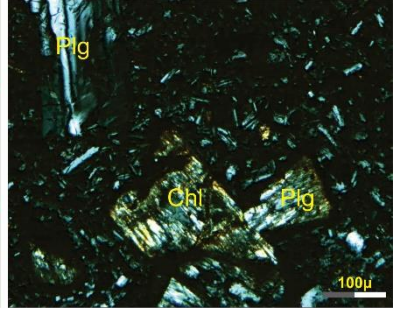
Anexo 2. Petrografía microscópica de lámina delgada

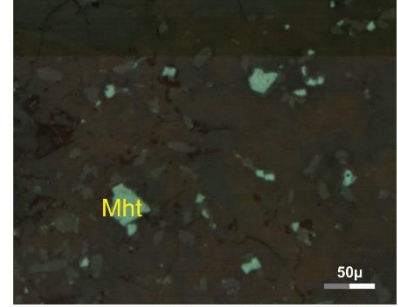
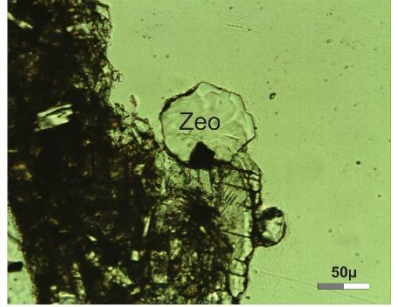
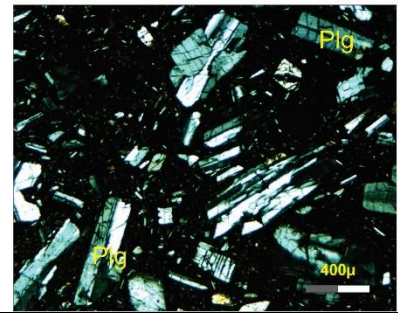
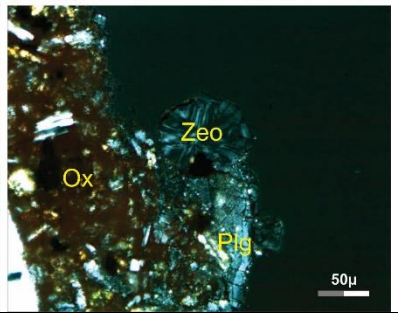
		<p>Clave: COM-19</p> <p>Descripción: Fenocristales de plagioclasa y biotita parcialmente cloritizada, feldespato potásico cuarzo en una matriz de vidrio.</p>
		<p>Clave: COM-21</p> <p>Descripción: Fenocristales de barita en una matriz de cuarzo plumoso, cuarzo bandeado en el perímetro de las baritas, mezcla de óxidos de hierro (hematita) y arcillas, óxidos de manganeso variedad todorokita (luz reflejada)</p>

		<p>Clave: COM-62a</p>
		<p>Descripción: Conductos formados por calcita en el centro, cuarzo microcristalino, cuarzo mosaico hacia el exterior. Calcita relleno de porosidad. Microfracturas en cuarzo y calcita indicando actividad tectónica posterior al depósito. Cristales aciculares de óxido de manganeso tipo todorokita. Óxidos de manganeso al centro todorokita y anillando romanechita. Cristal de pirita en cuarzo.</p>

		<p>Clave: COM-63</p>
		<p>Descripción: Agregados coliformes de calcita denotando una dirección de flujo. Cristal de calcita rellenando una cavidad de sulfuro (boxwork). Fragmento de andesita, plagioclasas tipo oligoclasa remplazada por calcita y alterada a sericita, clorita. Cristal de pirita inmerso en la calcita, con algunos óxidos de manganeso Todorokita.</p>
		
		<p>Clave: COM-70</p>
		<p>Descripción: Estructuras de conductos formadas por cuarzo microcristalino, mosaico y calcita. Cuarzo microcristalino envolviendo a cristales de calcita. Vetillas de cuarzo y ópalo intermitente en bandas. Calcita con bandas d todorokita. Cristales de pirita relacionados con el cuarzo microcristalino.</p>

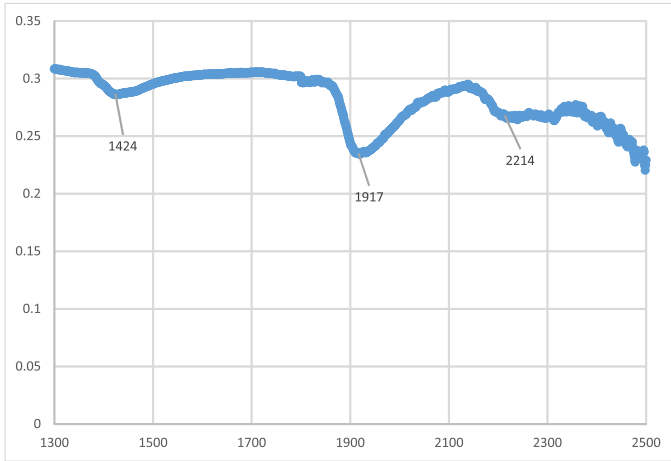
		<p>Clave: COM-72</p> <p>Descripción: Vetilla de cuarzo en andesita. Calcita remplazando a feldespatos. Cuarzo rellenando porosidad, algunas texturas de cuarzo en peine. Ocasionales plagioclasas alteradas a sericita y/o clorita.</p>
		<p>Clave: COM-78</p> <p>Descripción: Bandas estilolíticas de calcita denotando actividad tectónica singenética. Óxidos de manganeso tipo todorokita indicando una dirección de flujo. Cristal de pirita inmerso en calcita. (luz reflejada)</p>
		<p>Clave: COM-81</p> <p>Descripción: Crecimientos estromatolíticos de calcita sobre cuarzo. Óxidos de manganeso tipo todorokita y escasos óxidos de hierro tipo hematita.</p>

		<p>Clave: COM-82</p> <p>Descripción: Fenocristales de plagioclasa tipo oligoclasa y hornblenda alteradas a clorita. Zeolita relleno de vacuolas. Plagioclasas alteradas a sericita. Óxidos de hierro tipo hematita.</p>
		<p>Clave: COM-85</p> <p>Descripción: Bandas de calcita y cuarzo. Calcita con óxidos de manganeso, todorokita.</p>
		<p>Clave: COM-87</p> <p>Descripción: Andesita con cristales de hornblenda parcialmente cloritizados, fenocristales de plagioclasa tipo oligoclasa algunas con bordes de clorita.</p>
		

		<p>Clave: COM-88</p> <p>Descripción: Andesita con cristales de plagioclasa tipo oligoclasa. Presenta una matriz hematítica, con algunos cristales de maghematita. Cristales de hornblenda parcialmente cloritizados. Poros con crecimiento de zeolitas tipo laumontita fibrosas de forma circular.</p>
		

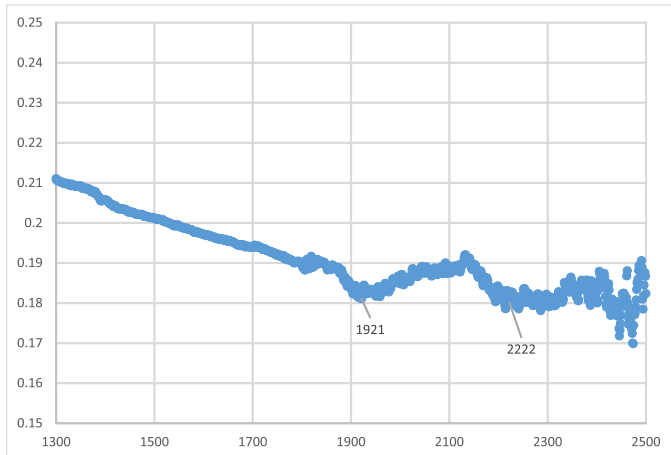
Anexo 3. Análisis de infrarrojo de onda corta (SWIR)

Espectros medidos en nm vs reflectancia



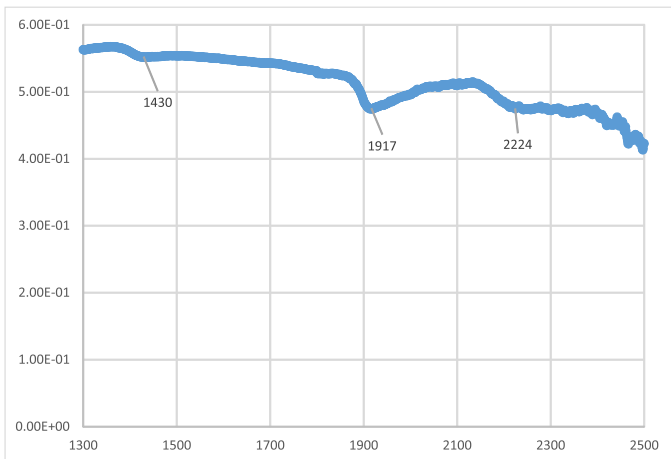
COM-62a

ópalo



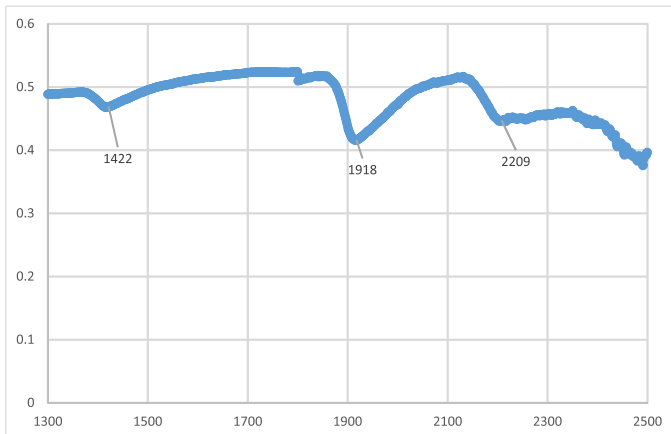
COM-62a

ópalo



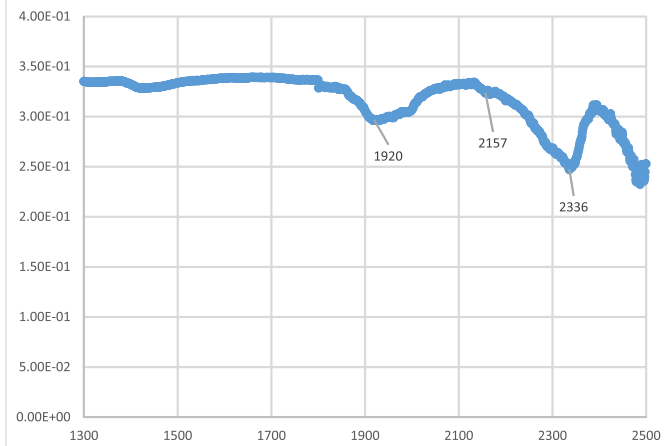
COM-62a

ópalo



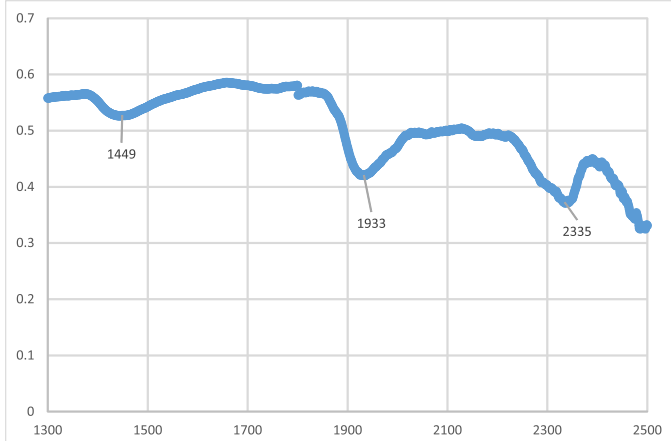
COM-62b

ópalo
illita



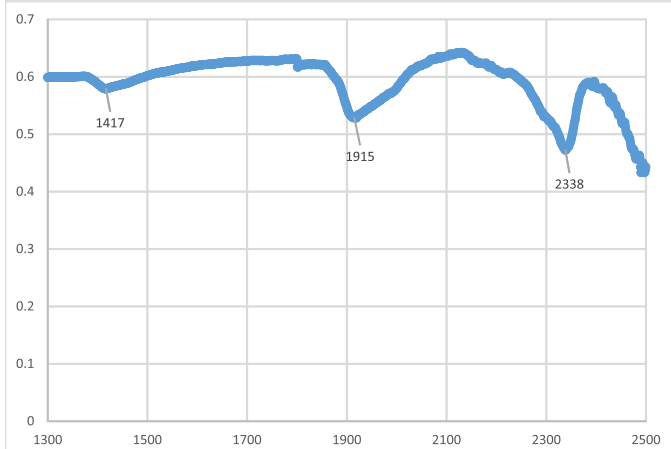
COM-62b

calcita



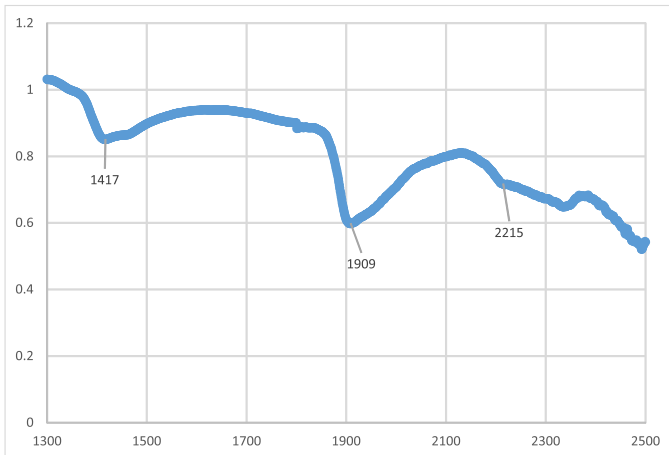
COM-62b

illita



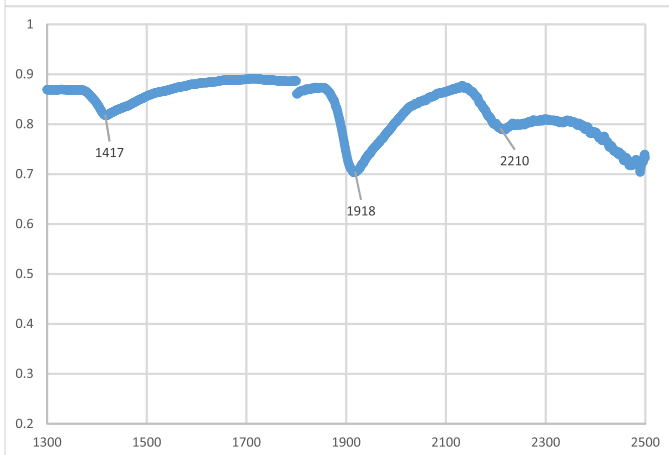
COM-63a

ópalo-calcita



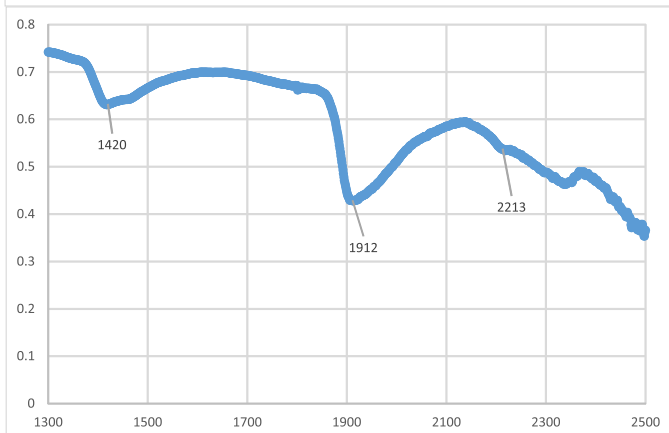
COM-63b

ópalo



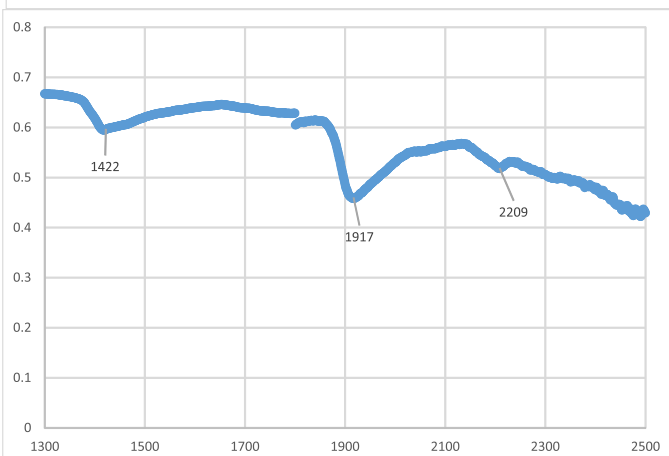
COM-65

ópalo



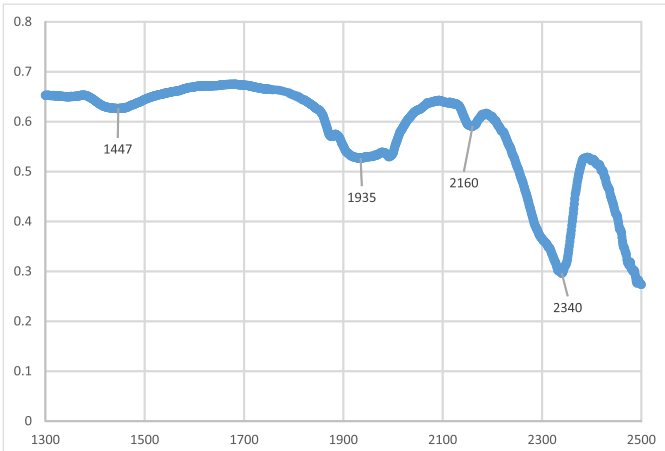
COM-65

ópalo



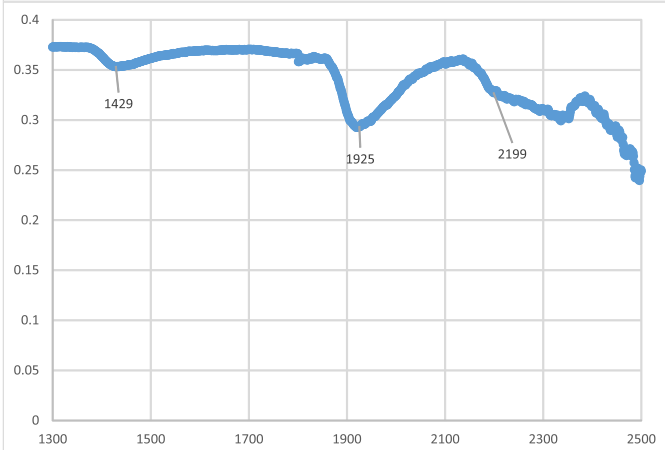
COM-66

illita



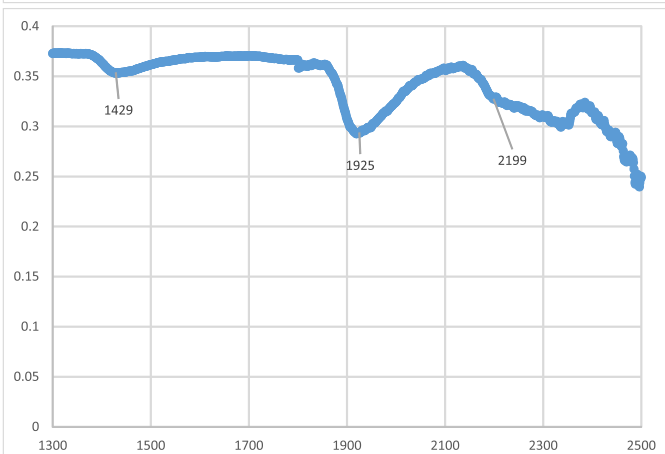
COM-67

calcita



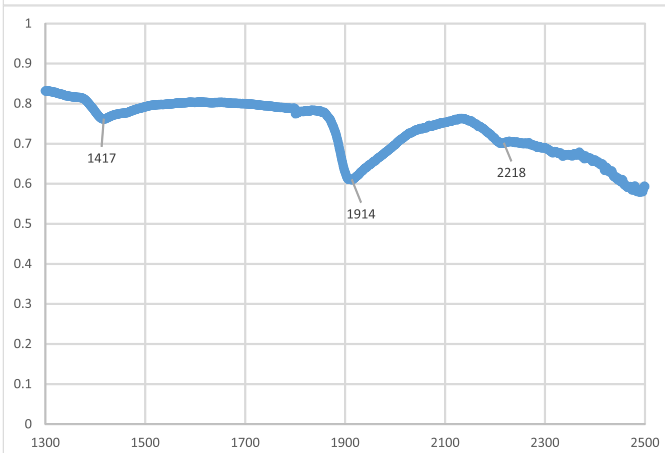
COM-67

ópalo



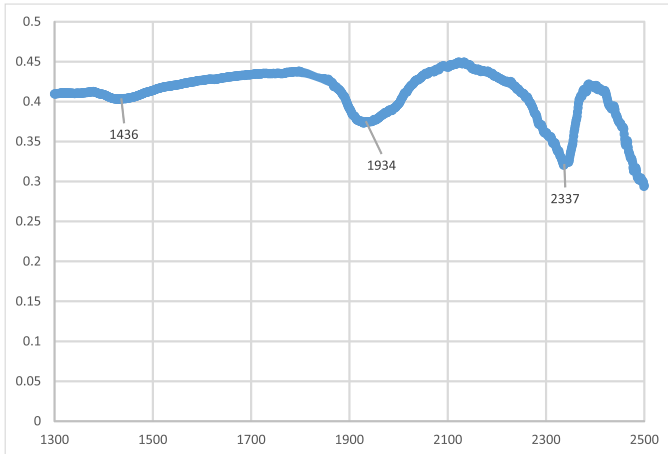
COM-68

ópalo
illita



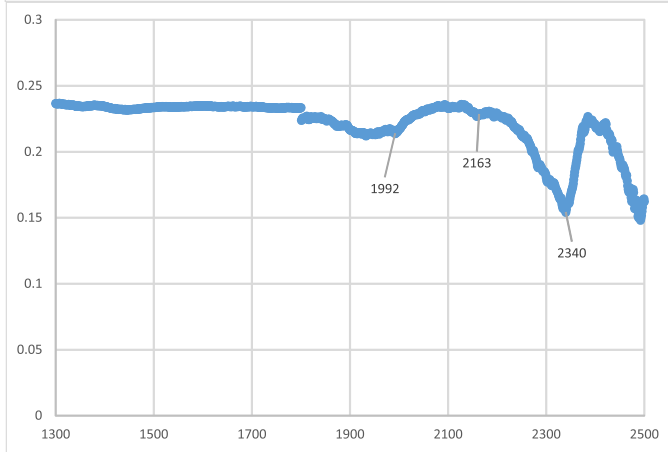
COM-68

ópalo



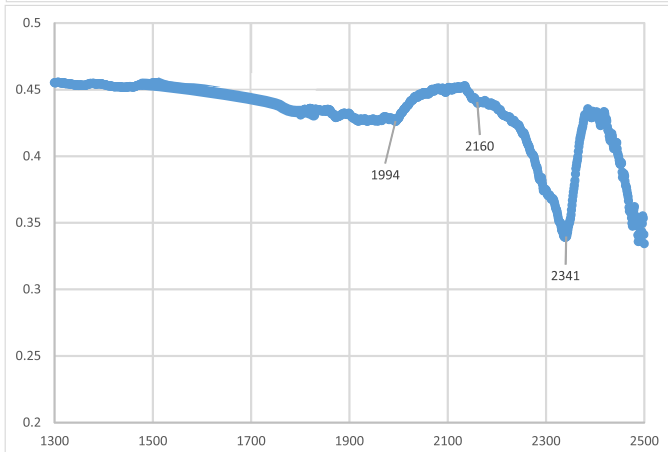
COM-69

ópalo



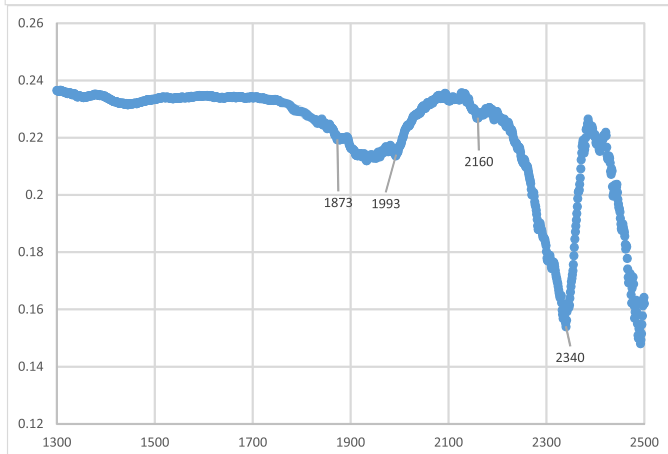
COM-69

calcita



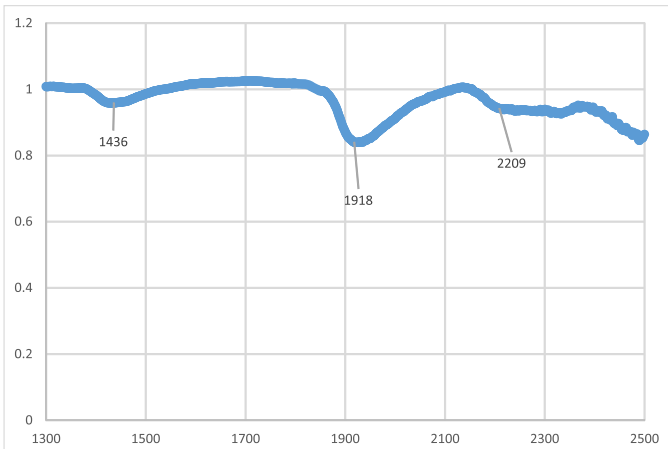
COM-69

calcita



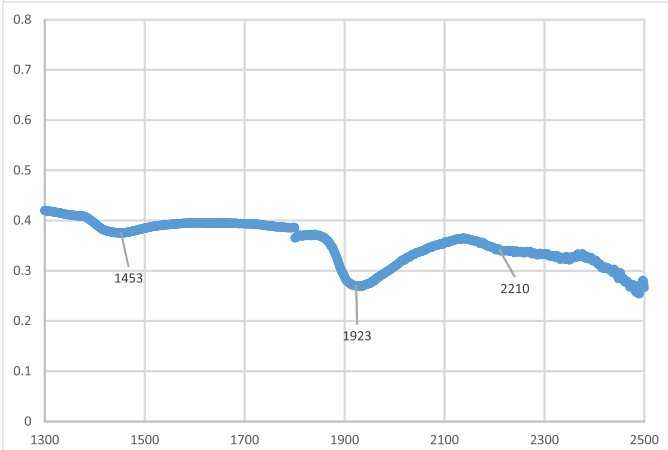
COM-69

calcita



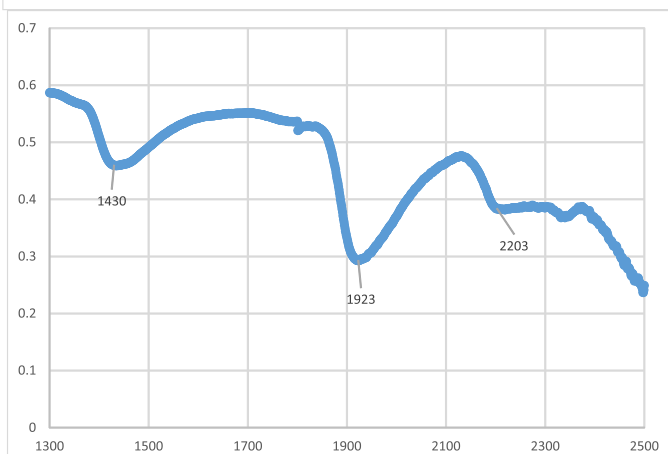
COM-70

ópalo



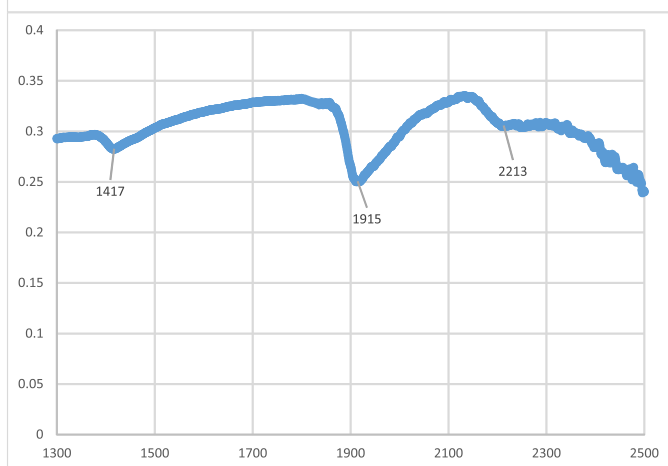
COM-70

ópalo



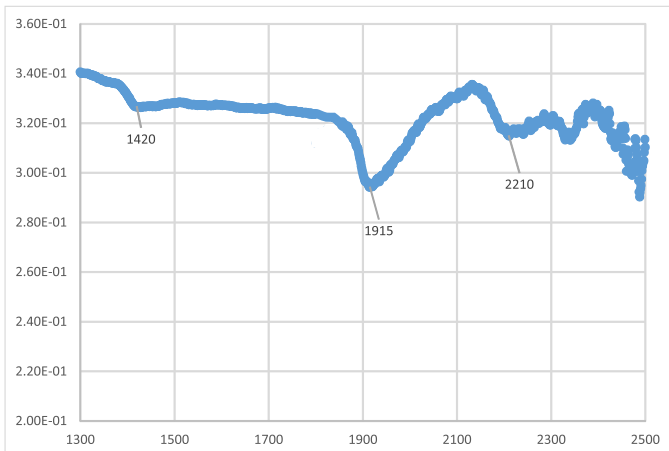
COM-71

illita/esmectita



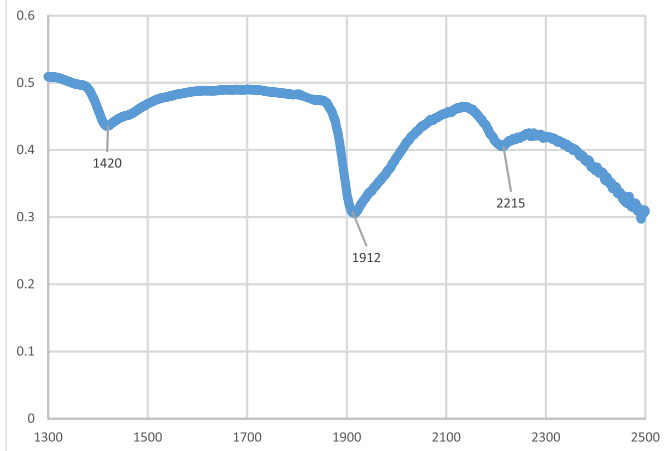
COM-71

ópalo



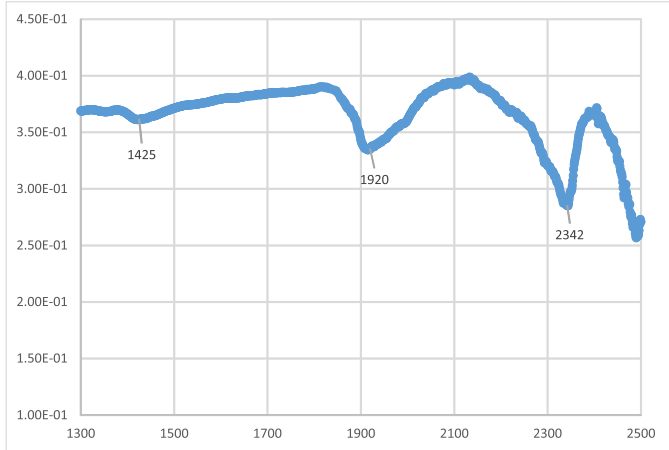
COM-71

illita
ópalo



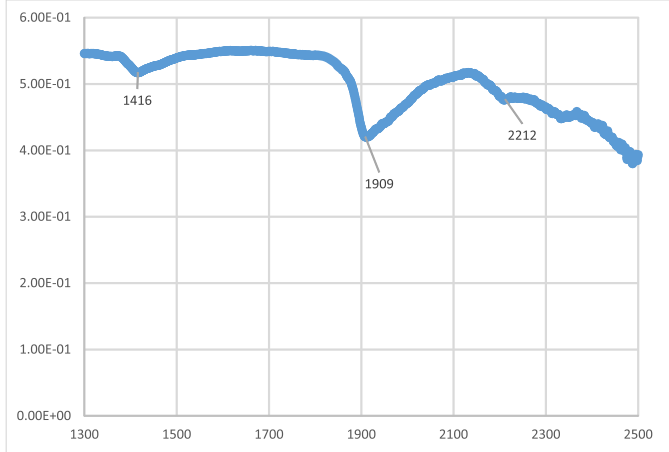
COM-72

esmectita
ópalo



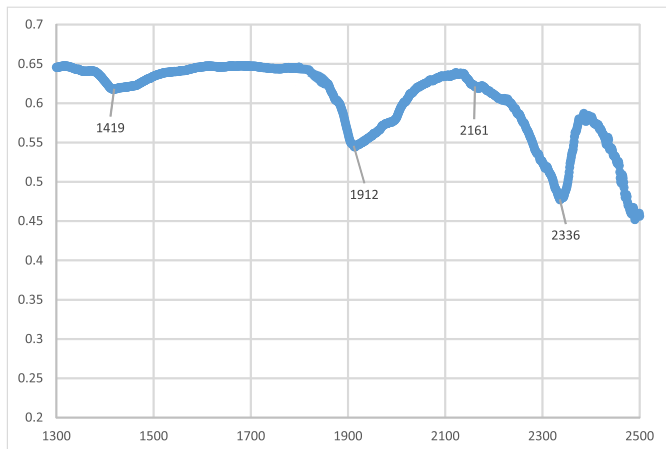
COM-75

ópalo
calcita



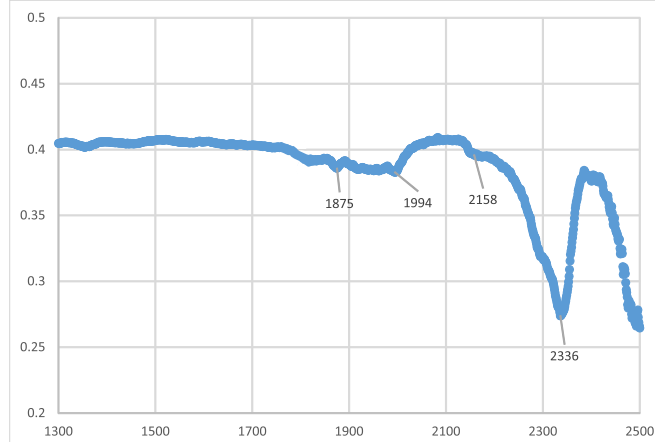
COM-76

ópalo



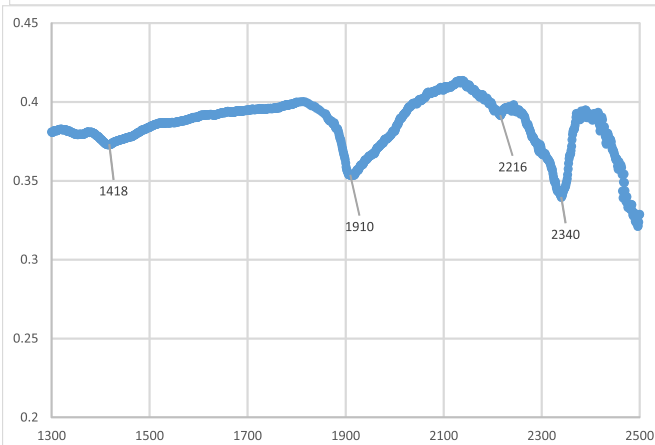
COM-76

calcita
ópalo



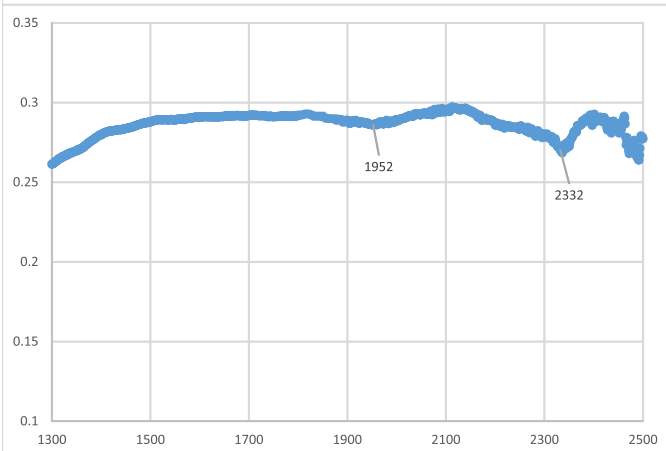
COM-78

calcita



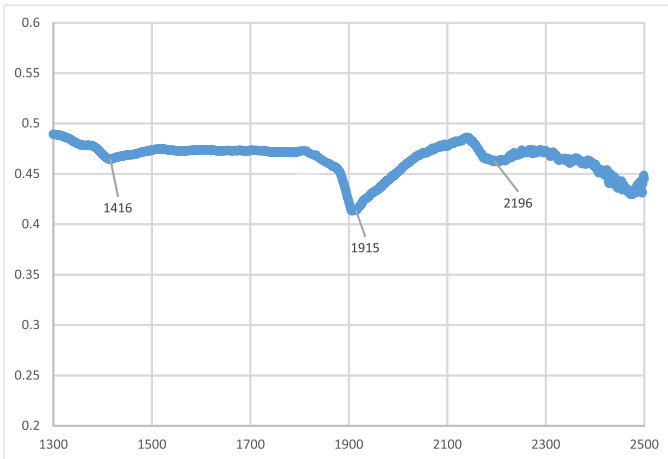
COM-78

calcita
ópalo



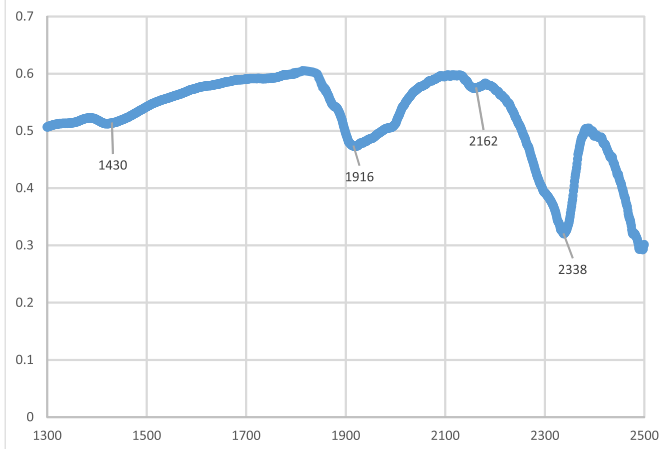
COM-78

ópalo



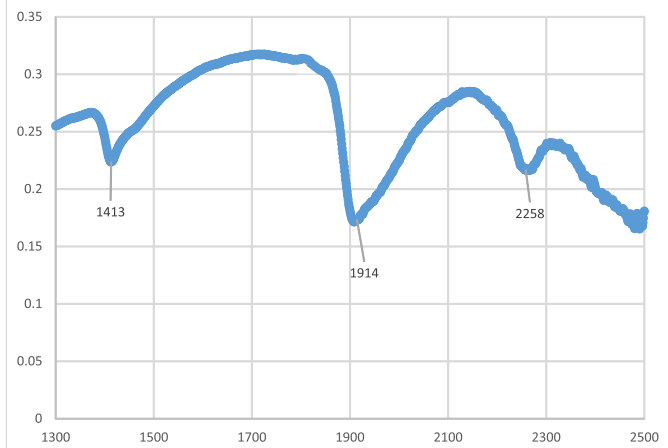
COM-78

ópalo



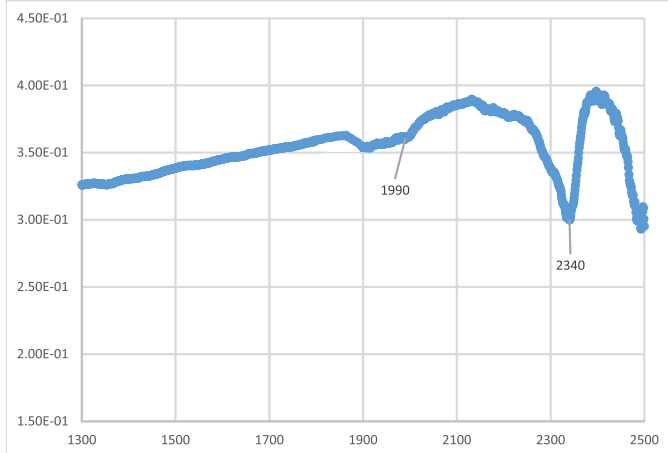
COM-79

calcita



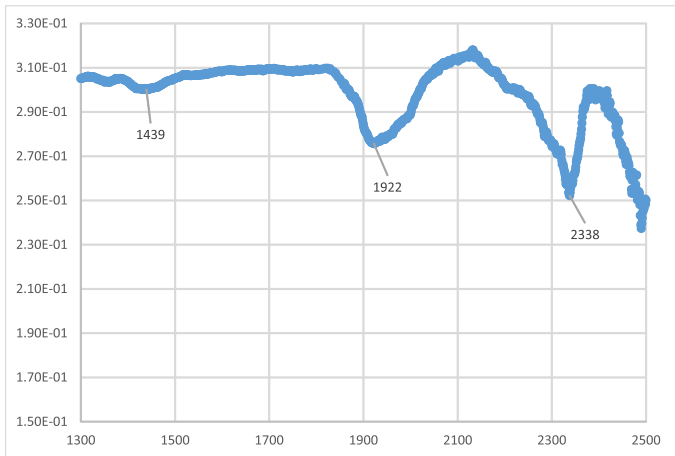
COM-79

illita/esmectita

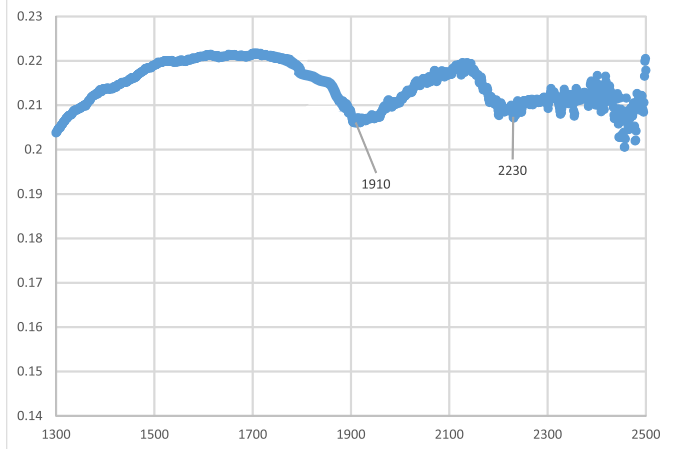


COM-80

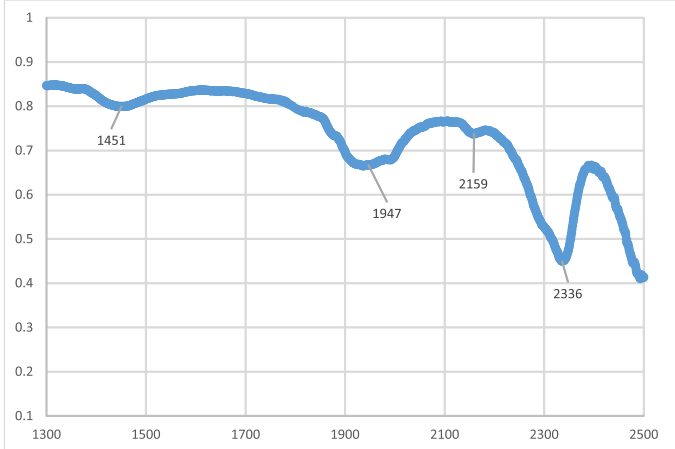
calcita



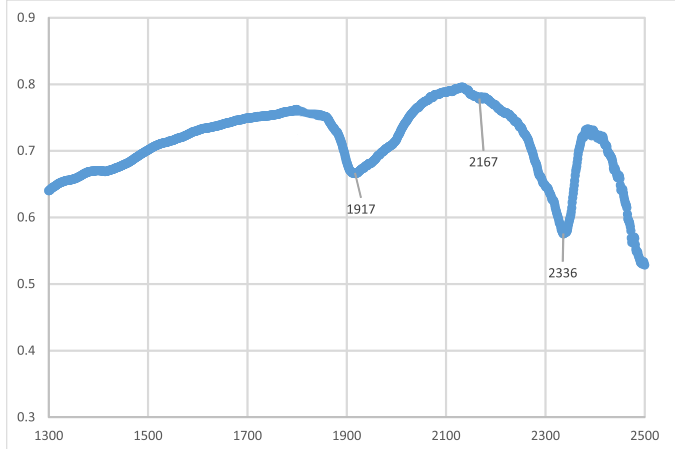
COM-83
calcita



COM-83
calcita



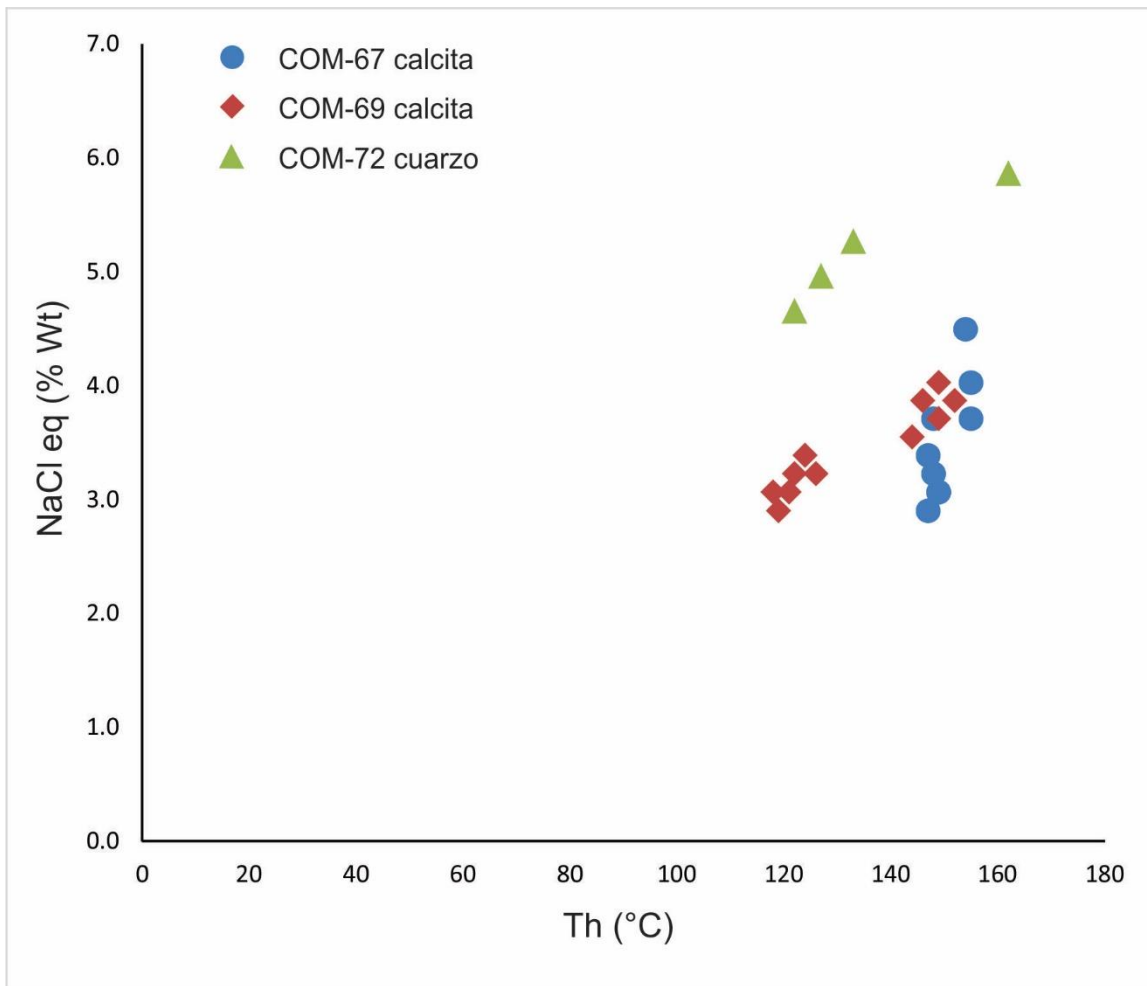
COM-85
calcita



COM-85
calcita

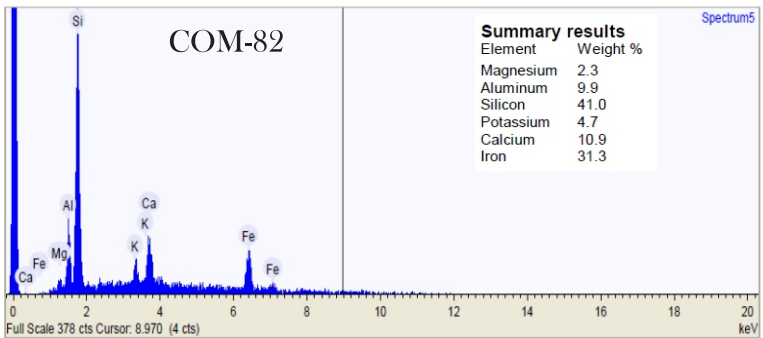
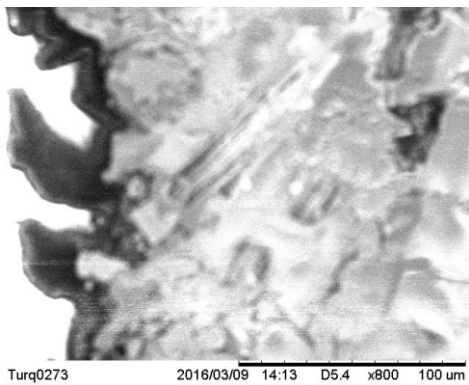
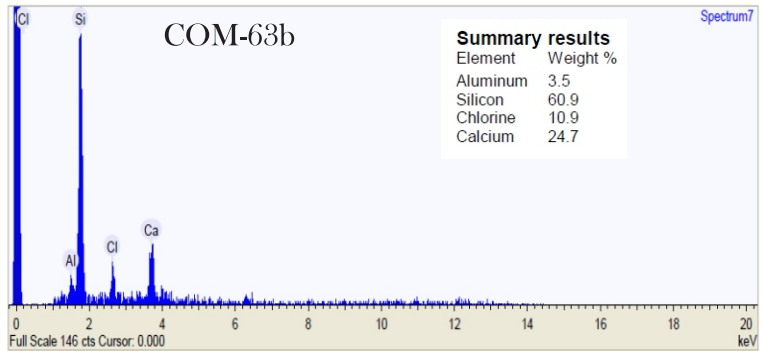
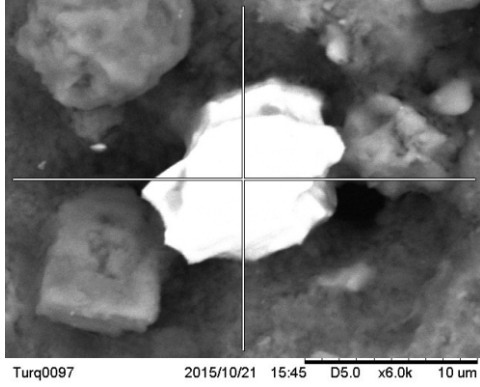
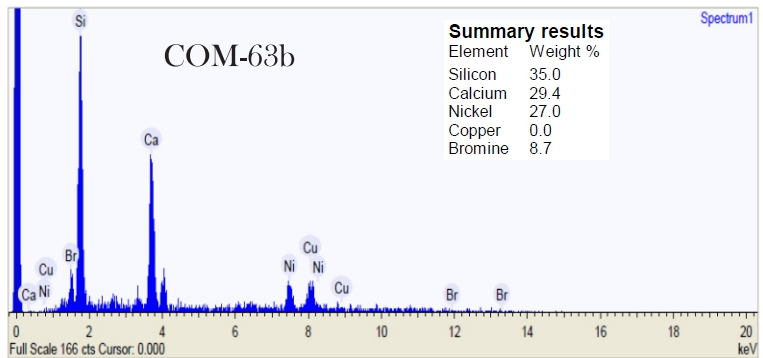
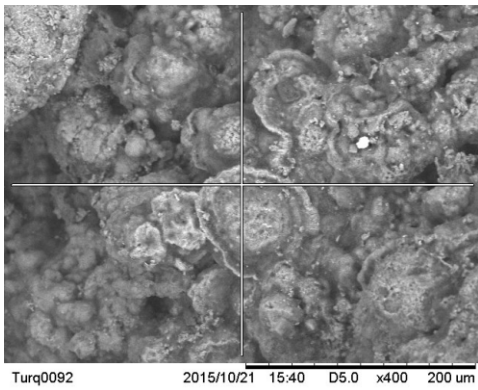
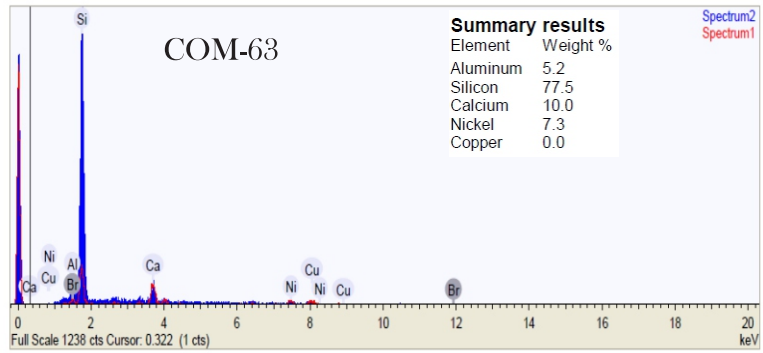
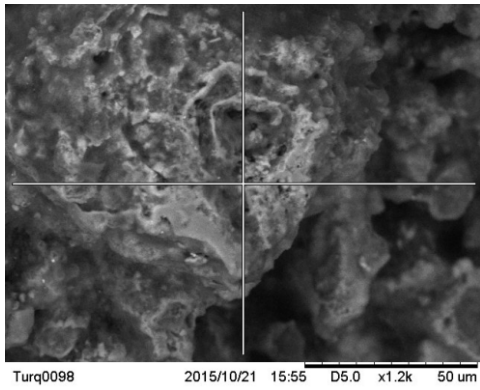
Anexo 4. Microtermometría de Inclusiones fluidas.

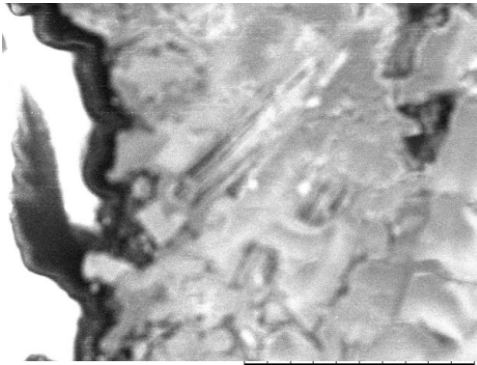
		<p>Muestra: COM-67 Mineral: Calcita Fases: L+V, L Relleno: 0.7-0.9 Th: m=119 °C M=155 °C P=150 °C Tfh: m= -1.7 °C M= -2.4 °C P= - 2 °C Salinidad: m= 2.9 M= 4 P= 3.5</p>
		<p>Muestra: COM-69 Mineral: Calcita Fases: L+V, L Relleno: 0.7-0.9 Th: m=118 °C M=152 °C P=133 °C Tfh: m= -1.8 °C M= -2.4 °C P= - 2.03 °C Salinidad: m= 2.9 M= 4 P= 3.4</p>
		<p>Muestra: COM-72 Mineral: Cuarzo Fases: L+V, L Relleno: 0.7-0.9 Th: m=122 °C M=162 °C P=136 °C Tfh: m= -2.8 °C M= -3.6 °C P= - 3.2 °C Salinidad: m= 4.6 M= 5.9 P= 5.2</p>



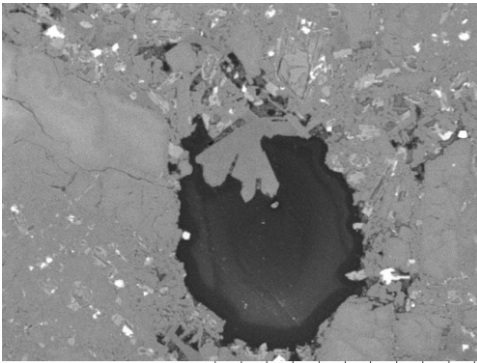
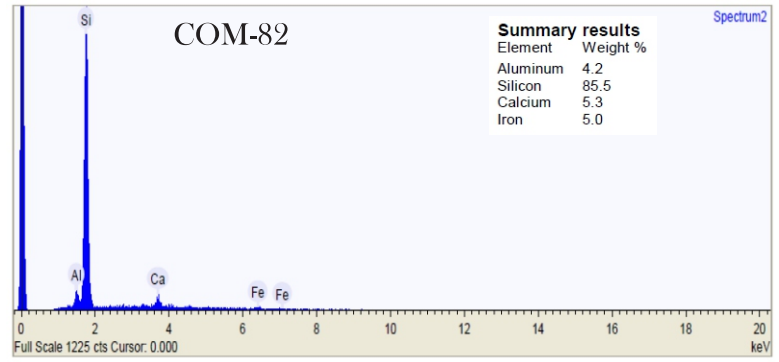
Grafica de datos medidos de temperatura de homogenización (Th) contra salinidad.

Anexo 5. Análisis SEM-EDS

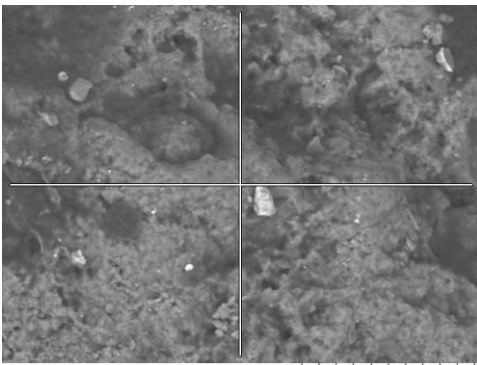
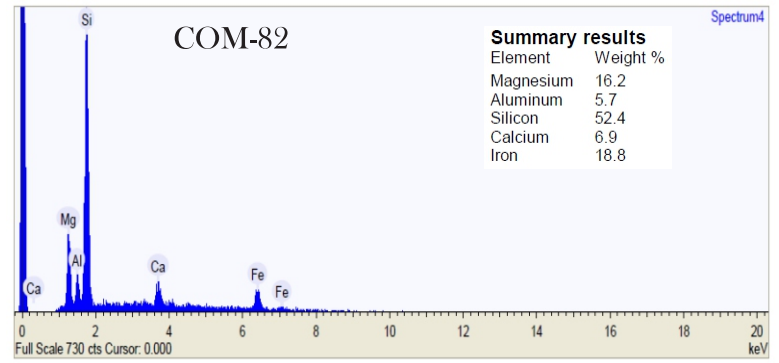




Turq0274 2016/03/09 14:14 D5.4 x800 100 um



Turq0272 2016/03/09 14:00 D5.4 x180 500 um



Turq0119 2016/10/23 13:40 D8.0 x1.2k 50 um

