



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN INGENIERÍA

INSTITUTO DE ENERGÍAS RENOVABLES

ENERGÍA - GEOTERMIA

**CARACTERIZACIÓN Y MODELADO GEOQUÍMICO DE
MANANTIALES TERMALES DE LA REGIÓN CENTRO-ESTE DE
SONORA, MÉXICO**

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:

MAESTRO EN INGENIERÍA

P R E S E N T A :

ERIKA ALMIRUDIS ECHEVERRÍA

TUTOR PRINCIPAL:

M.C. MIRNA GUEVARA GARCÍA, INSTITUTO DE ENERGÍAS RENOVABLES UNAM

COMITÉ TUTORAL:

DR. FRANCISCO PAZ MORENO, DEPARTAMENTO GEOLOGÍA UNISON
MAESTRÍA EN CIENCIAS-GEOLOGÍA

DR. EDGAR SANTOYO GUTIÉRREZ, INSTITUTO DE ENERGÍAS RENOVABLES UNAM

TEMIXCO, MORELOS; JUNIO 2013



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Tesis financiada parcialmente por el proyecto PAPIIT (clave IN115611): **Estudios teóricos y experimentales de interacción fluido-roca en condiciones de sistemas geotérmicos - fase II**; y por la División de Ciencias Exactas y Naturales de la Universidad de Sonora.

JURADO ASIGNADO:

Presidente: **Dr. Edgar Rolando Santoyo Gutiérrez**

Secretario: **M.C. Mirna Guevara García**

Vocal: **Dr. Francisco Abraham Paz Moreno**

1er. Suplente: **Dr. Pandarinath Kailasa**

2do. Suplente: **Dr. Eduardo González Partida**

Lugar donde se realizó la tesis:

INSTITUTO DE ENERGÍAS RENOVABLES - UNAM, TEMIXCO, MORELOS, MÉXICO

TUTOR DE TESIS:

M.C. Mirna Guevara García

Resumen

De acuerdo a modelos geológicos y geoquímicos regionales, estudios previos en el Noroeste de México han evidenciado áreas hidrotermales promisorias relacionadas con cuencas de *pull-apart* en el Golfo de California y con sistemas hidrotermales convectivos de alta y baja temperatura. Dada la importancia de evaluar el potencial energético de sistemas geotérmicos en México, se realizaron estudios geoquímicos y de interacción agua-roca entre minerales y fluidos de manantiales termales en la región Centro-Este del Estado de Sonora, a fin de identificar los procesos geotérmicos dominantes y proponer un modelo geoquímico de las manifestaciones hidrotermales. Durante estudios de campo se realizaron un muestreo de 12 manantiales termales y mediciones de parámetros físicos. En las muestras colectadas se determinaron las composiciones químicas (elementos mayores y menores) e isotópicas ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ y D/H). Estimaciones de temperaturas de equilibrio de fondo mediante el uso de geotermómetros de solutos y la composición mineral de sales precipitadas *in situ* por DRX, se utilizaron para proponer un modelo geoquímico preliminar. Finalmente, el cálculo de especies minerales hidrotermales y sus correspondientes índices de saturación mineral, aunado a la litología y estructuras geológicas, sugieren la existencia de un sistema hidrotermal de baja a mediana temperatura ($T < 200$ °C).

Palabras clave: energía geotérmica, geotermometría, hidrogeoquímica, isótopos estables $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ D/H, manantiales termales, México, modelado geoquímico, Sonora

Abstract

According to regional geological and geochemical models, earliest surveys on the Northwestern Mexico have delimited promissory hydrothermal areas linked with the pull-apart basins in the Gulf of California and with high- and low- temperature convection hydrothermal systems. Given the importance of evaluating the energetic potential of geothermal systems in Mexico, geochemical and water-rock interaction studies between minerals and fluids of thermal springs in the Central and Eastern regions of Sonora were carried out, in order to understand the dominated geothermal processes and to propose a geochemical model of the hydrothermal manifestations. A field survey for collecting and analyzing the composition of 12 hot spring samples was accomplished. Chemical (major and minor components) and isotopic ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and D/H) composition were determined in collected samples. Deep equilibrium temperatures (using solute geothermometers), and the mineral composition of in-situ precipitates by XRD were used for proposing a preliminary geochemical model. Finally, the calculation of hydrothermal mineral species and the corresponding mineral saturation index, together with the geologic and lithological structures, suggested the existence of a deep low-to-medium temperature hydrothermal system ($T < 200\text{ }^{\circ}\text{C}$).

Key words: geochemical modeling, geohydrochemistry, geothermal energy, geothermometry, Mexico, stable isotopes $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ D/H, thermal springs, Sonora

Dedicatoria

*A Lupita y Joel, primeros maestros,
los de cada día.*

*A Braulio, compañero en cada paso nuevo. En palabras
simples, el que me hace la vida más feliz.*

A pesar de haber sido corta la experiencia de colaboración investigador-alumno, agradezco haya sido con una persona tan alegre, trabajadora, respetuosa y gustosa de compartir su labor. Con el mejor recuerdo e inmensas ganas de haber podido continuar aprendiendo de él.

*Por su gran ejemplo, a mi tutor
Dr. Ignacio Torres Alvarado, Nacho,
con cariño, muchas gracias.*

Agradecimientos

A la Universidad Nacional Autónoma de México y el Instituto de Energías Renovables, por brindarme la formación en energías renovables.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, por la beca económica otorgada sin la cual no hubiera sido posible la realización de este trabajo. Al Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica y el proyecto clave IN115611, por el financiamiento de esta tesis. A la Universidad de Sonora, la División de Ciencias Exactas y Naturales y el Departamento de Geología, por brindarme apoyo económico y logístico durante la etapa de campo.

Al Dr. Ignacio Torres, por aceptar dirigir esta tesis mostrando entusiasmo y apoyo desde antes de su inicio. A la M.C. Mirna Guevara, por aceptar continuar con la dirección de este trabajo y por los consejos, correcciones y disponibilidad siempre mostrados. Al Dr. Francisco Paz, por seguir brindándome el apoyo de siempre y por la propuesta inicial a partir de la cual se bosquejaron los objetivos de esta investigación. Al Dr. Edgar Sontoyo, por su asesoría e invitación a involucrarme en actividades tan gratificantes como son la divulgación de la ciencia. A los integrantes del jurado, por la evaluación y observaciones en la mejora de este trabajo.

En las distintas etapas de la tesis: Al M.I. Daniel Pérez, por su asesoría en el laboratorio. A la Dra. Ruth Villanueva, M.C. Alfredo Ochoa, Dra. Diana Meza y Dra. Cristina Peñalba, por el préstamo de equipo utilizado en campo. A los geólogos M.C. Iván Espinoza y Jesús Urrutia, por su compañía durante el trabajo de campo. A los señores Francisco Baldenegro, Aarón Húguez, Alejandro García, nácori? y mátape?, por su amable hospitalidad y por facilitar el acceso a las zonas termales. A la Mtra. María Luisa Ramón por su apoyo técnico en las mediciones de DRX.

A mis profesores de asignatura, en particular al Dr. Sergio Cuevas y el Dr. Raúl Rechtman, por el entusiasmo contagiado al compartir la especialidad de cada uno. A Lourdes Araujo y Miguel Chávez, por su siempre atenta disposición en los trámites del posgrado.

Contenido

Resumen	III
Abstract	V
1. Introducción	1
1.1. Justificación	1
1.2. Generalidades de la Energía Geotérmica	3
1.2.1. Sistemas Geotérmicos	4
1.2.2. Usos directos de la Geotermia	4
1.3. Antecedentes	6
1.4. Objetivo	8
1.4.1. Metas Particulares	9
1.5. Área de estudio	9
1.5.1. Distribución geográfica de manantiales termales	10
1.5.2. Fisiografía e Hidrología	11
2. Geología Regional	15
2.1. Marco Geodinámico del NW de México	15
2.1.1. Subducción de la placa Farallón bajo la placa Norteamericana	15
2.1.2. Extensión cortical	16
2.1.3. Apertura del Golfo de California	17
2.1.4. Vulcanismo Cuaternario	18
2.2. Geología del área de estudio	19
2.3. Manantiales termales del área de estudio	23
3. Metodología	25
3.1. Interacción agua-roca	25
3.2. Trabajo de Campo	26
3.2.1. Preparación de equipo y material de campo	26
3.2.2. Muestreo y medición de parámetros físicos y químicos	28
3.3. Análisis químico e isotópico de fluidos geotérmicos	29
3.3.1. Caracterización química e isotópica	30
3.3.2. Principios elementales de las técnicas analíticas utilizadas	31
3.4. Geoquímica de fluidos geotérmicos	33
3.4.1. Hidrogeoquímica de manantiales termales	34
3.4.2. Geotermómetros de solutos	35

3.4.3. Isótopos estables ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, D/H)	42
3.5. Mineralogía de sales precipitadas	43
3.5.1. Principios elementales de la técnica de Difracción de rayos X	44
3.6. Modelado geoquímico	45
3.6.1. Fundamentos termodinámicos	46
3.6.2. Trayectoria de reacción	50
3.6.3. Estado de saturación mineral	52
3.6.4. Diagramas de estabilidad mineral	53
4. Resultados	55
4.1. Trabajo de campo	55
4.1.1. Parámetros físicos de los fluidos geotérmicos	55
4.2. Geoquímica de fluidos geotérmicos	58
4.2.1. Clasificación química de aguas termales	58
4.2.2. Variación química regional	69
4.2.3. Estimación de temperaturas de yacimiento	71
4.2.4. Origen y mezcla de fluidos	75
4.3. Precipitación mineral superficial	77
4.4. Modelado geoquímico	80
4.4.1. Precipitación de minerales hidrotermales	81
4.4.2. Equilibrio soluto-mineral	84
5. Discusión y conclusión	93
5.1. Discusión	93
5.2. Conclusiones	96
5.3. Recomendaciones	99
Bibliografía	108
A. Control de calidad en análisis químicos	109
B. Parámetros físicos y químicos	111
C. Fórmula química de minerales de alteración	113

Lista de Tablas

3.1. Equipo, material y reactivos utilizados para el trabajo de campo.	27
3.2. Métodos de análisis para cationes.	30
3.3. Aniones analizados por cromatografía iónica.	31
4.1. Parámetros físicos y químicos medidos in situ en fluidos recolectados en los manantiales termales. 60	
4.2. Composición química de los fluidos recolectados en manantiales termales (mg/kg).	62
4.3. Temperaturas de equilibrio estimadas a partir de geotermómetros químicos.	72
4.4. Composición isotópica de los manantiales termales.	76
4.5. Valores de ξ considerados en las simulaciones sin balance de carga.	81
A.1. Estándares, duplicados y blancos para control de calidad de los análisis químicos.	110
B.1. Parámetros físicos y composición química e isotópica de manantiales termales.	112
C.1. Fórmula química de algunos minerales de alteración hidrotermal.	114

Lista de Figuras

1.1.	Geotermia en México.	2
1.2.	Regiones anómalas de flujo de calor en México.	6
1.3.	Distribución espacial de zonas hidrogeoquímicas en Sonora.	7
1.4.	Área de estudio y ubicación de manantiales termales muestreados.	10
1.5.	Regiones y cuencas hidrológicas superficiales del Estado de Sonora.	11
2.1.	Provincia del <i>Basin and Range</i>	16
2.2.	Evolución tectónica del Golfo de California, de 12 a 3 Ma.	18
2.3.	Mapa geológico y columna estratigráfica de la zona NE del área de estudio.	20
2.4.	Perfil geológico de la zona NE del área de estudio.	21
2.5.	Mapa geológico de la zona NW del área de estudio.	21
2.6.	Mapa geológico de la zona Centro del área de estudio.	22
2.7.	Perfil geológico de la zona S del área de estudio.	22
3.1.	Modelo conceptual de simulación de reacción.	50
4.1.	Temperatura superficial de manantiales termales de Sonora central (SC).	56
4.2.	pH superficial de manantiales termales de SC.	57
4.3.	Conductividad Eléctrica (CE) y Sólidos Totales Disueltos (STD) de manantiales de SC.	57
4.4.	Interpolación de temperatura, pH y CE superficial.	59
4.5.	Diagrama de Piper para la clasificación química de aguas de SC.	61
4.6.	Tipos de aguas de acuerdo al contenido relativo de Cl, SO ₄ y HCO ₃ de SC.	61
4.7.	Diagrama de Schoeller con manantiales de la zona Norte de SC.	63
4.8.	Diagrama de Schoeller con los manantiales de la zona Centro de SC.	63
4.9.	Diagrama de Schoeller con los manantiales de la zona Sur de SC.	64
4.10.	Mapa regional con diagramas de Stiff en SC	65
4.11.	Interpolación de valores de STD en Sonora central.	66
4.12.	Mapas de isovalores de Na, SO ₄ , K y Li en Sonora central.	67
4.13.	Mapas de isovalores de Ca, HCO ₃ , Mg y Cl en Sonora central.	68
4.14.	Mapas de isovalores de F y SiO ₂ en Sonora central.	69
4.15.	Diagrama de Piper con manantiales de SC y Las Tres Vírgenes (LTV).	69
4.16.	Diagrama Schoeller con manantiales de SC y LTV.	70
4.17.	Temperaturas de equilibrio estimadas por geotermómetros químicos.	73
4.18.	Diagrama ternario de Giggenbach con manantiales de SC.	75
4.19.	$\delta^{18}\text{O}$ vs δD de manantiales termales de SC.	77

4.20. Difractograma de sales en manantial Tónichi (TCH).	78
4.21. Difractograma de sales en manantial Cumpas (CMP).	78
4.22. Difractograma de sales en manantial Tonibabi (TNB), sobre granito.	79
4.23. Difractograma de sales en manantial TNB.	79
4.24. Precipitación mineral en función de la temperatura (T) de las zonas NW y NE.	82
4.25. Precipitación mineral en función de T de la zona Sur.	82
4.26. Precipitación mineral en función de T de la zona Centro, sin balance de carga.	83
4.27. Precipitación mineral en función de T de las zonas NW y NE, sin balance de carga.	84
4.28. Diagramas de actividad para fases minerales a T=150°C.	86
4.29. Diagramas de actividad para fases minerales a T=150°C.	87
4.30. Diagramas de actividad para fases minerales a distintas temperaturas.	89
4.31. Diagramas de actividad para fases minerales a distintas temperaturas.	90

Introducción

1.1. Justificación

En las últimas décadas se ha hecho evidente la disminución de las reservas de combustibles fósiles y la consecuente necesidad de buscar fuentes alternas de energía para satisfacer la demanda energética mundial. Es importante mencionar que en la investigación de nuevas fuentes de energía es esencial cuantificar sus posibles efectos nocivos al ambiente y al género humano. Es por ello que la investigación científica y tecnológica se encuentra actualmente en continuo desarrollo en torno al aprovechamiento de los recursos de origen renovable. La energía geotérmica, siendo una energía renovable madura, se utiliza hoy en día en 78 países tanto para la producción de electricidad como en usos directos, que inciden en sus programas de ahorro de energía ([Santoyo & Torres-Alvarado, 2010](#)). De ahí que la evaluación del potencial energético de sistemas geotérmicos adquiera especial importancia, donde los estudios geológicos, geoquímicos y geofísicos son fundamentales para la caracterización de sistemas hidrotermales (de baja entalpía) y sistemas de roca seca caliente (HDR, por sus siglas en inglés *Hot Dry Rock*), que podrían ampliar el potencial de este recurso si llegan a ser explotados.

Gran parte del territorio mexicano se encuentra privilegiado con la presencia de actividad tectónica y volcánica que ha dado lugar a sistemas hidrotermales, entre los cuales destacan los campos geotérmicos de Cerro Prieto (CP) en Baja California; Los Azufres (LA) en Michoacán; Los Humeros (LH) en Puebla; y Las Tres Vírgenes (LTV) en Baja California Sur, que son explotados actualmente para la producción de electricidad con una capacidad instalada de 720 MWe, 188 MWe, 40 MWe y 10 MWe, respectivamente, además del proyecto Cerritos Colorados

en Jalisco con un potencial evaluado de 75 MWe ([Santoyo & Torres-Alvarado, 2010](#), figura 1.1). Éstos campos en explotación suman un total de 958 MWe y contribuyen con cerca del 3 % de la producción anual de electricidad mexicana ([Bertani, 2012](#)), haciendo que actualmente México ocupe el cuarto lugar a nivel mundial en producción de electricidad.

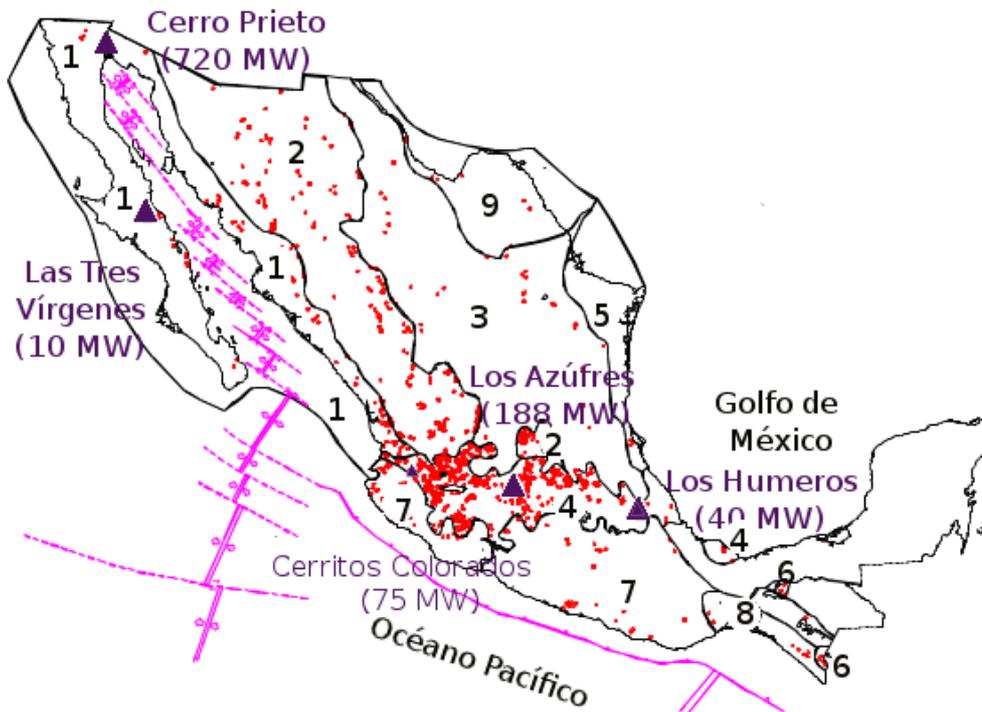


Figura 1.1: Geotermia en México: Campos geotérmicos en explotación, manifestaciones hidrotermales y provincias geotérmicas: 1. Rift del Golfo de California, Sistema de Fallas de San Andrés y zona distensional del Golfo, 2. Sierra Madre Occidental, 3. Sierra Madre Oriental, 4. Cinturón Volcánico Trans-Mexicano, 5. Planicie Costera del Golfo, 6. América Central, 7. Sierra Madre del Sur, 8. Sistema de Fallas Motahua-Polochic, 9. Rift del Río Bravo (modificado de [Torres-Rodríguez, 2000](#)).

Para los recursos de temperatura baja a media ($T < 200^{\circ}\text{C}$), apropiados principalmente para aplicaciones de calor directo, la situación es diferente, siendo la capacidad instalada en México de ~ 164 MWt en el año 2000, principalmente en balneología y sin avances significativos desde entonces, a pesar que de estos recursos geotérmicos son en órdenes de magnitud más abundantes que los de alta temperatura, de acuerdo a la experiencia internacional ([Iglesias, 2003](#)).

Trabajos previos de exploración geotérmica en el Estado de Sonora reportan la existencia de 154 manifestaciones hidrotermales, con temperaturas promedio entre 28 y 88 °C, distribuidas en gran parte del territorio (Iglesias *et al.*, 2011; Verdugo-Mariscal, 1983). Estas manifestaciones, el volcanismo reciente y Cuaternario (Paz-Moreno *et al.*, 2003), la cercanía geográfica con los campos geotérmicos CP y LTV, y la tectónica activa del Golfo de California (Prol-Ledesma & Canet, 2004), hacen de este Estado una región con un potencial geotérmico promisorio. Es así como surge el interés en el estudio y caracterización de los sistemas hidrotermales presentes en el Estado de Sonora, como parte de un proyecto estratégico nacional de evaluación de nuevos sistemas geotérmicos en el país. El presente trabajo tiene como finalidad proponer un modelo geoquímico, basado en la química de los fluidos y en conceptos termodinámicos que rigen el equilibrio químico en los procesos de interacción fluido-roca de manifestaciones termales superficiales localizadas en la porción serrana-central del Estado de Sonora.

1.2. Generalidades de la Energía Geotérmica

La Geotermia se define como la energía térmica o calor natural que proviene del interior de la Tierra, y en su forma aplicada, particularmente al calor almacenado en la Corteza Terrestre, distribuido entre una roca huésped y un fluido contenido en las fracturas y poros de la misma. Estos fluidos, presentes de manera natural y en escenarios futuros de forma artificial (a través de su inyección), son principalmente agua con cantidades variables de sales y gases disueltos. Estos componentes están típicamente presentes en fase líquida, aunque pueden encontrarse también como mezcla saturada líquido-vapor o en fase de vapor sobrecalentado, es decir, vapor a temperatura mayor que la de saturación (Huenges, 2010). La fuente primordial de esta energía térmica es el calor remanente de la formación de nuestro planeta y el decaimiento radioactivo de elementos, particularmente isótopos de uranio y torio (e.g. ^{238}U , ^{235}U , ^{232}Th ; Santoyo *et al.*, 2012). Debido a las diferencias de temperatura en el interior y exterior de la Tierra, existe un flujo de calor que de manera natural fluye hacia la superficie del planeta,

conocido como gradiente geotérmico. Este indicador de temperatura tiene un valor normal promedio de 30 °C/km ó 1 °C cada 30 metros de profundidad ([Santoyo & Torres-Alvarado, 2010](#)) en la corteza terrestre, existiendo zonas de anomalías térmicas con valores más elevados, generalmente cercanas a los límites entre placas tectónicas.

1.2.1. Sistemas Geotérmicos

Un sistema geotérmico está compuesto de tres partes principales: (i) fuente de calor, (ii) reservorio, formado por un medio poroso o fracturado en contacto con un medio impermeable, y (iii) fluido. Los recursos geotérmicos con presencia de fluidos naturales han sido clasificados como sistemas convectivos y de acuíferos profundos, y en ausencia de ellos, en conductivos. Los sistemas convectivos o hidrotermales se encuentran tanto en ambientes continentales como submarinos en un amplio intervalo de temperaturas, que van desde 100 °C hasta temperaturas mayores a 250 °C. Los sistemas de acuíferos profundos o geopresurizados presentan temperaturas similares, pero están sometidos a altas presiones que alcanzan hasta 100 MPa con presencia de gases, en particular metano. Los sistemas conductivos o petrotérmicos se clasifican en someros (<400 m de profundidad) y de roca seca caliente HDR). Los sistemas someros presentan temperaturas inferiores a 100 °C y son aprovechados para usos directos y bombas de calor. Los HDR pueden presentar temperaturas mayores a 250 °C y en la actualidad no se encuentran en explotación, aunque existen prototipos y tecnología en desarrollo ([Huenges, 2010](#)).

1.2.2. Usos directos de la Geotermia

Además del aprovechamiento de los fluidos geotérmicos con temperaturas mayores a 180 °C para la generación de electricidad en plantas eléctricas convencionales, dependiendo de las temperaturas alcanzadas por este tipo de fluidos se han derivado distintas aplicaciones ([Lund et al., 2010](#)):

- Fluidos con temperaturas menores a 50 °C son usados típicamente en balnearios, piscinas, ventiladores de serpentín, bombas de calor, calefacción de suelos, piscicultura, procesamiento de cobre, etc.
- Los fluidos con temperaturas menores a 80 °C son utilizados para derretimiento de nieve, paneles radiantes, agua caliente domiciliaria, establos y terrenos de crianza, viveros, digestión de fango, fraguado de bloques de concreto, lavado de lana, tappenes, bombas de calor, producción de biogas, cultivo de setas, esterilización de suelos, bebidas carbonatadas, etc.
- Los fluidos con temperaturas de hasta 100 °C son utilizados en radiadores, en el procesamiento de alimentos, recuperación de petróleo, extracción de químicos, etc.
- Fluidos que alcanzan temperaturas de hasta 120 °C se utilizan en el secado de cereales, secado y teñido de telas, fabricación de pulpa y papel, etc.
- Fluidos con temperaturas de hasta 150 °C son usados para calefacción y enfriamiento de edificios, secado de vegetales, secado de madera, lixiviación en pila, etc.
- Los fluidos con temperaturas de hasta 180 °C son utilizados para la generación de electricidad en plantas eléctricas de ciclo binario, las cuales utilizan un fluido secundario mediante el ciclo Rankine o ciclo Kalina. Para producción de hielo, etanol y biocombustibles.
- Finalmente, fluidos con temperaturas mayores a 180 °C son utilizados en centrales geotérmicas de vapor seco, recuperación de minerales y producción de hidrógeno.

Esta variedad de aplicaciones del flujo de calor natural en la corteza terrestre, muestra la subutilización de este recurso en México, tanto en el campo, la industria y el sector urbano, debido a que no son reportadas. En el ultimo sector, el confort térmico de vivienda podría ser provisto con el uso de aire acondicionado y bombas de calor.

1.3. Antecedentes

[Prol-Ledesma & Juárez \(1986\)](#) propusieron un mapa geotérmico de México con estimaciones de flujo de calor a partir del cálculo de la temperatura de fondo de 326 manantiales termales, obtenidas con el geotermómetro de SiO_2 de [Truesdell \(1976\)](#). De acuerdo sus resultados, encontraron tres regiones consideradas como anomalías térmicas debido a la presencia de flujos de calor superiores a 100 mW/m^2 : (1) en el Centro del país, en el Cinturón Volcánico Mexicano, (2) hacia el Sur del país, cercano al Cinturón volcánico de Centroamérica, y (3) en el Noroeste de México, hacia el Norte de Chihuahua y siguiendo la trayectoria del rift del Río Grande ([Prol-Ledesma & Juárez, 1986](#); [Swanberg, 1979](#)).

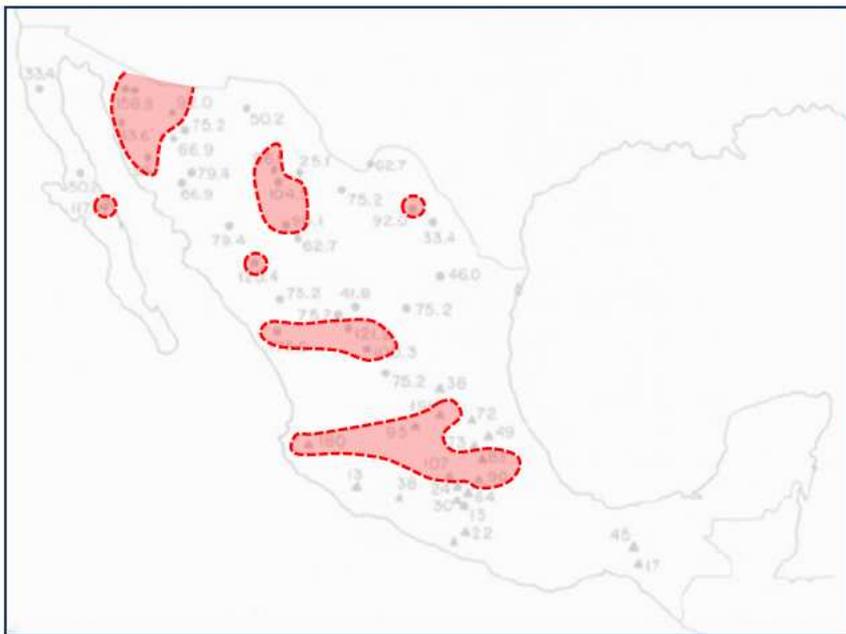


Figura 1.2: Regiones anómalas de flujo de calor (mW/m^2) en México, con método convencional ([Hiriart et al., 2011](#), modificado de [Prol-Ledesma, 1991](#).)

En otro mapa geotérmico propuesto por [Prol-Ledesma \(1991\)](#), basado en 53 mediciones directas de flujo de calor aplicando un método convencional ¹ en pozos exploratorios y minas distribuidas

en diversas partes del país, se obtuvo una variación de flujo térmico entre un mínimo de 13 y una máximo de 191 mW/m^2 , haciendo

posible determinar nuevamente regiones con flujos de calor elevados (figura 1.2). Entre dichas

¹Los métodos convencionales se basan en la ecuación de Fourier: $f = K dt/dz$, donde K es conductividad térmica, t temperatura y z profundidad.

regiones figura hacia el Noroeste de México el Estado de Sonora, región que ha sido relacionada con la provincia de Sierras y Valles paralelos que en Estados Unidos presenta valores elevados de flujo de calor (Hiriart *et al.*, 2011).



Figura 1.3: Distribución espacial de zonas hidrogeoquímicas y basálticas (líneas punteadas sin relleno, Verdugo-Mariscal, 1983), y campos volcánicos cuaternarios (líneas sólidas con relleno color negro Paz-Moreno, 1992). Área de estudio en el recuadro.

de la Sierra Madre Occidental (figura 1.1) (Torres *et al.*, 1993).

Como se mencionó en la sección 1.1, en territorio sonorenses se ha reportado la presencia de 154 manifestaciones termales (Iglesias *et al.*, 2011). Otros trabajos de exploración geotérmica se reducen a un informe del Instituto de Investigaciones Eléctricas (Iglesias *et al.*, 2005, 2011),

En el Noroeste de México, la porción costera del Estado de Sonora se encuentra influenciada por un régimen tectónico de expansión activo, el cual define a la Provincia Geotérmica del Rift del Golfo de California (figura 1.1). Hacia el Norte de ésta se encuentran localidades geotérmicas en Sonora y en San Luis Río Colorado, donde está localizada la zona El Riíto sobre la falla Cerro Prieto con temperaturas de yacimiento estimadas entre 126 y 192 °C (Barragán *et al.*, 2001). Hacia el Este de Sonora, así como en los Estados de Durango y Chihuahua, se ha encontrado una serie de manifestaciones termales de tipo sódico-bicarbonatadas con orientaciones en alineamientos NNW-SSE y N-S, relacionados con fallas normales y que pertenecen a la Provincia Geotérmica

a cuya base de datos no fue posible acceder, y una tesis de licenciatura en Geología de la Universidad de Sonora ([Verdugo-Mariscal, 1983](#)).

De acuerdo con el patrón tectónico del Golfo de California, [Verdugo-Mariscal \(1983\)](#) delimitó siete zonas atractivas con potencial geotérmico en Sonora (figura 1.3): zona Yaqui-Mayo, zona Vicam-Tesopaco, zona Tecoripa-Arivechi, zona Moctezuma, zona Arizpe, zona Puerto Libertad, y zona El Pinacate. Estas zonas coinciden con accidentes morfológicos en el territorio, estructuralmente relacionadas a las crestas de dispersión del Golfo de California, con lo cual dicho autor supone que esta morfología es producto de la actividad tectónica reciente, y delimita siete grandes estructuras consideradas como zonas de debilidad cortical con dirección general NE-SW.

[Verdugo-Mariscal \(1983\)](#) también propuso un modelo de sistemas geotérmicos convectivos en Sonora con la existencia de acuíferos termales de alta y baja temperatura, en función de un patrón estratigráfico-estructural. El modelo considera como acuífero termal potencial de alta temperatura, o roca almacenadora, a una serie de unidades que van desde el Paleozoico hasta el Cretácico-Terciario volcánico, y como capa impermeable o roca sello a unidades del Terciario volcánico. Dicho autor considera al acuífero termal de baja temperatura o secundario en rocas del Terciario continental, sellado por rocas arcillosas más jóvenes.

Finalmente, con base en la clasificación geoquímica, [Verdugo-Mariscal \(1983\)](#) establece cinco zonas con aguas de tendencia ácida que corresponden a aguas sulfocloruradas (figura 1.3): zona Yaqui-Mayo, zona Vicam-Tesopaco, zona Tecoripa-Arivechi, zona Moctezuma y zona Arizpe. A partir de cálculos con geotermómetros [Verdugo-Mariscal \(1983\)](#) reporta temperaturas promedio estimadas de 98 a 222 °C para los acuíferos termales que alimentan a los manantiales calientes de dichas zonas.

1.4. Objetivo

A partir de los estudios preliminares descritos en la sección 1.3, el objetivo principal de esta investigación de tesis es proponer un nuevo modelo geoquímico de los sistemas hidrotermales

del Centro-Este del Estado de Sonora, a partir de los resultados del análisis químico de fluidos provenientes de manantiales termales y de la interpretación de éstos usando estudios de química de fluidos, modelado geoquímico, geotermometría e isótopos estables ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, D/H).

1.4.1. Metas Particulares

1. Realizar una búsqueda bibliográfica afín al estudio a desarrollar, así como información reportada para la región y elaborar una síntesis de los principales estudios en ésta, lo cual permitirá la delimitación del área de interés, el diseño del trabajo de campo y la realización de una campaña geoquímica de muestreo.
2. Realizar un muestreo sistemático y representativo de los fluidos procedentes de manantiales termales en el área de estudio; así como la medición de parámetros físicos y químicos *in situ*: temperatura, pH, conductividad eléctrica, y las concentraciones de carbonatos y bicarbonatos.
3. Caracterizar químicamente los fluidos geotérmicos mediante la determinación de aniones y cationes además de evaluar la calidad de los datos geoquímicos resultantes.
4. Clasificar los fluidos geotérmicos a partir de su composición química y estimación de temperaturas del yacimiento mediante el uso de geotermómetros de solutos (Na/K, Na-K-Ca, Na/Li, K/Mg, SiO_2).
5. Identificar la presencia de posibles mezclas de aguas subterráneas, así como el origen de los fluidos, a partir del estudio de isótopos estables ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, D/H).
6. Proponer un modelo geoquímico para el área de estudio.
7. Finalmente, establecer si existe relación entre cada zona y la existencia de un potencial desarrollo del recurso geotérmico a nivel regional.

1.5. Área de estudio

El área de estudio se encuentra aproximadamente a 50 km en línea recta hacia el Este de la ciudad de Hermosillo, en la porción serrana Central del Estado de Sonora (figura 1.4).

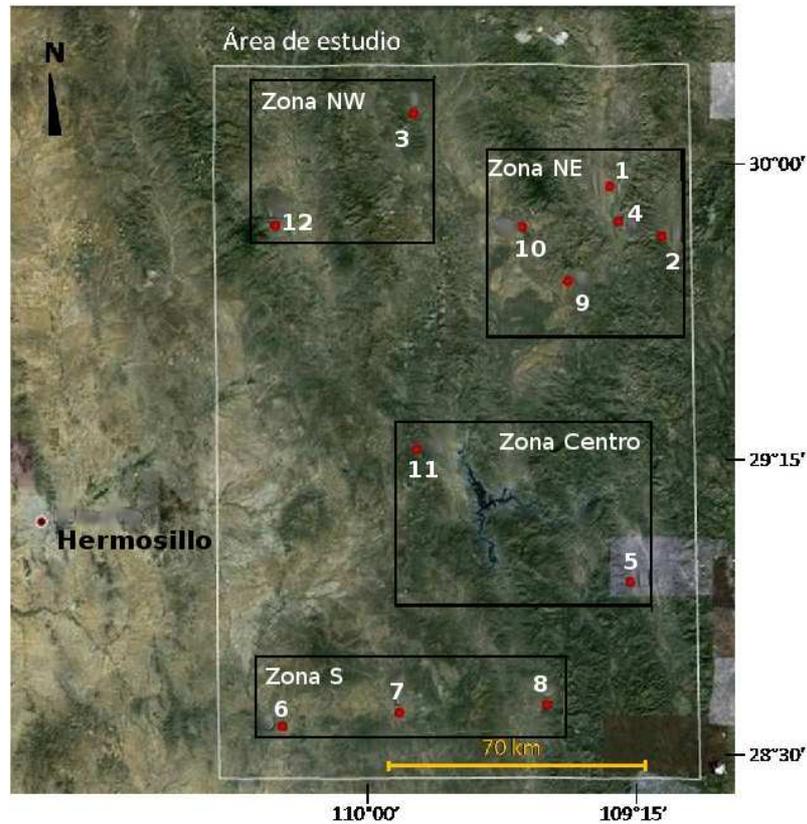


Figura 1.4: Área de estudio y ubicación de manantiales termales muestreados en el Estado de Sonora: 1. Huásabas (HSB), 2. Bacadéhuachi (BCD), 3. Cumpas (CMP), 4. Granados (GRN), 5. Arivechi (ARV), 6. San Marcial (SMR), 7. Tecoripa (TCP), 8. Tónichi (TCH), 9. Divisaderos (DVS), 10. Tonibabi (TNB), 11. Mátape (MTP) y 12. Aconchi (ACH).

1.5.1. Distribución geográfica de manantiales termales

Se identificaron y visitaron doce localidades con presencia de manantiales termales, las cuales se pueden agrupar en cuatro zonas dentro del área de estudio en función de las vías de acceso disponibles: zona Noroeste (NW), zona Noreste (NE), zona Centro (C) y zona Sur (S). La zona NW abarca las localidades de Aconchi (ACH) y Cumpas (CMP), y la zona NE las localidades de Moctezuma (TNB), Huásabas (HSB), Divisaderos (DVS), Granados (GRN) y Bacadéhuachi (BCD), las cuales tienen acceso por la carretera federal No. 14 (Hermosillo-Mazocahui). La zona Centro abarca las localidades de Mátape (MTP) y Arivechi (ARV), con acceso por la carretera federal No. 20. Finalmente, la zona S, que comprende las localidades de

San Marcial (SMR), Tecoripa (TCP) y Tónichi (TCH), y tiene acceso por la carretera federal No. 16. Las coordenadas geográficas de cada manantial, así como su descripción, se presentan en la sección 4.1. Para referirse a cada manantial muestreado se utilizará la nomenclatura de la figura 1.4 durante todo el presente trabajo.

1.5.2. Fisiografía e Hidrología

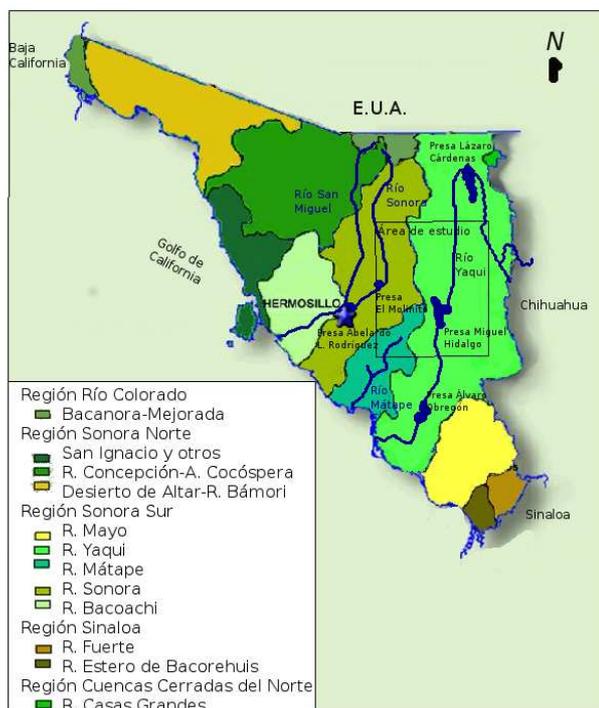


Figura 1.5: Regiones hidrográficas superficiales y subdivisión de cuencas del Estado de Sonora. Modificado de [INEGI \(2011b\)](#).

1000 msnm. En la subprovincia de sierras y cañadas del Norte predominan sierras de laderas escarpadas con valles intermontanos, y la altitud varía de Oeste a Este, de 1000 a 2520 msnm.

De acuerdo con la Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos, el Estado de Sonora se divide en cinco regiones hidrográficas superficiales: 1) Río Colorado, 2) Sonora Norte, 3)

El Estado de Sonora está conformado por cuatro provincias fisiográficas: 1) Llanuras Sonorenses, 2) Llanura costera del Pacífico, 3) Sierras y Llanuras del Norte, y 4) Sierra Madre Occidental. El área de estudio se encuentra dentro de la provincia fisiográfica de la Sierra Madre Occidental, abarcando parte de las subprovincias de Sierras y Valles del Norte y Sierras y Cañadas del Norte ([INEGI, 2011a](#)). La primera está formada principalmente por sierras con amplios valles paralelos de orientación Norte-Sur, donde la altitud de los sistemas montañosos decrece hacia el Sur con elevaciones de 2620 a

Sonora Sur, 4) Sinaloa y 5) Cuencas Cerradas del Norte. La región hidrológica Sonora Sur es la que abarca mayor superficie en el Estado (64 %), donde la mayoría de sus corrientes nacen en la Sierra Madre Occidental y está integrada por las siguientes cuencas: río Bacoachi, río Mayo, río Yaqui, río Mátape, y río Sonora, siendo estas tres últimas las cuencas de interés del presente trabajo por formar parte del área de estudio (figura 1.5).

La cuenca del río Mátape tiene un área de 7,719 km² (5 % de la superficie estatal), su nacimiento es al Sureste de Mazatán, Sonora, y es alimentado con una gran cantidad de arroyos intermitentes. La precipitación media anual es de 342 mm con un coeficiente de escurrimiento de 4 % (INEGI, 2011b). Uno de los problemas actuales en este sitio es la sobreexplotación del agua subterránea para la irrigación de grandes extensiones agrícolas CNA (2000).

La cuenca del río Yaqui es la más relevante de la región hidrológica, ocupando el 30 % del territorio estatal, en una amplia franja de orientación Norte a Sur-Suroeste de 78, 356 km². La precipitación media anual es de 527 mm (varía de 100 mm en las partes bajas de la costa del Mar de Cortés hasta 800 mm en las partes altas de la Sierra Madre Occidental, CNA (2000)) con un coeficiente de escurrimiento de 8 %. La corriente superficial más importante es el río Yaqui que nace en territorio estadounidense (frontera con el municipio de Agua Prieta) y tiene como afluentes principales a los ríos Aros, Bavispe y Moctezuma, desembocando en el estero Los Algodones en el Golfo de California. Sobre su cauce se localizan las presas Plutarco Elías Calles, Álvaro Obregón y Lázaro Cárdenas, en el río Bavispe. El agua de estas corrientes se utiliza en los Distritos de Riego no. 18, Vícam, y no. 14, río Yaqui, ubicados en la costa (INEGI, 2011b).

La cuenca del río Sonora ocupa el 15 % de la superficie estatal, con un registro de precipitación media anual de 376 mm y un coeficiente de escurrimiento de 3 %. En esta cuenca se encuentra la presa Abelardo L. Rodríguez, y la presa Teopari en el arroyo La Junta. El principal uso del agua en las tres cuencas es agrícola y en menor escala es doméstico, industrial y pecuario (INEGI, 2011b).

La Comisión Nacional del Agua (CNA) tiene registradas 41 zonas de explotación para extracción de agua de mantos acuíferos, de las cuales las tres más importantes dentro del

área de estudio son las zonas del Río Yaqui, Río Moctezuma y Río Sonora. En el territorio del Consejo de cuenca de los ríos Mátape-Yaqui hay 15 acuíferos con recarga anual estimada en 975 Mm³, que representan aproximadamente el 21 % de la oferta total del agua en la región (CNA, 2000).

Geología Regional

2.1. Marco Geodinámico del NW de México

La litología actual del Noroeste de México es producto de una serie de eventos tectónicos que han sido modificados a lo largo del tiempo. Es por ello que para poder entender la distribución actual de las rocas en el área de estudio de este trabajo, tanto en afloramientos como por debajo de ellos en el subsuelo, es de gran importancia conocer los cambios de orientación que han tenido las placas tectónicas, especialmente desde el Mesozoico hasta el presente.

2.1.1. Subducción de la placa Farallón bajo la placa Norteamericana

La geología del Suroeste de América del Norte, incluyendo el Noroeste de México, estuvo dominada desde el Mesozoico hasta el Mioceno Medio por un período de subducción. Desde Canadá hasta el sur de México, las placas oceánicas Farallón-Kula se subdujeron hacia el Este bajo la placa continental de América del Norte ([Atwater, 1989](#)). Como producto de esta subducción, entre los 90 y 40 Ma, en el Estado de Sonora ocurrió el emplazamiento de una intrusión magmática y la emisión de material volcánico. Las rocas plutónicas de esta intrusión conforman el Batolito Larámide ([Damon *et al.*, 1981, 1983](#)). Las rocas volcánicas de este evento son conocidas como Fm. Tarahumara o Complejo Volcánico Inferior ([McDowell & Keizer, 1977](#); [McDowell *et al.*, 2001](#); [Roldán-Quintana, 2002](#); [Wilson & Rocha, 1946](#)), ampliamente

distribuidas en Sonora central.

Hacia los 50 y 42 Ma se produjo una reorientación de la placas en el Pacífico y una disminución de la velocidad de convergencia entre la placa Farallón y la placa de Norteamérica (Stock & Molnar, 1988). Esta reorientación desencadenó un cambio progresivo en el magmatismo de México y Suroeste de Estados Unidos, provocando que en el Eoceno Tardío-Oligoceno se emplazaran grandes volúmenes de volcanismo ignimbrítico. Estas rocas constituyen la Sierra Madre Occidental y son conocidas como Complejo Volcánico Superior, una de las provincias ignimbríticas de mayor extensión en el mundo (Cochemé, 1985; McDowell & Keizer, 1977).

Para el Oligoceno-Mioceno, hace aproximadamente 25 Ma, la placa Norteamericana y la Dorsal del Pacífico Oriental se encontraron, dando fin a la subducción. Se produjo un hundimiento de la litósfera y un flujo térmico a lo largo de Sonora y California que dio lugar a movimientos de fallas de bajo ángulo. Debido a este flujo térmico, en el Mioceno se produjo un adelgazamiento cortical (Cochemé, 1985) y un episodio magmático caracterizado por un volcanismo bimodal compuesto de tobas fluidales y rocas basálticas (Paz-Moreno, 1992; Paz-Moreno *et al.*, 2003). Este evento estuvo relacionado a un episodio temprano de extensión cortical (Cochemé & Demant, 1991).



Figura 2.1: Provincia del *Basin and Range* en el Noroeste de México y Suroeste de Estados Unidos (Stewart, 1978). Detalle de Sonora, sierras en negro, valles en blanco (Cochemé, 1985).

2.1.2. Extensión cortical

En el Cenozoico Medio se produjo un período de distensión en dirección a gran escala Noreste-Suroeste (Gans, 1997). Se fragmentó la meseta volcánica de la Sierra Madre Occidental hacia el Este y el Oeste y se obtuvo la morfología actual del *Basin and Range* (Stewart, 1978) en los Estados de Sonora y Chihuahua, y el Suroeste de Estados Unidos (figura 2.1).

Esta morfología de sierras y valles paralelos, delimitados por fallas normales, tienen distintos grados de acumulación sedimentaria en las cuencas, donde los sedimentos más antiguos son conocidos localmente como Fm. Báucarit (Cochemé *et al.*, 1988; De la O-Villanueva, 1993; King, 1939), y presentan intercalaciones de basaltos datados en 23-19 Ma (Demant *et al.*, 1989; McDowell *et al.*, 1997; Paz-Moreno, 1992).

2.1.3. Apertura del Golfo de California

En el Mioceno Medio ocurrió un evento volcánico de gran magnitud en el Noroeste de México dando origen a un gran depósito ignimbrítico hiperalcalino (Vidal-Solano, 2005), el cual es asociado con el rift del Proto-Golfo de California y atribuido a una ruptura continental y adelgazamiento litosférico hacia los 12 Ma. Dicho volcanismo hiperalcalino representa la primera manifestación magmática dentro del nuevo régimen tectónico distensivo.

Tras el cambio a un contexto de rift, la Península de Baja California fue transferida de la placa Norteamericana a la placa del Pacífico, movimiento que fue desarrollado principalmente mediante el sistema de fallas Tosco-Abreojos (Martín-Barajas & Delgado-Argote, 1995). En la figura 2.2 se muestra la evolución tectónica del Golfo de California desde los 12 a los 3 Ma, de acuerdo a Stock & Hodges (1989). Con el establecimiento de un régimen transicional en el Golfo de California, entre un límite divergente en el Centro-Sur de éste y un límite transformante en el Norte, se obtuvo su configuración tectónica actual, formándose las primeras cuencas *pull-apart* hace aproximadamente 4 Ma (Martín-Barajas, 2000). Actualmente el límite entre las placas Norteamericana y Pacífico está dado por el sistema rift del Golfo de California-Fallas de San Andrés.

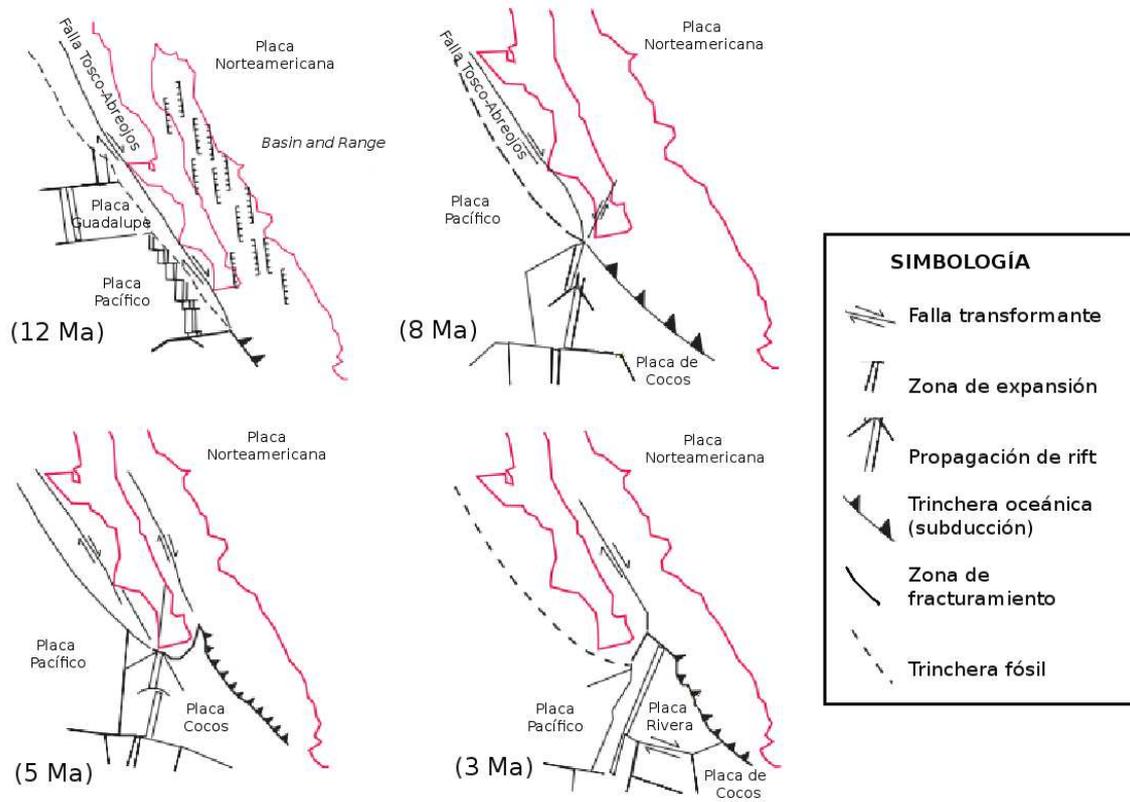


Figura 2.2: Evolución tectónica del Golfo de California, escenarios de 12 a 3 Ma. Modificado de Stock & Hodges (1989) y Vázquez-Figueroa (2008).

2.1.4. Vulcanismo Cuaternario

El vulcanismo Cuaternario en el Estado de Sonora (figura 1.3) está representado en tres afloramientos (Paz-Moreno, 1992):

1. El campo alcalino El Pinacate, situado en el extremo Noroeste de Sonora cerca de la frontera con Arizona, Estados Unidos, corresponde a un escudo volcánico inicial con lavas que evolucionan desde basanitas hasta traquitas, seguido por un segundo ciclo más extendido de pequeños aparatos monogenéticos de composición basáltica y hawaítica.

2. El campo basáltico alcalino de Gerónimo, situado en su mayoría en el valle de San

Bernardino en Arizona, constituido de conos de escoria holocenos y coladas, con abundancia de enclaves ultrabásicos y granulíticos que fueron ascendidos por basaltos.

3. El campo basáltico Moctezuma-Huépari, situado en la zona NE del área de estudio del presente trabajo, corresponde a una transición de volcanismo basáltico toleítico de tipo fisural a alcalino de conos de escoria, pasando por un volcanismo basáltico de naturaleza transicional, con actividad escalonada entre 1.7 y 0.5 Ma.

2.2. Geología del área de estudio

De acuerdo a la agrupación en zonas del área de estudio (sección 1.5), en las figuras 2.3-2.7 se muestran los mapas y perfiles geológicos con sus rasgos más relevantes. En la zona NE (figura 2.3), las rocas más antiguas corresponden a una secuencia sedimentaria detrítico-carbonatada del Cretácico Inferior, formada principalmente por areniscas, ortocuarcitas y calizas, con deformación frágil y dúctil e inicios de metamorfismo con ojos de turmalina y mármol. La secuencia ha sido correlacionada con la Fm. El Aliso y con la Fm. Agua Salada, de edad Aptiano ([González-León, 1988](#)), la cual es cortada por rocas volcánicas del Cretácico Superior, compuestas de andesitas, tobas riolíticas y traquitas, correlacionadas con la Fm. Tarahumara ([Wilson & Rocha, 1946](#)). Ambas unidades son intrusionadas por una serie de rocas plutónicas, de granodioritas a granitos ([Roldán-Quintana, 1994](#)) y pequeños afloramientos máficos en la porción Sur de esta zona, alterados por hidrotermalismo de baja temperatura, con presencia de turmalina y actinolita ([Almirudis, 2010](#)). Estos cuerpos son cortados a su vez por un stock microdiorítico y diques máficos y lamprofídicos, con orientación preferencial NW-SE, de presumible edad terciaria ([Almirudis, 2010](#)). Finalmente, sobre éstos se encuentran rocas ácidas Terciarias, tobas ácidas, riolitas e ignimbritas, correlacionadas con el Complejo Volcánico Superior ([Cochemé, 1985](#)). Las cuencas están rellenas por sedimentos de la Fm. Báucarit y aluvión, y el valle de Moctezuma por los basaltos que conforman el campo Cuaternario mencionado en la sección 2.1.4. En la figura 2.4 se muestra un perfil geológico cortando la zona NE ¹, con la

¹Para una explicación más detallada referirse a [Cochemé \(1985\)](#).

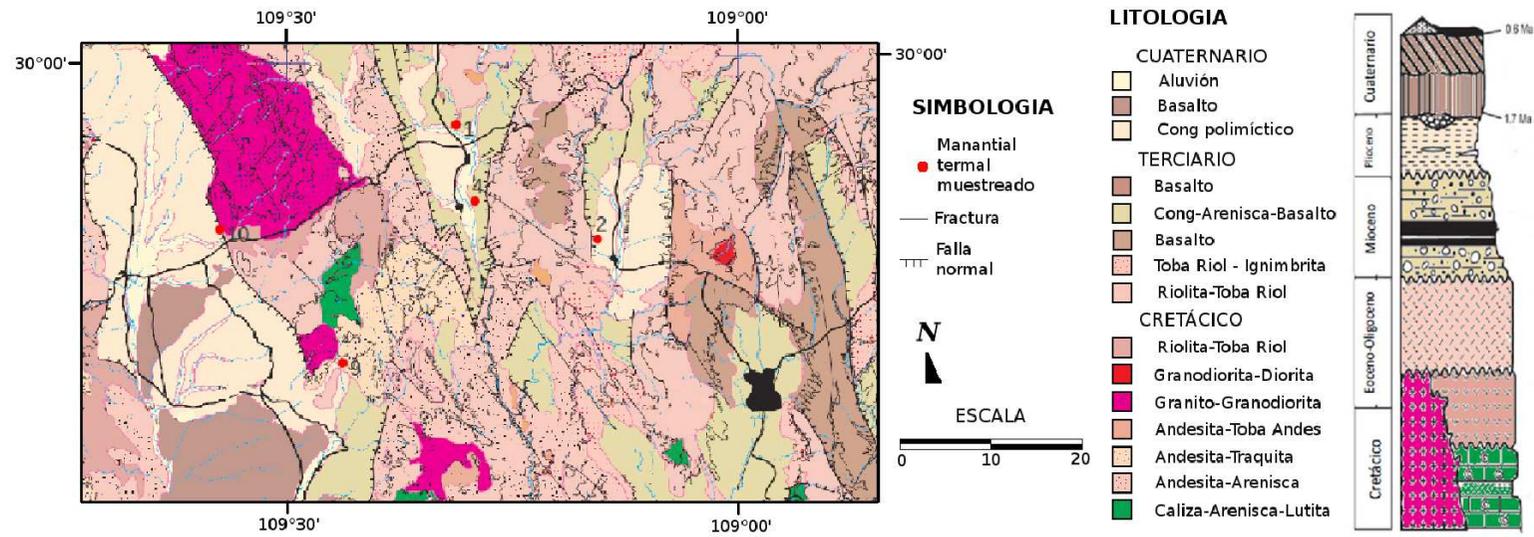


Figura 2.3: Mapa geol3gico simplificado de la zona NE del 3rea de estudio; manantiales: 1.HSB, 2.BCD, 4.GRN, 9.DVS y 10.TNB. Modificado de carta geol3gico-minera de Sonora 1:500,000 del SGM (2004). Columna estratigr3fica modificada de Paz-Moreno *et al.* (2003)

representación de los manantiales termales muestreados en dicha zona.

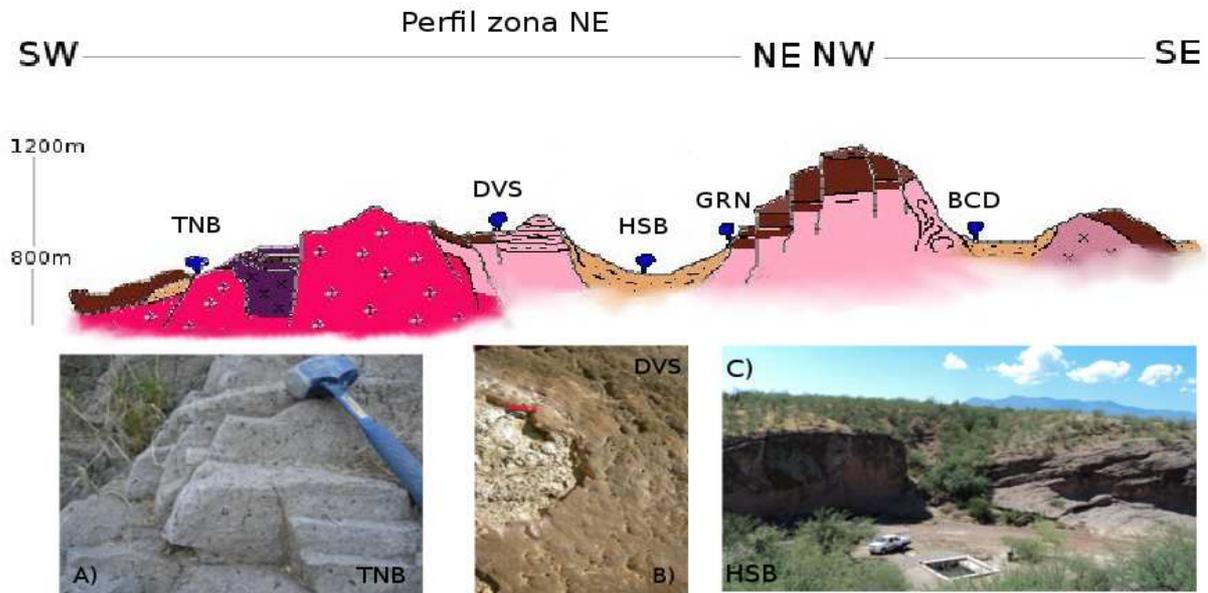


Figura 2.4: Perfil geológico de la zona NE del área de estudio, simbología en figura 2.3, modificado de Cochemé (1985). A) Microgranito con turmalina en manantial TNB. B) Ignimbrita con travertino en manantial DVS. C) Manantial HSB en valle relleno con sedimentos de la Fm. Báucarit y aluvión.

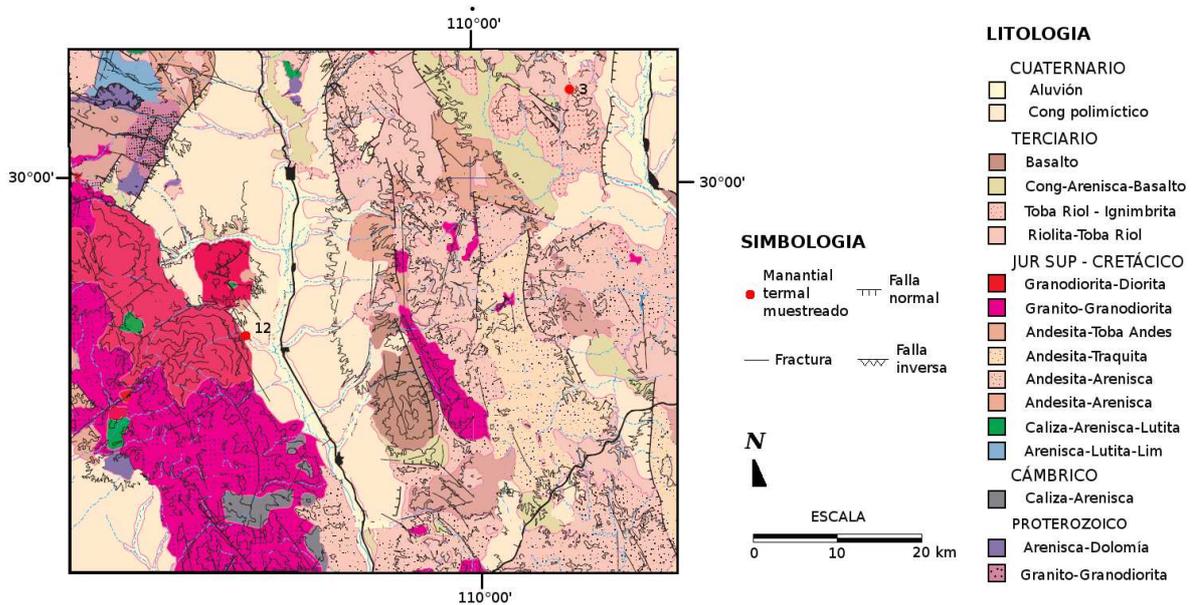


Figura 2.5: Mapa geológico simplificado de la zona NW del área de estudio; manantiales: 3.CMP y 12.ACH. Modificado de carta geológico-minera de Sonora 1:500,000 del SGM (2004).

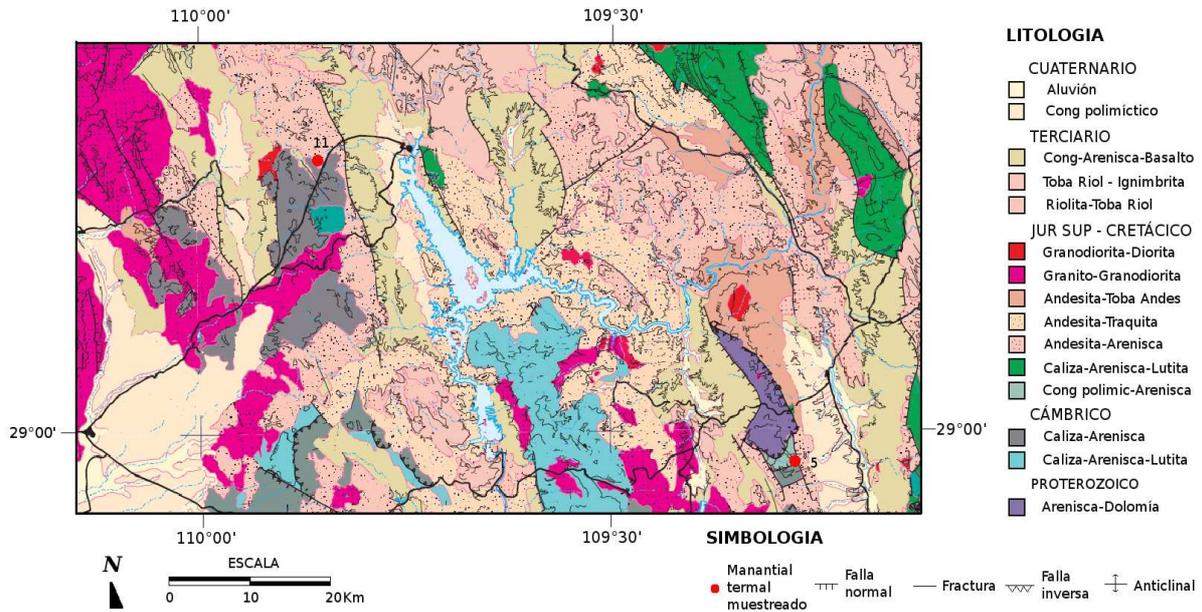


Figura 2.6: Mapa geológico simplificado de la zona Centro del área de estudio; manantiales: 5.ARV y 11.MTP. Modificado de carta geológico-minera de Sonora 1:500,000 del SGM (2004).

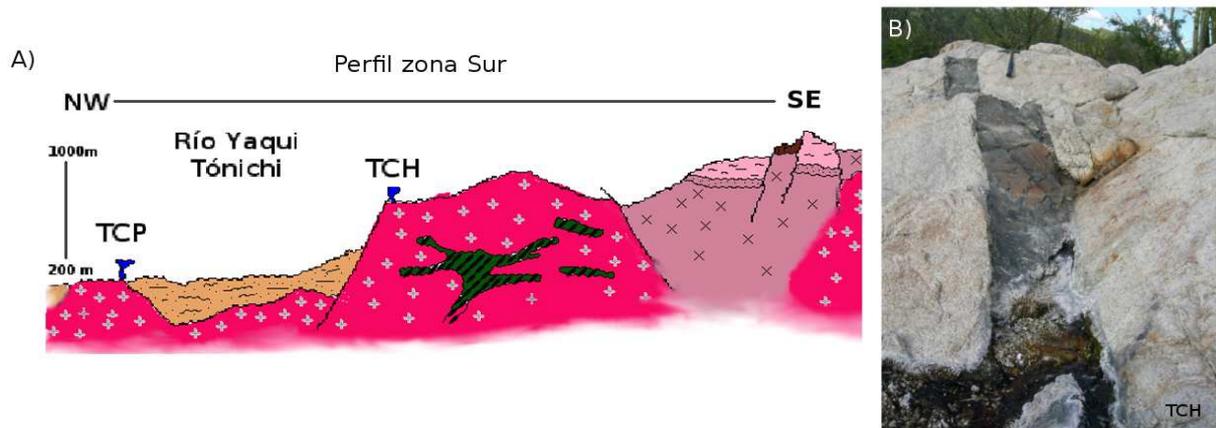


Figura 2.7: A) Perfil geológico de la zona S del área de estudio, simbología en figura 2.3, modificado de Cochemé (1985). B) Manantial TCH en dique máfico de granito laramídico.

El resto de las zonas del área de estudio presentan una litología similar a la de la zona NE, en particular en las rocas del Cretácico al reciente, sin la presencia de vulcanismo Cuaternario (figuras 2.5, 2.6 y 2.7). Además, en algunas regiones de ellas afloran rocas más antiguas, principalmente rocas sedimentarias carbonatadas (calizas y dolomías) y areniscas, siendo de

interés para este trabajo los afloramientos cercanos al manantial ARV de la zona Centro.

Finalmente, en la figura 2.7 se muestra un perfil geológico cortando la zona Sur ², en el cual están representadas las unidades litológicas principales que afloran en dicha región, así como dos de los manantiales termales muestreados.

2.3. Manantiales termales del área de estudio

La nomenclatura y localidad de procedencia de cada manantial se encuentra en la figura 1.4 de la sección 1.5 y en la tabla B.1 del apéndice B. Los manantiales TCH, TNB, ACH y TCP se encuentran asociados a granitoides laramídicos y, a excepción del manantial TCP, sobre fallas regionales con dirección NW-SE, en los límites de cuencas. El manantial TCH presenta precipitación de sales formando costras en diques y fracturas erosionados por los fluidos del manantial (figura 2.7B). En TNB se observaron sales en los bordes de los cuerpos de agua superficial mezcladas con sedimento de arenas. En la falla por donde emerge el manantial ACH se observaron costras de travertino, indicando la presencia de actividad hidrotermal antigua. Es importante mencionar que el manantial de TCP emerge en el cauce de un arroyo, lo cual derivó en variaciones de las mediciones de parámetros físicos y químicos discutidos en la sección 4.1.1.

Los manantiales CMP y DVS surgen en ignimbritas de la SMO y en presencia de fallas y fracturas secundarias. Al igual que TNB, en CMP se observaron sales mezcladas con sedimento, y al igual que en ACH, en DVS se observaron costras de travertino en las fallas con circulación de fluido (figura 2.4B). En este manantial se observó una gran cantidad de gases (burbujeo constante), que durante el muestreo y determinación de alcalinidad de las aguas ejercieron presión destapando el matraz aforado utilizado.

El manantial MTP emerge en sedimentos, los cuales cubren una fractura de más de 10 km en calizas en contacto con ignimbritas. Los manantiales de HSB, BCD, GRN y SMR surgen directamente de aluvión, HSB en aluviones antiguos (figura 2.4 C) correspondientes a

²Para una explicación más detallada referirse a [Cochemé \(1985\)](#).

la Fm. Báucarit. Finalmente, el manantial ARV emerge en calizas de formaciones más antiguas (Mesozoico y Cámbrico, figura 2.6).

Metodología

3.1. Interacción agua-roca

En un sistema hidrotermal, el origen primario de las aguas geotérmicas es la fase acuosa de un magma en enfriamiento, cuyos principales componentes volátiles son vapor de H₂O, H₂S, CO₂, HCl, HF y H₂, lo cual ha sido evidenciado con la presencia de estos componentes en minerales hidratados formadores de rocas ígneas (e.g. anfíboles, micas) y a través del análisis químico de inclusiones fluidas y de gases volcánicos (Burnham, 1979). Tras el ascenso de dicha fase acuosa por convección, estos fluidos pueden almacenarse en unidades litológicas con alta permeabilidad formando reservorios. En este sistema agua-roca tiene lugar una serie de reacciones químicas que tiende a llevar al sistema al equilibrio. Finalmente, los fluidos hidrotermales ascienden por conductos (redes de fallas y fracturas) hasta llegar a la superficie.

En el yacimiento geotérmico, el contacto de los fluidos hidrotermales con las rocas por las cuales circulan desencadena procesos de disolución y precipitación hasta alcanzar el equilibrio mencionado a través de reacciones químicas. Esto origina cambios físicos y químicos tanto en los fluidos como en las rocas, desarrollándose en éstas nuevos conjuntos o asociaciones de minerales como minerales de alteración hidrotermal. Las diferentes asociaciones minerales dependerán del origen, química, temperatura, pH, presión y tiempo de residencia de los fluidos, así como de la porosidad, permeabilidad, composición química y mineral de las rocas circundantes. Además del resultado de dichas interacciones, la composición del fluido hidrotermal en la superficie dependerá de las posibles mezclas durante su ascenso con fluidos subterráneos y superficiales.

Para entender el comportamiento de un sistema geotérmico, en cualquier etapa exploratoria, es fundamental conocer los parámetros físicos y químicos de los fluidos hidrotermales a fin de determinar su origen, variación química y mineral en las condiciones del yacimiento geotérmico, mediante el uso de herramientas geoquímicas.

En este capítulo se describe la metodología llevada a cabo para lograr cada una de las metas planteadas en la presente investigación (sección 1.4), incluyendo técnicas de campo, analíticas, geoquímicas y geoquimiométricas. De estas últimas en particular, se describe el fundamento termodinámico de los modelos para determinar temperaturas de reservorio, estados de saturación del fluido y presencia de minerales estables, asumiendo un estado de equilibrio en las reacciones químicas en el sistema.

3.2. Trabajo de Campo

El trabajo de campo se dividió en tres etapas: (i) reconocimiento y descripción de las manifestaciones termales de acuerdo al contexto geológico, reportada en la sección 2.3; (ii) medición *in situ* de parámetros físicos y químicos de fluidos hidrotermales; y (iii) muestreo representativo de fluidos.

3.2.1. Preparación de equipo y material de campo

Para llevar a cabo el muestreo de manantiales termales y la medición de parámetros físicos y químicos, fue necesario contar con equipo y material adecuado que permitiera cumplir tal objetivo, sin comprometer la calidad de la muestra por contaminación. Para ello, tras reunir el equipo y material de campo listado en la tabla 3.1, se procedió a la etapa de preparación y limpieza.

Las botellas de polietileno de 60 ml, destinadas al almacenamiento de las muestras de fluidos termales colectadas, fueron previamente lavadas, enjuagadas tres veces con agua destilada y posteriormente agua desionizada, y puestas 24 horas en HCl al 4%. Pasado este tiempo

Tabla 3.1: Equipo, material y reactivos utilizados para el trabajo de campo.

Equipo:	- Botellas de polietileno de 60 ml
- Potenciómetro portátil marca HANNA	- Lentes protectores y cubre boca
- Multímetro portátil marca HACH	- Espátula
- Electrodos para medir temperatura y conductividad	- Parafilm
- Termómetro de mercurio	- Guantes
- Brújula	- Bolsas
- GPS	- Marcadores
- Pica	- Papel para secar
	- Libreta
	- Hielera
Material:	Reactivos:
- Microbureta (soporte, válvula, jeringas y aguja)	- Solución estándar de conductividad (100 $\mu\text{S}/\text{cm}$)
- Filtros de membrana de 0.45 μm	- Solución estándar de pH (4, 7 y 10)
- Vasos de precipitado de 500 y 50 ml	- Fenolftaleína
- Matraz aforado de 50 ml con tapa	- Anaranjado de metilo
- Pipeta volumétrica de 5 ml	- Ácido clorhídrico 0.025 N
- Perilla de tres vías	- Ácido nítrico ultrapuro
- Pissetas	- Agua destilada
- Micropipeta automática	- Agua desionizada
- Puntas	
- Pipetas Pasteur	
- Jeringa de plástico de 500 ml	

fueron nuevamente enjuagadas tres veces con agua desionizada y tapadas hasta su utilización en campo.

El ácido clorhídrico (HCl) se preparó a una concentración 0.02 N. Se utilizó agua desionizada hervida por 15 minutos y enfriada a temperatura ambiente, con un pH mayor a 6 y conductividad eléctrica menor a 2. Se disolvió 1.7 ml de HCl 37% (v/v) en 200 ml de agua desionizada, para después aforar a un litro. La valoración se realizó por triplicado con muestras de 25 mg de carbonato de sodio anhidro (Na_2CO_3), secado a 270 °C por una hora, y disuelto en 5 ml de agua desionizada. Se agregaron 5 gotas de anaranjado de metilo y se tituló con HCl hasta la obtención de un vire de amarillo a naranja. Se calentaron las muestras hasta ebullición y se continuó con la titulación hasta la desaparición del color naranja. Finalmente, la concentración real de HCl se obtuvo con la ecuación

$$(\text{HCl})_{\text{N}} = \frac{[\text{HCl}]_{\text{eq}}}{L \text{VR}_{\text{HCl}}},$$

donde

$$[\text{HCl}]_{\text{eq}} = (\text{mg Na}_2\text{CO}_3) \left(\frac{\text{meq Na}_2\text{CO}_3}{106\text{mg Na}_2\text{CO}_3} \right) \left(\frac{2 \text{ meq HCl}}{\text{meq Na}_2\text{CO}_3} \right) \left(\frac{\text{eq HCl}}{1000\text{meq HCl}} \right)$$

y $L_{\text{VR}_{\text{HCl}}}$ es el volumen real en litros, igual a los litros gastados de HCl al titular la muestra menos los litros gastados de HCl en un blanco con agua desionizada. El valor final obtenido para la concentración del HCl fue 0.025 N.

3.2.2. Muestreo y medición de parámetros físicos y químicos

Para cada localidad, en el punto de emisión de agua termal escogido para muestreo se midieron diez veces consecutivas los parámetros de temperatura, conductividad eléctrica y pH. Los equipos para llevar a cabo tales mediciones fueron un multímetro portátil marca HACH y un potenciómetro portátil marca HANNA, calibrados antes de cada campaña de muestreo con soluciones estándar de $100 \mu\text{S}/\text{cm}$ y de pH 4, 7 y 10, respectivamente. De cada parámetro medido se calculó la media aritmética y su desviación estándar.

In situ, se midieron las concentraciones de carbonatos y bicarbonatos por triplicado en muestras de 5 ml, con un blanco de agua desionizada, de acuerdo a la metodología seguida por [Merchand-Reyes \(2010\)](#). Para la determinación de carbonatos se agregaron cinco gotas de fenolftaleína como indicador, y para la de bicarbonatos, cinco gotas de anaranjado de metilo. En ambos casos se utilizó un método volumétrico con microbureta y HCl (0.025 N) como titulante, midiendo el volumen gastado en el vire de color rosado a incoloro, y en el vire de incoloro a color naranja, respectivamente. De cada parámetro se calculó la media y su desviación estándar correspondiente.

La concentración de carbonatos se obtuvo con la ecuación

$$\frac{\text{mg}}{\text{L}} [\text{CO}_3^{-2}] = \left(\frac{(\text{mL HCl}) (\text{mol HCl/L})}{5\text{mL}} \right) \left(\frac{60\text{g CO}_3}{\text{mol CO}_3} \right) \left(\frac{1000 \text{ mg}}{\text{g}} \right),$$

y la de bicarbonatos con la ecuación

$$\frac{\text{mg}}{\text{L}}[\text{HCO}_3^-] = \left(\frac{(\text{mL HCl}) (\text{mol HCl/L})}{5\text{mL}} \right) \left(\frac{61.01\text{g HCO}_3}{\text{mol HCO}_3} \right) \left(\frac{1000\text{mg}}{\text{g}} \right).$$

En cada manantial se tomaron tres muestras destinadas al análisis de cationes y aniones, e isótopos estables ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, D/H), respectivamente. El primer paso en su recolección fue tomar una muestra con un vaso de precipitados directamente del punto de emisión y filtrarla con ayuda de una jeringa, previamente enjuagada con agua del manantial, y filtros de membrana de $0.45 \mu\text{m}$ de poro. Con el agua filtrada se enjuagó el resto del material de muestreo por lo menos dos veces. Las muestras para la determinación de cationes fueron acidificadas con HNO_3 ultra puro hasta un $\text{pH} < 3$. Finalmente, las muestras fueron colectadas en botellas de polietileno de 60 ml, selladas con parafilm y conservadas en hielo hasta su almacenamiento en refrigeración. Todas las muestras se identificaron con etiquetas donde se registraron: clave de muestra, nombre de manantial, localidad, número de frasco, análisis químico destinado, fecha de muestreo y localización en coordenadas UTM.

En los manantiales de Tonibabi, Cumpas y Tónichi (muestras TNB, CMP y TCH, respectivamente), se colectaron muestras de sales precipitadas en superficie, con ayuda de una espátula, y recolectadas en bolsas de plástico para su posterior análisis por difracción de rayos X (DRX).

3.3. Análisis químico e isotópico de fluidos geotérmicos

El análisis de cationes y aniones se llevó a cabo en el laboratorio comercial ActLabs (Ontario, Canadá). El análisis de isótopos estables ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, D/H) se realizó en el Laboratorio de isótopos ambientales del área de Geociencias de la Universidad de Arizona (Estados Unidos).

3.3.1. Caracterización química e isotópica

Cationes

Las doce muestras de agua termal acidificada fueron analizadas por espectrometría de masas con fuente de plasma acoplado inductivamente (ICP-MS). El resumen de los elementos analizados, el método de análisis empleado y los límites de detección ¹ se muestran en la tabla 3.2.

Tabla 3.2: Métodos de análisis para cationes y límites de detección de la técnica utilizada.

Símbolo analito	Símbolo unidad de concentración	Límite de detección*	Método de análisis	Símbolo analito	Símbolo unidad de concentración	Límite de detección*	Método de análisis
Na	μg/L	5	ICP-MS	Na	mg/L	0.1	ICP-OES
Li	μg/L	1	ICP-MS	Li	mg/L	0.05	ICP-OES
Mg	μg/L	2	ICP-MS	Mg	mg/L	0.1	ICP-OES
Si	μg/L	200	ICP-MS	K	μg/L	30	ICP-MS
K	mg/L	0.1	ICP-OES	Ca	μg/L	700	ICP-MS
Ca	mg/L	0.1	ICP-OES	Br	μg/L	3	ICP-MS

*Datos proporcionados por ActLabs.

El análisis fue repetido por espectrometría de emisión óptica con fuente de plasma acoplada inductivamente (ICP-OES) para obtener la concentración de algunos cationes (Na, Li, Mg, K, Ca, Sr, Ba y W), en muestras cuyos resultados estuvieron por encima del límite de detección para su análisis mediante ICP-MS (Na, K y Sr >25 ppm, Ca, Mg y Si >100 ppm).

En el apéndice A se reportan las muestras que fueron analizadas por duplicado para evaluar la precisión del análisis químico, un blanco de agua desionizada (acidificada durante la etapa de muestreo en campo) y los estándares que fueron analizados junto con las muestras de este trabajo para evaluar a su vez la exactitud del análisis químico.

¹El límite de detección (LD) de la técnica analítica es determinado como $LD=y_B+3\delta_B$, donde y_B es la ordenada al origen y δ_B es la desviación de y_B .

Aniones

Doce muestras de agua termal no acidificada fueron analizadas por cromatografía iónica para la determinación de aniones (tabla 3.3 donde se muestra el límite de detección para cada anión). Los valores reportados para los estándares analizados, muestras por duplicado y blanco de agua desionizada se muestran en el apéndice A.

Tabla 3.3: Aniones analizados por cromatografía iónica.

Símbolo analito	Símbolo unidad	Límite de detección*	Símbolo analito	Símbolo unidad	Límite de detección*
F ⁻	mg/L	0.01	NO ₃ ⁻	mg/L	0.01
Cl ⁻	mg/L	0.03	PO ₄ ²⁻	mg/L	0.02
Br ⁻	mg/L	0.03	SO ₄ ²⁻	mg/L	0.03
NO ₂ ⁻	mg/L	0.01			

*Datos proporcionados por ActLabs.

Isótopos estables (¹⁸O/¹⁶O, D/H)

Una serie independiente de doce muestras de agua termal no acidificada fue analizada por Espectrometría de masas de radio isotópico con fuente de gas (Finnigan Delta S) para la cuantificación de la composición de isótopos estables ¹⁸O/¹⁶O y D/H, con una precisión de 0.08 y 0.9 ‰, respectivamente. Este análisis se llevó a cabo con base en la repetición de estándares internos.

3.3.2. Principios elementales de las técnicas analíticas utilizadas

Espectrometría de Masas con Plasma Acoplado Inductivamente (ICP-MS)

ICP-MS es una técnica analítica que combina una fuente ICP (Plasma Acoplado Inductivamente, por sus siglas en inglés) de alta temperatura con la técnica MS. La fuente ICP consiste en una flama de argón, que convierte los átomos de la muestra en iones. Típicamente la muestra es introducida en el plasma ICP como aerosol, donde es completamente desolvatada

y los elementos en el aerosol son primero convertidos en átomos gaseosos y se ionizan hacia el final del plasma. Los iones formados por la descarga ICP son iones positivos, M^+ o M^{2+} , de ahí que los elementos que forman preferentemente iones negativos, como Cl^- , I^- , F^- , etc., no se pueden determinar por ICP-MS. Cuando los elementos en la muestra son convertidos en iones, son llevados a la región del espectrómetro de masas, que es una región de baja presión (1×10^{-5} torr), a través de vacío.²

La Espectrometría de masas (MS por sus siglas en inglés) tiene su fundamento en la separación de partículas moleculares o atómicas en función de su diferencia de masa y carga. La información de un espectro de masas relaciona la abundancia de las partículas analizadas con la relación masa/carga (m/e) de cada una de ellas. La técnica está precedida por la separación química de las partículas de interés, donde se generan iones cargados (PerkinElmer, 2011; Wolf, 2005). En el estudio de isótopos estables estos iones son generados tras el bombardeo de una muestra gaseosa con electrones. Posteriormente, los iones se separan al ser disparados a lo largo de un tubo curvado con un fuerte campo electromagnético, donde los iones más ligeros son desviados con un radio de curvatura menor que los más pesados. Otra técnica de separación de iones consiste en cambios de voltaje CA y CD que producen un filtro electrostático que sólo permite pasar cierta relación m/e . Cuando los iones han sido separados por esta relación, son pasados a un detector que convierte el número de iones en señales eléctricas. Éstas son medidas y relacionadas con el número de átomos del elemento en la muestra gracias al uso de estándares de calibración.

Espectrometría de Emisión Óptica (OES)

Al igual que en ICP-MS, ICP-OES es una técnica donde se producen iones cargados al introducir la muestra de interés dentro de la flama de plasma. En este proceso, las moléculas de la muestra dan lugar a sus respectivos átomos los cuales pierden electrones y se recombinan repetidamente en el plasma. Esto libera radiación a longitudes de onda características de los elementos involucrados. En ICP-OES, la luz emitida se enfoca en una red de difracción

²Wolf (2005) presenta características específicas sobre esta técnica.

por medio de lentes, donde es separada en sus componentes de longitudes de onda en un espectrómetro óptico. Tras esta separación, en una cámara óptica se mide la intensidad de la luz con un tubo fotomultiplicador. Finalmente, cada línea característica es comparada con intensidades medidas en estándares. De esta manera la intensidad de cada emisión es indicador de la concentración del elemento en la muestra. Las concentraciones son calculadas por interpolación con curvas de calibración, obtenidas con estándares de cada elemento (Cano-Vega, 2007).

Cromatografía Iónica

La cromatografía de líquidos basada en intercambio iónico es un proceso que permite la separación de iones con base en su carga, tamaño y enlace iónico (Small, 1989). La muestra es introducida dentro de un ciclo de muestras de volumen conocido. Una solución buffer acuosa conocida como fase móvil la transporta a una columna que contiene un material en una fase estacionaria (típicamente una resina o matriz de gel). Los analitos de interés son retenidos en la fase estacionaria, los cuales pueden ser liberados al incrementar la concentración de especies de carga similar, produciendo su desplazamiento. Los analitos pueden ser detectados de varias maneras, típicamente por conductividad o por absorción de luz UV/Visible. Al igual que en los métodos analíticos anteriores, se preparan curvas de calibración con estándares de iones de concentración conocida.

3.4. Geoquímica de fluidos geotérmicos

La metodología utilizada para clasificar los fluidos a partir de los resultados del análisis químico consistió de las siguientes etapas: (i) clasificación hidrogeoquímica y estudio de la distribución espacial de las diferentes concentraciones de iones o componentes principales; (ii) obtención de temperaturas de equilibrio, calculadas con geotermómetros de solutos; y (iii) determinación del origen de los fluidos y existencia de posibles mezclas mediante relaciones de isótopos estables ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, D/H).

3.4.1. Hidrogeoquímica de manantiales termales

Con el objetivo de corroborar la existencia del balance de cargas o balance iónico entre las concentraciones de cationes y aniones obtenidas por los análisis químicos, se obtuvo el desbalance iónico porcentual DI (%) de cada manantial mediante la ecuación:

$$DI = \frac{\sum \text{anión} - \sum \text{catión}}{\sum \text{anión} + \sum \text{catión}} \cdot 100$$

verificando que éste fuera menor al 5 %.

Una vez corroborado el balance iónico entre los aniones y cationes principales, se graficaron las concentraciones de HCO_3^- , SO_4^{2-} y Cl^- , y de $\text{Na}^+ + \text{K}^+$, Ca^{2+} y Mg^{2+} recalculadas al cien por ciento, mediante la ayuda del diagrama Piper (sección 4.2). Este diagrama ternario permite clasificar las aguas en: bicarbonatadas (mezcla de agua meteórica en mayor proporción con fluidos geotérmicos), sulfatadas (principalmente influenciadas por aguas de vapor calentado de origen geotérmico), o cloruradas (aguas geotérmicas maduras) (Nicholson, 1993).

Posteriormente, se graficaron las concentraciones de los iones principales en meq/kg mediante diagramas de Schoeller para analizar el patrón obtenido en cada manantial en relación con las zonas del área de estudio. Los diagramas de Schoeller fueron divididos en zona Norte (zonas NW y NE), zona Centro y zona Sur.

Así mismo se generaron diagramas de Stiff para cada manantial, con concentraciones en meq/kg, y éstos fueron graficados en su conjunto en un mapa del área de estudio. Dos características que sobresalen en el uso de este diagrama, son que permite visualizar claramente diferentes tipos de agua, cada una con una configuración particular, y en forma simultánea permite tener una idea del grado de mineralización con el ancho de la gráfica (Villegas, 2011).

Siguiendo el objetivo de analizar la distribución de los iones principales en el área de estudio, se llevaron a cabo interpolaciones a partir de los datos de concentración química, en ppm, y se obtuvieron mapas de isovalores que permitieron identificar las zonas de mayor y menor concentración de cada ión. Finalmente, se realizó una comparación gráfica de la química de las aguas a nivel regional con el campo geotérmico de LTV (Baja California Sur).

3.4.2. Geotermómetros de solutos

Con el fin de evaluar el potencial geoenergético disponible en un yacimiento, la estimación de la temperatura de equilibrio es parte fundamental de cualquier estudio geoquímico durante la etapa de exploración. Esta estimación se lleva a cabo mediante el uso de geotermómetros basados en la composición química o isotópica de los fluidos de manantiales termales y pozos perforados (Nicholson, 1993), los cuales representan una herramienta de bajo costo en la predicción de temperaturas de equilibrio. Por tales motivos, en el presente trabajo se hizo uso de diversos geotermómetros con fines de comparación.

Los geotermómetros químicos aplicados a la fase líquida, pueden ser clasificados de manera muy general en dos grupos: (a) aquellos basados en las variaciones de solubilidad de minerales individuales como función de la temperatura, donde los minerales de sílice son ideales, y (b) aquellos basados en las reacciones de intercambio catiónico dependiente de la temperatura, con relaciones fijas de algunos constituyentes disueltos (e.g. Na/K, K/Mg, Na/Li; Fournier, 1991).

De acuerdo a White (1970) y Fournier *et al.* (1974), al estimar temperaturas de equilibrio a partir de las composiciones químicas de fluidos, se deben mantener ciertas suposiciones: (a) las concentraciones de las especies utilizadas se derivan de reacciones de interacción agua-mineral que alcanzan el equilibrio y son dependientes de la temperatura; (b) hay abundancia del mineral considerado en la interacción agua-mineral en el sistema geotérmico; (c) no existe re-equilibrio durante el ascenso de los fluidos hacia la superficie; y (d) no hay mezcla o dilución de fluidos de agua fría y caliente.

El fundamento termodinámico del uso de geotermómetros parte de que en una reacción química ³, representada en (R1) como



³La numeración de reacciones químicas se denota como R_i , donde $i=1,2,\dots$ en función de su orden de aparición en el texto.

donde B y C son reactivos, D y E productos y b , c , d y e sus respectivos coeficientes, la constante de equilibrio K expresa el punto mínimo en su energía libre y puede ser definida en términos de la energía libre estándar (G°) y en función de la actividad a de las especies involucradas en (R1) (Faure, 1998). Es decir, K se puede obtener de

$$\ln K = -\frac{\Delta G^\circ}{RT}, \quad (3.1)$$

donde R es la constante universal de los gases y T la temperatura absoluta, y de la *ley de acción de masas*

$$K = \frac{a_D^d a_E^e}{a_B^b a_C^c}, \quad (3.2)$$

donde a se conoce como *actividad*, una variable adimensional proporcional a la concentración química de las especies, respectivamente, (la forma de calcular a se discute en la sección 3.6.1). Considerando

$$\Delta G^\circ = \Delta H - T\Delta S, \quad (3.3)$$

siendo H la entalpía, S la entropía y T la temperatura absoluta (grados Kelvin), al sustituir la ecuación (3.3) en (3.1) y convertir el logaritmo natural a logaritmo base 10⁴, K puede expresarse como la ecuación de Van't Hoff:

$$\log K = \left(\frac{\Delta H}{2.3R} \right) \left(\frac{1}{T} \right) - \left(\frac{\Delta S}{2.3R} \right). \quad (3.4)$$

Al relacionar las ecuaciones (3.2) y (3.4) se obtiene una ecuación para T como función de las actividades de las especies en la reacción (R1). La ecuación obtenida es la correspondiente a los geotermómetros y puede tomar distintas formas en función del tipo de relaciones iónicas consideradas. A manera de ejemplo, se presenta a continuación la obtención de una ecuación con relación iónica de tipo lineal.

El intercambio iónico dependiente de la temperatura se observa en la relación entre sodio

⁴ $\ln(x) = \ln(10) \cdot \log(10)$.

y potasio, al interactuar fluidos geotérmicos con feldespatos alcalinos, mediante la reacción



De acuerdo a la ecuación (3.2), la constante de equilibrio K en la reacción (R2) se obtiene como

$$K = \frac{a_{\text{feldespato-K}} a_{\text{Na}^+}}{a_{\text{albita}} a_{\text{K}^+}}.$$

Al considerar las especies minerales como fases puras, es decir con $a = 1$, K se reduce a

$$K = \frac{a_{\text{Na}^+}}{a_{\text{K}^+}} \approx \frac{(\text{Na}^+)}{(\text{K}^+)}, \quad (3.5)$$

donde los valores entre paréntesis corresponden a la concentración química de los cationes. Para la reacción (R2), al sustituir la ecuación (3.5) en (3.4), los valores de T como función de la relación Na/K presentan una tendencia lineal dada por una ecuación de la forma

$$T = \frac{B}{\log\left(\frac{\text{Na}}{\text{K}}\right) + A} - 273.15, \quad (3.6)$$

donde el valor de T está dado en grados Celsius, A es la ordenada al origen $\left(\frac{\Delta S}{2.3R}\right)$ y B la pendiente $\left(\frac{\Delta H}{2.3R}\right)$ en (3.4).

Con el objetivo de evaluar el comportamiento del geotermómetro Na/K, es necesario estimar el error combinado por propagación (σ_T) en T de la ecuación 3.6, el cual se obtiene como (Verma & Santoyo, 1997):

$$\sigma_T = \frac{B}{\log\left(\frac{\text{Na}}{\text{K}}\right) + A} \cdot \left[\frac{\sigma_B^2}{B^2} + \frac{1}{(\ln 10)^2} \cdot \frac{\left[\frac{\sigma_{\text{Na}^2}}{\text{Na}^2} + \frac{\sigma_{\text{K}^2}}{\text{K}^2} \right] + \sigma_A^2}{\left(\log\left(\frac{\text{Na}}{\text{K}}\right) + A \right)^2} \right]^{1/2} \quad (3.7)$$

Para los casos en los que se asume un error analítico de las muestras como $\sigma_{\text{Na}} = \sigma_{\text{K}} = \sigma_{\text{Li}} =$

$\sigma_S = 0$, quedando considerada únicamente la propagación de error de los coeficientes en cada ecuación, 3.7 se reduce a:

$$\sigma_{T-min} = \frac{B}{\log\left(\frac{Na}{K}\right) + A} \cdot \left[\frac{\sigma_B^2}{B^2} + \frac{\sigma_A^2}{\left(\log\left(\frac{Na}{K}\right) + A\right)^2} \right]^{1/2} \quad (3.8)$$

obteniéndose un error mínimo (σ_{T-min}) para el comportamiento del geotermómetro Na/K. En este trabajo la estimación de propagación de errores de los geotermómetros utilizados se realizó sobre errores mínimos.

Los geotermómetros de Na/K han mostrado proveer temperaturas confiables y consistentes en estudios de exploración y explotación (Fournier, 1991), y han sido objeto de constantes mejoras (Díaz-González *et al.*, 2008; Verma & Santoyo, 1997). En un estudio de estimación y comparación de temperaturas de yacimiento de los campos geotérmicos Los Azufres y Las Tres Vírgenes (Pandarinath, 2010), se observó que las temperaturas estimadas por geotermómetros de Na/K en manantiales ricos en HCO_3^- y SO_4^{2-} , estuvieron cerca de los promedios de temperatura de reservorio medidas, con casos donde las diferencias fueron menores a 10 %. En el mismo estudio, para los fluidos ricos en Cl^- las mejores temperaturas estimadas se obtuvieron con los geotermómetros de Na/Li, y en menor proporción Li-Mg. Por lo anterior, en el presente trabajo fueron utilizados geotermómetros catiónicos basados en las relaciones Na/K y, para efectos de comparación, K/Mg, Na-K-Ca y Na/Li, además de un geotermómetro de SiO_2 .

Para el geotermómetro Na/K, la temperatura estimada en grados Celsius se calculó a partir de tres ecuaciones. La primera de ellas es (3.9),

$$T(^{\circ}C) = \frac{(1217 \pm 93.9)}{\log\left(\frac{Na}{K}\right) + (1.483 \pm 0.2076)} - 273.15, \quad (3.9)$$

propuesta por [Fournier \(1979\)](#), con un error mínimo en la estimación de temperatura de

$$\sigma_{T-min} = T \left(\frac{93.9^2}{1217^2} + \frac{0.2076^2}{\left(\log \left(\frac{Na}{K} \right) + 1.483 \right)^2} \right)^{1/2} .$$

La segunda es (3.10),

$$T(^{\circ}C) = \frac{1289(\pm 76)}{\log \left(\frac{Na}{K} \right) + 1.615(\pm 0.179)} - 273.15, \quad (3.10)$$

propuesta por [Verma & Santoyo \(1997\)](#), con un error mínimo asociado dado por

$$\sigma_{T-min} = T \left(\frac{76^2}{1289^2} + \frac{0.179^2}{\left(\log \left(\frac{Na}{K} \right) + 1.615 \right)^2} \right)^{1/2} .$$

La tercera ecuación es (3.11),

$$T(^{\circ}C) = \frac{876.3(\pm 26.26)}{\log \left(\frac{Na}{K} \right) + 0.8775(\pm 0.0508)} - 273.15, \quad (3.11)$$

de [Díaz-González et al. \(2008\)](#), con un error mínimo dado por

$$\sigma_{T-min} = T \left(\frac{26.26^2}{876.3^2} + \frac{0.0508^2}{\left(\log \left(\frac{Na}{K} \right) + 0.8775 \right)^2} \right)^{1/2} .$$

Para el geotermómetro K/Mg se utilizó la ecuación (3.12), de [Giggenbach \(1988\)](#)

$$T(^{\circ}C) = \frac{4410}{13.95 - \log\left(\frac{K}{Mg}\right)} - 273.15. \quad (3.12)$$

Para el geotermómetro Na-K-Ca se utilizó (3.13), de [Fournier & Truesdell \(1973\)](#)

$$T(^{\circ}C) = \frac{1647}{\log\left(\frac{Na}{K}\right) + \beta \log\left(\frac{\sqrt{Ca}}{Na}\right) + 2.06} + 2.47 - 273.15, \quad (3.13)$$

con

$$\beta = \begin{cases} 1/3 & \text{si } \log\left(\frac{\sqrt{Ca}}{Na}\right) < 0 \\ 4/3 & \text{si } \log\left(\frac{\sqrt{Ca}}{Na}\right) > 0 \end{cases}$$

En todas las ecuaciones los valores de Na, K, Ca⁵ y Mg corresponden a su concentración química en ppm.

Para el geotermómetro Na/Li se utilizó (3.14), para fluidos de bajas salinidades (considerada para fluidos con valores de Cl⁻ de hasta 10,650 ppm)

$$T(^{\circ}C) = \frac{1049(\pm 44)}{\log\left(\frac{Na}{Li}\right) + 0.44(\pm 0.10)} - 273.15, \quad (3.14)$$

de [Verma & Santoyo \(1997\)](#). Las ecuaciones de propagación de error para el geotermómetro Na/Li son muy similares a las de Na/K (ecuaciones 3.7 y 3.8), en las que K debe ser reemplazado por Li. Para el geotermómetro de la ecuación 3.14 el error mínimo en la estimación

⁵Para ver discusión del uso de unidades ppm en geotermómetro Na-K-Ca de [Fournier & Truesdell \(1973\)](#) referirse a [Verma et al. \(2008\)](#).

de temperatura es

$$\sigma_{T-min} = T \left(\frac{44^2}{1049^2} + \frac{0.10^2}{\left(\log \left(\frac{Na}{Li} \right) + 0.44 \right)^2} \right)^{1/2} .$$

En ambas ecuaciones las relaciones Na/Li están en unidades molales.

Finalmente, para el geotermómetro de SiO₂ se utilizó (3.15), donde S representa la concentración química de SiO₂ en ppm (Verma & Santoyo, 1997),

$$T(^{\circ}C) = -44.119(\pm 0.438) + 0.24469(\pm 0.00573)S - 1.7414 \times 10^{-4} (\pm 1.365 \times 10^{-5})S^2 + 79.305(\pm 0.427)\log(S), \quad (3.15)$$

para SiO₂ < 295 ppm, y con un error mínimo de

$$\sigma_{T-min} = [(0.438)^2 + S^2(0.00573)^2 + S^4(1.365 \times 10^{-5})^2 + (\log(S))^2(0.427)^2]^{1/2}.$$

Las ecuaciones generalizadas para la obtención de la propagación de errores de 3.15 son:

$$\sigma_T = \{ \sigma_{C_1}^2 + (S^2 \sigma_{C_2}^2 + C_2^2 \sigma_S^2) + (S^4 \sigma_{C_3}^2 + 4C_3^2 S^2 \sigma_S^2) + [(\log S)^2 \sigma_{C_4}^2 + (C_4^2 / (\ln 10)^2) (\sigma_S^2 / S^2)] \}^{1/2}$$

y

$$\sigma_{T-min} = [\sigma_{C_1}^2 + S^2 \sigma_{C_2}^2 + S^4 \sigma_{C_3}^2 + (\log S)^2 \sigma_{C_4}^2]^{1/2},$$

donde C_i corresponden a los coeficientes de regresión (Verma & Santoyo, 1997).

Las temperaturas de equilibrio fueron estimadas con el software *SolGeo* (Verma et al., 2008). Tras calcular las temperaturas de equilibrio, en el diagrama ternario Na-K-Mg de Giggenbach (1988) se construyeron isothermas cada 25 °C, desde 75 hasta 350 °C, con las ecuaciones (3.10) y (3.12) de los geotermómetros Na/K y K/Mg, respectivamente. Una vez graficadas las isothermas, se obtuvo la curva de equilibrio del diagrama uniendo los puntos de

intersección de cada par de líneas de equilibrio de igual temperatura. A partir de las relaciones Na/1000, K/100 y \sqrt{Mg} de los manantiales de Sonora central, recalculadas al 100 %, se evaluó el grado de equilibrio de las aguas en dicho diagrama (sección 4.2.3).

3.4.3. Isótopos estables ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, D/H)

Dado que las aguas naturales de diversos orígenes (meteóricas, oceánicas, geotérmicas, magmáticas, etc.) exhiben diferencias sistemáticas en su contenido de D y ^{18}O (Taylor, 1979), las relaciones D/H y $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ son ampliamente utilizadas como indicadores del origen e historia del H_2O en los fluidos geotérmicos.

Los datos isotópicos se reportan como δD o $\delta^{18}\text{O}$, donde

$$\delta = \frac{(R_{\text{muestra}} - R_{\text{estándar}})}{R_{\text{estándar}}} \cdot 1000$$

y R_{muestra} es la relación D/H o $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ en la muestra y $R_{\text{estándar}}$ la relación correspondiente al estándar utilizado. Mediante el uso de δ , el análisis isotópico no se concentra en relaciones absolutas, sino en las desviaciones con respecto a un material estándar, siendo SMOW (Agua Oceánica Promedio Estandarizada Promedio, por sus siglas en inglés *Standard Mean Ocean Water*, Craig (1961)) el más utilizado para isótopos de hidrógeno y oxígeno. Un valor de $\delta\text{D}=+10$ significaría que la muestra es 1 % más rica en D que SMOW. Las variaciones naturales en D/H son mucho mayores que en $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, por lo que un valor de $\delta^{18}\text{O}=+10$ representa un cambio muy grande en este parámetro (Taylor, 1979).

Debido a que el fraccionamiento D/H es proporcional al de $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$, de manera muy aproximada todas las aguas meteóricas cumplen una relación lineal entre δD y $\delta^{18}\text{O}$, establecida por Craig (1961) mediante la expresión:

$$\delta\text{D} \approx 8\delta^{18}\text{O} + 10 \text{ (en } \text{‰}\text{)}. \quad (3.16)$$

En un estudio de variaciones δD y $\delta^{18}\text{O}$ en manantiales termales de distintas partes del mun-

do (Craig, 1963), se observó que la mayoría de los fluidos hidrotermales mostraron variaciones en el contenido de H₂O con respecto al de las aguas meteóricas, variaciones representadas con un salto de $\delta^{18}\text{O}$ característico. Dado que al menos el 50 % del peso de las rocas es oxígeno, como resultado de intercambios isotópicos fluido/roca se genera dicho salto desde la línea meteórica, ecuación (3.16), hacia valores más altos de $\delta^{18}\text{O}$, desde 1 ó 2 ‰ (en zonas con relaciones altas de fluido/roca) hasta valores de 15 ‰. En contraste, se observó que δD permaneció constante con valores similares a los de las aguas meteóricas, debido al bajo contenido de hidrógeno en las rocas comparado con las cantidades de H₂O en los fluidos.

La recta de (3.16) se conoce como línea meteórica mundial (LMM) y es utilizada como línea de referencia. Sin embargo, como los valores isotópicos del agua meteórica varían con la latitud, se debe obtener la línea meteórica local (LML) por ajuste lineal de valores isotópicos regionales. La LML utilizada en el presente estudio está dada por

$$\delta\text{D} = 6.3681 \delta^{18}\text{O} - 3.9779 \quad (3.17)$$

obtenida a partir de aguas subterráneas de la costa de Hermosillo (Rangel-Medina *et al.*, 2002) e identificada en el presente trabajo como LMCH (Línea Meteórica de la Costa de Hermosillo).

Para efectos de comparación, además de los valores isotópicos del área de estudio, fueron graficadas aguas de acuíferos próximos al Río Sonora (Rangel-Medina *et al.*, 2002), aguas de manantiales termales del campo geotérmico LTV (Portugal *et al.*, 2000), aguas de pozos artesianos y pozos profundos de la zona El Riíto en el extremo NW de Sonora (Barragán *et al.*, 2001), y aguas marinas del Golfo de California (Rangel-Medina *et al.*, 2002) (sección 4.2.4).

3.5. Mineralogía de sales precipitadas

El análisis mineralógico de las sales precipitadas encontradas en tres de los manantiales termales estudiados (sección 2.3) se realizó en el Laboratorio de Difracción de rayos X (DRX) del IER-UNAM (muestras de CMP y TCH) y en el Laboratorio de DRX del Departamento

de Geología de la Universidad de Sonora (muestra de TNB). Previo al análisis por DRX, las muestras fueron pulverizadas con ayuda de un mortero de ágata hasta conseguir un polvo fino y homogéneo. El modelo del equipo de DRX utilizado en el IER-UNAM fue Rigaku DMAX 2200 y la evaluación de los difractogramas se llevó a cabo con el software *Jade 6.5*.

3.5.1. Principios elementales de la técnica de Difracción de rayos X

Los rayos X son radiación del espectro electromagnético con longitudes de onda (λ) entre los 0.5 y 2.5 Ångströms. Debido a que las distancias entre los átomos de una red cristalina son similares a λ de los rayos X, éstos son utilizados para explorar la estructura de cristales. En la técnica de DRX (Pérez, 2012; RPS-Qualitas, 2010), los rayos X son producidos en un tubo con un blanco metálico (ánodo) y un filamento de tungsteno (cátodo). Tras aplicar una alta diferencia de potencial, el filamento emite electrones fuertemente acelerados que colisionan con el ánodo y liberan radiación, donde la mayor parte es calor y menos del 1 % son rayos X característicos del material del ánodo (normalmente cobre).

Para determinar la estructura de un mineral se hace incidir sobre éste un haz de rayos X, el cual al hacer contacto con los átomos de una estructura cristalina se difracta en diferentes direcciones e intensidades. La DRX se rige por la ley de Bragg

$$2d \sin \theta = n\lambda,$$

la cual establece que la diferencia de camino óptico ($2d \sin \theta$) recorrido por los fotones sin pérdida de energía del haz de rayos X, debe ser un múltiplo entero de la longitud de onda de esta radiación (d es la distancia entre planos cristalinos y θ el ángulo entre el haz y el plano cristalino). En cada plano paralelo del cristal en el que se cumpla la ley de Bragg, el haz incidente se difractará en una dirección definida. Los conjuntos de estas direcciones dan lugar a patrones de difracción.

En el equipo de DRX, los haces difractados llegan a un detector basado en la capacidad de

los rayos X de ionizar átomos, es decir, el detector absorbe un fotón de rayos X y origina un pulso de voltaje. A partir del conteo de estos pulsos se obtiene la intensidad del haz difractado. Un difractograma de rayos X contiene los datos de intensidad en función del ángulo difractado (2θ), mostrando una serie de picos o reflexiones que conforman el patrón de difracción del mineral o minerales presentes en la muestra.

3.6. Modelado geoquímico

Además de conocer la afinidad química de los fluidos geotérmicos, su temperatura de equilibrio y el origen de sus aguas, es importante entender cómo estos fluidos reaccionan con los minerales dentro del reservorio y durante su ascenso por la Corteza hacia la superficie. El estado de equilibrio entre fluidos geotérmicos y fases minerales hidrotermales puede ser examinado haciendo uso de la termodinámica química, comparando la composición de los fluidos con la solubilidad de minerales específicos ([Torres-Alvarado, 2002](#)). Aunque los sistemas geotérmicos nunca están en equilibrio total, dado que presentan gradientes de temperatura, presión y composición, así como variaciones en los tiempos de residencia de los fluidos en el yacimiento, el concepto de equilibrio local en estos casos es de amplia utilidad ([Arnórsson, 2000](#)). Éste asume que un volumen pequeño de un sistema de mayor tamaño puede ser aislado, permitiendo que el equilibrio sea cercanamente alcanzado en el volumen pequeño y, por lo tanto, todas las relaciones y variables termodinámicas pueden ser aplicadas en el subsistema.

La elaboración de modelos basados en el equilibrio químico, considera un sistema cerrado a temperatura y presión conocida, donde el estado de equilibrio se refiere al estado de máxima estabilidad hacia el cual el sistema físico y químico se dirige a través de procesos irreversibles ([Bethke, 2008](#)). Estos modelos conducen a la predicción de la distribución de las especies químicas en el fluido, estados de saturación de las especies minerales y fugacidades de los gases.

Existen además modelos de trayectoria de reacción, con los que se simulan las reacciones químicas que ocurren en el sistema como función de la temperatura. Al trazar estas trayectorias

es posible estudiar fenómenos de alteración hidrotermal, depósito de minerales, evaporación de sistemas acuosos e intemperismo, entre otros (Bethke, 2008). Para calcular la trayectoria de reacción es necesario obtener el punto de equilibrio de ésta. Para ello, en el campo del modelado geoquímico se han desarrollado dos metodologías principales que consisten en:

1. Obtención de expresiones matemáticas al evaluar las constantes de equilibrio (Brinkley, 1947).
2. Uso de algoritmos de optimización que minimicen directamente la energía libre (White *et al.*, 1958).

En el presente trabajo se utilizó el software *The Geochemist's Workbench Standard 8.0* (GWB), en particular las aplicaciones *React* y *Act2*. El GWB adopta la metodología 1 para obtener el punto de equilibrio de reacción y utiliza la base de datos termodinámicos creada por el Laboratorio Nacional Lawrence Livermore (Delany & Lundeen, 1990). *React* modela los procesos geoquímicos en un sistema con fluido acuoso y sus estados de equilibrio (sección 3.6.2). *Act2* calcula y grafica diagramas de actividad, en los que se muestra la estabilidad química de las especies minerales (sección 3.6.4).

3.6.1. Fundamentos termodinámicos

Durante el modelado geoquímico, el sistema de estudio se considera compuesto por una fase fluida (agua y sus constituyentes disueltos), la cual puede estar acompañada de una fase sólida de uno o más minerales y de una fase gaseosa (Bethke, 2008). Para describir la composición química de este sistema, se parte de una base \mathbf{B} con una serie de constituyentes a partir de los cuales es posible formar el resto de los constituyentes en el sistema

$$\mathbf{B} = (A_w, A_i, A_k, A_m). \quad (3.18)$$

Cada constituyente representa:

A_w - agua como solvente;

A_i - especies acuosas en la base B , las especies base;

A_k - minerales en el sistema; y

A_m - gases de fugacidad conocida.

El resto de los constituyentes existentes durante el modelado geoquímico son referidos como:

A_j - otras especies acuosas, las especies secundarias;

A_l - todos los minerales, incluso aquellos que no existen en el sistema; y

A_n - todos los gases.

Los iones cuyas concentraciones fueron obtenidas del análisis químico, son generalmente definidos como las especies base, a partir de las cuales es posible calcular las fases y especies realmente presentes en equilibrio en el sistema.

Al fijar la temperatura y la presión del sistema, el punto de equilibrio de las reacciones químicas involucradas, es decir cuando las concentraciones de los reactantes y productos no cambian, estará dado por el punto mínimo de la energía libre de Gibbs y por la constante de equilibrio K de la *ley de acción de masas* [ecuaciones (3.3) y (3.2) de la sección 3.4.2, respectivamente].

Para poder aplicar (3.2),

$$K = \frac{a_D^d a_E^e}{a_B^b a_C^c},$$

es necesario determinar los valores de actividad a de las especies involucradas. Éstos están relacionados con las concentraciones molares c de las especies mediante

$$a = \gamma c,$$

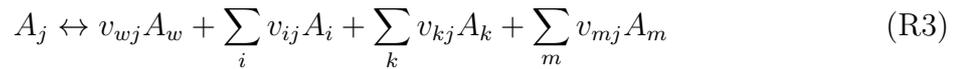
donde γ es un coeficiente de actividad, calculado en la simulación a partir de la teoría de Debye-Hückel. ⁶

⁶Para explicación de teoría Debye-Hückel referirse a [Bethke \(2008\)](#).

Ecuaciones gobernantes

El conjunto de ecuaciones que describen completamente el estado de equilibrio de un sistema geoquímico se conoce como ecuaciones gobernantes. Para poder llegar a ellas, es necesario determinar las reacciones independientes que ocurren entre especies, minerales y gases del sistema, así como la ecuación de acción de masas correspondiente a cada reacción. Las ecuaciones de acción de masas son sustituidas en las ecuaciones de balance de masa que se derivan para cada componente químico en el sistema. Las ecuaciones resultantes corresponden finalmente a las ecuaciones gobernantes, las cuales se resuelven directamente para el estado de equilibrio (Bethke, 2008).

Las reacciones independientes son aquellas que tienen lugar entre las especies secundarias y la base B , cuya forma general es



Cada reacción independiente del sistema tiene asociada una constante de equilibrio K_j a la temperatura de interés, con la forma

$$K_j = \frac{a_w^{v_{wj}} \cdot \prod_i (\gamma_i m_i)^{v_{ij}} \cdot \prod_k a_k^{v_{kj}} \cdot \prod_m f_m^{v_{mj}}}{\gamma_j m_j} \quad (3.19)$$

Para reducir el número de variables independientes es necesario eliminar las molalidades m_j de las especies secundarias, lo cual dará la forma final de la ecuación de acción de masas. Esto se logra reordenando (3.19) como

$$m_j = \frac{1}{K_j \gamma_j} \left[a_w^{v_{wj}} \cdot \prod_i (\gamma_i m_i)^{v_{ij}} \cdot \prod_k a_k^{v_{kj}} \cdot \prod_m f_m^{v_{mj}} \right] \quad (3.20)$$

en términos de la molalidad y coeficientes de actividad de cada especie acuosa en la base B y la actividad o fugacidad del resto de los componentes de la base B .

Las ecuaciones de balance de masa expresan la conservación de masa en términos de los

componentes en la base B , la cual está distribuida entre especies y minerales del sistema. En la reacción (R3), cada mol de la especie A_j contiene v_{wj} moles del componente agua, el cual es necesario para formar las especies secundarias y para actuar como solvente. En el balance de masa, el número de moles M_w del componente agua está dado por

$$M_w = n_w(55.51 + \sum_j v_{wj}m_j) \quad (3.21)$$

donde 55.5 corresponde al número de moles de H_2O en un kilogramo de agua y n_w la masa del solvente.

De manera similar, el balance de masa para el componente de especies i se expresa como

$$M_i = n_w(m_i + \sum_j v_{ij}m_j) \quad (3.22)$$

en términos de la masa del solvente n_w y las molalidades m_i y m_j ; v_{ij} corresponde a los moles del componente i en cada mol de las especies secundarias A_j .

El balance de masa para el componente mineral k se expresa como

$$M_k = n_k + n_w \sum_j v_{kj}m_j \quad (3.23)$$

donde n_k es el número de moles de la especie mineral correspondiente al componente mineral k y v_{kj} los moles de dicho componente en cada mol de las especies secundarias A_j .

Por último, el balance de masa de los componentes gaseosos está dado por

$$M_m = \sum_j v_{mj}m_j \quad (3.24)$$

donde v_{mj} son los moles del componente gas m en cada mol de las especies secundarias A_k .

Al sustituir la ecuación de acción de masas, ecuación (3.20), en cada ecuación de balance

de masa, ecuaciones (3.21)-(3.24), obtenemos finalmente las ecuaciones gobernantes:

$$M_w = n_w \left\{ 55.51 + \sum_j \frac{v_{wj}}{K_j \gamma_j} \left[a_w^{v_{wj}} \cdot \prod_i (\gamma_i m_i)^{v_{ij}} \cdot \prod_k a_k^{v_{kj}} \cdot \prod_m f_m^{v_{mj}} \right] \right\} \quad (3.25)$$

$$M_i = n_w \left\{ m_i + \sum_j \frac{v_{ij}}{K_j \gamma_j} \left[a_w^{v_{wj}} \cdot \prod_i (\gamma_i m_i)^{v_{ij}} \cdot \prod_k a_k^{v_{kj}} \cdot \prod_m f_m^{v_{mj}} \right] \right\} \quad (3.26)$$

$$M_k = n_k + n_w \sum_j \frac{v_{kj}}{K_j \gamma_j} \left[a_w^{v_{wj}} \cdot \prod_i (\gamma_i m_i)^{v_{ij}} \cdot \prod_k a_k^{v_{kj}} \cdot \prod_m f_m^{v_{mj}} \right] \quad (3.27)$$

$$M_m = n_w \sum_j \frac{v_{mj}}{K_j \gamma_j} \left[a_w^{v_{wj}} \cdot \prod_i (\gamma_i m_i)^{v_{ij}} \cdot \prod_k a_k^{v_{kj}} \cdot \prod_m f_m^{v_{mj}} \right] \quad (3.28)$$

las cuales describen completamente el estado de equilibrio del sistema químico. Este sistema de ecuaciones no lineales, resueltas para un equilibrio multicomponente, son evaluadas numéricamente por iteración con el software *GWB*, basado en el método Newton-Raphson.

3.6.2. Trayectoria de reacción

Para modelar el proceso de reacciones irreversibles en sistemas geoquímicos, en el presente trabajo se utilizó la aplicación *React* de *GWB*, cuyo cálculo tiene dos componentes principales: el sistema inicial y el proceso que lo altera (Modelo conceptual mostrado en la figura 3.1).

La simulación comienza calculando el estado de equilibrio inicial del sistema y, al cambiar la temperatura o la fugacidad de los gases en una reserva externa, modifica la composición del sistema a fin de conservar el equilibrio tras agregar o remover reactantes. Este proceso se conoce como

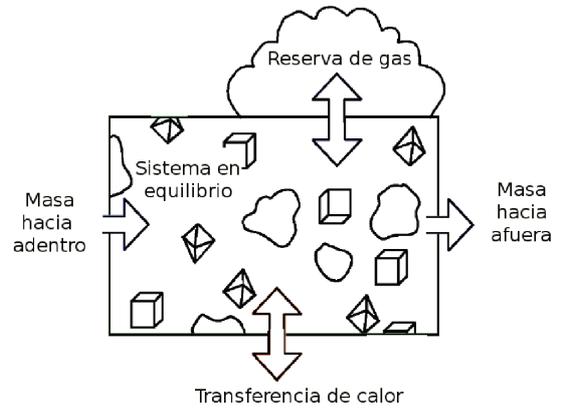


Figura 3.1: Modelo conceptual de simulación de reacción. Modificado de [Bethke & Yeapel \(2010\)](#).

trayectoria de reacción (Bethke & Yeakel, 2010) y su progreso es medido arbitrariamente en términos de una variable de progreso de reacción ξ , la cual varía de cero a uno del inicio al final de la trayectoria.

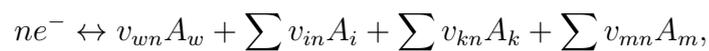
Las dos principales características de las simulaciones llevadas a cabo con *React*, son (Bethke & Yeakel, 2010):

1. A partir de la distribución inicial de especies en el sistema, para encontrar el verdadero estado de equilibrio se permite la precipitación de cualquier mineral sobresaturado, recalculando la concentración de la fase acuosa en el sistema.
2. La solución completa del estado de equilibrio se obtiene al satisfacer el balance de masa mediante la resolución de las ecuaciones gobernantes, y los balances de carga y de electrones.

El método para satisfacer el balance de carga está basado en el principio de electroneutralidad, expresado como

$$\sum_i z_i m_i + \sum_j z_j m_j = 0, \quad (3.29)$$

donde z_i y z_j son las cargas iónicas en la base B y especies secundarias, respectivamente. El balance de electrones se obtiene al medir la energía del electrón y la actividad de equilibrio de éste mediante la reacción

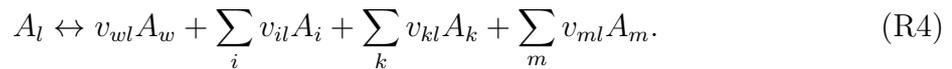


donde e^- es el electrón y n su coeficiente de reacción.

En este trabajo la trayectoria de reacción fue definida al hacer variar la temperatura del sistema, desde $\xi = 0$ con un valor de $T = T_{sup}$ (temperatura medida en campo) hasta $\xi = 1$ con $T = 150^\circ\text{C}$ y $T = 250^\circ\text{C}$, valor que corresponde al promedio de las temperaturas de equilibrio estimadas a partir de los geotermómetros y valor del límite superior de temperaturas realistas de acuerdo a los geotermómetros, respectivamente (secciones 3.4.2 y 4.2.3).

3.6.3. Estado de saturación mineral

Al calcular la distribución de especies en el fluido durante la trayectoria de reacción (sección 3.6.2), el grado de saturación de éste con respecto a especies minerales puede ser determinado. Los minerales A_l que pueden ser formados al combinar los constituyentes en la base \mathbf{B} , ecuación (3.18), están dados por las reacciones



El producto de actividad iónica (PAI o Q_l), de la reacción (R4) se define como (Bethke, 2008)

$$Q_l = \frac{a_w^{v_{wl}} \cdot \prod_i (\gamma_i m_i)^{v_{il}} \cdot \prod_k a_k^{v_{kl}} \cdot \prod_m f_m^{v_{ml}}}{a_l}.$$

Si Q_l es igual a la constante de equilibrio de reacción K_l , la reacción (R4) está en equilibrio. Es decir, el fluido está saturado con respecto a A_l . Si Q_l es menor que K_l el fluido está subsaturado, si Q_l es mayor que K_l el fluido está sobresaturado. Una forma común de expresar lo anterior es en términos del índice de saturación

$$SI_l = \log \left(\frac{Q_l}{K_l} \right). \quad (3.30)$$

Éste toma valores negativos para minerales subsaturados, positivos para sobresaturados y cero para minerales en el punto de equilibrio. Los SI_l positivos indican que el estado calculado del sistema está en equilibrio metaestable, ya que de acuerdo a la ecuación (3.27) sólo precipitará el mineral supersaturado.

Diagramas de precipitación mineral

A lo largo de las trayectorias de reacción simuladas en este trabajo, se obtuvo la variación de las especies minerales saturadas en el sistema como función de la temperatura, cuya presencia fue establecida a partir SI_l , ecuación (3.30). Estos resultados fueron agrupados por zonas

dentro del área de estudio y graficados en diagramas de precipitación mineral vs temperatura. En éstos, la cantidad precipitada de cada mineral (dada en mg) fue representada tras obtener su logaritmo base 10 (sección 4.4.1).

3.6.4. Diagramas de estabilidad mineral

Los diagramas de actividad iónica pueden ser utilizados para mostrar la estabilidad relativa de las especies minerales de un sistema, con respecto a las actividades de sus iones en solución (Essington, 2003). De acuerdo a Melgajero (2003), estos diagramas se construyen a partir de las reacciones de disolución entre un conjunto de minerales que contengan los iones de interés. Para cada una de estas reacciones se obtiene la constante de equilibrio K como función de las actividades iónicas de reactantes y productos, ecuación (3.2). Finalmente, se resuelve un sistema de ecuaciones simultáneas y la ecuación resultante describe la frontera entre los campos de estabilidad del par de minerales seleccionados.

Tras generar los diagramas de actividad para una temperatura fija, es necesario que ésta y las temperaturas de los fluidos geotérmicos consideradas en la simulación del modelo de equilibrio sean concordantes, a fin de poder comparar los valores de actividad iónica de ambos y determinar las especies minerales estables en los fluidos.

En este trabajo fueron utilizadas las relaciones de actividades iónicas Na^+/H^+ , K^+/H^+ , $\text{Mg}^{2+}/\text{H}^{+2}$, $\text{Ca}^{2+}/\text{H}^{+2}$ y SiO_2 (aq), para generar diagramas a $T=150$ °C y $P=1$ atm de sistemas con los componentes Na_2O , K_2O , MgO , CaO , SiO_2 , Al_2O_3 y H_2O (sección 4.4.2). Los diagramas de actividad iónica fueron realizados considerando las siguientes suposiciones:

- la solución acuosa siempre está presente;
- el aluminio (Al^{3+}) en los minerales siempre está en fase sólida;
- las concentraciones de sílice están determinadas a la saturación de cuarzo; y
- la presión y la temperatura son constantes.

Las actividades de iones en solución que fueron comparados en dichos diagramas de actividad, corresponden a los manantiales termales para los que se logró obtener su estado de

equilibrio considerando el balance de carga (sección 4.4).

Es importante mencionar que los resultados de los modelos geoquímicos obtenidos en el presente trabajo, son utilizados con precaución ya que carecen de la fase gaseosa, con lo cual no está representada la composición química completa de los fluidos hidrotermales. Sin embargo, estos modelos fueron realizados con la finalidad de poder identificar tendencias generales de la composición química y mineral en los sitios muestreados.

Resultados

4.1. Trabajo de campo

Los manantiales termales muestreados fueron clasificados en dos grupos: (1) de acuerdo a la litología por la cual emana el manantial; y (2) por su ubicación geográfica dentro del área de estudio. En el primer grupo, la litología observada se compone de calizas del Mesozoico, granitoides Laramídicos, ignimbritas del Complejo Volcánico Superior de la SMO, y sedimentos recientes (capítulo 2). En el segundo grupo, el área de estudio se dividió en cuatro zonas: NW, NE, Centro y S (sección 1.5 y capítulo 2). En esta sección se describen las observaciones y mediciones de los parámetros físicos de los fluidos geotérmicos, llevadas a cabo en la etapa de campo, mostrando los resultados de temperatura, pH y conductividad eléctrica (CE) superficiales. Los resultados de los parámetros químicos medidos en campo (carbonatos y bicarbonatos) se reportan en la sección 4.2.

4.1.1. Parámetros físicos de los fluidos geotérmicos

Las temperaturas superficiales mayores se encontraron en manantiales que emergen de granito con valores de 41.5 a 63.1 °C, mientras que en el resto de los manantiales éstas fluctuaron entre 30 y 46 °C. Los valores de pH fueron neutros, ligeramente alcalinos, con valores de 6 a 9 (figura 4.1 y 4.2), mientras que los valores de CE mostraron una mayor variabilidad, obteniéndose valores desde 400 hasta casi 4000 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (figura 4.3). En la tabla 4.1 se muestran los resultados de las mediciones de parámetros físicos llevadas a cabo in situ

en campo, en donde también se incluyen las coordenadas geográficas de los manantiales y la fecha de muestreo. Al graficar los valores de CE y de sólidos totales disueltos (STD, sección 4.2), se obtienen patrones equivalentes, lo cual corrobora cualitativamente la medición de campo con la del análisis químico (figura 4.3).

A fin de observar la variación espacial en el área de estudio de los parámetros físicos, se generaron mapas con curvas de isovalores a partir de la interpolación de los resultados de campo (figura 4.4). Se aprecia que los valores más bajos de temperatura se concentran en la zona centro, y que los valores más altos de CE están orientados en una franja N-S entre los manantiales DVS, TNB y GRN hacia el Noreste, y el manantial de TCH al Sur. Se observa además una correspondencia en la variación de estos dos parámetros dentro del área.

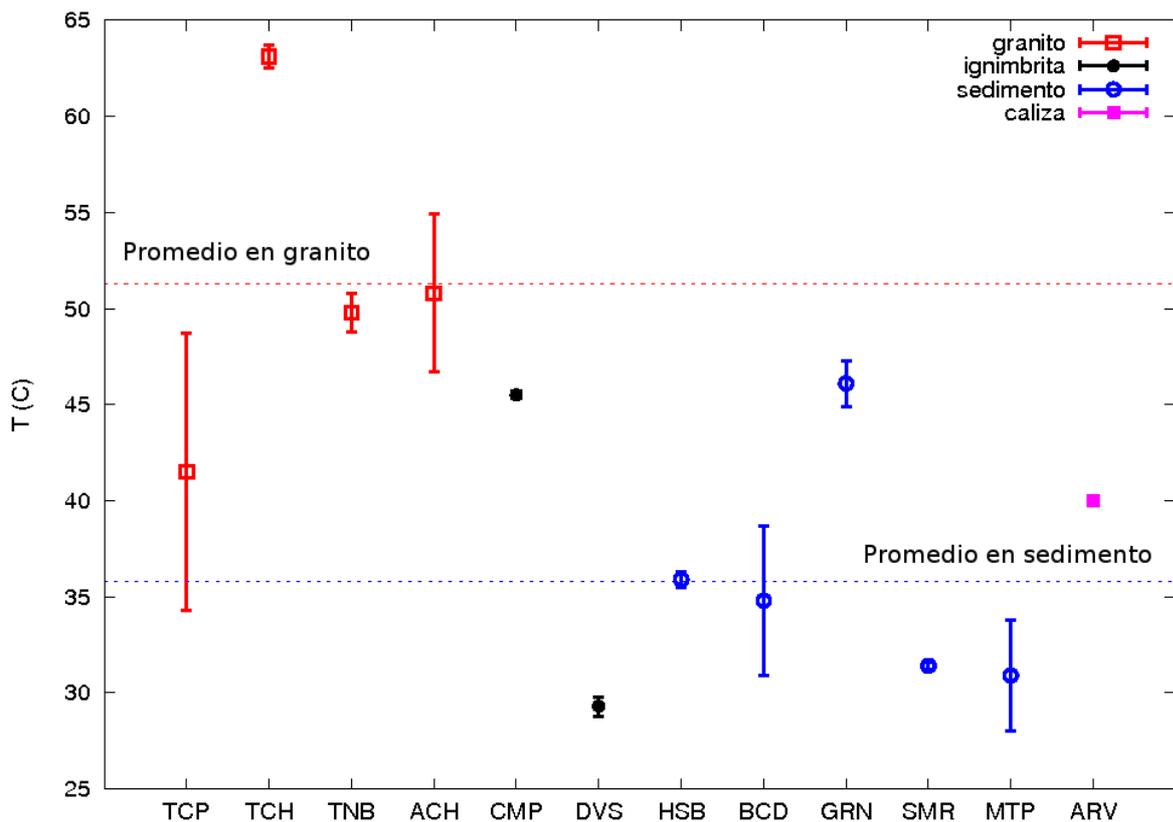


Figura 4.1: Temperatura superficial de manantiales termales en Sonora central (SC).

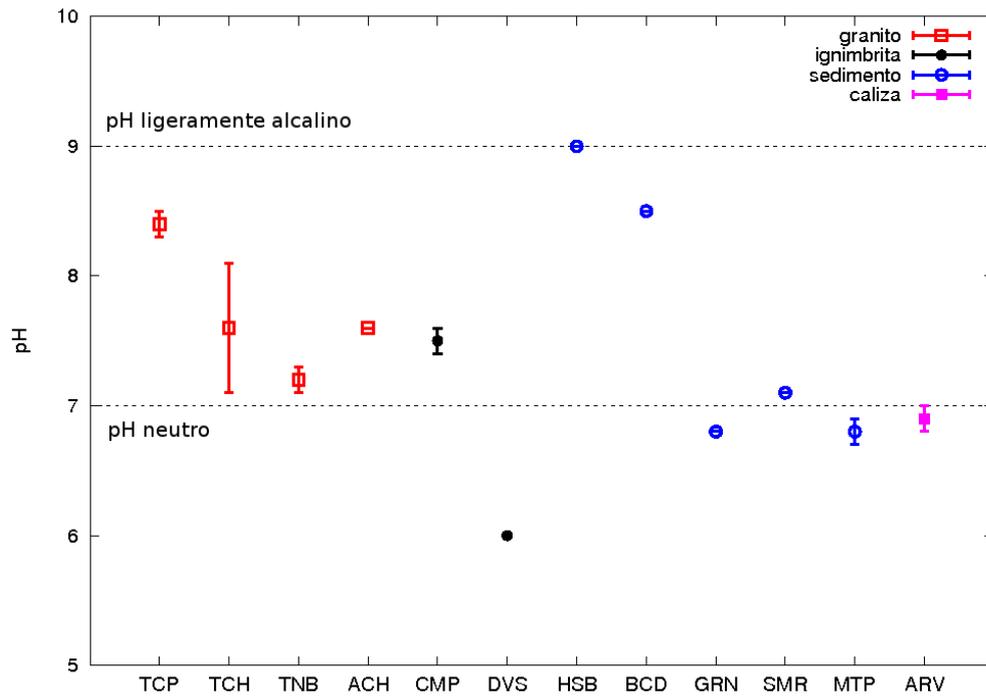


Figura 4.2: pH superficial de manantiales termales en SC.

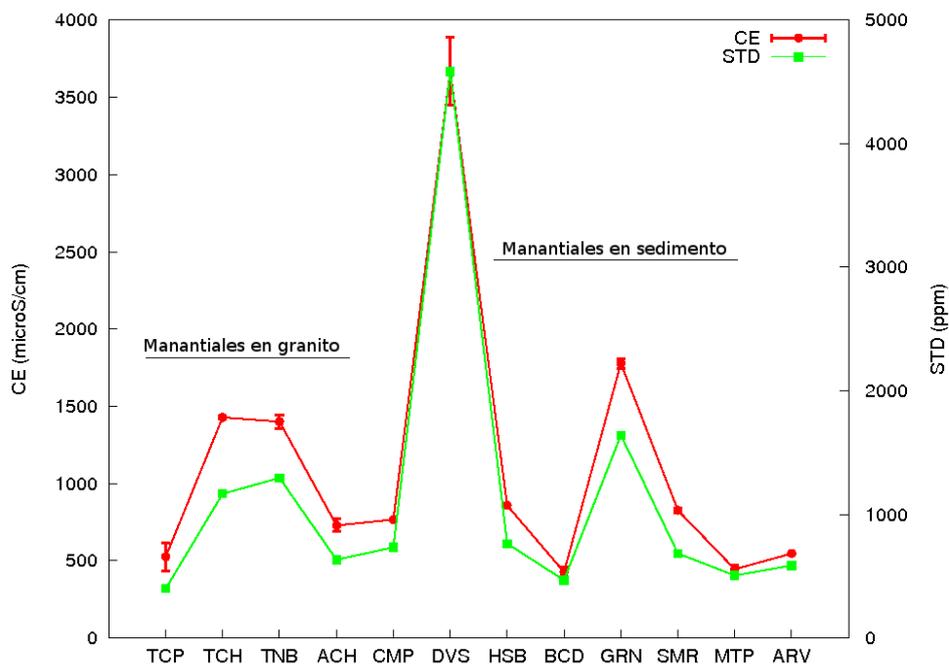


Figura 4.3: Conductividad Eléctrica superficial (CE) y Sólidos Totales Disueltos (STD) de manantiales termales en SC.

4.2. Geoquímica de fluidos geotérmicos

En esta sección se presentan los resultados del análisis químico de los manantiales muestreados, la clasificación química de éstos y un análisis sobre las variaciones de los elementos mayores principales entre cada manantial con el fin de definir las características propias de cada zona dentro del área de estudio. Se reportan las temperaturas de equilibrio estimadas a partir de geotermómetros catiónicos (Na/K, Na-K-Ca, Na/Li, K/Mg) y de SiO₂, y el origen de los fluidos de acuerdo a los resultados de isótopos estables ¹⁸O/¹⁶O y D/H.

Antes de llevar a cabo cualquiera de las etapas mencionadas, se verificó el balance iónico entre los resultados de laboratorio de aniones y cationes. El desbalance porcentual obtenido en cada manantial se muestra en la tabla 4.2, cuyos valores oscilan entre 0.23 y 8.41 %, siendo la mayoría inferior a 5 %.

4.2.1. Clasificación química de aguas termales

A fin de realizar la caracterización química de las aguas termales, los resultados del análisis químico de elementos mayores (tabla 4.2) fueron graficados en el diagrama de (figura 4.5 [Piper, 1944](#)) como primera clasificación en función de sus aniones y cationes principales. De acuerdo a este diagrama, las muestras colectadas en los manantiales de la zona Centro corresponden a aguas bicarbonatadas-cálcicas, mientras que los manantiales de las zonas NE, NW y Sur a aguas sulfatadas-sódicas, a excepción de dos muestras de la zona NE, los cuales corresponden a aguas bicarbonatadas-sódicas.

En el diagrama ternario Cl-SO₄-HCO₃ de [Giggenbach \(1992\)](#), se observa la clasificación del tipo de aguas de acuerdo al contenido relativo de estos iones (figura 4.6). Los manantiales TCP, DVS, ARV, BCD y MTP corresponden a aguas periféricas; TCH a aguas volcánicas; ACH, GRN, HSB, CMP y TNB a aguas calentadas por vapor; SMR, que es el manantial con mayor contenido en Cl, parece corresponder a aguas combinadas.

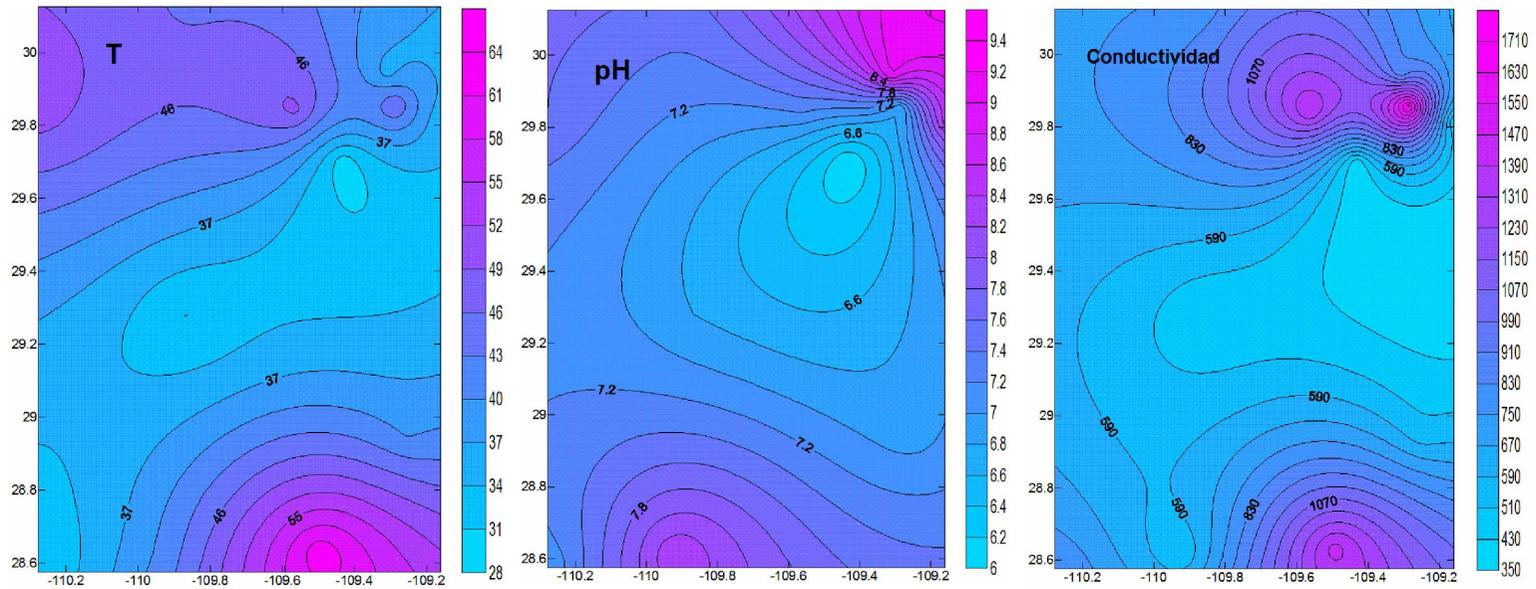


Figura 4.4: Interpolación de los datos de temperatura, pH y conductividad eléctrica (sin considerar manantial DVS) medidos en muestras superficiales de fluidos geotérmicos en SC.

Tabla 4.1: Parámetros físicos y químicos medidos in situ en fluidos recolectados en los manantiales termales.

Muestra	Localidad	Lat	Long	Fecha muestreo	Hora	T_{sup} (°C)	pH	CE ($\mu\text{S}/\text{cm}$)
HSB	Huásabas	29°56'37.11	109°18'38.97	18/09/2011	12:00 a.m.	35.9 ± 0.4	9.0 ± 0.0	858 ± 3
BCD	Bacadéhuachi	29°48'57.73	109°09'38.53	18/09/2011	03:00 p.m.	34.8 ± 3.9	8.5 ± 0.0	426 ± 32
CMP	Cumpas	30°07'33.61	109°52'38.48	24/09/2011	04:00 p.m.	45.5 ± 0.2	7.5 ± 0.1	767 ± 7
GRN	Granados	29°51'17.64	109°17'09.64	25/09/2011	05:30 p.m.	46.1 ± 1.2	6.8 ± 0.0	1777 ± 32
ARV	Arivechi	28°56'40.02	109°15'17.53	28/09/2011	12:03 p.m.	40.0 ± 0.2	6.9 ± 0.1	546 ± 2
SMR	San Marcial	28°34'30.79	110°15'21.68	29/09/2011	07:55 a.m.	31.4 ± 0.2	7.1 ± 0.0	826 ± 14
TCP	Tecoripa	28°36'43.49	109°55'08.89	29/09/2011	11:11 a.m.	41.5 ± 7.2	8.4 ± 0.1	525 ± 92
TCH	Tónichi	28°37'58.54	109°29'41.88	29/09/2011	04:28 p.m.	63.1 ± 0.6	7.6 ± 0.5	1428 ± 11
DVS	Divisaderos	29°42'12.51	109°25'54.28	01/10/2011	12:00 p.m.	29.3 ± 0.5	6.0 ± 0.0	3670 ± 220
TNB	Moctezuma	29°50'22.78	109°33'46.49	01/10/2011	04:30 p.m.	49.8 ± 1.0	7.2 ± 0.1	1400 ± 44
MTP	Mátape	29°16'44.59	109°52'02.28	02/10/2011	10:30 a.m.	30.9 ± 2.9	6.8 ± 0.1	444 ± 25
ACH	Aconchi	29°50'36.31	110°16'38.32	02/10/2011	03:00 p.m.	50.8 ± 4.1	7.6 ± 0.0	728 ± 41

Tabla 4.2: Composición química de los fluidos recolectados en manantiales termales (mg/kg).

Muestra	Na ⁺	K ⁺	Li ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	F ⁻	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻	SiO ₂ *	DI (%)
HSB	210.0	0.45	0.11	1.1	0.012	2.45	21.5	228.0	61.0	193.2	45.14	7.36
BCD	110.0	0.77	0.144	0.9	0.044	1.32	3.45	12.1	36.0	253.19	49.42	8.41
CMP	156.0	3.24	0.41	40.0	0.646	6.58	12.4	279.0	0.0	177.95	56.91	2.42
GRN	400.0	14.3	1.07	51.9	1.21	6.61	87.5	581.0	0.0	426.05	71.45	3.03
ARV	17.3	5.11	0.024	66.2	32.3	<0.01	6.35	90.3	0.0	337.59	31.23	5.15
SMR	160.0	4.83	0.264	38.2	3.38	4.44	158.0	106.0	0.0	162.69	42.57	1.51
TCP	100.0	2.36	0.172	4.8	0.226	3.73	49.8	58.0	11.0	112.87	55.41	3.51
TCH	260.0	9.31	0.53	83.8	0.24	6.74	148.0	546.0	0.0	38.64	70.38	2.27
DVS	785.0	38.0	3.1	273.0	58.4	<0.01	32.4	773.0	0.0	2559.37	61.18	4.39
TNB	289.0	11.2	0.66	71.3	0.62	7.24	41.4	630.0	0.0	151.51	92.20	1.74
MTP	5.83	4.23	0.015	75.3	19.7	<0.01	3.28	12.2	0.0	361.99	22.89	4.46
ACH	154.0	5.09	0.47	19.4	0.159	9.56	44.9	180.0	0.0	141.34	77.01	-0.23

*SiO₂ se reporta con fines informativos pero no fue incluido en el cálculo del desbalance iónico (DI)

Los elementos mayores fueron graficados en diagramas de Schoeller para determinar el comportamiento químico individual de cada manantial (figuras 4.7, 4.8 y 4.9). En la zona Norte (NW y NE) se observan tres patrones distintos. DVS (azul) se separa del resto de las muestras por su alto contenido en iones, en particular de HCO₃, y su bajo contenido en F por debajo del límite de detección de 0.01 meq/kg. ACH, CMP, GRN y TNB muestran un patrón similar (verde), con alto contenido de Na y SO₄. HSB y BCD (rojo), dos manantiales emergentes de sedimentos recientes rellenando valles, presentan menores concentraciones de K, Ca, Mg y Li que el resto de los manantiales, y BCD menores concentraciones de Cl y SO₄ siendo más bicarbonatado.

Los dos manantiales de la zona Centro, MTP y ARV, presentan un patrón muy similar con altos valores de HCO₃, Ca y Mg, y bajos de Na y K. En la zona Sur, TCH se separa ligeramente con altos valores de SO₄ y bajos de HCO₃. Esta zona es la que presenta mayor contenido en Cl de toda el área de estudio.

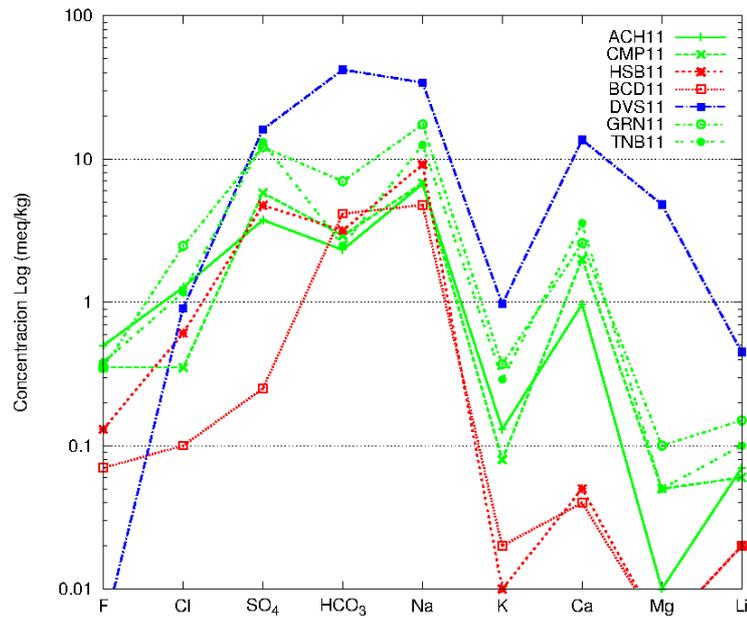


Figura 4.7: Diagrama de Schoeller con manantiales de la zona Norte de SC. Los colores azul, verde y rojo son utilizados para agrupar patrones (ver explicación en texto).

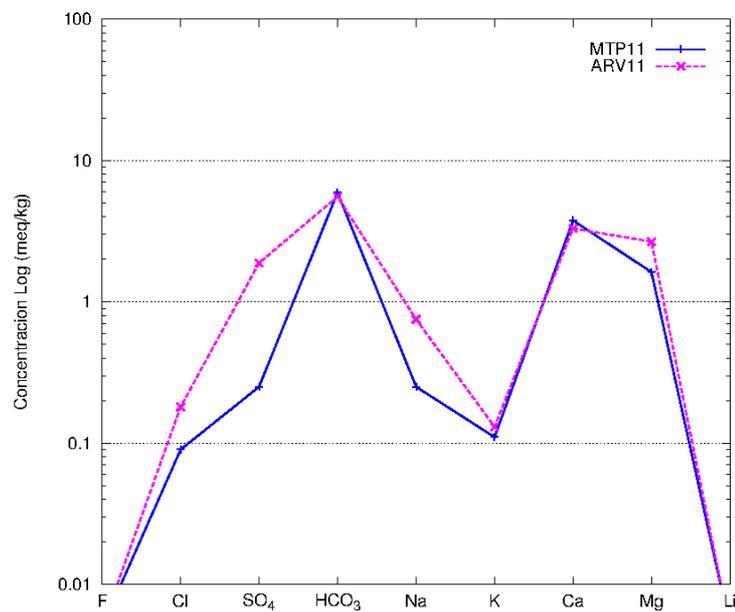


Figura 4.8: Diagrama de Schoeller con los manantiales de la zona Centro de SC.

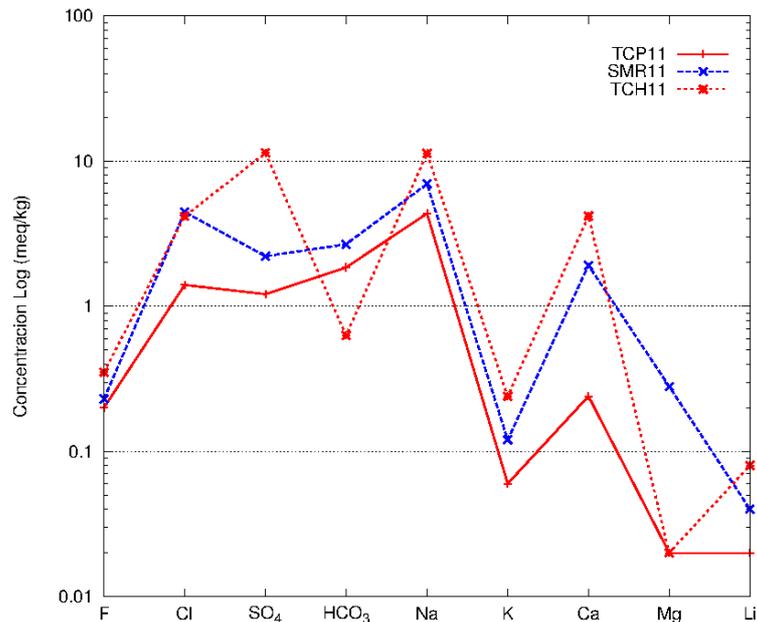


Figura 4.9: Diagrama de Schoeller con los manantiales de la zona Sur de SC.

Otro diagrama utilizado para analizar la variación regional es el diagrama de Stiff, el cual genera un patrón característico en cada manantial que se asocia a un tipo de agua. En los manantiales de Sonora central se observan cuatro patrones principales, todos típicos de sistemas donde tiene lugar intercambio iónico. Estos patrones se presentan en diferentes colores para su rápido reconocimiento (figura 4.10). En azul se muestra nuevamente el comportamiento bicarbonatado-cálcico de la zona Centro (manantiales ARV y MTP); en rosa el comportamiento bicarbonatado-sódico de las muestras de DVS y BCD; en rojo aguas sulfatadas-sódicas de ACH, CMP, HSB y GRN; en anaranjado nuevamente aguas sulfatadas-sódicas pero con mayor contenido en cloro, en TNB y TCH; y finalmente en verde aguas cloruradas-sódicas en SMR y TCP.

A partir de la interpolación de los iones principales de cada manantial termal se generó una serie de mapas con líneas de isovalores (figuras 4.11, 4.12, 4.13 y 4.14). Se observa que la mayor concentración de STD se encuentra en el manantial DVS, seguido de los dos manantiales más cercanos TNB y GRN hacia el Norte, y TCH hacia el Sur. De esta manera se delimita la mayor concentración de STD en una franja de orientación Norte-Sur, en torno

a las coordenadas UTM 640000 y 660000, la cual corresponde a la franja observada en la distribución de CE superficial (figura 4.4).

En las interpolaciones de Cl, F y SiO₂ se observa un patrón totalmente contrario, donde las concentraciones más altas de los dos últimos iones se encuentran en la zona Sur y hacia el NW del área de estudio (figura 4.14), y la mayor concentración de Cl en la zona Sur (figura 4.13).

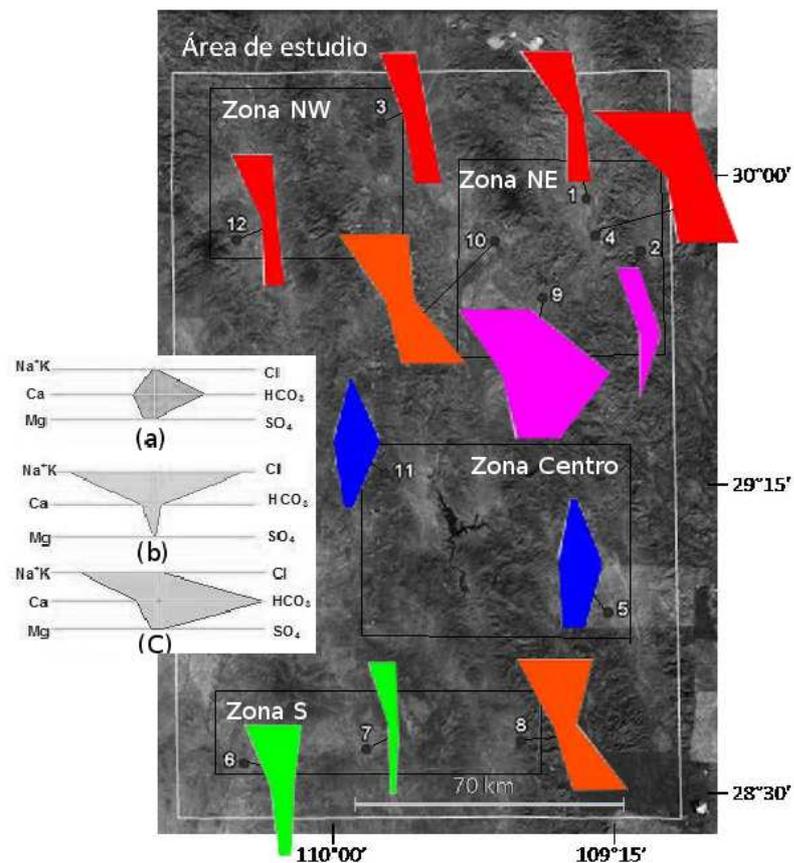


Figura 4.10: Mapa regional con diagramas de Stiff en SC. Escala en el eje X de -20:20 meq/l, a excepción del punto 9 con escala de -50:50 meq/l (1. HSB, 2. BCD, 3. CMP, 4. GRN, 5. ARV, 6. SMR, 7. TCP, 8. TCH, 9. DVS, 10. TNB, 11. MTP y 12. ACH). En el recuadro (modificado de Villegas, 2011) se muestran los diagramas típicos: (a) agua subterránea, (b) salmuera o agua de mar, y (c) aguas con intercambio iónico.

El manantial DVS presenta valores mucho más altos de K y Li que el resto de los manantiales. Con el fin de observar las variaciones en el resto del área, se repitió la interpolación omitiendo dicho manantial. En éstos se observa la misma franja orientada Norte-Sur con los

valores más altos de K y Li. Se observa el mismo patrón en la concentración de SO_4 , al igual que en la concentración de Na (figura 4.13), con los valores más altos en el manantial DVS.

Finalmente, en las gráficas de Ca y HCO_3 nuevamente las altas concentraciones en el manantial DVS no permiten ver la variación en el resto del área (figura 4.13). Repitiendo la interpolación sin el manantial DVS se observa que los valores más altos de Ca se encuentra en la franja Norte-Sur mencionada y a lo largo de toda la zona Centro. En el mapa de HCO_3 sin el manantial DVS se observa la mayor concentración en la zona Centro y hacia el NE del área, al igual que en el mapa de Mg cuya concentración más alta se observa en la zona Centro y el manantial DVS. Por lo que en la zona Centro y hacia la zona NE los elementos que predominan son HCO_3 , Ca y Mg.

De los resultados obtenidos en esta sección, se puede inferir la existencia de tres zonas: (i) zona Centro que corresponde a aguas bicarbonatadas-cálcicas con alto contenido de Mg; (ii) zona Sur que corresponde a un alto contenido en SiO_2 y F, de aguas cloruradas-sódicas hacia el Oeste y sulfatadas-sódicas con alto contenido de Li y K hacia el Este; y (iii) las zonas NW y NE están conformadas por aguas sulfatadas-sódicas, que van disminuyendo en su contenido en STD de Este a Oeste, en particular de SO_4 , Na, K y Li, y aumentando a su vez el contenido de SiO_2 y F, con aguas bicarbonatadas-sódicas hacia el Sureste de la zona NE; de esto último, se observa que las altas concentraciones de HCO_3 de la zona Centro no desaparecen de manera abrupta hacia el NE.

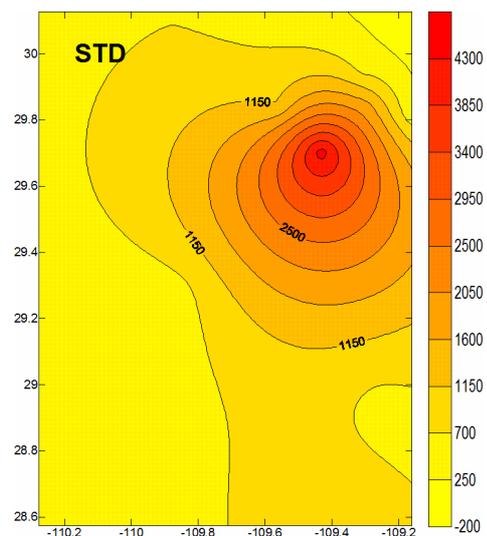


Figura 4.11: Interpolación de valores de STD de fluidos geotérmicos en Sonora central. Isótopos a cada 450 mg/l.

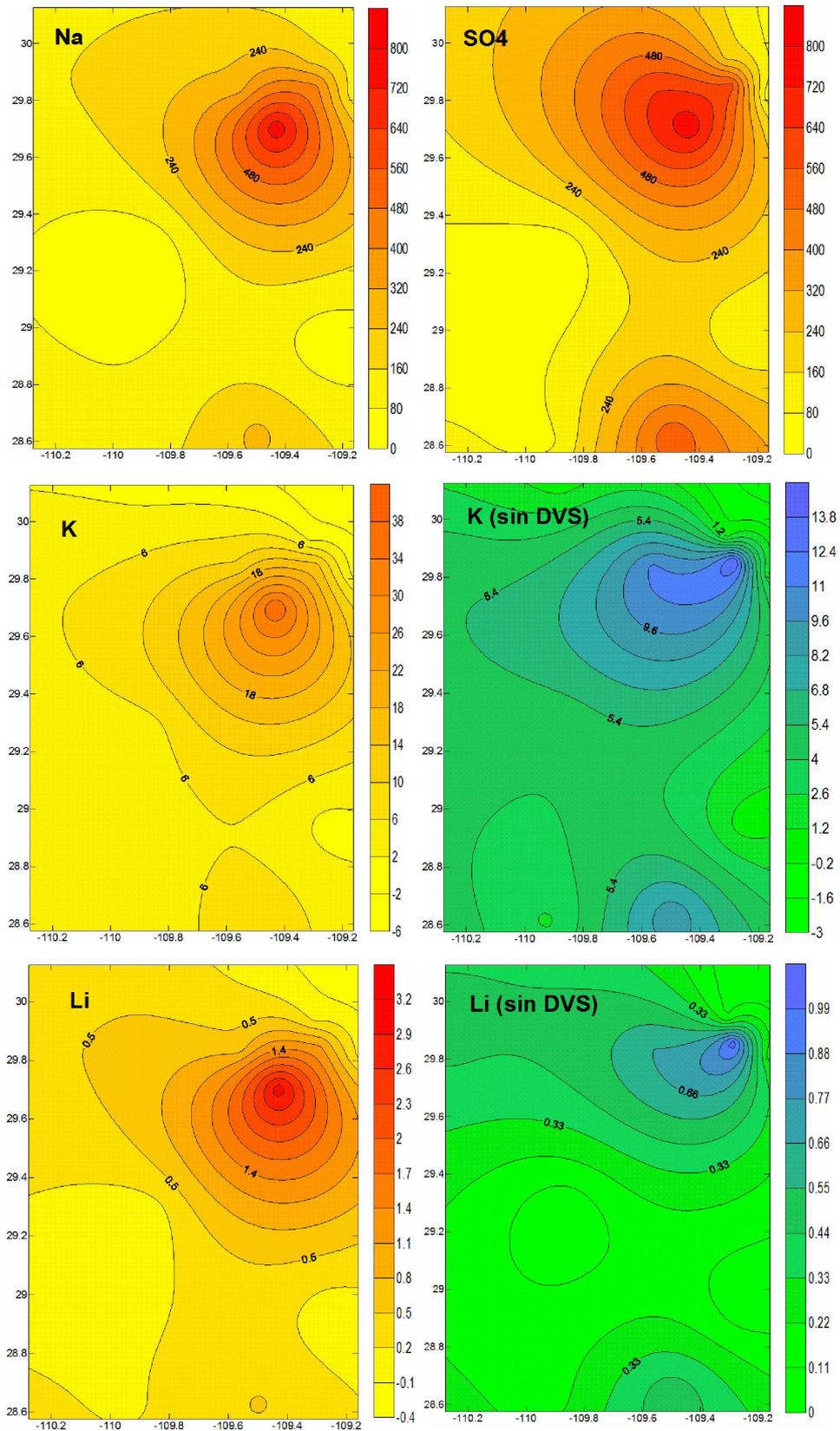


Figura 4.12: Mapas de isovalores de Na, SO₄, K y Li de fluidos geotérmicos en Sonora central. Isolíneas cada 80, 80, 4, 1.4, 0.3 y 0.11 mg/l, respectivamente.

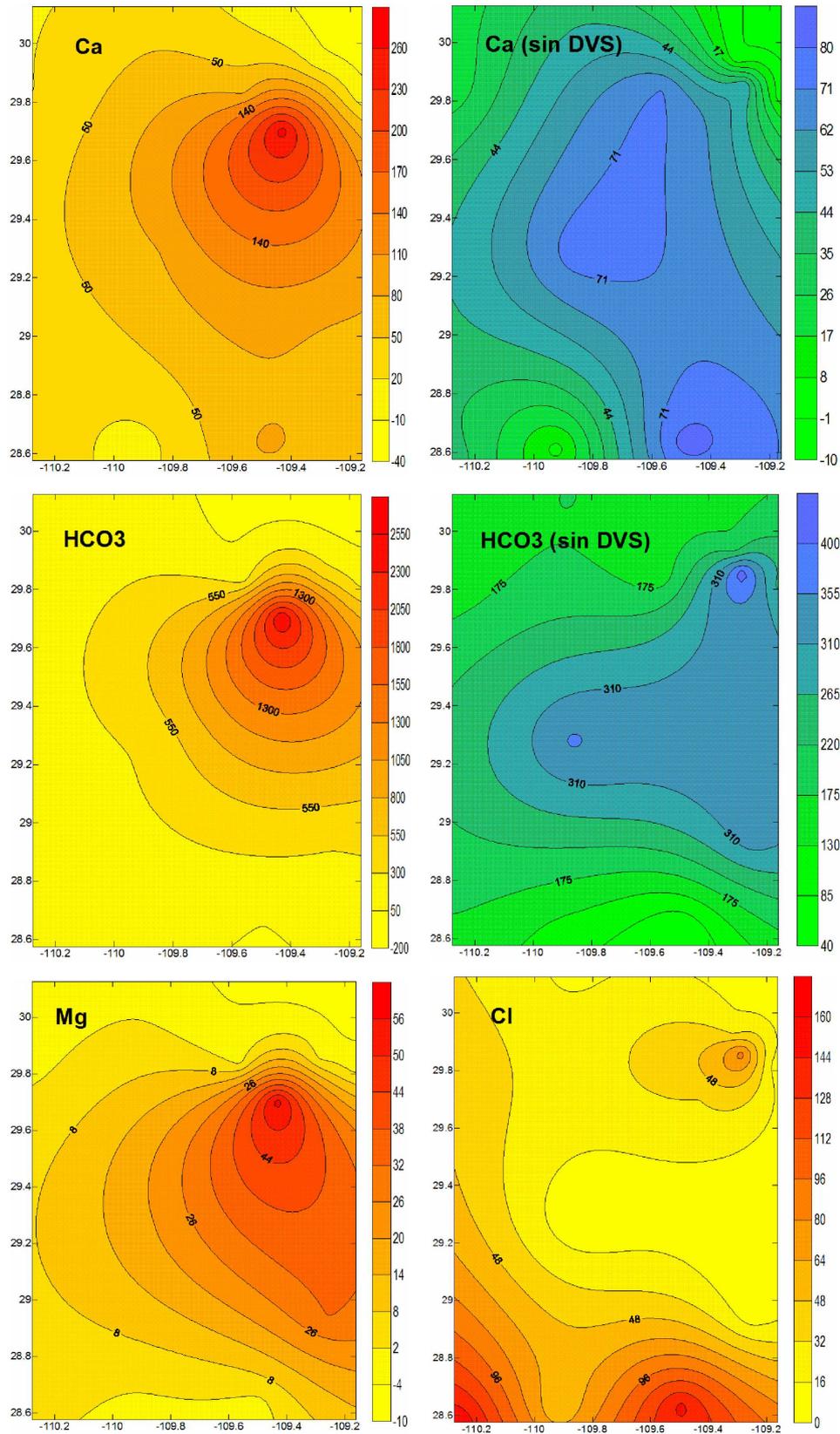


Figura 4.13: Mapas de isovalores de Ca, HCO₃, Mg y Cl de fluidos geotérmicos en Sonora central. Isolíneas cada 30, 9, 250, 45, 6 y 16 mg/l, respectivamente.

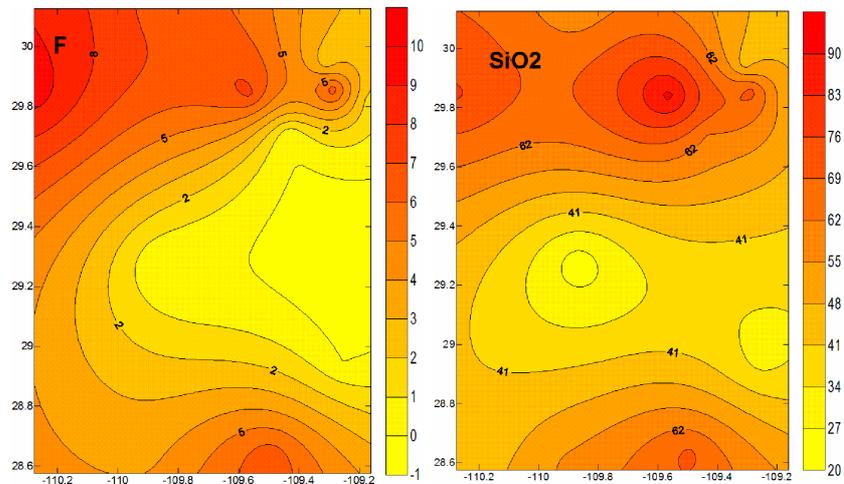


Figura 4.14: Mapas de isovalores de F y SiO_2 de fluidos geotérmicos en Sonora central. Isolíneas a cada 1 y 7 mg/l, respectivamente.

4.2.2. Variación química regional

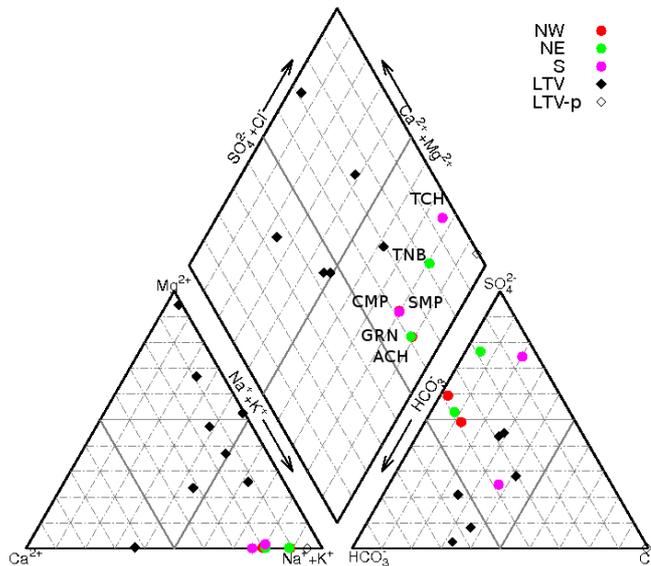


Figura 4.15: Diagrama de Piper (1944) para la clasificación química de aguas de Sonora central y Las Tres Vírgenes (LTV, datos de Portugal *et al.*, 2000).

Una vez concluida la parte descriptiva, se compararon los resultados con manantiales termales del campo geotérmico de Las Tres Vírgenes (LTV), Baja California Sur (datos de Portugal *et al.*, 2000), como contexto regional del Noroeste de México,

En el diagrama de la (figura 4.15; Piper, 1944) se muestran los resultados de manantiales de aguas sulfatadas sódicas y bicarbonatadas (manantiales El Azufre, Yaqui, San Alberto, Palmi-to, Santana, Mezquite, Reforma y

Palmitas-II) muestreados en la estación de verano, y del pozo geotérmico LV-1 muestreado en invierno. Los manantiales de LTV presentan mayor contenido de Cl y menor de Na+K en el sistema cerrado de tres elementos que utiliza el diagrama, en comparación con los manantiales del grupo de agua sulfatada-sódicas del presente trabajo (manantiales ACH, CMP, GRN, TNB, SMR y TCH). El pozo geotérmico se ubica en el vértice de aguas cloruradas-sódicas.

Se seleccionó la composición química de los manantiales El Azufre (zona NW), Palmito (zona NE+SE) y San Ignacio (zona S+SW) de LTV, con temperaturas superficiales de 98, 29 y 31 °C respectivamente, y fueron graficados en digramas de Schoeller para su comparación con los datos obtenidos en Sonora central en este trabajo (figura 4.16). Dichos manantiales fueron escogidos por mostrar los tres patrones representativos de la composición química reportada en LTV: aguas sulfatadas, aguas sódicas y aguas bicarbonatadas, respectivamente. De igual manera se incluyó al pozo geotérmico LV-1.

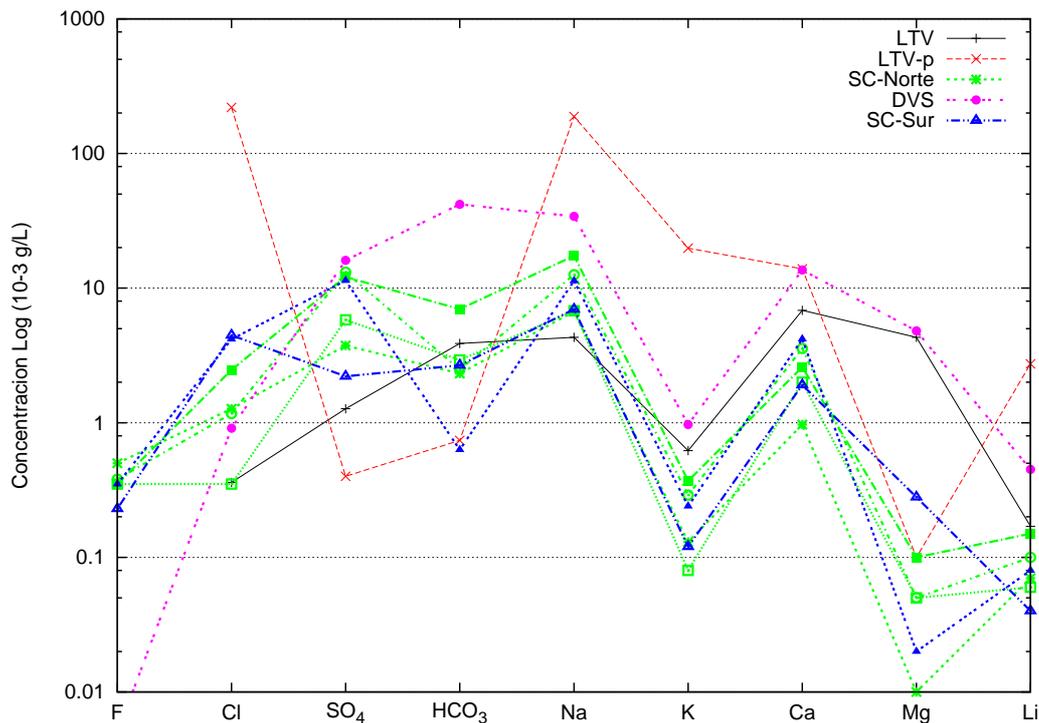


Figura 4.16: Diagrama de Schoeller con manantiales de aguas sulfatada-sódicas y DVS de Sonora central (SC) y manantial El Azufre y el pozo geotérmico LV-1 del campo geotérmico LTV.

Al hacer la comparación con los manantiales de agua sulfatada de Sonora central se observan similitudes en el orden de magnitud de la concentración de iones. El manantial Palmito de LTV presenta un patrón comparable (figura 4.16, en verde). Los manantiales de Sonora presentan ligeramente menores concentraciones de iones, con anomalías inversas de Na y K, y contenido mucho menor de Li. El manantial El Azufre presenta un patrón muy similar al de DVS en su contenido en cationes a excepción de Na, el cual es mucho mayor en el caso de Sonora. El patrón de aniones también es similar pero con valores de un orden de magnitud menor, ambos de aguas bicarbonatadas.

Finalmente, el pozo LV-1 presenta un patrón similar a los manantiales de Sonora central en su contenido de Mg, Ca, Li y Na, pero en un orden de magnitud mayor. LV-1 presenta concentraciones de hasta tres órdenes de magnitud mayor de Cl y K, y concentraciones menores de SO_4 y HCO_3 , que los manantiales de Sonora central.

4.2.3. Estimación de temperaturas de yacimiento

Para estimar las temperaturas de equilibrio de cada manantial termal se hizo uso de una serie de geotermómetros catiónicos basados en las relaciones Na/K, K/Mg, Na-K-Ca y Na/Li, y un geotermómetro de SiO_2 (sección 3.4.2). Se utilizaron las ecuaciones 3.9 de Fournier (1979), 3.10 de Verma & Santoyo (1997), y 3.11 de Díaz-González *et al.* (2008), para el geotermómetro Na/K. La ecuación 3.12 de Giggenbach (1988) fue usada para el geotermómetro K/Mg, y la ecuación 3.13 de Fournier & Truesdell (1973) para el geotermómetro Na-K-Ca. La ecuación 3.14 de Verma & Santoyo (1997) fue usada para el geotermómetro Na/Li. Y finalmente, la ecuación 3.15 de Verma & Santoyo (1997) fue utilizada para el geotermómetro de SiO_2 .

Los resultados obtenidos fueron graficados por manantial para su comparación (tabla 4.3 y figura 4.17). En la gráfica se incluyen las temperaturas estimadas por los geotermómetros Na/K, Na-K-Ca y Na/Li, además de los valores de temperatura superficial obtenidos en campo como indicador de la temperatura mínima de cada sitio.

Tabla 4.3: Temperaturas de equilibrio estimadas a partir de geotermómetros químicos.

Muestra	T_{sup} (°C)	$T_{Na/K}$ (°C) ¹	$T_{Na/K}$ (°C) ²	$T_{Na/K}$ (°C) ³	T_{K-Mg} (°C) ⁴	$T_{Na-K-Ca}$ (°C) ⁵	$T_{Na/Li}$ (°C) ⁶	T_{SiO_2} (°C) ⁷
HSB	35.9 ± 0.4	N.D.	27.7 ± 21.8	N.D.	72.1	52.4	54.6 ± 17.2	N.D.
BCD	34.8 ± 3.9	N.D.	68.8 ± 25.9	N.D.	69.5	83.1	101.1 ± 20.7	N.D.
CMP	45.5 ± 0.2	111.3 ± 38.9	117.7 ± 31.4	69.1 ± 7.4	71.7	321.3	146.4 ± 24.4	N.D.
GRN	46.1 ± 1.2	142.3 ± 43.5	147.9 ± 35.0	103.9 ± 8.5	101.5	136.4	147.7 ± 24.5	N.D.
ARV	40.0 ± 0.2	331.5 ± 77.9	327.9 ± 61.5	349.6 ± 18.3	39.8	187.3	104.5 ± 20.9	117.9 ± 2.5
SMR	31.4 ± 0.2	132.1 ± 42.0	138.0 ± 33.8	92.3 ± 8.1	61.9	118.5	115.0 ± 21.8	25.8 ± 9.7
TCP	41.5 ± 7.2	118.2 ± 39.9	124.4 ± 32.2	76.7 ± 7.6	76.6	116.2	117.6 ± 22.0	N.D.
TCH	63.1 ± 0.6	142.4 ± 43.5	148.0 ± 35.0	104.0 ± 8.5	112.3	126.8	128.7 ± 22.9	N.D.
DVS	29.3 ± 0.5	161.8 ± 46.6	166.8 ± 37.4	126.5 ± 9.2	76.6	147.8	178.3 ± 27.2	149.9 ± 2.4
TNB	49.8 ± 1.0	147.3 ± 44.3	152.7 ± 35.6	109.7 ± 8.6	104.0	229.1	136.4 ± 23.6	N.D.
MTP	30.9 ± 2.9	477.0 ± 112.1	461.6 ± 86.7	N.D.	40.9	21.7	144.9 ± 24.3	94.8 ± 2.7
ACH	50.8 ± 4.1	137.5 ± 42.8	143.2 ± 34.4	98.4 ± 8.3	101.0	200.1	157.6 ± 25.4	N.D.

¹ Fournier (1979), ^{2,6,7} Verma & Santoyo (1997), ³ Díaz-González et al. (2008), ⁴ Giggenbach (1988), ⁵ Fournier & Truesdell (1973)

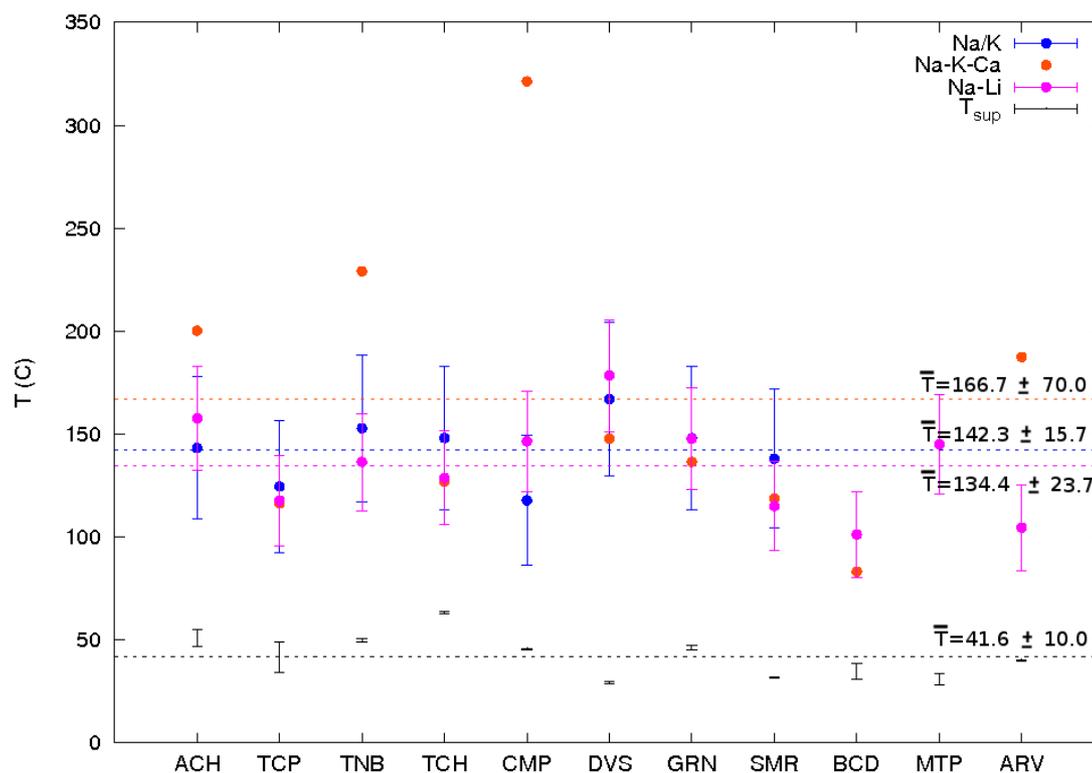


Figura 4.17: Temperaturas de equilibrio estimadas por geotermómetros químicos y temperaturas superficiales (T_{sup}) de manantiales termales en Sonora central. Na/K y SiO_2 de Verma & Santoyo (1997), Na-K-Ca Fournier & Truesdell (1973).

De acuerdo al geotermómetro Na-K-Ca, las temperaturas de equilibrio mayores son de 229.1 °C en TNB y 321.3 °C en CMP, y las mínimas de 52.4 y 21.7 °C en HSB y MTP. Sin considerar estos dos últimos manantiales, la temperatura promedio del geotermómetro Na-K-Ca fue de $T=166.7 \pm 70.0$ °C.

Los resultados de los tres geotermómetros de Na/K muestran un patrón muy similar, siendo el de Verma & Santoyo (1997) el más optimista de ellos y el de Díaz-González *et al.* (2008) el más conservador. Con el geotermómetro de Verma & Santoyo (1997), las temperaturas mínimas fueron de 27.7 y 68.8 °C en HSB y BCD, y las máximas de 327.9 y 461.6 °C en ARV y BCD. En general en las muestras de los manantiales HSB y BCD no fue posible estimar las temperaturas de equilibrio por no cumplirse algún lineamiento del uso de los geotermómetros. En las muestras de los manantiales ARV y BCD, por el contrario, las temperaturas estimadas

con los geotermómetros Na/K fueron las más elevadas del total de los manantiales, mientras que con el resto de los geotermómetros no se observa el mismo comportamiento. Sin tomar en cuenta estos últimos cuatro manantiales, la temperatura promedio del geotermómetro Na/K de [Verma & Santoyo \(1997\)](#) fue de $T=142.3\pm 15.7$ °C.

Las temperaturas obtenidas con el geotermómetro Na/Li se comportan de manera muy similar a las obtenidas con los geotermómetros Na/K de [Fournier \(1979\)](#) y [Verma & Santoyo \(1997\)](#), incluso más consistentes en los manantiales MTP, ARV y BCD, donde se obtuvieron temperaturas de equilibrio de 144.9, 104.5 y 101.1 °C, respectivamente. Considerando todos los manantiales, excepto HSB donde se obtuvo una temperatura de 56.6 °C, la temperatura promedio del geotermómetro Na/Li fue de $T=134.4\pm 23.7$ °C.

Al comparar las tres temperaturas de fondo promedio anteriores (geotermómetros Na-K-Ca, Na/K y Na/Li) con sus desviaciones estándar, se observa que éstas no son estadísticamente distintas (figura 4.17).

El escenario menos favorable se obtuvo con el geotermómetro K/Mg, con temperaturas mínimas de 39.8 y 40.9 °C en los manantiales de la zona Centro (ARV y MTP) y máximas de 101.0 a 112.3 °C en los manantiales de granito (ACH, GRN, TNB y TCH).

Con el geotermómetro SiO₂ solamente se obtuvieron temperaturas de equilibrio para los manantiales ARV, MTP, SMR y DVS, donde en SMR el valor obtenido fue menor a la temperatura superficial medida en campo, y la temperatura mayor se obtuvo en DVS con $T=149.9$ °C.

Así, tenemos que en la zona Centro se encontraron las temperaturas de equilibrio más altas de acuerdo a los geotermómetros Na/K, que sin embargo se ponen en duda al ser comparadas con los resultados de otros geotermómetros. Las temperaturas estimadas menores se encontraron en los manantiales que emanan de sedimentos, particularmente en HSB y BCD.

En el diagrama ternario Na-K-Mg de ([Giggenbach, 1988](#), figura 4.18,) se muestran las temperaturas de reservorio estimadas para las muestras de Sonora central, donde ninguno de los manantiales termales se ubica sobre la curva de equilibrio, sino en la zona de aguas

parcialmente equilibradas. Esto puede deberse a no haber alcanzado el equilibrio con la roca huésped o por mezclas de estos fluidos con otras aguas durante el ascenso a la superficie.

En el diagrama se observa que los dos manantiales de la zona Centro, MTP y ARV, se ubican en el vértice de Mg, sin indicar una temperatura de equilibrio. El manantial DVS de la zona NE nuevamente se comporta de manera anómala, ubicándose por encima de la curva de equilibrio, cercana al vértice de Na ($T < 75\text{ }^{\circ}\text{C}$). El resto de los manantiales se distribuyen en la zona de equilibrio parcial, con temperaturas entre 75 y 175 $^{\circ}\text{C}$, ubicándose la mayoría sobre la isoterma de $T = 150\text{ }^{\circ}\text{C}$ determinada por el geotermómetro Na/K.

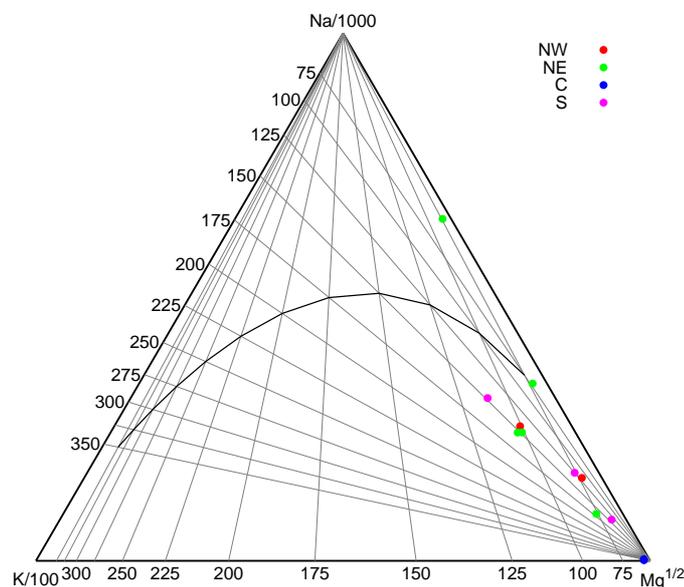


Figura 4.18: Diagrama ternario de Giggenbach con manantiales de SC por zonas. Las isotermas y curva de equilibrio fueron construida utilizando los geotermómetros Na/K (Verma & Santoyo, 1997) y K/Mg (Giggenbach, 1988).

4.2.4. Origen y mezcla de fluidos

El origen del componente H_2O en fluidos termales se estudia a partir de las concentraciones de los isótopos estables ^{18}O y D (sección 3.4.3), los cuales fueron determinados para los manantiales del presente trabajo (tabla 4.4). Los valores obtenidos de $\delta^{18}\text{O}$ y δD varían de

-6.9 a -9.6 ‰ con una precisión de 0.08 ‰, y de -50 a -69 ‰ con 0.9 ‰ de precisión, respectivamente. Al graficar $\delta^{18}\text{O}$ vs δD y compararlos con la LMM, ecuación (3.16), y la LMLC, ecuación (3.17), se observa que la totalidad de las aguas corresponden a aguas meteóricas, las cuales se agrupan en forma paralela a LMCH, ligeramente enriquecidas en $\delta^{18}\text{O}$ (figura 4.19). En la gráfica también se incluyeron datos de agua marina proveniente del Golfo de California y de agua subterránea de acuíferos cercanos al Río Sonora (Rangel-Medina *et al.*, 2002), aguas termales de manantiales y de pozos geotérmicos (LV-1 y LV-4) del campo geotérmico LTV (Portugal *et al.*, 2000), y finalmente, aguas termales de pozos artesianos (PA) y pozos profundos (PP) de la zona El Riíto en el NW de Sonora, cercanas al campo geotérmico Cerro Prieto (Barragán *et al.*, 2001).

Las aguas de las zonas Sur y Centro del área de estudio contienen valores mayores en ambos isótopos, de -6.8 a -8.5 ‰ en $\delta^{18}\text{O}$ y de -50 a -58 ‰ en δD , mientras que las de la zona NE principalmente, y de la zona NW, contienen valores de -7.4 a -9.6 ‰ y de -57 a -69 ‰, respectivamente. Lo anterior indica que las zonas Centro y Sur presentan mayor evaporación que las zonas en el Norte.

Con respecto a los fluidos termales del área de estudio, las aguas meteóricas se ubican sobre la LMCH y mostrando mayor evaporación que todas las muestras. Los manantiales termales de LTV presentan valores equivalentes, ligeramente menores, de $\delta^{18}\text{O}$ y D que la zona NE. Las aguas de pozos geotérmicos de LTV contienen valores de δD similares a los manantiales de las zonas Centro y Sur de Sonora, pero con el salto característico en $\delta^{18}\text{O}$ de los fluidos hidrotermales, desde la línea meteórica hacia valores de $\delta^{18}\text{O}$ más altos. Las aguas de PA de El Riíto se encuentran en la misma posición del manantial de LTV de menor contenido en $\delta^{18}\text{O}$, pero con menor contenido en δH . Finalmente, las aguas de PP de El Riíto se encuentran

Tabla 4.4: Composición isotópica de los manantiales termales.

Muestra	$\delta^{18}\text{O}$ (‰) _{smow}	δD (‰) _{smow}
HSB	-8.2	-61
BCD	-9.5	-67
CMP	-7.4	-57
GRN	-8.8	-67
ARV	-6.8	-50
SMR	-7.4	-53
TCP	-7.2	-52
TCH	-8.5	-58
DVS	-8.8	-64
TNB	-9.6	-69
MTP	-8.0	-55
ACH	-8.9	-63

enriquecidas en ambos isótopos, con valores de δD equivalente a las zonas Centro y Sur, pero mostrando el salto característico de ^{18}O de las aguas geotérmicas, hacia valores más bajos de $\delta^{18}O$ con respecto a la LMM.

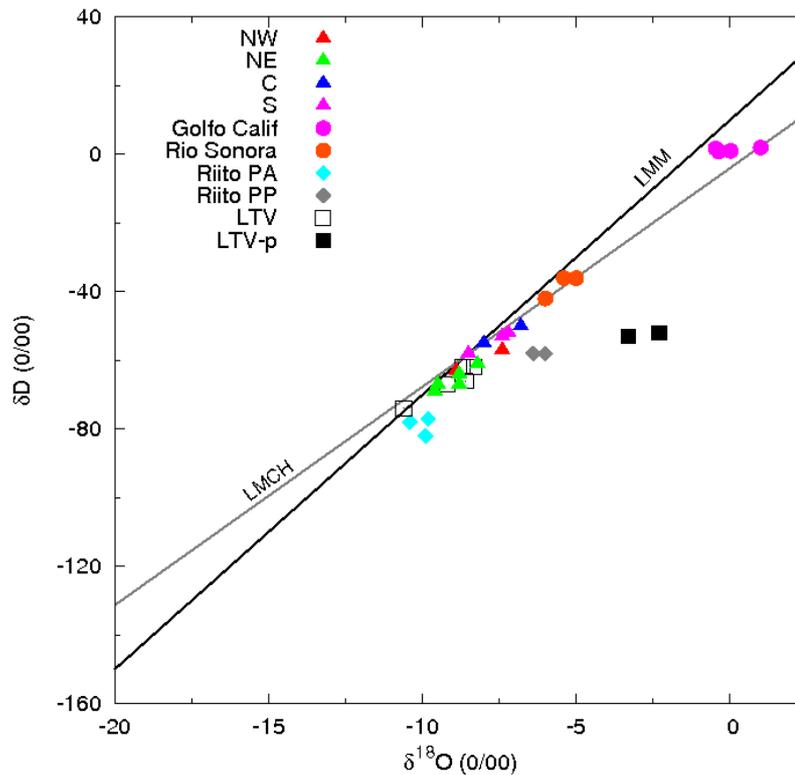


Figura 4.19: $\delta^{18}O$ vs δD de manantiales termales de SC, El Riitío [Barragán et al. \(2001\)](#) y LTV [Portugal et al. \(2000\)](#). Explicación en texto.

4.3. Precipitación mineral superficial

De acuerdo a los difractogramas obtenidos del análisis de DRX de las sales en los manantiales termales, éstas corresponden a: (i) yeso [$CaSO_4 \cdot H_2O$] en TCH (figura 4.20); (ii) tenardita [Na_2SO_4], calcita [$CaCO_3$] y cuarzo [SiO_2] en CMP (figura 4.21); y (iii) tenardita y halita [$NaCl$] en TNB (figuras 4.22 y 4.23).

Estos resultados son coherentes con los obtenidos del análisis químico de los fluidos en dichos manantiales, puesto que en los tres manantiales se obtuvieron mayores contenidos de

SO₄ que de otros aniones, así como mayor contenido de Ca en TCH, y de Na en CMP y TNB. Debido a que en el manantial CMP las sales se encontraban mezcladas con sedimentos, no fue posible discriminar la procedencia de cuarzo y calcita, de acuerdo al análisis de rayos X.

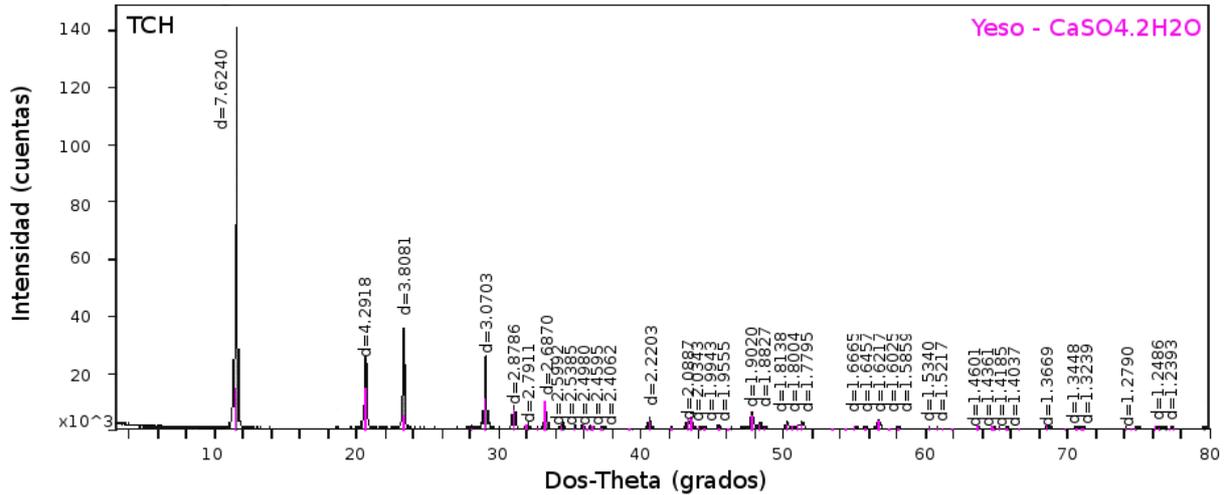


Figura 4.20: Diffractograma de sales en punto de emisión del manantial Tónichi (TCH): Identificación de yeso.

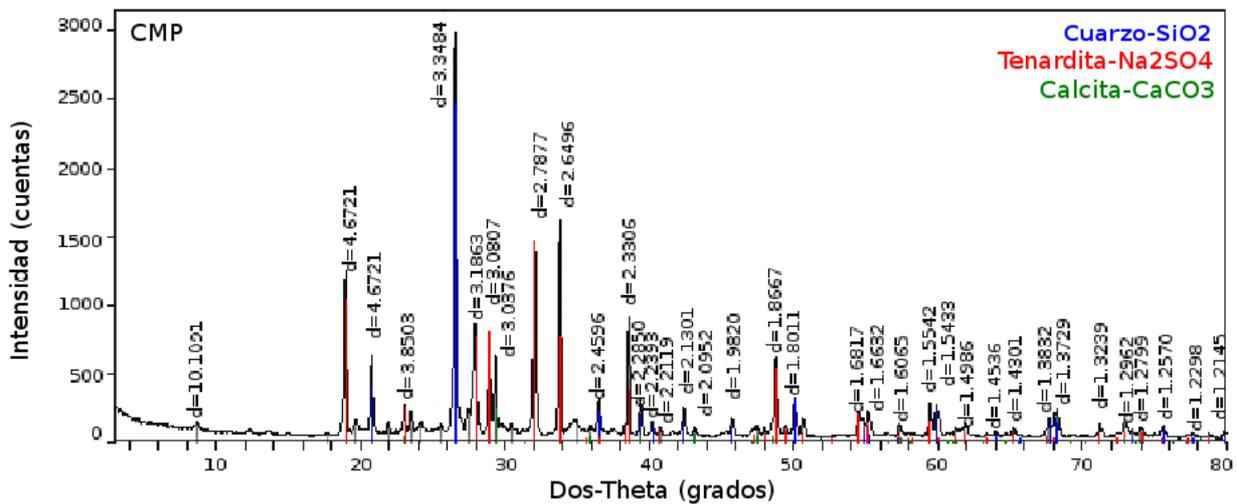


Figura 4.21: Diffractograma de sales en punto de emisión del manantial Cumpas (CMP): Identificación de tenardita, calcita y cuarzo.

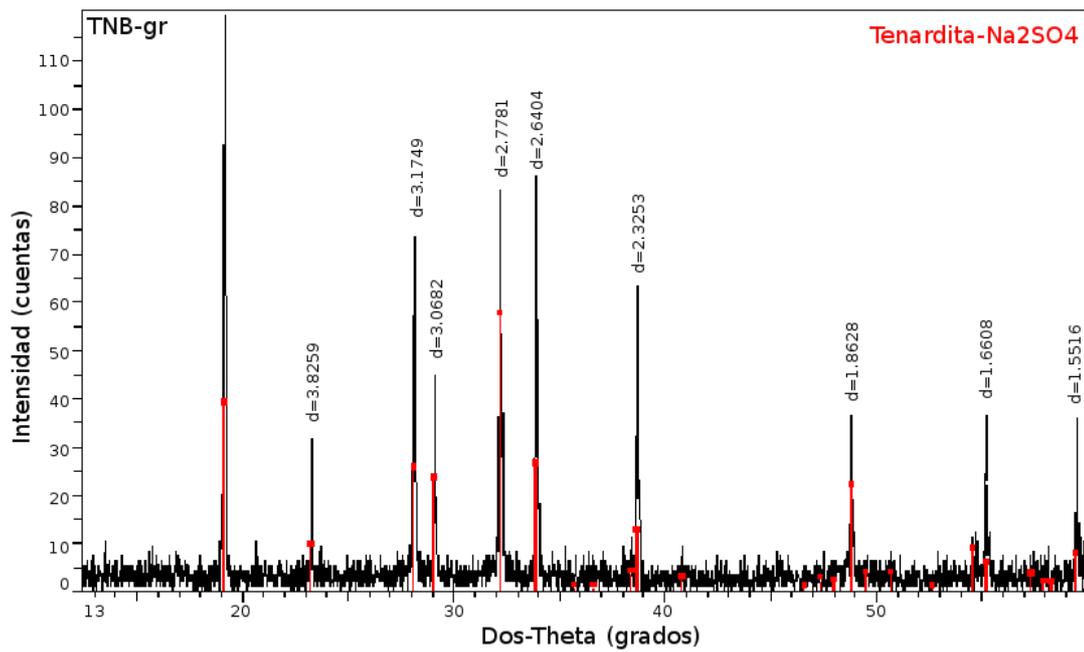


Figura 4.22: Difractograma de sales sobre granito en manantial Tonibabi (TNB): Identificación de tenardita. Modificado de Espinoza-Encinas (2012).

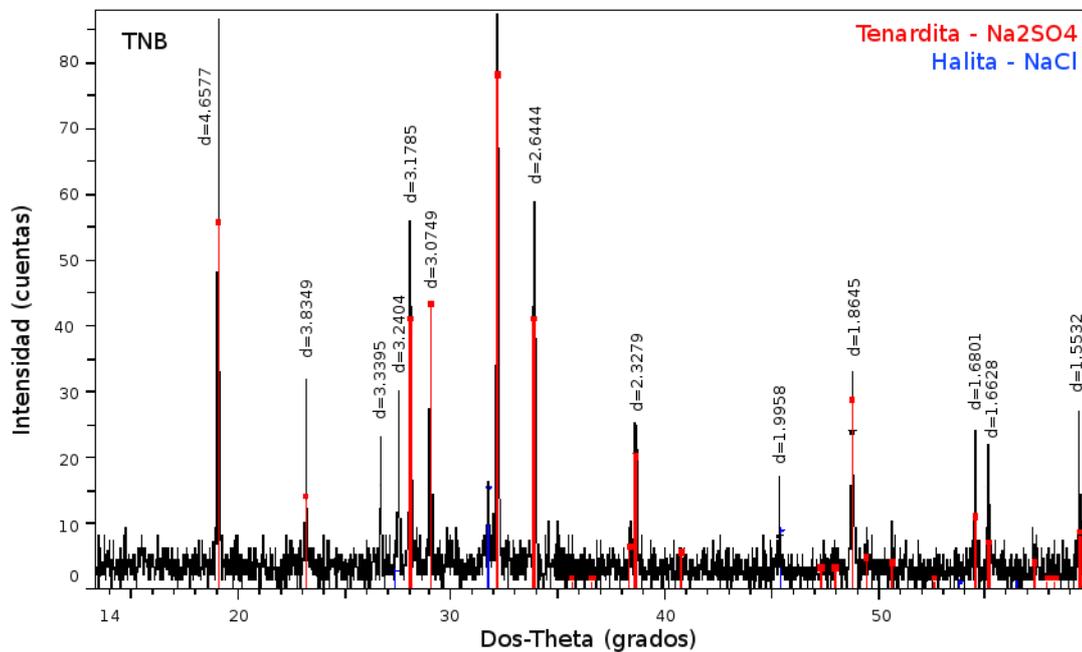


Figura 4.23: Difractograma de sales en punto de emisión del manantial TNB: Identificación de tenardita y halita. Modificado de Espinoza-Encinas (2012).

4.4. Modelado geoquímico

Los modelos de trayectoria de reacción de los fluidos geotérmicos de este trabajo se realizaron utilizando la aplicación *React* de *GWB* (sección 3.6.2). Debido a la dispersión entre las temperaturas de equilibrio predichas por los geotermómetros (sección 4.2.3 y tabla 4.3), se asumió $T=150\text{ }^{\circ}\text{C}$, temperatura promedio de $T_{Na/K}$ (Verma & Santoyo, 1997), como la temperatura final del proceso. De esta forma, se realizaron dos simulaciones desde $T_0=T_{sup}$ hasta $T_f=150\text{ }^{\circ}\text{C}$ y hasta $T_f=250\text{ }^{\circ}\text{C}$ por manantial. Los resultados obtenidos de esta última simulación ($T=250\text{ }^{\circ}\text{C}$) fueron utilizados para graficar los diagramas de precipitación mineral (sección 4.4.1). La fórmula química y clasificación de los minerales de alteración se presentan en la tabla C.1 del apéndice C.

Las simulaciones realizadas para los fluidos de los manantiales ACH (zona NW), GRN y TNB (zona NE), y SMR, TCP y TCH (zona Sur) fueron completadas exitosamente, mientras que para el resto de los manantiales no fue posible completar la simulación por problemas de convergencia en el sistema de ecuaciones. A fin de obtener las tendencias químicas generales en estos fluidos, las simulaciones fueron repetidas y completadas sin considerar el balance de carga, ecuación 3.29, para cada punto de equilibrio. Los resultados que fueron considerados, tomando en cuenta el porcentaje de error dado por el desbalance de carga, se muestran en la tabla 4.5.

Para los manantiales ARV, CMP, BCD y HSB se completó la simulación con un error menor al 10%. Para el manantial MTP solamente se consideraron los resultados de $\xi = 0.00$ a $\xi = 0.30$, con errores de 18.93 a 31.87% respectivamente. Finalmente la simulación del manantial DVS no fue considerada, ya que el error en $\xi = 0$ fue del 54.54%, llegando a valores mayores al 100% durante la trayectoria de reacción.

Tabla 4.5: Valores de ξ considerados en las simulaciones de equilibrio geoquímico sin balance de carga.

Manantial	ξ_o^1	T_o (°C)	Error (%)	ξ_f^2	T_f (°C)	Error (%)
ARV	0.00	40.0	5.65	0.40	124.0	9.55
MTP	0.00	30.9	18.93	0.30	96.6	31.87
CMP	0.00	45.5	-3.51	1.00	250.0	-4.48
BCD	0.00	34.8	-8.10	1.00	250.0	-8.18
HSB	0.00	35.9	-9.19	1.00	250.0	-9.39
DVS	0.00	29.3	54.54	nc ³	nc ³	nc ³

¹ ξ_o : variable de progreso de reacción inicial (sección 3.6.2).

² ξ_f : última variable de progreso de reacción considerada.

³ nc: no considerado.

4.4.1. Precipitación de minerales hidrotermales

A partir de los resultados de la trayectoria de reacción para cada manantial, se obtuvieron las especies minerales en donde el índice de saturación SI_l (ecuación 3.30) adoptaba valores igual a cero, indicando con ello cuáles minerales podrían precipitar a partir de la composición química del fluido muestreado en su ascenso desde el yacimiento hacia la superficie. En las figuras 4.24 y 4.25, correspondientes a las zonas NW y NE y a la zona Sur, respectivamente, se muestran los diagramas de precipitación mineral como función de la temperatura.

En el manantial ACH, los minerales que podrían precipitar son calcita de 250 °C a T_{sup} , tremolita de 248 a 180 °C, talco de 178 a 110 °C, fluorita de 144 a T_{sup} , y cuarzo de 122 a T_{sup} . El manantial GRN mostró un patrón de precipitación muy similar a ACH, cuyas diferencias principales fue la posible precipitación de dolomita-ord de 166 a 89 °C, la reducción del intervalo de temperatura para la precipitación de tremolita, de 250 a 226 °C, y de fluorita, de 111 °C a T_{sup} , además de un desfase de temperatura en la precipitación de talco, de 223 a 164 °C. El manantial TNB también mostró un patrón de precipitación mineral muy similar a ACH, cuyas principales diferencias fueron la aparición de la posible precipitación de anhidrita, de 250 a 126 °C, y un cambio en el intervalo de temperaturas de precipitación del talco, de 186 a 130 °C, y de la fluorita, de 168 °C a T_{sup} .

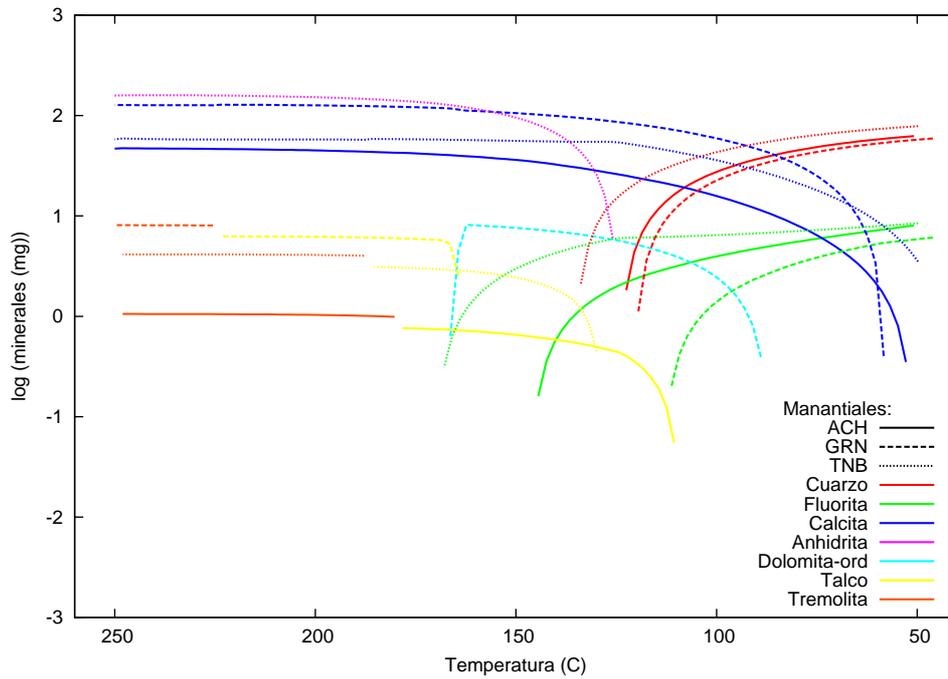


Figura 4.24: Precipitación mineral en función de la temperatura en fluidos hidrotermales de las zonas NW y NE.

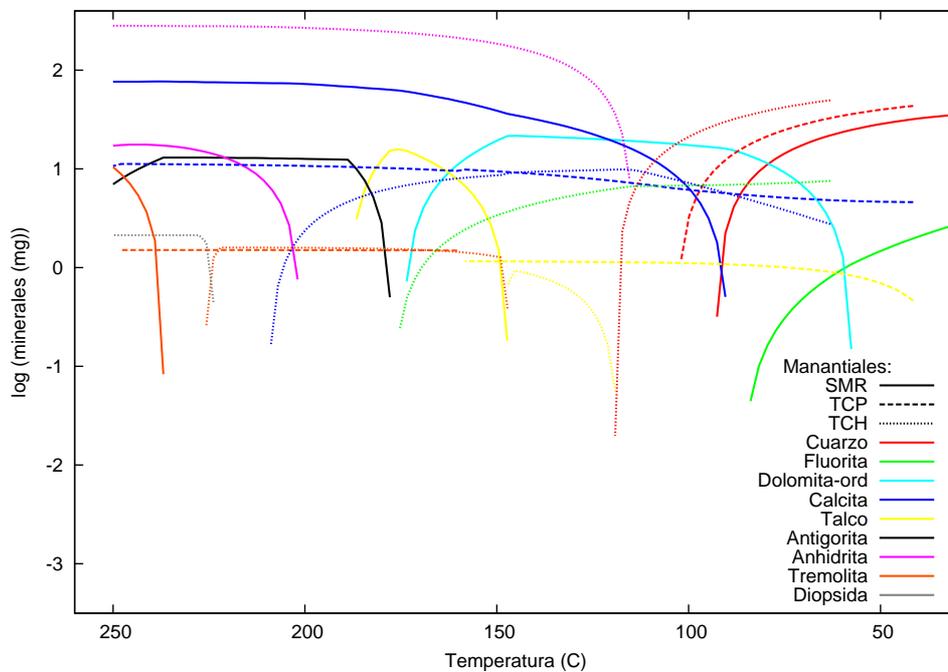


Figura 4.25: Precipitación mineral en función de la temperatura en fluidos hidrotermales de la zona Sur.

En la zona Sur, en el manantial SMR aparece una cantidad mayor de minerales que podrían precipitar, en comparación con los de las zonas NW y NE. Éstos son tremolita de 250 a 237 °C, anhidrita de 250 a 202 °C, antigorita de 250 a 178 °C, talco de 187 a 147 °C, calcita de 250 a 90 °C, dolomita-ord de 173 a 58 °C, fluorita de 84 °C a T_{sup} , y cuarzo de 93 °C a T_{sup} . El manantial TCP mostró un patrón similar a SMR en la precipitación de cuarzo y calcita, ésta última pudiendo precipitar hasta T_{sup} , y mostró la posible precipitación de tremolita de 248 a 160 °C y de talco de 158 °C a T_{sup} . Finalmente, el manantial TCH mostró la posible precipitación de cuarzo de 119 °C a T_{sup} , calcita de 209 °C a T_{sup} , talco de 147 a 119 °C, anhidrita de 250 a 115 °C, tremolita de 226 a 147 °C, y diopsida de 250 a 224 °C.

Para la zona Centro, los minerales que podrían precipitar en el manantial ARV son dolomita-ord de 124 a 44 °C, cuarzo de 78 a 40 °C y dolomita de 42 a 40 °C. Estos mismos minerales podrían precipitar en el manantial MTP, de 96 a 44 °C, de 66 a 31 °C y de 42 a 31 °C, respectivamente (figura 4.26).

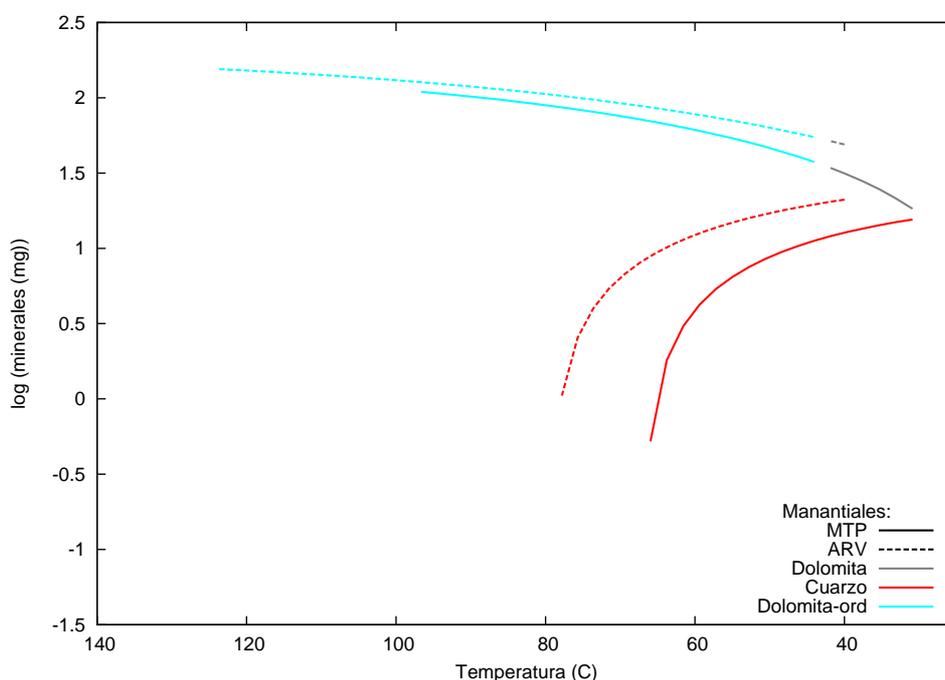


Figura 4.26: Precipitación mineral en función de la temperatura en fluidos hidrotermales de la zona Centro, sin balance de carga.

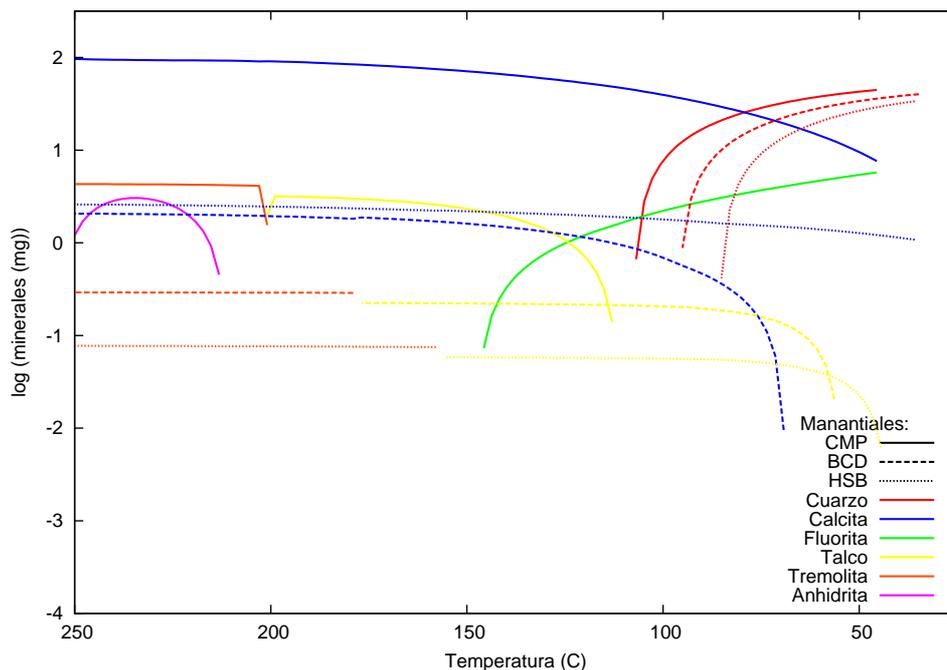


Figura 4.27: Precipitación mineral en función de la temperatura en fluidos hidrotermales de las zonas NW y NW, sin balance de carga.

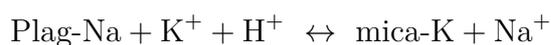
Para el resto de los manantiales de las zonas NW y NE, donde el modelado geoquímico se realizó sin balance de carga, los minerales que podrán precipitar se muestran en la figura 4.27. En CMP éstos son cuarzo de 107 a 46 °C, calcita de 250 a 46 °C, fluorita de 146 a 46 °C, talco de 123 a 113 °C, tremolita de 250 a 201 °C y anhidrita de 250 a 213 °C. En el manantial BCD podrían precipitar cuarzo de 95 a 35 °C, calcita de 250 a 69 °C, talco de 177 a 56 °C y tremolita de 250 a 179 °C. Finalmente, en el manantial HSB presenta un patrón muy similar al de BCD, en general con un ligero desfase hacia temperaturas menores de precipitación.

4.4.2. Equilibrio soluto-mineral

Los diagramas de actividad para minerales comúnmente presentes en sistemas hidrotermales son una aproximación teórica para estimar la situación de equilibrio agua-roca (sección 3.6.4). Las principales relaciones de actividad iónica de los manantiales TCH, TCP y SMR de la zona Sur, y los manantiales TNB, GRN y ACH de la zona Norte, fueron graficadas en

diagramas de actividad para $T=150^{\circ}\text{C}$, la cual es la temperatura que se estima como probable para los sistemas estudiados (figuras 4.28 y 4.29). Dichas relaciones también fueron incluidas en diagramas a 100 y 200 $^{\circ}\text{C}$ con el objetivo de observar las posibles variaciones en los minerales que controlan el aporte de los cationes principales a temperaturas menores y mayores (figuras 4.30 y 4.31).

Las fases de equilibrio entre minerales portadores de potasio y sodio, para el sistema $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$, están representadas en el diagrama de la figura 4.28a como función de las relaciones de actividad K^+/H^+ vs Na^+/H^+ . En dicho diagrama se observa que todos los fluidos de las zonas Norte y Sur parecen estar en equilibrio con micas potásicas (muscovita), ubicándose dentro de este campo, cecanos al límite con albita. Esto refleja la posible alteración de plagioclasa primaria, de acuerdo a reacciones tales como



Al igual que en otros campos geotérmicos, la composición de las descargas suele ubicarse a lo largo de una extensión del límite albita/feldespato-K hacia el campo de la muscovita, o fases químicamente similares como sericita e illita, ([Hedenquist, 1991](#)). Esta tendencia puede ser interpretada como el resultado de la disolución de feldespatos primarios en el reservorio con una condición de equilibrio entre albita y feldespato-K, representando una condición de equilibrio metaestable ([Torres-Alvarado, 2002](#)).

Para $T=100^{\circ}\text{C}$, los manantiales conservan su equilibrio con muscovita, ubicándose cercanos al límite muscovita/caolinita. Por el contrario, para $T=200^{\circ}\text{C}$ los puntos se ubican cerca de la línea de equilibrio entre muscovita/albita (figura 4.30a).

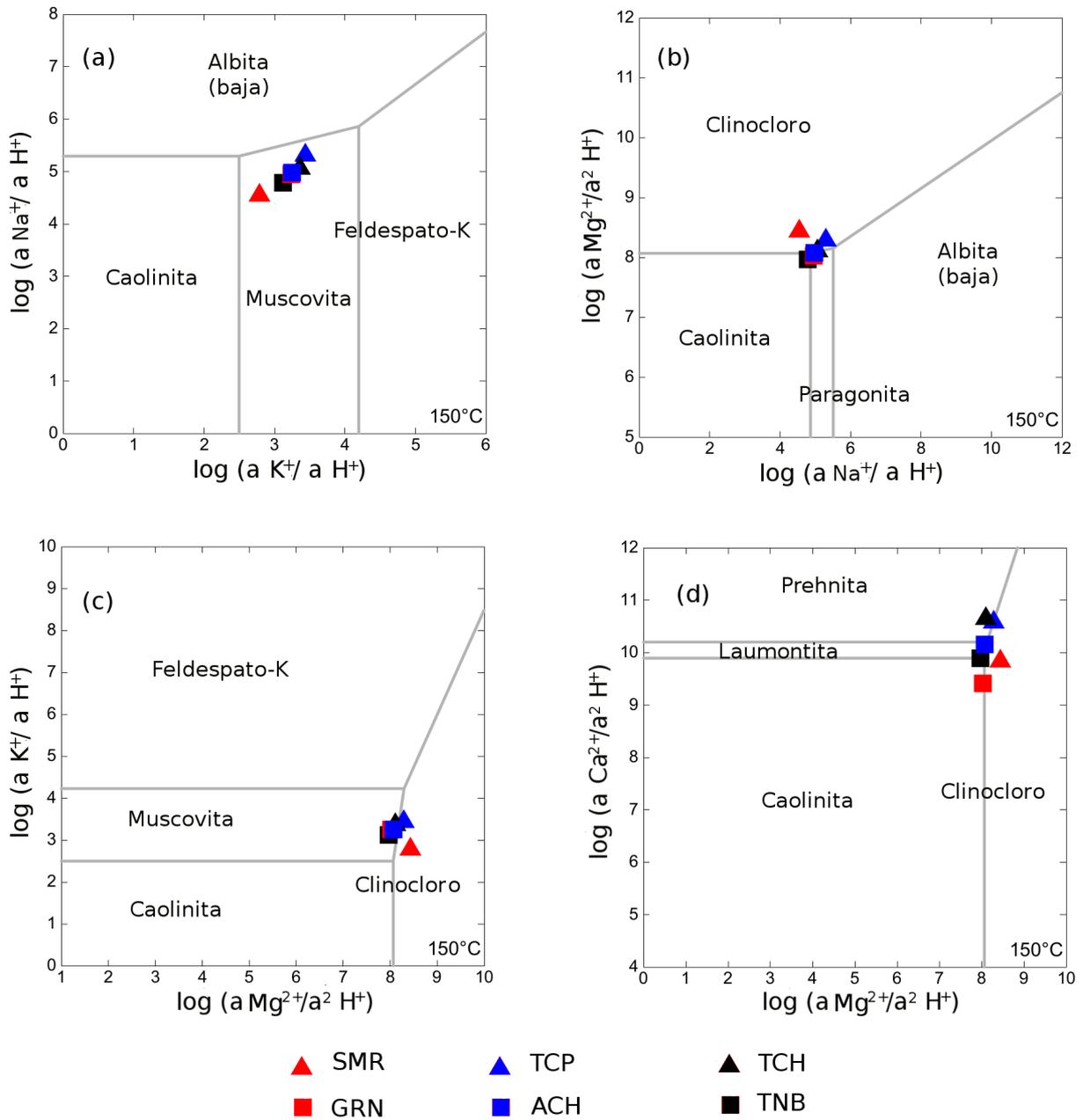


Figura 4.28: Diagramas de actividad para fases minerales a $T=150^\circ\text{C}$ de los sistemas: (a) $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$, (b) $\text{Na}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$, (c) $\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$, (d) $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$.

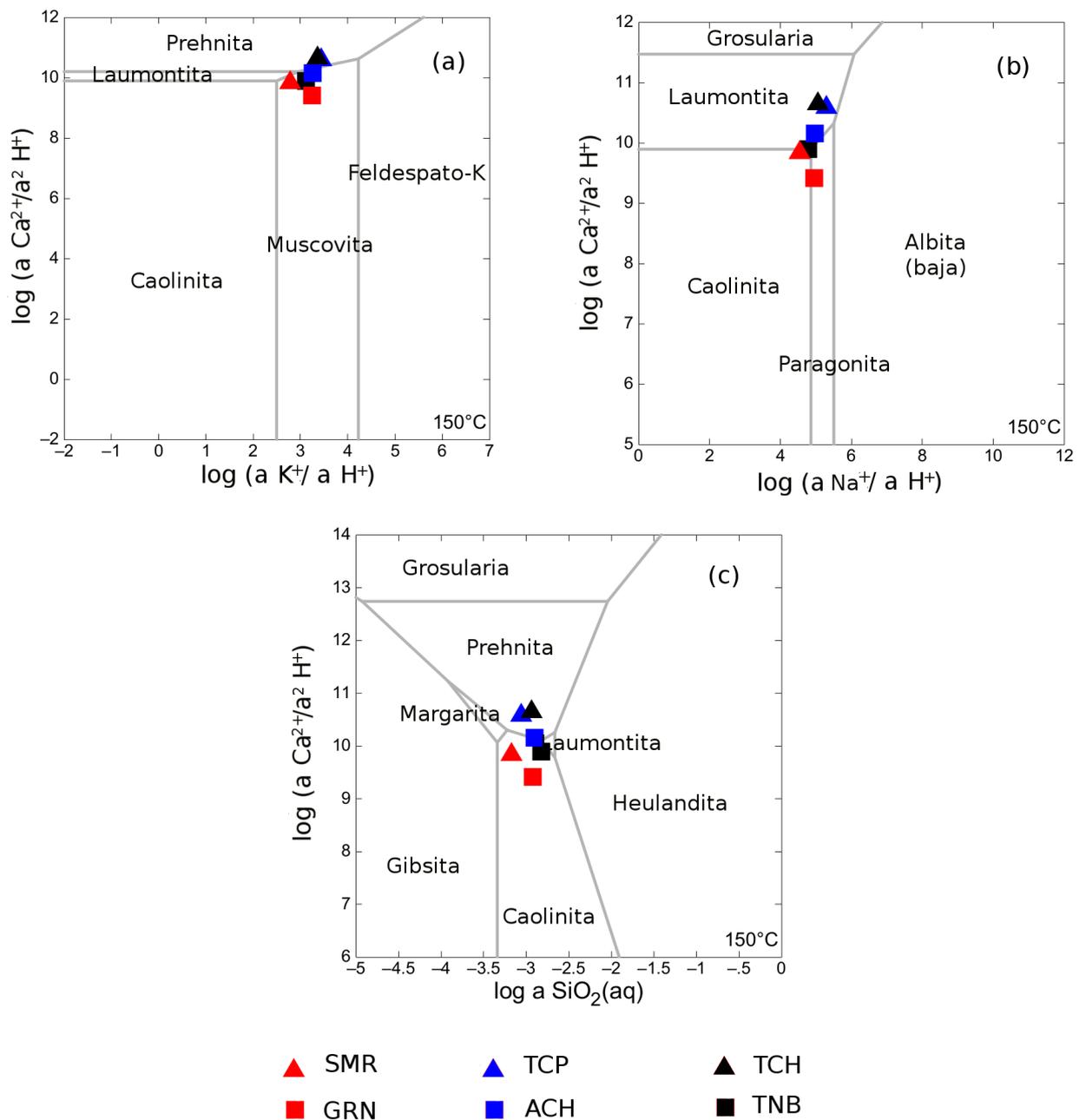


Figura 4.29: Diagramas de actividad para fases minerales a $T=150^\circ\text{C}$ de los sistemas: (a) $\text{CaO-K}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$, (b) $\text{CaO-Na}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$, (c) $\text{CaO-SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$.

El equilibrio entre minerales portadores de sodio y magnesio, para el sistema $\text{Na}_2\text{O-MgO-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$, está representado en el diagrama de la figura 4.28b como función de las

relaciones Na^+/H^+ vs $\text{Mg}^{2+}/\text{H}^{+2}$. En dicho diagrama los fluidos se ubican en el límite paragonita/clinocloro, indicando que la actividad del magnesio parece estar controlada por las cloritas, mientras que la del sodio por micas-Na. Sin embargo, en ausencia de paragonita, y dado que ésta no corresponde a la fase mineral estable para los fluidos en el diagrama de la figura 4.28a, la actividad del sodio parece estar controlada por albita, reforzando la condición de equilibrio metaestable de los fluidos con muscovita. Para $T=100$ °C, los puntos se encuentran en equilibrio con caolinita, mientras que para $T=200$ °C están en equilibrio con clinocloro (figura 4.30b).

Para el sistema $\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$, el equilibrio entre minerales portadores de magnesio y potasio está representado en el diagrama de la figura 4.28c, como función de $\text{Mg}^{2+}/\text{H}^{+2}$ vs K^+/H^+ . Nuevamente, los fluidos parecen estar en equilibrio con muscovita y clinocloro, ubicándose en el límite entre estas dos fases minerales. Lo anterior indica que reacciones que involucren cloritas, tales como



en el campo geotérmico Los Azúfres ([Giggenbach, 1986](#)), parecen estar controlando la presencia de Mg^{2+} y K^+ en estos manantiales. Para $T=100$ °C los manantiales se encuentran en equilibrio con muscovita, cercanos al límite muscovita/caolinita. Para $T=200$ °C se encuentran en equilibrio con clinocloro (figura 4.30c).

Para el sistema $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$, las fases de equilibrio entre minerales portadores de calcio y magnesio están representadas en la figura 4.28d como función de $\text{Mg}^{2+}/\text{H}^{+2}$ vs $\text{Ca}^{2+}/\text{H}^{+2}$. Los fluidos de SMR y GRN se ubican cercanos al límite caolinita/clinocloro, los de ACH y TNB en el límite laumontita/clinocloro y los de TCP y TCH en el límite prehnita/clinocloro. Para $T=100$ °C, los manantiales se encuentran dentro del campo de caolinita. Para $T=200$ °C, éstos se ubican en el campo de clinocloro, cercanos al límite clinocloro/laumontita (figura 4.30d).

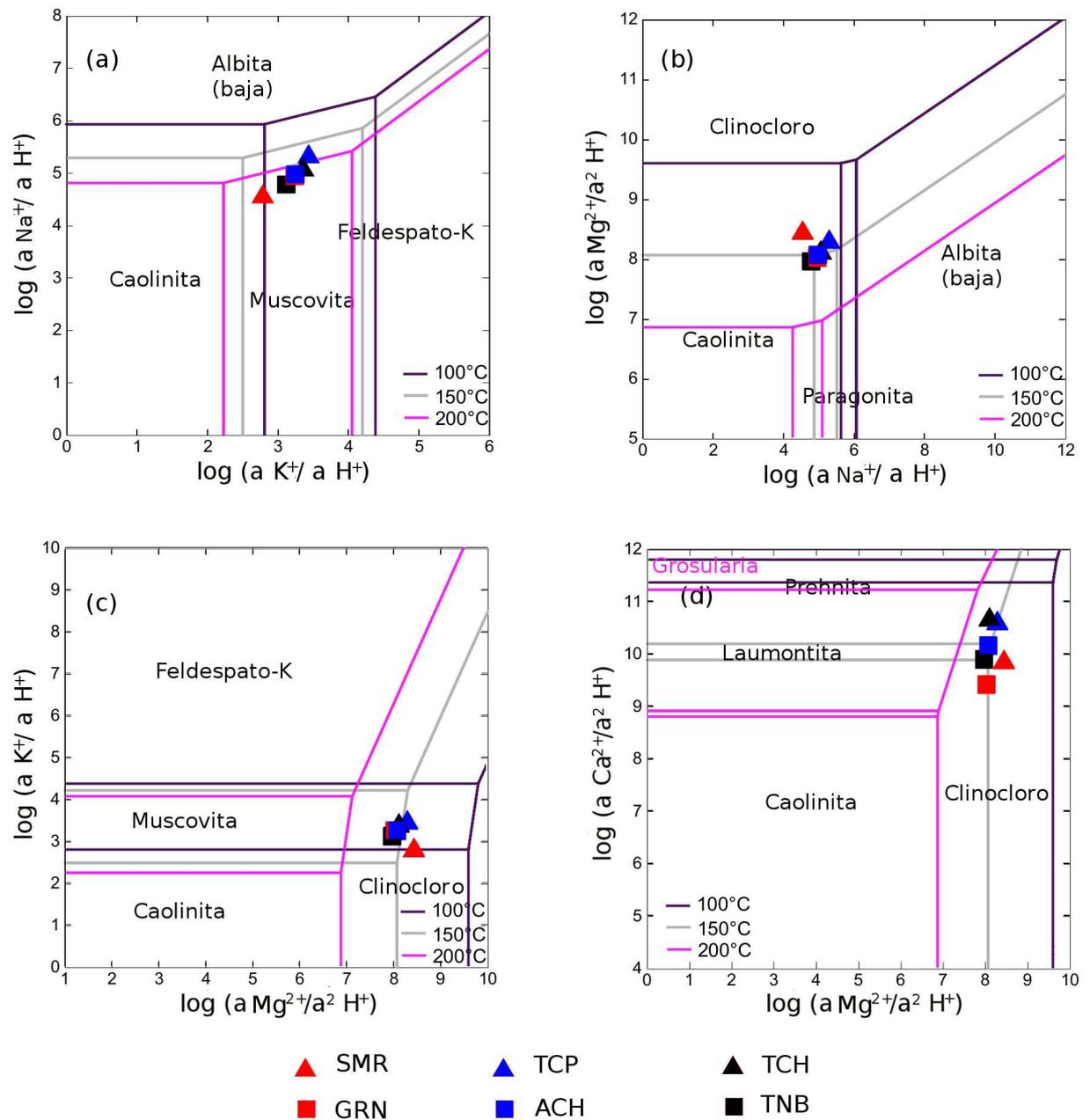


Figura 4.30: Diagramas de actividad para fases minerales a distintas temperaturas de los sistemas: (a) $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$, (b) $\text{Na}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$, (c) $\text{K}_2\text{O}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$, (d) $\text{CaO}-\text{MgO}-\text{Al}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$.

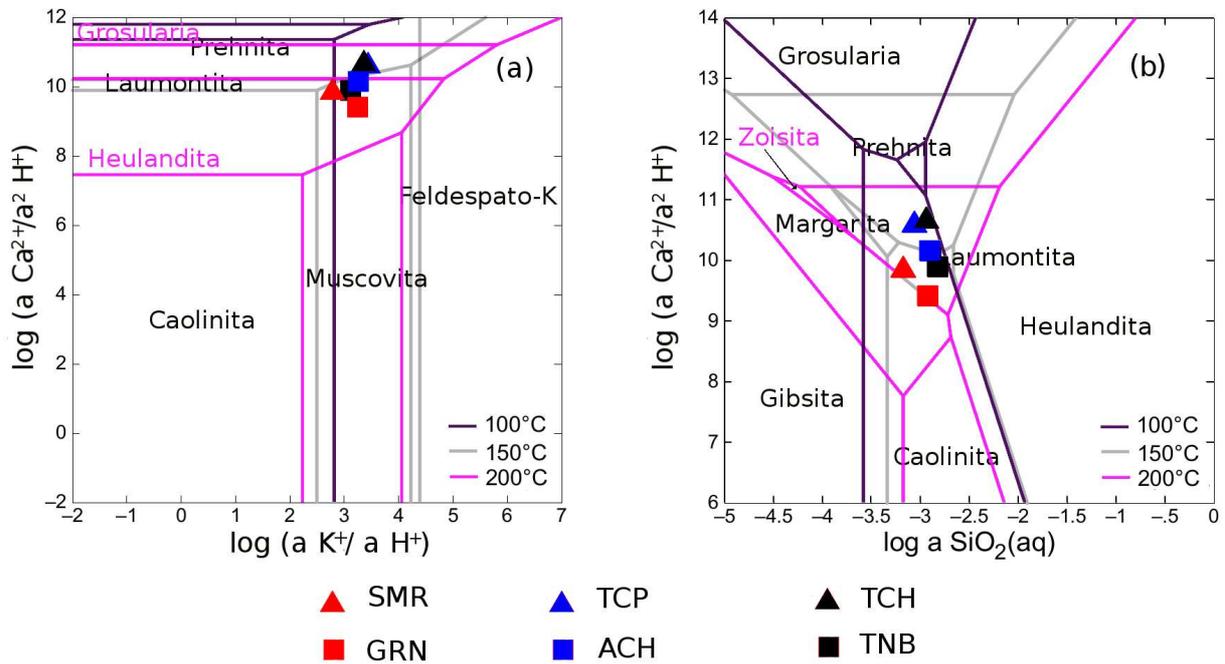


Figura 4.31: Diagramas de actividad para fases minerales a distintas temperaturas de los sistemas: (a) $\text{CaO-K}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$, (b) $\text{CaO-SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$.

El equilibrio de los fluidos con muscovita y prehnita se observa nuevamente en el diagrama de actividad para minerales portadores de potasio y calcio, en el sistema $\text{CaO-K}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$, como función de las relaciones K^+/H^+ vs $\text{Ca}^{2+}/\text{H}^{+2}$ (figura 4.29a). En éste los fluidos se ubican en el punto triple muscovita/prehnita/laumontita.

Para el sistema $\text{CaO-Na}_2\text{O-Al}_2\text{O}_3\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$, el equilibrio de minerales portadores de sodio y calcio está representado en la figura 4.29b, como función de las relaciones Na^+/H^+ vs $\text{Ca}^{2+}/\text{H}^{+2}$. En ésta se muestra nuevamente el equilibrio de los fluidos con laumontita y paragonita, ubicándose los manantiales SMR, GRN, ACH y TNB en el punto triple laumontita/paragonita/caolinita. Nuevamente en ausencia de paragonita los fluidos se ubican cercanos al límite con albita.

Para $T=100^\circ\text{C}$, los fluidos se encuentran en equilibrio con feldespato-K, cercanos a la línea de equilibrio entre feldespato-K/caolinita. Para $T=200^\circ\text{C}$, el mineral laumontita ya no es estable, por lo que dicho campo desaparece, mientras dos nuevos minerales están presentes,

heulandita y grosularia. Para dicha temperatura, los fluidos se encuentran sobre el límite heulandita/prehnita, estando los manantiales SMR y GRN hacia el campo de heulandita y TCP y TCH hacia el de prehnita (figura 4.31a).

Finalmente, para el sistema $\text{CaO-SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-H}_2\text{O}$, las fases de equilibrio de minerales portadores de sílice y calcio están representadas en el diagrama de la figura 4.29c, como función de las relaciones $\text{Ca}^{2+}/\text{H}^{+2}$ vs SiO_2 acuoso. De acuerdo a dicho diagrama, los fluidos están en equilibrio con prehnita, laumontita y caolinita. Para $T=100$ °C, los fluidos están en equilibrio con caolinita, cercanos al límite caolinita/heulandita. Para $T=200$ °C, éstos se encuentran en equilibrio con laumontita, estando los manantiales SMR y GRN sobre la línea de equilibrio entre laumontita/margarita (figura 4.31b).

Discusión y conclusión

5.1. Discusión

Las fases minerales principales que controlan la presencia de los metales alcalinos Na^+ y K^+ en fluidos termales son feldespatos, micas potásicas (principalmente sericita) y, en cierta medida, arcillas potásicas como illita (Izquierdo-Montalvo *et al.*, 1995), lo cual apoya la aplicación de los geotermómetros de intercambio catiónico Na/K. A partir de la estimación de temperaturas de equilibrio mediante el uso de dichas herramientas en los manantiales termales de la región de Sonora central, fue posible establecer que tales sistemas geotérmicos están conformados por yacimientos de mediana entalpía con una temperatura promedio de $T=150$ °C.

A pesar de ello, para un mismo manantial se observaron variaciones en los valores obtenidos por los diferentes geotermómetros, en particular con los de K/Mg, Na-K-Ca y SiO_2 . Las suposiciones para estimar temperaturas de equilibrio a partir de las composiciones de fluidos son (Fournier *et al.*, 1974; White, 1970): (a) las concentraciones de las especies utilizadas se derivan de reacciones de interacción agua-mineral que alcanzan el equilibrio y son dependientes de la temperatura; (b) hay abundancia del mineral considerado en la interacción agua-mineral en el sistema geotérmico; (c) no existe re-equilibrio durante el ascenso de los fluidos hacia la superficie; y (d) no hay mezcla o dilución de fluidos de agua fría y caliente. Las diferencias entre los valores de temperatura obtenidos con los distintos geotermómetros puede deberse a que los fluidos termales se encuentran parcialmente equilibrados, o incluso fuera de equilibrio (manantiales ARV, MTP y DVS), de acuerdo al diagrama ternario Na-K-Mg de Giggenbach

(1988), lo cual no satisface la condición fundamental para la aplicación de los geotermómetros.

Las diferencias entre las temperaturas estimadas para un mismo manantial fueron mayores en ARV y MTP (zona Centro), manantiales alimentados por aguas bicarbonatadas-cálcicas. Los valores obtenidos varían desde 40 °C, de acuerdo al geotermómetro K/Mg, hasta valores de 330-460 °C con los de Na/K. Estos valores tan elevados no fueron considerados realistas y en relación con los resultados obtenidos por el resto de los geotermómetros, los de Na/Li y SiO₂ que no consideran al K obtienen valores consistentes con los observados en otros manantiales, entre 95 y 145 °C.

Los valores de Mg en los fluidos termales de Sonora central varían de 0 a 3.38 mg/kg, a excepción de los manantiales ARV y MTP (zona Centro) y DVS (zona NE), donde alcanzan valores de 19.7, 32.3 y 58.4 mg/kg, respectivamente. Estos manantiales son los que presentaron los valores más altos de temperatura estimada por el geotermómetro Na/K, con lo cual se puede suponer que existe una relación entre ambos resultados. Sin embargo, de acuerdo a los resultados de [Vázquez-Morales \(2010\)](#) en la aplicación de las pruebas estadísticas F y t a un nivel de confianza del 95 %, no existen diferencias significativas entre las medias de Ca²⁺ y Mg²⁺ de datos hidrogeoquímicos de diferentes campos geotérmicos en el mundo, lo cual descartó la posibilidad de que estos componentes fueran los responsables de anomalías observadas en temperaturas calculadas con el geotermómetro Na/K. Aún así, las concentraciones relativamente altas de Mg de los manantiales MTP, ARV y DVS pueden sugerir una posible mezcla de estos fluidos con aguas subterráneas, lo cual explicaría el desequilibrio químico observado en dichos los manantiales.

El comportamiento anómalo del manantial DVS con presencia de altas concentraciones de iones con respecto al resto de los manantiales de la zona Norte, en particular de HCO₃, Na, K y SO₄, podría estar influenciado por la interacción de los fluidos con cuerpos sedimentarios salinos, los cuales han sido reportados en la región en el valle de Divisaderos-Tepache y próximo al manantial muestreado, en La Salada hacia el Este y en rocas sedimentarias del Cretácico hacia el Suroeste ([Herrera-Urbina & Bartolini-Navarro, 1981](#)).

Por último, es importante considerar que el empleo de geotermómetros de Na/K en fluidos

con temperaturas menores a 160 °C debe ser hecho con especial precaución. Estos geotermómetros tienden a sobreestimar de manera sistemática las temperaturas de sistemas geotérmicos de baja a mediana entalpía, debido básicamente a la escasez de datos confiables para el intervalo de baja y mediana temperatura en las bases de datos utilizadas para la derivación de los geotermómetros (Díaz-González *et al.*, 2008).

La temperatura de reservorio considerada para el modelado geoquímico de los fluidos termales de Sonora central fue la temperatura estimada promedio de $T=150$ °C. De acuerdo a los resultados obtenidos, los principales minerales que se encuentran en equilibrio con los fluidos a dicha temperatura son laumontita, clinocloro, prehnita y muscovita. La laumontita es una zeolita rica en calcio observada en diferentes campos geotérmicos a temperaturas entre 170 y 250 °C (Torres-Rodríguez, 2000). Por lo que, los fluidos en el campo de estabilidad de dicho mineral podrían estar indicando la existencia de temperaturas de reservorio mayores a 150 °C.

Por otro lado, el haber considerado $T=150$ °C como la temperatura de reservorio no cumple con las condiciones de Vázquez-Morales (2010) para despreciar el efecto de la fase gaseosa en el sistema: En el modelado geoquímico de fluidos a temperatura igual o menor a 100 °C, es decir por debajo del punto de ebullición de fluidos relativamente diluidos, es posible hacer la suposición de que sólo existe la fase líquida y utilizar solamente la composición química de dicha fase tras minimizarse el efecto que tendría la fase de vapor. De acuerdo a lo anterior, se considera necesario simular las condiciones de equilibrio de los fluidos de Sonora central en presencia de la fase gaseosa, observada como burbujeo en algunos manantiales (CMP, DVS, HSB, TNB, GRN, ARV y SMR) y que no fue posible muestrear, con el objetivo de tener la composición química completa de los sistemas estudiados.

El efecto observado por Vázquez-Morales (2010) al no incluir la composición de la fase gaseosa en el modelado geoquímico de fluidos termales, es un desplazamiento del resultado modelado sin gas hacia valores más altos de las relaciones Na^+/H^+ y K^+/H^+ . Esto debido a los valores menores en la actividad del H^+ , en comparación con el resultado modelado con gas. A pesar de ello, dicho autor obtuvo ambos resultados, con y sin gas, alineados con respecto

a la línea de equilibrio albita/feldespatos-K. Por lo anterior, al considerar la fase gaseosa en el presente trabajo cabe esperar un desplazamiento de los resultados hacia campos de estabilidad mineral con valores menores de relaciones de actividad iónica. En general, lo anterior indicaría de manera sistemática un equilibrio de los fluidos con caolinita, mineral que se deriva de la acción de fluidos con pH moderadamente bajo ($\text{pH} \sim 4$) y se forma a profundidades someras en condiciones de temperatura media, $T < 150\text{-}200\text{ }^\circ\text{C}$ (Maksaev, 2001). El equilibrio de los fluidos termales con el mineral caolinita parece ser más consistente a temperaturas cercanas a los $150\text{ }^\circ\text{C}$ que a valores mayores, ya que el campo de estabilidad de este mineral disminuye conforme la temperatura aumenta (figuras 4.28-4.31).

De acuerdo al modelado geoquímico, los minerales que podrían precipitar de los fluidos termales muestreados son cuarzo, fluorita, calcita, anhidrita, dolomita y talco. Además el modelo geoquímico indica que estos fluidos se encuentran en equilibrio con muscovita, clinocloro, laumontita, prehnita, caolinita y albita. La mayoría de estos minerales corresponden a una asociación mineral de metamorfismo de bajo grado. Lo anterior parece estar indicando que, de acuerdo a la geología regional del área de estudio, los fluidos están alcanzando el equilibrio químico en las zonas de contacto entre los granitoides laramídicos (Roldán-Quintana, 1994) y las cuencas tectónicas; es decir, en zonas de fallas regionales bajo la influencia de dichos granitoides y rocas con metamorfismo de bajo grado. Las rocas que presentan esta última característica en la región son las rocas intermedias a ácidas de la Fm. Tarahumara (Wilson & Rocha, 1946) e incluso las rocas máficas terciarias asociadas a las cuencas tipo Báucarit (Cochemé *et al.*, 1988), donde la presencia de estas rocas intermedias a máficas podría representar la principal fuente de Ca y Mg en los fluidos.

5.2. Conclusiones

La presencia de una serie de manifestaciones termales, vulcanismo Cuaternario y actividad tectónica en el Centro-Este del Estado de Sonora, motivó una campaña de muestreo de doce manantiales con el objetivo de desarrollar un modelo geoquímico de los sistemas hidrotermales

ahí presentes. El desarrollo de esta investigación constó de tres etapas principales: (i) trabajo de campo; (ii) caracterización geoquímica de los fluidos; y (iii) modelado geoquímico a condiciones de equilibrio. Después de correlacionar los resultados obtenidos se llegó a las siguientes conclusiones:

Los manantiales termales fueron clasificados en función de su ubicación geográfica, en zonas NW, NE, Centro y Sur, y en función de las cuatro litologías por la cual emanan, granito, sedimento, ignimbrita y caliza. Las mediciones de los parámetros físicos y químicos de los fluidos, realizadas in situ durante el trabajo de campo, mostraron que las temperaturas superficiales más elevadas se encuentran en los manantiales que emanan de granito, en los límites sierra-valle marcados por fallas regionales, mientras que las temperaturas más bajas en los que emanan de sedimentos recientes en los valles.

El análisis químico reveló que los manantiales ACH, CMP, TNB, DVS, HSB, GRN y BCD (en las zonas NW y NE) corresponden a aguas sulfatadas-sódicas; y SMR, TCP y TCH (en la zona Sur) a aguas sulfocloruradas-sódicas con mayores concentraciones de sílice y fluor, y un aumento importante de cloro hacia el Oeste. La zona NE presenta aguas bicarbonatadas-sódicas en su porción sureste (manantiales DVS y BCD). En los manantiales ACH y DVS, los fluidos termales emanan por fracturas rellenas de travertino, un mineral hidrotermal formado por la precipitación de carbonato de calcio, el cual además de indicar actividad hidrotermal antigua presente en dichos sitios, se encuentra en contacto directo con los fluidos termales ascendentes. Lo anterior sugiere que el travertino es una probable fuente de calcio y carbonatos. Por su parte, la zona Centro corresponde a aguas bicarbonatadas-cálcicas con alto contenido en magnesio. De lo anterior se puede concluir que en las zonas existen varios tipos de aguas químicamente independientes.

Los manantiales BCD, DVS, MTP, ARV y TCP mostraron alto contenido en HCO_3^- en comparación con el contenido en SO_4^{2-} y Cl^- , sugiriendo alto contenido de aguas subterráneas de origen meteórico. El análisis químico del resto de las muestras indica que éstas se podrían tratar de aguas combinadas (aguas calentadas por vapor con menor contenido de aguas subterráneas meteóricas). Los valores relativamente altos de Mg en los manantiales MTP y

ARV (zona Centro) y DVS (zona NE), sugieren una posible mezcla de estos fluidos con aguas subterráneas.

Las temperaturas de equilibrio estimadas mostraron que los fluidos hidrotermales provienen de yacimientos de temperatura media. El geotermómetro Na-K-Ca de [Fournier & Truesdell \(1973\)](#) estimó los valores mayores, con temperaturas entre 200 y 250 °C en los manantiales ACH, TNB y TCH, los cuales emanan de granito, y en DVS y GRN. El geotermómetro de SiO₂ de [Verma & Santoyo \(1997\)](#) predijo los valores menores, de 70 a 80 °C en la zona Centro y de 100 a 130 °C en el resto de los manantiales. Finalmente, el geotermómetro Na/K de [Verma & Santoyo \(1997\)](#) predijo valores intermedios a los de Na-K-Ca y SiO₂, aproximados a 150 °C en ACH, TNB, DVS, TCH y GRN. De acuerdo al diagrama de [Giggenbach \(1988\)](#), se obtuvo una evaluación preliminar de grupos y tendencias, en la que los manantiales de la zona Centro se encuentran fuera de equilibrio con la roca huésped, mientras que el resto de los manantiales se encuentran en equilibrio parcial. De los resultados obtenidos a partir del estudio de geotermometría, se concluyó que la temperatura de reservorio promedio en los sistemas es de T=150 °C, valor utilizado como temperatura de fondo para la realización del modelado geoquímico.

De acuerdo al análisis de isótopos estables ¹⁸O/¹⁶O y D/H, los fluidos termales corresponden a aguas de origen meteórico. Según indican los valores más elevados de δ¹⁸O y δD en las zonas Centro y Sur, con respecto a las zonas NW y NE, en las primeras existe mayor evaporación en los fluidos.

Los resultados de DRX en las sales de los manantiales, evidenciaron la presencia de yeso en TCH; tenardita, calcita y cuarzo en CMP; y ternardita y halita en TNB; lo cual concuerda con la clasificación de estas aguas como sulfatadas.

El estado de equilibrio de los manantiales ACH, GRN, TNB, SMR, TCP y TCH fue obtenido exitosamente durante la trayectoria de reacción, mientras que con el resto de los manantiales no fue posible completar la simulación considerando el balance de carga. De acuerdo a las trayectorias de reacción, de 250 °C a la temperatura superficial, pasando por T=150 °C que fue la temperatura promedio encontrada con los geotermómetros, los principales minerales que

podrían precipitar son cuarzo, fluorita, calcita, anhidrita, dolomita, dolomita-ord, talco, y en algunos casos tremolita.

En función de las principales relaciones de actividad iónica de los manantiales en los que fue posible completar el modelado geoquímico, los fluidos termales se encuentran en equilibrio con muscovita, clinocloro, laumontita, prehnita, caolinita y albita; siendo éstos los principales minerales fuente de Na^+ , K^+ , Mg^{2+} y Ca^{2+} .

Finalmente, con base en las temperaturas estimadas, en las zonas con manifestaciones termales los fluidos podrían ser utilizados para la producción de electricidad mediante la implementación de un ciclo binario. En usos directos, además de en balneología y piscicultura como son ya utilizados en algunas zonas (ARV y MTP, respectivamente), podrían implementarse en bombas de calor, viveros, fraguado de bloques de concreto, esterilización de suelos, bebidas carbonatadas, procesamiento de alimentos producción de biogas, secado de cereales, secado y teñido de telas, calefacción de edificios, etc.

5.3. Recomendaciones

Por limitaciones de tiempo no fue posible realizar muestreos de los manantiales termales en otras épocas del año. Se recomienda repetir el muestreo en el futuro que permita monitorear la química de las aguas durante todo el año, particularmente antes de la época de lluvias (febrero-mayo), para conocer la evolución temporal de los sistemas, así como para detectar la influencia de posibles mezclas y errores. Sobre este último punto, se recomienda incluir en los análisis muestras de agua meteórica de ríos y arroyos de las distintas zonas.

Se recomienda implementar alguna metodología para el muestreo de gases en manantiales o en suelos ([Lewicki & Oldenburg, 2004, 2005](#)), observados en algunos de los sitios estudiados en el presente trabajo, que permitan complementar el modelo geoquímico y obtener un potencial más realista del área de estudio.

Realizar simultáneamente un muestreo de los principales afloramientos sin presencia de alteración hidrotemal, ayudaría a corroborar la mineralogía que ha sido estimada con base en

los diagramas de actividad. Este tipo de muestras junto con las muestras de fluidos permitiría realizar estudios experimentales a detalle de la interacción agua-roca en el sistema.

El uso de diagramas ternarios ha sido cuestionado debido al problema de campo cerrado y la distorsión de errores que implica ([Aitchison, 1986](#); [Butler, 1979](#); [Philip *et al.*, 1987](#); [Rollinson, 1993](#)), por lo que se recomienda realizar un análisis multicomponente que permita corroborar o rechazar los resultados obtenidos en este trabajo basados en metodologías clásicas con uso de diagramas ternarios.

Finalmente, se recomienda integrar éstos y nuevos resultados de estudios geoquímicos realizados en la región de Sonora central, con estudios geológicos e hidrológicos que permitan proponer un modelo a detalle en cada zona de estudio.

Bibliografía

() .

- AITCHISON, J. (1986). *The statistical analysis of compositional data*. London New York: Chapman & Hall.
- ALMIRUDIS, E. (2010). *Petrogénesis y Geocronología 40Ar-39A del Plutonismo Laramídico del área Sobai Satechi, Sonora, México*. Hermosillo, Sonora: Tesis de Licenciatura. Departamento de Geología del la Universidad de Sonora.
- ARNÓRSSON, S. (2000). Chemical reactions and chemical equilibria. En: Arnórsson, S., ed. *Isotopic and chemical techniques in geothermal exploration, development and use: Sampling methods, data handling, interpretation*. Viena, Austria, International Atomic Energy Agency , 9–39.
- ATWATER, T. (1989). Tectonic maps of the northeast Pacific, in Winterer, E. L., Hussong, D.M. and Decker, R.W., eds., *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii*. *Geological Society of America, Boulder, Colorado, The Geology of North America* , 15–20.
- BARRAGÁN, R., BIRKLE, P., PORTUGAL, E., ARELLANO, V. & ÁLVAREZ, H. (2001). Geochemical survey of medium temperature geothermal resources from the Baja California Peninsula and Sonora, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **110**, 101–119.
- BERTANI, R. (2012). Geothermal power generation in the world 2005-2010 update report. *Geothermics* **41**, 1–29.
- BETHKE, C. (2008). *Geochemical and biogeochemical reaction modeling*. Cambridge University Press, 2da. ed.
- BETHKE, C. & YEAKEL, S. (2010). *The Geochemists Workbench: Reaction Modelling Guide*. Colorado, USA: University of Illinois.
- BRINKLEY, S. (1947). Calculation of the equilibrium composition of systems of many components. *Journal of Chemical Physics* **15**, 107–110.
- BURNHAM, C. W. (1979). *Magmas and Hydrothermal Fluids*. En: H.L. Barnes, *Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits*. John Wiley and Sons, 1ra. ed.

- BUTLER, J. (1979). Trends in ternary petrologic variation diagram - fact or fantasy? *American Mineralogist* **64**, 1115–1121.
- CANO-VEGA, M. (2007). *Análisis de elementos residuales depositados en la mano después de disparar un arma de fuego usando Espectroscopía de Emisión Óptica por Plasma Acoplado Inductivamente*. México, D.F.: Tesis de Licenciatura. Instituto Politécnico Nacional.
- CNA (2000). Consejo de Cuenca de los Ríos Yaqui y Mátape. *Informe de la Gerencia Regional del Noroeste*, 23.
- COCHEMÉ, J. (1985). *Le magmatisme dans le Nord-Ouest du Mexique. Cartographie de la région de Yécora-Maicoba-Mulatos. Illustration magmatique de la fin d'un régime en subduction et du passage à un régime distensif*. Marseille, France: These d'Etat, Université Aix-Marseille III.
- COCHEMÉ, J. & DEMANT, A. (1991). Geology of the Yécora area, northern Sierra Madre Occidental, México, in Pérez-Segura E. and Jacques-Ayala, C., eds., Studies of Sonoran geology: Boulder, Colorado. *Geological Society of America Special Paper* **254**, 81–94.
- COCHEMÉ, J., DEMANT, A., AGUIRRE, L. & HERMITTE, D. (1988). Présence de heulandite dans les remplissages sédimentaires liés au 'basin and range' (formation báucarit) du nord de la sierra madre occidental (mexique). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris* **307**, 643–649.
- CRAIG, H. (1961). Isotopic variations in meteoric waters. *Science* **133**, 1702–1703.
- CRAIG, H. (1963). *The isotopic geochemistry of water and carbon in geothermal areas. En: Nuclear Geology on Geothermal Areas, E. Tongiorgi*. Pisa: Consiglio Nazionale della Ricerca, Laboratorio de Geologia Nucleare.
- DAMON, P., SHAFIQUZZAH, M. & CLARK, K. (1981). Age trends of igneous activity in relations to metallogenesis in the Southern Cordillera, in Dickinson, W.R. and Payne, W.D., eds., Relations of tectonics to ore deposits in Southern Cordillera, Tucson, Arizona. *Geological Society Digest* **14**, 137–154.
- DAMON, P., SHAFIQUZZAH, M., ROLDÁN-QUINTANA, J. & COCHEMÉ, J. (1983). El batolito Larámide (90-40 Ma) de Sonora. *XV Convención Nacional de la Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Guadalajara Jal., México*, 63–95.
- DE LA O-VILLANUEVA, M. (1993). *Sedimentología y Petrografía de la Formación Báucarit (Mioceno) en la cuenca de Tónichi-La Dura, Sonora, México*. Hermosillo, Sonora: Tesis de Licenciatura, Departamento de Geología de la Universidad de Sonora.
- DELANY, J. & LUNDEEN, S. (1990). The LLNL thermochemical database. *Lawrence Livermore National Laboratory*, 150.

- DEMANT, A., COCHEMÉ, J., DELPRETTI, P. & PIGUET, P. (1989). Geology and petrology of the Tertiary volcanics of the northwest Sierra Madre Occidental, Mexico. *Bulletin de la Société Géologique de France* **8**, 737–748.
- DÍAZ-GONZÁLEZ, L., SANTOYO, E. & REYES-REYS, J. (2008). Tres nuevos geotermómetros mejorados de Na/K usando herramientas computacionales y geoquímicas: aplicación a la predicción de temperaturas de sistemas geotérmicos. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* **25**, 465–482.
- ESPINOZA-ENCINAS, I. (2012). *Paleoambientes cuaternarios de la Ciénega de Tonibabi, Moctezuma, Sonora, México*. Hermosillo, Sonora, México: Tesis de Maestría, Departamento de Geología de la Universidad de Sonora.
- ESSINGTON, M. (2003). *Soil and water chemistry: An integrative approach*. Boca Raton, Florida: CRC Press.
- FAURE, G. (1998). *Principles and applications of inorganic geochemistry*. USA: Prentice Hall.
- FOURNIER, R. (1979). A revised equation for the Na/K geothermometer. *Geothermal Resources Council* **3**, 221–224.
- FOURNIER, R. (1991). *Water Geothermometers Applied to Geothermal Energy*. En: F. D'Amore, *Application of Geochemistry in Geothermal Reservoir Development*. Roma: UNITAR.
- FOURNIER, R. & TRUESDELL, A. (1973). An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **37**, 1255–1275.
- FOURNIER, R., WHITE, D. & TRUESDELL, A. (1974). Geochemical indicators of subsurface temperature - I, Basic assumptions. *United States Geological Survey Journal Research* **2**, 259–261.
- GANS, P. (1997). Large-magnitude Oligo-Miocene extension in southern Sonora: Implications for the tectonic evolution of northwest Mexico. *Tectonics* **16**, 388–408.
- GIGGENBACH, W. (1986). Graphical techniques for the evaluation of water/rock equilibrium conditions by use of Na, K, Mg and Ca contents of discharge waters. *Proceedings of the 8th New Zealand Geothermal Workshop*, 37–44.
- GIGGENBACH, W. (1988). Geothermal solute equilibria. derivation of Na-K-Mg-Ca geothermometers. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **52**, 2749–2765.
- GIGGENBACH, W. (1992). Chemical techniques in geothermal exploration- En: D'Amore f., *Application of geochemistry in geothermal reservoir development*. UNITAR. Roma, Italia, 119–144.

- GONZÁLEZ-LEÓN, C. (1988). Estratigrafía y geología estructural de las rocas sedimentarias cretácicas del área de Lampazos, Sonora. *UNAM Inst. Geol. Rev.* **7:2**, 148–162.
- HEDENQUIST, J. (1991). Boiling and dilution in the shallow portion of the waiotapu geothermal system, New Zealand. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **53**, 2235–2257.
- HERRERA-URBINA, S. & BARTOLINI-NAVARRO, C. (1981). *Geología del área de Lampazos, Sonora, México*. Hermosillo, Sonora: Tesis de Licenciatura del Departamento de Geología, Universidad de Sonora.
- HIRIART, G., GUTIÉRREZ-NEGRÍN, L., QUIJANO-LEÓN, J., ORNELAS-CELIS, A., ESPÍNDOLA, S. & HERNÁNDEZ, I. (2011). *Evaluación de la Energía Geotérmica en México*. México, D.F.: Informe para el Banco Interamericano de Desarrollo y la Comisión Reguladora de Energía, p. 164.
- HUENGES, E. (2010). *Geothermal Energy Systems: Exploration, Development, and Utilization*. Wiley-VCH, Alemania.
- IGLESIAS, E. (2003). First Assessment of Mexican Low- to Medium- Temperature Geothermal Reserves. *Energy Sources* **25:2**, 161–173.
- IGLESIAS, E., ARELLANO, V. & TORRES, R. (2005). Estimación del recurso y prospectiva tecnológica de la Geotermia en México. *Informe IIE/11/3753/I 01/P Marzo* , 63.
- IGLESIAS, E., TORRES, R., MARTÍNEZ-ESTRELLA, I. & REYES-PICASSO, N. (2011). Resumen de la evaluación 2010 de los recursos geotérmicos mexicanos de temperatura intermedia a baja. *Geotermia* **24:2**, 39–48.
- INEGI (2011a). Provincias Fisiográficas del Estado de Sonora - Instituto Nacional de Estadística y Geografía. *Disponible* <http://www.inegi.org.mx/default.aspx> .
- INEGI (2011b). Regiones hidrológicas superficiales y subdivisión de cuencas del Estado de Sonora - Instituto Nacional de Estadística y Geografía. *Disponible* <http://www.inegi.org.mx/default.aspx> .
- IZQUIERDO-MONTALVO, G., CATHELINÉAU, M. & GARCÍA, A. (1995). Clay minerals, fluid inclusions and stabilized temperature estimation in two wells from Los Azufres geothermal field, Mexico. En: Barbier, E., Frye, G., Iglesias, E., y Palmason, F., eds., *Proceedings of the World Geothermal Congress. Florence Italy, International Geothermal Association* **2**, 1083–1086.
- KING, R. (1939). Geological reconnaissance in northern sierra madre occidental of Mexico. *Geological Society of America* **50**.
- LEWICKI, J. & OLDENBURG, C. (2004). *Strategies for Detecting Hidden Geothermal Systems by Near-Surface Gas Monitoring*. California, U.S.A.: Lawrence Berkeley National Laboratory.

- LEWICKI, J. & OLDENBURG, C. (2005). Near-surface CO₂ monitoring and analysis to detect hidden geothermal systems. *Proceedings, Thirtieth Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*, 1–9.
- LUND, J., FREESTON, D. & BOYD, T. (2010). Direct utilization of geothermal energy 2010 worldwide review. *Geothermics* **40**(3), 159–240.
- MAKSAEV, V. (2001). *Metalogénesis: Alteración Hidrotermal*. Santiago, Chile: Universidad de Chile.
- MARTÍN-BARAJAS, A. (2000). Volcanismo y extensión en la Provincia Extensional del Golfo de California. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* **53**, 72–83.
- MARTÍN-BARAJAS, A. & DELGADO-ARGOTE, L. (1995). Inventario de los recursos minerales del Estado de Baja California. *Departamento de Geología del CICESE y Secretaría de Desarrollo Económico del gobierno del Estado de Baja California, México*, 20–77.
- MCDOWELL, F. & KEIZER, R. (1977). Timing of mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental between Durango city and Mazatlan, México. *Geological Society of America Bulletin* **88**, 1479–1487.
- MCDOWELL, F., ROLDÁN-QUINTANA, J. & AMAYA-MARTÍNEZ, R. (1997). Interrelationship of sedimentary and volcanic deposits associated with Tertiary extension in Sonora, Mexico. *Geological Society of America Bulletin* **109**, 1349–1360.
- MCDOWELL, F., ROLDÁN-QUINTANA, J. & CONNELLY, J. (2001). Duration of late Cretaceous–Early Tertiary magmatism in East-Central Sonora, México. *Geological Society of America Bulletin* **113**:4, 521–531.
- MELGAJERO, J. (2003). *Atlas de asociaciones minerales en lámina delgada*. Universidad de Barcelona.
- MERCHAND-REYES, G. (2010). *Implementación de una metodología para el estudio químico de cationes y bicarbonatos en manantiales de Bahía Concepción (Baja California Sur, México)*. México: Tesis de Licenciatura, Facultad de Química, Universidad Nacional Autónoma de México.
- NICHOLSON, K. (1993). *Geothermal Fluids*. Berlin: Springer.
- PANDARINATH, K. (2010). Solute geothermometry of springs and wells of the los azufres and las tres vírgenes geothermal fields, Mexico. *International Geology Review*, 1–27.
- PAZ-MORENO, F. (1992). *Le volcanisme mio-plio-quatenaire de l'Etat du Sonora (nord-ouest du Mexique): Évolution spatiale et chronologique; implications pétrogénétiques*. Ph.D. thesis, Université Aix-Marseille, Marseille.

- PAZ-MORENO, F., DEMANT, A., COCHEMÉ, J., DOSTAL, J. & MONTIGNY, R. (2003). The quaternary moctezuma volcanic field: A tholeiitic to alkali basaltic episode in the central sonoran basin and range province, México. *Geological Society of America Special Paper* **374**, 439–455.
- PÉREZ, J. (2012). *Aplicaciones de la difracción de rayos X. Apuntes y ejercicios*. Universidad Plitécnica de Cartagena, Colombia: Disponible en <http://www.upct.es>.
- PERKINELMER (2011). *The 30-Minute Guide to ICP-MS. Technical Note ICP-MS Spectrometry*. Waltham, MA USA: PerkinElmer, Inc. Disponible en <http://www.perkinelmer.com>.
- PHILIP, G., SKILBECK, C. & WATSON, D. (1987). Algebraic dispersion fields on ternary diagrams. *Mathematical Geology* **19**, 171–181.
- PIPER, A. (1944). A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analysis. *American Geophysical Union Transactions* **25**, 914–923.
- PORTUGAL, E., BIRKLE, P., BARRAGÁN, R., ARELLANO, V., TELLO, E. & TELLO, M. (2000). Hydrochemical-isotopic and hydrogeological conceptual model of the las tres vírgenes geothermal field, baja california sur, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **101**, 223–244.
- PROL-LEDESMA, R. (1991). *Terrestrial heat flow in Mexico. En: Exploration of the Deep Continental Crust, V. Cermák y L. Rybach*. Berlin: Springer-Verlag Berlin Heidelberg, pp. 475–485.
- PROL-LEDESMA, R. & CANET, C. (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. & JUÁREZ, G. (1986). Geothermal map of Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **28**, 351–362.
- RANGEL-MEDINA, M., MONREAL-SAAVEDRA, R., NO, M. M.-M. & CASTILLO-GURROLA, J. (2002). Vulnerabilidad a la intrusión marina de acuíferos costeros en el Pacífico Norte Mexicano; un caso, el acuífero Costa de Hermosillo, Sonora, México. *Revista Latino-Americana de Hidrogeología* **2**, 31–51.
- ROLDÁN-QUINTANA, J. (1994). Geología del Sur de la Sierra Oposura, Moctezuma, estado de Sonora, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* **11:1**, 1–10.
- ROLDÁN-QUINTANA, J. (2002). *Caracterización geológico-geoquímica y evolución del arco magmático Mesozoico-Terciario entre San Carlos y Maycoba, Sur de Sonora, México*. Ph.D. thesis, Ciencias (Geología), Universidad Nacional Autónoma de México, D.F., México.

- ROLLINSON, H. (1993). *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Longman Scientific Technical, Essex.
- RPS-QUALITAS (2010). *Métodos de Difracción de rayos X*. Madrid, España: Consultoría química y medioambiental. Disponible en <http://www.rpsqualitas.es>.
- SANTOYO, E., ALMIRUDIS, E. & WONG, J. (2012). *Geotermia: Energía de la Tierra*. UNAM México: Editorial Terracota, colección Sello de Arena.
- SANTOYO, E. & TORRES-ALVARADO, I. (2010). Escenario futuro de explotación geotérmica: hacia un desarrollo sustentable. *Revista Digital Universitaria* **11**, 1–26.
- SMALL, H. (1989). *Ion Chromatography*. Springer.
- STEWART, J. (1978). Rift systems in the western United States. En: Ramberg I.B. y Newmann E.R. (Eds.), *Tectonics and geophysics of continental rifts*. Reidel Publ. Co. , 89–109.
- STOCK, J. & HODGES, K. (1989). Pre-pliocene extension around the gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific plate. *Tectonics* **8**, 99–115.
- STOCK, J. & MOLNAR, P. (1988). Uncertainties and implications of the Late Cretaceous and Tertiary position of North America relative to the Farallon, Kula and Pacific Plates. *Tectonics* **7**, 1339–1384.
- SWANBERG, C. (1979). Chemistry of thermal and nonthermal groundwaters in the rio grande rift and adjacent tectonic provinces. en: Rio grande rift: Tectonics and magmatism. *Washington, D.C.* , 279–288.
- TAYLOR, H. (1979). *Oxygen and Hydrogen Isotope Relationships in Hydrothermal Mineral Deposits*. En: *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*, LLOYD-BARNES. Pennsylvania: Wiley-Interscience.
- TORRES, V., ARELLANO, V., BARRAGÁN, R., GONZÁLEZ, E., HERRERA, J., SANTOYO, E. & VENEGAS, S. (1993). *Geotermia en México*. Programa Universitario de Energía. Coordinación de la Investigación Científica. UNAM, p. 161.
- TORRES-ALVARADO, I. (2002). Chemical Equilibrium in Hydrothermal Systems: The Case of Los Azufres Geothermal Field, Mexico. *International Geology Review* **44:7**, 639–652.
- TORRES-RODRÍGUEZ, V. (2000). Geothermal Chart of Mexico scale 1:2,000,000. *Proceedings World Geothermal Congress, Japan* , 1867–1870.
- TRUESDELL, A. (1976). Geochemical techniques in exploration. *Symposium on the Development and Use of Geothermal Resources* **6**, 53–79.

- VÁZQUEZ-FIGUEROA, V. (2008). *Caracterización iónica de la columna de agua en las cuencas de Wagner y Consag, Norte del Golfo de California*. Campus Puerto Ángel, Oaxaca, México: Tesis de Licenciatura, Universidad del Mar.
- VÁZQUEZ-MORALES, R. (2010). *Evaluación geológica y modelación geoquímica de datos hidrogeoquímicos de fluidos hidrotermales para el óptimo funcionamiento de herramientas geotermométricas*. Temixco, Morelos: Tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México.
- VERDUGO-MARISCAL (1983). *Geotermia en Sonora*. Hermosillo, Sonora: Tesis de Licenciatura. Departamento de Geología de la Universidad de Sonora.
- VERMA, S., PANDARINATH, K. & SANTOYO, E. (2008). SolGeo: A new computer program for solute geothermometers and its applications to Mexican geothermal fields. *Geothermics* **37:6**, 597–621.
- VERMA, S. & SANTOYO, E. (1997). New improved equations for Na/K, Na/Li and SiO₂ geothermometers by outlier detection and rejection. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **79**, 9–23.
- VIDAL-SOLANO, J. (2005). *Le volcanisme hyperalcalin d'âge Miocene moyen du Nord-Ouest du Mexique (Sonora)*. Ph.D. thesis, Université Paul Cézanne Aix-Marseille III, Marsielle, France.
- VILLEGAS, P. (2011). Los diagramas más usados para la interpretación de análisis hidroquímicos. *Disponible en www.aguaysig.com*.
- WHITE, D. (1970). Geochemistry applied to the discovery, evaluation, and exploitation of geothermal energy resources. En: United Nations Symposium on the Development and Utilization of Geothermal Resources. *Geothermics Special Issue 2* **1**, 58–80.
- WHITE, W., JOHNSON, S. & DANTZIG, G. (1958). Chemical equilibrium in complex mixtures. *Journal of Chemical Physics* **28**, 751–755.
- WILSON, I. & ROCHA, V. (1946). Los yacimientos de carbón de la región de Santa Clara, mpio. de San Javier, estado de Sonora. *Comité Directivo para la Investigación de los Recursos Minerales de México* **9**, 108.
- WOLF, R. (2005). *What is ICP-MS?* USGS/CR/CICT.

Control de calidad en análisis químicos

Tabla A.1: Estándares, duplicados y blancos para control de calidad de los análisis químicos.

ICP-MS	K	Mg	Ca	Li	Na	Si
NIST 1643e (ICP/MS) Meas	1970	7900	>20000	20	21000	
NIST 1643e (ICP/MS) Cert	2034	8037	32300	17.4	20740	
SLRS-5 (ICP/MS) Meas	840	2630	10400		5410	
SLRS-5 (ICP/MS) Cert	839	2540	10500		5380	
TNB-11 Orig	11100	616	>20000	>400	>35000	42800
TNB-11 Dup	11200	624	>20000	>400	>35000	43400
Blanco	<30	<2	<700	<1	<1	<200
ICP-OES	K	Mg	Ca	Li	Na	
NIST 1643e (ICP) Meas	1.9	7.6	30.0	<0.05	19.1	
NIST 1643e (ICP) Cert	2.034	8.037	32.3	0.0174	20.74	
SLRS-5 (ICP) Meas	0.8	2.5	10.3		5.1	
SLRS-5 (ICP) Cert	0.839	2.54	10.5		5.38	
SMR-11 Orig			38.3		159.0	
SMR-11 Dup			38.1		160.0	
Blanco	<0.1	<0.1	<0.1	<0.05	<0.1	
IC	F	Cl	Br	SO ₄		
IC Ref Std Meas	2.01	14.9	9.75	14.7		
IC Ref Std Cert	2.0	15.0	10.0	15.0		
SMR Orig	4.28	158.0	2.19	106.0		
SMR Dup	4.6	158.0	2.28	107.0		
Blanco	<0.01	<0.03	<0.03	<0.03		

Parámetros físicos y químicos

Tabla B.1: Parámetros físicos y composición química (mg/kg) e isotópica de manantiales termales en Sonora central.

Muestra	Localidad	Fecha de muestreo	T_{sup} (°C)	pH	Cond ($\mu S/cm$)	Na	K	Li	Ca	Mg	F	Cl	SO ₄	CO ₃	HCO ₃	SiO ₂	$\delta^{18}O$ (‰) _{smow}	δD (‰) _{smow}
HSB	Huásabas	18/09/2011	35.9 ± 0.4	9.0 ± 0.0	858 ± 3	210.0	0.45	0.11	1.1	0.012	2.45	21.5	228.0	61.0	193.2	45.14	-8.2	-61
BCD	Bacadéhuachi	18/09/2011	34.8 ± 3.9	8.5 ± 0.0	426 ± 32	110.0	0.77	0.144	0.9	0.044	1.32	3.45	12.1	36.0	253.19	49.42	-9.5	-67
CMP	Cumpas	24/09/2011	45.5 ± 0.2	7.5 ± 0.1	767 ± 7	156.0	3.24	0.41	40.0	0.646	6.58	12.4	279.0	0.0	177.95	56.91	-7.4	-57
GRN	Granados	25/09/2011	46.1 ± 1.2	6.8 ± 0.0	1777 ± 32	400.0	14.3	1.07	51.9	1.21	6.61	87.5	581.0	0.0	426.05	71.45	-8.8	-67
ARV	Arivechi	28/09/2011	40.0 ± 0.2	6.9 ± 0.1	546 ± 2	17.3	5.11	0.024	66.2	32.3	<0.01	6.35	90.3	0.0	337.59	31.23	-6.8	-50
SMR	San Marcial	29/09/2011	31.4 ± 0.2	7.1 ± 0.0	826 ± 14	160.0	4.83	0.264	38.2	3.38	4.44	158.0	106.0	0.0	162.69	42.57	-7.4	-53
TCP	Tecoripa	29/09/2011	41.5 ± 7.2	8.4 ± 0.1	525 ± 92	100.0	2.36	0.172	4.8	0.226	3.73	49.8	58.0	11.0	112.87	55.41	-7.2	-52
TCH	Tónichi	29/09/2011	63.1 ± 0.6	7.6 ± 0.5	1428 ± 11	260.0	9.31	0.53	83.8	0.24	6.74	148.0	546.0	0.0	38.64	70.38	-8.5	-58
DVS	Divisaderos	01/10/2011	29.3 ± 0.5	6.0 ± 0.0	3670 ± 220	785.0	38.0	3.1	273.0	58.4	<0.01	32.4	773.0	0.0	2559.37	61.18	-8.8	-64
TNB	Moctezuma	01/10/2011	49.8 ± 1.0	7.2 ± 0.1	1400 ± 44	289.0	11.2	0.66	71.3	0.62	7.24	41.4	630.0	0.0	151.51	92.20	-9.6	-69
MTP	Mátape	02/10/2011	30.9 ± 2.9	6.8 ± 0.1	444 ± 25	5.83	4.23	0.015	75.3	19.7	<0.01	3.28	12.2	0.0	361.99	22.89	-8.0	-55
ACH	Aconchi	02/10/2011	50.8 ± 4.1	7.6 ± 0.0	728 ± 41	154.0	5.09	0.47	19.4	0.159	9.56	44.9	180.0	0.0	141.34	77.01	-8.9	-63

Cond: Conductividad eléctrica.

Fórmula química de minerales de alteración

Tabla C.1: Fórmula química de algunos minerales de alteración hidrotermal.

Mineral hidrotermal	Fórmula química	Clasificación mineral
Albita	$\text{Na}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	Feldespatos
Anhidrita	CaSO_4	Sulfato
Antigorita	$\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$	Filosilicato (serpentina)
Calcita	CaCO_3	Carbonato
Caolinita	$\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$	Filosilicato (arcilla)
Clinocloro	$(\text{Mg}, \text{Fe}^{2+})_5\text{Al}(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_8$	Filosilicato (clorita)
Cuarzo	SiO_2	Silicato
Diópsido	$\text{CaMgSi}_2\text{O}_6$	Inosilicato (píroxeno)
Dolomita	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	Carbonato
Fluorita	CaF_2	Haluro
Grosularia	$\text{Ca}_3\text{Al}_2(\text{SiO}_4)_3$	Nesosilicato (granate)
Halita	NaCl	Haluro
Heulandita	$\text{Ca}(\text{Al}_2\text{Si}_7\text{O}_{18}) \cdot 6\text{H}_2\text{O}$	Silicato (zeolita)
Laumontita	$\text{CaAl}_2\text{Si}_4\text{O}_{12} \cdot 4\text{H}_2\text{O}$	Silicato (zeolita)
Microclina	$\text{K}[\text{AlSi}_3\text{O}_8]$	Feldespatos
Muscovita	$\text{KAl}_2(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$	Filosilicato (mica)
Paragonita	$\text{NaAl}_2(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	Filosilicato (mica)
Prehnita	$\text{Ca}_2\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{12}(\text{OH})$	Filosilicato (clorita)
Talco	$\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$	Filosilicato (arcilla)
Tenardita	NaSO_4	Sulfato
Tremolita	$\text{Ca}_2\text{Mg}_5\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Inosilicato (anfíbol)
Wollastonita	$\text{CaSiO}_3\text{-Ca}_3[\text{Si}_3\text{O}_9]$	Inosilicato (píroxeno)
Yeso	$\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	Sulfato
Zoisita	$\text{Ca}_2\text{Al}_3(\text{Si}_2\text{O}_7)(\text{SiO}_4)\text{O}(\text{OH})$	Sorosilicato (epidota)