



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Posgrado en Ciencias de la Tierra

Instituto de Geofísica

**Los depósitos de manganeso de la Península de Baja California: Génesis,
evolución del proceso hidrotermal e implicaciones metalogénicas**

TESIS

Que para optar por el grado de

Doctor en Ciencias de la Tierra

P R E S E N T A

M. en C. Augusto Antonio Rodríguez Díaz

DIRECTOR DE TESIS

Dr. Carles Canet Miquel
Posgrado en Ciencias de la Tierra

Ciudad Universitaria, Cd. México, 2018



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

"Declaro conocer el Código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a, la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales."

AGRADECIMIENTOS

En este apartado deseo expresar mi más sincero agradecimiento a todas aquellas personas e instituciones que me han prestado su apoyo durante la realización de esta tesis. Especialmente al Posgrado de Ciencias de la Tierra de la UNAM.

El presente trabajo se ha realizado con el apoyo del proyecto “Sistemas hidrotermales costeros actuales y fósiles en Baja California: mineralogía, geoquímica, biogeoquímica y sistemática isotópica” J-51127-I (CONACyT), a cargo del Dr. Carles Canet Miquel. Así mismo, el trabajo de tesis fue beneficiado del proyecto SENER-CONACyT CeMie Geo P01a cargo de la Dra. Rosa María Prol Ledesma.

Un especial agradecimiento a mi director de tesis el Dr. Carles Canet Miquel por su dirección y constante apoyo y comentarios para mi desarrollo profesional y personal.

A la Dra. Rosa María Prol Ledesma, por toda la ayuda brinda, asesoramiento científico durante el artículo, el apoyo brindado para el desarrollo de campo y muestreo, dataciones y recomendaciones para mi vida profesional.

A la Dra. Ruth Esther Villanueva Estrada por sus enseñanzas sobre geoquímica de fluidos, sus valiosas aportaciones y discusión sobre tópicos de geoquímica. Asimismo por permitirme colaborar con ella en la realización de artículos científicos sobre las manifestaciones termales de la zona.

A mis sinodales el Dr. Hugo Beraldi Campesi, Dra. Esther Cruz Gámez, Dr. Gilles Levresse y al Dr. Rafel del Rio Salas por su disposición, orientación y discusión de los tópicos de la tesis. Aprecio mucho sus recomendaciones y tiempo destinado para la mejora del trabajo. Así mismo al Dr. Peter Schaaf por su seguimiento académico durante mi Posgrado, a la Dra Teresa Pi por sus recomendaciones y apoyo en DRX, al Ing. Teodoro Hernández por sus consejos y apoyo en el laboratorio de molienda, al Quim. Rufino Lozano y técnico Santiago Aviles por su ayuda en FRX, al Ing. Carlos Linares por su ayuda y recomendaciones en las mediciones de microsonda, al técnico Juan Tomás Vázquez del CGEO por la elaboración de láminas delgado pulidas y muestras para inclusiones. Agradezco también a la Dra. Pura Alfonso de la Universidad Politécnica de Cataluña por su apoyo para las mediciones isotópicas de azufre y al Dr. Giovanni Sosa por su ayuda para el fechamiento de adularias.

Al Dr. Eduardo González Partida por su apoyo y facilidades para realizar la microtermometría de inclusiones fluidas. También por su tiempo e interés durante mi estancia en el Centro de Geociencias, Juriquilla.

Al Dr. Daniel Pérez Zárate por sus comentarios y apoyo para la generación de diagramas geoquímicos de los precipitados hidrotermales.

A mis compañeros y maestros de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la UANL por su apoyo incondicional: Dra. Elizabeth Chacón Baca, Dr. Fernando Velasco Tapia, Dr. Juan Alonso Ramírez Fernández, M.C. Pedro Rodríguez Saavedra, M.C. Adalberto Treviño Cázares, M.C. Emma Gema García González, Dr. Juan Carlos Montalvo Arrieta, al personal y a las administraciones que me han permitido seguir estrechando lazos de colaboración académica.

Un aliciente muy importante en mi formación ha sido la estancia realizada en Granada, España y la colaboración mantenida con el equipo de profesionales del Departamento de Mineralogía y Petrología de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Granada. Un reconocimiento muy especial al Dr. Fernando y al Dr. Salvador Morales Ruano por sus enseñanzas y apoyo.

Así mismo me gustaría mostrar mi agradecimiento a la M.C. Guadalupe Villaseñor Cabral y al Ing. Juan Carlos Cruz Ocampo por su motivación a seguir preparándome.

A mis compañeros de trabajo: Irving, Alejandra, Marcela, Patricia, Aurora, Chuy, Juan Ramón, Rubén, Roberto, Daniel, Isabel, Luis, Xhochitl y José Luis.

A mis estudiantes que me entusiasman y animan a seguir aprendiendo: Ignacio, Jorge, Indra, David, Daniel(es), Antolín, Josué, Ana, Carlos, Regio,...

Por su amistad y hermandad Jhoni Vargas, David Blanco, Alberto Palma, Efrén Chávez y Mario Vázquez. A mis amigos del HCCH Luz, Cathy, Lupita, Joana, Gerardo y Daniel.

*A mis padres Antonio y Sofía por enseñarme todo lo necesario para llegar hasta donde estoy.
A mis hermanos Beatriz, Roberto y Moisés, por apoyarme siempre. A mis sobrinos Sebastián, Ernesto, Gael y Mateo por recordarme que nunca hay que dejar de tener un corazón de niño. Con cariño a la familia Dávalos-Elizondo*

A mi familia Rodríguez Dávalos que forman parte del logro de este trabajo, mis amores Lupita y Arantza.

Quiero agradecer a todas las personas que de cualquier forma me brindaron su ayuda y apoyo para la realización de este trabajo.

A todos Gracias...
A.A.R.D

Índice

1. Introducción	
1.1 Justificación	1
1.2 Antecedentes de los depósitos de manganeso: el caso de Bahía Concepción, Baja California Sur	2
1.3 Motivos de la Propuesta	4
1.4 Planteamiento del Problema	6
1.5 Hipótesis de trabajo	6
1.6 Objetivo	7
1.7 Metas del trabajo	7
1.8 Localización de la zona de estudio	8
2. Metodología	
2.1 Muestreo	10
2.1.1 Percepción Remota	11
2.1.2 ¿Cómo caracterizar a una alteración?	14
2.2 Técnicas mineralógicas descriptivas y determinativas	15
2.2.1 Petrografía	15
2.2.2 Espectroscopía de reflexión infrarrojo de onda corta	18
2.2.2.1 Recomendaciones y protocolo de uso del equipo de SWIR	20
2.2.3 Difracción de rayos X	21
2.2.4 Microscopía electrónica de barrido	24
2.2.5 Análisis de química mineral por microsonda electrónica	26
2.3 Geoquímica	
2.3.1 Fluorescencia de rayos X	26
2.3.2 Espectrometría de masas con fuente de plasma acoplado por inducción (ICP-MS)	27
2.3.3 Geoquímica isotópica de azufre en baritas	27
2.4 Geocronología	28
2.5 Microtermometría de inclusiones fluidas	31
3. Marco Geológico	
3.1 Marco Geológico Regional	36
3.2 Marco Geológico Local	39
3.2.1 Paleozoico-Mesozoico	39
3.2.2 Cenozoico	41
3.2.2.1 Formación El Salto	42
3.2.2.2 Formación Pelones	43
3.2.2.3 Formación Minitas	44
3.2.2.4 Formación Pilares	44
3.2.2.5 Formación Hornillos	44
3.2.2.6 Formación Ricasón	46
3.2.2.7 Formación Santa Lucía	46
3.2.3 Plioceno-Holoceno	46
3.2.3.1 Formación San Marcos y Formación Marquer	47
3.2.3.2 Formación Infierno	47

3.2.3.3 Formación San Nicolás	49
3.2.3.4 Depósitos de la Cuenca Loreto	51
3.2.3.5 Complejo Volcánico Cerro Mancenares y vulcanismo y depósitos Cuaternarios	51
3.3 Tectónica y Geología Estructural	54
4. Manantiales termales y depósitos de manganeso	
4.1 Actividad hidrotermal en Bahía Concepción Bahía San Nicolás-Bahía San Juanico	58
4.1.2 Mapachitos y Posada Concepción, en Bahía Concepción	58
4.1.3 Estructura del depósito de los manantiales termales de Mapachitos	62
4.1.4 Alteración hidrotermal en Mapachitos	62
4.1.5 Asociaciones minerales y texturales del depósito de los manantiales termales Mapachitos	62
4.1.6 Secuencia paragenética en Mapachitos	67
4.1.7 Estructura del depósito Posada Concepción	67
4.1.8 Alteración Hidrotermal en Posada Concepción	69
4.1.9 Asociaciones minerales y texturales del depósito de los manantiales termales en Posada Concepción	70
4.1.10 Secuencia paragenética en Posada Concepción	72
4.1.11 Estructuras estromatolíticas en manantiales costeros	74
4.1.12 Química mineral en óxidos de manganeso y sulfuros en manantiales costeros	78
4.2 Mineralizaciones de manganeso de Bahía Concepción-Bahía San Nicolás-Bahía San Juanico	
4.2.1 Mineralizaciones en Bahía Concepción	78
4.2.1.1 Roca encajonante	78
4.2.1.2 Estructuras mineralizadas	81
4.2.1.3 Alteración hidrotermal de mineralizaciones en Bahía Concepción	85
4.2.1.4 Asociación mineral y textural de mineralizaciones en Bahía Concepción	89
4.2.1.4.1 Asociación de minerales preciosos	90
4.2.1.5 Secuencias paragenéticas de mineralizaciones en Bahía Concepción	90
4.2.1.6 Estructuras estromatolíticas de Guadalupe	90
4.2.1.7 Química mineral de óxidos de manganeso de mineralizaciones en Bahía Concepción	93
4.3 Manifestación termal y Mineralizaciones en Bahía San Nicolás-Bahía San Nicolás-Bahía San Juanico	
4.3.1 Ventilas Los Volcanes	97
4.3.1.1 Roca encajonante en Los Volcanes	97
4.3.1.2 Alteración hidrotermal en Los Volcanes	97
4.3.1.3 Estructuras hidrotermales activas y fósiles	99
4.3.1.4 Asociaciones minerales y texturales de los depósitos de manifestaciones hidrotermales activas y fósiles de Los Volcanes	100
4.3.1.5 Secuencia paragenética de los depósitos Los Volcanes	101
4.3.2 Mina Santa Rosa, Cuenca Bahía San Nicolás	
4.3.2.1 Roca encajonante y alteración hidrotermal en Mina Santa Rosa	102
4.3.2.2 Estructuras mineralizadas en Mina Santa Rosa	102
4.3.2.3 Asociaciones minerales y texturales en la mineralización	

de Santa Rosa	103
4.3.2.4 Química mineral de la mena en Santa Rosa	103
4.3.2.5 Secuencia paragenética del depósito Santa Rosa	103
4.3.3 Mineralizaciones en Cuenca de Loreto: San Juanico y Punta Mangle	
4.3.3.1 Roca encajonante y alteración hidrotermal en depósitos en Cuenca Loreto	106
4.3.3.2 Estructuras mineralizadas en depósitos en Cuenca Loreto	109
4.3.3.4 Asociaciones minerales y texturales de las mineralizaciones de la Cuenca de Loreto	111
4.3.3.5 Química mineral de romanechitas de San Juanico	111
4.3.3.6 Secuencia paragenética de las mineralizaciones San Juanico y Punta Mangle	112
5. Microtermometría de Inclusiones Fluidas	
5.1 Manantiales termales	
5.1.1 Mapachitos	116
5.1.2 Manantiales fósiles Formación Infierno y Los Volcanes	119
5.1.3 Mineralizaciones de manganeso	
5.1.3.1 Mina El Gavilán	120
5.1.3.2 Depósito Guadalupe	124
5.1.3.3 Mina La Azteca	127
5.1.3.4 Mina Santa Rosa	127
5.1.3.5 Prospecto San Juanico	132
5.1.3.6 Depósito Punta Mangle	134
6. Geoquímica	
6.1 Geoquímica de depósitos de manantiales costeros Mapachitos y Posada Concepción	137
6.1.1 Geoquímica de elementos mayores	137
6.1.2 Geoquímica de elementos traza	137
6.1.3 Correlación inter-elementos y diagramas geoquímicos	138
6.2 Mineralizaciones de manganeso	144
6.2.1 Correlación inter-elementos y diagramas geoquímicos de depósitos de manganeso	149
6.3 Modelado Geoquímico de la asociación mineral manganeso y plata	149
6.4 Geocronología de la mineralización Guadalupe	152
6.5 Geoquímica isotópica del azufre en baritas	153
7. Discusión	
7.1 Contexto geológico	158
7.2 Asociaciones minerales	161
7.3 Geoquímica	165
7.3.1 Comportamiento de Mn-Ag en el sistema hidrotermal	169
7.3.2 Geoquímica isotópica de azufre	170
7. 4 Fluidos mineralizantes	170
7.5 Modelo de depósito	173

Índice de Figuras

Figura 1.1 Ubicación de las mineralizaciones de Mn en la Península de Baja California y mapa geológico de la región de Bahía Concepción-Bahía San Nicolás-Bahía San Juanico.	5
Figura 1.2 Ubicación y acceso terrestre de la zona mineralizada en Mn en el sector meridional de la Península de Baja California.	9
Figura 1.3 Fisiografía. (a) Subprovincias fisiográficas de Baja California Sur (Modificada de Bustamante-García, 1999) (b) Rasgos orográficos de la región de Bahía Concepción.	9
Figura 2.1 Elementos de la percepción remota (Tomado de Shaw y Burke. 2003).	12
Figura 2.2 Comparación entre la distribución de bandas de los sensores ASTER y Landsat respecto al espectro electromagnético (Tomado de Kalinowski y Oliver, 2004).	13
Figura 2.3 Protocolo realizado para el análisis de percepción remota de la zona de estudio.	15
Figura 2.4 Mapa de alteraciones hidrotermales, derivado del análisis espectral de imágenes en la zona de las cuencas San Nicolás y San Juanico.	16
Figura 2.5 Protocolo de técnicas empleadas para la identificación y caracterización de asociaciones minerales.	17
Figura 2.6 Espectrómetros portátiles SWIR y espectro de reflectancia. (a) Espectrómetro portable LabSpec Pro, arriba y orexpress, abajo. (b) espectro de reflectancia de un filosilicato relativo a su posición en el espectro infrarrojo y SWIR con sus longitudes de onda de absorción (tomado de GMEX, 2008 en Harraden et al., 2013).	18
Figura 2.7 Espectro de reflectancia SWIR con las características de absorbancia del yeso, máximo en 1950, molécula H ₂ O, medio 1450, molécula OH, menores: 1480, 1530, 1750, 2200 y 2250, e inflexión en 1965 (espectro tomado de Spectral International Inc., 1994; USGS Spectroscopy Lab.)	19
Figura 2.8 Espectros de reflectancia SWIR de minerales índice de tipologías de alteraciones hidrotermales. Arriba, minerales de alteración propilítica. Abajo minerales de una alteración argílica avanzada, resultado de un proceso de alteración por vapor sobrecalentado (steam-heated) (espectros tomados de Spectral International Inc., 1994; USGS Spectroscopy Lab.)	20
Figura 2.9 Procedimiento para la adquisición de un análisis SWIR con un espectrómetro portable LabSpec Pro del Departamento de Recursos Naturales, Instituto de Geofísica.	21
Figura 2.10 Determinación del valor FWHM en un difractograma de un sínter de Wairakei, Nueva Zelanda (Herdianita et al., 1999). B: Línea de base (background); I: Valor del espaciamiento reticular dhkl; I1/2: Valor de la mitad de una línea trazada verticalmente en la curva del punto de máxima intensidad a la línea base (background); IA-IB: Intensidades medias máximas.	22
Figura 2.11 Diferentes difractogramas de las fases de sílice, desde su fase más amorfa (ópalo-A) hasta su fase cristalina (cuarzo). Nótese los valores de FWHM de cada fase propuesto por Herdianita et al. (2000).	23

- Figura 2.12** Difractómetro EMPYREAN equipado con filtro de Ni, tubo de cobre de foco fino y detector PIXcel3D, del Laboratorio de Difracción de Rayos X, del Departamento de Geoquímica, en el Instituto de Geología, UNAM. 23
- Figura 2.13** Morfología y textura de fases de sílice en depósitos de sínter. (a) imágenes de SEM-SE de diferentes tipos de arreglos esferoidales de ópalo a cuarzo (tomado de Lynne et al., 2005). (b) criterios morfológicos para la identificación mineral de fases de sílice en sínter y sus procesos diagenéticos (tomada de Blanco-Florido, 2010). 24
- Figura 2.14** Procedimiento sugerido para el análisis de muestras con el SEM y ESEM. 25
- Figura 2.15** Microscopio electrónico de barrido portátil Hitachi TM-1000 del Instituto de Geofísica. 25
- Figura 2.16** (a) muestra doblemente pulida para análisis de microtermometría de inclusiones fluidas y platina microtermométrica Linkam acoplada a un microscopio petrográfico y a una pantalla. (b) inclusión bifásica de líquido (L) y vapor (V) con predominio de líquido (L+V, L) alojada en cuarzo (Qz), barra blanca 10 µm. (c) muestra con coarapamiento heterogéneo de inclusiones, ricas en gas, en líquido y bifásicas con relaciones volumétricas variables entre sus componentes, denotando un proceso de ebullición, barra blanca 10 µm (cortesía de González-Partida). (d) resultados de mediciones microtermométricas de inclusiones fluidas en yacimiento hidrotermal de manganeso, nótese la tendencia vertical de los datos de Th (°C) y salinidad (wt% de NaCl), indicando un proceso de mezcla. 33
- Figura 2.17** Procedimientos para la toma de datos microtermométricos de inclusiones fluidas de muestras doblemente pulidas, hasta su análisis y aplicación de técnicas complementarias. 35
- Figura 3.1** (a) Configuración tectónica generalizada de la Península de Baja California con sus principales cuencas (Modificado de Aragón-Arreola y Martín-Barajas 2007). (b) Cuencas tectónicas continentales meridionales de la Península de Baja California (Ledesma-Vázquez y Johnson, 2001). 36
- Figura 3.2** (a) Principales elementos tectónicos del noreste de México, mostrando la migración de la junta del punto triple. Los números representan millones de años (Martín-Barajas y Delgado-Argote, 1995). (b) Evolución tectónica en dos etapas, en la izquierda se generaliza la cinemática de la apertura en vista en planta, con extensión ortogonal a casi ortogonal (protogolfo), seguido de desplazamiento lateral derecho; en la derecha se muestra en sección esquemática el modelo de apertura (basado de Stock y Hodges, 1989). 38
- Figura 3.3** Modelo de la evolución del rift del Golfo de California en una sola etapa en la que la deformación se acomoda en la margen oblicua del rift, el cual tiene variaciones angulares mínimas (Fletcher et al., 2007). 38
- Figura 3.4** Mapa geológico del área de Bahía Concepción, con la ubicación de las zonas mineralizadas. Modificado de McFall (1968), Romero-Rojas y Terán-Ortega (1993), Terán-Ortega et al. (1993), Casarrubias-Unzueta y Gómez-López (1994), Maraver-Romero et al. (1997); Ledesma-Vázquez et al. (1997); Ledesma-Vázquez et al. (2006). 39
- Figura 3.5** Columna estratigráfica del área de estudio. Modificado de McFall (1968), Romero-Rojas y Terán-Ortega (1993), Terán-Ortega et al. (1993), 40

Casarrubias-Unzueta y Gómez-López (1994), Maraver-Romero et al. (1997); Ledesma-Vázquez et al. (1997); Ledesma-Vázquez et al. (2006).

Figura 3.6 Basamento cretácico de la región de Bahía Concepción. (a) Granito en Península de Concepción. (b) Granodiorita (Grd) en contacto con la Fm. El Salto. (c) Granito en el Imposible, Valle de San Juan Londó. 41

Figura 3.7 Formación El Salto. (a) Perfil de la secuencia de la Formación El Salto, Valle San Juan Londó. (b) Detalle de unidades de areniscas y areniscas tobáceas de la Formación, Vall de San Juan Londó. (c) Estratificación cruzada de unidad de litarenitas, Península de Concepción. (d) Unidad de areniscas ricas en cuarzo cortadas por dique piroclástico con fragmentos de granodiorita y volcánicos, Punta San Antonio. 42

Figura 3.8 Formación Pelones. (a) Lavas andesíticas microporfídicas lajeadas, alrededores de ventilas termales Los Volcanes, Cuenca San Nicolás. (b) Brecha volcánica andesítica (BVAnd) cortada por dique monzodiorítico (Md), alrededores Mina San Juanico. (c) Stock de tonalita silicificada, oxidada y argilizada, Mina el Silencio, Mulegé. 43

Figura 3.9 Depósitos de la Formación Minitas. (a) Adyacente a la Mina Pilares, al norte de Península de Concepción. Unidad de toba (Tb) sobreyacida por una brecha de clastos andesíticos (BrCAnd) y un derrame lávico andesítico (And). En La Mina Trinidad, derrame andesítico en bloques. 44

Figura 3.10 Formación Pilares. (a) Afloramientos de derrames andesíticos adyacente a Mina El Gavilán. (b) Andesita (And) porfídica de plagioclasa con vetillas de óxidos de Mn (OxMn) en Mina El Gavilán. (c) Andesita con vetillas y pátinas de carbonatos de cobre (Cu) en Mina Pilares. (d) Andesita porfídica de plagioclasa con lentes y vetillas de barita (Ba). 45

Figura 3.11 Formación Hornillos, depósito de toba y toba-arenisca sobreyacida por andesitas-brechas andesíticas, ranchería Santa Rosalíita. 45

Figura 3.12 Formación Ricasón. (a) Andesitas microporfídicas, zona de manantiales termales de Mapache. (b) Secuencia de tobas (Tb) y brechas volcánicas andesíticas (BrVAnd) de la zona de manantiales termales de Posada Concepción. 46

Figura 3.13 Formación Santa Lucía. (a) Cerro Colorado, andesita microporfídica adyacente a manifestaciones termales Los Volcanes. (b) Vista NE desde Cerro Colorado hacia entrada de Cuenca San Nicolás. 47

Figura 3.14 Formación Infierno del Plioceno. (a) Miembro el Mono, wackstones (W) intercaladas con capas de pedernal (P). (b) Icnofósiles (*Ophiomorpha*) silicificados del Miembro El Mono. (c) Coquinas del Miembro Bahía Concepción compuestas principalmente de bivalvos. (d) Lodolitas del Miembro Bahía Concepción, con pátinas de óxidos de Mn (OxMn). (e) Mudstone del Miembro Bahía Concepción mostrando estructuras sedimentarias de burbujeo y paleoconductos de un antiguo manantial termal. (f) Detalle de veta de travertino en Miembro Bahía Concepción. 48

Figura 3.15 Formación San Nicolás. (a) Miembro San Antonio, intercalaciones de areniscas (Ar) y tobas (Tb). (b) Miembro Los Volcanes representado por conglomerados mal clasificados. (c) Miembro El Saucito, unidad de arenisca fosilífera, con desarrollo de estratificación cruzada. (d) Detalle de hidrotermalismo en Miembro Los Volcanes, vetillas de ópalo (Op) y cementante de calcita con pátinas de carbonatos de cobre (Cu). 50

- Figura 3.16** Unidades litológicas de Cuenca Loreto. (a) Secuencia de conglomerado brechoide y areniscas rojas. (b) Detalle de arenisca roja con restos fósiles y bioturbación. (c) Vista de unidades: areniscas rojas, areniscas beige y calizas fosilíferas. (d) Unidad de caliza fosilífera. 52
- Figura 3.17** Vulcanismo Plio-Cuaternario en la región. (a) Vistas del CVCM desde el graben de San Juan Londó y desde Punta San Basilio en la región de San Juanico. (b) Vitrófido riolítico dómico (VR) bordeado de la secuencia de areniscas rojas (Ar) de la Cuenca de Loreto. (c) Depósitos de lava andesítica y de tobas de lapilli del CVCM en Punta San Basilio, fallados por estructuras NNW-SSE. 53
- Figura 3.18** Vulcanismo Plio-Cuaternario de la región de San Nicolás y San Juanico. (a) Domo vitrófido riolítico de Punta Pulpito, Cuenca San Nicolás. (b) Detalle textural fluidal del depósito y la presencia de obsidiana clara y oscura. (c) Vista desde la región de San Juanico donde se aprecian las estructuras dómicas. (d) Vitrófido riolítico en forma de domo y sus coladas riolíticas adyacentes con estructuras de plegamiento por la viscosidad y fluidez, San Juanico. (e) Microfotografía de vitrófido riolítico con microfenocristales de biotita (Bo) en matriz vítrea (V). (f) Plagioclasas (Pl) y feldespatos potásicos (FK) en matriz vítrea de vitrófido riolítico. (g) Microfenocristale de plagioclasa (Pl) zonada. 54
- Figura 3.19** Cuenca tectónica de Bahía Concepción. (a) Diagrama esquemático para la región de Bahía Concepción, mostrando desplazamientos por fallamiento normal-lateral. Las flechas indican la dirección principal de la extensión. Sección estructural simplificada para la zona de Bahía Concepción, indicando mineralizaciones y manantiales termales (b) Vista de Falla Bahía Concepción. (c) Falla de bajo ángulo (despegue) de límite oeste de la bahía. (d) Estrías de falla denotando la componente lateral dentro de los límites del graben asimétrico de Bahía Concepción. 55
- Figura 3.20** Modelo simplificado de la Cuenca San Nicolás. (a) Diagrama tectónico-estructural de la cuenca. (b) Esquema idealizado de la cuenca durante la depositación de las unidades de la Formación San Nicolás, incluyendo la mineralización de manganeso de Santa Rosa (Modificado de Ledesma-Vázquez et al., 2006). (c) Vista del relleno de la Cuenca San Nicolás, con lineamientos de estructuras y su distribución en un patrón de fallas con zonas de rampas de relevo. 57
- Figura 4.1** Manifestaciones hidrotermales activas y fósiles. (a) Distribución de mineralizaciones de Mn y manantiales termales. (b) Manantial costero Saquiscismunde. (c) Ventila de Piedras Rodadas. (d) Manantial termal Agua Caliente al sur del Complejo Volcánico Cerro Mencenares (CVCM). (e) Sección esquemática del sistema geotérmico Los Volcanes-Saquiscismunde (tomado de Casarrubias-Unzueta y Gómez-López, 1994). 59
- Figura. 4.2** Mapa geológico de Ensenada Mapache con los manantiales termales submarino someros e intermareales, y estructuras mineralizadas. 60
- Figura 4.3** Manifestaciones termales Mapachitos, costa oeste de Bahía Concepción. (a) Esquema y fotografías de manantiales termales costeros o intermareales y sus depósitos. (b) Manantiales termales submarino someros (~5 m de profundidad) con infiltraciones difusas de fluidos hidrotermales ricos en gases. 61
- Figura 4.4** Alteración hidrotermal en zona de manantiales termales costeros. (a) Espectros de reflectancia SWIR de las principales asociaciones minerales de alteración en Mapachitos y Posada Concepción, las principales bandas de absorción de longitudes de onda están marcadas en gris (tomados de GEMEX, 2008). (b) Zona 63

de alteración argílica, intensificándose hacia planos de falla, Mapachitos y en fracturas en Posada Concepción. (c) Silicificación rellenando espacios abiertos en Mapachitos.

Figura 4.5 Depósitos en costra de manantiales termales de Mapachitos. (a) Costra de ferrihidrita (ocre) depositada sobre una concha de bivalvo, y todorokita y romanechita (negro). (b) Depósitos de ferrihidrita (ocre) y estromatolitos silicicocalcáreos. (c) Imagen de SEM (BSE) de costra de cinabrio (Ci), pirita (Py) y óxidos de Fe (Fe) cubriendo a andesita con augita (Au) y plagioclasa (Pl) (tomada de Canet et al, 2005a). (d) Costras de barita y ópalo. (e) Costra de fenocristales de barita sobre bloques de andesita. (f) Costra sobre andesita de barita, ópalo, todorokita-romanechita y óxidos de Fe. (g) Agregados de barita en costras (luz reflejada). (h) Láminas superiores de costras de todorokita, agregados botrioidales de romanechita, y ópalo, sobre barita (luz reflejada). (i) Pirita framboidal dentro y adyacente a cristales tabulares de barita (luz reflejada). (j) Agregado poroso de ópalo, cementando cristales de barita (luz transmitida, sin analizador). (k) Costra sobre andesita de cristales de barita y cemento de ópalo, con goethita radial (luz transmitida, sin analizador).

64

Fig. 4.6 Secuencia de depósito mineral en una costra de los manantiales termales de Ensenada Mapache. (a) Imagen de SEM-BSE de todorokita (Td) y romanechita (Rm) intercaladas en laminas botrioidales, con los espectros EDS. (b) Perfil geoquímico de las costras laminadas, desde los óxidos de Mn hasta las capas superficiales de ópalo y óxidos de Fe y Mn. Nótese las variaciones de Ba para diferenciar la todorokita (pobre) de la romanechita (rica), y las anomalías de As hacia las etapas finales del depósito. (c) Imagen SEM-BSE con análisis EDS de las últimas etapas de mineralización. Hacia la base: óxidos de Mn (en tonos de grises). Siguiendo lámina: óxidos de Fe y Mn (Ox Fe y Mn), ópalo (Op) y carbonatos de calcio (Cc), anómalos en As. Le sigue una capa de materiales terrígenos finos (Terr), ópalo y óxidos de Fe y Mn, pobre en As. Continúa una lámina de ópalo y óxidos de Fe y Mn, con moderado As. Le prosigue una lámina de ópalo. Finalmente hay una etapa de ópalo y óxidos de Fe y Mn, con bajos contenidos en As.

65

Figura 4.7 Estructuras mineralizadas en Mapachitos. (a) Vetas bandeadas de cuarzo y ópalo. (b) Vetas de barita intermareales, en algunos casos con halos de alteración bien definidos. (c) Muestra de mano de brecha cementada por óxidos de Mn. (d) Microfotografía de oquedad en veta de barita con barita (Ba) tabular, cubierta de ópalo (Op) botroidal y hialino. (e) Costra centimétrica con bandas de depósito definidas cronológicamente por barita (Ba), óxidos de Mn (OxMn) y Ferrihidrita (Fe). (f) Micrografía de veta con cuarzo (Qz) microcristalino y plumoso, bandas de ópalo y cristales de barita. (g) Microfotografía de veta de barita (Ba) con relleno de espacios abiertos de ópalo (Op). (h) Crecimiento botroidal y laminado de todorokita (Td) con laminaciones intercaladas más reflectivas de romanechita (Rm).

66

Figura 4.8 Cuadro paragenético de la mineralización en Mn de depósitos de manantiales termales costeros en Mapachitos.

67

Figura 4.9 Mapa geológico de Posada Concepción, nótese la distribución de sus manifestaciones termales activas, manantiales termales costeros y fósiles, y mineralizaciones.

68

Figura 4.10 Manifestaciones termales costeras y estructuras mineralizadas en Posada Concepción. (a) Manantiales costeros y desarrollo de estructuras, nótese los

69

tapetes microbianos adyacentes a vetilla. (b) Pátinas milimétricas de óxidos de Mn. (c) Agregados de óxidos de Mn. (d) Veta de ópalo (Op) bandeado. (e) Vetilla con bandeado concéntrico de ópalo (Op) y todorokita hacia el centro (Td). (f) Stockwork de ópalo en roca andesítica.

Figura 4.11 Asociaciones minerales de depósitos hidrotermales de Posada Concepción. (a) Imagen de SEM de arreglos de microesferas de ópalo-AC/CT (Op) y pirita diseminada (Py). (b) Asociación de ópalo y calcita magnésica (Mg-Cc) con desarrollo fibroso relleno de poros. (c) Agregado de Mn observado con luz reflejada y con analizador, con clastos andesíticos (And) y cementante bandeado de todorokita (Td), romanechita (Rm) y ópalo (Op). (d) Imagen de SEM de todorokita botroidal y diseminado de barita, con sus análisis EDS. 71

Figura 4.12 Análisis de DRX en precipitados hidrotermales silíceos y de manganeso en Posada Concepción. (a) Ópalo-A (Op A) y esmectita en sinter, ópalo A/CT (Op A/CT) asociado con calcita (Cc) y plagioclasa (Pl) detrítica en vetas. (b) Corteza formada por todorokita (Td), cuarzo (Qz) y plagioclasa (Pl) detríticas. Veta formada por romanechita (Rm), todorokita (Td), barita (Ba), cuarzo (Qz) y plagioclasa (Pl) detrítica. 72

Figura 4.13. Asociación mineral de sulfuros de plata en Posada Concepción. (a) Acanthita, plata nativa y pirita (Py) en una brecha central en una veta, con cementante de ópalo (Op) y todorokita (Td), nótese los análisis EDS de ambas fases de Ag. (b) Desarrollo arborescente de acanthita en matriz de todorokita (Td), con su análisis EDS. 73

Figura 4.14 Cuadro paragenético de los depósitos hidrotermales de los manantiales intermareales de Posada Concepción. 74

Figura 4.15 Estructuras estromatolíticas en las zonas de manantiales termales costeros. (a) Desarrollo espacial de estromatolitos silicocalcáreos en Mapachitos. (b) Descarga termal con desarrollo domal de estromatolitos silicocalcáreos en Posada Concepción. (c) Desarrollo estromatolítico domal y con terrazas adyacente a descarga, nótese el desarrollo de organismos extremófilos en tonalidad verde alrededor de descarga. (d) Estromatolitos mixtos con ópalo, carbonatos y óxidos de manganeso adyacentes a descarga termal en Posada Concepción. (e) Corte transversal de estructura estromatolítica mixta con laminaciones discontinuas de óxidos de Mn en Mapachitos. (f) Corte de estromatolitos de óxidos de Mn en Posada Concepción. (g) Sección basal de desarrollo columnar de estromatolito silicocalcáreo. 75

Figura 4.16 Estructuras orgánicas de zonas de manantiales termales costeros (a) Desarrollo estromatolítico. Estructura de estromatolítica de sílice-carbonato y óxidos de Mn (Mnx) sobre andesita (And), con calcita (Cc) basal. A la derecha de la figura, hay una microfotografía de estromatolito silicocarbonatado de láminas finas, asociada con óxidos de Mn (Mnx) y ópalo (Op). (b) Sección delgada de estromatolitos de Mn-óxidos con una estructura trombolítica. (c) Detalle de láminas coliformes y desarrollo arborescente de todorokita, utilizando la técnica de luz reflejada. (d) Aspecto de moldes de gusanos de Mn-óxidos, todorokita (Td). (e) Bioturbación en la corteza de óxido de Mn y carbonato, con traza de apariencia de *pascichnia*. 76

Figura 4.17 Estromatolitos de óxidos de Mn de Posada Concepción. Microfotografía mostrando el desarrollo de bandas estromatolíticas, crecimientos 77

arborescentes laminados con variaciones en su color de azul, amarillo y gris claro. (b) Imágenes de SEM-BSE denotando el desarrollo estromatolítico por competencia en el medio: (I) Bandas compactas, continuas, laminadas y poco desarrollo arborescente hacia la base; (II) bandas compactas, continuas y pseudoarborescentes; y (III) bandas arborescentes discontinuas. (c) Detalle de II mostrando por medio de análisis EDS las variaciones composicionales de la todorokita: las láminas más claras son más ricas en Ba y más pobres en Mg, Si, K y Ca, y las bandas oscuras viceversa la inversa.

Figura 4.18 Distribución estratigráfica de las mineralizaciones alojadas en rocas del Grupo Comondú del Mioceno y en rocas sedimentarias clásticas continentales y clásticas transicionales del Plioceno. 83

Figura 4.19 Rocas encajonantes del Grupo Comondú de las mineralizaciones de Mn de Bahía Concepción. (a) Andesita porfídica de plagioclasa de la Formación Pilares encajonante basal de la mineralización principal de El Gavilán. (b) Andesita microporfídica de la Formación Pilares, hacia la cima del depósito. (c) Brecha volcánica andesítica (BVAnd) cortada por diques graníticos y fallados intensamente formando grabens. (d) Vista desde escarpe de la traza de Falla Bahía Concepción donde se aprecian vetas y abanicos (Ab) de falla, donde ocasionalmente incluyen clastos de mineralización. (e) Entrada a obra minera La Azteca donde se aprecia una veta-falla alojada en dos unidades encajonantes, andesita (And) y una brecha volcánica andesítica (BVAnd), de la Formación Pelones afectadas por falla lateral con componente normal. (f) Andesita (And) microporfídica con vetillas de óxidos de Mn. 84

Figura 4.20 Mapa geológico de la mineralización en Mn El Gavilán. 85

Figura 4.21 Mapa Geológico de mineralización en Mn Guadalupe. Nótese el desarrollo de la veta principal sobre la traza de la Falla Bahía Concepción. 86

Figura 4.22 Estructuras mineralizadas en Bahía Concepción. (a) Vetas de óxidos de Mn, típicas en El Gavilán y La Azteca. (b) Vetas bandeadas de dolomita, exclusivas de El Gavilán. (c) Vetas bandeadas coliformas de cuarzo, ópalo, óxidos de manganeso y ocasional calcita y barita, estructuras de mayor potencia en las mineralizaciones (e.g. Guadalupe). (d) Detalles de la cima de vetas, desarrollo de estructuras laminadas tipo sinter y paleoconductos silícicos, Guadalupe. (e) Brechas mineralizadas con cementante de dolomita, cuarzo y óxidos de Mn, El Gavilán. (f) Stockwork en roca andesítica con vetilleo intenso de óxidos de Mn, El Gavilán. 87

Figura 4.23 Alteración subpropilítica y propilítica en las zonas mineralizadas de Bahía Concepción. (a) Brecha mineralizada con clastos alterados con clorita, cuarzo, calcita y microcristales de epidota de mina La Azteca. (b) Alteración propilítica en parches y selectiva dentro de la roca encajonante de la mineralización Guadalupe. (c) Microfotografía de la asociación de adularia (FK), cuarzo, calcita y epidota reemplazando la matriz, Guadalupe. (d) Vetilla rellena de adularia anhedral (FK), calcita (Cc) y crecimiento en peineta de epidota (Ep), Guadalupe. (e) Vugulo relleno de calcita, cuarzo, epidota (Ep) e illita-esmectita reemplazando matriz microlítica adyacente al poro, Guadalupe. 88

Figura 4.24 Espectroscopía de infrarrojo cercano (SWIR) de la alteración subpropilítica y propilítica en las mineralizaciones de La Azteca y Guadalupe. 88

Figura 4.25 Asociación mineral de los depósitos de Mn en Bahía Concepción. (a) Muestras de mano de mena de Mn y dolomita blanca y aragonita acicular, El 91

Gavilán. (b) Bandas coloformes de coronadita (Cor), ramsdellita (Ra) y bandas de reemplazamiento de romanechita (Rm) y láminas de todorokita (Td), El Gavilán. (c) Ramsdellita reemplazada por planos de crucero a pirolusita (Ra-Pi), Guadalupe. (d) Paleoconductos de descarga concéntricos de cuarzo hacia borde, calcita (Cc) y óxidos de Mn (OxMn) hacia centro, Guadalupe. (e) Desarrollo botroidal de cristobalita (Cr) en estructuras de tipo sinter, Guadalupe. (f) Asociación de cuarzo microcristalino y mosaico, con barita tabular y calcita, Guadalupe y La Azteca. (g) Asociación de dolomita (Dol) y cuarzo (Qz) en vetas, El Gavilán. (h) Diseminado de piritita (Py) en vetas de cuarzo (Qz), Guadalupe. (I) Imágenes de SEM-BSE de asociación de calcopirita (Cpy) y esfalerita (Sph) en vetas de cuarzo, Guadalupe. Desarrollo esferoidal con núcleo de coronadita (Cor) circundado por bandas de pirolusita y cristales ehudrales de pirolusita (Pi), cubiertos por dolomita (Dol), El Gavilán. Asociaciones con sus análisis EDS.

Figura 4.26 Análisis de DRX de menas y ganga de depósitos de Bahía Concepción. (a) El Gavilán, con pirolusita (Pi), coronadita (Cor), ramsdellita (Ram), romanechita? (Rm) y dolomita (Dol). (b) Asociación determinada por DRX en Guadalupe, que incluye romanechita, pirolusita y calcita. La coincidencia de los picos de diferentes fases minerales es evidenciada por el incremento en el FWHM de los picos en cuestión.

92

Figura 4.27 Imágenes de SEM-BSE y espectros EDS de aleaciones de Au-Pd-Pt en vetas de dolomita de El Gavilán.

92

Figura 4.28 Secuencia paragenética de la mineralización en Mn El Gavilán.

93

Figura 4.29 Secuencia paragenética de la mineralización en Mn Guadalupe.

94

Figura 4.30 Secuencia paragenética de la mineralización en Mn La Azteca.

94

Figura 4.31 Estromatolitos columnares de todorokita (Td) y romanechita (Rom), Guadalupe. (a) Afloramiento y muestra cerrada en corte vertical de la estructura. (b) Microfotografías de corte vertical de estructura estromatolítica en laminaciones dómicas semicerradas con crecimiento arborescente entre laminaciones (luz reflejada). (c) Microfotografías de corte basal de estructura estromatolítica formada por bandas coloformas elipsoidales. (d) Imagen de SEM-BSE de la parte superior, intermedia y basal de los estromatolitos, nótese las bandas color gris de todorokita (Td) y gris claro de romanechita (Rom). Embebiendo y cortando a la estructura calcita (Cc).

95

Figura 4.32 Corte basal de estructura estromatolítica, con bandas elipsoidales de óxidos de Mn y cortados por vetillas de calcita, de longitud total de 5 cm.

95

Figura 4.33 Manifestaciones termales en la región de Los Volcanes. (a) Ventilias con emanaciones en fracturas, nótese los tapetes microbianos alrededor de las descargas. (b) Paleoconductos en carbonatos y en microchimeneas de cuarzo y calcita. (c) Vetas bandeadas de calcita, calcita manganesífera, óxidos de Mn y cuarzo. (d) Detalle de veta, mostrando bandas coloformas de óxidos de manganeso, calcita y cuarzo. (e) Roca encajonante brecha conglomerática polimíctica de la Fm Pelones.

98

Figura 4.34 Mapa geológico de las manifestaciones hidrotermales activas y fósiles en la Cuenca de Bahía San Nicolás

99

Figura 4.35 Análisis de espectroscopía de infrarrojo cercano (SWIR) de alteraciones hidrotermales en las manifestaciones activas Los Volcanes.

99

- Figura 4.36** (a) Mapa geológico local de las manifestaciones activas y fósiles en Los Volcanes. (b) Mapa de estructuras y alteraciones hidrotermales en Los Volcanes. **100**
- Figura 4.37** Asociaciones minerales y texturales en depósitos de Los Volcanes. (a) Bandas coliformas de cuarzo microcristalino y mosaico, intercalado con laminaciones finas de ópalo. (b) Bandas de cuarzo plumoso y cuarzo microcristalino. (c) Asociación de calcita y todorokita arborescente y en microvetillas. (d) Paleoconducto de borde de cuarzo y centro laminado concéntrico de calcita. **101**
- Figura 4.38** Secuencia paragenética de los depósitos hidrotermales de Los Volcanes. **101**
- Figura 4.39** Estructuras mineralizadas, roca caja y asociaciones minerales de Mina Santa Rosa. (a) Veta de óxidos de manganeso alojado en conglomerado de la Fm San Nicolás. (b) Detalle de textura de veta, con bandas coliformes y texturas esferoidales. (c) Contacto de estructura mineralizada y roca caja brechoide con silicificación por la presencia de ópalo como cementante. (d) Brecha mineralizada con clastos de andesita oxidados (And), fragmentos de mineralización de romanechita (Rm) y de barita (Ba) cementados por ópalo (Op). (e) Detalle textural de bandeado coliforme de veta con romanechita (Rm) acicular y microcristalina. (f) Imagen de SEM-BSE de veta bandeada de romanechita (Rm) y roca encajonante con reemplazamiento de romanechita en piroxenos (Px) y plagioclasas (Pl). **104**
- Figura 4.40** Espectroscopía de infrarrojo cercano (SWIR) de alteraciones hidrotermales en Mina Santa Rosa. **104**
- Figura 4.41** Espectros de DRX. (a) Difractogramas de mena, fases identificadas: romanechita (Rm), barita (Ba), plagioclasa (Plg) detrítica y cuarzo (Qz). (b) Difractograma de ganga con ópalo-C, barita (Ba), y cuarzo (Qz). **105**
- Figura 4.42** Secuencia paragenética de la mineralización en Mn de Santa Rosa. **105**
- Figura 4.43** Mapa geológico de la zona mineralizada en Mn San Juanico. **107**
- Figura 4.44** Roca encajonante y alteraciones hidrotermales de mineralizaciones en Cueva Loreto. (a) Vista panorámica desde mineralización San Juanico donde se observa la arenisca fosilífera como roca caja predominante y su detalle de bioturbación definiendo su carácter costero. (b) Calcarenita como roca encajonante parcial de la mineralización de San Juanico, nótese las estructuras de descarga de Mn. (c) Vista de la mineralización Punta Mangle, donde se aprecia la roca encajonante una brecha volcánica andesítica (BrVAnd) de la Fm Pelones, en contacto lateral con una unidad conglomerática-arenosa (Cg-Ar) y una unidad de coquinas pliocénicas. (d) Detalle de la roca caja de la mineralización en Punta Mangle y su silicificación con relleno de espacios abiertos. (e) Detalle de conglomerado arenoso pliocénico con clasto de mena de Punta Mangle. (f) Plano de falla normal con componente lateral cortando estructuras mineralizadas menores, denotando la actividad tectónica en la región de Punta Mangle. **108**
- Figura 4.45** Mapa geológico de la zona mineralizada en Mn Punta Mangle. **109**
- Figura 4.46 Análisis de espectroscopía de infrarrojo de onda corta (SWIR) de las alteraciones en los depósitos de San Juanico y Punta Mangle. **109**
- Figura 4.47** Estructuras mineralizadas en San Juanico y Punta Mangle. (a) Sinter silicocalcáreo pseudo bandeado cubriendo estructura principal en San Juanico. (b) Paleoconductos cilíndricos de descarga en la mineralización de San Juanico, formados de exterior a interior por cuarzo, óxidos de Mn y calcita. (c) Costras de **110**

mineralización en San Juanico, donde los óxidos de Mn absorben restos orgánicos marinos o preservando impresiones de sus estructuras. (d) Detalle de pátinas ampliamente extendidas sobre la arenisca fosilífera en los alrededores de la estructura principal en San Juanico. (e) Vetas principales dentro de la mineralización Punta Mangle. (f) Bloque desprendido de mineralización de una brecha de clastos volcánicos cementada por óxidos de Mn y cuarzo en Punta Mangle. (g) Detalle de bandas de veta, con textura coliforme y con pliegues de arrastre por viscosidad del fluido saturado en sílice, Punta Mangle. (h) Detalle de veta bandeada con bandas de cuarzo y calcita con textura hojosa, evidencia de proceso de ebullición en la mineralización, Punta Mangle.

Figura 4.48 Asociaciones minerales y texturales de los depósitos de San Juanico y Punta Mangle. (a) Estructuras tubulares de descarga formadas de bandas concéntricas de cuarzo (Qz), romanechita (Rom) y calcita (Cc) (luz transmitida y luz reflejada). (b) Romanechita en textura de bandas coliformes, esferoidal y arreglos arborescentes (luz reflejada). (c) Todorokita con textura arborescente y agregados hacia el centro de tubos de descarga (luz reflejada). (d) Imagen SEM-BSE de barita y su espectro EDS. (e) Cristal anhedral de pirita en cuarzo (luz reflejada). (f) Imagen SEM-BSE de cristales de calcopirita y su espectro EDS. (g) Diferentes fases de sílice y texturas del cuarzo en mosaico, microcristalino y plumoso. 112

Figura 4.49 Cuadro paragenético de la mineralización en Mn San Juanico. 113

Figura 4.50 Cuadro paragenético de la mineralización en Mn Punta Mangle. 113

Figura 5.1 Microfotografías que muestran asociaciones de IF representativas de muestras de barita de las vetas de Mapachitos. (a) IF primarias bifásicas (L+V) y (b) Muestra con IF primarias bifásicas, y pseudosecundarias y secundarias monofásicas (L). L = líquido, V = vapor. 116

Figura 5.2 Histogramas de datos microtermométricos de los depósitos de Mapachitos y paleoventilas de la Formación Infierno (a). Histograma de Th (°C). (b) Histograma de salinidad (% en peso de NaCl). 118

Figura 5.3 Gráfico de la temperatura de homogenización (Th °C) versus salinidad (% en peso de NaCl equivalente) para IF en barita. Banda externa de vetas: Map-7-1, IT-3 y IT-4 y centro de veta: Map-7-2, Map-9-4 y Map-10-6, y costra de barita Map-5b. 118

Figura 5.4 Diagrama de curvas de ebullición del agua líquida para soluciones salinas de concentración constante, dadas en % en peso de NaCl eq. El diagrama interior amplía las relaciones entre 90°C y 160°C (Hass, 1971). En el diagrama se ubican las muestras del manantial termal Mapachitos, vetas Los Volcanes (González-Romo 2016) y las Minas: El Gavilán, Guadalupe y Santa Rosa. 119

Figura 5.5 Gráfico de la temperatura de homogenización (Th °C) versus salinidad (% en peso de NaCl equivalente) para IF en vetas de aragonito de Miembro Bahía Concepción de la Formación Infierno. 120

Figura 5.6 Microfotografías mostrando asociaciones de IF representativas de muestras de veta y brecha. (a) Muestra de IF primaria (L+V) en forma de cristal negativo en dolomita (Gav-T-PA). (b) Muestra IF primarias bifásicas (L+V), y pseudosecundarias y secundarias monofásicas (L) en dolomita (Gav-4). (c) Brecha con IF bifásicas con diferente grado de relleno (GavBr). 121

Figura 5.7 Histogramas de datos microtermométricos de la mineralización El Gavilán (a). Histograma de Th (°C). (b) Histograma de salinidad (% en peso de NaCl).	123
Figura 5.8 Gráfico que muestra la temperatura de homogenización (°C) versus salinidad (% en peso de NaCl equivalente) para inclusiones fluidas en vetas y brechas del depósito en Mn El Gavilán. Abreviaciones, temperatura de homogenización = Th.	123
Figura 5.9 Microfotografías de asociaciones de inclusiones fluidas representativas en Guadalupe. (a) Inclusiones bifásicas líquido (L) y vapor (V), con F 60% y monofásicas (L) en barita. (b) Inclusiones alargadas bifásicas con F 80% e inclusiones monofásicas de cristal negativo y alargadas en calcitas. (c) Inclusión bifásica F 70% y monofásicas (L) de cristal negativo en barita.	124
Figura 5.10 Histogramas de datos microtermométricos de la mineralización Guadalupe (a). Histograma de Th (°C). (b) Histograma de salinidad (% en peso de NaCl).	126
Figura 5.11 Gráfico que muestra la temperatura de homogenización (°C) versus salinidad (% en peso de NaCl equivalente) para inclusiones fluidas en vetas y vetas-brechas del depósito en Mn Guadalupe.	126
Figura 5.12 Microfotografías de inclusiones fluidas bifásicas (L+V) en Mina La Azteca. (a) Inclusiones de cristal negativo en barita, (b) Inclusiones elípticas en cuarzo.	127
Figura 5.13 Histogramas de datos microtermométricos de la mineralización La Azteca (a). Histograma de Th (°C). (b) Histograma de salinidad (% en peso de NaCl).	128
Figura 5.14 Gráfico que muestra la temperatura de homogenización (°C) versus salinidad (% en peso de NaCl equivalente) para inclusiones fluidas en vetas y alteración en Mina La Azteca. Nótese la tendencia de los datos y los procesos de mineralización inferidos.	129
Figura 5.15 Microfotografías mostrando asociaciones de IF representativas de muestras de barita de vetas-brecha y brechas. (a) IF primaria (L+V) en formas irregulares y subredondeadas. (b) IF primarias y pseudosecundarias monofásicas (L) en cristales de barita con romanechita (Rm) acicular. (c) IF bifásicas y monofásicas pseudosecundarias en formas subredondeadas. (d) IF primarias pseudosecundarias bifásicas (L+V), con distinto grado de relleno.	130
Figura 5.16 Histogramas de datos microtermométricos de la mineralización Santa Rosa (a). Histograma de Th (°C). (b) Histograma de salinidad (% en peso de NaCl).	131
Figura 5.17 Gráfico que muestra la temperatura de homogenización (°C) versus salinidad (% en peso de NaCl equivalente) para inclusiones fluidas en vetas-brechas y brechas del depósito en Mn Santa Rosa.	131
Figura 5.18 Microfotografías de inclusiones fluidas en San Juanico. (a) Inclusión fluida bifásica (L+V) en carbonato de centro de paleoconducto. (b) Peleoconducto con la asociación de cuarzo (Qz) y ópalo (Op) con inclusiones bifásicas (L+V) en bandas de cuarzo.	132
Figura 5.19 Histogramas de datos microtermométricos de la mineralización San Juanico (a). Histograma de Th (°C). (b) Histograma de salinidad (% en peso de NaCl).	133
Figura 5.20 (a) Gráfico que muestra la temperatura de homogenización (°C) versus salinidad (% en peso de NaCl equivalente) para inclusiones fluidas en vetas. (b) Gráfico de muestras de paleoconductos concéntricos de Th vs salinidad, del depósito en Mn San Juanico. Nótese la tendencia de los datos y los procesos de mineralización inferidos.	134
Figura 5.21 Microfotografías de asociaciones de inclusiones fluidas en cuarzo de Punta Mangle. (a) Inclusiones bifásicas (L+V) y monofásicas. (b) Asociación de inclusiones fluidas pseudosecundarias bifásicas (L+V) y monofásicas.	134

- Figura 5.22** Gráfico que muestra la temperatura de homogenización (°C) versus salinidad (% en peso de NaCl equivalente) para inclusiones fluidas en vetas del depósito en Mn Punta Mangle. Nótese la tendencia de los datos y los procesos de mineralización inferidos. 135
- Figura 6.1** Diagrama para diferenciar fluidos mineralizantes en los depósitos de Mn: agua dulce (AD), ambientes de agua marina somera (AMS), y agua marina (Nicholson, 1992a), para muestras de los manantiales termales y minas de Mn del área de Bahía Concepción. En la parte superior derecha se hace un agrandamiento de los datos en los campos de AD y AMS. 139
- Figura 6.2** Diagrama binario de Al+ Cu+Mo+Pb+V+Zn vs. Co+Ni para diferenciar génesis hidrotermal y supergénica de depósitos de Mn (Nicholson, 1992a), para las muestras de los manantiales termales y los depósitos de Mn de Bahía Concepción. 144
- Figura 6.3** Diagrama Co+Ni+Cu vs. Co/Zn (Toth, 1980) para diferenciar depósitos submarinos de Mn por su origen hidrotermal o hidrogenético. Todas las muestras de los manantiales termales y los depósitos de Mn de Bahía Concepción caen en el campo hidrotermal o alrededor de él. 144
- Figura 6.4** Diagrama ternario (Co+Ni+Cu)×10-Fe-Mn para distinguir los depósitos hidrotermales de los hidrogenéticos y los diagenéticos (Bonatti et al., 1972; Toth, 1980; Crerar et al., 1982). Se puede apreciar que las muestras de los manantiales termales y los depósitos de Mn se proyectan en el campo hidrotermal. 145
- Figura 6.5** Diagrama ternario de Zn-Ni-Co para distinguir depósitos de Mn hidrotermales de hidrogenéticos (Choi y Hariya, 1992). Nótese la extensión sugerida para el campo de depósitos hidrotermales. 145
- Figura 6.6** Diagrama geoquímico de tipologías de yacimientos de Mn. (Nicholson 1992; Gutzmer et al. 2002). Las dubhite son depósito supergénicos a expensas de mineralizaciones de sulfuros (Nicholson 1992). 146
- Figura 6.7** Diagramas Pourbaix de las especies químicas de manganeso y plata en las descargas hidrotermales de los manantiales en Posada Concepción. (a) Sistema Mn-H₂O. (b) Sistema Ag-H₂O-Cl-SO₄. El diagrama fue construido usando una temperatura de descarga de 65 °C, la concentración de plata, sulfato, manganeso, bario, cloruro y bicarbonato tomados del trabajo de Villanueva-Estrada et al. (2012) y las calculadas fueron 10^{-4.67}, 10^{-2.27}, 10^{-0.67}, 10^{-5.60}, 10^{-0.07} y 10^{-2.61} respectivamente. Los campos en gris incidan fases minerales y los campos en blanco indican especies químicas en solución. La estrella indica el pH y el potencial redox del agua de mar local (pH = 8, Eh = +0.3 V). Las líneas discontinuas indican las medidas de intervalos de pH (6.2 – 6.5) a lo largo de los manantiales costeros y la región de precipitación de minerales de manganeso y plata 151
- Figura 6.8** Mediciones geocronológicas para adularias texturalmente diferentes en la alteración propilítica para el depósito de Guadalupe 154
- Figura 6.9** Histograma de valores δ³⁴S (‰) de muestras de los depósitos de barita de Mapachitos y de las mineralizaciones de manganeso y barita. n: número de análisis. (a) Comparativo de resultados con baritas de vetas epitermales y baritas afines a contextos tectónicos de tipo rift (Rye et al., 1988; Paytan et al., 2002). 156
- Figura 6.10** Composición isotópica de sulfatos derivados de ambientes marinos desde hace más de 30 Ma. Los datos provienen de muestreos de baritas en diversas ubicaciones reportadas por Paytan et al. (1998). Nótese la distribución miocénica y 157

- pliocénica-pleistocénicas de los datos de las mineralizaciones en Mapachitos y mineralizaciones de Mn-Ba de las regiones de las bahías Concepción y San Nicolás. **Figura 7.1** Cuadro paragenético generalizado y comparativo de las mineralizaciones en manantiales costeros y en depósitos de Mn. 163
- Figura 7.2** Modelo esquemático para una estructura de tipo veta hidrotermal y su relación espacial con asociaciones minerales y tipologías de alteración. En el modelo se ubican las posiciones de los depósitos de los manantiales termales costeros y los depósitos de manganeso (modificado de Buchanan, 1981). 166
- Figura 7.3** Gráfico de Th (°C) versus salinidad (% en peso de NaCl eq.) con límites de yacimientos tipo (Wilkinson, 2001), con área de datos microtermométricos promedio de las mineralizaciones de los manantiales termales costeros y mineralizaciones de Mn en el área de Bahía Concepción-Bahía San Nicolás-Bahía San Juanico. Se incluyen datos de los depósitos de vetas de Mn en la región de Córdoba, Argentina (Leal, 2002) y de Luis López, EUA (Norman et al., 1983 en Lueth et al., 2004), y de depósitos epitermales de metales preciosos con óxidos de Mn de Cirotan, Indonesia (Leroy et al., 2000), Cavnic, Rumania (Leroy et al., 2000), Orcopampa, (Leroy et al., 2000) y Sando Alcalde, Perú (André-Mayer et al., 2005), y el epitermal de Mn Montaña de Manganeso, San Luis Potosí, México (Madondo, 2017). El área punteada entre 50-200 °C se sugiere para delimitar microtermométricamente a yacimientos de Mn de tipo manantial termal (*hot spring*)-epitermal 172
- Figura 7.4** Modelo de depósito del tipo manantial termal asociado a un ambiente marino somero propuesto para la mineralización de Mn en la zona de Bahía concepción-Bahía San Nicolás-Loreto: El Gavilán, Guadalupe, La Azteca, Santa Rosa, San Juanico, Punta Mangle y manantiales termales de Posada Concepción (PC) y Mapachitos. En rocas volcánicas miocénicas: andesita (And), tobas (Tb) y brechas volcánicas andesíticas (BrVAnd) e indicando el zonamiento mineral, de estructuras y variables de temperatura (T), pH y Eh. 176

Índice de Tablas

Tabla 1 Peso de la muestra en función de la irregularidad del depósito medida con el coeficiente de variación (Febrel 1971).	11
Tabla 4.1 Análisis de EMPA en costras con todorokita (M91-1-1, M91-1-3, M91-2-2, M92-1-2, M92-1-3, M92-1-4, M92-1-5, 12, 13, 14, 2, 8') y romanechita (M91-1-4, 1,6, 8) de precipitados hidrotermales en Mapachitos. Óxidos cuantificados en % en peso. NM: no analizado. Coe: Coeficientes de fórmula estequiométrica calculada (a.p.f.u). El agua se calculó con base en estequiometría, con base en números de O.	79
Tabla 4.2 Análisis de EMPA en depósitos con todorokita (Td) y romanechita (Rm) de precipitados hidrotermales en Posada Concepción y estromatolitos de Mn (SA1, SA2, SA3). Óxidos cuantificados en % en peso. Coe: Coeficientes de fórmula estequiométrica calculada (a.p.f.u). El agua se calculó con base en estequiometría, con base en números de O. La fórmula estructural de la romanechita calculada con base en 10 O y la todorokita calculada con base en 12 O.	81
Tabla 4.3 Análisis de EMPA de acantita y plata nativa. Elementos cuantificados en % en peso, Coeficientes de fórmula estequiométrica calculada (a.p.f.u).	82
Tabla 4.4 Análisis de EMPA en cristales de aleaciones de Au-Pd-Pt en veta de dolomita de Mina El Gavilán.	93
Tabla 4.5 Análisis de EMPA en coronadita y romanechita de Mina El Gavilán. Óxidos cuantificados en % en peso. NM, no analizado. Coeficientes de fórmula estequiométrica calculada (Coe) (a.p.f.u). El agua se calculó con base en estequiometría, con base en 16 O para la coronadita y 10 O para la romanechita. Imini, Marruecos (Perseil y Giovanoli, 1988); Depósito Madjarovo, Bulgaria (Vassileva et al., 2004); y Depósito Vani, Grecia (Liakopoulos et al., 2001)	96
Tabla 4.6. Análisis mediante microsonda electrónica (EMP) en todorokita y romanechita del depósito Guadalupe. Óxidos cuantificados en % en peso. Coeficientes de fórmula estequiométrica calculada (Coe) (a.p.f.u.). El agua se calculó con base en estequiometría, a 12 O para la todorokita y 10 O para la romanechita.	97
Tabla 4.7 Análisis de EMPA de romanechita de Mn del depósito Santa Rosa. Óxidos cuantificados en % en peso. Óxidos no analizados (NA). Coeficientes de fórmula estequiométrica calculada (Coe) (a.p.f.u.). El agua se calculó con base en estequiometría, a 10 O.	106
Tabla 4.8 Análisis de EMPA de romanechita de Mn del depósito San Juanico. Óxidos cuantificados en % en peso. Coeficientes de fórmula estequiométrica calculada (Coe) (a.p.f.u.). El agua se calculó con base en estequiometría, a 10 O.	113
Tabla 5.1 Resumen de datos microtermométricos de inclusiones fluidas primarias en barita de vetas y costra adyacentes a los manantiales termales de Mapachitos. Abreviaciones, n = número de muestras analizadas, Th = temperatura de homogenización, Tfh = temperatura de fusión del hielo, m = valor mínimo, mo = moda, M = valor máximo.	117
Tabla 5.2 Resumen de datos microtermométricos de inclusiones fluidas primarias en aragonita de vetas en paleoventilas de la Formación Infierno.	120

Abreviaciones, n = número de muestras analizadas, Th = temperatura de homogenización, Tfh = temperatura de fusión del hielo, m = valor mínimo, mo = moda, M = valor máximo.

Tabla 5.3 Resumen de datos microtermométricos de inclusiones fluidas en cristales de dolomita, aragonita y cuarzo de El Gavilán. Abreviaciones, n = número de muestras analizadas, Th = temperatura de homogenización, Tfh = temperatura de fusión del hielo, m = valor mínimo, mo = moda, M = valor máximo. 122

Tabla 5.4 Resumen de datos microtermométricos de inclusiones fluidas muestras de la mineralización del depósito Guadalupe. Abreviaciones, n = número de muestras analizadas, Th = temperatura de homogenización, Tfh = temperatura de fusión del hielo, m = valor mínimo, mo = intervalo modal, M = valor máximo. 125

Tabla 5.5 Resumen de datos microtermométricos de inclusiones fluidas muestras de la mineralización de la Mina La Azteca. Abreviaciones, n = número de muestras analizadas, Th = temperatura de homogenización, Tfh = temperatura de fusión del hielo, m = valor mínimo, mo = moda, M = valor máximo. 128

Tabla 5.6 Resumen de datos microtermométricos de inclusiones fluidas muestras de la mineralización de la Mina Santa Rosa. Abreviaciones, n = número de muestras analizadas, Th = temperatura de homogenización, Tfh = temperatura de fusión del hielo, m = valor mínimo, a = promedio, M = valor máximo. 130

Tabla 5.7 Resumen de datos microtermométricos de inclusiones fluidas muestras de la mineralización de San Juanico. Abreviaciones, n = número de muestras analizadas, Th = temperatura de homogenización, Tfh = temperatura de fusión del hielo, m = valor mínimo, mo = moda, M = valor máximo. 133

Tabla 5.8 Resumen de datos microtermométricos de inclusiones fluidas muestras de la mineralización Punta Mangle. Abreviaciones, n = número de muestras analizadas, Th = temperatura de homogenización, Tfh = temperatura de fusión del hielo, m = valor mínimo, mo = moda, M = valor máximo. 135

Tabla 6.1 Análisis de elementos mayores en porcentaje en peso de muestras mineralizadas de los manantiales termales costeros de Mapachitos (claves Map y BCT) y Posada Concepción (claves PC y San). Además de una muestra mineralizada de Guadalupe. Las muestras BCT-4 y BCT-5 provienen del estudio de Canet et al., 2004a. 140

Tabla 6.2 Concentraciones de elementos traza (ppm) en muestras de precipitados de manantiales costeros en Mapachitos y Posada 141

Tabla 6.3 Matriz de coeficiente de correlación de los depósitos de manantiales termales costeros en Mapachitos y Posada Concepción. Los depósitos silícicos se encuentran por debajo de la diagonal y los depósitos de Mn por arriba de la diagonal. 142

Tabla 6.4 Análisis de elementos mayores en porcentaje en peso de muestras de depósitos de Mn (PXC: Pérdida por calcinación). 147

Tabla 6.5 Análisis de elementos traza en ppm de muestras de depósitos de Mn 147

Tabla 6.6 Matriz de coeficiente de correlación de los depósitos de manganeso El Gavilán, Guadalupe, La Azteca, Santa Rosa, San Juanico y Punta Mangle. 150

Tabla 6.7 Edad de K-Ar de biotita del vitrófido riolítico de San Juanico. 152

Tabla 6.8 Resumen de los datos geocronológicos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la mineralización en Mn Guadalupe 153

Tabla 6.9 Datos isotópicos de $\delta^{34}\text{S}$ ‰ en baritas de mineralizaciones activas y fósiles. **154**

Resumen

En la región meridional de la Península de Baja California (México) se encuentran una serie de bahías que corresponden a cuencas tectónica delimitadas por fallas normales de orientación NO-SE. Las cuencas están relacionadas al evento de la apertura del Golfo de California. La región está constituida por rocas volcánicas y piroclásticas calco-alcalinas pertenecientes al Grupo Comondú de edad Oligoceno-Mioceno.

En la región se presentan un conjunto de manifestaciones hidrotermales activas y fósiles localizadas hacia las fallas que limitan a las cuencas en zonas intermareales y continentales. Los manantiales termales costeros tienen emanaciones entre los 40 y 87 °C y se distribuyen en la zona intermareal a lo largo de fisuras y fallas con orientación NO-SE. El alto contenido de Mn, Ba y Si en los depósitos y en fluidos termales de descarga coincide con la existencia de yacimientos de Mn en zonas continentales.

Las manifestaciones termales costeras y los depósitos de Mn se alojan en rocas andesíticas miocénicas del Grupo Comondú y, localmente en rocas sedimentarias (Plioceno). Las estructuras mineralizadas consisten en stockworks, vetas, brechas, pátinas, sinters y estromatolitos.

La asociación mineral de fases de sílice, barita, carbonatos, óxidos de manganeso y sulfuros entre manifestaciones hidrotermales activas y fósiles es comparable. Los óxidos de manganeso presentes y coincidentes en los manantiales y depósitos minerales incluyen todorokita y romanekita. Algunas diferencias entre sus asociaciones minerales comprenden la presencia de acanthita en los depósitos de los manantiales termales y la asociación de coronadita, dolomita y aleaciones de oro, paladio y platino, en la mina El Gavilán. Las texturas observadas principalmente son bandeadas coliformes, zoneada, esferoidal, reemplazamientos y brechoide. En la mina Guadalupe y en los manantiales termales existen estructuras orgánicas estromatolíticas. Las alteraciones hidrotermales observadas en las manifestaciones incluyen alteración argílica en las zonas de manantiales, y argílica y silicificación en los depósitos en sus regiones superficiales a subsuperficiales. Las zonas más profundas en los depósitos de Mn incluyen las alteraciones subpropilítica y propilítica.

Los análisis geoquímicos muestran un enriquecimiento y correlación en los depósitos hidrotermales de los manantiales y de los depósitos con una asociación entre Mn, Si, Ag, As, Ba, Ca, Cu, Mg, Pb, Sb, Sr, Tl, V, W y Zn. Los datos geoquímicos y diagramas discriminativos revelan un fraccionamiento entre Fe y Mn, el carácter hidrotermal de los depósitos y una correlación en los procesos de su formación.

Diagramas Pourbaix para especies de Mn y Ag fueron construidos para las condiciones fisicoquímicas de los manantiales termales costeros. Los diagramas muestran que los minerales de Mn y Ag son estables a baja temperaturas (65°C), y cerca de pH neutro, bajo condiciones ligeramente reductoras a oxidantes.

Los datos microtermométricos de inclusiones fluidas en los depósitos y en el manantial termal revelan dos fluidos mineralizantes principales, con temperaturas de homogenización y salinidades (en % peso equivalente de NaCl) de: (a) 101-146°C y ~3-5 %, y (b) de 109-130°C y ~11-14 %, respectivamente.

La edad del yacimiento de Mn de Guadalupe, en adularia por el método de K-Ar, y relaciones estratigráficas de los otros depósitos de Mn señalan que la mineralización en la región meridional de la Península se emplazo desde finales del Mioceno y hasta el Plioceno, con una prologada actividad hidrotermal que se manifiesta hasta el presente, con una estrecha relación con el proceso de extensivo y de apertura del Golfo de California.

Las similitudes metalogenéticas entre las manifestaciones hidrotermales actuales y las fósiles en Bahía Concepción, hacen suponer una génesis similar en un ambiente de manantial

termal (*hot spring*) en sistema hidrotermal convectivo con dominio extensional para el modelo de los depósitos de Mn en la región.

Abstract

In the southern region of the Baja California Peninsula (Mexico) there are a series of bays that correspond to tectonic basins bounded by normal NW-SE faults. The basins are associated with the opening of the opening event of the Gulf of California. The region is constituted by calco-alkaline volcanic and pyroclastic rocks belonging to the Comondú Group of Oligocene-Miocene age.

In the region there is a suite of active and fossil hydrothermal manifestations located towards the fault-bounded basins in intertidal and continental zones. Coastal thermal springs have emanations between 40 and 87 °C and are distributed in the intertidal zone along fissures and faults with NO-SE orientation. The high content of Mn, Ba and Si in the deposits and in thermal discharge fluids coincides with the existence of Mn deposits in continental zones.

The coastal thermal manifestations and Mn deposits are hosted in andesitic Miocene rocks of the Comondú Group and, locally, in sedimentary rocks (Pliocene). The mineralized structures consist of stockworks, veins, breccias, patinas, sinters and stromatolites.

The mineral association of phases silica, barite, carbonates, manganese oxides and sulfides between active and fossil hydrothermal manifestations is comparable. The manganese oxides present and coinciding in the hot springs and mineral deposits include todorokita and romanekita. Some differences between their mineral associations include the presence of acanthite in the deposits of the hot springs and the association of coronadite, dolomite and gold, palladium and platinum alloys, in the El Gavilán mine. The textures observed are mainly colloform, zoned, spheroidal, replacements and breccia. In the Guadalupe mine and hot springs there are organosedimentary stromatolites. The hydrothermal alterations observed in the manifestations include argillic alteration in the zones of hot springs, and argillic and silicification in the deposits in their superficial to subsuperficial regions. The deepest zones in the Mn deposits include subpropylitic and propylitic alterations.

The geochemical analyzes show an enrichment and correlation in the hydrothermal deposits of the hot springs and of the deposits with an association between Mn, Si, Ag, As, Ba, Ca, Cu, Mg, Pb, Sb, Sr, Tl, V, W and Zn. The geochemical data and discriminative diagrams reveal a fractionation between Fe and Mn, the hydrothermal character of the deposits and a correlation in the processes of their formation.

Pourbaix diagrams for Mn and Ag species were constructed for the physicochemical conditions of the coastal hot springs. These diagrams show that both Mn and Ag minerals are stable at low temperature (65 °C), and near neutral pH, under slightly reducing or oxidizing conditions.

Fluid inclusion microthermometry in the ore deposits and hot springs suggest two main hydrothermal fluids, with homogenization temperatures and salinities (wt. % equivalent NaCl): (a) between 101°-146° C and ~3-5 %, (b) 109-130°C and between ~11-14 %, respectively.

The age of the Mn de Guadalupe deposit, in adularia by the K-Ar method, and stratigraphic relationships of the other Mn deposits indicate that the mineralization in the southern region of the Peninsula was emplaced from the late Miocene to the Pliocene, with a prolonged hydrothermal activity that is evident up to the present, with a close relationship with the process of extensive and opening of the Gulf of California.

The metallogenic similarity between the actives and fossils hydrothermal manifestations in Concepción Bay, suggest a similar genesis related a hot spring in extensional geotectonic context for manganese deposits model in this area.

1. Introducción

1.1 Justificación

El elemento manganeso (Mn) es uno de los metales más abundantes en la corteza y tiene una importancia económica y estratégica relevante debido a sus aplicaciones industriales: siderúrgica, pilas, química, agropecuaria, vidrio y ambiental.

Existen alrededor de 300 especies minerales de Mn, las cuales pertenecen mayoritariamente a la clase mineralógica de los óxidos y a los carbonatos. Sólo una docena de todos los minerales de Mn tienen interés industrial, de entre ellos destacan la pirolusita MnO_2 , nsutita $((Mn^{4+}_{1-x})(Mn^{2+}_x)(O_{2-2x})(OH_{2x}))$, donde $x = 0.06-0.07$), hollandita $(Ba(Mn^{4+}, Mn^{2+})_8O_{16})$ y la romanechita $(Ba, K, Mn^{2+}, Co)_2Mn^{4+}_5O_{10} \times H_2O$ (Burns y Burns, 1979; Post, 1999).

La minería es el tercer sector productivo en México (Ramírez, 2012), con una inversión *record* en el ramo de cerca de 20 mil millones de USD en el sexenio de Felipe Calderón (Rodríguez, 2012). En particular el Mn se ha beneficiado por el impulso que tiene la industria acerera, la diversificación de sus productos y su creciente demanda por países como China y la India.

México, actualmente, es el 9° lugar en producción de Mn a nivel mundial, distinguiéndose el Distrito de Molango en Hidalgo, el yacimiento más grande en producción en Norteamérica (http://www.sgm.gob.mx/SINEMGobMx/produccion_minera.jsp). En México los actuales productores de Mn se encuentran en Hidalgo, San Luis Potosí, Zacatecas, Chihuahua y Coahuila (http://www.sgm.gob.mx/SINEMGobMx/produccion_minera.jsp). Durante la Segunda Guerra Mundial y hasta los años 60's, el Mn tuvo un auge en su explotación siendo los depósitos más relevantes en Baja California Sur (González-Reyna, 1956). Actualmente la producción de Mn se concentra en el Estado de Hidalgo con una producción de 192 66 Ton para el 2005 y un repunte constante en su producción desde el 2010 a la fecha (http://www.sgm.gob.mx/SINEMGobMx/produccion_minera.jsp).

Comprender los procesos de formación de los distintos depósitos de Mn en un contexto geológico (metalogenia) y la generación de modelos de yacimientos ayuda directamente a la mejora de sus procedimientos de exploración y explotación.

Los esquemas conceptuales de yacimientos minerales han ocurrido por la necesidad de mejorar las estrategias de exploración y explotación. Para la formación de un depósito mineral se requiere de una fuente de metales, un modo de transporte (p.e. fluidos hidrotermales) y un sitio de depositación y acumulación (Cox y Singer, 1986). Un sistema de mineralización depende de todos los factores geológicos y geodinámicos, en toda escala, que controlen el inicio, evolución y preservación de la mineralización (Pirajno, 2010).

De esta forma siempre será necesario la generación y actualización de modelos de depósitos.

La propuesta de un modelo de yacimiento de Mn de tipo manantial termal, obtenido a partir del estudio de sistemas hidrotermales activos y fósiles en relación a un contexto extensional ocasionado por la apertura del Golfo de California, abre la oportunidad de aportar nuevo conocimiento a la geología de este tipo de yacimientos en la provincia manganesífera de la parte meridional de la Península de Baja California.

Adicionalmente, el estudio detallado de las asociaciones minerales de óxidos de manganeso aportará información valiosa de los ambientes de tipo manantial termal, escasamente abordado en la literatura científica y técnica (Hewett y Fleisher, 1960; Hewett,

1964; Nicholson, 1992; Crespo y Lunar, 1997; Liakopoulos et al., 2001; Rodríguez Díaz et al., 2010).

Evidenciar a la biomineralización como agente importante en los procesos de formación de yacimientos minerales es un tema recientemente investigado (Tebo et al., 2004, 2005), los ambientes de tipo manantial termal ofrecen un nicho importante para la actividad microbiana y la formación de estromatolitos de óxidos de Mn. Existen pocos trabajos sobre estromatolitos de Mn, particularmente aquellos que se presentan en ambientes marinos, lacustres, cuevas y manantiales termales submarinos y costeros (Al-Hanbali y Holm 2002; Frankel y Bazylinski, 2003; Tebo et al., 2005; Rossi et al., 2010; Polgári et al., 2012) y algunos en depósitos minerales de manantiales termales continentales (Konhauser y Ferris 1996; Akai 2000). El hallazgo y estudio de depósitos recientes (p.e. depósito de *hot spring* de Hokkaido, Japón, Usui y Mita 1995) y fósiles de Mn (p.e. depósito de Úrkút, Hungría, Polgári et al., 2012) donde existe una contribución orgánica importante para la mineralización podrían tener un impacto significativo en diversas áreas de las Ciencias de la Tierra (p.e. geoquímica, geobiología, etc.) y la metalogenia.

Finalmente, en este tipo de yacimientos hidrotermales es concebido experimentalmente para contener metales preciosos del Grupo del Platino (Mountain y Wood 1988; Evstigneeva y Tarkian, 1996). Los modelados de transporte y depósito en condiciones hidrotermales de baja temperatura abren la posibilidad de considerar nuevas pautas en la exploración por elementos del grupo del platino.

1.2 Antecedentes de los depósitos de manganeso: el caso de Bahía Concepción, Baja California Sur

Los depósitos de Mn pueden ser agrupados según su origen en (a) magmáticos, (b) sedimentarios, (c) hidrotermales singenéticos (de tipo sedimentario-exhalativo o SEDEX), (d) hidrotermales epigenéticos, y (e) relacionados a procesos de intemperismo y erosión (Mapes, 1956; Laznicka, 1992; Roy, 1992; Dill, 2010); en México, únicamente se destacan los estudios realizados a depósitos sedimentarios y SEDEX, debido a sus altos volúmenes de producción y reservas (Zantop, 1978; Roy, 1997), por ejemplo Molango en Hidalgo (Okita, 1992) y El Boleo en Baja California Sur (Del Rio-Salas et al., 2008).

Los depósitos hidrotermales epigenéticos generalmente tienen valores de Mn muy altos (mayor a 35% de Mn) y volúmenes pequeños (menores a 2 millones de ton de mena) (Laznicka, 1992; Rodríguez-Díaz, 2010). Dentro de estos depósitos de Mn se distinguen los de ambiente de manantial termal (*hot spring*). Los depósitos de manantial termal se caracterizan por presentar estructuras mineralizadas en vetas, brechas y stockworks, emplazadas en o inmediatamente por debajo de la paleo-superficie terrestre. En sus partes más superficiales, en caso de haberse preservado de la erosión, se pueden presentar sínTERS sílico-calcáreos, terrazas, montículos de descarga, paleoconductos, grietas de desecación y estromatolitos (Roy, 1992; Crespo y Lunar, 1997; Canet et al., 2005a Rodríguez-Díaz, 2010; Anadón et al., 2012). Pocos estudios se tienen respecto a sus características, génesis y afinidad de ambientes tectónicos; sin embargo, se reconoce que estos yacimientos tienen estructuras de relleno de fisuras de óxidos de Mn relacionados a procesos hidrotermales y que se asocian tanto a ambientes de subducción como a contextos extensivos (Glasby, 1988; Roy, 1992; Crespo y Lunar, 1997; Rodríguez-Díaz, 2010; Pirajno, 2010).

Las rocas encajonantes de estos depósitos son típicamente rocas volcánicas y en menor medida sedimentarias (Mapes, 1956). En particular, en el noroeste de México, son mayoritariamente rocas volcánicas continentales de composición intermedia del Oligoceno-Mioceno (Mapes, 1956; González-Reyna, 1956).

Las alteraciones generadas por la mineralización, distintivas de este tipo de depósito, son (Mapes, 1956; González-Reyna, 1956; Rodríguez-Díaz 2010): silicificación, argilización y oxidación. Siendo la oxidación la más próxima a las vetas y la oxidación la más distal (Rodríguez-Díaz 2010).

La asociación mineralógica descrita en los depósitos de tipo manantial termal está caracterizada por óxidos de Mn (ramsdellita, romanechita, hollandita, hausmanita y braunita), fases silíceas (cuarzo y ópalo), carbonatos (calcita, aragonita y dolomita), barita, piritita, caolinita y hematita (Hewett, 1964; Nicholson, 1992). La identificación de fases minerales de Mn requiere del empleo de diversas técnicas tales como minerografía, microscopio electrónico de barrido, microsonda electrónica, difracción de rayos X y espectroscopia Raman, principalmente, debido a que las distintas fases de Mn son semejantes en muchas de sus propiedades macroscópicas (Post, 1999; Vasconcelos, 1999).

Los óxidos de Mn tienen una fuerte capacidad de absorción de especies catiónicas a partir de los fluidos. Esta capacidad de absorción es plasmada en la geoquímica de los óxidos derivados de fluidos: meteóricos, marinos e hidrotermales (Nicholson, 1992; Canet et al., 2008; Rodríguez-Díaz, 2009; Rodríguez-Díaz et al., 2010). La mineralización puede tener como subproductos económicos Au y Ag (Nicholson, 1992) y recientemente se ha identificado la presencia anómala de elementos del grupo del platino (Rodríguez-Díaz, 2009).

El papel de los microorganismos como catalizadores de la precipitación mineral y su relación con la formación de yacimientos ha tomado mayor interés en los últimos años. La biomineralización es un proceso relativamente común, incluso en los sistemas hidrotermales, donde los organismos forman materiales a partir de moléculas bio-orgánicas y sólidos inorgánicos (Frankel y Bazylinski, 2003; Tebo et al., 2005). Existen diversos ambientes en los que la deposición de óxido de Mn puede estar mediada por microorganismos, por ejemplo ambientes lacustres y marinos, sistemas kársticos y manantiales termales (Tebo et al., 2005; Rossi et al., 2010). Los estudios de actividad microbiana y su relación con depósitos de Mn son escasos, siendo abordados únicamente los depósitos sedimentarios de Mn (Polgári et al., 2012) y, menos frecuentemente, los manantiales termales submarinos (Al-Hanbali y Holm, 2002; Reolid et al., 2011).

La Península de Baja California ofrece por sus características geológicas un sitio ideal para el estudio de los depósitos hidrotermales actuales y fósiles de Mn. En la costa de Bahía Concepción, Baja California Sur, existen manantiales termales costeros y continentales con descarga de fluidos a temperaturas entre 40 y 90°C (Prol-Ledesma et al., 2004; Villanueva et al., 2011). Estos manantiales se encuentran en fracturas y fallas de orientación NO-SE (Camprubí et al., 2008). El alto contenido en Mn, Ba y Si en los fluidos y en los depósitos de los manantiales termales coincide con la existencia de yacimientos de en vetas NO-SE de Mn alrededor de la bahía (La Azteca y Guadalupe), en la Península de Concepción (El Gavilán, Pilares, La Trinidad, Santa Teresa), en la Bahía San Nicolás (Santa Rosa), y en la costa norte de Loreto (San Juanico), al sur de Bahía Concepción (Fig. 1).

El primer reporte sobre la existencia de mineralizaciones de Mn en la zona de Bahía Concepción, Baja California Sur, fue realizado en 1892 por el inglés Edward Halse: “*Notes on the occurrence of manganese ore near Mulegé, Baja California, Mexico*” (en Noble, 1950). Trabajos posteriores, a inicios y mediados del siglo pasado describen a las mineralizaciones, estructuras, contenidos de manganeso, mineralogía, niveles de producción y registros de su producción más importante durante la Primera y Segunda Guerras Mundiales, destacando a la mina de El Gavilán por su relevancia económica (Dumble y Grantz, 1910, McQuesten, 1916, Antunez, 1944, Noble, 1950. González-Reyna y Wilson en 1956). A partir de los 90’s se retomó el interés por los depósitos de Mn en Bahía Concepción, debido a su alto contenido en Mn (> 50% de MnO₂), sus contenidos de Ag y su posible relación con subproductos como el Co, por parte del Servicio Geológico Mexicano (el antiguo COREMI), a través de sus informes técnicos para evaluación de los prospectos (Terán-Ortega et al., 1993, Romero-Rojas y Terán-Ortega, 1993, Bustamante-García, 1999).

La caracterización detallada y estudios metalogenéticos iniciales de los algunos depósitos de Mn en los alrededores de la Península de Concepción: El Gavilán y Guadalupe por del Río Salas et al. (2008, 2013) y; Rodríguez-Díaz (2009) y San Nicolás: Santa Rosa por Rodríguez-Díaz et al. (2010) fueron abordados, identificándose las estructuras mineralizadas, asociaciones minerales, texturas, mineralogía de menas de Mn, paragénesis, isotopía y microtermometría de inclusiones fluidas. Cabe mencionar que existen trabajos que explican procesos metalogenéticos de depósitos SEDEX de Mn en Santa Rosalía (El Boleo), al norte de la zona de estudio, utilizando geoquímica, relaciones isotópicas de Pb y Sr, y dataciones radiométricas K-Ar (del Río Salas et al., 2008; Conly et al., 2011), y estudios en otras partes del mundo de depósitos de Mn hidrotermales por ejemplo en la región oeste de E.U.A. (Hewett, 1964) y en Vani Grecia (Liakopoulos et al., 2001); dicha información será valiosa para poder hacer comparaciones metalogenéticas entre mineralizaciones de Mn.

Además, se han realizado trabajos sobre el sistema geotérmico y su potencial energético que representa Bahía Concepción, entre los que destaca el publicado por Lira-Herrera (1983), López (1984), Quijano (1985), Casarrubias-Unzueta y Gómez-López, en 1994, Tello, 1994 y Casarrubias-Unzueta (1997a y 1997b), Prol-Ledesma et al., 2004, Villanueva-Estrada et al., 2011 y Leal-Acosta y Prol-Ledesma, 2016, de la caracterización de los precipitados hidrotermales ricos en Mn, Ba y Hg en la región de Mapachitos (Canet et al., 2005) y de anomalías de As en las descargas termales de Mapachitos y Posada Concepción (Villanueva-Estrada et al., 2013) y su connotación ambiental (Leal-Acosta et al., 2012, 2013).

Finalmente, los trabajos más recientes evidencian la presencia de estructuras orgánicas y microorganismos extremófilos, y su conexión con la actividad termal (López-Cortés et al., 2001, Canet et al., 2005b).

1.3 Motivos de la Propuesta

La elección de este tema ha sido motivada por varios aspectos, entre los que pueden citarse:

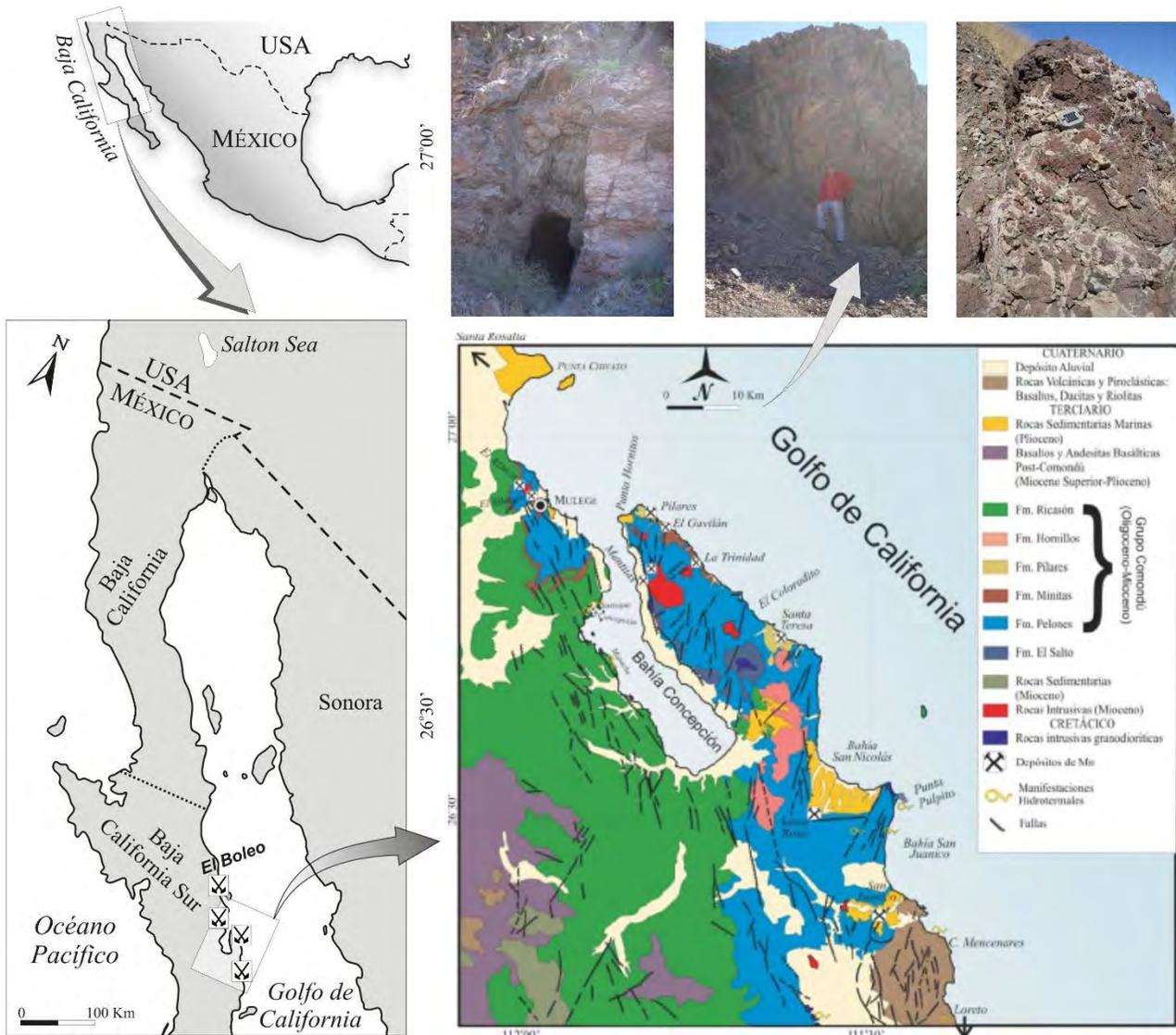


Figura 1.1 Ubicación de las mineralizaciones de Mn en la Península de Baja California y mapa geológico de la región de Bahía Concepción-Bahía San Nicolás-Bahía San Juanico.

a) Generación de mayor información relacionada a mineralizaciones hidrotermales de baja temperatura, tomando en cuenta la escasez de trabajos de investigación sobre depósitos hidrotermales de Mn, en especial aquellos depositados en el ambiente manantal termal (*hot spring*), bajo regímenes tectónicos extensionales. En México, a pesar de que existen numerosos yacimientos de Mn hidrotermales (epigenéticos y SEDEX), que han contribuido de manera relevante en la producción nacional de Mn, no se tienen trabajos relacionados a su génesis.

b) Relevancia científica de estudiar en una misma región sistemas hidrotermales activos y fósiles de Mn, que ayude mediante información de sus características geológicas, mineralógicas y geoquímicas a identificar los procesos de su génesis y relación metalogénica.

c) Proponer un modelo de mineralización que permita un avance importante en el entendimiento del origen y exploración de yacimientos hidrotermales de Mn.

d) Interés de aplicar conocimientos, técnicas especializadas (DRX, EMPA y dataciones absolutas K-Ar como roca total en menas de Mn) e implementar metodologías para materiales geológicos poco convencionales como son los óxidos de Mn y fases minerales asociadas.

e) Evidenciar la evolución de los depósitos a través de las características de los fluidos hidrotermales (microtermometría de inclusiones fluidas), el aporte de los metales y procesos involucrados (geoquímica isotópica), que distingan a este tipo de mineralizaciones.

f) Contribuir al estudio de metales preciosos (Ag, Au y del grupo del platino) en ambientes geológicos de baja temperatura, hasta el momento poco abordado (Mountain y Wood 1988; Olivo y Gibbs 2003; Evstigneeva y Tarkian, 1996) y evidenciados en los depósitos de Mn de Península de Concepción. Los EGP se relacionan principalmente a ambientes magmáticos (Proenza et al., 2005; Gervilla et al., 2005) y únicamente de forma experimental en condiciones hidrotermales se han depositado Pt y Pd (Mountain y Wood 1988; Evstigneeva y Tarkian, 1996).

g) Denotar como rasgo distintivo en las mineralizaciones de Mn de Bahía Concepción y San Juanico la presencia de estromatolitos y estructuras orgánicas, evidenciando la posibilidad de un proceso de biomineralización en condiciones extremas (alta temperatura) en el sistema hidrotermal.

1.4 Planteamiento del Problema

En general, los avances en el conocimiento de la metalogena de México son recientes y significativos, sin embargo existen provincias metalogenéticas que carecen de estudios científicos o aún se encuentran en un incipiente estado de desarrollo.

En particular la evolución geológica de la Península de Baja California es compleja y guarda, principalmente en su actual configuración, una estrecha relación con el magmatismo Oligocénico–Miocénico de tipo arco y un ambiente distensivo vinculado con la evolución de la apertura del Golfo de California. Este contexto geológico ha influido en la distribución espacial y temporal de los yacimientos de metales base tipo SEDEX o Sulfuros Masivos Vulcanogénicos (VMS), en especial en las cuencas tectónicas con dispersión relacionadas a procesos de generación de piso oceánico, p.e., las ventilas hidrotermales submarinas de Guaymas (Campbell y Gieskes, 1984; von Damm et al., 1985; Campbell et al., 1988) y de yacimientos epigenéticos de Mn en cuencas tectónicas extensivas continentales, p.e., en la región meridional de la península; no obstante esta relación ha sido poco abordada (Camprubí et al., 2008; Rodríguez-Díaz et al., 2010). Por ello, es imperante realizar una investigación que aborde la siguiente interrogante, cuáles fueron los procesos geológicos que impulsaron la formación de yacimientos minerales de Mn en las regiones de Bahía Concepción, San Nicolás, San Juanico y Loreto, y sistemas hidrotermales activos, que puedan ser exhibidos a través de un modelo de mineralización dentro de un marco metalogenético regional que puedan brindar la oportunidad de generar una perspectiva importante en la exploración de estos depósitos en la Península de Baja California.

1.5 Hipótesis de trabajo

Si el ambiente tectónico regional y el contexto geológico local (litologías) han jugado un papel principal en la formación de yacimientos de Mn en la parte meridional de

la Península de Baja California, entonces los estudios de las estructuras mineralizadas, rocas encajonantes favorables, asociaciones minerales, texturas, paragénesis, geoquímica mineral, geoquímica de precipitados, características de los fluidos mineralizantes, el reconocimiento de rasgos de biomineralización y la obtención de edades de las mineralizaciones podrán generar un modelo de mineralización que identifique el grado de afinidad entre los depósitos y su relación con la historia geológica de la región.

1.6 Objetivo

La presente propuesta de investigación tiene como objetivo general:

Establecer un modelo genético de los depósitos de Mn de la zona meridional de Península de Baja California, mediante un enfoque multidisciplinario que englobe aspectos geológicos, texturales, mineralógicos, petrológicos, geoquímicos, isotópicos, geocronológicos y tectónicos, que logre un avance importante en la comprensión de la formación de yacimientos hidrotermales de baja temperatura (en general) y la metalogenia (regional), que repercuta como guía de exploración.

Los objetivos específicos para cumplir con el objetivo general son:

- Caracterización de las estructuras mineralizadas, unidades geológicas adyacentes a las mineralizaciones y reconocimiento de alteraciones hidrotermales mediante una cartografía de los distintos depósitos de la cuenca de Concepción, San Nicolás y San Juanico.
- Reconocer las asociaciones minerales y texturas, en especial identificar la mineralogía de los óxidos de Mn y minerales de metales preciosos, para establecer la secuencia paragenética en cada mineralización para su posible correlación.
- Identificar y caracterizar los rasgos de biomineralización (estructuras orgánicas y estromatolitos) en los depósitos de Mn (El Gavilán, Guadalupe y San Juanico). Deducir las implicaciones mineralogenéticas y ambientales de dichos procesos de biomineralización.
- Caracterizar e identificar los procesos evolutivos de los fluidos mineralizantes en los depósitos mediante microtermometría de inclusiones fluidas.
- Reconocer los patrones isotópicos de S en la barita para determinar la fuente o procesos de depositación.
- Acorde a la asociación mineral de los depósitos y según sus características, obtener edades de las mineralizaciones mediante el método K-Ar para ubicar en espacio y tiempo a los depósitos, con su respectiva correlación con los eventos geodinámicos (proceso de apertura del Golfo de California) de la región.
- Establecer el esquema geológico y tectónico que clarifique la existencia de la mineralización de Mn en las cuencas tectónicas de Concepción, San Nicolás y San Juanico.

1.7 Metas del trabajo

El trabajo de investigación presentará los siguientes productos:

- Cartografía regional y local que evidencie rasgos tectónicos y estructurales, rocas encajonantes, estructuras mineralizadas y manifestaciones termales activas.

- Muestreo de las zonas mineralizadas que incluya unidades litológicas, rocas encajonantes, mineralización, alteración y estromatolitos asociadas a los depósitos hidrotermales.
- Identificación de asociaciones minerales de mena, alteración y de metales preciosos, y reconocimiento de sus relaciones texturales
- Reconocimiento de asociaciones minerales y texturas de estructuras orgánicas.
- Obtención de datos microtermométricos de inclusiones fluidas de todas las minas y manifestaciones termales activas, para identificar las características de los fluidos mineralizantes y los procesos involucrados en la depositación.
- Identificar las firmas geoquímicas de las mineralizaciones.
- Proponer un modelo de yacimiento integrador que sirva de base para la exploración y explotación de estos depósitos en la región meridional de la Península de Baja California y pueda ser usado en otras zonas mineras análogas y en un contexto geológico-tectónico similar.

1.8 Localización de la zona de estudio

Bahía Concepción se ubica en la costa oeste del Mar de Cortés, en la Península de Baja California. La región denominada Bahía Concepción se ubica en la parte meridional de Península de Baja California e incluye un área que comprende desde la población de Mulegé, al norte, y Loreto, al sur. Esta región incluye a tres bahías: (a) Concepción, (b) San Nicolás y (c) San Juanico (Fig. 1.2).

La región de Bahía Concepción está ubicada dentro de la provincia fisiográfica de la Península de Baja California, que se extiende desde el sur de California, EUA, hasta la región de San José del Cabo, Baja California Sur, México. Esta provincia se divide en subprovincias, que de norte a sur son: (a) Sierras del Norte de Baja California, (b) Sierra de la Giganta, (c) Desierto de San Sebastián Vizcaíno, (d) Llanos de la Magdalena y del Cabo.

La región de estudio se localiza dentro de la subprovincia de la Sierra de la Giganta (Bustamante-García, 1999), que se extiende desde el sureste de la Sierra de la Libertad, en el vecino estado de Baja California Norte, hasta el sureste de La Paz, Baja California Sur, cubriendo una superficie de 30,785.36 km² (Fig. 1.3). Esta subprovincia es representada por un sistema montañoso de orientación noroeste-sureste, que forma parte de la Cordillera Peninsular y cuyo relieve conforma sierras altas con mesetas basálticas surcadas por cañadas.

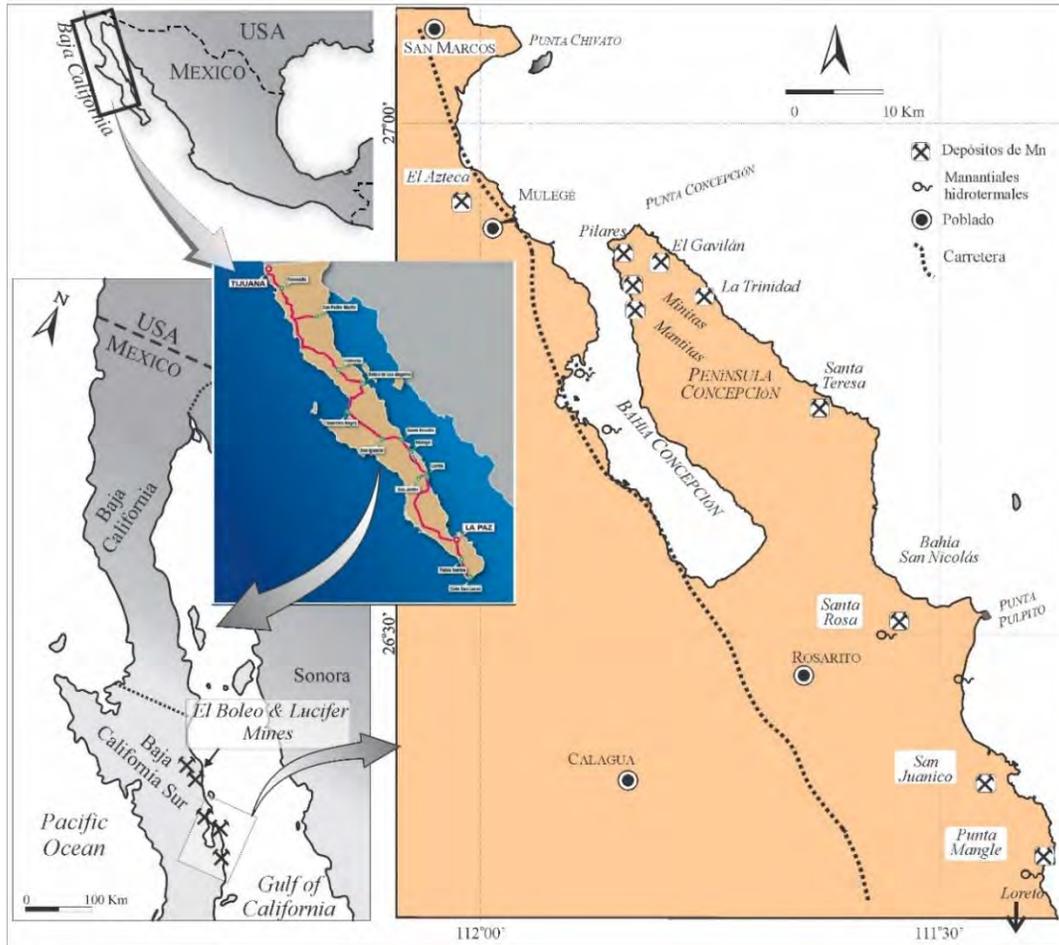


Figura 1.2 Ubicación y acceso terrestre de la zona mineralizada en Mn en el sector meridional de la Península de Baja California.

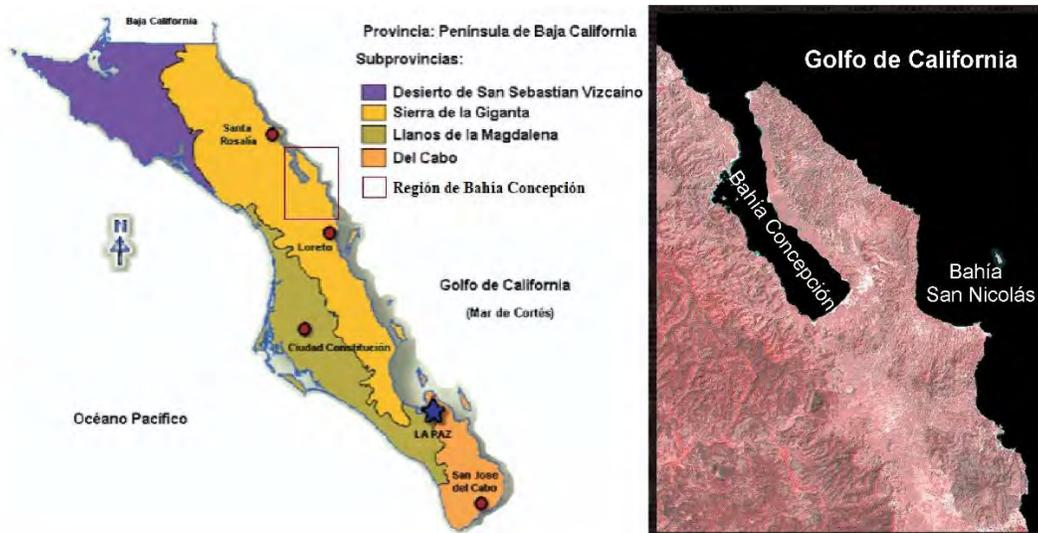


Figura 1.3 Fisiografía. (a) Subprovincias fisiográficas de Baja California Sur (Modificada de Bustamante-García, 1999) (b) Rasgos orográficos de la región de Bahía Concepción.

2. Metodología

Los procedimientos y técnicas que se utilizaron para la caracterización de las muestras del área mineralizada en Mn en Bahía Concepción incluyen metodologías convencionales de técnicas descriptivas y determinativas mineralógicas, geoquímicas y geoquímicas isotópicas. Adicionalmente se generó una propuesta para la caracterización de alteraciones hidrotermales, el protocolo incluye la técnica de espectroscopía de infrarrojo cercano, recientemente aplicada en el estudio de sistemas hidrotermales (e.g. Chang y Yang, 2012; Harraden et al., 2013; Canet et al., 2015). Durante el desarrollo de la presente propuesta se realizó un protocolo para el estudio de asociaciones minerales de mena y alteración en sistemas hidrotermales activos (geotermia) y fósiles (mineralizaciones), en un manual en proceso de edición por el Instituto de Geofísica (Rodríguez-Díaz, *en proceso de impresión*).

2.1 Muestreo

La campaña de muestreo fue diseñada con base en un mapa geológico preliminar y antecedentes bibliográficos. Para la visita a campo y recolección de muestras, se examinaron las cartas topográficas (INEGI) a escala 1:50,000: G-12 A-46, G-12 A-56, G-12 A-57, G-12 A-66, G-12 A-67, G-12 A-68, G-12 A-77, y G-12 A-78, y las fotografías aéreas a escala 1:75,000 correspondientes al área G12-5, líneas L49, L50, L51 y L52. Con ello se elaboró un mapa fotogeológico, para la planeación de la visita a campo. Se realizaron 3 salidas de campo de 10 días cada una.

Adicionalmente se hizo percepción remota para la identificación de zonas con alteración, especialmente en la región sur de la región de Bahía Concepción: Cuenca de San Nicolás y Cuenca de Loreto, debido a la carencia de información bibliográfica sobre las zonas mineralizadas.

El trabajo de campo en la región de Bahía Concepción consistió en realizar caminamientos geológicos para la descripción, delimitación y caracterización de las unidades geológicas, toma de datos estructurales y muestreo detallado de los depósitos de Mn (El Gavilán, Guadalupe, La Azteca, Santa Rosa y San Juanico) y de las rocas volcánicas asociadas y aquellas estructuras volcánicas recientes, así como de las manifestaciones termales en la bahía (Ensenada Mapache y Posada Concepción).

Se recolectaron 150 muestras en total, representativas de las diferentes unidades litológicas, estructuras mineralizadas, roca caja, y precipitados actuales hidrotermales. Las muestras presentan una nomenclatura acorde a las letras iniciales o representativas de la zona en que fueron recolectadas.

El diseño de una campaña de muestreo tuvo en cuenta los criterios recomendados por Orche (2001): (a) método de muestro aleatorio con criterio geológico, (b) extracción de muestras, (c) tamaño de las muestras, (d) red de muestreo o número de muestras a tomar. Los métodos de muestreo usados fueron por puntos (*point* o *lump samplig* y *pit* o *chip sampling*) y lineal

El peso mínimo a tomar, en especial para aquellas presumiblemente para geoquímica de roca total, fue determinado por el método de coeficiente de variación que consiste en calcular el peso aproximado de muestra en función de coeficientes de variación, definido para un colectivo de muestras de un mineral como la relación entre la desviación típica y la media aritmética por ejemplo de las leyes de dicho mineral, es decir (Orche, 2001):

$$V = \frac{100 (S)}{\bar{X}}$$

Siendo:

$$S^2 = \frac{\sum(X_i - \bar{X})^2}{n-1}$$

n: es el número de muestras

En la siguiente tabla se proporcionan los pesos de las muestras en función del coeficiente de variación para diversos tipos de yacimientos (Tabla 2.1).

Tabla 1. Peso de la muestra en función de la irregularidad del depósito medida con el coeficiente de variación (Febrel 1971).

DISTRIBUCIÓN DEL MINERAL EN EL DEPOSITO	COEFICIENTE DE VARIACIÓN (%)	PESO DE LA MUESTRA (kg)
Muy regular	Hasta 20	0,6 - 0,8
Regular	20 - 40	1,8 - 2,4
Irregular	40 - 80	3,6 - 4,8
Muy irregular	80 - 150	5,4 - 7,2
Extraordinariamente irregular	Más de 150	7,2 - 9,6

La aplicación de este método presupone que ha habido una campaña de muestreo preliminar (e.g. Rodríguez-Díaz et al., 2010) a partir de la cual se han podido determinar un cierto número de leyes y parámetros estadísticos para poder aplicar el método y hacer una exploración más detallada. En general, se determinó un muestreo regular con muestras de peso alrededor de 1.5-2 kg.

Adicionalmente hay que tener presente que algunas de las muestras seleccionadas para estudios de laboratorio deben tener un tratamiento previo o *in situ*, entre los que se tiene al triturado, cribado y pulverizado, mezcla y cuarteo, secado y tratamiento con ácidos. Las muestras de alteración hidrotermal fueron descostradas y concentradas *in situ* para evitar cualquier contaminación.

2.1.1 Percepción Remota

La percepción remota es un método que se vale de hacer inferencias a partir de imágenes tomadas por sensores a distancia, utilizando la radiación electromagnética reflejada y emitida por la superficie terrestre (Campbell & Wynne, 2011). Los elementos básicos que hacen posible la percepción remota son: (a) fuente de energía, (b) cobertura terrestre, (c) sensores y plataformas, (d) sistemas de recepción y (e) usuario final (Fig. 2.1). La instrumentación actúa como un sistema cuya función es captar la energía procedente de la superficie terrestre, codificarla y enviarla a un sistema de recepción.

La percepción remota es una herramienta muy valiosa para la exploración minera y geotérmica, en particular por su aplicación en la identificación de filosilicatos. Esta metodología se sustenta en la obtención de información a través de la respuesta debida a la interacción de los materiales con la radiación electromagnética (Mauger et al., 2007 y el sitio web <http://www.gds.aster.ersdac.or.jp> consultado enero de 2008). Cuando la radiación electromagnética interactúa con diversos cuerpos, éstos la reflejan, absorben o transmiten. La variación relativa de la energía reflejada o emitida en función de la longitud de onda constituye lo que se denomina firma espectral (Sobrino et al., 2000).

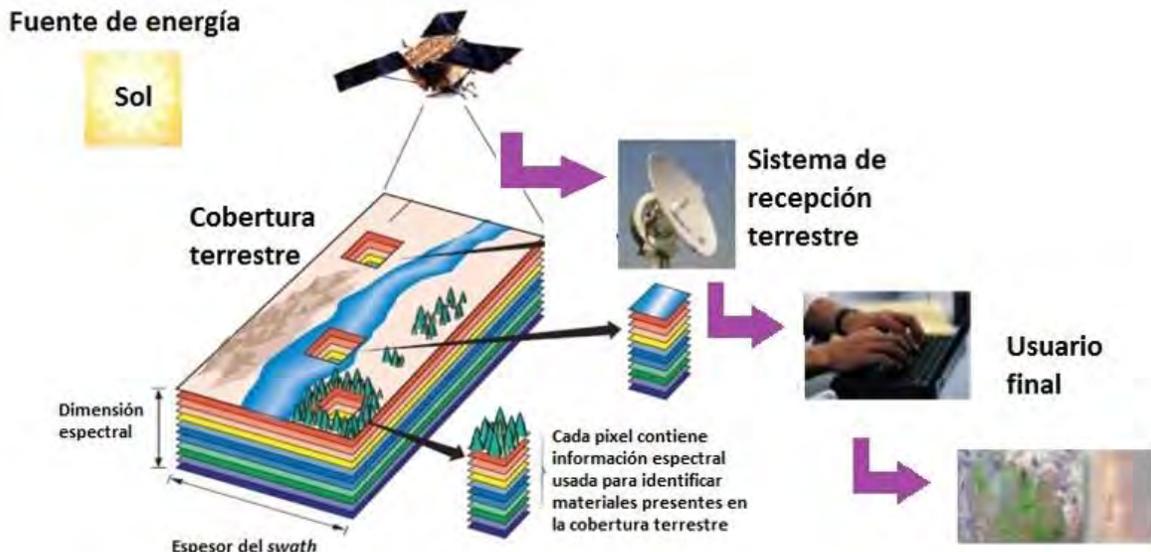


Figura 2.1 Elementos de la percepción remota (Tomado de Shaw y Burke. 2003).

Las características de la reflectancia espectral de rocas y minerales en la región de longitud de onda visible al infrarrojo térmico se conocen de campo y de laboratorio, mediante el registro de datos con un espectrofotómetro. También la detección de la reflectancia espectral se obtiene a partir de aeronaves y satélites. Las características espectrales de rocas alteradas son una función de los procesos electrónicos y vibratoriales que implican Fe y el grupo OH, respectivamente. Cada muestra despliega una curva con pendientes características y las bandas de absorción específicas que son diagnósticas para la identificación de los materiales en la superficie. Las características espectrales son debidas a los procesos de vibración, absorbancia y reflectancia (Clark et al., 2007)

Los satélites que proporcionan información para percepción remota de georecursos son: GeoEye, Digital Globe, Spot Image y EROS (*Earth Resources Observation Satellites*) y Landsat (Pirajno, 2012). Las principales tecnologías de obtención de imágenes incluyen sensores multispectrales, hiperspectrales, pancromáticos, tecnología LIDAR (*Light Detection And Ranging*) y ASTER (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometers*). Con estas tecnologías se obtienen imágenes en diferentes frecuencias del espectro electromagnético que combinadas entre sí, resaltan los diversos rasgos superficiales, como pueden ser fallas, lineamientos, zonas de alteración hidrotermal. Con esta información se pueden elaborar mapas geológicos que sirvan de apoyo a la exploración sobre el terreno. En particular la tecnología ASTER es útil para realizar mapeos de temperatura y reflectancia (Pirajno, 2012). En algunas zonas se ha utilizado la tecnología hiperspectral (cobertura de un rango del espectro electromagnético con un número grande de bandas discretas) para detectar variaciones en la cobertura vegetal que pudieran relacionarse con sitios de descarga de gases de origen hidrotermal (Gupta, 1991).

ASTER es un radiómetro multispectral que cubre las regiones del infrarrojo VNIR (*visible and near-infrared wavelength*), SWIR (*short wave-infrared-wavelength*) y TIR (*thermal-infrared-wavelength*) con 14 bandas que van de los 15 a los 90 m de resolución espacial. Así mismo, tiene un área de cobertura (*Swath*) de 60 x 60 km. La tecnología ASTER recopila datos de mediciones de la radiación reflejada en 14 bandas, para la región del espectro visible y de infrarrojo cercano (VNIR), 1 a 3, de 0.52 a 0.86 micrómetros (μm), para

el infrarrojo de onda corta (SWIR), de 4 a 9, en la región de 1.6 a 2.43 (μm) y para la región del infrarrojo térmico (TIR), bandas de 10 a 14, de 8.125 a 11.65 (μm), con resoluciones de 15 m, 30 m y 90 m respectivamente (Gupta, 1991; Fujisada, 1995). Los datos multispectrales ASTER se pueden utilizar en una variedad de programas para mapas geológicos.

Debido a las características mencionadas, los datos procedentes del sensor ASTER son útiles para estudios geológicos y particularmente para la realización de la presente tesis, ya que los rasgos espectrales característicos de los minerales producto de alteración hidrotermal se encuentran en la región del espectro electromagnético donde el sensor ASTER tiene una mayor cobertura de bandas respecto a otros sensores, por ejemplo, Landsat (Fig. 2.2).

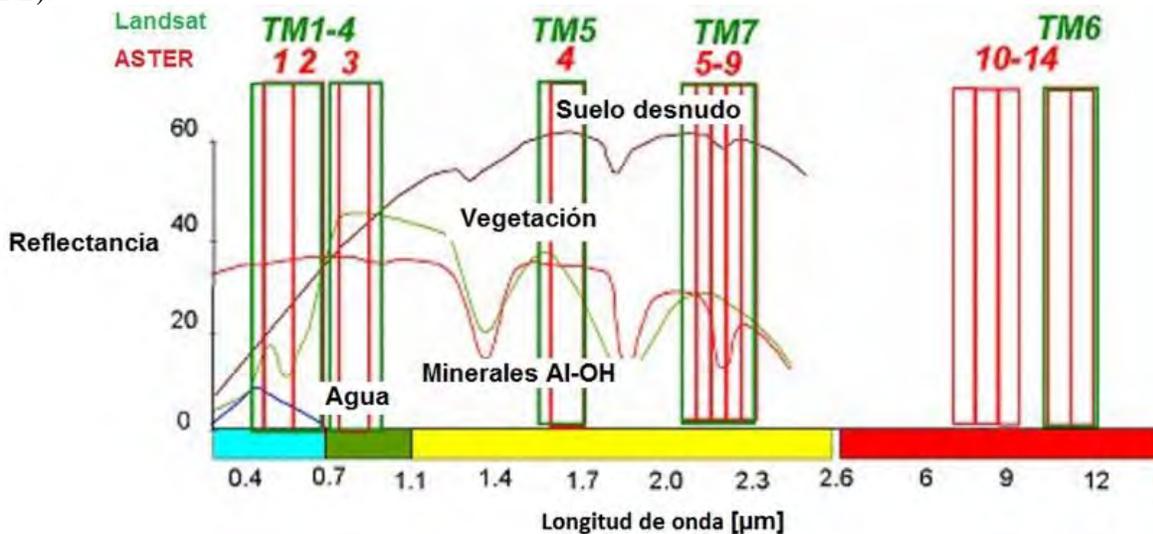


Figura 2.2 Comparación entre la distribución de bandas de los sensores ASTER y Landsat respecto al espectro electromagnético (Tomado de Kalinowski y Oliver, 2004).

Los depósitos hidrotermales y sistemas geotérmicos están relacionados a zonas de alteración mineral, donde la alteración contiene por lo menos un mineral que exhibe características de absorción espectral de diagnóstico en el VNIR a través de la SWIR y (o) las regiones del infrarrojo térmico TIR (Rowan y Mars, 2003). Las alteraciones hidrotermales se pueden identificar con base: (1) tipo y patrón de minerales asociados con la alteración y (2) la roca asociada al yacimiento o zona geotérmica denotada por mapas (Mars y Rowan, 2006). Los resultados derivados del procesamiento de imágenes pueden ser plasmados en plataformas de sistemas de información geográfica u otros programas para la realización de mapas de alteración que sustenten la prospección de zonas mineras o sistemas geotérmicos.

En las bandas SWIR, minerales, útiles en minería y geotermia, que pueden ser identificados son (Pirajno, 2012):

- Alunita-pirofilita: Significativos en la exploración de minerales o zonas termales de descarga termal ácida porque pueden definir las áreas de alteración argílica avanzada. Landsat TM no puede discriminar estos minerales.
- Minerales del grupo del caolín: Relevantes en la búsqueda de minerales o zonas de descarga termal ácida, debido que son útiles para definir zonas de alteración argílica en la cartografía de regiones con actividad hidrotermal fósil o activa.

- Asociación illita-esmectita-moscovita: Minerales comunes en sistemas hidrotermales en zonas adyacentes de descargas principales y alteraciones de tipo argílica o sericítica.
- Minerales del grupo Mg-OH y carbonatos: Componentes principales de la carbonatación y depósitos hidrotermales a partir de fluidos alcalinos ricos en el ion carbonato. Landsat TM no puede discriminar estos minerales.

En el análisis de percepción remota se utilizaron los programas ENVI Classic e Idrisi Selva para el procesamiento de las imágenes. Las imágenes multispectrales fueron adquiridas con el sensor ASTER de nivel L1T (*Advanced Spaceborne Thermal Emission and Reflection Radiometer Level 1 Precision Terrain Corrected*), que incluyen la corrección radiométrica y geométrica, además de incorporar una rotación al norte y una corrección por el fenómeno de Crosstalk (AST_L1T Product User's Guide, 2015; Meyer et al, 2015). La descarga de imágenes fue del sitio web Earth Explorer de la USGS.

Las imágenes a procesar se adquirieron el 10 de marzo de 2008, alrededor de las 18 horas. Con base en los objetivos del presente trabajo, sólo se utilizaron las primeras 9 bandas correspondientes a la región del visible y del infrarrojo de onda corta (VNIR-SWIR). La parte del infrarrojo térmico, no se usó porque no resulta útil para nuestros fines. A las imágenes se les aplicaron los procesos que señala el flujo de trabajo de la Figura 2.3.

La información resultante fue sobreimpuesta para su mejor interpretación en una imagen de *Google Earth*. Especialmente se trabajó en la región sur de la zona de estudio en las regiones mineralizadas de Santa Rosa y San Juanico (Fig. 2.4). Los minerales buscados por percepción remota incluyen caolinita, illita-esmectita y montmorillonita, de las tipologías de alteración hidrotermal: argílica intermedia y argílica (e.g. Browne, 1989; Reyes, 1990).

2.1.2 ¿Cómo caracterizar a una alteración?

Los términos usados para describir y clasificar una alteración pueden expresarse en función de:

- Reconocimientos de las asociaciones minerales
- Cambios químicos (Intensidad)

La intensidad puede definirse en términos como: débil, moderada, intensa, fuerte extensiva, pervasiva y no pervasiva (Fig. 2.5). Ellos refieren al estado de conservación o preservación de la roca original y que tanto han avanzado los procesos de alteración a escala mineral, local y regional.

Los principales estilos de alteración son pervasivos, selectivamente pervasivos y no pervasivos (Thompson y Thompson, 1996). La alteración pervasiva se caracteriza por el reemplazamiento o sustitución de la mayor parte de los minerales originales. La alteración selectivamente pervasiva se refiere específicamente al reemplazamiento de ciertos minerales, donde las texturas originales se preservan.

La alteración no pervasiva hace alusión a la alteración confinada a cierta distancia de la estructura mineralizada, que no ha afectado de manera considerable a la roca encajonante, sólo a un pequeño sector adyacente a la estructura como vetas, mantos, etc.

2.2 Técnicas mineralógicas descriptivas y determinativas

En este apartado se describen las técnicas que se han empleado para la identificación y caracterización de las asociaciones minerales y texturas, su análisis cualitativo y cuantitativo, siguiendo el protocolo sugerido por Rodríguez-Díaz (*en proceso*, Fig. 2.5).

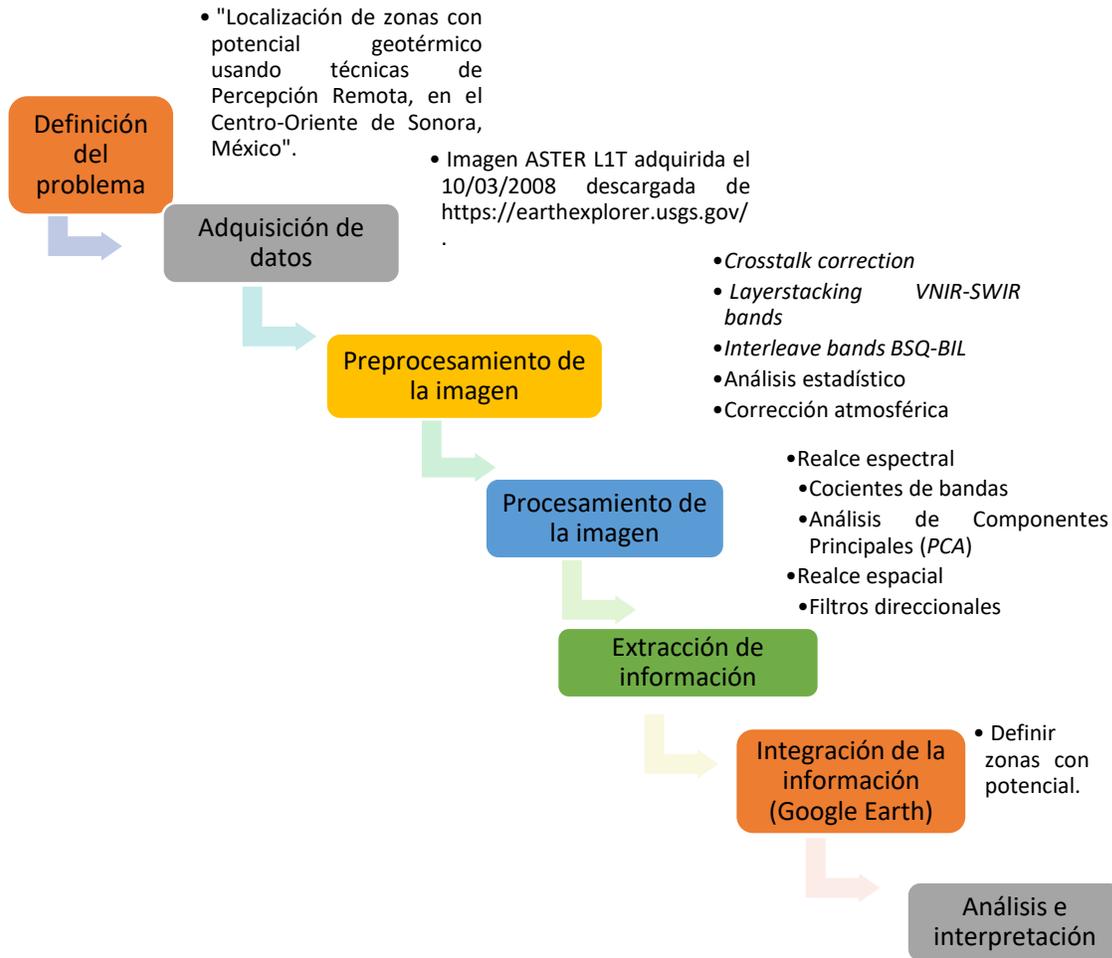


Figura 2.3 Protocolo realizado para el análisis de percepción remota de la zona de estudio.

Para la consecución de los objetivos planteados se han seleccionado muestras procedentes de trabajos anteriores de las regiones mineralizadas de El Gavilán, Guadalupe y Santa Rosa (Rodríguez-Díaz, 2009; Rodríguez-Díaz et al., 2010). Así mismo, se han tomado nuevas muestras de las zonas mineralizadas (La Azteca, Punta Mangle y San Juanico).

2.2.1 Petrografía

La identificación mineral, en especial los óxidos de Mn, y texturas se llevaron a cabo por medio de la microscopía óptica de luz reflejada y transmitida (Craig y Vaughan, 1994). El estudio de microscopía óptica se hizo con un microscopio Zeiss modelo Axiolab ubicado en el Laboratorio de Petrografía y Microtermometría de Inclusiones Fluidas del Departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica, UNAM. Se tomaron fotomicrografías de las asociaciones minerales presentes mediante un analizador de imágenes Carl Zeiss Axiocam Emulation, con software AxioVision 3.1 en la UNAM. La contabilización modal (porcentaje volumétrico) de cada fase mineral presente se realizó por medio de tablas de estimación visual. Se compararon las observaciones texturales de las

muestras para deducir la secuencia paragenética de la mineralización. A través de imágenes de microscopio electrónico de barrido se han complementado las observaciones texturales y mineralógicas de las muestras. Cabe señalar que, debido a la complejidad que representa la semejanza entre las propiedades de los distintos minerales de óxidos de Mn presentes en la mayoría de las muestras, hubo que valerse de otras técnicas para la identificación de minerales de Mn no identificados por minerografía (DRX, SEM, EMPA). Así mismo, para la identificación de minerales de alteración, arcillas principalmente (SWIR y DRX).

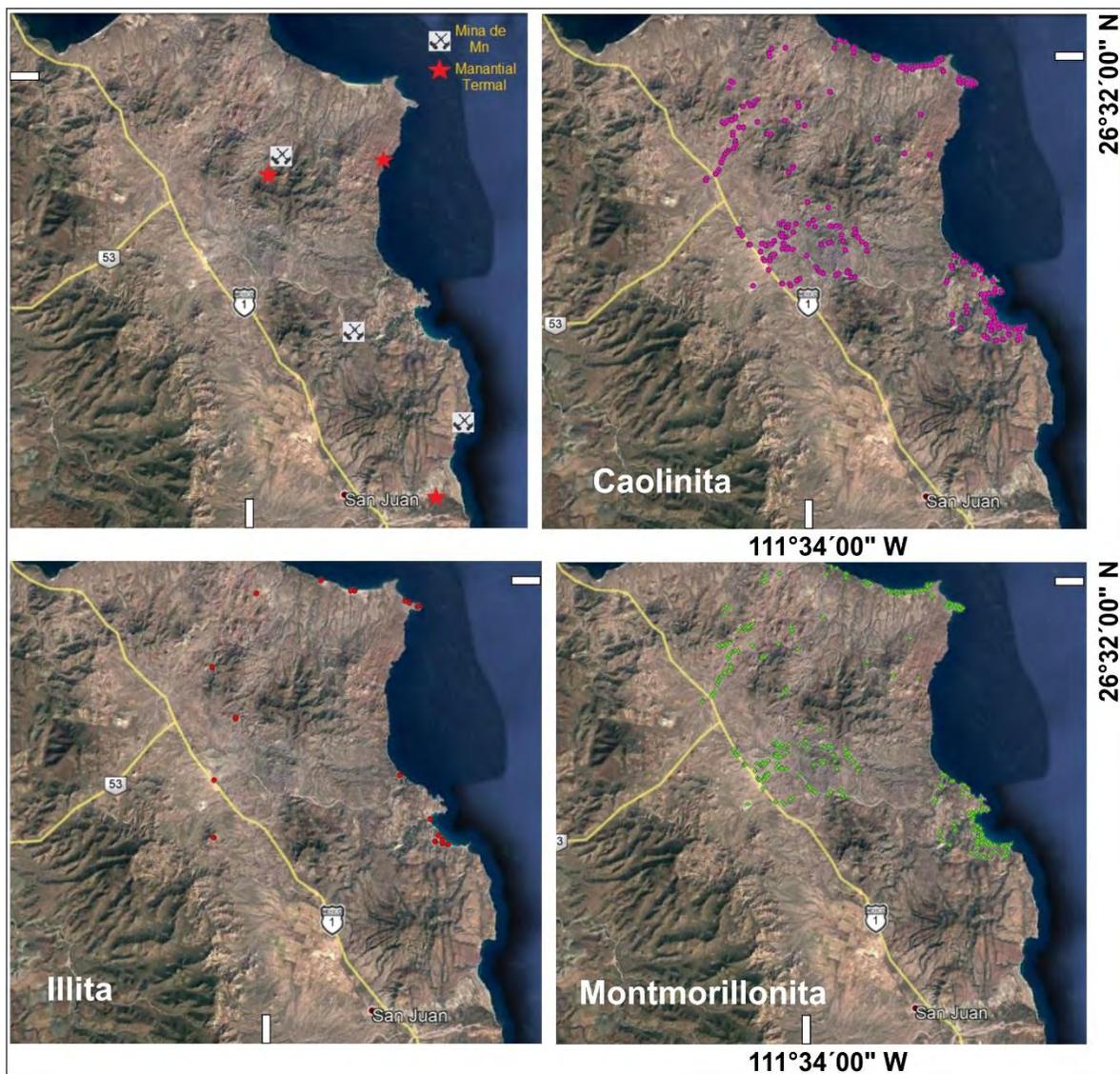


Figura 2.4 Mapa de alteraciones hidrotermales, derivado del análisis espectral de imágenes en la zona de las cuencas San Nicolás y San Juanico.

El estudio de la biomineralización fue llevado a cabo en muestras de estromatolitos de Mn encontrados en Mina Guadalupe y los manantiales termales costeros de la bahía, mediante el análisis petrográfico de láminas delgado pulidas de cortes paralelos y perpendiculares a la laminación, para caracterizar la macroestructura y mesoestructura de los ejemplares. Además, para complementar las observaciones y evidenciar la existencia de

microorganismos fósiles en los estromatolitos se empleará el SEM. Las texturas de los estromatolitos fueron empleadas para interpretar condiciones geológicas y ambientales locales.

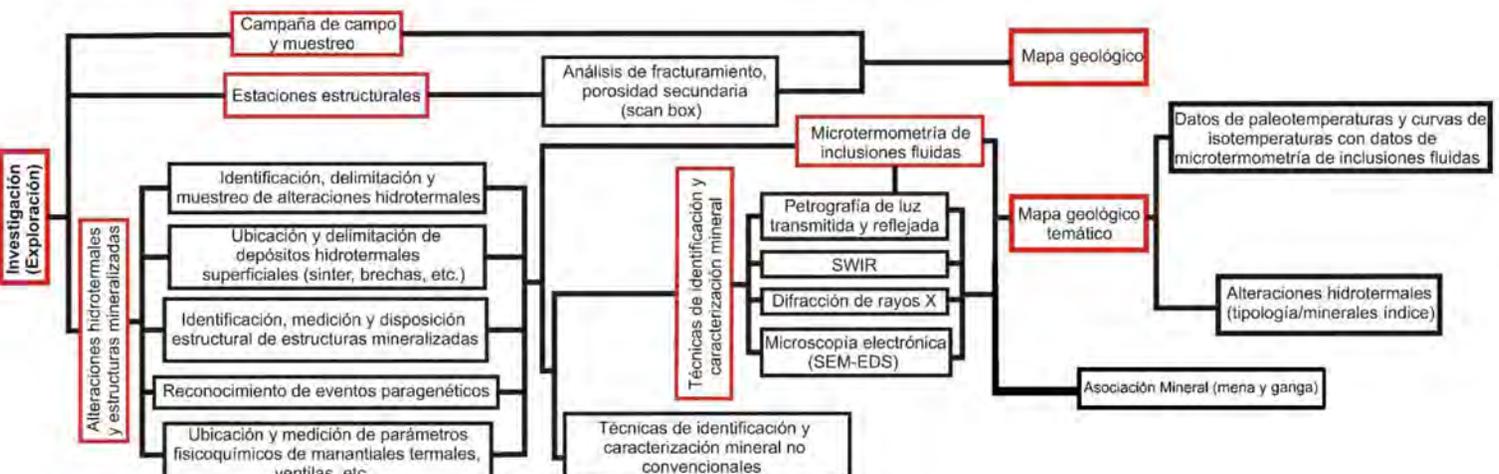


Figura 2.5 Protocolo de técnicas empleadas para la identificación y caracterización de asociaciones minerales.

2.2.2 Espectroscopía de reflexión infrarrojo de onda corta

El análisis de espectroscopía de muestras de roca, minerales, suelos, etc., por análisis de infrarrojo de onda corta (SWIR por sus siglas en inglés *Short Wavelength Infrared*) en campo o en laboratorio, es un método relativamente nuevo y efectivo para la exploración de recursos naturales a partir de alteraciones hidrotermales (Ahmed, 2010; Canet et al., 2015). El SWIR tiene ventajas sobre otras técnicas descriptivas y determinativas que incluyen ser una técnica no destructiva, una rápida adquisición de resultados (~2 minutos), la muestra no requiere tratamiento previo al análisis y un costo relativamente económico. La técnica es idónea para la identificación y caracterización de minerales de arcilla y minerales hidratados, en la determinación y delimitación de alteraciones hidrotermales (Thompson et al., 1999), siendo un complemento de las actividades de campo, mapeo y petrografía.

La aplicación de la técnica en campo o laboratorio requiere de un espectrómetro infrarrojo portátil para análisis mineral. Existen cinco equipos que usualmente son utilizados para aplicar esta técnica: PIMA (por sus siglas en inglés *Portable Infrared Mineral Analyzer*), de Integrated Spectronics Pty Ltd., en Australia, (b) Terra Spec y un portable LabSpec Pro hechos por Analytical Spectral Devices, Inc. (ACD), en E.U.A. (Figura 2.6a), (c) Orexpress de Spectral Evolution, en E.U.A. (Fig. 2.6a); y (d) PNIRS creado por el Instituto Nanjing de Geología y Recursos Minerales y Nanjing Zhongdi Appararus Co. Ltd, en China (Chang y Yang, 2012). El PIMA y PNIRS colectan señales desde 1300 a 2500 nm (Chang y Yang, 2012), el TerraSpec, LabSpec Pro y Orexpress miden señales en un rango más amplio entre 350 y 25000 nm.

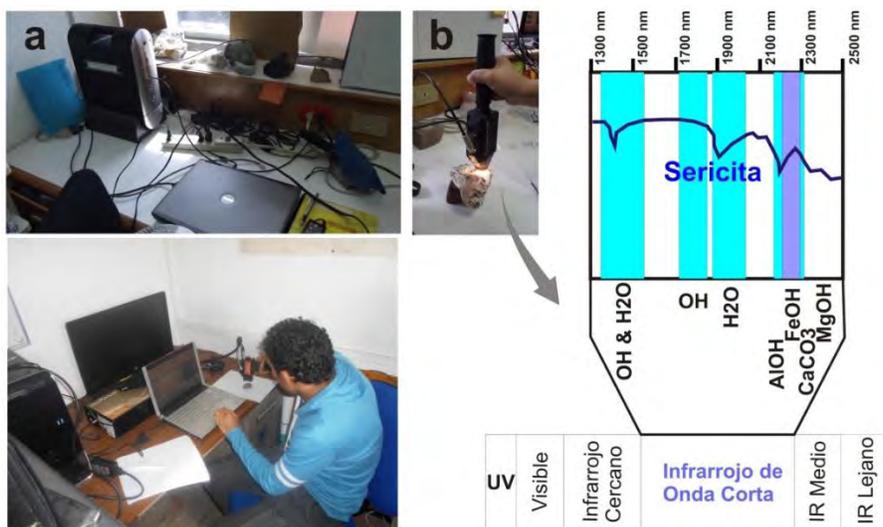


Figura 2.6 Espectrómetros portátiles SWIR y espectro de reflectancia. (a) Espectrómetro portable LabSpec Pro, arriba y orexpress, abajo. (b) espectro de reflectancia de un filosilicato relativo a su posición en el espectro infrarrojo y SWIR con sus longitudes de onda de absorción (tomado de GMEX, 2008 en Harraden et al., 2013).

El método SWIR se basa en los patrones de reflectancia y absorción con longitudes de onda que van desde los 1300 a 2500 nm, principalmente, los cuales interactúan con los enlaces moleculares que tengan correspondencia con moléculas tales como OH, H₂O, AlOH, MgOH y FeOH (Fig. 2.6b) (Thompson et al., 1999). Se basa en los principios fundamentales de las energías vibracional de las moléculas y la teoría que asume que las moléculas tienen

niveles de energía discretos y predecibles (Chang y Yang, 2012; Harraden et al., 2013). Cuando este haz se dirige a una superficie mineral, los enlaces moleculares preferenciales absorben una longitud de onda específica de la misma frecuencia vibracional (Thompson et al., 1999; Harraden et al., 2013).

Los minerales se analizan a través de un espectrómetro SWIR utilizando una fuente de luz interna y un detector óptico, desde donde las muestras exhiben distintos patrones de absorción que los distinguen para su identificación. Los espectros de infrarrojo característicos de minerales están en función de la energía de vibración, la absorbancia y la reflectividad (Fig. 2.7) (Clark et al., 2007).

Hay usos muy útiles del SWIR que están bien documentados en estudios de alteraciones hidrotermales asociadas a sulfuros masivos volcanogénicos, epitermales, pórfidos (Harraden et al., 2013), depósitos tipo Carlín (Ahmed, 2010) y sistemas geotérmicos (Canet et al., 2015).

Varias de las alteraciones hidrotermales y en particular aquellas contienen minerales de arcilla se tienen identificadas por sus espectros de reflectancia SWIR de minerales índice (Fig. 2.8).

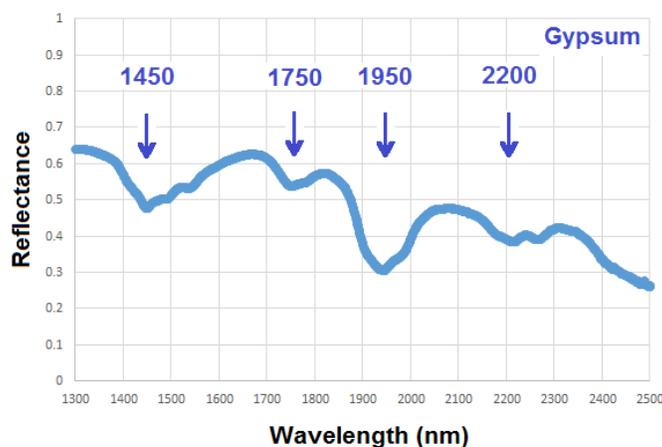


Figura 2.7 Espectro de reflectancia SWIR con las características de absorción del yeso, máximo en 1950, molécula H₂O, medio 1450, molécula OH, menores: 1480, 1530, 1750, 2200 y 2250, e inflexión en 1965 (espectro tomado de Spectral International Inc., 1994; USGS Spectroscopy Lab.)

Uno de los campos donde más se ha incurrido en el uso de la técnica de SWIR es en la exploración minera. Ejemplos importantes en la aplicación del SWIR con fines exploratorios son los depósitos de tipo Carlín donde el hidrotermalismo es sutil y se expande áreas muy bastas. Identificar áreas de descarga dentro de grandes halos de alteración en estos depósitos es prioridad para la delimitación de zonas de enriquecimiento en oro en los yacimientos tipo Carlín, la caracterización de alteraciones y especial de los minerales de arcilla (cristalinidad de la illita) puede vectorizar estructuras con mineralización (Cail y Cline, 2001; Ahmed, 2010). Otro caso de éxito en exploración minera aplicando el método de SWIR es el estudio del pórfido de Cu-Au-Mo de Pebble, Anchorage, Alaska (Harraden et al., 2013), usualmente este tipo de yacimientos presentan traslapes de alteraciones y diversos pulsos hidrotermales durante su génesis (Gustafson y Hunt, 1975), lo que los hace un reto para su estudio.

Recientemente la metodología del SWIR ha sido aplicada en la exploración geotérmica, un caso de estudio se realizó en México en la zona geotérmica de Acoculco,

Puebla donde una región amplia cuenta con varias suites de alteración relacionadas a la actividad de una caldera del Plioceno (Canet et al., 2015). En esta región los minerales de amonio (buddingtonita y amoniojarosita) y alteraciones ácido-sulfatadas, han denotado anomalías termales para su exploración a detalle mediante perforaciones.

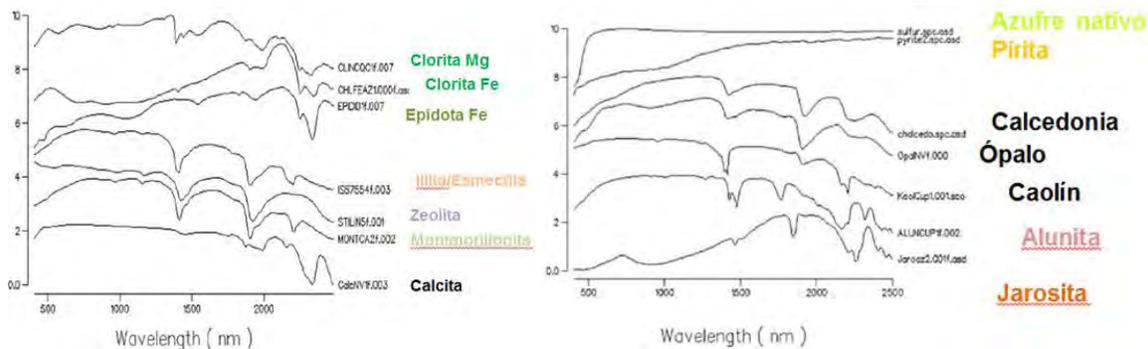


Figura 2.8 Espectros de reflectancia SWIR de minerales índice de tipologías de alteraciones hidrotermales. Arriba, minerales de alteración propilítica. Abajo minerales de una alteración argillica avanzada, resultado de un proceso de alteración por vapor sobrecalentada (*steam-heated*) (espectros tomados de Spectral International Inc., 1994; USGS Spectroscopy Lab.)

2.2.2.1 Recomendaciones y protocolo de uso del equipo de SWIR

La muestra preferentemente no debe ser tratada previamente (p.e. pulverización, deshidratar, atacar con ácidos, etc.) para su análisis. Las muestras que contienen predominantemente cuarzo o sulfuros se deben evitar para minimizar la interferencia espectral si se desea caracterizar al resto de los minerales de alteración. Se tiene que considerar que una limitante de la técnica es reconocer fases minerales en muestras con tonalidades muy oscuras, ya que se tiene una mala respuesta de su reflectancia.

El análisis de SWIR es puntual por lo que se recomienda analizar varias zonas en la muestra, preferentemente si se evidencian diversas coloraciones y texturas en la muestra.

El siguiente protocolo se propone para un espectrómetro *portable LabSpec Pro* (Analytical Spectral Devices, Inc.) del Departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica. Se utilizará la región de longitud de onda SWIR (1300-2500 nm), para evidenciar enlaces OH, AlOH, MgOH, FeOH H₂O, CO₃, SO₄ y NH₄ (Thompson et al., 1999). Las fases minerales serán identificadas por su reflectancia evidenciadas en los espectros.

La secuencia de pasos a desarrollar para un análisis de espectroscopía de reflexión infrarrojo de onda corta SWIR (Fig. 2.9):

- Encender la computadora y equipo de SWIR
- Abrir el programa IndicoPro
- En el menú principal ingresar a File New Project y crear un proyecto para almacenar los espectros medidos
- Medir el blanco, colocar el “blanco” (material de barita) y presionar en menú la opción de *Take a reference*, sujetar el emisor de luz en dirección al blanco, esperar que se procese la medición
- Al terminar el proceso se puede retirar la pistola, observar que el espectro quede en reflectividad de 1 y un espectro perfectamente plano, para verificar que el equipo está calibrado.

- Colocar la muestra a analizar, si es muestra de sedimento o deleznable colocarla sobre una hoja de papel blanca, uniformizar la muestra en una superficie plana.
- Sobre la muestra en su superficie plana acercar el emisor y detector lo más posible, sin tocar la muestra. Presionar en menú la opción de Take Spectrum. Esperar unos segundos.

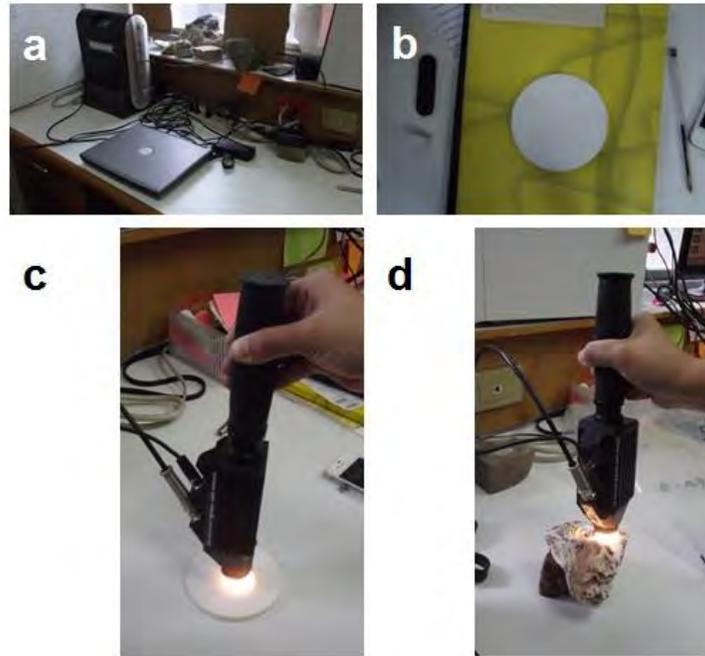


Figura 2.9 Procedimiento para la adquisición de un análisis SWIR con un espectrómetro portable LabSpec Pro del Departamento de Recursos Naturales, Instituto de Geofísica.

- En el monitor aparecerá el espectro con las reflectancias de los minerales de la muestra.
- Guardar el espectro en menú principal, en file presionar la opción de “save” o en el ícono de disco “save”.
- Para poder extraer los archivos en un formato legible para otro programa se deben transformar en archivo txt los datos obtenidos del espectro. Para esta tarea se debe ir al menú principal y presionar la opción “run”, con ello se despliega una ventana de diálogo donde se presiona la opción de ASD to ASCII Convert para transformar los datos del espectro a formato txt.
- Una vez hecho el cambio a formato txt se puede abrir la base de datos del espectro para graficar en programas excel u otro.
- Identificar las reflectividades del espectro con tablas y bases de datos electrónicas (Spectral International Inc., 1994; USGS Spectroscopy Lab, Clark et al., 2007).

2.2.3 Difracción de rayos X

La teoría y aplicaciones de la difracción de rayos X (DRX) están descritas en numerosos textos (e.g. Wilson, 1987; Melgarejo et al., 2010). La técnica de DRX permite la identificación de las fases cristalinas presentes a partir de las difracciones que produce la red

de cada fase al ser irradiadas mediante un haz de rayos X. El método más preciso y frecuente utilizado en DRX es el método de polvo.

Para los minerales de mena de Mn y ganga se utilizó un difractómetro de rayos X Philips PW1710 con monocromador de grafito, rendija automática, radiación $K\alpha$ del Cu ($\lambda=1.545 \text{ \AA}$) y conexión *online* con una computadora; los datos fueron colectados cada 10 segundos en barridos continuos con paso angular de $0.02^\circ 2\theta$, trabajando a 40 kV y 40 mA. Para la identificación de los difractogramas por el método de polvo se utilizó el método de Hanawalt, aplicando el *software X-powder* con la base de datos PDF2.DAT del ICDD de la Facultad de Ciencias, Universidad de Granada, España, y manualmente por tablas y ficheros.

Mediante la DRX es posible determinar el grado de orden/desorden de la celda unidad del sílice y su grado de madurez textural y mineralógica (Lynne et al., 2007). El parámetro principal para determinar este grado de madurez, y por ende el tipo de ópalo, es el valor de la diferencia de las intensidades medias máximas, FWHM (por sus siglas en inglés *Full Width at Half Maximum intensity*; Herdianita et al., 1999). El valor del FWHM es la diferencia en grados entre los puntos de las intensidades medias máximas ($\Delta 2\theta = \text{FWHM} = 2\theta_{IA} - 2\theta_{IB}$; Fig. 2.10).

Herdianita et al. (2000) propone a través de sus estudios los valores característicos de las fases de sílice desde su fase más amorfa el ópalo-A hasta su fase cristalina (cuarzo), pasando por sus fases intermedias (Fig. 2.11).

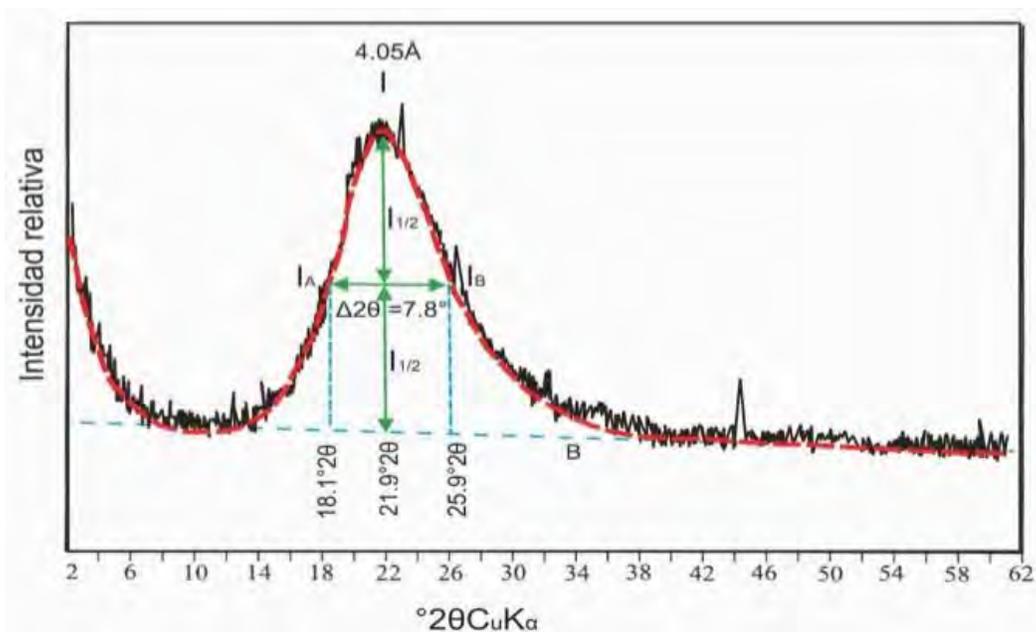


Figura 2.10 Determinación del valor FWHM en un difractograma de un sínter de Wairakei, Nueva Zelanda (Herdianita et al., 1999). B: Línea de base (background); I: Valor del espaciamiento reticular d_{hkl} ; $I_{1/2}$: Valor de la mitad de una línea trazada verticalmente en la curva del punto de máxima intensidad a la línea base (background); I_A - I_B : Intensidades medias máximas.

El estudio para las fases silícicas en las mineralizaciones activas y fósiles se realizó con difractómetro de Rayos X EMPYREAN equipado con filtro de Ni, tubo de cobre de foco fino y detector PIXcel3D (Figura 2.12), del Laboratorio de Difracción de Rayos X, del Departamento de Geoquímica, en el Instituto de Geología, UNAM. Las muestras se obtuvieron mediante perforaciones con taladro manual y brocas de carburo de tungsteno en

zonas texturales específicas, las muestras finas recolectadas se molturaron suavemente y homogeneizaron mediante un mortero de ágata para evitar contaminación, las muestras se midieron utilizando un portamuestras de aluminio (fracciones no orientadas). La medición se realizó en el intervalo angular 2θ de 5° a 70° en escaneo por pasos con un “step scan” de 0.003° (2θ) y un tiempo de integración de 40s por paso. Para la identificación de los difractogramas por el método de polvo se utilizó el método de Hanawalt, aplicando el software High Score Plus, con la base de datos PDF2.DAT del ICDD y manualmente por tablas y ficheros. Los difractogramas que presentaron fases de ópalo se procesaron adicionalmente por medio del Software Data Viewer, para identificar las variedades de ópalo en los sinter (grado de cristalinidad y ordenamiento) y silicificación. El procesado de los difractogramas se realizó en el Laboratorio de Difracción de Rayos X, del Departamento de Geoquímica, en el Instituto de Geología, UNAM.

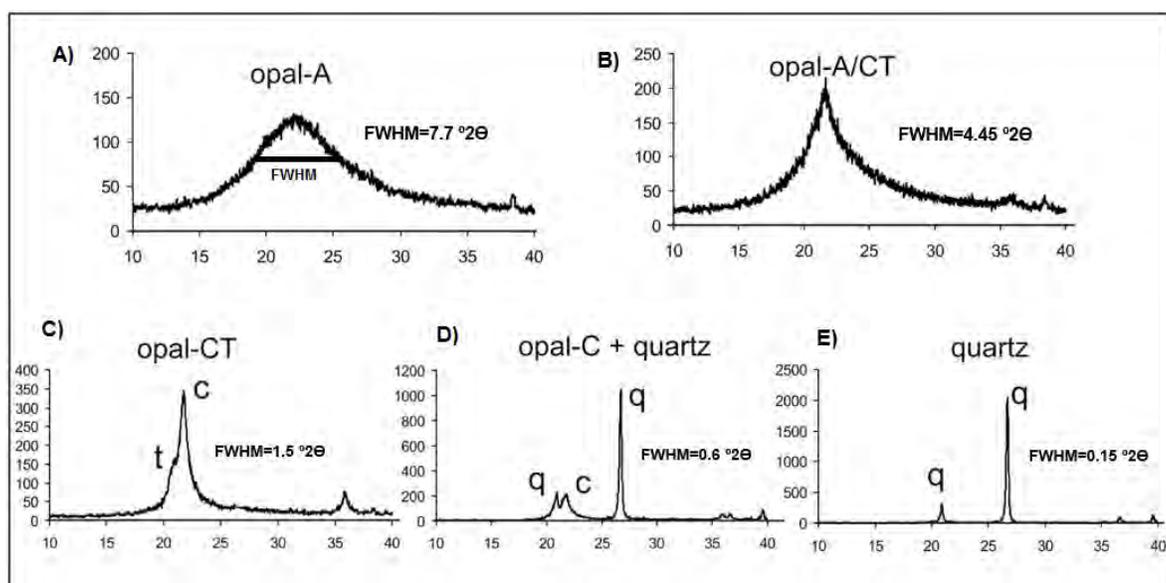


Figura 2.11 Diferentes difractogramas de las fases de sílice, desde su fase más amorfa (ópalo-A) hasta su fase cristalina (cuarzo). Nótese los valores de FWHM de cada fase propuesto por Herdianita et al. (2000).



Figura 2.12 Difractómetro EMPYREAN equipado con filtro de Ni, tubo de cobre de foco fino y detector PIXcel3D, del Laboratorio de Difracción de Rayos X, del Departamento de Geoquímica, en el Instituto de Geología, UNAM.

2.2.4 Microscopía electrónica de barrido

El microscopio electrónico de barrido (SEM, por sus siglas en inglés: *Scanning Electron Microscopy*) se basa en la interacción entre un haz de electrones y la superficie de la muestra. Las muestras se pueden trabajar en dos modos según la información que se requiera de ellas, para fines de este trabajo se utilizaron ambos modos. El modo SE-BSE o sólo con BSE (BSE, por sus siglas en inglés: *backscattered electrons* y SE, por sus siglas en inglés: *secondary electrons*). El primero se usa de forma rutinaria para examinar materiales rugosos, poco consolidados o consolidados, donde es de mayor importancia la identificación morfológica. Con los BSE se obtienen imágenes con apreciaciones texturales por diferenciar componentes por sus reflectividades en función de la composición de las fases minerales observadas (Melgarejo et al., 2010).

El detector de energía dispersiva (EDS por sus siglas en inglés: *Energy Dispersive Spectrometer*) es un sistema de espectroscopía por discriminación, siendo es el más utilizado en el microscopio electrónico permite coleccionar los Rayos X generados por la muestra y realizar diversos análisis semicuantitativos y de distribución de elementos en superficies.

El SEM ha permitido la caracterización textural y química preliminar de las asociaciones minerales de Mn y la identificación de metales preciosos (fases de plata y aleaciones de Au-Pd-Pt), como complemento de la petrografía. Dicha caracterización se realizó mediante el análisis de química semicuantitativa (EDS). El SEM es el método más utilizado para la caracterización superficial morfológica de fases de sílice, es común para verificar los cambios morfológicos en la matriz de sílice durante la diagénesis en los depósitos de sílice (e.g. sinter; fig. 2.13; Lynne et al., 2005).

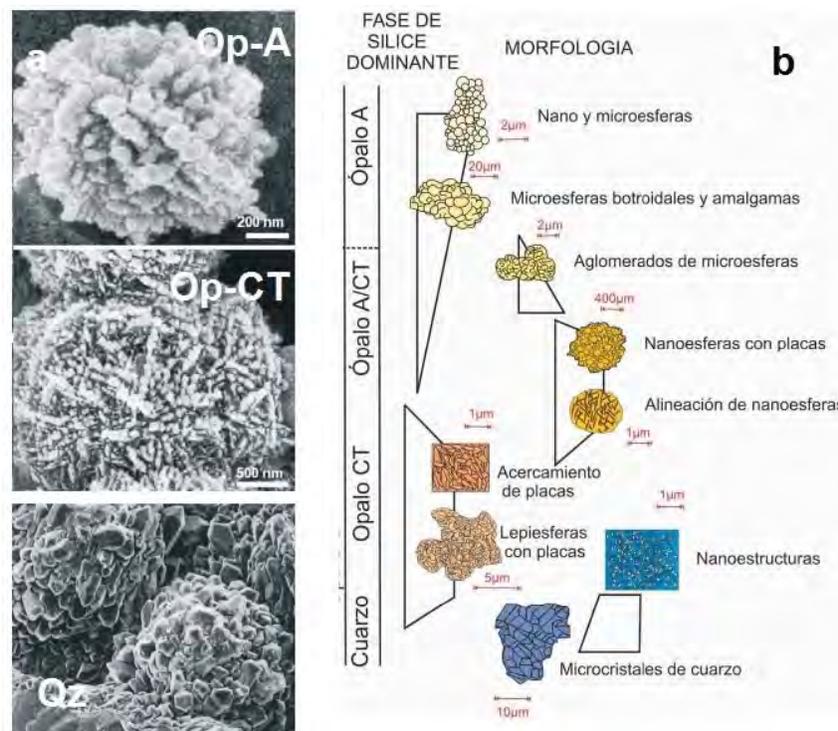


Figura 2.13 Morfología y textura de fases de sílice en depósitos de sinter. (a) imágenes de SEM-SE de diferentes tipos de arreglos esferoidales de ópalo a cuarzo (tomado de Lynne et al., 2005). (b) criterios morfológicos para la identificación mineral de fases de sílice en sinter y sus procesos diagénéticos (tomada de Blanco-Florido, 2010).

El análisis de una muestra en el SEM requiere condiciones de vacío en el interior del microscopio, ya que de lo contrario los electrones pueden ser dispersados por las moléculas de aire. Previo al análisis se recomienda que la muestra sea deshidratada, eliminando únicamente la humedad en la muestra, mediante secado al aire libre o al horno a temperaturas inferiores a los 60 °C para no afectar a las fases presentes, en especial minerales de arcilla en muestras de alteración. Los resultados del análisis son mejores si se obtienen de muestras conductoras o convertidas en conductoras mediante un recubrimiento de tipo pelicular con un material conductor (generalmente, grafito; pueden emplearse también oro o aluminio). Posteriormente se realizan los estudios de interés en un SEM en condiciones de alto vacío (Fig. 2.14). No obstante, actualmente existen microscopios electrónicos que no precisan ni recubrimiento de la muestra, ni alto vacío en la cámara. En estos casos se utiliza a los microscopios electrónicos ambientales o de bajo vacío (ESEM por sus siglas en inglés *Environmental Scanning Electron Microscope*). Los ESEM, pueden trabajar en tres modalidades de vacío (): alto vacío (10⁻⁶ torr), bajo vacío (10⁻² a 1 torr) y modo ambiental (1 a 20 torr). La ventaja de las modalidades bajo vacío y ambiental es que se pueden analizar muestras sin necesidad de preparación previa. Además, al igual que en un SEM de alto vacío, los ESEM cuentan con analizadores EDS para denotar química mineral semicuantitativa.

Los equipos empelados fueron un SEM y un SEM ambiental. El SEM utilizado está acoplado a una microsonda Jeol JXA-8900R y se ubica en el Laboratorio Universitario de Petrología del Instituto de Geofísica. El ESEM portátil empleado fue un TM-1000 de Hitachi, del Laboratorio de Petrografía y Microtermometría del Instituto de Geofísica (Fig 2.15). Las condiciones de análisis en el ESEM fueron tiempo de adquisición 35 s, proceso 3 s y voltaje 15 kV. Además, algunos análisis se complementaron con un ESEM FEI Quanta 400 del Centro de Instrumentación Científica de la Universidad de Granada, España.



Figura 2.14. Procedimiento sugerido para el análisis de muestras con el SEM y ESEM.



Figura 2.15 Microscopio electrónico de barrido portátil Hitachi TM-1000 del Instituto de Geofísica

2.2.5 Análisis de química mineral por microsonda electrónica

El análisis por microsonda electrónica (EPMA, por sus siglas en inglés: *electron probe micro-analyzer*), es una técnica analítica relacionada con el SEM. De manera similar que en el caso del EDS, el análisis químico se fundamenta en la emisión de rayos X característicos por parte de los elementos que componen la muestra cuando ésta es bombardeada por un haz de electrones de alto voltaje (Melgarejo et al., 2010). El análisis químico puntual de las muestras se realiza en superficies muy pequeñas, las muestras deben pulirse y montarse sobre un vidrio o incrustarse en resina.

La técnica permite determinar la composición química de minerales individuales o incluso determinar concentraciones dentro de una partícula. Esta técnica es actualmente la más utilizada para estudios de química mineral, ya que es considerada una técnica fundamental en la mineralogía moderna.

Los puntos de microanálisis del presente trabajo se marcaron con tinta sobre la muestra, con base en observaciones previas mediante los microscopios petrográfico y electrónico. La química mineral en las menas se determinó con un equipo Jeol JXA-8900R del Laboratorio Universitario de Petrología at Instituto de Geofísica, dotado con 6 espectrómetros dispersivos en longitud de onda y un espectrómetro dispersivo en energía. A partir de estos datos, se realizaron cálculos estequiométricos para obtener las fórmulas estructurales de los óxidos de Mn analizados y, consiguientemente, los contenidos elementales molares o en átomos por fórmula unidad (*apfu*) y agua de constitución o de coordinación. Las condiciones de análisis utilizadas para los minerales de Mn fueron: voltaje de 10 ke V, intensidad de 20 nA con un spot de tamaño de 1 μm y un tiempo de conteo de 15 s, excepto para el Pb y Ag el cual tuvo un tiempo de 20 s. Los patrones SPI® utilizados fueron: wollastonita (*CaK α*), biotita (*KK α*), diópsido (*NaK α*), rhodonita (*FeK α*), kaersutita (*SiK α*), almandino (*MgK α*), kaersutita (*AlK α*), esfalerita (*ZnK α*), galena (*PbM α*), barita (*BaL α*), bustamita (*MnK α*), cuprita (*CuK α*), plata metálica (*AgL α*), celestita (*SrL α*), cuarzo (*SiK α*) y rutilo (*TiK α*).

El análisis de sulfuros de metales base y de metales preciosos se realizaron bajo las siguientes condiciones: voltaje de 20 kV, tensión de aceleración 20 nA, tamaño de spot 1 μm y conteo durante 20 s. Los estándares utilizados del SPI®: plata metálica (*AgL α*), marcasita (*SK α*), oro metálico (*AuL α*), cuprita (*CuK α*), seleniuro de bismuto (*BiM α* and *SeK α*), eskuterudita (*NiK α* , *AsK α* , *FeK α*), kaersutita (*SiK α* and *MnK α*), estibnita (*SbL α*), cinabrio (*HgL α*), esfalerita (*ZnK α*), galena (*PbM α*), arsenopirita (*AsL α*), metales puros para Pd y Pt (*Pd* y *Py L α*) y telurio (*TeL α*). El límite de detección para todos los elementos fue de 0.04 wt.%.

Los mapeos elementales (*K α X-ray mapping*) fueron llevados a cabo en la microsonda Jeol JXA-8900R con 4 espectrómetros WDS del Instituto de Geofísica. Los mapeos elementales fueron de Mn, Ca, Ba, Mg y K en bandas de óxidos de Mn utilizando un voltaje de 15 kV y una corriente de 100 nA.

2.3 Geoquímica

2.3.1 Fluorescencia de rayos X

El principio de esta técnica es que cuando una muestra queda sometida al bombardeo de rayos X de alta energía se emite una radiación secundaria con longitudes de onda e intensidades que dependen de los elementos presentes. La medida de la radiación característica de un elemento en particular da un valor que refleja su concentración en la muestra (Skoog y Leary, 1994).

Esta técnica se ha utilizado para el análisis cuantitativo de elementos mayores. Las muestras previamente al análisis son descostradas y fragmentadas manualmente con un martillo de geólogo. Los fragmentos de muestra fresca son lavados con agua destilada y secados por 24 h a temperatura ambiente. Los fragmentos se hacen pasar por una trituradora y posteriormente son pulverizados en un molino.

Las muestras para ser analizadas por FRX se preparan en polvo prensado y perlas fundidas, y de la misma manera se preparan los patrones. Para el prensado de muestras se mezclan 4g de muestra a analizar con 0.4g de cera y 2g de ácido fosfórico (H_3PO_4) en un recipiente para ser prensado, se somete la mezcla a una presión de 1400 kg/cm^2 en una prensa hidráulica. Este tipo de preparación se utiliza para muestras con gran contenido en materiales que puedan volatilizarse, por ejemplo en las muestras de más del 10 % en peso de barita de los manantiales termales. En la preparación de perlas o discos fundidos, 4g de muestra se mezclan comúnmente con 0.45g tetraborato de litio, y 9g de fundente anhidro, se homogeniza y se agrega una pequeña cantidad de nitrato de litio obteniéndose la forma por fusión en un molde. En ambos casos, un inconveniente es que los elementos traza quedan diluidos en la muestra preparada, por lo que esta técnica se emplea preferentemente en determinación de elementos mayores y menores ($>0.1\%$) (Carretero-León y Pozo-Rodríguez, 2007).

El límite de detección para elementos mayores es de 0.01 % en peso. La pérdida por calcinación PXC (LOI por sus siglas en inglés, *loss on ignition*) se determinó a partir de 0.5 g de polvo de la muestra, secada inicialmente a $110\text{ }^\circ\text{C}$ y sometida después a $1000\text{ }^\circ\text{C}$ durante una hora. La pérdida por calcinación es muy variada y depende del tipo de muestra mineralizada o roca analizada. Los análisis se realizaron en el Laboratorio de Fluorescencia de Rayos X del Instituto de Geología UNAM, usando un espectrómetro de masas secuencial de FRX marca Siemens SRS 3000.

2.3.2 Espectrometría de masas con fuente de plasma acoplado por inducción (ICP-MS)

La espectrometría de masas con fuente de plasma acoplado por inducción (ICP-MS) permite analizar cuantitativamente multielementos traza en concentraciones de hasta niveles de ppb. En general las muestras son introducidas a una corriente de gas en un plasma a alta temperatura, siendo ionizadas. Los iones positivos son extraídos y transportados hacia un espectrómetro de masas cuadripolar. Cada ión detectado corresponde a una relación masa/carga determinada y por tanto a un isótopo. El número de iones detectados por un isótopo es proporcional a la concentración de ese elemento en la muestra.

Los análisis mediante ICP-MS en este trabajo fueron realizados en el laboratorio comercial y certificado ACTLABS (Ancaster, Ontario, Canadá). Los análisis de geoquímica de roca total y de mena fueron del paquete Litho geochemistry and Whole Rock Analysis Code 4B2 Trace Element ICP-MS, excepto para las muestras de la mineralización San Juanico, las cuales fueron analizadas con el paquete Code 4Lithoresearch (<http://www.actlabs.com/page.aspx?menu=74&app=244&cat1=595&tp=2&lk=no>).

2.3.3 Geoquímica isotópica de azufre

Para conocer el origen y la naturaleza de los fluidos mineralizantes se hizo un estudio de geoquímica de isótopos estables ($\delta^{34}\text{S}$) en barita (cf. Alfonso et al., 2001; Alfonso et al., 2005; Canet et al., 2005). El estudio de isotopía de S fue realizado en los laboratorios del *Serveis Científic-Tècnics de la Universitat de Barcelona*. Los análisis se realizaron en un espectrómetro de masas Finnigan MAT Delta -S de flujo, con un analizador elemental acoplado TC-EA, de acuerdo al método de Giesemann et al. (1994). En este espectrómetro

las muestras a analizar deben tener un contenido de azufre elemental entre 20 y 100 mg/g. Los estándares utilizados para la calibración fueron IAEA S3, IAEA S1, NBS-123 e IAEA S2. Los resultados se expresan como valores de $\delta^{34}\text{S}\%$ V-CDT, en relación al estándar de troilita del Cañón del Diablo (CDT). La precisión analítica está dentro del ± 0.1 a 1% ($\pm 0.2\%$).

2.4 Geocronología

La unidad litológica volcánica más joven, establecida por observaciones de campo, en la región de San Juanico fue datada. La unidad es un vitrófido de composición riolítica dispuesto como domo, espacialmente relacionado con la veta de San Juanico. El vitrófido presenta fenocristales de biotita, sin evidencias texturales de alteración, asociado con microfenocristales de plagioclasas y ocasionales de cuarzo. El vitrófido fue datado en biotita por el método de fechamiento K-Ar en los laboratorios comerciales de ActLabs en Canadá.

La determinación de las edades de las asociaciones minerales de los depósitos de Mn es un reto, debido a la escases de minerales susceptibles a fechamiento, la complejidad mineralógica y sus fases impuras, generalmente los depósitos de Mn han sido datados por el método de K-Ar en hollandita [(K,Ba)Mn₈O₁₆] (Vasconcelos, 1999); sin embargo, en las menas de óxidos en la región de Bahía Concepción carecen de esta fase rica en K, las concentraciones de K en la mena son muy bajas (<0.4% en peso de K₂O) dificultando al grado de ser muy arriesgada la aplicación del método. Las fases con mayor cantidad de K son la todorokita [(Na,K,Ca)₂Mn₆O₁₂·3-4.5(H₂O)], coronadita [(Pb, K)(Mn)₈O₁₆, impura con K] y pirolusita (MnO₂ impura con K) en las mineralizaciones. Estas fases han sido con anterioridad probadas para su datación, sin embargo, los resultados no son concluyentes y se consideran minerales poco factible para la aplicación del método K-Ar o Ar-Ar (Bellon y Rangin 1991; Vasconcelos, 1999; Conly et al., 2011).

La asociación mineral en una de las mineralizaciones contiene adularia rellenando huecos, en microvetillas y reemplazando a plagioclasas dentro de la suite de alteración propilítica. El depósito Guadalupe es la única mineralización que denota niveles inferiores de la estructura mineralizada donde se presenta la alteración propilítica. La adularia fue descrita petrográficamente y seleccionada cuidadosamente para su separación manual con un mini taladro y brocas de carburo de tungsteno. La separación incluyó dos muestras una proveniente de una microvetilla y otra de un poro. Las muestras separadas de adularia fueron enviadas al Laboratorio de Geocronología de la *University of Alaska Fairbanks* para su datación por el método K-Ar.

El método de fechamiento K-Ar es uno de los más ampliamente utilizados (Solé y Enrique, 2001; Faure y Mensing, 2004; Solé, 2014). Se basa en la desintegración radiactiva del isótopo del potasio, ⁴⁰K, en ⁴⁰Ar. Al ser el potasio un elemento muy común en las rocas de la corteza terrestre y dado que su período de desintegración es de 1300 Ma, este reloj isotópico permite medir edades desde casi 30 000 años a más de 4 500 millones de años. La datación K-Ar tiene la ventaja de que el Ar es un gas inerte que no reacciona químicamente, y no se espera que forme parte en la solidificación de una roca, por lo que cualquier presencia encontrada dentro de una roca, es muy probablemente el resultado de la desintegración radiactiva del potasio. Puesto que el argón se escapa si la roca se funde, los datos obtenidos corresponden a los de la última vez que estuvo fundida la roca. El método K-Ar se ha utilizado preferentemente en minerales separados de rocas más que en rocas totales, porque los minerales retienen mejor el Ar (Faure y Mensing, 2004).

De manera generalizada el procedimiento de fechamiento incluye las siguientes etapas: (a) Trituración, molienda y tamizado que se requieren para la obtención de las muestras; (b) Procedimiento de separación y concentración de minerales (separación magnética, líquidos pesados y mesa vibratoria); (c) Determinación de ^{40}K , disolución de la muestra con H_2SO_4 y HF (alícuotas: 100-1000 μg ; homogenización: ultrasónico; filtración), medición por espectrofotometría para la concentración de K y procesamiento de datos en programa de cálculo (para obtener concentración de K-40); (d) determinación de ^{40}Ar radiogénico, de la siguiente manera: cálculo de argón atmosférico (y factores de análisis y discriminación), cálculo de la composición del trazador (^{38}Ar -99.6%), extracción del Ar por fusión de la muestra (a temperaturas de 1700 °C), primera purificación del Ar con trampas (carbón activado, nitrógeno líquido, cobre y óxido de cobre, esponja de titanio), segunda purificación del Ar Sorb-Ac (Absorción de gases activos), introducción de la muestra de Ar purificado al espectrómetro de masas, obtención del espectro de masas de los isótopos ^{36}Ar , ^{38}Ar , ^{40}Ar y cálculo de concentración de Ar-40 radiogénico; (e) Las concentraciones obtenidas tanto de ^{40}K y ^{40}Ar , son sustituidas en la ecuación de la edad, la cual proporcionará un dato para su interpretación con base en conceptos geológicos. Si el contenido de K de la roca o mineral se expresa en % y el contenido de Ar en moles/g, la fórmula con las constantes ya introducidas es:

$$t(\text{Ma}) = 1804.1 \ln (1 + ((^{40}\text{Ar}^* \times 3.1963 \times 10^8) / \%K))$$

Finalmente, la interpretación del resultado y sus implicaciones en el contexto geológico de la región.

El fechamiento de biotitas del vitrófido fueron realizadas por el laboratorio comercial ActLab, siguiendo sus protocolos (<http://www.actlabs.com/page.aspx?menu=73&app=241&cat1=608&tp=2&lk=no>).

Las alícuotas de las muestras se pesaron en un contenedor de Al y se cargaron en el sistema de la unidad de extracción, se desgasificaron a ~ 100 ° C durante 2 días para eliminar los gases superficiales. El argón se extrae de la muestra en un horno de doble vacío a 1700 ° C. La determinación del contenido de argón radiogénico se llevó a cabo dos veces en el espectrómetro de masas MI-1201 IG por método de dilución de isótopos con ^{38}Ar como pico, que se introduce en el sistema de muestra antes de cada extracción.

Los gases extraídos se limpiaron en un sistema de purificación en dos etapas. Entonces, el Ar puro se introdujo en el espectrómetro de masas de sector magnético personalizado (tipo Reynolds).

La prueba de datación se realizó dos veces para garantizar la consistencia del resultado. Se emplearon dos estándares internacionales (Bern 4M Moscovite y 1/65 "Asia" rhyolite matrix) se midieron para la calibración de ^{38}Ar spike.

Para los cálculos de edad, los valores internacionales de las constantes se usaron de la siguiente manera: $\lambda_K = 0.581 \times 10^{-10} \text{y}^{-1}$, $\lambda_{\beta} = 4.962 \times 10^{-10} \text{y}^{-1}$, $^{40}\text{K} = 0.01167$ (at. %).

El método K-Ar ha sido complementado por el método Ar-Ar en los últimos años, que es una variante del K-Ar en la que una pequeña parte del isótopo de potasio ^{39}K (el isótopo más abundante del K) es transformado en ^{39}Ar al irradiar la muestra en un reactor nuclear y producir una cantidad de ^{39}Ar que es proporcional al contenido de potasio de la muestra (Faure y y Mensing, 2004). Esto permite medir simultáneamente el K y el Ar en la misma muestra, con lo que disminuye el error. La diferencia fundamental es que en la geocronología por $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, no requiere ningún análisis directo del K.

Mediante la comparación de la población de átomos de ^{39}Ar y $^{40}\text{Ar}^*$ en una muestra simple, se puede calcular la proporción $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$ y por consiguiente la edad de la muestra. El bombardeo de una muestra geológica con neutrones produce una población de ^{39}Ar que es proporcional al contenido de ^{39}K de la muestra. La proporcionalidad se relaciona con la probabilidad o "sección transversal" de una interacción nuclear. Como la proporción de ^{40}K a ^{39}K se ha encontrado reproducible en un amplio rango de entornos, esto permite el cálculo de la relación $^{40}\text{Ar}^*/^{40}\text{K}$ (Faure y Mensing, 2004). Una de las complicaciones que se debe poner atención es la producción de ^{39}Ar por dispersión de neutrones a partir del contenido de calcio de la muestra mineral. También hay complicaciones con el contenido de argón atmosférico y varios escenarios de contaminación por argón (Faure y Mensing, 2004).

El uso de un espectrómetro de masas para evaluar las poblaciones de $^{40}\text{Ar}^*$ y ^{39}Ar hace posible el cálculo de la edad con una expresión similar a la del método del K-Ar.

$$t = 1/\lambda_{\text{total}} \ln ((J \times (^{40}\text{Ar}^* / ^{39}\text{Ar})_{(k)} + 1))$$

$$J = e^{\lambda t_m} - 1 / (^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar})_m$$

donde el factor de proporcionalidad J, a veces llamado "fluence", se determina mediante el uso de una edad conocida t para la calibración de la muestra, y trabajar hacia atrás hasta encontrar el valor de J. Esto permite utilizar la población de ^{39}Ar como representante del contenido de ^{40}K en la muestra, y con ello calcular su edad.

La medición de la isotopía del Argón por calentamiento parcial, se determina por medio de las mesetas graficadas en base al %, acumulado del Argón liberado y la relación $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, que es la edad aparente. Cada barra (mesetas) de datos en los esquemas, representan una fracción de liberación que comienza con temperaturas bajas en el lado izquierda y termina con la fusión de las muestras y la desgasificación total al final (hacia la derecha).

La aplicación del láser para el método de datación llegó a convertirse en una técnica muy importante. Dentro de las ventajas de esta aplicación es que se pueden datar granos minerales pequeños y se excluyen productos alterados o cualquier tipo de inclusión. El tamaño de los minerales puede ser menor que un microgramo; se puede estudiar el efecto de la temperatura, presión y alteraciones químicas (Solé, 2014).

Para el análisis de $^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}$ en la adularia, la muestra fue relavada con agua destilada. El mineral monitor TCR-2 con una edad de 28.619 Ma (Renne et al., 1994, 2010) se utilizó para controlar el flujo de neutrones y calcular el parámetro de irradiación (J) para las muestras. Las muestras y patrones se envolvieron en papel de aluminio y se cargaron en cilindros de aluminio de 2,5 cm de diámetro y 6 cm de altura. Las muestras se irradiaron en la posición 8c del reactor de investigación enriquecido en uranio de la Universidad McMaster en Hamilton, Ontario, Canadá, por 20 megawatt-hora.

Las muestras irradiadas (adularias y los monitores) se cargaron en una bandeja portamuestras de cobre con orificios de 2 mm de diámetro, que posteriormente se cargó en una línea de extracción de ultra alto vacío. Los monitores se fusionaron y las muestras se calentaron utilizando un láser de iones de argón de 6 watts siguiendo la técnica descrita en York et al. (1981), Lauer et al. (1987) y Benowitz (2014). La purificación de argón se logró usando una trampa fría de nitrógeno líquido y un absorbente SAES Zr-Al a 400°C. Las muestras se analizaron en un espectrómetro de masas VG-3600 en el Laboratorio de Geocronología de la *University of Alaska Fairbanks*. Los isótopos de argón medidos se

corrigeron por el sistema de blancos y la discriminación de masa, así como las reacciones de interferencia de calcio, potasio y cloro siguiendo los procedimientos descritos en McDougall y Harrison (1999). Típicamente, los valores de blanco (en moles) del full-system 8 min fueron generalmente 2×10^{-16} mol ^{40}Ar , 3×10^{-18} mol ^{39}Ar , 9×10^{-18} mol ^{38}Ar y 2×10^{-18} mol ^{36}Ar , que son 10-50 veces más pequeño que las fracciones de muestra / volumen estándar. Los factores de corrección para las interferencias nucleogénicas durante la irradiación se determinaron a partir de CaF_2 y K_2SO_4 irradiados de la siguiente manera: $(^{39}\text{Ar} / ^{37}\text{Ar}) \text{Ca} = 7.06 \times 10^{-4}$, $(^{36}\text{Ar} / ^{37}\text{Ar}) \text{Ca} = 2.79 \times 10^{-4}$ y $(^{40}\text{Ar} / ^{39}\text{Ar}) \text{K} = 0.0297$.

La discriminación de masa se controló mediante disparos de aire calibrados. La discriminación de masa durante estos experimentos fue del 0.8% por unidad de masa. Mientras se realizaron los experimentos, las mediciones de calibración se realizaron cada semana mensualmente para verificar los cambios en la discriminación de masa sin que se observara una variación significativa durante estos intervalos.

2.5 Microtermometría de inclusiones fluidas

La caracterización y evolución de los fluidos mineralizantes se abordó mediante estudios microtermométricos de inclusiones fluidas en los minerales de la ganga asociada a las mineralizaciones.

La técnica de microtermometría de inclusiones fluidas, apoyada con estudios petrográficos, permite determinar o estimar (Campurbi, 2010): (a) las temperaturas de formación de un depósito mineral o asociación mineral de alteración, para mapeos de temperaturas, (b) la salinidad y contenido en diversos solutos de los fluidos hidrotermales, (c) la evolución y la zonación espacial de la temperatura y la salinidad en sistemas hidrotermales activos y fósiles, (d) la identificación de procesos de precipitación mineral, (e) evidenciar la existencia de pulsos hidrotermales, (f) reconocer canales de alimentación en un depósito hidrotermal (vetas) y relacionar la posición de éstos con la distribución de mineralizaciones económicas, (g) la interacción entre fluidos químicamente contrastantes, (h) la posición de la paleosuperficie o del paleonivel freático bajo presión hidrostática, para evidenciar niveles de erosión en yacimientos (e.g. Cruz-Pérez et al., 2016), e (i) la tipología o subtipología a la que puede pertenecer una mineralización concreta (Wilkinson, 2001).

La microtermometría consiste de la identificación microscópica de los cambios de fase que experimenta el interior de las inclusiones fluidas durante un proceso controlado de enfriamiento y calentamiento. Para el análisis se usan platinas microtermométricas acopladas a un microscopio óptico. Generalmente, los objetivos del microscopio utilizados son de 50x o más y deben tener una distancia de trabajo superior a 5 mm.

Las inclusiones fluidas (IF) son porciones pequeñas de fluidos atrapados durante la formación de un mineral como consecuencia de irregularidades o defectos en este proceso, por lo que el estudio de las mismas nos permite conocer algunos procesos y estimarlas condiciones bajo las cuales ocurrió la formación de las inclusiones y los factores que influyeron durante este proceso (Fig. 2.16). Cuando se encuentran en minerales que son transparentes con luz visible o infrarroja, las IF pueden observarse en microscopio una vez que los minerales son cortados en secciones delgadas y pulidos por ambas caras con acabado metalográfico.

Dentro del estudio de las IF, la determinación de su origen es una de las etapas más importantes, durante esta tarea se crean esquemas con relación al “*timing*” de atrapamiento de las IF relativo al mineral que las contiene. Se evalúan estas paragénesis con el objetivo de determinar cuál de ellas está relacionada con el problema a resolver. El estudio microscópico

de muestras específicas permite separar a las inclusiones que son formadas durante las fases iniciales de crecimiento de un cristal (inclusiones primarias y pseudosecundarias) de aquellas que se formaran tiempo después del crecimiento del mineral (inclusiones secundarias) y definir familias de inclusiones fluidas (FIAS).

El término primario se usa normalmente para referirse a las inclusiones que han sido atrapadas como un resultado directo del crecimiento del cristal. Las inclusiones secundarias se forman después que el cristal ha concluido su desarrollo, normalmente cuando se rellenan microfracturas o rasgos de deformación que cortan al cristal. Las IF catalogadas como pseudosecundarias se forman antes que el cristal haya terminado su crecimiento, en origen son similares a las IF secundarias ya que son atrapadas en microfracturas o en otros rasgos de deformación (Roedder, 1984; Bodnar, 2003).

Otros tipos de clasificación ampliamente utilizado son (Shepherd et al., 1985): (a) indicar con letras los diferentes tipos de IF en función de las fases y componentes (p.e., líquido: L, vapor: V, sólido: S, CO₂: C, etc.), y (b) a partir de las fases (líquida, gaseosa, sólida) que presentan (p.e., monofásica, si sólo presenta una fase, bifásica si presenta 2 fases las cuales son la líquida y la gaseosa, trifásica, si presenta 3 fases, que son la líquida, la sólida y la gaseosa y polifásica si presenta más de 3 fases).

El tipo de atrapamiento de IF es de dos tipos (Roedder, 1984 y Shepherd et al., 1985): (1) Homogéneo si las IF que estamos estudiando fueron atrapadas a partir de un fluido homogéneo y todo lo que vemos en las IF se ha formado en el interior de las mismas. (2) Heterogéneo que el fluido atrapado en las IF originalmente no era homogéneo, bien sea debido a inmiscibilidad entre líquidos, entre líquidos y gases (ebullición o efervescencia), o por la presencia de sólidos en suspensión derivados de la saturación en dichos sólidos de las soluciones mineralizantes.

Las premisas establecidas para que el estudio de las inclusiones fluidas sea válido son las “reglas de Roedder” (Bodnar, 2003):

- El comportamiento de las IF es como un sistema cerrado en el cual no haya habido ningún intercambio (adherencia o pérdida) de los fluidos o sólidos componentes de la inclusión después de su atrapamiento.
- Las inclusiones deben ser atrapadas en una fase homogénea.
- Las inclusiones representan un sistema isocórico (volumen constante).

Los procesos que pueden suscitarse post-atrapamiento en una IF son (Shepherd et al. 1985; Bodnar, 2003): Separación de fases, re-equilibrio de las paredes de las inclusiones, extensión-dilatación (*stretching*), filtración-fuga o decrepitación parcial (*leakage*), decrepitación, estrangulamiento (*necking-down*) y metaestabilidad, estos procesos pueden ser identificados por observaciones detalladas de petrografía de inclusiones fluidas, según recomendaciones de (Ulrich y Bodnar 1988; Van den Kerhof y Hein 2001).

Las mediciones microtermométricas se realizan con una exhaustiva petrografía de la muestra para reconocer la paragénesis mineral y de inclusiones para definir FIAS, y procesos post-atrapamiento (Fig. 2.17). Las mediciones refieren a cambios fases cuando se congelan las muestras, con ayuda de nitrógeno líquido y cuando se calientan con la platina (Fig. 2.17).

Los datos más comunes que se obtienen a partir de la microtermometría de inclusiones fluidas son los siguientes (Roedder, 1984; Goldstein, 2001):

- Temperatura del eutéctico (T_e): Temperatura a la cual se produce la primera fusión en una IF sobre-enfriada. Esta temperatura denota el sistema termodinámico en que debemos calcular las mediciones de la salinidad (p.e. $\text{NaCl-H}_2\text{O}$, $\text{CaCl}_2+\text{H}_2\text{O}$, etc.).
- La temperatura de fusión de clatratos (hidratos de CO_2 , CH_4 , etc.), que permite identificar la presencia de algunos gases en las inclusiones.

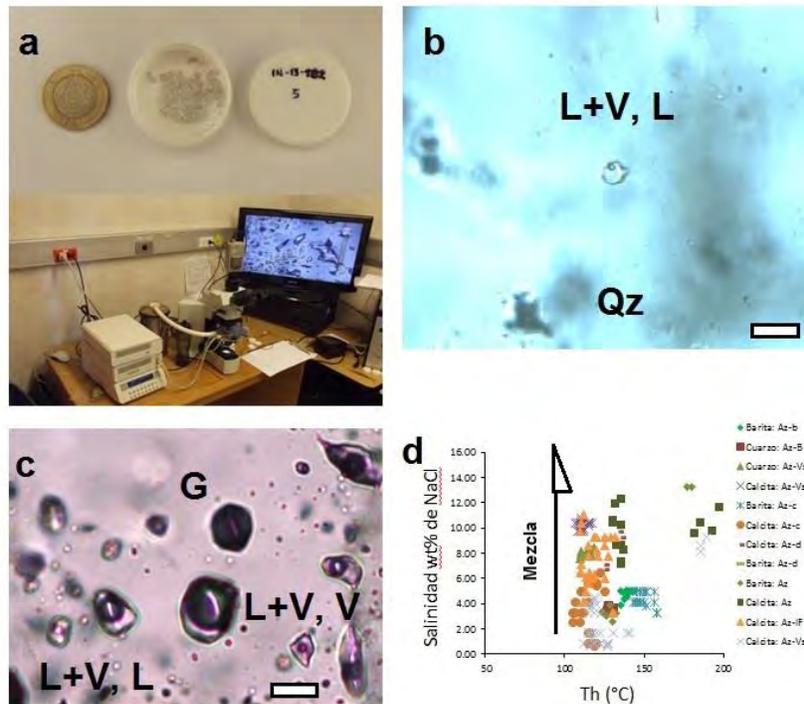


Figura 2.16 (a) muestra doblemente pulida para análisis de microtermometría de inclusiones fluidas y platina microtermométrica Linkam acoplada a un microscopio petrográfico y a una pantalla. (b) inclusión bifásica de líquido (L) y vapor (V) con predominio de líquido (L+V, L) alojada en cuarzo (Qz), barra blanca 10 μm . (c) muestra con coartrapamiento heterogéneo de inclusiones, ricas en gas, en líquido y bifásicas con relaciones volumétricas variables entre sus componentes, denotando un proceso de ebullición, barra blanca 10 μm (cortesía de González-Partida). (d) resultados de mediciones microtermométricas de inclusiones fluidas en yacimiento hidrotermal de manganeso, nótese la tendencia vertical de los datos de Th ($^{\circ}\text{C}$) y salinidad (wt% de NaCl), indicando un proceso de mezcla.

- Temperatura de fusión del hielo ($T_{m_{ice}}$): Son las temperaturas a las que se produce la fusión total de un fluido acuoso, carbónico, etc. En el caso de fluidos acuosos, se observa la temperatura de fusión del hielo, que es proporcional a la salinidad del mismo.
- La temperatura de solubilización de cristales hijos, que permite calcular la salinidad para determinados componentes en inclusiones con cristales hijos.
- Temperatura de homogenización (Th): Es la temperatura a la cual una fase acuosa y una fase gaseosa se convierten en una sola fase, pudiéndose producir homogeneizaciones a líquido, a vapor, o a fluido supercrítico. Esta temperatura se entiende como la temperatura mínima de atrapamiento de la inclusión. En algunos sistemas naturales de formación somera esta temperatura equivale prácticamente a la

temperatura de atrapamiento, puesto que no es necesario aplicar una corrección de presión. Sin embargo, en sistemas naturales de formación más profunda, para conocer la temperatura de atrapamiento mediante la T_h de las inclusiones fluidas, es preciso conocer la profundidad de formación del mineral o paragénesis mineral huésped o, lo que es lo mismo, la presión a la que se produjo el atrapamiento, mediante geobarómetros.

Las IF fueron estudiadas por la técnica de microtermometría en una platina térmica Linkam THMSG 600 del Centro de Geociencias de la UNAM, en Juriquilla, Querétaro (Fig. 2.16a). La reproducibilidad de las mediciones fue de $\pm 0.2^\circ \text{C}$ por debajo de los 0°C (temperatura de fusión del hielo; T_{fh}), y de $\pm 2^\circ \text{C}$ para las temperaturas de homogenización (T_h). La platina está montada sobre un microscopio Olympus, con objetivos de hasta 100x y un amplificador de 1.6x.

La operación de la platina se logra por medio de una sencilla consola electrónica, donde se puede manejar manualmente, tanto el calentamiento como el congelamiento, así como la velocidad con la que se realizan los cambios de temperatura. La platina Linkam THMSG 600 tiene capacidad para congelar las muestras hasta alrededor de los -196° y calentarlas hasta aproximadamente 600°C .

El sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ se caracteriza por un punto eutéctico a -21.2°C y un punto peritético a $+0.1^\circ \text{C}$. Para salinidades <23.2 por ciento en peso de NaCl eq., el fluido está subsaturado en NaCl , para concentraciones >26.3 por ciento en peso de NaCl eq., está sobresaturado en NaCl y se observa un cristal de halita en el interior de la inclusión (Roedder, 1984). Una ecuación que describe la salinidad y temperatura de fusión del hielo fue propuesta por Bodnar (1993):

$$\text{Salinidad (peso \%)} = 0.00 + 1.78\theta - 0.0442\theta^2 + 0.000557\theta^3$$

donde θ es el abatimiento del punto de congelación (FPD) en grados Celsius.

La ecuación anterior es útil para el rango de composiciones desde el agua pura hasta la composición eutéctica (23.2 por ciento en peso de NaCl eq.) y un rango de temperatura desde 0.0°C hasta la T_e (-21.2°C) (Shepherd, et al., 1985; Bodnar, 2003).

Además, Bodnar (1993) propuso una serie de tablas para el cálculo de la salinidad en IF en el sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ con el dato de $T_{m_{ice}}$.

La salinidad se expresa en tanto por ciento en peso de cloruro de sodio equivalente (por ciento en peso de NaCl eq.). La densidad del fluido y la salinidad se pueden calcular a partir de datos microtermométricos obtenidos a partir de las ecuaciones y tablas de Roedder (1984), Zhang y Frantz (1987) y Bodnar (1993), asumiendo un sistema de $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$ (Bodnar, 1983).

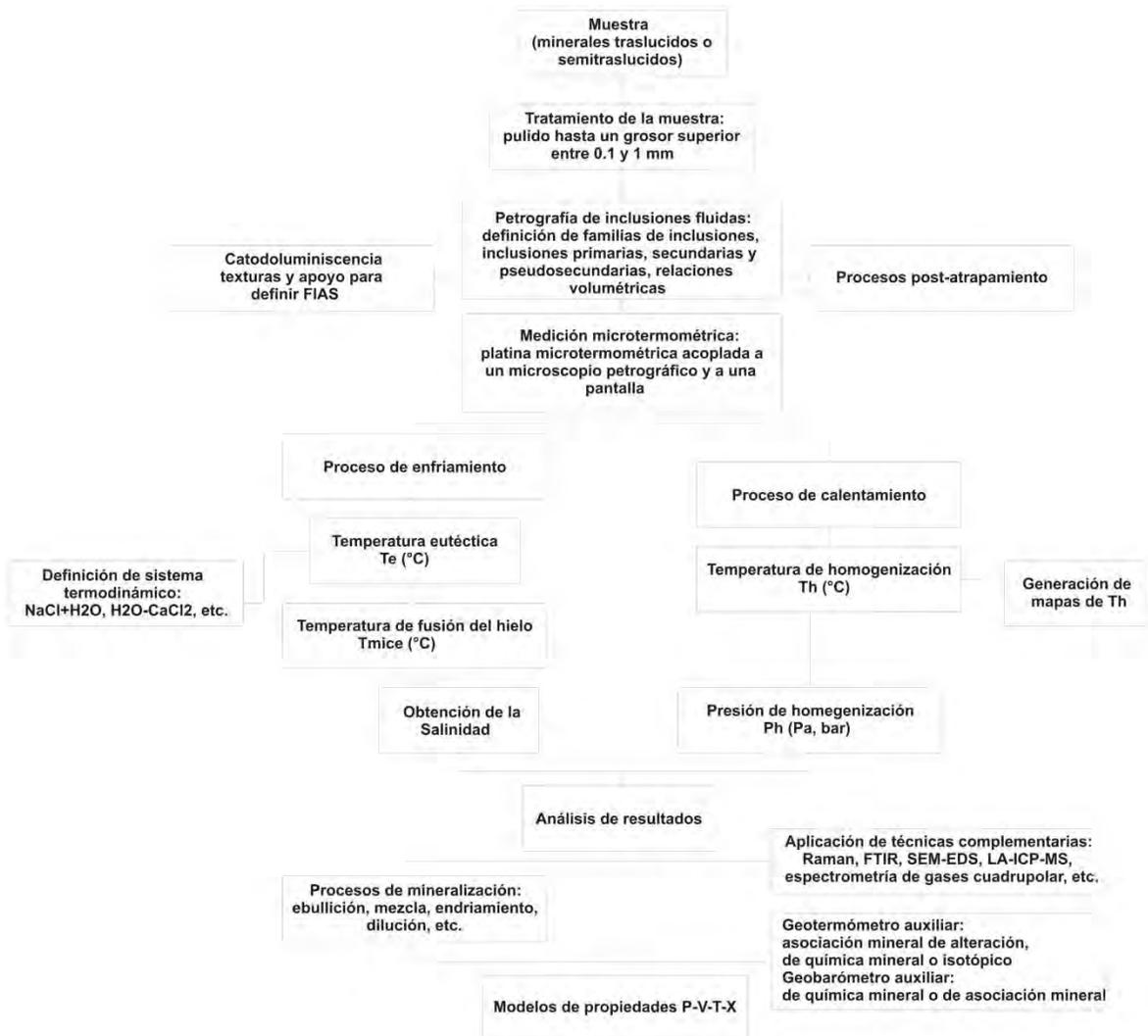


Figura 2.17. Procedimientos para la toma de datos microtermométricos de inclusiones fluidas de muestras doblemente pulidas, hasta su análisis y aplicación de técnicas complementarias.

3. Marco Geológico

3.1 Marco Geológico Regional

La presente configuración de la Península de Baja California está fuertemente influenciada por su evolución geodinámica desde el Paleogeno al reciente, que puede generalizarse en estructuras tectónicas de ambiente distensivo y vulcanismo miocénico asociado a un contexto de subducción, producto de un nuevo régimen tectónico pasando de subducción a transcurrancia. Las cuencas tectónicas más sobresalientes se encuentran en la parte meridional de la Península (e.g. Boleo, Bahía Concepción, San Nicolás y Loreto) y en el Golfo de California (e.g. Alarcón, Guaymas, Tiburón, Delfin, Consag y Wagner, fig. 3.1). Los depósitos con mayor extensión al sur de la península corresponden a rocas volcánicas calcalcalinas del Grupo Comondú (Bigioggero et al., 1996). Umhoefer et al. (2001) interpretan que estas rocas volcánicas se formaron en un magmatismo de antearco, desarrollado durante el Mioceno en un contexto de prerift (Ledesma-Vázquez y Johnson, 2001).

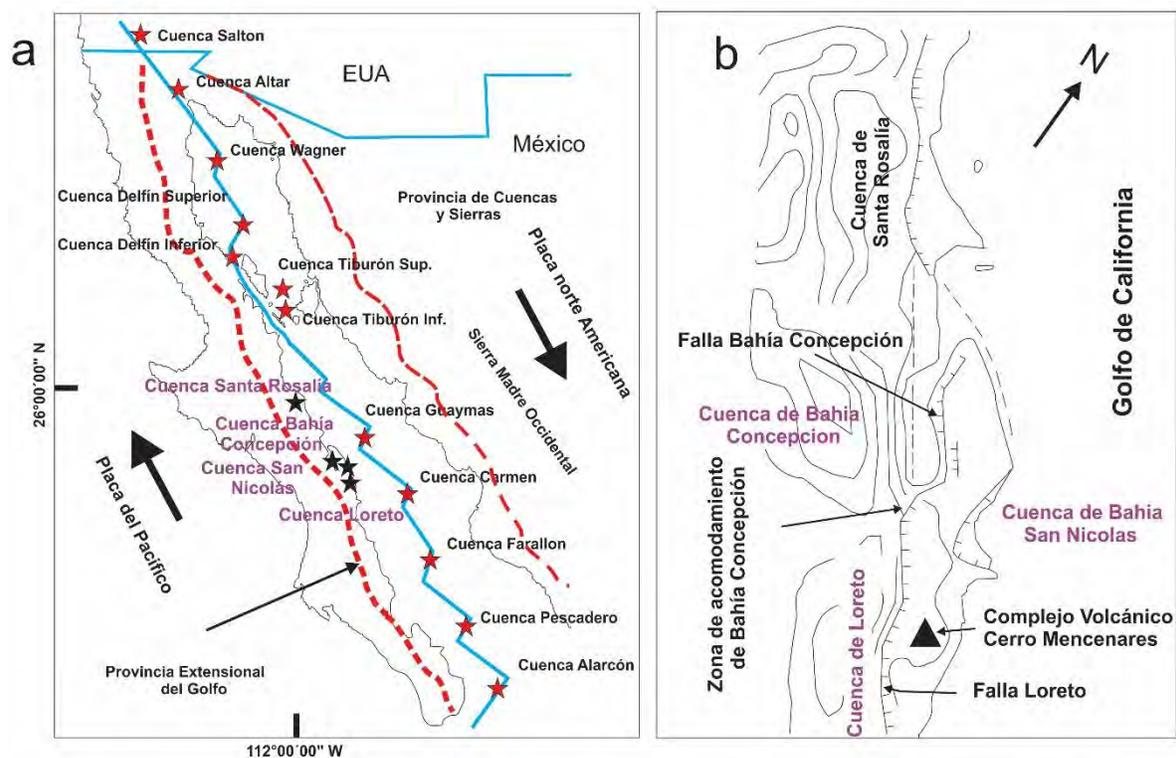


Figura 3.1 (a) Configuración tectónica generalizada de la Península de Baja California con sus principales cuencas (Modificado de Aragón-Arreola y Martín-Barajas 2007). (b) Cuencas tectónicas continentales meridionales de la Península de Baja California (Ledesma-Vázquez y Johnson, 2001)

Durante el Paleogeno-Neogeno ocurrieron dos eventos geológicos importantes: (1) construcción en el Paleoceno-Oligoceno y Mioceno de la provincia volcánica de la Sierra Madre Occidental, predominantemente de depósitos de ignimbritas (McDowell y Keizer, 1977; McDowell y Clabaugh, 1979; Cochemé, 1985; Albrecht, 1990; Ferrari et al., 2005), asociada a la subducción de la Placa Farallón debajo de la Placa de Norteamérica, y (2) cambio en la geometría de la subducción durante el Mioceno, con migración del volcanismo

al oeste formando el arco de Comondú a lo largo de la costa actual de Sonora y Baja California, entonces adyacente al continente (Gastil et al., 1979; Hausback, 1984; Lonsdale, 1991; Stock y Lee, 1994; Martín-Barajas et al., 1995; Martín-Barajas et al., 2000). El vulcanismo de tipo arco calcialcalino fue activo desde los ~26 Ma en el norte de Baja California, hasta los ~11 Ma en Baja California Sur (Gastil et al., 1979; Hausback, 1984). El vulcanismo calcialcalino, predominantemente intermedio a ácido, continuó esporádicamente hasta el Cuaternario (e.g. Cerro Mancenares, Bigioggero et al., 1995, 1996; Volcanes Tres Vírgenes, Capra et al., 1998; Caldera La Reforma, Demant, 1984), así como un vulcanismo intermitente de basaltos-andesitas ricos en magnesio, adakitas, basaltos-andesitas toleíticos alcalinos, y basaltos ricos en niobio (Aguillón-Robles et al., 2001; Benoit et al., 2002; Bellon et al., 2006; Conly et al., 2005; Pallares et al., 2007; Negrete-Aranda y Cañón-Tapia, 2008).

La migración del arco magmático es contemporánea con una fase de extensión cortical generalizada en la porción oeste y suroeste de la Placa de Norteamérica, conocida como Provincia de Cuencas y Sierras (Aranda-Gómez et al., 2000). Además, en el Mioceno medio, la deformación fue restringida a una región extensa del noroeste de México conocida como la Provincia Extensional del Golfo, comprendida en la región oeste de la Sierra Madre Occidental hasta el escarpe principal del Golfo en la Península de Baja California (Moore, 1973; Stock y Hodges, 1989). Durante el Mioceno tardío – Plioceno temprano, la deformación localizada en el lado oeste de la Provincia Extensional del Golfo definió el rift del Golfo de California y promovió una incursión marina generalizada que formó el Golfo de California (Lonsdale, 1989; Oskin y Stock, 2003). La extensión en el Golfo de California parece haber ocurrido en dos etapas (Fig. 3.2) (Martín-Barajas et al., 2001): (a) etapa del proto-Golfo (~12-6 Ma), la Península de Baja California actuó como una microplaca confinada entre las placas de Norteamérica y Pacífico, de tal forma que la apertura temprana del Golfo se suma al movimiento total entre estas dos placas. Esta etapa temprana del rift debió tener un movimiento más ortogonal con el desplazamiento de rumbo ubicado fuera del proto-Golfo y posiblemente a lo largo del borde continental del Pacífico. En esta etapa dentro del dominio central de la península de Baja California se formaron múltiples depocentros alineados al NO: Santa Rosalía, Bahía Concepción, San Nicolás y Loreto (Ledesma-Vázquez, 2002); (b) Posterior a 6 Ma un movimiento oblicuo de la Península de Baja California adherida a la Placa Pacífico, durante la apertura del Golfo, tuvo lugar mediante el movimiento oblicuo Pacífico-Norteamérica. La etapa más reciente de extensión está asociada al desarrollo del sistema de fallamiento San Andrés-Golfo de California, cuyo inicio se sitúa entre 6 y 4 Ma (Lonsdale, 1989; Lee et al., 1996).

Por otro lado, Fletcher et al. (2007) propone que la Península de Baja California se desplazó hacia el noreste al menos 500 km a lo largo del sistema transforme del Golfo de California-San Andrés en los últimos 10 Ma. El movimiento fue en una fase donde la deformación es acomodada en la margen oblicua del rift, el cual tiene variaciones angulares sutiles (Fig. 3.3)

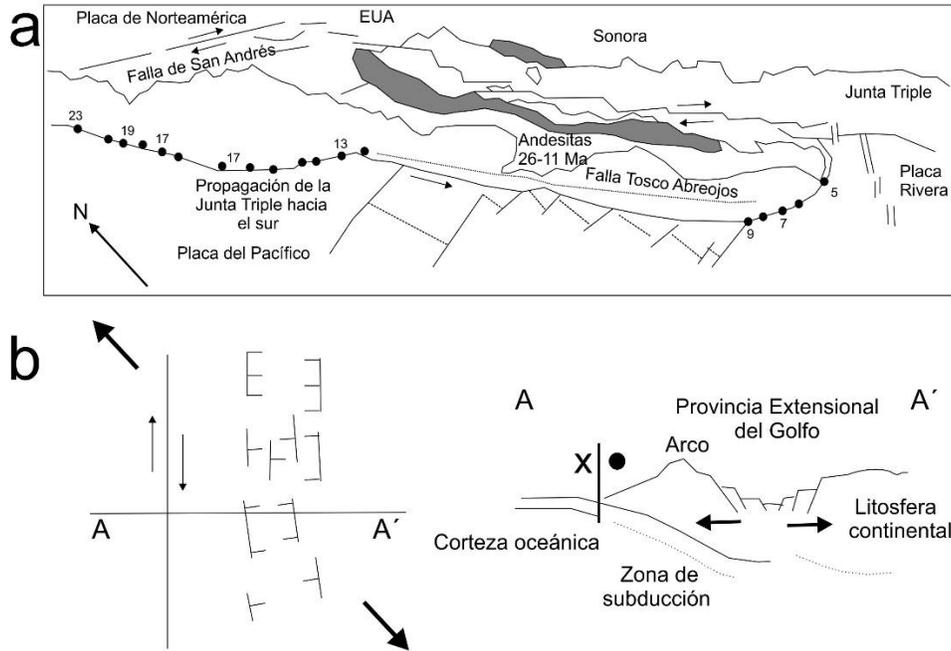


Figura 3.2 (a) Principales elementos tectónicos del noreste de México, mostrando la migración de la junta del punto triple. Los números representan millones de años (Martín-Barajas y Delgado-Argote, 1995). (b) Evolución tectónica en dos etapas, en la izquierda se generaliza la cinemática de la apertura en vista en planta, con extensión ortogonal a casi ortogonal (protogolfo), seguido de desplazamiento lateral derecho; en la derecha se muestra en sección esquemática el modelo de apertura (basado de Stock y Hodges, 1989).

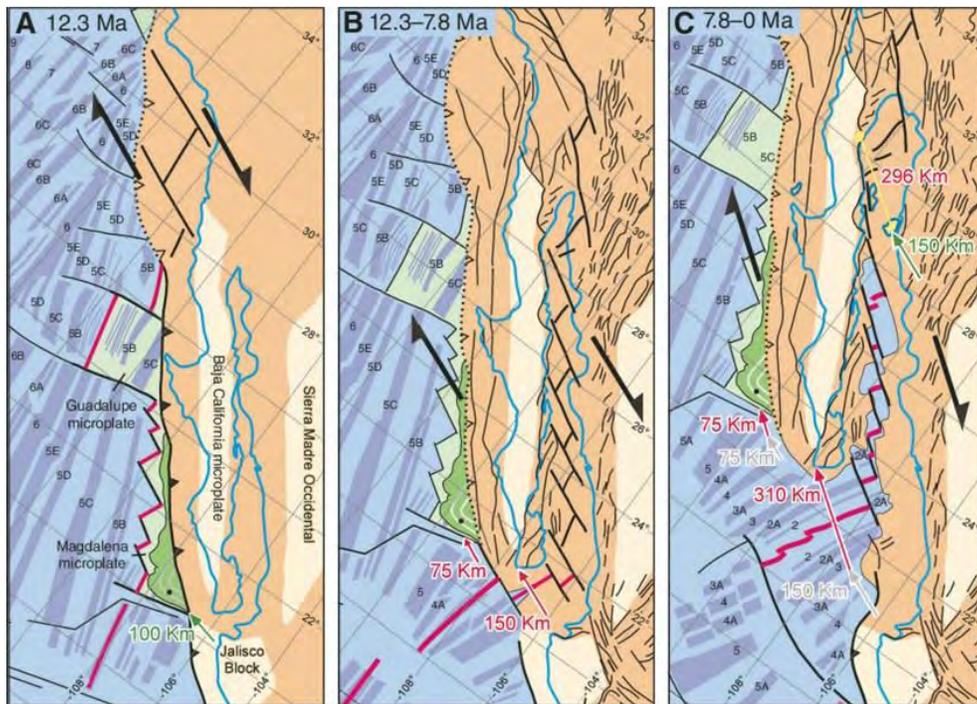


Figura 3.3 Modelo de la evolución del rift del Golfo de California en una sola etapa en la que la deformación se acomoda en la margen oblicua del rift, el cual tiene variaciones angulares mínimas (Fletcher et al., 2007).

3.2 Marco Geológico Local

En la región de Bahía Concepción de manera predominante se encuentran rocas volcánicas y volcanoclásticas pertenecientes al Grupo Comondú (Oligoceno-Mioceno) y rocas subvolcánicas asociadas, apófisis graníticas (Cretácico), así como rocas sedimentarias marinas, flujos de lava, domos y rocas piroclásticas recientes (Plioceno-Cuaternario) (Camprubi et al., 2008; Fig. 3.4 y 3.5).

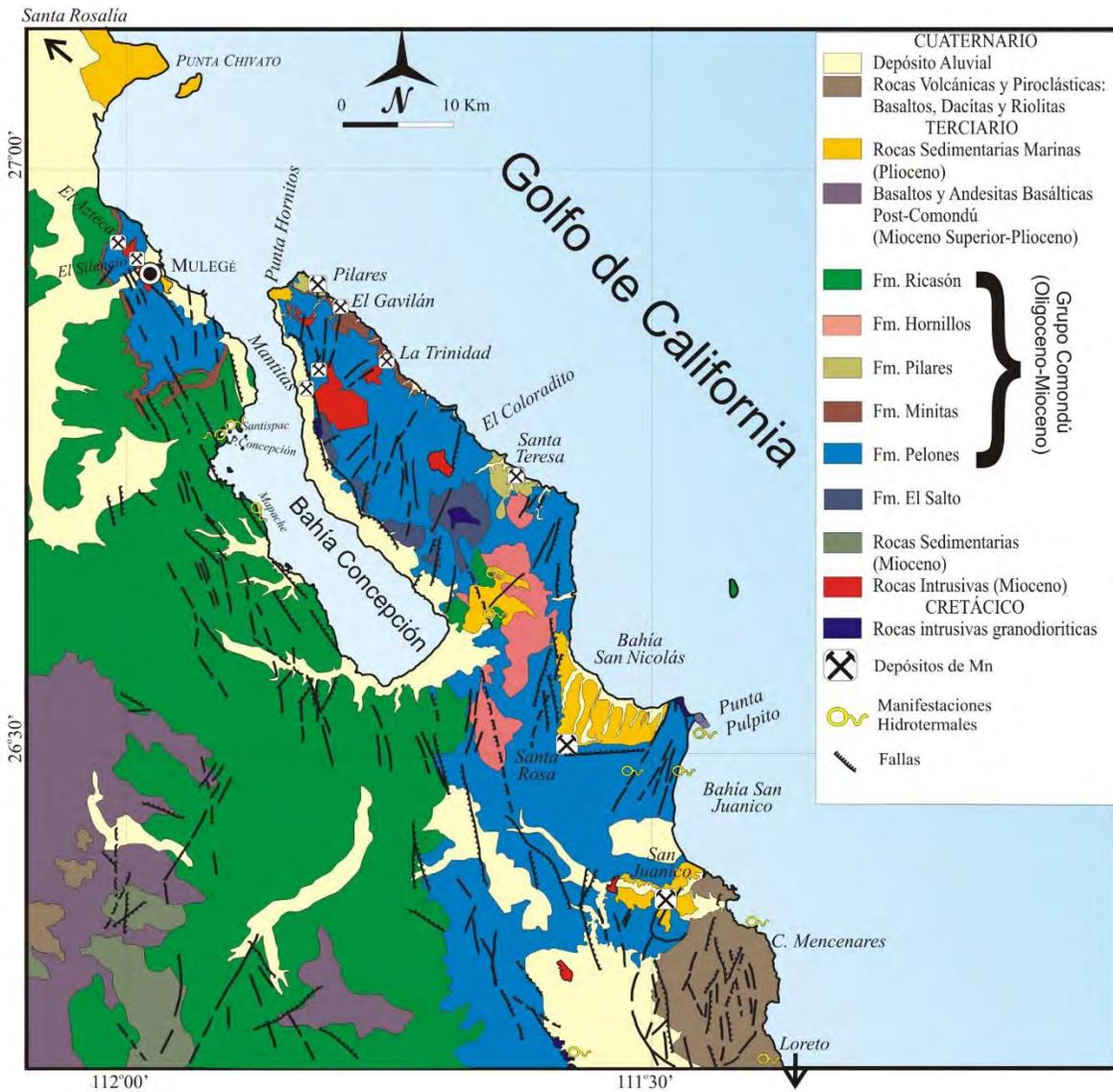


Figura 3.4 Mapa geológico del área de Bahía Concepción, con la ubicación de las zonas mineralizadas. Modificado de McFall (1968), Romero-Rojas y Terán-Ortega (1993), Terán-Ortega et al. (1993), Casarrubias-Unzueta y Gómez-López (1994), Maraver-Romero et al. (1997); Ledesma-Vázquez et al. (1997); Ledesma-Vázquez et al. (2006).

3.2.1 Paleozoico-Mesozoico

El basamento en la región de Bahía Concepción lo constituyen una serie de granitoides de edad cretácica alojados en esquistos paleozoicos. En el área de estudio y en sus alrededores afloran rocas graníticas, granodioríticas, cuarzomonzonitas, monzonitas y

monzodioritas concretamente en el centro y oeste de Península de Concepción, en el área de Bahía San Nicolás y en el Valle de San Juan Londó.

El basamento granodiorítico fue fechado en Península de Concepción por K-Ar con una edad de 78.4 ± 2.9 Ma (McFall, 1968) y en Punta San Antonio, en el área de Bahía San Nicolás por K-Ar con una edad de 99 ± 2 Ma (Ledesma- Vázquez, 2000). McLean (1988) también fechó el basamento granítico en las proximidades de Loreto, mediante K-Ar encontrando una edad de 94 ± 2 Ma. Estas edades son similares a las reportadas en basamento de granítico en la zona de Tres Vírgenes, B.C.S. (91.2 ± 2.1 Ma; López et al., 1993). Los esquistos paleozoicos afloran al oeste de Península de Concepción pero por sus reducidas dimensiones de sus afloramientos no son cartografiables (McFall, 1968). Regionalmente, el basamento metamórfico de esquistos y granitoides aflora fuera del área de estudio al norte en la cuenca de Santa Rosalía (Delgado-Argote, 2000; Ortega-Rivera, 2003). No se observaron en el área los afloramientos de esquistos reportados por McFall (1968).

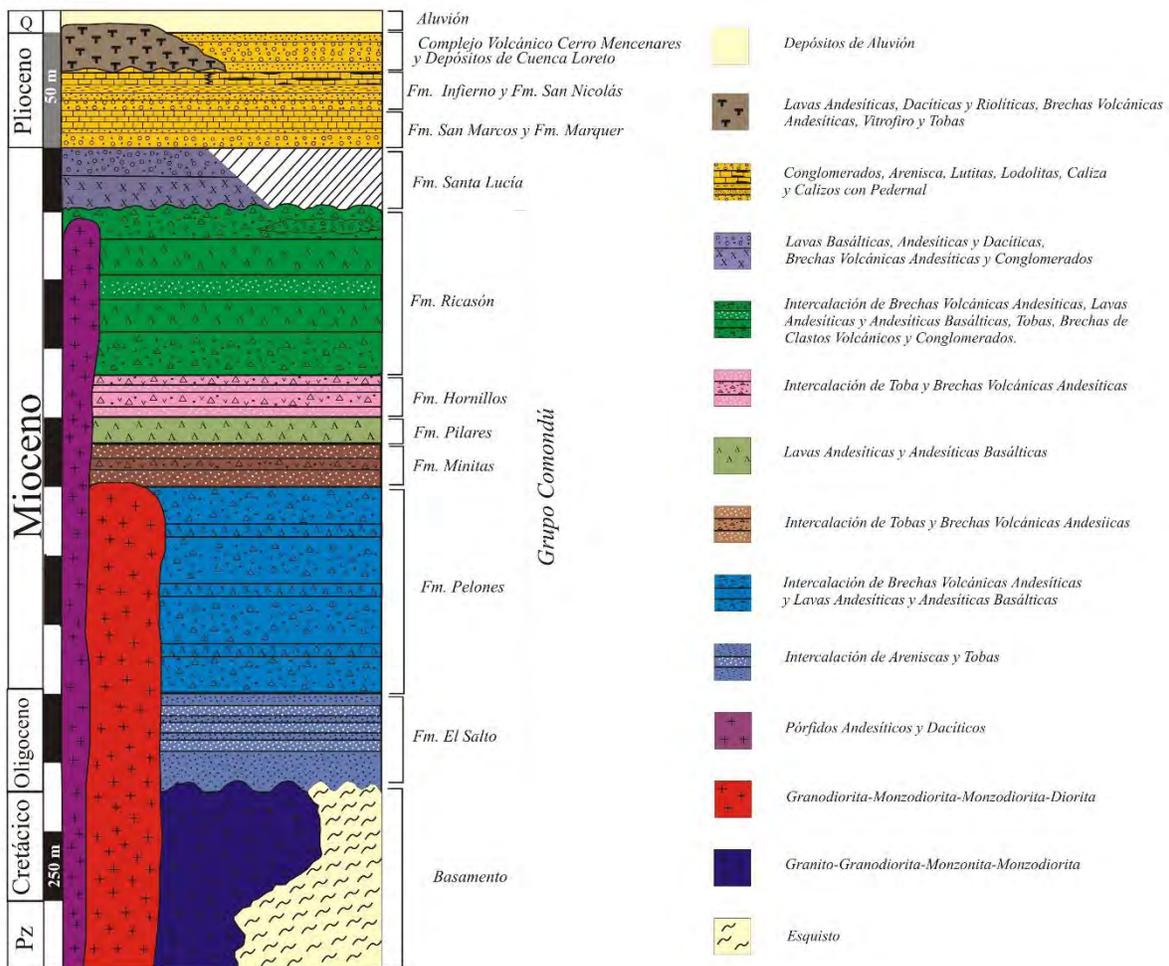


Figura 3.5 Columna estratigráfica del área de estudio. Modificado de McFall (1968), Romero-Rojas y Terán-Ortega (1993), Terán-Ortega et al. (1993), Casarrubias-Unzueta y Gómez-López (1994), Maraver-Romero et al. (1997); Ledesma-Vázquez et al. (1997); Ledesma-Vázquez et al. (2006).



Figura 3.6 Basamento cretácico de la región de Bahía Concepción. (a) Granito en Península de Concepción. (b) Granodiorita (Grd) en contacto con la Formación El Salto. (c) Granito en el Imposible, Valle de San Juan Londó.

3.2.2 Cenozoico

El Cenozoico está compuesto principalmente por una secuencia volcánica conocida como Grupo Comondú, del Oligoceno-Mioceno medio, de carácter calcialcalino y de tipo arco volcánico, compuesto de las formaciones: El Salto, Pelones, Minitas, Pilares, Hornitos y Ricasón (McFall, 1968; Umhoefer et al., 2001; Camprubí et al. 2008). La terminología estratigráfica del arco volcánico del Oligoceno-Mioceno en Baja California Sur es controversial; sus unidades han sido denominadas como Formación Comondú o Grupo Comondú por diversos autores (Heim, 1922; Beal, 1948; Mina, 1957; McFall, 1968; Gastil et al., 1979; Hausback, 1984). Algunos otros prefieren usar el término de Cinturón Andesítico Miocénico (Bigioggero et al., 1996). El término de Grupo Comondú ha sido aplicado por Umhoefer et al. (2001), como la agrupación compleja de diversas unidades litológicas comprendidas entre ~30-12 Ma.

3.2.2.1 Formación El Salto

Discordantemente por encima del basamento se dispone la Formación El Salto, del Oligoceno (~30-19 Ma), con un espesor promedio de 250-300 m, se compone de una secuencia de areniscas, intercaladas con depósitos de toba, conglomerados y algunos derrames andesíticos-basálticos (McFall, 1968; Noble 1950; Umhoefer et al., 2001). La formación aflora en el oeste de la Península de Concepción, al este de Bahía San Nicolás, al oeste y sur de Cerro Mancenares, el oeste del Valle de San Juan Londó y al oeste y NO de Loreto (Fig. 3.4 y 3.5). Adicionalmente se observan unidades de areniscas ricas en cuarzo y litarenitas con estratificación cruzada y bioturbación, con intercalaciones de conglomerados y tobas, y cortada por diques máficos y piroclásticos <0.5 m de espesor, los últimos en el límite de Cuenca San Nicolás (Fig. 3.7). Las edades isotópicas reportadas para tobas de la Formación El Salto en la Península de Concepción fueron de 28.1 ± 0.9 Ma (McFall, 1968), y otras al NO de Loreto con una edad de 20.27 ± 0.08 Ma (Umhoefer et al., 2001). En el suroeste de Cerro Mancenares la edad de esta formación por medio de trazas de fisión en apatito es de 29.6 ± 3.5 Ma (McLean, 1988). Esta unidad está relacionada con la actividad tardía del vulcanismo de la Sierra Madre Occidental (McDowell y Keizer, 1977; Gastil et al., 1979).



Figura 3.7 Formación El Salto. (a) Perfil de la secuencia de la Formación El Salto, Valle San Juan Londó. (b) Detalle de unidades de areniscas y areniscas tobáceas de la Formación, Vall de San Juan Londó. (c) Estratificación cruzada de unidad de litarenitas, Península de Concepción. (d) Unidad de areniscas ricas en cuarzo cortadas por dique piroclastico con fragmentos de granodiorita y volcánicos, Punta San Antonio.

3.2.2.2 Formación Pelones

Sobreyaciendo a la Formación El Salto se encuentran tobas, brechas andesíticas, lavas andesíticas y basálticas, diques y sills de composición intermedia a básica (~19-12 Ma) de la Formación Pelones, con una potencia entre 450-750 m (McFall, 1968; Casarrubias-Unzueta y Gómez-López, 1994; Umhoefer et al., 2001). Los afloramientos más completos de la Formación Pelones se ubican en el centro y sureste de la Península de Concepción y en los alrededores de Mulegé (Rodríguez-Díaz, 2009). Un flujo andesítico y brecha andesítica al suroeste de Bahía Concepción fueron datados por K-Ar en roca total por Sawlan y Smith (1984), obteniéndose edades alrededor de los 17 Ma. Esta formación alberga a las estructuras de las minas Guadalupe, Minitas y Santa Teresa, en Península de Concepción, y El Silencio y La Azteca, al norte de Mulegé (Fig. 3.4).

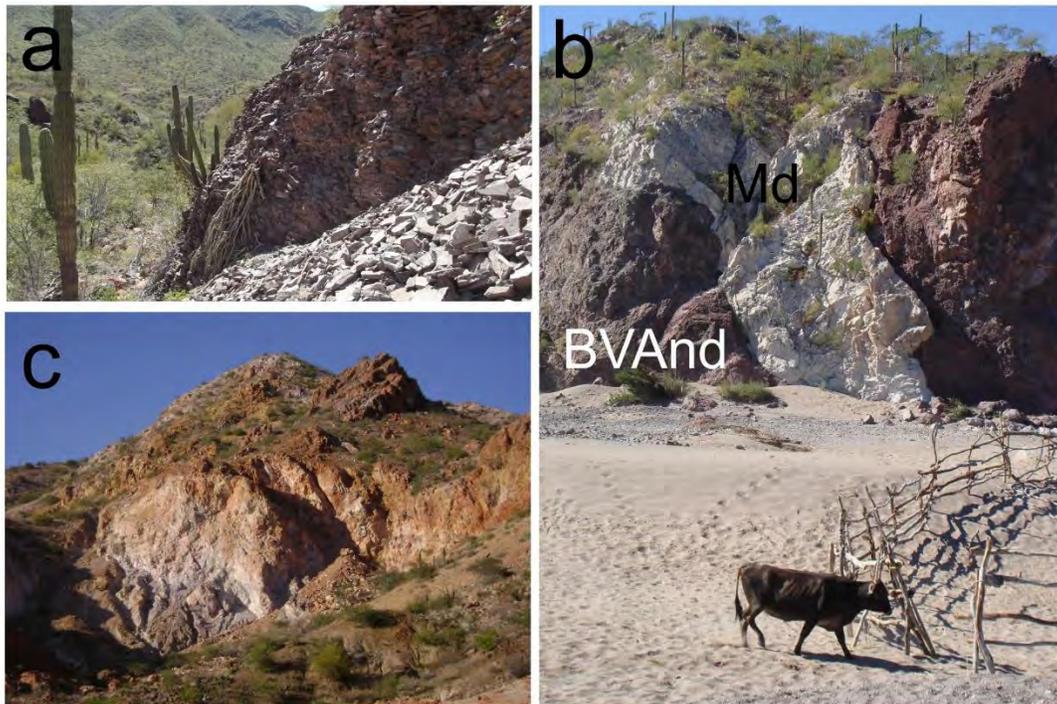


Figura 3.8 Formación Pelones. (a) Lavas andesíticas microporfídicas lajeadas, alrededores de ventilas termales Los Volcanes, Cuenca San Nicolás. (b) Brecha volcánica andesítica (BVAnd) cortada por dique monzodiorítico (Md), alrededores Mina San Juanico. (c) Stock de tonalita silicificada, oxidada y argilizada, Mina el Silencio, Mulegé.

Una gran cantidad de rocas hipabisales de composición básica a intermedia, emplazadas como enjambres de diques subverticales y sills de orientación preferente al NE, se presentan en el norte, centro y sureste de la Península de Concepción, en menor medida en los alrededores de Mulegé y Loreto, fuera del área de estudio. Los filones tienen dimensiones variables (hasta 5 km) y espesores entre 1 y 45 m. Dataciones por K-Ar en los diques de Península de Concepción y noroeste de Loreto indican edades entre 23 y 16 Ma (Gastil et al., 1979; Hausback, 1984). Otro tipo de intrusiones, menos abundantes, son de composición tonalítica, constituyen pequeños stocks en el Cerro Beatriz y en el Cerro Vinorama, la cumbre más alta de la Península de Concepción (~615 m.s.n.m.) Este stock fue datado por K-Ar en 20 ± 2.0 Ma (McFall, 1968). Esta formación fue observada en los alrededores de Mulegé representada por flujos andesíticos y andesíticos porfídicos con

fenocristales de piroxeno, cortados localmente por diques de pórfidos andesíticos, en los alrededores de Mina San Juanico, derrames lávicos microporfídicos de piroxeno lajeados en la zona de ventilas termales Los Volcanes, brechas volcánicas andesíticas cortadas por diques monzodioríticos de biotita, y un stock tonalítico silicificado, argilizado y oxidado que aloja a la Mina El Silencio, Mulegé (Fig. 3.8).

3.2.2.3 Formación Minitas

La Formación Minitas en Punta Pilares y en sus alrededores, al NE de la Península de Concepción, está constituida de tobas cristalinas-líticas, que subyacen a un depósito de brechas volcánicas andesíticas, cubiertas por derrames lávicos andesíticos-basálticos con microfenocristales de plagioclasa, ocasionalmente se observan diques andesíticos microporfídicos de piroxeno. Esta secuencia tiene un espesor variable de 30 a 150 m (Noble, 1950; MacFall, 1968). Los afloramientos más completos de esta formación ocurren al sureste de la mina El Gavilán y en la mineralización de La Trinidad.



Figura 3.9 Depósitos de la Formación Minitas. (a) Adyacente a la Mina Pilares, al norte de Península de Concepción. Unidad de toba (Tb) sobreyacida por una brecha de clastos andesíticos (BrCAnd) y un derrame lávico andesítico (And). En La Mina Trinidad, derrame andesítico en bloques.

3.2.2.4 Formación Pilares

En los alrededores de la mina El Gavilán, en Punta Concepción, por encima de las formaciones Pelones y Minitas, se encuentra la Formación Pilares que se compone de una secuencia de lavas andesíticas, andesíticas-basálticas, lavas semialmohadilladas, depósitos de escoria e intrusivos en forma de diques y sills subverticales de pórfidos andesíticos (Noble, 1950; McFall, 1968). En el área de la Mina El Gavilán esta secuencia alcanza una potencia aproximada de 120 m y alberga estructuras mineralizadas de Mn en la Mina El Gavilán (Fig. 3.10). Además, al sur de Punta Gato, también alberga a otra mineralización de Mn y Cu Pilares.

3.2.2.5 Formación Hornillos

En algunas áreas al este, oeste y en su mayor parte al sureste de Península de Concepción afloran los depósitos de la Formación Hornillos. Esta Formación sobreyace a las formaciones Pelones y Pilares, y generalmente separa a las formaciones Pelones y Ricasón. La Formación Hornillos está formada por tobas con lentes conglomeráticos de clastos redondeados y brechas andesíticas-basálticas, con una potencia menor a los 100 m (McFall, 1968; Maraver-Romero *et al.*, 1997). Algunos autores consideran las Formaciones Minitas,

Pilares y Hornillos como parte de la Formación Pelones (Meldahl *et al.*, 1997). Esta formación fue observada al noreste de la ranchería Santa Rosaliíta, al sureste de Bahía Concepción, como una secuencia de tobas, tobas-areniscas y andesitas-brechas andesíticas (Fig. 3.11).



Figura 3.10 Formación Pilares. (a) Afloramientos de derrames andesíticos adyacente a Mina El Gavilán. (b) Andesita (And) porfídica de plagioclasa con vetillas de óxidos de Mn (OxMn) en Mina El Gavilán. (c) Andesita con vetillas y pátinas de carbonatos de cobre (Cu) en Mina Pilares. (d) Andesita porfídica de plagioclasa con lentes y vetillas de barita (Ba).



Figura 3.11 Formación Hornillos, depósito de toba y toba-arenisca sobreyacida por andesitas-brechas andesíticas, ranchería Santa Rosaliíta

3.2.2.6 Formación Ricasón

Como miembro final del Grupo Comondú, aflorando por encima de las formaciones Pelones y Hornillos, se halla la Formación Ricasón (McFall, 1968). Esta unidad tiene una edad de ~15-12 Ma (Umhoefer *et al.*, 2001). La Formación Ricasón está formada de la base a la cima por tobas, en muy poca proporción, brechas y lavas andesíticas, pórfidos andesíticos, basaltos y diques andesíticos, en mayor cantidad que en la Formación Pelones. El espesor aproximado para esta unidad varía de 600 m en los alrededores de Loreto hasta 450 m al oeste de Bahía Concepción (McFall, 1968; Maraver-Romero *et al.*, 1997; Umhoefer, 2001).

Las rocas de la Formación Ricasón afloran mayoritariamente al oeste de Bahía Concepción, esta Formación alberga a las manifestaciones termales activas en Ensenada Mapache, Posada Concepción y Playa Santispac (Fig. 3.12).

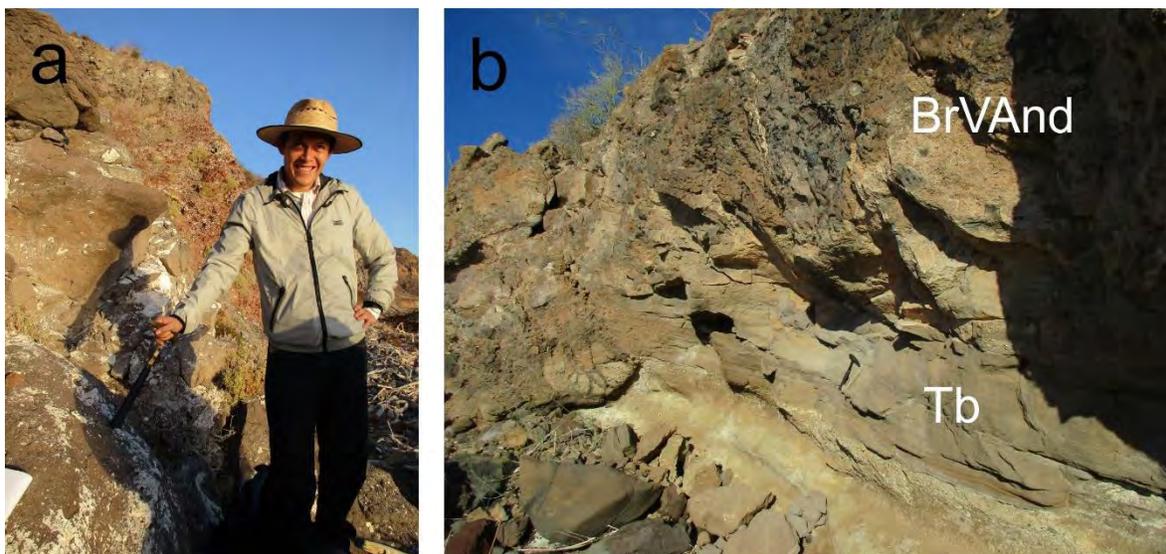


Figura 3.12 Formación Ricasón. (a) Andesitas microporfídicas, zona de manantiales termales de Mapache. (b) Secuencia de tobas (Tb) y brechas volcánicas andesíticas (BrVAnd) de la zona de manantiales termales de Posada Concepción.

3.2.2.7 Formación Santa Lucía

El Mioceno tardío y Plioceno está representado por una serie de rocas volcánicas dacíticas, riodacíticas, andesíticas, brechas volcánicas, basaltos y conglomerados mal clasificados, que afloran en forma aislada al sur de la Cuenca San Nicolás, al oeste del Valle de San Juan Londó y adyacentes al Escarpe Principal del Golfo (Fig. 3.13). La unidad tiene un espesor superior a los 200 m (Casarrubias-Unzueta y Gómez-López, 1994; Casarrubias-Unzueta 1997a, 1997b). Estas rocas presentan una afinidad geoquímica calcialcalino-alcalina, con enriquecimiento en Mg y contenidos altos de Ba (más de 900 ppm) y Sr (1700 ppm) y presentan en la región sur de Loreto y adyacente al Escarpe Principal del Golfo edades del Mioceno tardío (~8-14) (Benoit *et al.*, 2002; Bellon *et al.*, 2006).

3.2.3 Plioceno-Holoceno

El Plioceno en el área de estudio está representado por secuencias sedimentarias clásticas y carbonatadas de origen marino, formadas por eventos transgresivos, que

sobreyacen discordantemente a rocas del Grupo Comondú (Johnson y Ledesma-Vázquez, 2001).

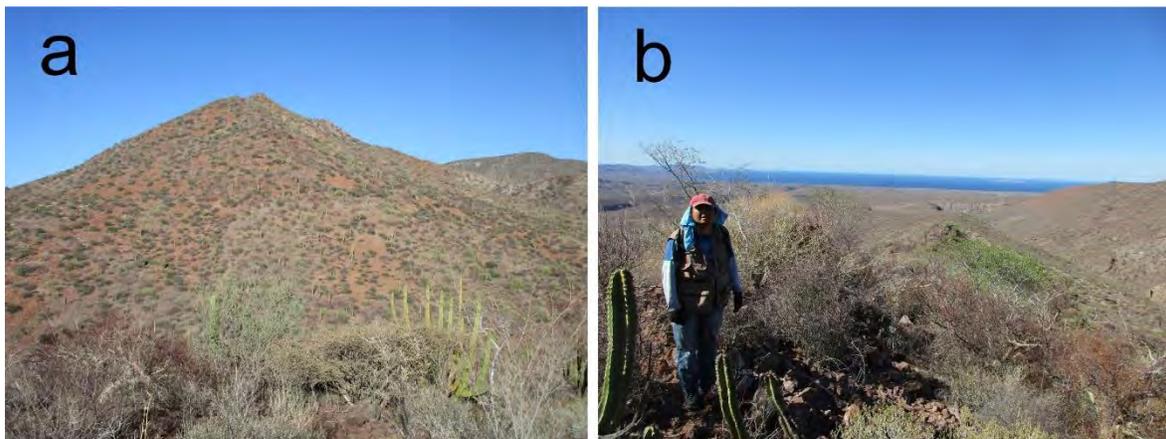


Figura 3.13 Formación Santa Lucía. (a) Cerro Colorado, andesita microporfídica adyacente a manifestaciones termales Los Volcanes. (b) Vista NE desde Cerro Colorado hacia entrada de Cuenca San Nicolás.

3.2.3.1 Formación San Marcos y Formación Marquer

Estas unidades sedimentarias de conglomerados, areniscas, limolitas, lutitas y calcarenitas reflejan en general un episodio postextensional y cambios relativos del nivel del mar (Anderson, 1950; Johnson *et al.*, 1997; Ledesma-Vázquez *et al.*, 1997; Ledesma-Vázquez, 2000). Comprenden depósitos sedimentarios marinos y mixtos comparables con los depósitos sedimentarios pliocénicos de Península de Concepción, del área de Bahía San Nicolás y del área de Bahía San Juanico.

En la costa este de Península de Concepción en el Arroyo El Coloradito, entre Punta Coloradito y Bahía San Lino, se encuentra pequeños afloramientos de estas formaciones y comprenden depósitos subhorizontales lacustres, terrazas marinas, horizontes clásticos grueso y capas carbonatadas, con niveles de yeso y halita sobreyaciendo discordantemente a basalto-andesitas y traquitas miocénicas de la Formación Pilares. La edad de estos depósitos corresponde al Plioceno tardío (Kendall y Harwood, 1996; Johnson y Ledesma-Vázquez, 2001).

3.2.3.2 Formación Infierno

En el área de Bahía Concepción se presenta la Formación Infierno del Plioceno tardío, cubre discordantemente al Grupo Comondú, con delgados estratos de conglomerados, brechas de clastos volcánicos, areniscas, limolitas, coquinas, margas y calizas con y sin pedernal (Wilson y Rocha, 1955; Ledesma-Vázquez y Johnson, 2001). Esta formación aflora en dos áreas principales, en el sureste y en el noroeste de la Bahía (McFall, 1968; Johnson *et al.*, 1997; Johnson y Ledesma-Vázquez, 2001; Camprubí *et al.*, 2008). En ambos casos los estratos presentan pocas evidencias de deformación (Ledesma-Vázquez *et al.*, 1997; Rodríguez-Díaz, 2009).

Johnson y Ledesma-Vázquez (2001) identificaron varias especies fósiles en los depósitos: *Aequipecten corteziana*, *Argopecten antonitaensis*, *Euvola keepi*, *Flabellipecten bosei*, etc., como bivalvos, *Turritela sp.*, como gasterópodo, y *Balanus sp.*, como artrópodo, y fósiles índices del Plioceno: *Ostrea vespertina*, *Argopecten circularis*, *Anomia perruviana*

y *Chione californiensis*, y *Ostrea heermanni*, *Ostrea vespertina* y *Pecten habitéis* (Ledesma-Vázquez-Johnson, 2001). Estos fósiles representan facies transgresivas y de líneas de paleocosta (Ashby y Minch, 1987). Este grupo de fósiles también se hallan en la Formación San Marcos en Punta Chivato y en El Boleo, al norte del área de estudio (Smith, 1991; Johnson y Ledesma-Vázquez, 2001).

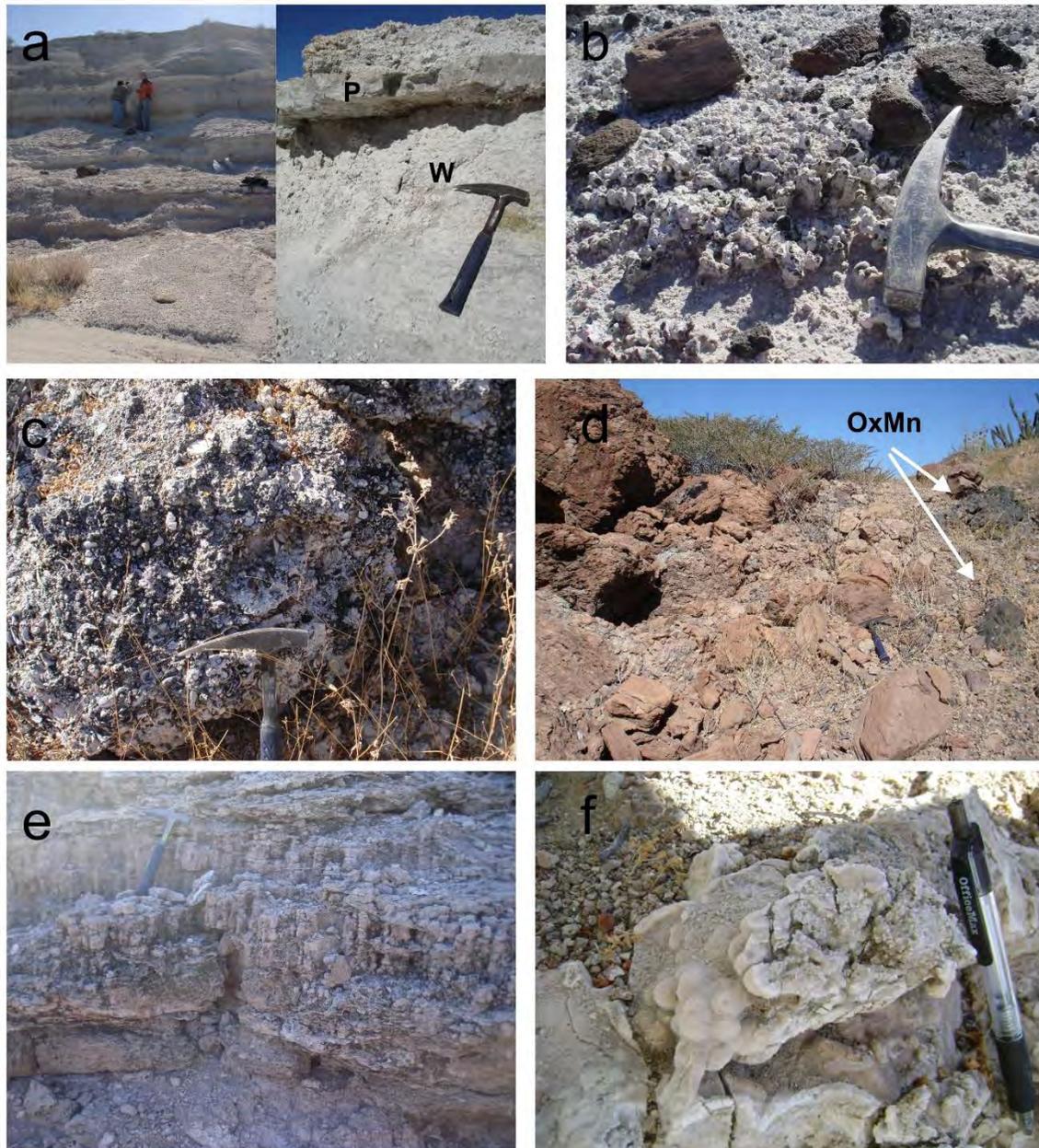


Figura 3.14 Formación Infierno del Plioceno. (a) Miembro el Mono, wackstones (W) intercaladas con capas de pedernal (P). (b) Icnofósiles (*Ophiomorpha*) silicificados del Miembro El Mono. (c) Coquinas del Miembro Bahía Concepción compuestas principalmente de bivalvos. (d) Lodolitas del Miembro Bahía Concepción, con pátinas de óxidos de Mn (OxMn). (e) Mudstone del Miembro Bahía Concepción mostrando estructuras sedimentarias de burbujeo y paleoconductos de un antiguo manantial termal. (f) Detalle de veta de travertino en Miembro Bahía Concepción.

En la parte sureste de la Bahía de Concepción, la Formación Infierno se aprecian cuatro miembros, del más antiguo al más reciente: (a) Miembro Calabaza, (b) Miembro El Mono, (c) Miembro Bahía Concepción, y (d) Miembro Cayuquitos (Johnson *et al.*, 1997; Ledesma-Vázquez *et al.*, 1997) (Fig. 3.14).

El Miembro Calabaza se compone de conglomerados cementados por carbonato, areniscas, lodolitas y mudstones, depositados en abanicos aluviales y con intercalaciones ricas en restos de conchas, con un espesor total de ~30 m (Johnson *et al.*, 1997). El Miembro El Mono está formado por secuencias calcáreas de ~14 m de potencia, con fósiles de ambiente de manglar (corales, esponjas, gasterópodos, bivalvos y raíces) y el equinodermo *Clypeaster marquerensis* como fósil índice del Plioceno tardío (Johnson *et al.*, 1997; Ledesma-Vázquez *et al.*, 1997), y con intercalaciones de pedernal blanco-beige, que aflora en los alrededores del Río El Mono, al norte de la ranchería Santa Rosalíita (Rodríguez-Díaz, 2009). Usualmente se puede observar bioturbación: *burrow* de *Ophiomorpha* y restos silicificados de manglar *Avicennia sp.* (turritelas) (Fig. 3.14). El Miembro Bahía Concepción, de casi 25 m de espesor, está compuesto de calizas arcillosas con intercalaciones de areniscas aluviales y lutitas. Presenta fósiles de rizolitos y lentes de calizas en los niveles de arenisca (Johnson *et al.*, 1997). El Miembro Cayuquitos está integrado por calizas con intercalaciones de pedernal blanco-beige de 2 m de espesor, (Johnson *et al.*, 1997).

La secuencia del Miembro El Mono tiene gran relevancia por la presencia de capas de pedernal en un paleoambiente de agua somera con posible actividad termal, manifiesta hasta nuestros días en la costa oeste de Bahía Concepción. Además, el Miembro Bahía Concepción contiene ópalo secundario, cavidades con disolución, vetas de aragonito con escaso ópalo, terrazas delgadas de travertino, pátinas y vetillas de óxidos de Mn y estructuras sedimentarias que evidencian el burbujeo de fluidos de manantiales termales y que son comúnmente encontradas a lo largo de distintas fallas de orientación N15-28°O que cortan la secuencia (Fig. 3.14). Estas fisuras actuaron como conductos termales, transportando agua caliente enriquecida en sílice que eventualmente precipitó en forma de ópalo (Johnson *et al.*, 1997).

3.2.3.3 Formación San Nicolás

La secuencia sedimentaria que rellena a la Cuenca San Nicolás corresponde a la Formación San Nicolás (Swalan y Smith, 1984; Ledesma-Vázquez *et al.*, 2006), que sobreyace discordantemente sobre la Formación El Salto. Esta formación tiene un espesor de más de 150 m constituida por 4 miembros (Fig. 3.15): (1) Las Tobas San Antonio, de edad 3.3 ± 0.5 Ma y con un espesor variable de 17 a 30 m, compuesta por una intercalación de tobas y areniscas, con predominancia de areniscas (Bigioggero *et al.*, 1995). (2) Miembro Los Volcanes, constituido por depósitos sedimentarios de abanicos aluviales que sobreyacen concordantemente la Toba San Antonio y se componen principalmente de conglomerados, ortoconglomerados, principalmente hacia las ventilas Los Volcanes y Mina Santa Rosa, y areniscas, ocasionalmente se pueden encontrar fósiles marinos (Fig. 3.15). La secuencia presenta un espesor menor a los 60 m (Ledesma-Vázquez *et al.*, 2006). (3) Una unidad transicional de espesor superior a los 10 m conocida como Lodolitas Arroyo Amarillo, constituidas por lodolitas y lutitas con bioturbación con la presencia del ignofósil *Ophiomorpha nodosa* (Ledesma-Vázquez *et al.*, 2006). (4) Una secuencia de rocas sedimentarias marinas de espesor menor a los 90 m, compuesta por: areniscas, biocalcarentas, lumaquelas, conglomerados, todas ellas presentan evidencias de condiciones de tormentas bruscas durante su depositación. A esta unidad se le llama Miembro El Saucito.

Los ignofósiles en las unidades son *Thalassinoides*, *Skolithos*, y *Ophiomorpha nodosa*. La presencia de *Clypeaster bowersii* de acuerdo con Dirham (1950), la edad máxima para estos organismos es el Plioceno medio.

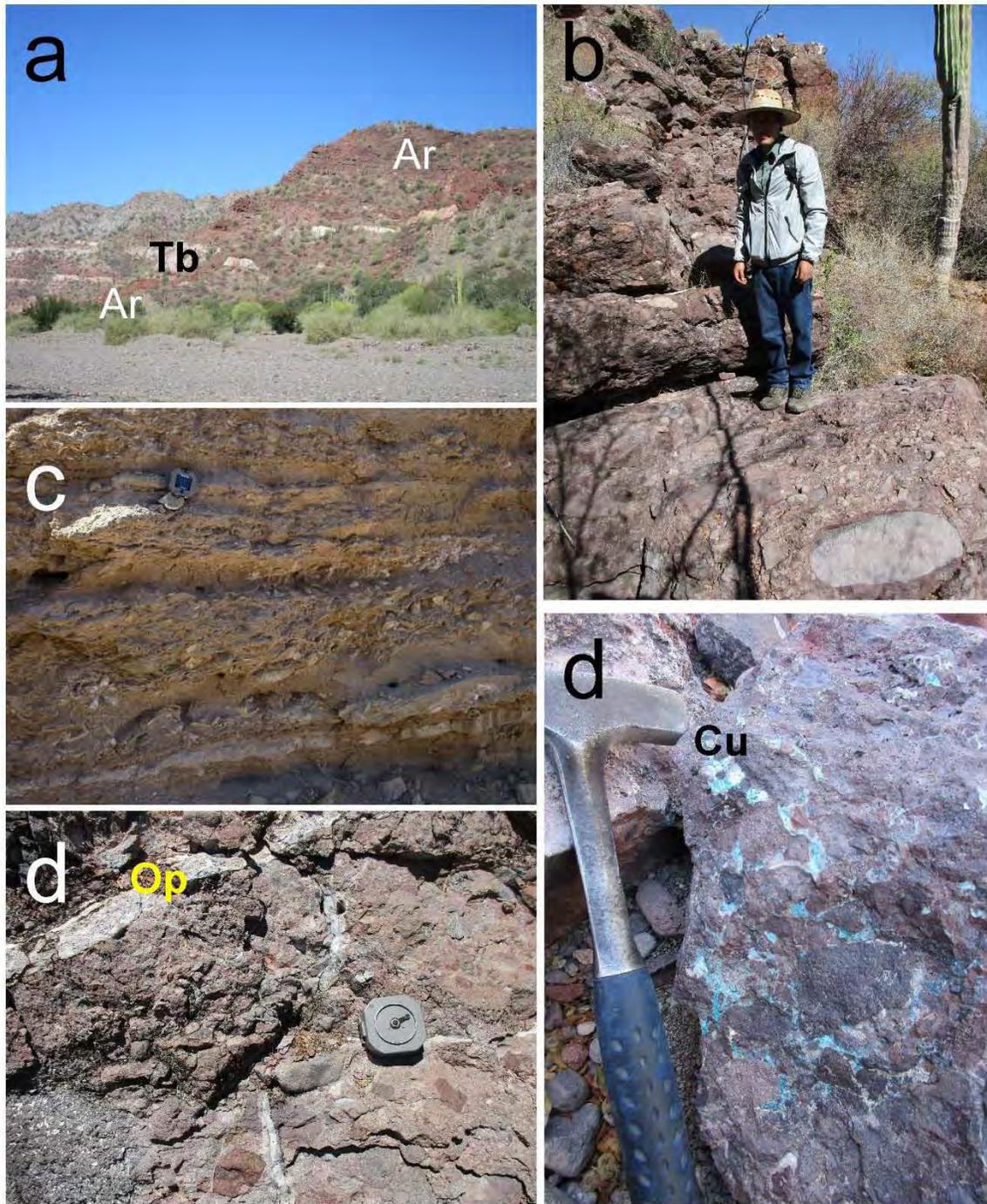


Figura 3.15 Formación San Nicolás. (a) Miembro San Antonio, intercalaciones de areniscas (Ar) y tobas (Tb). (b) Miembro Los Volcanes representado por conglomerados mal clasificados. (c) Miembro El Saucito, unidad de arenisca fosilífera, con desarrollo de estratificación cruzada. (d) Detalle de hidrotermalismo en Miembro Los Volcanes, vetillas de ópalo (Op) y cementante de calcita con pátinas de carbonatos de cobre (Cu).

3.2.3.4 Depósitos de la Cuenca Loreto

Los depósitos sedimentarios del Plioceno medio, al sur de Bahía Concepción, son conocidos como depósitos de la Cuenca Loreto. El relleno de la cuenca se compone de calcarenitas, areniscas fosilíferas, calizas y terrazas marinas (Casarrubias-Unzueta y Gómez-López, 1994; Johnson y Ledesma-Vázquez, 2001; Umhoefer *et al.*, 2001; Ledesma-Vázquez, 2002). En la zona de Bahía San Juanico, al norte de Cerro Mancenares, se encuentran unidades que se disponen discordantemente sobre rocas del Grupo Comondú y se conforman de tres unidades sedimentarias: (a) una secuencia de conglomerados brechoides y areniscas fosilíferas de color rojo y areniscas con pocos fósiles mal clasificadas, algunos horizontes presentan bioturbación y ligero basculamiento. Los fósiles de esta unidad son moluscos bivalvos, restos de pectínidos y gasterópodos escasos que se presume corresponden al Plioceno. Dentro de esta secuencia las areniscas fosilíferas rojas se encajonan cuerpos de la mineralización de San Juanico (Fig. 3.16). Estas rocas posiblemente forman parte de las secuencias distales de la Cuenca Loreto en su extremo norte. (b) contemporáneamente y cubriendo a esta secuencia se tiene areniscas de color beige con horizontes fosilíferos ricos en restos de conchas, algunas veces orientados (imbricados), presentan estratificación cruzada y laminar. (c) Unidad de caliza arenosa y fosilífera, esta unidad presenta un espesor aproximado de 3.5 m, se dispone en contacto lateral y por encima de la unidad de areniscas rojas, ocasionalmente se observan clastos angulosos < grava de rocas volcánicas, arenisca roja y vitrófido riolítico. Esta unidad alberga a la mayor parte de la mineralización de San Juanico

3.2.3.5 Complejo Volcánico Cerro Mancenares y vulcanismo y depósitos Cuaternarios

El Plioceno y Cuaternario en el área consiste en depósitos vulcanosedimentarios, vitrófidos y derrames de lava, hacia el sur de la zona de estudio, sedimentos aluviales, coluviales y marinos en toda la región. La estructura tectónica extensiva del área y el relicto de la subducción favoreció la generación del magmatismo Cuaternario del área (Bigioggero *et al.*, 1995).

El vulcanismo Plio-Cuaternario del área de estudio está representado por el Complejo Volcánico Cerro Mancenares (CVCM), que se encuentra en la porción este del Valle de San Juan Londó y al sur de Bahía San Juanico, al noreste de Loreto (Fig. 3.17), y un vitrófido riolítico en Punta San Antonio, en Bahía San Nicolás. En el CVCM ocurrieron tres eventos volcánicos, que están relacionados con una cámara magmática profunda bien evolucionada y al fallamiento regional NNOESE de la región, con un carácter de vulcanismo calcialcalino (Bigioggero *et al.*, 1995, 1996). Los eventos están representados por: (a) fase inicial, Unidad San Juanico, que consiste del emplazamiento de domos riolíticos y unidades piroclásticas (Fig. 3.17b y c), (b) segunda etapa, Unidad Mancenares, de vulcanismo andesítico y dacítico que produjo el estratovolcán Mancenares, y (c) fase tardía de emplazamiento de domos y flujos ricos en sílice, principalmente riolitas y dacitas de la Unidad San Basilio-San Juan (Bigioggero *et al.*, 1995, 1996). Depósitos de tefra y lavas están interdigitadas con secuencias sedimentarias marinas de la Cuenca Loreto del Plioceno (Bigioggero, *et al.*, 1995).

El vulcanismo datado más reciente en el CVCM es una lava ácida al sur de Cerro Mancenares, con K-Ar y edad de 1.86 ± 0.1 Ma (Gillot, P.Y., comunicación personal en Bigioggero *et al.*, 1995).

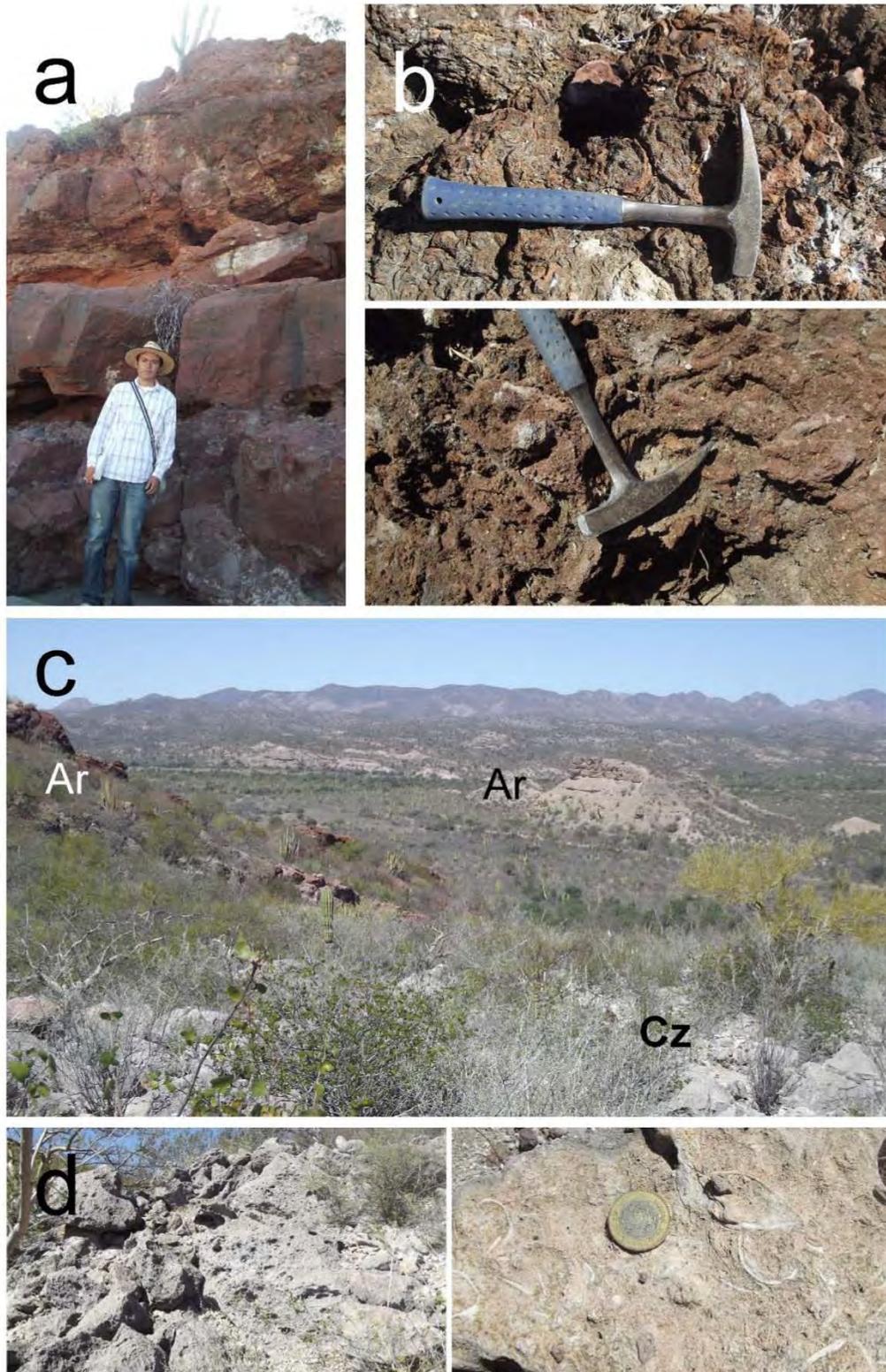


Figura 3.16 Unidades litológicas de Cuenca Loreto. (a) Secuencia de conglomerado brechoide y areniscas rojas. (b) Detalle de arenisca roja con restos fósiles y bioturbación. (c) Vista de unidades: areniscas rojas, areniscas beige y calizas fosilíferas. (d) Unidad de caliza fosilífera.

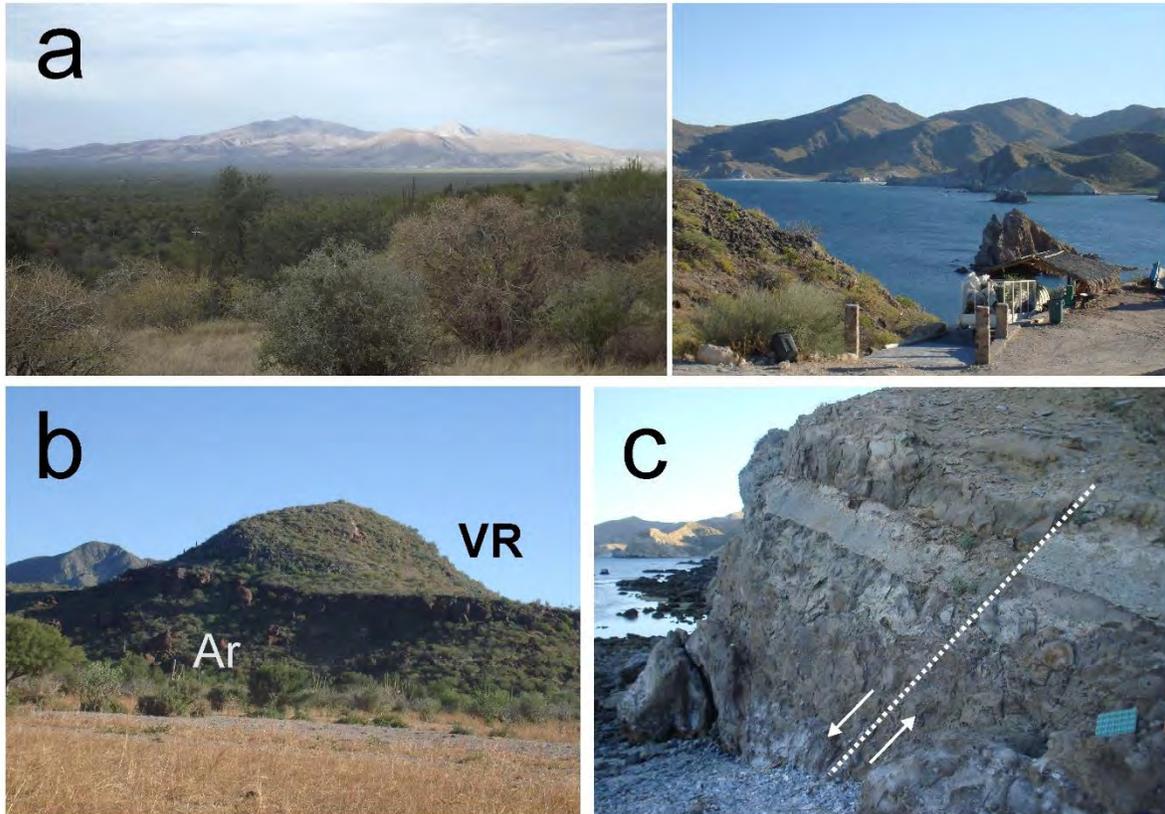


Figura 3.17 Vulcanismo Plio-Cuaternario en la región. (a) Vistas del CVCM desde el graben de San Juan Londó y desde Punta San Basilio en la región de San Juanico. (b) Vitróvido riolítico dómico (VR) bordeado de la secuencia de areniscas rojas (Ar) de la Cuenca de Loreto. (c) Depósitos de lava andesítica y de tobas de lapilli del CVCM en Punta San Basilio, fallados por estructuras NNW-SSE.

Las unidades de la Unidad San Juanico, que localmente afloran en la región de la mineralización de San Juanico consisten de vitróvidos riolíticos dispuestos en domos y derrames riolíticos ricos en vidrio (Fig. 3.17b) y en Punta San Basilio en las cercanías de la mineralización San Juanico, consisten de lavas andesíticas, depósitos de caída de lapilli y bloques de composición intermedia. Los depósitos de caída contienen obsidiana y pómez (Fig. 3.17c).

El domo de Punta Púlpito se encuentra en la costa del Golfo de California y tienen una edad de 0.5 Ma (López, 1984) siendo el vulcanismo más joven en toda la zona. El vulcanismo tiene afinidad calcialcalina (Camprubí et al., 2008) Esta estructura consiste en un vitróvido riolítico fluidal rico en obsidiana blanca y oscura, sus depósitos son rodeados por depósitos detríticos de costa y horizontes delgados de calcarenitas ricas en fósiles (Fig. 3.18).

Otros depósitos del Cuaternario en el área de estudio consisten de material aluvial, coluvial, fosilífero marino y de terrazas que cubren parcialmente la región. En la Bahía Concepción existen tres tipos dominantes de depósitos de sedimentos marinos (Meldahl *et al.*, 1997): (a) Lodos verdes, con contenidos variables de restos de moluscos y conchas. Predominan por debajo de los 20 m de profundidad en mar abierto. (b) Arenas volcanoclásticas con variable contenido de restos de moluscos, conchas y algas calcáreas. Abundan en ambientes someros como abanicos deltaicos y en la plataforma interna en el este

y sur de la bahía. (c) Arenas carbonatadas, con bioclastos de moluscos, depositadas en bahías cerradas someras y en la línea de costa, en el lado oeste de la bahía.

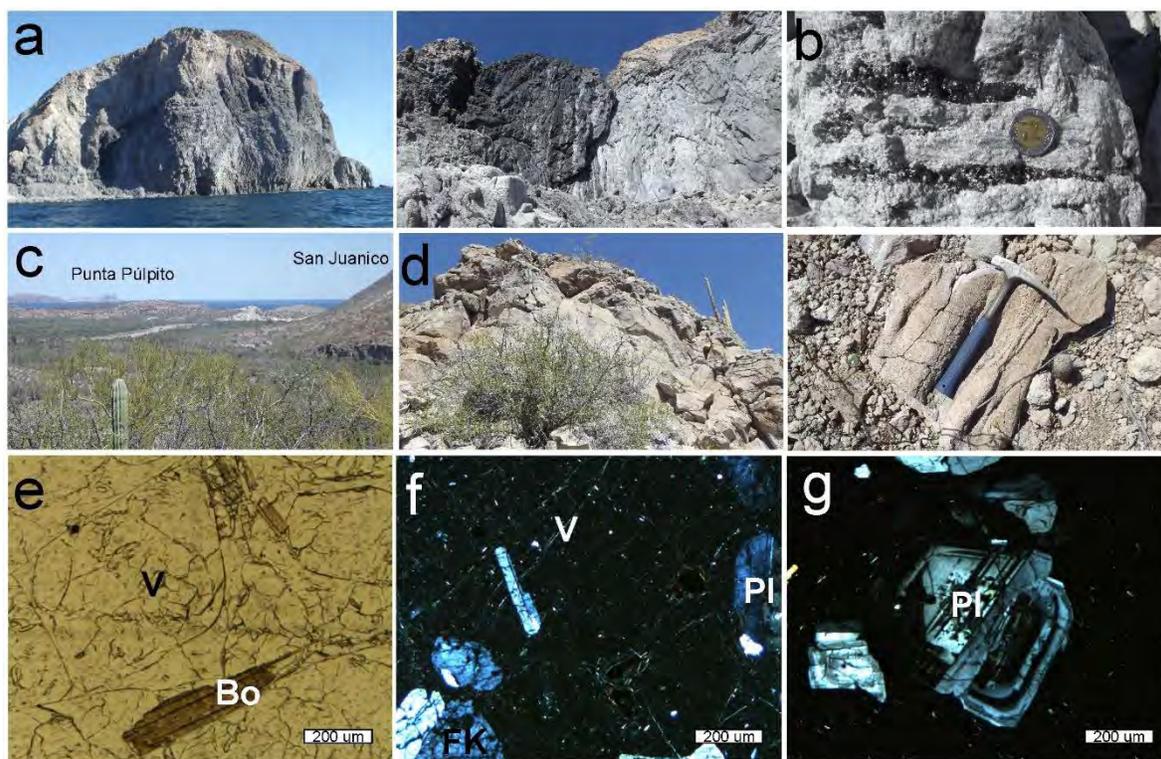


Figura 3.18 Vulcanismo Pio-Cuaternario de la región de San Nicolás y San Juanico. (a) Domo vitrófido riolítico de Punta Púlpito, Cuenca San Nicolás. (b) Detalle textural fluidal del depósito y la presencia de obsidiana clara y oscura. (c) Vista desde la región de San Juanico donde se aprecian las estructuras dómicas. (d) Vitrófido riolítico en forma de domo y sus coladas riolíticas adyacentes con estructuras de plegamiento por la viscosidad y fluidez, San Juanico. (e) Microfotografía de vitrófido riolítico con microfenocristales de biotita (Bo) en matriz vítrea (V). (f) Plagioclasas (Pl) y feldespatos potásicos (FK) en matriz vítrea de vitrófido riolítico. (g) Microfenocristale de plagioclasa (Pl) zonada.

3.3 Tectónica y Geología Estructural

Tectónicamente el área meridional de la Península de Baja California está configurada como una serie de cuencas de tipo graben alineadas en una orientación NO-SE, de norte a sur: Cuenca de Santa Rosalía, Cuenca de Bahía Concepción, Cuenca de San Nicolás y Cuenca de Loreto, originadas por el proceso de apertura del Golfo de California (Fig. 3.1).

La Cuenca de Bahía Concepción representa un graben asimétrico de orientación NO-SE de aparente edad pre-Plioceno. Esta inferencia se basa en la ocurrencia de margas semihorizontales en la Península de Concepción con foraminíferos *Globigerinoides obliquus obliquus* y *Globigerinoides extremus extremus* del Mioceno tardío-Plioceno temprano (Ledesma-Vázquez y Johnson, 1993; Carreño, 1993 en Ledesma-Vázquez y Johnson, 2001). Las edades de estas unidades son semejantes a la encontrada en la Formación Tirabuzón de la Cuenca de Santa Rosalía (Carreño, 1983). La Bahía de Concepción está estructuralmente delimitada en sus márgenes por grandes fallas normales, conocidas como Zona de Fallas de

Bahía Concepción o Falla Bahía Concepción, que se encuentra bien delineada en el este de la bahía, extendiéndose desde Ensenada Santo Domingo, en el norte de Península de Concepción, hasta el sur de la ranchería Santa Rosalita, al sureste de Bahía Concepción. La edad estimada de la falla es del Mioceno tardío (McFall, 1968) aunque ha sido recientemente reactivada (Chávez Valois, 1978; Romero-Rojas y Terán-Ortega, 1993; Terán-Ortega, et al., 1993; Ledesma-Vázquez y Johnson, 2001). La zona de falla refleja escalones de falla relevantes, presumiendo de actividad y al pie de los escarpes están delineados abanicos aluviales extendidos hacia el oeste (Fig. 3.19).

La tectónica extensional en la región del golfo se desarrolló desde el Mioceno temprano hasta el Mioceno tardío, en una manera este-oeste. Las unidades dentro del Grupo Comondú están basculadas entre 10 y 45° en direcciones opuestas (este/oeste), como el resultado de un episodio principal extensional. Esta se observa mejor en Posada Concepción-Playa Santispac, al oeste de la bahía, y en Arroyo Amolares, al este de la bahía, con inclinaciones preferenciales al oeste y el este, respectivamente. Además, hay fallamientos de tipo normal de orientación NO-SE y fallamientos normales de bajo grado, entre 15-20°, de tipo fallas de despegue (Fig. 3.1, Fig. 3.19) (Ledesma-Vázquez y Johnson, 2001; Rodríguez-Díaz, 2009). El fallamiento causado por la extensión dejó al descubierto parte del basamento en Península de Concepción y en Punta San Antonio en Bahía San Nicolás.

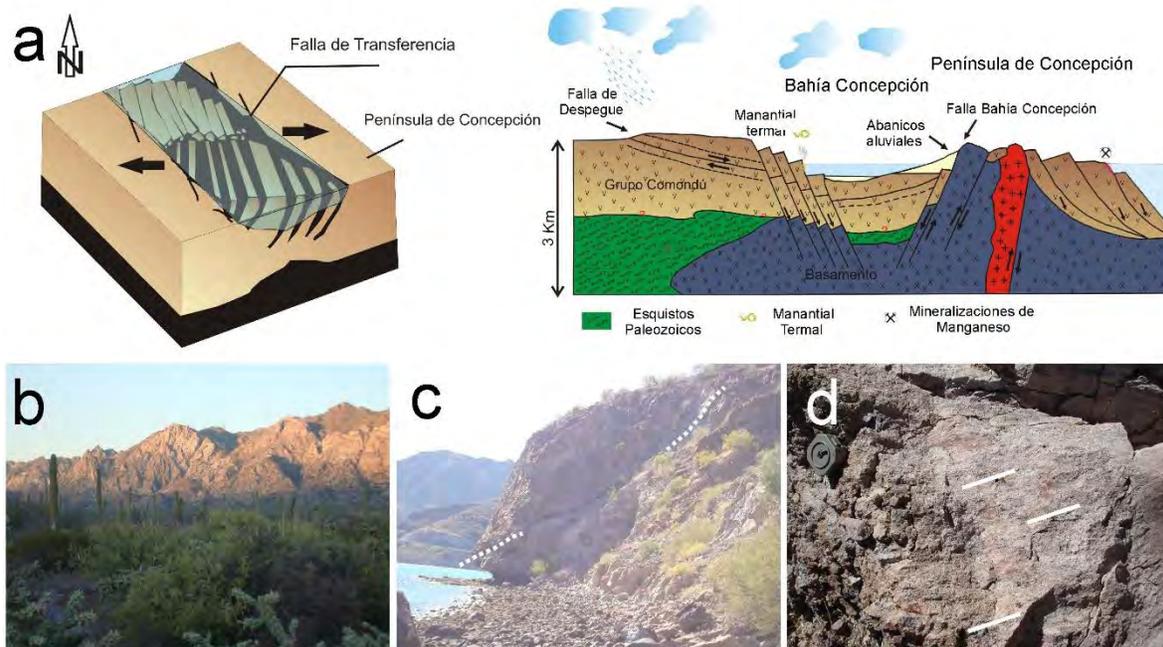


Figura 3.19 Cuenca tectónica de Bahía Concepción. (a) Diagrama esquemático para la región de Bahía Concepción, mostrando desplazamientos por fallamiento normal-lateral. Las flechas indican la dirección principal de la extensión. Sección estructural simplificada para la zona de Bahía Concepción, indicando mineralizaciones y manantiales termales (b) Vista de Falla Bahía Concepción. (c) Falla de bajo ángulo (despegue) de límite oeste de la bahía. (d) Estrías de falla denotando la componente lateral dentro de los límites del graben asimétrico de Bahía Concepción.

Ambas márgenes de Bahía Concepción son consideradas como bajos topográficos, pero a distintos niveles. Esta diferencia puede ser explicada considerando la Falla de Bahía Concepción como una falla normal con componente lateral que acomodó aproximadamente

30 km de movimiento horizontal. Al mismo tiempo que generó un levantamiento de hasta 2 km en sentido vertical en la margen oriental (alto topográfico), lo que produjo una cuenca transtensional (bajo topográfico) que constituye la Bahía Concepción y dejó una ventana tectónica del basamento Cretácico (Fig. 3.19) (Ledesma-Vázquez y Johnson, 1993; Rodríguez-Díaz, 2008). La actividad tectónica del semi-graben ha sido activa desde el Plioceno hasta el presente, incluso en algunos sectores de la mineralización Guadalupe se puede observar reactivación de fallas.

La Cuenca San Nicolás, al sureste de Bahía Concepción, se formó dentro de la provincia extensional del proto-Golfo durante el Mioceno, entre 12 y 14 Ma, como resultado directo del episodio extensional principal, asociada a una zona de transferencia de tipo sintética múltiple relacionada con la zona de acomodamiento de Bahía Concepción (Ledesma-Vázquez et al., 2006). La sedimentación y la distribución de la depositación fueron controladas por el fallamiento ocasionado por la extensión y sus reactivaciones durante el final del Plioceno Tardío. La bahía está limitada al oeste y sur por fallas normales con componentes laterales (Fig. 3.20). En este proceso de acomodamiento tectónico se generaron zonas de transferencia de orientación NO-SE, en el relevo de fallamiento N-S, con distensión importante, siendo ellas donde se presentan mineralizaciones de Mn, como Santa Rosa y las ventilas de Los Volcanes (Fig. 3.20c).

Durante el Plioceno, la actividad de la Falla Loreto en su tramo sur provocó una rápida sedimentación en la inicial Cuenca de Loreto. Al final del Plioceno la rápida subsidencia de la cuenca fue progresivamente sucedida por un levantamiento tectónico. La Falla Loreto en su tramo norte está representada por planos de falla que cortan a los depósitos del Cuaternario (Casarrubias-Unzueta y Gómez-López, 1994; Mayer y Vincent, 1999). Mortimer y Carrapa (2007) reportan que el último registro evidente de actividad de la Falla Loreto se tiene de hace 5-15 ka. La Cuenca de Loreto tiene varios cientos de metros de sedimentos marinos depositados durante la apertura del Golfo (Zanchi, 1994), antes de los 3.5 Ma (Umhoefer et al., 1994; Mortimer y Carrapa, 2007). Estas unidades sedimentarias se encuentran basculadas y falladas (Ledesma-Vázquez y Johnson, 1993). En cambio, las secuencias sedimentarias pliocénicas expuestas en el área de Mulegé, al sureste de la Bahía Concepción, en la Bahía San Nicolás y en la Bahía San Juanico presentan poca deformación y un levantamiento moderado (aproximadamente 4-5 cm/1000 años durante los últimos 125 ka (Ledesma-Vázquez y Johnson, 2001). El fallamiento de orientación NO-SE ha favorecido el emplazamiento de cuerpos volcánicos, en particular el CVCM (Zanchi, 1994).

En la región se pueden observar tres tipos de sistema estructurales, de acuerdo con las observaciones de Antunez-Echegaray (1944), McFall (1968), Romero-Rojas y Terán-Ortega (1993), Terán-Ortega et al. (1993), Casarrubias-Unzueta y Gómez-López (1994), Zanchi (1994), Bigioggero et al. (1996), Maraver-Romero et al. (1997), Ledesma-Vázquez y Johnson (2001), Camprubí et al. (2008) y Rodríguez-Díaz (2009) (Fig. 3.4): (1) Fallas de orientación E-O, son el sistema más antiguo y afecta al basamento. (2) Sistema NNE-SSO que afectaron al Grupo Comondú. (3) Fallas de orientación NO-SE y basculamientos al NE y SO del Mioceno tardío-Plioceno, ligadas al proceso de apertura del Golfo y de las cuencas de la zona, con episodios transtensivos; algunas de estas fallas se han reactivado con eventos durante el Cuaternario. Los dos primeros sistemas sirvieron para el emplazamiento de diques y enjambres de diques miocénicos en Península de Concepción, al oeste y noroeste de Bahía San Juanico y al oeste y noroeste de Loreto. El tercero está representado por fallamientos normales, normales-transcurrentes y lístricos, y ha sido estudiado por su relación con los sistemas hidrotermales actuales y mineralizaciones de Mn.

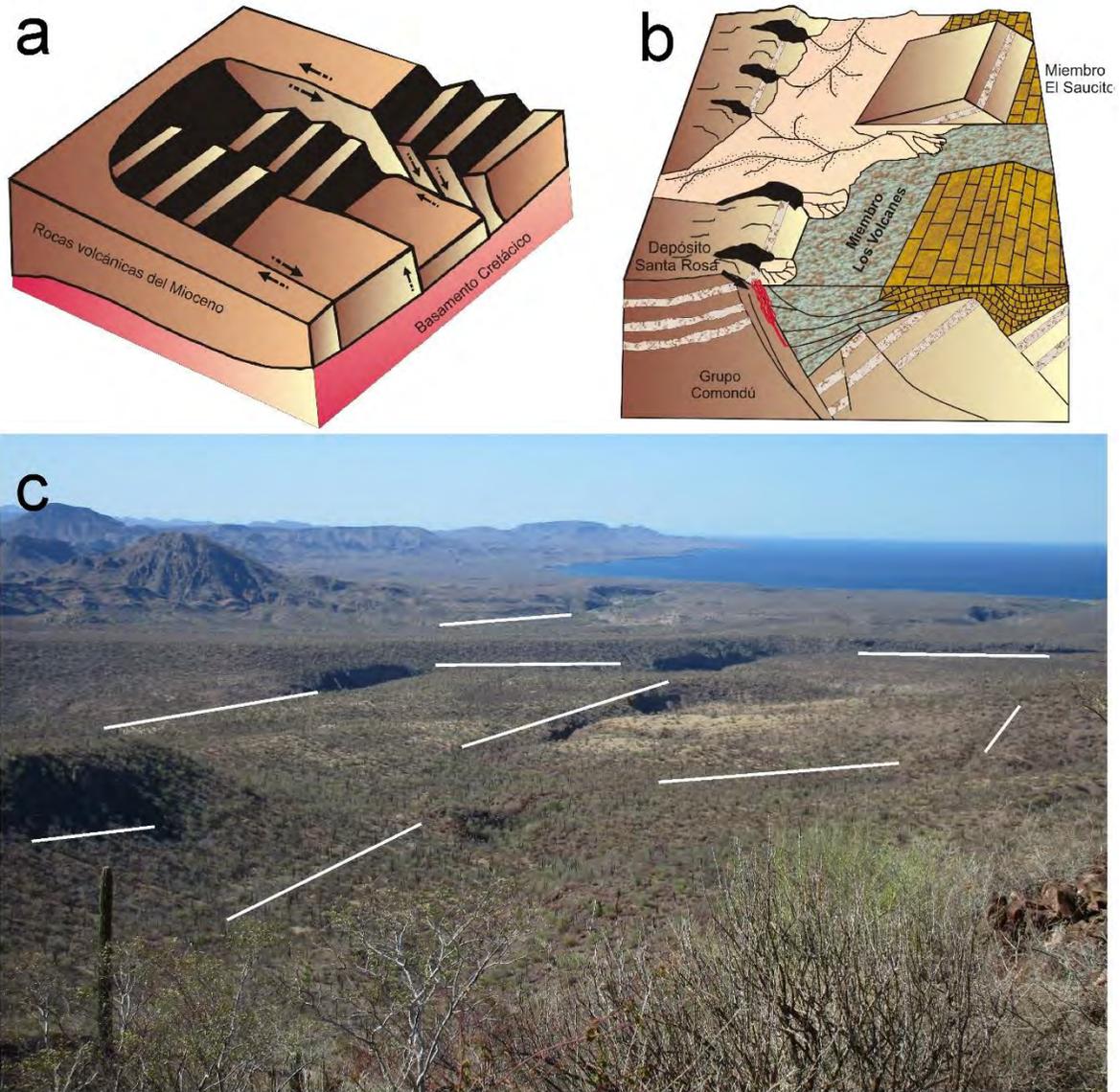


Figura 3.20 Modelo simplificado de la Cuenca San Nicolás. (a) Diagrama tectónico-estructural de la cuenca. (b) Esquema idealizado de la cuenca durante la depositación de las unidades de la Formación San Nicolás, incluyendo la mineralización de manganeso de Santa Rosa (Modificado de Ledesma-Vázquez et al., 2006). (c) Vista del relleno de la Cuenca San Nicolás, con lineamientos de estructuras y su distribución en un patrón de fallas con zonas de rampas de relevo.

En particular, la configuración estructural en la región de Bahía Concepción está fuertemente influenciada por el evento de apertura del Golfo, con su escarpe principal que delimita a la Provincia Extensional del Golfo, el proceso de extensión de Cuenas y Sierras (*Basin and Range*) activo desde alrededor de 15 Ma, generando sistemas NO-SE con fallamiento profundo y un proceso activo transtensional Plio-Cuaternario asociado a fallas normales con componente lateral de orientaciones NNO-SSE.

4. Manantiales termales y depósitos de manganeso

El área mineralizada de Bahía Concepción-Bahía San Nicolás-Bahía San Juanico se extiende desde Punta Mangle al norte de Loreto, en su extremo sur, hasta Punta Chivato, al norte de Mulegé, al norte, ocupando una extensión en la parte meridional de la Península de Baja California de más de 2,600 km². Contiene diversos depósitos de Mn y varias localidades con posibilidades de yacimientos geotérmicos de mediana-alta entalpía.

4.1 Actividad hidrotermal en las bahías de Concepción, San Nicolás y San Juanico

En el área de estudio existen manifestaciones termales, sistemas hidrotermales activos costeros y continentales (Fig. 4.1). Los primeros estudios de estas manifestaciones fueron hechos por la CFE, que se encargó de evaluar el potencial geotérmico de la parte meridional de la región de Bahía Concepción y del noreste de la población de Loreto. Existen seis localidades de interés geotérmico (Casarrubias-Unzueta y Gómez-López, 1994; Flores et al., 1999): (1) El Imposible (o El Centavito) en el Valle de San Juan Londó, (2) Piedras Rodadas, al norte de Loreto y en fuera del área de estudio, con ventilas alrededor de los 92 °C ricas en CO₂ (Jácome-Paz et al., 2017), (c) Los Volcanes, en Cuenca San Nicolás, con ventilas <80 °C y mineralizaciones de tipo veta (González-Romo, 2016), (d) Agua Caliente, al sureste del CVCM con un par de manantiales y un pozo con temperaturas menores a 70 °C, (e) Saquicisunde con manantiales costeros alrededor de 90 °C y (f) Bahía Concepción con manantiales termales distribuidos en Posada Concepción, Playa Santispac y Ensenada Mapachitos. Además de otros prospectos de menor importancia o no estudiados como San Cosme, al sur de Loreto y fuera del área de estudio y Punta Mangle al SE del CVCM. Las manifestaciones termales de interés geotérmico registran temperaturas de reservorio, con base en geotermómetros (K-Mg, K-Na, Na-K-Ca), menores a 262 °C y con fluido hidrotermal del tipo sódico-clorurado, principalmente (Casarrubias-Unzueta y Gómez-López, 1994; Flores et al., 1999; Prol-Ledesma et al., 2004).

Los depósitos originados por estas manifestaciones en general incluyen vetillas, vetas, stockworks, brechas, costras, sinters, zonas de alteración argílica y paleoventilas con asociaciones minerales que incluyen calcedonia, cuarzo, ópalo, calcita, yeso, óxidos de Mn, arcillas y barita (Lira-Herrera, 1983; López, 1984; Lira-Herrera, 1985; Quijano, 1985; Casarrubias-Unzueta y Gómez-López, 1994; Tello, 1994; Casarrubias-Unzueta, 1997a; 1997b; Arango-Galván et al., 2015; González-Romo, 2016; Jácome-Paz et al., 2017). Se considera que la presencia de manifestaciones termales está estrechamente relacionada a los sistemas de fallas NO-SE y N-S y al volcanismo reciente de Punta Púlpito, cuya edad es de 0.5 Ma (López, 1984). Sin embargo, evidencias geoquímicas e isotópicas de fluidos termales en Bahía Concepción sugieren sistemas convectivos con dominio extensional (Prol-Ledesma et al., 2004; Villanueva-Estrada 2011).

4.1.2 Mapachitos y Posada Concepción, en Bahía Concepción

A lo largo de la costa oeste de Bahía Concepción se hallan varios manantiales termales costeros y submarinos someros distribuidos en Ensenada Mapache, Posada Concepción y Playa Santispac, ellos se ubican en rocas volcánicas de la Formación Ricasón (Grupo Comondú), a través de grandes fallas NO-SE. Localmente estos acantilados fueron expuestos y controlados por la zona de falla de El Requesón, la cual delimita la margen O de la bahía y actúa como un conducto de los fluidos hidrotermales (Forrest et al. 2003). Las manifestaciones termales consisten en (Prol-Ledesma et al., 2004; Canet et al., 2005a, 2005b; Villanueva et al., 2005; Villanueva-Estrada, 2008; Villanueva-Estrada et al., 2012): (A)

Manifestaciones submarinas someras que son infiltraciones difusas de fluidos gasohidrotermales a una profundidad de 5 a 15 m (Fig. 4.1). Estas manifestaciones se ubican frente a la Ensenada Mapache (denominada localmente Agua Caliente, como muchas otras en la zona). (B) Manifestaciones intermareales, localizadas en la zona periódicamente cubierta por el agua de mar por efectos de la marea (Fig. 4.2). Estas manifestaciones se ubican en las costas de Ensenada Mapache, Posada Concepción y Playa de Santispac.

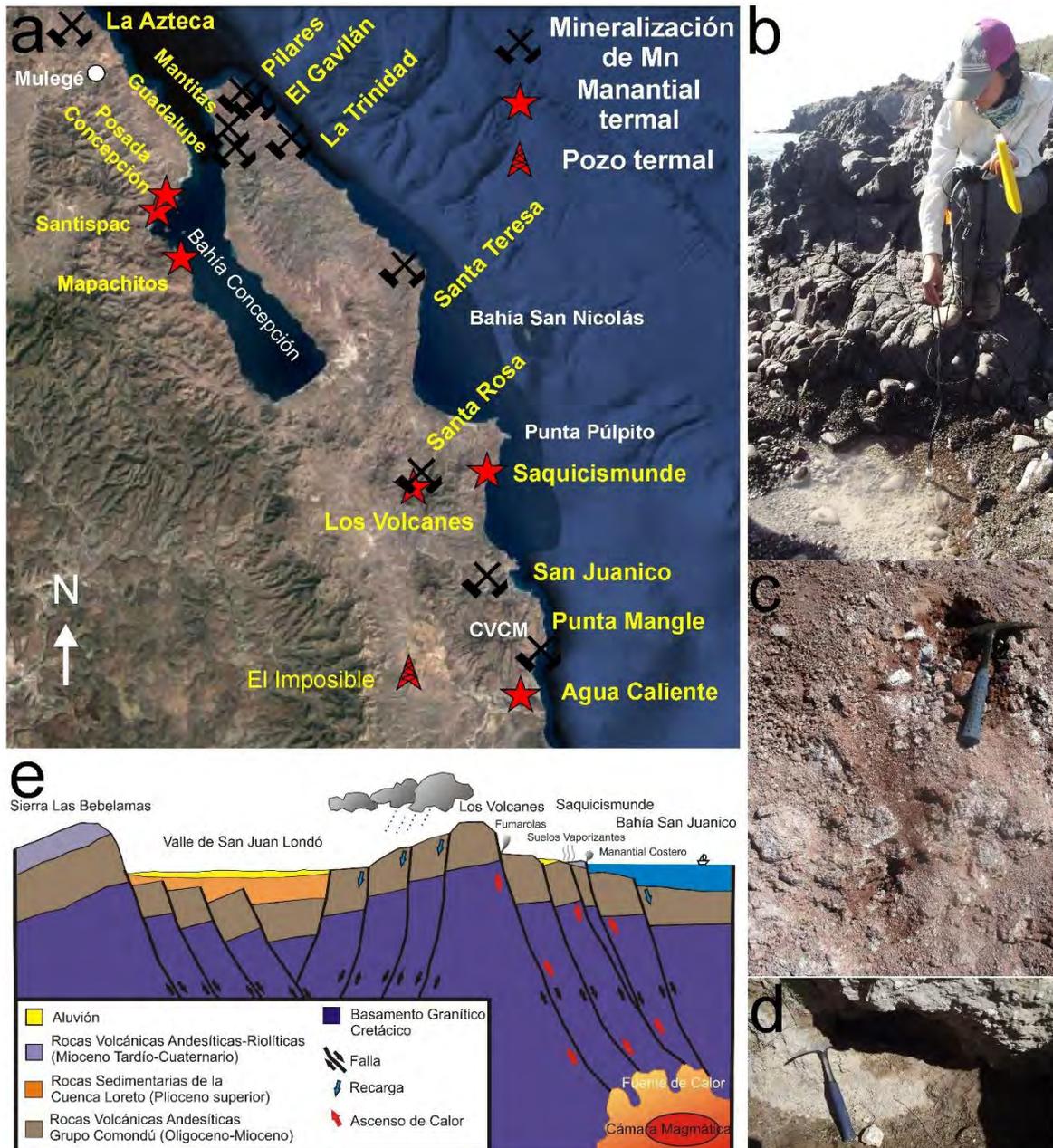


Figura 4.1 Manifestaciones hidrotermales activas y fósiles. (a) Distribución de mineralizaciones de Mn y manantiales termales. (b) Manantial costero Saquiscismunde. (c) Ventila de Piedras Rodadas. (d) Manantial termal Agua Caliente al sur del Complejo Volcánico Cerro Mencenares (CVCM). (e) Sección esquemática del sistema geotérmico Los Volcanes-Saquiscismunde (tomado de Casarrubias-Unzueta y Gómez-López, 1994).

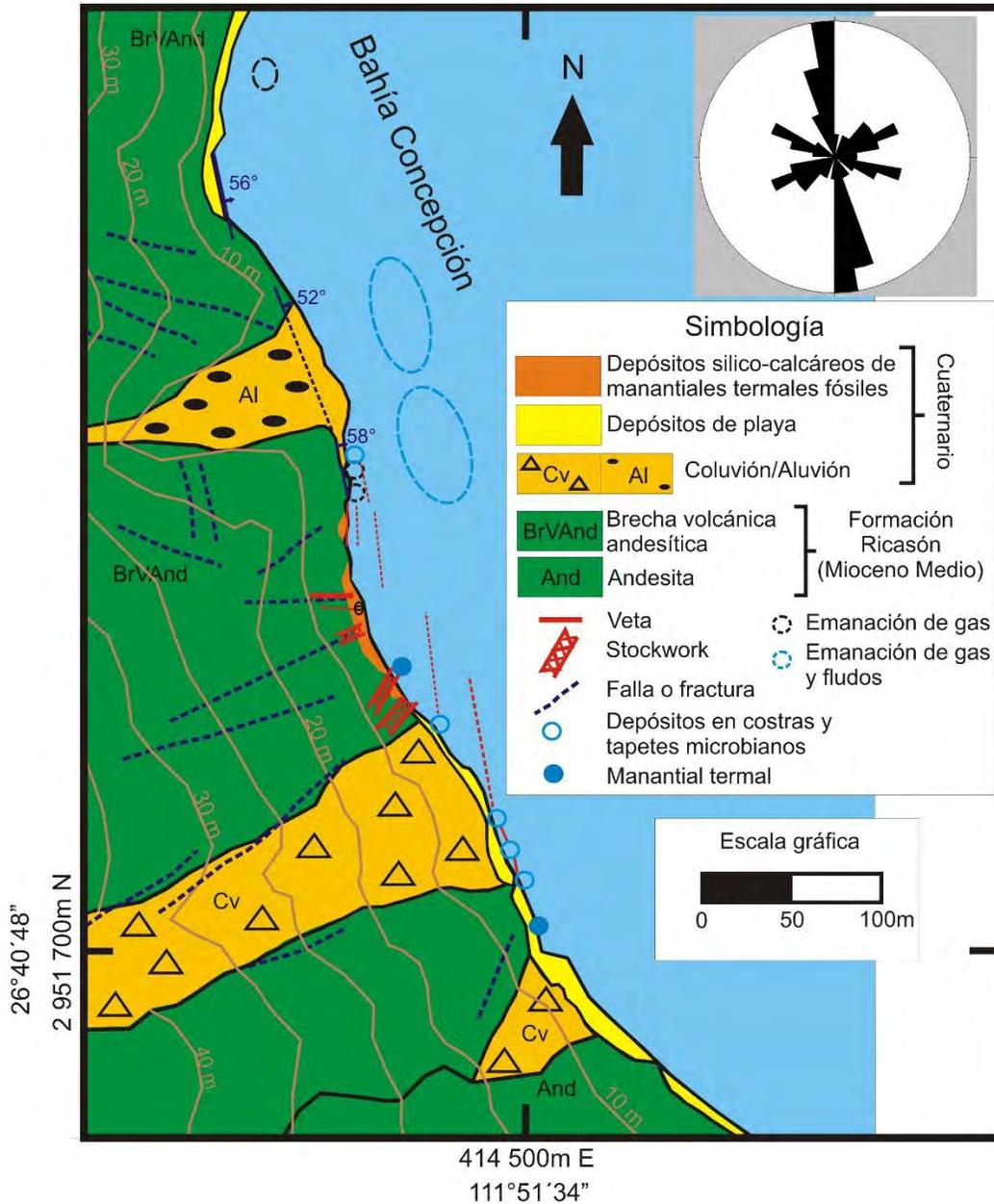


Figura. 4.2 Mapa geológico de Ensenada Mapache con los manantiales termales submarino someros e intermareales, y estructuras mineralizadas.

Diversos estudios geoquímicos de manifestaciones submarinas ubicadas en la Ensenada Mapache y de una manifestación intermareal ubicada en la Playa Posada Concepción indican que la descarga en ambas manifestaciones está enriquecida en Ca, As, Mn, Ba, HCO_3^- , Li, Sr, B, I, Cs, Fe y Si con respecto al agua de mar (Prol-Ledesma et al., 2004; Villanueva et al., 2012). No existen diferencias significativas en la composición química del fluido entre las manifestaciones submarinas e intermareales de Bahía Concepción (Villanueva-Estrada, 2007; Villanueva-Estrada et al., 2012).

En Ensenada Mapache existen descargas submarinas de fase gaseosas compuestas por CO_2 (44%), N_2 (54%) y CH_4 (2.2%) (Forrest et al., 2005).

El tipo de agua hidrotermal que se descarga en Bahía Concepción es sódico clorurado, con temperaturas menores a 88 °C, con una salinidad menor a la del agua de mar (19-33 g/kg), un pH cercano al neutro de entre 6.2 a 6.8 y un potencial redox entre 0.05 y -0.125 [v] (Villanueva-Estrada, 2007). Los estudios químicos e isotópicos indican que el fluido procedente de las ventilas es una mezcla de agua marina, agua meteórica con agua termal en estado final en una proporción del 40% de la mezcla (Prol-Ledesma et al., 2004; Villanueva-Estrada et al., 2011). La temperatura obtenida a partir de varios geotermómetros (Na-K, Na-K-Ca, Na-Li, SiO₂, Li-Mg, CH₄/C₂H₅) es alrededor de los 200°C para el reservorio (Prol-Ledesma et al., 2004; Forrest et al., 2005; Villanueva-Estrada, 2007, 2008).

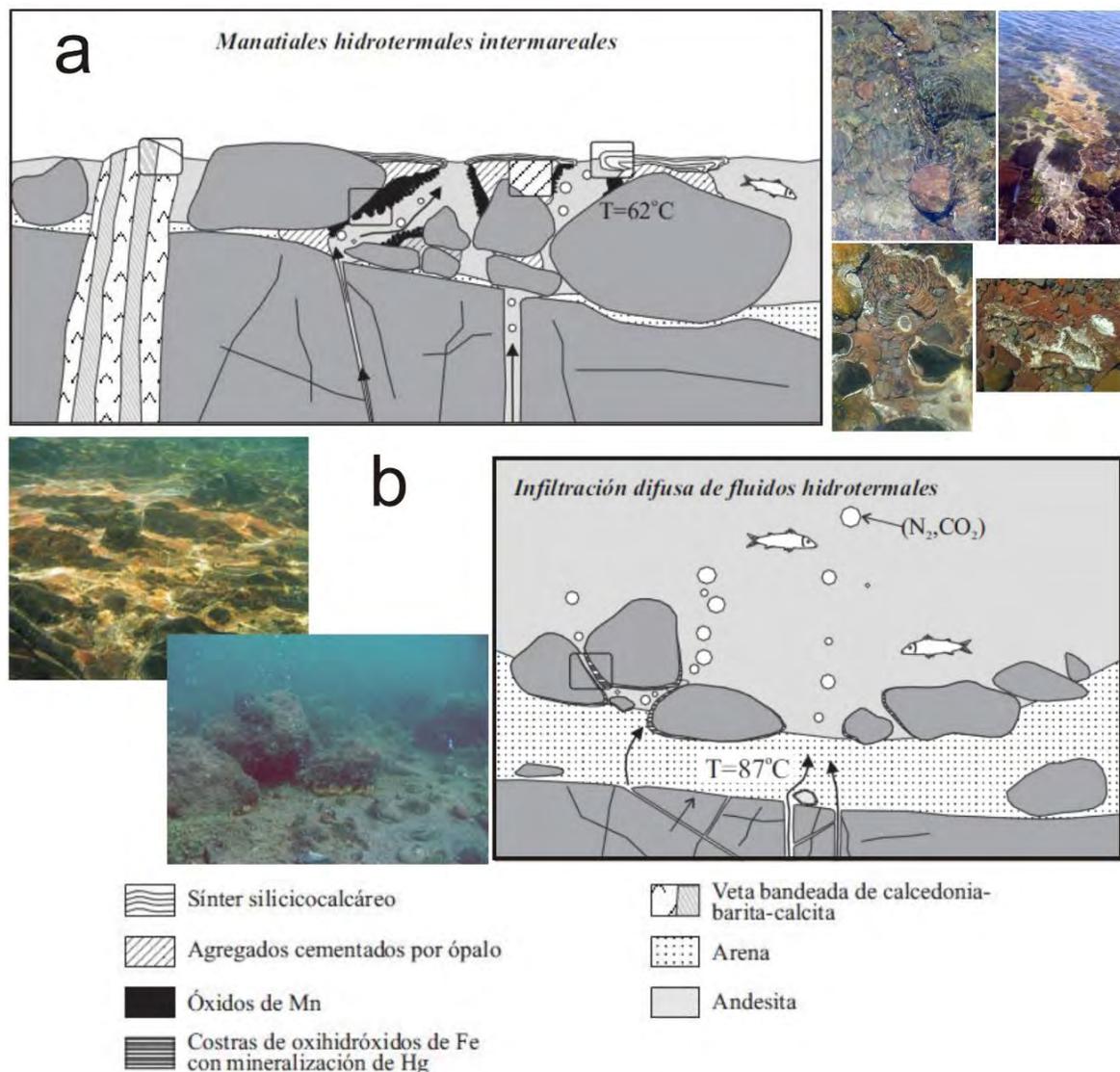


Figura 4.3 Manifestaciones termales Mapachitos, costa oeste de Bahía Concepción. (a) Esquema y fotografías de manantiales termales costeros o intermareales y sus depósitos. (b) Manantiales termales submarino someros (~5 m de profundidad) con infiltraciones difusas de fluidos hidrotermales ricos en gases.

4.1.3 Estructura del depósito de los manantiales termales de Mapachitos

A lo largo de aproximadamente 75 m de longitud de costa en Ensenada Mapache, se encuentran una serie de depósitos de manantiales termales en vetas, vetillas, costras y natas adyacentes al área con manantiales termales activos (Fig. 4.2 y 4.3). Los depósitos consisten de manera general en ópalo, barita, calcita y oxihidróxidos de Mn y Fe. En la zona submarina difusa existe la emanación del suelo de gas y fluidos calientes a profundidades entre 5 y 15 m, adyacentes a estas emanaciones se encuentran depósitos en forma de pátinas y costras de hasta 5 mm de espesor sobre clastos andesíticos y ocasionalmente en restos de conchas. Los precipitados están compuestos de láminas de oxihidróxidos de Fe. Los oxihidróxidos están acompañados de sulfuros en cantidades subordinadas (Canet et al., 2005a) (Fig. 4.3). Un halo de alteración de poco más de 2 mm se desarrolla por debajo de las costras afectando a los minerales máficos y a la matriz de la roca volcánica, la cual está parcialmente remplazada por oxihidróxidos de hierro y arcillas (Canet et al., 2005a).

Los manantiales termales intermareales se disponen de manera paralela al escarpe costero de Ensenada Mapache. Alrededor y sobre las manifestaciones termales es posible observar tapetes microbianos, agregados detríticos y bioclastos cementados mayoritariamente por ópalo, cortezas de agregados arborescentes de óxidos de Mn y estromatolitos silicocalcáreos. Otras estructuras encontradas en el área son vetas con espesores entre 4 y 60 cm, que ocurren de manera intermitente con longitudes variables de 3 a 30 m y orientación NO-SE, subverticales, y stockworks de espesores de hasta 2 m de orientación NE-SO, que llegan a intersectarse con vetas y fracturas de orientación NO, además vetillas y brechas. Además de costras de un par de cm con bandas diferenciadas de ópalo, barita, óxidos de Mn y óxidos de Fe. Los manantiales y estructuras mineralizadas están alojados en una brecha volcánica andesítica de la Formación Ricasón.

4.1.4 Alteración hidrotermal en Mapachitos

Las rocas que afloran en la región de Ensenada Mapache incluyen en orden estratigráfico, andesita y brechas volcánicas andesíticas que presentan halos de alteración discretos y sectorizados. Las estructuras mineralizadas tienen en forma adyacente halos centimétricos de alteración por argilización, silicificación insipiente y ampliamente distribuida oxidación. La región con mayor evidencia de alteración, de carácter pervasivo es la región norte de la zona de manantiales, donde es más evidente el plano de falla regional NO-SE (Fig. 4.4).

La alteración argílica se encuentra más distal de las manifestaciones y adyacente a estructuras, su desarrollo es no pervasivo hasta pervasivo, comúnmente se reconoce por la presencia de minerales de arcilla y lentes y microvetillas de ópalo. Mediciones de espectroscopía de infrarrojo (SWIR) indican que la arcilla que compone a la alteración argílica es montmorillonita (Fig. 4.4). La silicificación se encuentra distal a estructuras o descargas de forma pervasiva con halos muy discretos de cm y distal rellenando espacios abiertos con ópalo (Fig. 4.4). De manera amplia se distribuye la oxidación en la roca caja debido a intemperismo.

4.1.5 Asociaciones minerales y texturales del depósito de los manantiales termales Mapachitos

La asociación mineral presente en los depósitos de las manifestaciones termales de Mapachitos consiste en ópalo, cuarzo, barita, romanechita y todorokita, principalmente y, en cantidades subordinadas, calcita, pirita, cinabrio y ferrihidrita, con magnetita-maghemita y

goethita derivadas de la roca caja. En la zona submarina, donde hay descargas difusas de fluidos hidrotermales, la depositación se caracteriza por un recubrimiento laminar de oxihidróxidos de Fe de textura coliforme. Dentro de las láminas de oxihidróxidos de Fe existen pirita (FeS_2) y cinabrio (HgS) en cúmulos microgranulares, el cinabrio frecuentemente se aloja dentro de la pirita (Canet et al., 2005a). En los depósitos de los manantiales termales intermareales se encuentran costras laminadas de la base a la superficie de dos fases de crecimiento de cristales euhedrales tabulares de barita, con pirita framboidal (Fig. 4.5). Sobrecreciendo a las baritas se encuentran láminas coliformas de romanechita $(\text{Ba},\text{H}_2\text{O})_2(\text{Mn}^{4+},\text{Mn}^{3+})_5\text{O}_{10}$ y todorokita $(\text{Na},\text{Ca},\text{K},\text{Ba})_{0.55}(\text{Mn}^{4+},\text{Mn}^{3+})_6\text{O}_{12}\cdot 3\text{H}_2\text{O}$. Petrográficamente los crecimientos botroidales exhiben una zonación (Fig. 5.6), que geoquímicamente corresponde a pulsos de alternancia de aumento o disminución sutil en el contenido de Ba, Ca, K, Mg, denotados por espectros EDS (Fig. 4.5). Finalmente recubriendo las láminas de óxidos de Mn se encuentran láminas de ópalo, óxidos de Fe y Mn, y carbonatos de calcio, ricos en As (Fig. 4.6 tomada de Rodríguez-Díaz, 2009; Villanueva-Estrada et al., 2013). Adicionalmente el desarrollo de costras silíceas y calcáreas alcanza grosores para considerarlos sinter silíceo-calcáreo.

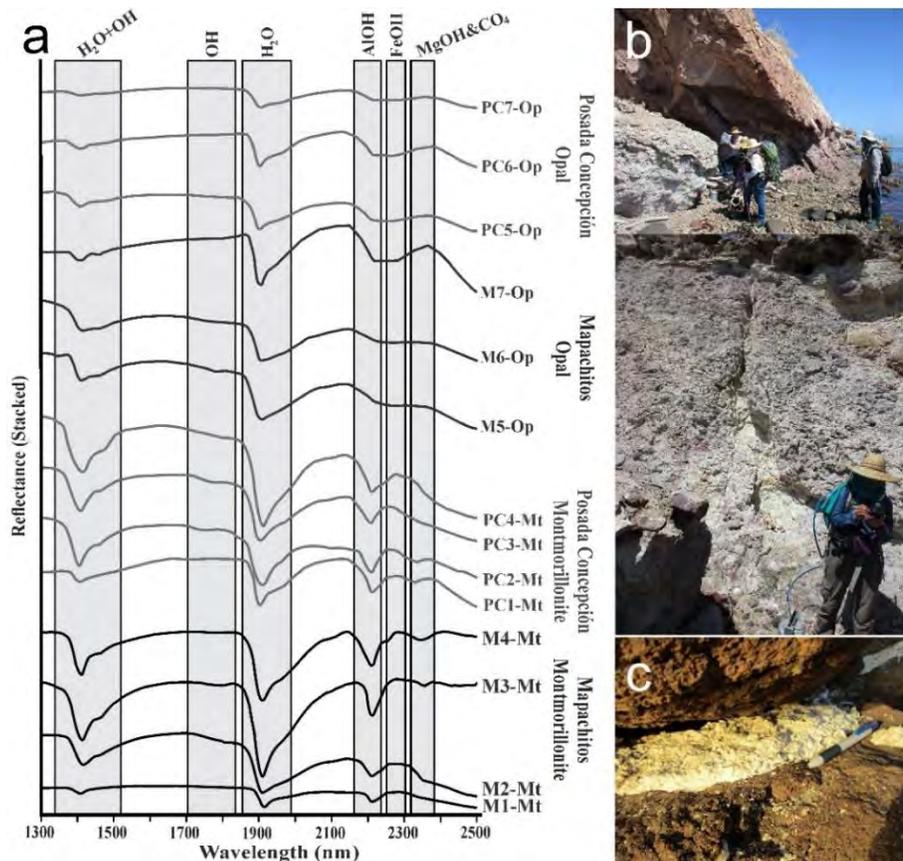


Figura 4.4 Alteración hidrotermal en zona de manantiales termales costeros. (a) Espectros de reflectancia SWIR de las principales asociaciones minerales de alteración en Mapachitos y Posada Concepción, las principales bandas de absorción de longitudes de onda están marcadas en gris (tomados de GEMEX, 2008). (b) Zona de alteración argílica, intensificándose hacia planos de falla, Mapachitos y en fracturas en Posada Concepción. (c) Silicificación rellenando espacios abiertos en Mapachitos.

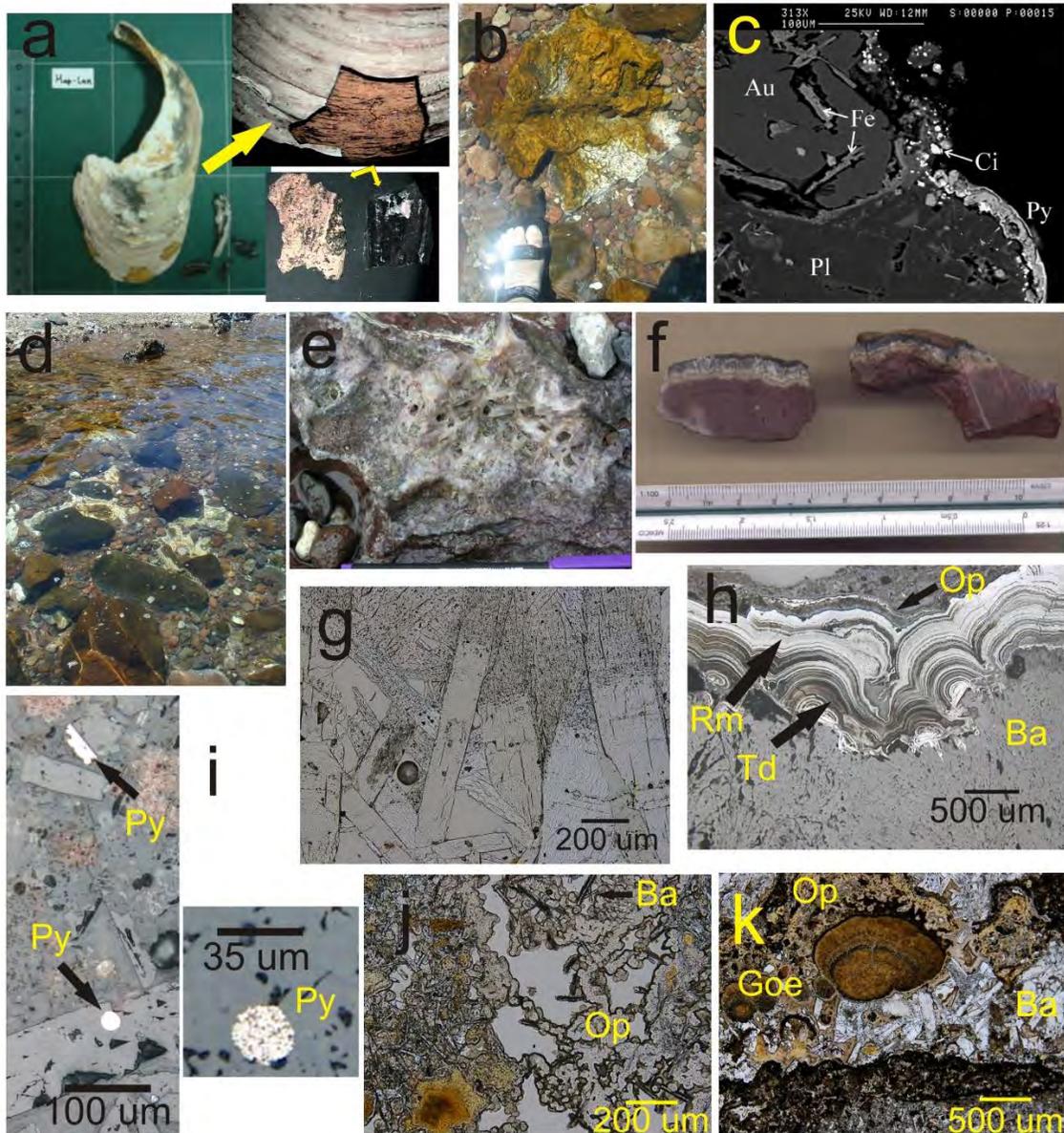


Figura 4.5 Depósitos en costra de manantiales termales de Mapachitos. (a) Costra de ferrihidrita (ocre) depositada sobre una concha de bivalvo, y todorokita y romanechita (negro). (b) Depósitos de ferrihidrita (ocre) y estromatolitos silicocalcáreos. (c) Imagen de SEM (BSE) de costra de cinabrio (Ci), pirita (Py) y óxidos de Fe (Fe) cubriendo a andesita con augita (Au) y plagioclasa (Pl) (tomada de Canet et al, 2005a). (d) Costras de barita y ópalo. (e) Costra de fenocristales de barita sobre bloques de andesita. (f) Costra sobre andesita de barita, ópalo, todorokita-romanechita y óxidos de Fe. (g) Agregados de barita en costras (luz reflejada). (h) Láminas superiores de costras de todorokita, agregados botrioidales de romanechita, y ópalo, sobre barita (luz reflejada). (i) Pirita framboidal dentro y adyacente a cristales tabulares de barita (luz reflejada). (j) Agregado poroso de ópalo, cementando cristales de barita (luz transmitida, sin analizador). (k) Costra sobre andesita de cristales de barita y cemento de ópalo, con goethita radial (luz transmitida, sin analizador).

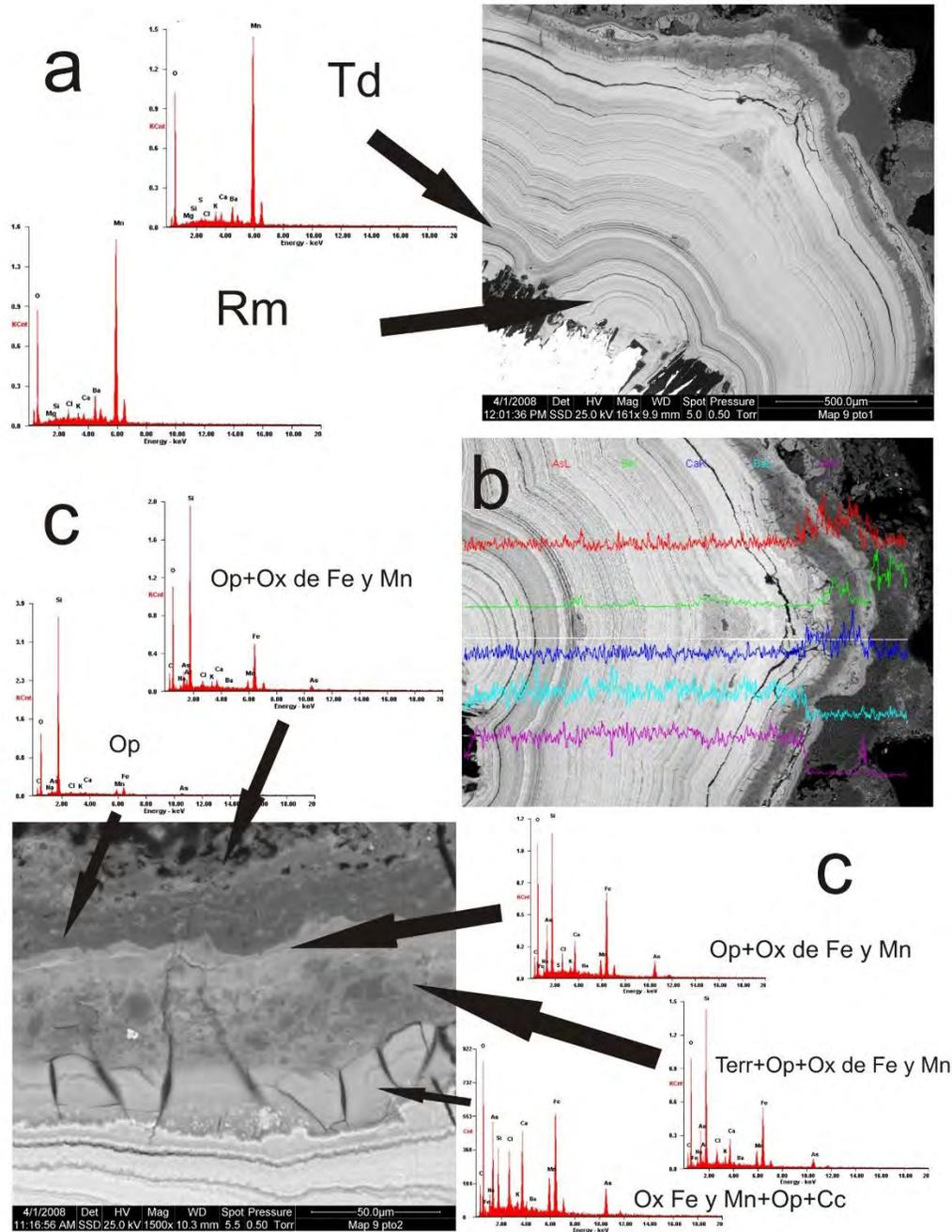


Fig. 4.6 Secuencia de depósito mineral en una costra de los manantiales termales de Ensenada Mapache. (a) Imagen de SEM-BSE de todorokita (Td) y romanechita (Rm) intercaladas en laminas botrioidales, con los espectros EDS. (b) Perfil geoquímico de las costras laminadas, desde los óxidos de Mn hasta las capas superficiales de ópalo y óxidos de Fe y Mn. Nótese las variaciones de Ba para diferenciar la todorokita (pobre) de la romanechita (rica), y las anomalías de As hacia las etapas finales del depósito. (c) Imagen SEM-BSE con análisis EDS de las últimas etapas de mineralización. Hacia la base: óxidos de Mn (en tonos de grises). Siguiete lámina: óxidos de Fe y Mn (Ox Fe y Mn), ópalo (Op) y carbonatos de calcio (Cc), anómalos en As. Le sigue una capa de materiales terrígenos finos (Terr), ópalo y óxidos de Fe y Mn, pobre en As. Continúa una lámina de ópalo y óxidos de Fe y Mn, con moderado As. Le prosigue una lámina de ópalo. Finalmente hay una etapa de ópalo y óxidos de Fe y Mn, con bajos contenidos en As.

Otros tipos de estructuras mineralizadas en los manantiales intermareales son vetas, vetillas, sotckworks y brechas compuestos básicamente por barita y ópalo, con variaciones en el contenido de óxidos de Mn. Las vetas generalmente se presentan como un mosaico cristalino y bandeadas con diferentes grados de cristalinidad de la sílice. La fase mineral que constituye principalmente a las vetas es la barita, en cantidades subordinadas se llegan a presentar óxidos de Mn, ópalo, hacia su centro y goethita. Las brechas mineralizadas consisten en fragmentos de andesita cementados por romanechita en bandas botroidales y crecimientos arborescentes aislados, ocasionalmente con cristales de barita en la matriz (Fig. 4.7). Otras brechas están cementadas por ópalo y barita, la barita se presenta como un aglutinante. Esporádicamente se llegan a presentar láminas de goethita y cristales de calcita relleno oquedades.

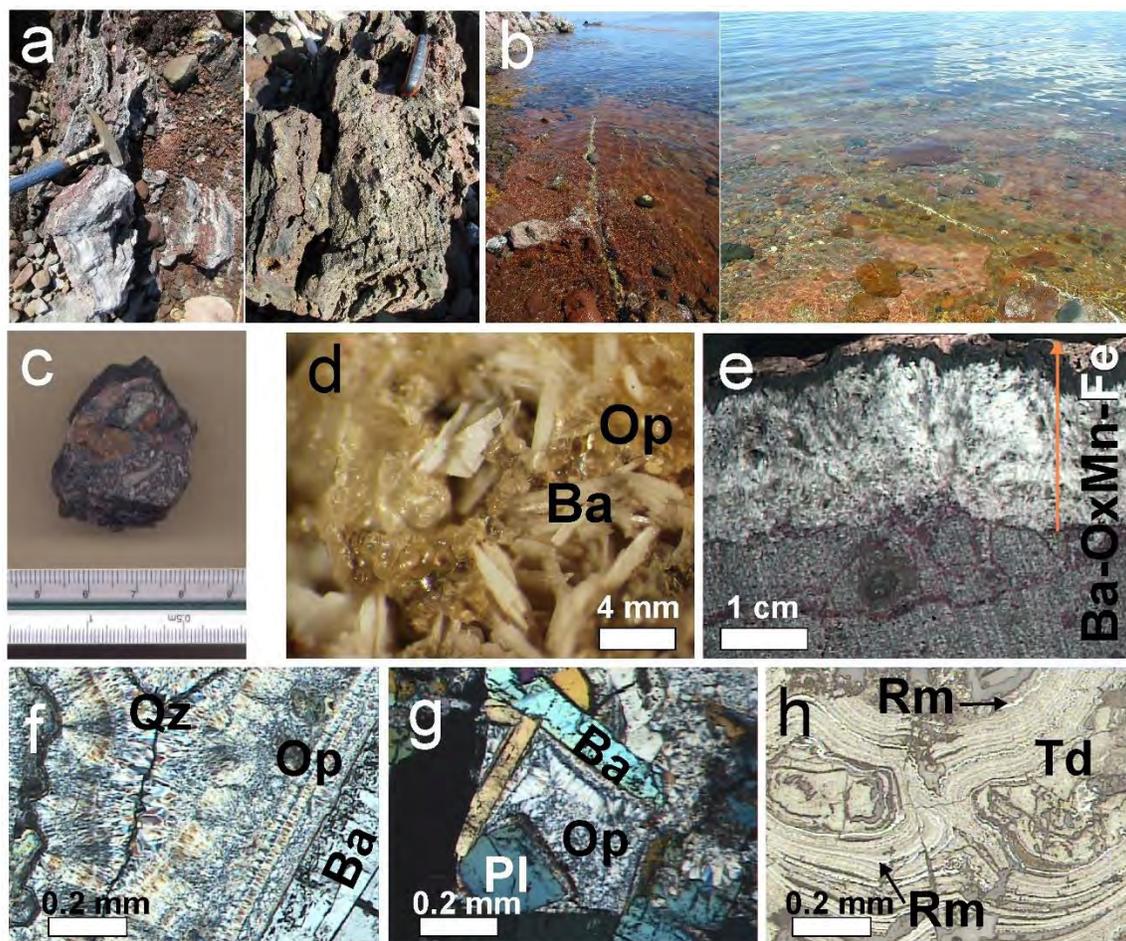


Figura 4.7 Estructuras mineralizadas en Mapachitos. (a) Vetas bandeadas de cuarzo y ópalo. (b) Vetas de barita intermareales, en algunos casos con halos de alteración bien definidos. (c) Muestra de mano de brecha cementada por óxidos de Mn. (d) Microfotografía de oquedad en veta de barita con barita (Ba) tabular, cubierta de ópalo (Op) botroidal y hialino. (e) Costra centimétrica con bandas de depósito definidas cronológicamente por barita (Ba), óxidos de Mn (OxMn) y Ferrihidrita (Fe). (f) Microtografía de veta con cuarzo (Qz) microcristalino y plumoso, bandas de ópalo y cristales de barita. (g) Microfotografía de veta de barita (Ba) con relleno de espacios abiertos de ópalo (Op). (h) Crecimiento botroidal y laminado de todorokita (Td) con laminaciones intercaladas más reflectivas de romanechita (Rm).

4.1.6 Secuencia paragenética en Mapachitos

La secuencia paragenética de la mineralización en los manantiales termales submarinos someros y en los intermareales fue deducida por observaciones en campo y relaciones texturales petrográficas y con microscopía electrónica. Los manantiales termales submarinos someros presentan una etapa de mineralización constituida principalmente por ferrihidrita con precipitación intermitente de pirita y cinabrio (Fig. 4.8).

Los depósitos de los manantiales termales intermareales pueden ser resumidos en la presencia de 4 etapas de mineralización, donde la primera etapa (0) la constituyen los granos heredados de la roca caja, de magnetita y maghemita, seguida de una etapa (1) de precipitación de ópalo, pirita, cinabrio, barita y montmorillonita, con pulsos de cuarzo, una etapa (2) dominada por la precipitación de romanechita y todorokita, y una última etapa (3) formada por la asociación de ópalo, calcita, todorokita, romanechita, cuarzo diagenético por estabilidad del ópalo y oxihidróxidos de Fe (Fig. 4.8).

Mineral	Etapa 1	Etapa 2	Etapa 3
Cinabrio	— — — — —		
Pirita	— — — — —		
Ópalo	— — — — —	— — — — —	— — — — —
Montmorillonita	— — — — —	— — — — —	
Barita	— — — — —		
Cuarzo	—		—
Romanechita		— — — — —	— —
Todorokita		■ ■ ■ ■	■ ■ ■
Calcita			— — — — —
Ferrihidrita			— — — — —

Figura 4.8 Cuadro paragenético de la mineralización en Mn de depósitos de manantiales termales costeros en Mapachitos.

4.1.7 Estructura del depósito Posada Concepción

A lo largo de aproximadamente 1.2 km de longitud sobre costa y acantilados de Posada Concepción se presentan manifestaciones hidrotermales (Fig. 4.9). Éstas consisten en diversos manantiales termales y depósitos en forma de pátinas, costras, vetas y stockworks con ópalo, calcita y óxidos de Mn y Fe, a través de grandes fallas y fracturas alojadas en rocas volcánicas de la Formación Ricasón (Fig. 4.9).

A lo largo de la línea de costa se observa una secuencia volcánica con lavas andesíticas microporfídicas de fenocristales de plagioclasa en la base, un depósito de caída de ceniza y lapilli, una brecha andesítica y una brecha con clastos de bloques volcánicos en el techo. Esta secuencia aloja los manantiales termales costeros y las estructuras mineralizadas relacionadas con ellos, a través de fracturas y fallas en la roca.

Los depósitos alrededor de los manantiales se manifiestan en zonas extensas con grosores muy discretos. Las pátinas y costras se extienden en un radio de hasta 2 m circundando los manantiales termales. Las costras forman superficies de 6 cm de espesor, y presentan bandas botroidales y menos frecuente un aspecto masivo de material consolidado y semiconsolidado con superficies viscosas. Frecuentemente presentan clastos (grava y arena) volcánicos y bioclásticos.

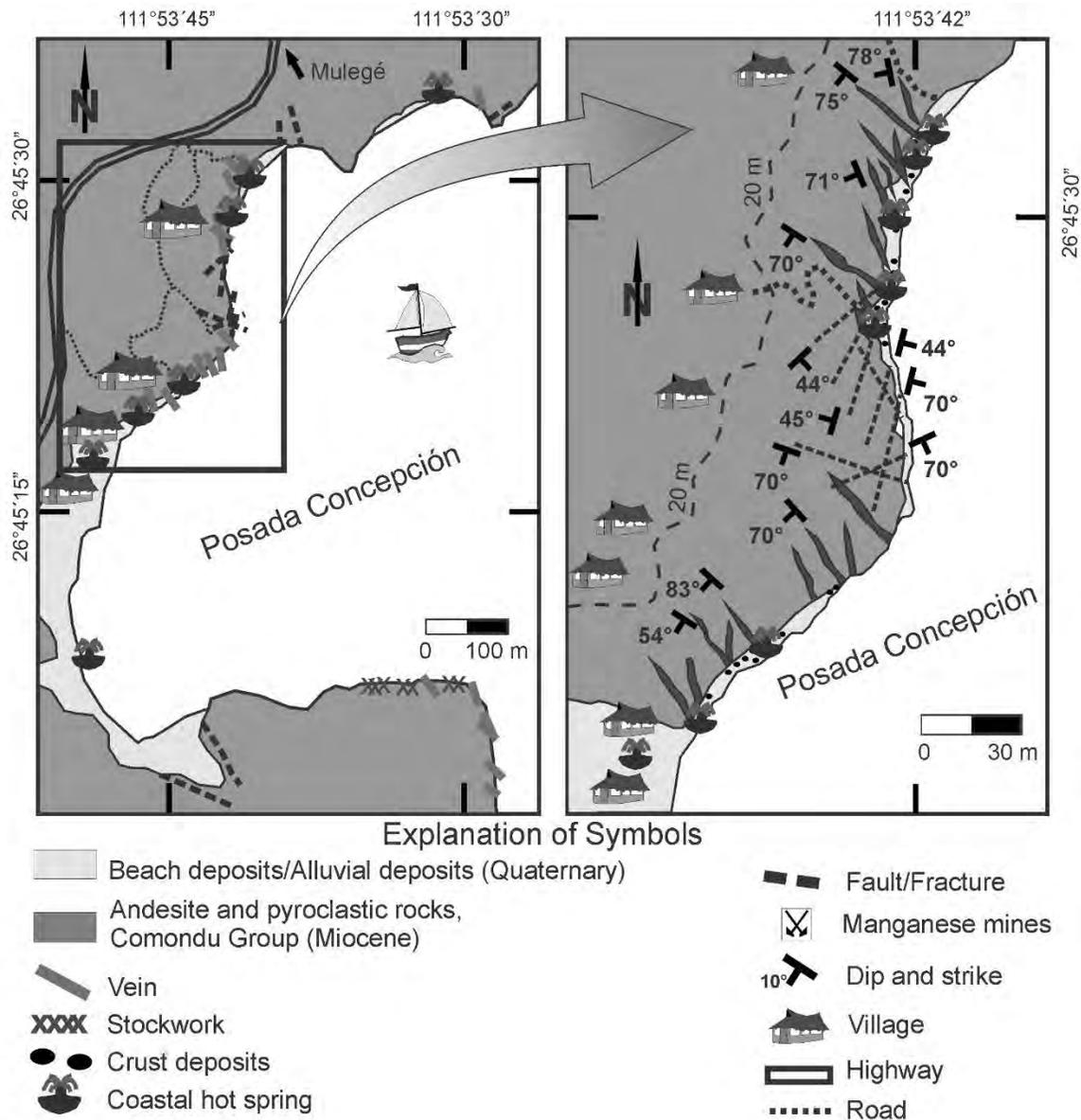


Figura 4.9 Mapa geológico de Posada Concepción, nótese la distribución de sus manifestaciones termaltes activas, manantiales termaltes costeros y fósiles, y mineralizaciones.

Las estructuras más abundantes son vetas y vetillas de espesores entre 1 cm y 1.5 m (promedio 0.5 m) y longitud de metros a decenas de metros, que cortan los acantilados de rocas volcánicas (Fig. 4.9 y 4.10). Las vetas y vetillas presentan una disposición estructural de NO y buzamientos hacia el SO y NE, más escasamente con disposición NE, subverticales. Varias de ellas continúan hasta los manantiales termaltes de la playa. Las vetas presentan bandas coliformas y se componen de ópalo y montmorillonita, ópalo terroso y calcita. En pocas emanaciones es posible encontrar la depositación de vetas con bandeado simétrico, indicando el desarrollo temporal de los precipitados: (a) ópalo-arcillas, (b) ópalo y (c) óxidos de Mn.

Estructuras menos comunes incluyen patinas de óxidos de Mn, costras y agregados centimétricas silíceas y de óxidos de Mn aglutinando material detrítico y bioclástico,

stockworks de ópalo con espesores de hasta 2 m formados por vetillas menores a 3 cm que tienen una continuación hasta la costa en disposiciones NNO-SSE y brechas, muy estrechas (<5 cm) de clastos angulosos de rocas volcánicas y ocasionales fragmentos de ópalo, frecuentemente cementadas por óxidos de Mn. Las brechas se localizan en vetas-brechas y en corazones de vetas con bandeamiento simétrico.

Alrededor de las manifestaciones termales es posible apreciar estructuras silíceas laminadas coliformas generando sinters de poco desarrollo y adyacente a ellos tapetes microbianos y estructuras estromatolíticas.

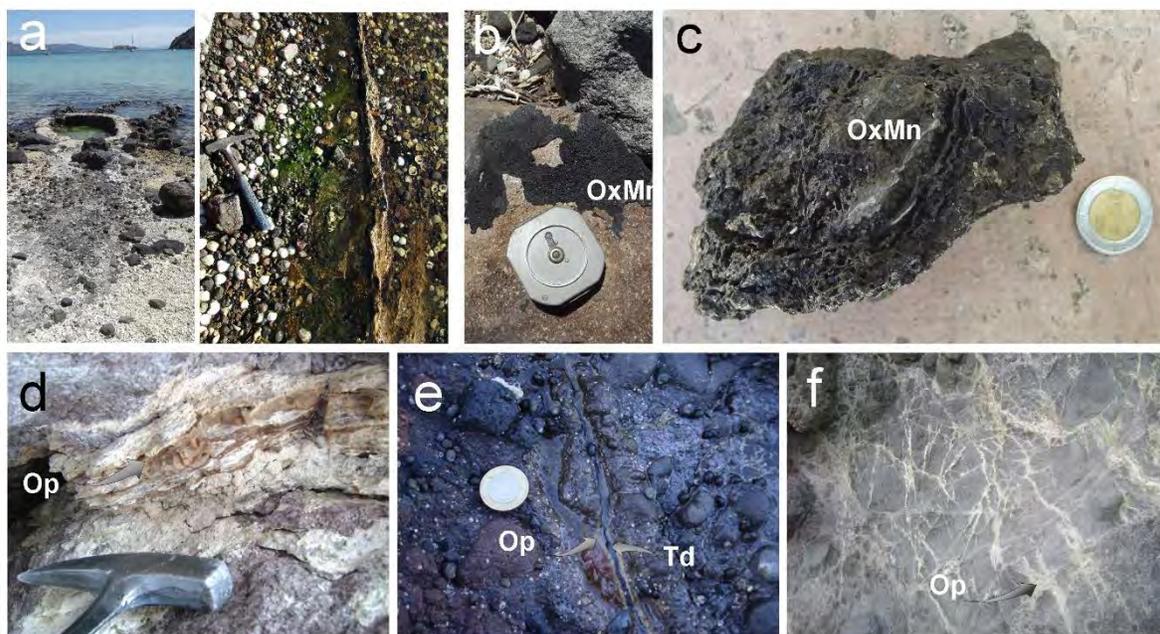


Figura 4.10 Manifestaciones termales costeras y estructuras mineralizadas en Posada Concepción. (a) Manantiales costeros y desarrollo de estructuras, nótense los tapetes microbianos adyacentes a vetilla. (b) Pátinas milimétricas de óxidos de Mn. (c) Agregados de óxidos de Mn. (d) Veta de ópalo (Op) bandeado. (e) Vetilla con bandeado concéntrico de ópalo (Op) y todorokita hacia el centro (Td). (f) Stockwork de ópalo en roca andesítica.

4.1.8 Alteración hidrotermal en Posada Concepción

Alrededor de estas estructuras mineralizadas se tienen halos de alteración de hasta 1 m, con presencia de arcillas y vetillas silícocarbonatas. Usualmente la alteración rica en arcillas de tipo argílica se extiende forma distal a partir de las estructuras, ocasionalmente en los bordes de planos de fallas y fracturas locales. Adicionalmente se observan microvetilleo y lentes de ópalo con la matriz arcillosa alterando la secuencia volcánica encajonante. La roca tiene silicificación muy discreta y hacia los bordes de estructuras, principalmente en forma de microvetilleos y relleno de porosidad.

Análisis de SWIR revelan la presencia de montmorillonita y ópalo en la alteración argílica (Fig 4.4). Para la silicificación, el ópalo es la fase predominante, con relleno de poros con cuarzo ehudral microscópico, presumiblemente de carácter diagenético, y calcita magnésica en cristales aciculares en microporos.

La secuencia volcánica, hacia la costa presenta un grado de alteración pervasiva debido al intemperismo ocasionado por la acción del agua marina, con presencia de arcillas y sales.

4.1.9 Asociaciones minerales y texturales del depósito de los manantiales termales en Posada Concepción

La asociación mineral presente en los depósitos de las manifestaciones termales en Posada Concepción consiste en ópalo, cuarzo, todorokita, romanechita, sulfuros, barita, calcita y aragonita, además de granos heredados de la roca caja (plagioclasa, magnetita-maghemita y goethita). En la zona de descarga de fluidos hidrotermales se encuentran una serie de costras y pátinas, con presencia de bandas botroidales, integradas por láminas de ópalo diáfano y turbio que cementan a los clastos, y montmorillonita, algunas presentan bandas botroidales-arborescentes y nódulos concéntricos de todorokita y romanechita (Fig. 4.11). Otras costras de aspecto botroidal se componen de aragonita, mayoritariamente, y cuarzo (Blanco-Florido, 2007).

Las estructuras mineralizadas principales son vetas, vetillas, stockworks y brechas compuestos básicamente por ópalo, cuarzo, calcita, aragonita, todorokita y en cantidades accesorias barita, pirita, acantita, plata nativa y montmorillonita (Fig. 4.11). Pueden contener fragmentos y cristales heredados de la roca encajonante. Las vetas contienen ópalo en bandas coloformes, porosidad orientada y laminaciones fluidales, asociado al ópalo y en menor cantidad existe calcita en microlaminaciones, rellenando espacios abiertos y poros. Una etapa tardía de óxidos de Mn y Fe se encuentra principalmente como bandas botroidales hacia el centro de vetas simétricas o rellenando espacios dentro de las vetas silicocarbonatadas. El óxido de Mn presente es la todorokita, evidenciada por análisis de EDS y WDS, con ocasional presencia de laminaciones de romanechita, y en ellas diseminado de barita microcristalina y detectable con SEM. Adicionalmente, en diseminados muy finos (del orden de centenas de micras), en ciertas laminaciones se tiene pirita subhedral. Es común encontrar esmectita dentro de las vetas de aspecto terroso.

Las brechas se componen de clastos volcánicos cementados por ópalo con textura globular y óxidos de Mn en finas láminas botroidales y sulfuros de Ag, principalmente en vetas-brechas. Algunas ocasiones se presenta la calcita como cementante y rellenando oquedades en forma acicular, y cristobalita en bandas botroidales.

Los resultados de análisis de DRX realizados a vetas y costras en Posada Concepción indican la presencia de ópalo-A, ópalo-CT, cristobalita y tridimita, en una secuencia evolutiva de una fase amorfa a cristalina, calcita, aragonita, todorokita y esmectita (Blanco-Florido, 2007). Las vetas de óxidos de Mn también fueron analizadas por medio de DRX encontrando todorokita, calcita, aragonita y cantidades accesorias de barita (Fig. 4.12).

Los sulfuros de plata se presentan diseminados en vetas-brecha y en brechas asociadas a manantiales activos, en microcristales sólo visibles en SEM-EDS (Fig. 4.13), usualmente acompañados de pirita (<50 μm) en una matriz de óxidos de Mn y ópalo.

La acantita desarrolla agregados hojosos de cristales subhedral (2-30 μm) de hábito arborescente. La plata nativa está estrechamente relacionada a la acantita y se presenta como microcristales (<20 μm) con desarrollo curvado.

La determinación de la acantita fue concebida por observaciones descriptivas en SEM y análisis de EMPA, congruente con la fases de sulfuros de plata: acantita, naumanita (Ag_2S) y sulfoselenidos de Ag ($\text{Ag}_2(\text{S},\text{Se})$), estables en depósitos hidrotermales de baja temperatura (<178 °C, Pal'yanova et al. 2015; Zhuravkova et al., 2015).

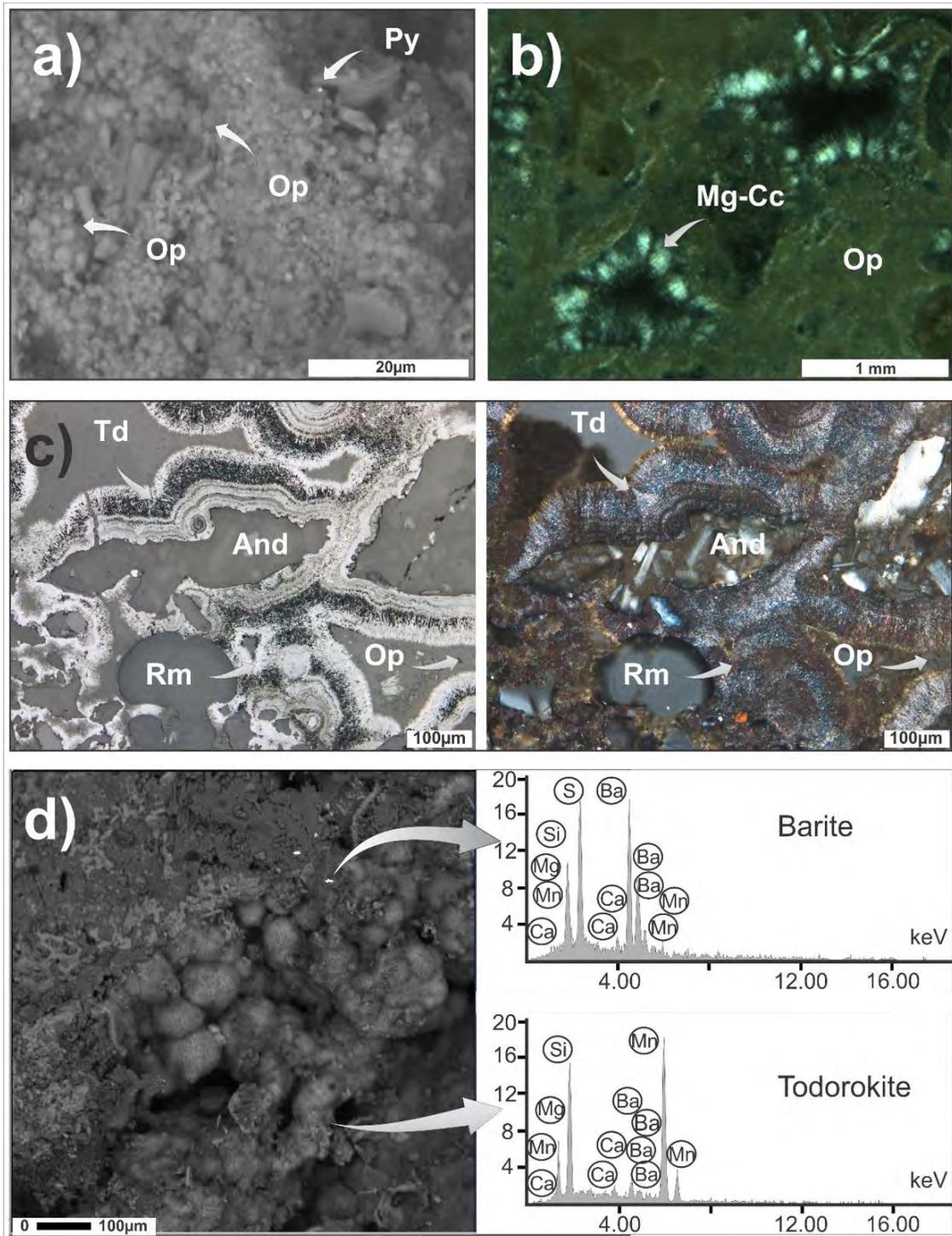


Figura 4.11 Asociaciones minerales de depósitos hidrotermales de Posada Concepción. (a) Imagen de SEM de arreglos de microesferas de ópalo-AC/CT (Op) y pirita diseminada (Py). (b) Asociación de ópalo y calcita magnésica (Mg-Cc) con desarrollo fibroso relleno poros. (c) Agregado de Mn observado con luz reflejada y con analizador, con clastos andesíticos (And) y cementante bandeado de todorokita (Td), romanechita (Rm) y ópalo (Op). (d) Imagen de SEM de todorokita botroidal y diseminado de barita, con sus análisis EDS.

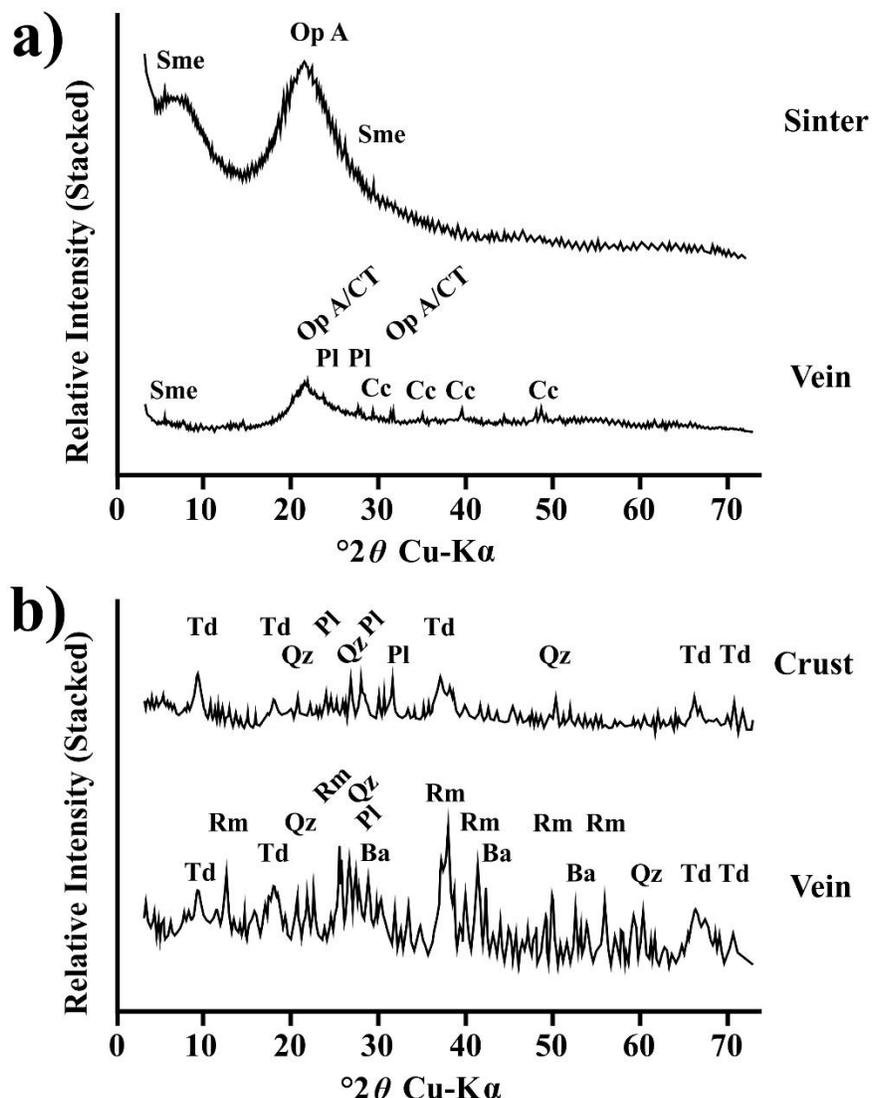


Figura 4.12 Análisis de DRX en precipitados hidrotermales silíceos y de manganeso en Posada Concepción. (a) Ópalo-A (Op A) y esmectita en sinter, ópalo A/CT (Op A/CT) asociado con calcita (Cc) y plagioclasa (Pl) detrítica en vetas. (b) Corteza formada por todorokita (Td), cuarzo (Qz) y plagioclasa (Pl) detríticas. Veta formada por romanechita (Rm), todorokita (Td), barita (Ba), cuarzo (Qz) y plagioclasa (Pl) detrítica.

4.1.10 Secuencia paragenética en Posada Concepción

La formación de los depósitos de los manantiales termales intermareales comprendidos por costras, vetas y brechas puede ser resumida en 4 etapas de mineralización, donde la primera etapa (0) la constituyen granos heredados de la roca caja, como magnetita y maghemita, plagioclasa, augita y fragmentos de andesita, seguida de una etapa (1) de precipitación de ópalo-A, aragonita y montmorillonita, una etapa (2) dominada por la intercalación de óxidos de Mn, todorokita, principalmente, romanechita y barita, con un episodio de depositación de sulfuros de plata, y una última etapa (3) formada por la asociación de ópalo-CT, cristobalita, tridimita, cuarzo, como fases evolutivas diagenéticas del sílice, calcita, todorokita, romanechita, éstos últimos con posible intervención orgánica

en su depositación, y oxihidróxidos de Fe debido a la alteración de los minerales de la roca caja (Fig. 4.14).

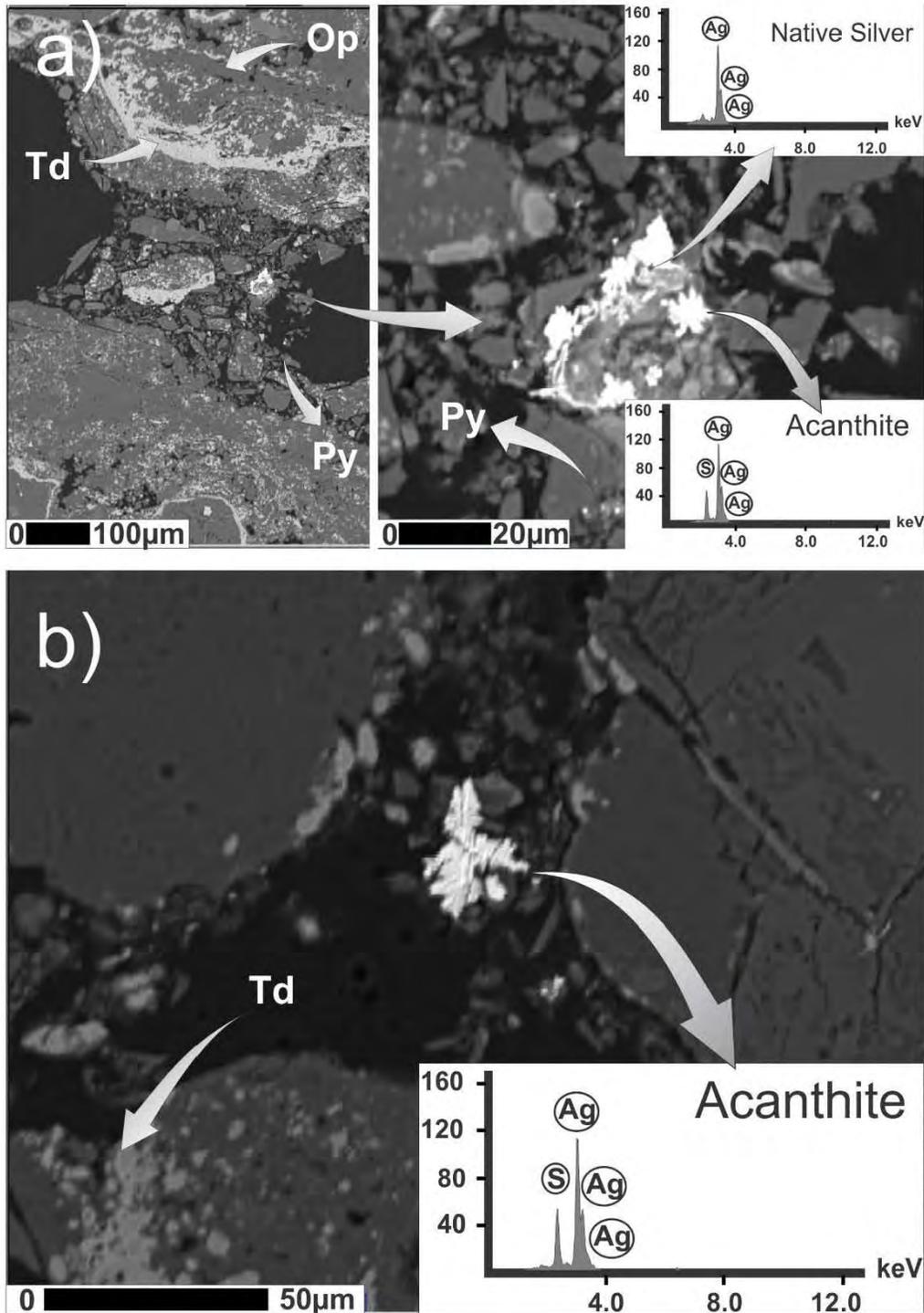


Figura 4.13. Asociación mineral de sulfuros de plata en Posada Concepción. (a) Acanthita, plata nativa y pirita (Py) en una brecha central en una veta, con cementante de ópalo (Op) y todorokita (Td), nótese los análisis EDS de ambas fases de Ag. (b) Desarrollo arborescente de acanthita en matriz de todorokita (Td), con su análisis EDS.

Mineral	Etapa 1	Etapa 2	Etapa 3
Ópalo-A	████████████████████	████████████████████	████████████████████
Montmorillonita	████████████████████		
Aragonita	-----		
Pirita	-----	-----	
Acantita		-----	
Ag Nativa		-----	
Todorokita		■ ■ ■ ■ ■	-----
Romanechita		■ ■ ■ ■ ■	
Barita		■ ■ ■ ■ ■	
Ópalo-CT			████████████████████
Cuarzo			-----
Calcita			████████████████████
Oxihidróxidos de Fe (¿Goethita?)			████████████████████

Figura 4.14 Cuadro paragenético de los depósitos hidrotermales de los manantiales intermareales de Posada Concepción.

4.1.11 Estructuras estromatolíticas en manantiales costeros

Los estromatolitos fósiles y actuales presentes en los manantiales tienen tamaños de afloramiento variables de hasta 3 cm de grosor, y se desarrollan sobre guijarros y bloques volcánicos, formando depósitos en la playa de 8 m², usualmente alrededor de las descargas y frecuentemente de los estromatolitos existen tapetes microbianos de diferentes tonalidades, siendo los colores ocres los que se localizan en manantiales más calientes, respecto a las tonalidades verde.

Tres tipos de estromatolitos en función de sus componentes mineralógicos, puedes ser reconocidos en las zonas de manantiales costeros: (a) estromatolitos silicocalcáreos, (b) estromatolitos de óxidos de Mn y (c) estromatolitos silicocalcáreos con óxidos de Mn (Fig. 4.15). Sólo en la región de Posada Concepción se presentan los tres tipos, en tanto en Mapachitos no se observaron estromatolitos de manganeso.

Los estromatolitos silicocalcáreos están formados por láminas muy finas de espesores de cientos a decenas de micras de ópalo-A y calcita magnésica (Canet et al., 2005b), con desarrollos dómicos y de variable convexidad, con menor frecuencia arborescente, su laminación está conformada por micrita y calcita magnésica (<9 wt%. Mg) alternando con ópalo. El ópalo también se presenta relleno porosidad con ocasionales reemplazos en los carbonatos.

Los estromatolitos mixtos están formados por láminas muy finas de ópalo-A, calcita magnésica con intercalaciones de laminaciones de óxidos de Mn. Los crecimientos estromatolíticos son arborescentes columnares, con convexidad variada y ocasionalmente de textura frutexitica (Fig. 4.16). Los estromatolitos están formados por calcita en microcristales dentro de las bandas discontinuas, en forma de hojuelas de 10 micras, micrita parda y espáticos de hasta 150 µm relleno la porosidad. El espacio interestructuras de los estromatolitos en general está relleno de sedimento y bioclastos marinos, predominantemente algas. El ópalo-A es depositado microscópicamente como microsferas (Canet et al., 2005b), Además, las láminas de óxidos de componen de romanechita, todorokita y, en menor medida, oxihidróxidos de Fe, con laminaciones coloformas, irregulares y usualmente lamelares

discontinuas. El ópalo-A es la fase más abundante de estas manifestaciones orgánicas, seguida de la calcita. Ocasionalmente es posible encontrar cristales de barita y clastos de andesita dentro de los estromatolitos, en contraste de material detrítico fino hacia la base de las estructuras. Canet et al. (2005a) realizó análisis de DRX en precipitados en forma de costras en los manantiales submarinos someros encontrando ferrihidrita (αFeOOH) con bajo grado de cristalinidad.

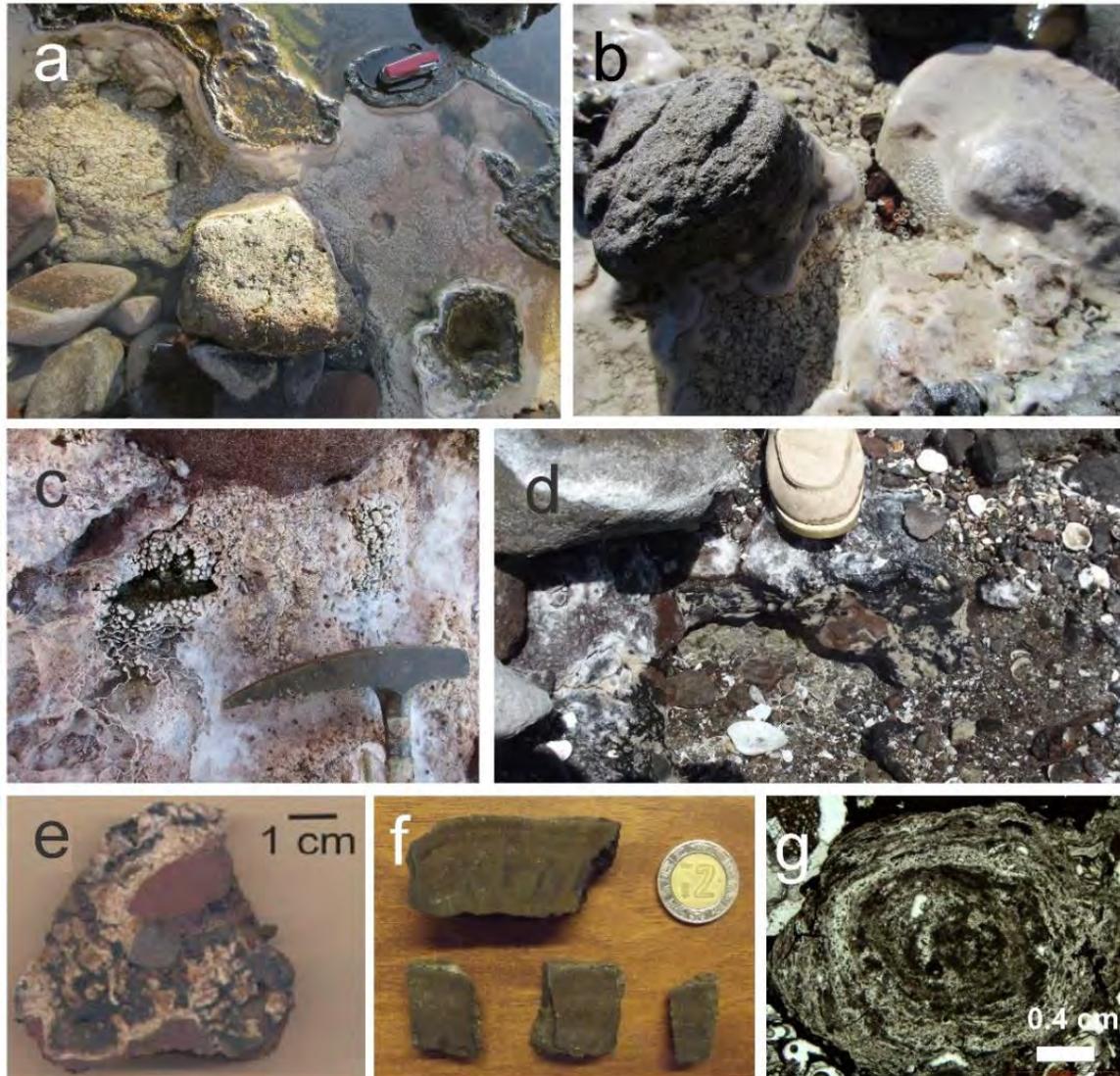


Figura 4.15 Estructuras estromatolíticas en las zonas de manantiales termales costeros. (a) Desarrollo espacial de estromatolitos silicocalcáreos en Mapachitos. (b) Descarga termal con desarrollo domal de estromatolitos silicocalcáreos en Posada Concepción. (c) Desarrollo estromatolítico domal y con terrazas adyacente a descarga, nótese el desarrollo de organismos extremófilos en tonalidad verde alrededor de descarga. (d) Estromatolitos mixtos con ópalo, carbonatos y óxidos de manganeso adyacentes a descarga termal en Posada Concepción. (e) Corte transversal de estructura estromatolítica mixta con laminaciones discontinuas de óxidos de Mn en Mapachitos. (f) Corte de estromatolitos de óxidos de Mn en Posada Concepción. (g) Sección basal de desarrollo columnar de estromatolito silicocalcáreo.

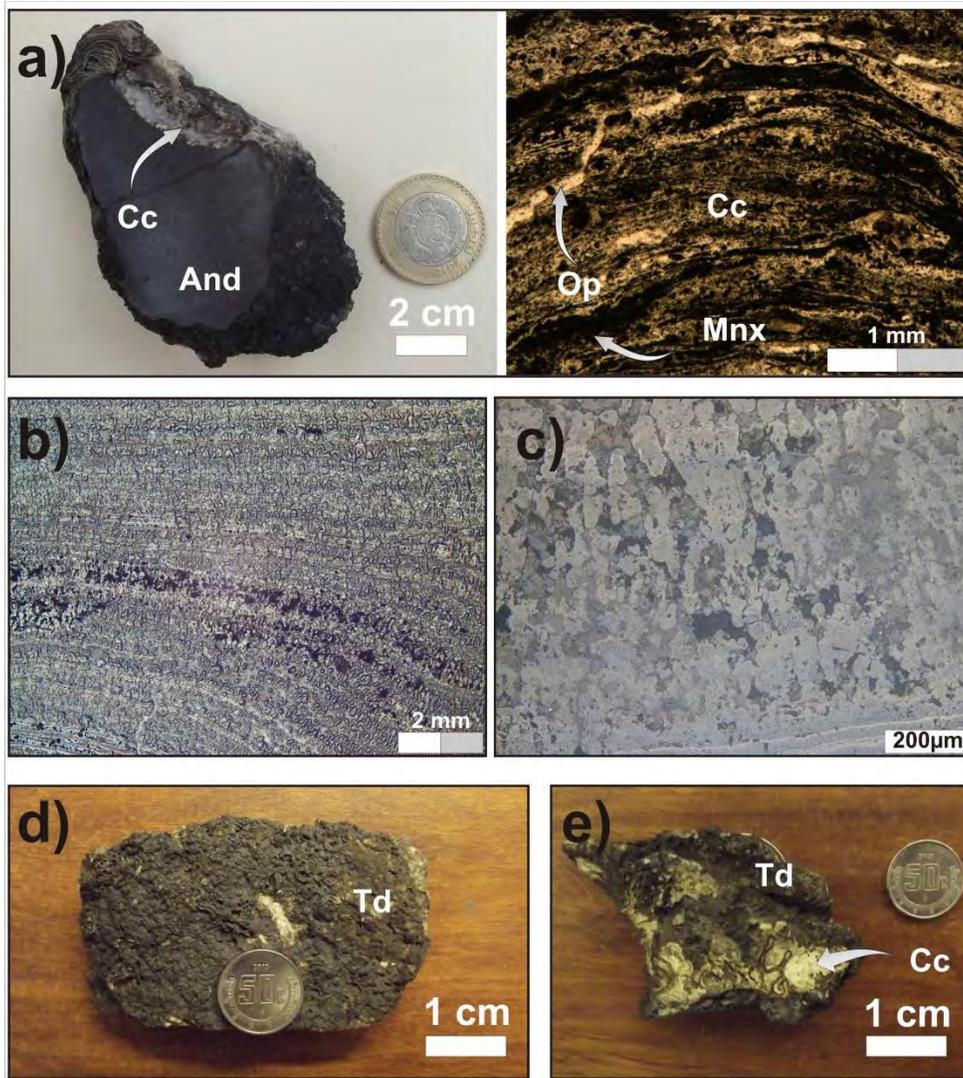


Figura 4.16 Estructuras orgánicas de zonas de manantiales termales costeros (a) Desarrollo estromatolítico. Estructura de estromatolítica de sílice-carbonato y óxidos de Mn (Mnx) sobre andesita (And), con calcita (Cc) basal. A la derecha de la figura, hay una microfotografía de estromatolito silicocarbonatado de láminas finas, asociada con óxidos de Mn (Mnx) y ópalo (Op). (b) Sección delgada de estromatolitos de Mn-óxidos con una estructura trombolítica. (c) Detalle de láminas coloformes y desarrollo arborescente de todorokita, utilizando la técnica de luz reflejada. (d) Aspecto de moldes de gusanos de Mn-óxidos, todorokita (Td). (e) Bioturbación en la corteza de óxido de Mn y carbonato, con traza de apariencia de *pascichnia*.

Adyacentes a los manantiales costeros de Posada Concepción se encuentra, escasamente, una serie de estructuras estromatolíticas de 3 cm de espesor, conformadas de bandas botroidales de aspecto reniformes, con bandas de color gris amarillento, gris oscuro y negro que no superan individualmente los 2 mm de espesor. El constituyente principal de estas costras estromatolíticas son óxidos de Mn y clastos volcánicos de arena muy fina y bioclastos. Tres tipos de microestructuras son reconocidas en los estromatolitos de Mn, a escala milimétrica (Fig. 4.16 y 4.17): (a) un desarrollo inicial laminar y semiplanar, que conforma varios ciclos de crecimiento alternando espesores diferentes. (b) una estructura trombolítica compuesta de desarrollo de zonas arborescentes y pobremente laminadas. (c)

Una fábrica microdigitada bien desarrollada, con crecimiento de forma dendrítica formada por microcolumnas divergentes ramificadas, similar a la textura frutexitica (Fig. 4.17). Análisis EDS revelan variaciones composicionales en el desarrollo del estromatolítico, con laminaciones intercaladas y esporádicas de romanekita, rica en Ba, entre las de todorokita.

Los agregados, las cortezas y las pátinas de los óxidos de Mn muestran estructuras orgánicas. La todorokita reemplaza bioclastos y cubre restos orgánicos, creando huellas de estructuras orgánicas. Además, hay senderos recientes probablemente hechos por organismos que se mueven a lo largo de la superficie de un depósito de Mn no consolidado, como las estructuras de *pascichnia*.

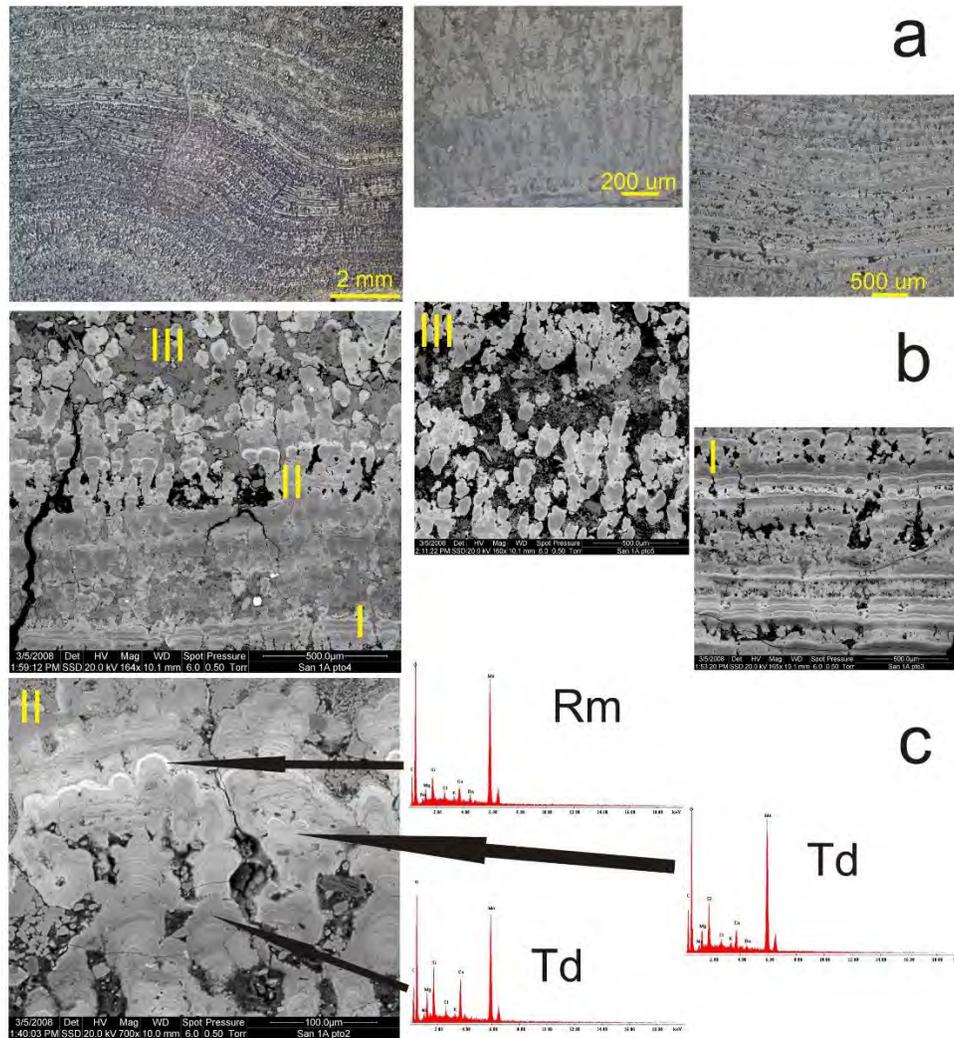


Figura 4.17 Estromatolitos de óxidos de Mn de Posada Concepción. Microfotografía mostrando el desarrollo de bandas estromatolíticas, crecimientos arborescentes laminados con variaciones en su color de azul, amarillo y gris claro. (b) Imágenes de SEM-BSE denotando el desarrollo estromatolítico por competencia en el medio: (I) Bandas compactas, continuas, laminadas y poco desarrollo arborescente hacia la base; (II) bandas compactas, continuas y pseudoarborescentes; y (III) bandas arborescentes discontinuas. (c) Detalle de II mostrando por medio de análisis EDS las variaciones composicionales de la todorokita: las láminas más claras son más rica en Ba y más pobres en Mg, Si, K y Ca, y las bandas oscuras viceversa la inversa.

4.1.12 Química mineral en óxidos de manganeso y sulfuros en manantiales costeros

Los depósitos manganesíferos de los manantiales intermareales se analizaron por medio de EPMA (Tablas 4.1, 4.2). Los depósitos consisten de romanechita y todorokita, ambas pobremente cristalizadas.

La todorokita presenta una variación en el contenido de Ba, denotada por análisis EDS. La todorokita presenta un relativo enriquecimiento en BaO (entre 1.2 y 10 wt. %) y en MgO (<6 wt.%), siendo las todorokitas de Mapachitos las más enriquecidas en Ba y las de Posada Concepción en Mg, especialmente aquellas de los estromatolitos, con una fórmula estructural generalizada de $(Ca,Ba,K,Na)_{0.55} (Mn^{4+},Fe,Mg,Si)_6O_{12} (2.77-3.06) \cdot H_2O$, coincidente con lo reportado por Canet et al. (2005a) en Mapachitos.

La romanechita presenta un contenido cercano al >10 wt. % de BaO y presenta una fórmula estructural generalizada $[Ba,K,Na,Ca,(H_2O)_{(1.27-1.43)}]_2 (Mn,Fe,Mg,Al,Si)_5O_{10}$, destacando la presencia de Si, Ca, Mg y Fe. En ciertas zonas de las muestras se aprecia un reemplazamiento de romanechita por la todorokita, posiblemente debido a un pulso hidrotermal más rico en Ba.

Además, se llevaron a cabo algunos análisis WDS en los minerales de plata encontrándose la fórmula general de la acantita Ag_2S y denotando un valor de Ag (<86% en peso) por debajo del promedio del mineral (87% en peso de Ag), y plata nativa (Tabla 4.3).

4.2 Mineralizaciones de manganeso de Bahía Concepción-Bahía San Nicolás-Bahía San Juanico

4.2.1 Mineralizaciones en Bahía Concepción

En la región de Bahía Concepción se encuentran varias zonas con mineralización de Mn: El Gavilán, Guadalupe, Mantitas, Pilares, Trinidad y Santa Teresa, en Península de Concepción, y La Azteca al norte de Mulegé. Por su importancia económica se destaca El Gavilán, con extracción de Mn desde el periodo de la Primera Guerra Mundial hasta la década de los sesentas con una producción superior a las 10 000 Ton con leyes de ~55% de MnO, y actualmente con reservas probables de 100,000 Ton, con leyes entre 7 y 80 % en peso de Mn (Terán-Ortega y Ávalos-Zermeño, 1993; Romero-Rojas y Terán-Ortega, 1993). La Azteca es otra mineralización explotada en periodos intermitentes desde la Segunda Guerra Mundial hasta los setentas, según pobladores en Mulegé, con leyes alrededor del 40% de MnO (Terán-Ortega y Ávalos-Zermeño, 1993; Romero-Rojas y Terán-Ortega, 1993). Las otras mineralizaciones fueron explotadas por gambusinaje y actualmente son consideradas como prospectos mineros por el Servicio Geológico Mexicano.

4.2.1.1 Roca encajonante

Las rocas encajonantes de las mineralizaciones de El Gavilán, Guadalupe y La Azteca son rocas andesíticas que pertenecen al Grupo Comondú (Fig. 4.18 y 4.19).

En la Mina El Gavilán se presentan tobas pumicíticas, brechas andesíticas, lavas andesíticas y pórfidos andesíticos, pertenecientes a la Formación Minitas, sobreyacidas por andesitas-basálticas microporfídicas, con fenocristales de plagioclasa y clinopiroxeno de la Formación Pilares que alojan la mineralización principal (Fig. 4.20).

La mineralización Guadalupe se aloja en la Formación Pelones, que localmente incluyen coladas andesíticas con fenocristales de plagioclasa y en menor medida de hornblenda, con intercalaciones de brechas volcánicas andesíticas y que son cortadas por diques y sills, de pórfidos andesíticos y dacíticos, y granodioríticos (Fig. 4.21).

Tabla 4.1 Análisis de EMPA en costras con todorokita (muestras Td) y romanechita (muestras Rm) de precipitados hidrotermales en Mapachitos. Óxidos cuantificados en % en peso. NM: no analizado. Coe: Coeficientes de fórmula estequiométrica calculada (a.p.f.u). El agua se calculó con base en estequiometría, con base en números de O.

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	MnO ₂ (t)	Al ₂ O ₃	V ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	CuO	NiO	ZnO	CoO	SrO	BaO	PbO	Na ₂ O	K ₂ O	Sc ₂ O ₃	H ₂ O	Total
	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso
Td91-1-1	0.15	0.04	77.31	0.19	0.07	0.30	0.29	1.03	0.72	0.00	0.00	NM	0.00	10.60	0.11	0.84	1.00	NM	0.00	92.65
Td91-1-3	0.19	0.04	78.85	0.11	0.03	0.13	0.94	1.09	0.57	0.00	0.00	NM	0	7.36	0.04	0.98	1.16	NM	0.00	91.49
Td91-2-2	11.21	0.04	62.89	1.36	0.07	3.21	0.59	0.97	0.55	0.00	0.00	NM	0.00	6.68	0.18	0.97	1.05	NM	0.00	89.77
Td92-1-2	2.92	0.00	75.13	0.87	0.12	0.65	0.73	0.94	0.60	0.00	0.00	NM	0.00	8.26	0.03	0.88	0.93	NM	0.00	92.06
Rm91-1-4	3.16	0.04	76.99	0.86	0.09	0.67	1.26	1.21	0.78	0.00	0.00	NM	0.00	5.65	0.17	1.18	1.16	NM	0.00	93.22
Td92-1-3	2.02	0.09	78.60	0.58	0.12	0.39	0.87	1.07	0.62	0.00	0.00	NM	0.00	8.36	0.05	1.06	1.04	NM	0.00	94.87
Td92-1-4	4.68	0.01	74.45	1.42	0.21	1.04	0.68	1.12	0.68	0.00	0.00	NM	0.00	8.56	0.04	0.93	0.99	NM	0.00	94.81
Td92-1-5	0.46	0.06	79.16	0.19	0.09	0.13	0.50	1.17	0.58	0.00	0.00	NM	0.00	9.09	0.00	1.33	1.08	NM	0.00	93.84
Td12	2.01	0.00	75.33	0.09	NM	0.97	3.11	2.32	NM	0.01	0.04	0.02	0.02	2.42	0.00	1.30	0.93	0.00	8.95	97.62
Td13	1.82	0.00	75.48	0.04	NM	0.98	3.04	2.37	NM	0.03	0.13	0.00	0.08	2.74	0.06	1.44	0.93	0.00	8.96	98.11
Td14	3.35	0.02	71.96	0.03	NM	0.88	3.38	2.26	NM	0.03	0.09	0.03	0.02	2.30	0.15	1.24	0.91	0.00	8.81	95.46
Td2	9.36	0.03	69.04	0.70	NM	0.06	1.78	1.49	NM	0.02	0.06	0.02	0.00	2.91	0.05	1.97	0.98	0.00	9.26	97.73
Td3	1.75	0.01	75.01	0.65	NM	0.07	3.49	1.90	NM	0.01	0.09	0.01	0.08	3.32	0.00	1.21	1.02	0.00	8.91	97.55
Td8	0.31	0.00	76.33	0.57	NM	0.28	2.80	1.78	NM	0.01	0.09	0.01	0.18	4.38	0.00	1.56	0.97	0.00	8.81	98.08
Rm1	3.17	0.00	70.64	0.21	NM	1.09	1.47	1.80	NM	0.01	0.16	0.10	0.19	9.91	0.09	0.52	0.35	0.00	8.60	98.32
Rm6	3.39	0.00	69.66	0.15	NM	1.24	1.69	1.78	NM	0.00	0.11	0.04	0.20	10.07	0.02	0.48	0.32	0.00	8.55	97.69
Rm8	2.44	0.05	71.65	0.12	NM	0.66	1.27	1.83	NM	0.02	0.11	0.04	0.32	10.34	0.00	0.47	0.35	0.00	8.53	98.21

Muestra	Si Coe	Mn ²⁺ Coe	Al Coe	V Coe	Fe ³⁺ Coe	Mg Coe	Ca Coe	Cu Coe	Ni Coe	Zn Coe	Sr Coe	Ba Coe	Pb Coe	Na Coe	K Coe	H ₂ O Coe	TOTAL Coe	Total analítico
M91-1-1	0.02	5.43	0.02	0.00	0.02	0.04	0.11	0.06	0.00	0.00	0.00	0.42	0.00	0.17	0.13	2.86	6.44	101.07
M91-1-3	0.02	5.47	0.01	0.00	0.01	0.14	0.12	0.04	0.00	0.00	0.00	0.29	0.00	0.19	0.15	2.91	6.45	100.17
M91-2-2	1.04	4.01	0.15	0.00	0.22	0.08	0.10	0.04	0.00	0.00	0.00	0.24	0.00	0.17	0.12	2.77	6.19	98.77
M92-1-2	0.28	5.05	0.10	0.01	0.05	0.11	0.10	0.04	0.00	0.00	0.00	0.31	0.00	0.17	0.12	2.82	6.34	100.74
M91-1-4	0.25	4.17	0.08	0.00	0.04	0.15	0.10	0.05	0.00	0.00	0.00	0.17	0.00	0.18	0.12	1.43	6.74	98.66
M92-1-3	0.16	4.32	0.05	0.01	0.02	0.10	0.09	0.04	0.00	0.00	0.00	0.26	0.00	0.16	0.11	1.38	6.71	100.06
M92-1-4	0.36	3.97	0.13	0.01	0.06	0.08	0.09	0.04	0.00	0.00	0.00	0.26	0.00	0.14	0.10	1.41	6.65	100.28
M92-1-5	0.04	4.50	0.02	0.00	0.01	0.06	0.10	0.04	0.00	0.00	0.00	0.29	0.00	0.21	0.11	1.28	6.67	98.50
12	0.20	5.10	0.01	NM	0.07	0.45	0.24	NM	0.00	0.00	0.00	0.09	0.00	0.25	0.12	3.04	6.54	97.87
13	0.18	5.10	0.00	NM	0.07	0.44	0.25	NM	0.00	0.01	0.00	0.11	0.00	0.27	0.12	3.03	6.56	98.43
14	0.33	4.96	0.00	NM	0.07	0.50	0.24	NM	0.00	0.01	0.00	0.09	0.00	0.24	0.12	3.06	6.57	95.84
2	0.88	4.50	0.08	NM	0.00	0.25	0.15	NM	0.00	0.00	0.00	0.11	0.00	0.36	0.12	2.93	6.46	97.80
3	0.17	5.10	0.08	NM	0.01	0.51	0.20	NM	0.00	0.01	0.00	0.13	0.00	0.23	0.13	2.94	6.57	97.57
8	0.03	5.23	0.07	NM	0.02	0.41	0.19	NM	0.00	0.01	0.01	0.17	0.00	0.30	0.12	2.89	6.56	98.00
1	0.27	4.17	0.02	NM	0.07	0.19	0.16	NM	0.00	0.01	0.01	0.33	0.00	0.09	0.04	1.37	6.74	94.50
6	0.29	4.14	0.02	NM	0.08	0.22	0.16	NM	0.00	0.01	0.01	0.34	0.00	0.08	0.04	1.37	6.75	93.93
8'	0.21	4.29	0.01	NM	0.04	0.16	0.17	NM	0.00	0.01	0.02	0.35	0.00	0.08	0.04	1.35	6.73	94.33

Muestras 12, 13, 14, 2, 3, 8, 1, 6, 8 y 8' tomadas de Canet *et al.* (2005a).

Tabla 4.2 Análisis de EMPA en depósitos con todorokita (Td) y romanechita (Rm) de precipitados hidrotermales en Posada Concepción y estromatolitos de Mn (SA1, SA2, SA3). Óxidos cuantificados en % en peso. Coe: Coeficientes de fórmula estequiométrica calculada (a.p.f.u). El agua se calculó con base en estequiometría, con base en números de O. La fórmula estructural de la romanechita calculada con base en 10 O y la todorokita calculada con base en 12 O.

Sample	Mineral	SiO ₂	MnO _{2(t)}	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	CuO	ZnO	BaO	PbO	AgO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Total
PC71	Td	0.39	83.49	b.d.l.	0.07	0.29	1.88	0.60	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	n.a.	1.87	1.04		89.66
PC72	Td	2.46	82.79	0.36	0.09	0.28	1.61	0.55	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	n.a.	1.49	1.09		90.76
PC73	Td	1.17	85.63	b.d.l.	0.07	0.24	1.66	0.64	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	n.a.	1.52	0.93		91.89
PC74	Td	0.54	84.60	0.05	0.06	0.32	1.49	0.59	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	n.a.	1.23	1.30		90.18
PC75	Td	1.25	83.60	0.16	0.10	0.33	1.32	0.53	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.04	0.96	1.09		89.40
PC76	Td	0.98	84.27	0.08	0.11	0.28	1.31	0.56	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.04	1.51	1.24		90.82
PC77	Td	1.35	85.75	0.19	0.12	0.27	1.40	0.58	b.d.l.	b.d.l.	0.06	b.d.l.	1.29	1.34		92.39
SA1	Td	5.01	70.92	0.52	0.35	5.35	2.46	0.16	b.d.l.	1.55	0.04	n.a.	2.60	0.40		89.36
SA2	Td	5.05	72.78	0.19	0.13	5.82	2.40	0.18	b.d.l.	1.20	0.11	n.a.	2.24	0.48		90.58
SA3	Td	4.43	74.39	0.12	0.19	5.36	2.40	0.24	b.d.l.	1.58	0.33	n.a.	2.45	0.53		92.02
PC1	Rm	0.40	80.10	0.09	0.08	0.09	0.98	0.60	0.07	14.71	0.04	n.a.	1.22	0.78		99.16
PC2	Rm	0.33	80.09	0.08	0.09	0.06	0.89	0.54	0.06	13.09	0.07	n.a.	1.01	0.75		97.06
PC3	Rm	0.34	78.50	0.12	0.09	0.05	0.78	0.44	0.04	14.03	0.08	n.a.	0.98	0.69		96.14
		Si⁴⁺	Mn⁴⁺	Al⁺³	Fe³⁺	Mg²⁺	Ca²⁺	Cu²⁺	Zn²⁺	Ba²⁺	Pb²⁺	Ag²⁺	Na⁺	K⁺	H₂O	
PC71	Td	0.04	5.57		0.00	0.04	0.19	0.04					0.35	0.13	2.95	<i>Apfu</i>
PC72	Td	0.23	5.38	0.04	0.01	0.04	0.16	0.04					0.27	0.13	2.95	<i>Apfu</i>
PC73	Td	0.11	5.56		0.00	0.03	0.17	0.05					0.28	0.11	2.96	<i>Apfu</i>
PC74	Td	0.05	5.62	0.01	0.00	0.05	0.15	0.04					0.23	0.16	2.96	<i>Apfu</i>
PC75	Td	0.12	5.57	0.02	0.01	0.05	0.14	0.04				0.00	0.18	0.13	2.90	<i>Apfu</i>
PC76	Td	0.09	5.56	0.01	0.01	0.04	0.13	0.04				0.00	0.28	0.15	2.87	<i>Apfu</i>
PC77	Td	0.13	5.52	0.02	0.01	0.04	0.14	0.04			0.00		0.23	0.16	2.88	<i>Apfu</i>
SA1	Td	0.47	4.61	0.06	0.02	0.75	0.25	0.01		0.06	0.00		0.47	0.05	2.96	<i>Apfu</i>
SA2	Td	0.47	4.70	0.02	0.01	0.81	0.24	0.01		0.04	0.00		0.42	0.06	3.01	<i>Apfu</i>
SA3	Td	0.41	4.77	0.01	0.01	0.74	0.24	0.02		0.06	0.01		0.44	0.06	2.98	<i>Apfu</i>
PC1	Rm	0.03	4.51	0.01	0.00	0.01	0.09	0.04	0.00	0.47	0.00		0.19	0.08	1.17	<i>Apfu</i>
PC2	Rm	0.03	4.56	0.01	0.01	0.01	0.08	0.03	0.00	0.42	0.00		0.16	0.08	1.26	<i>Apfu</i>
PC3	Rm	0.03	4.55	0.01	0.01	0.01	0.07	0.03	0.00	0.46	0.00		0.16	0.07	1.23	<i>Apfu</i>

n.a. = no analizado, b.d.l. = por debajo del límite de detección

La Mina La Azteca se encuentra en una unidad de brecha volcánica andesítica sobreyacida por una andesíticas microporfídicas de plagioclasa de la Formación Pelones.

4.2.1.2 Estructuras mineralizadas

Las estructuras mineralizadas incluyen: (a) vetas, (b) brechas y (c) stockworks. Siendo las estructuras más sobresalientes por sus dimensiones las vetas de Guadalupe y El Gavilán.

Tabla 4.3 Análisis de EMPA de acantita y plata nativa. Elementos cuantificados en % en peso, Coeficientes de fórmula estequiométrica calculada (a.p.f.u).

Sample	Mineral	Ag	S	Au	Cu	Se	As	Mn	Bi	Sb	Hg	Si	Ni	Te	Fe	Total
PC7-21	Ag	99.70	0.80	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.14	b.d.l.	0.04	b.d.l.	b.d.l.	0.15	0.04	100.87
PC7-22	Ag	96.48	1.01	0.04	0.67	b.d.l.	b.d.l.	0.32	b.d.l.	b.d.l.	0.05	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.80	99.40
PC7-23	Ag	95.97	2.11	0.08	0.46	0.05	b.d.l.	0.35	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.08	0.84	100.11
PC7-24	Ac	86.31	12.06	0.09	0.31	b.d.l.	b.d.l.	0.36	b.d.l.	b.d.l.	0.10	0.15	0.24	0.08	1.08	100.80
PC7-25	Ac	81.00	12.59	b.d.l.	0.96	b.d.l.	b.d.l.	0.50	b.d.l.	b.d.l.	0.11	0.63	0.28	0.12	2.48	98.71
PC7-26	Ac	85.66	12.76	b.d.l.	0.73	b.d.l.	b.d.l.	0.35	b.d.l.	b.d.l.	b.d.l.	0.23	0.25	0.12	1.91	102.01
		Ag	S	Au	Cu	Se	As	Mn	Bi	Sb	Hg	Si	Ni	Te	Fe	
PC7-21	Ag	0.99	0.01						0.00		0.00			0.00	0.00	<i>Apfu</i>
PC7-22	Ag	0.97	0.01	0.00	0.01			0.00			0.00				0.01	<i>Apfu</i>
PC7-23	Ag	0.96	0.02	0.00	0.01	0.00		0.00						0.00	0.01	<i>Apfu</i>
PC7-24	Ac	1.92	0.90	0.00	0.00			0.02			0.00	0.01	0.00	0.00	0.05	<i>Apfu</i>
PC7-25	Ac	1.80	0.94		0.05			0.02			0.00	0.05	0.00	0.00	0.10	<i>Apfu</i>
PC7-26	Ac	1.90	0.96		0.02			0.02				0.02	0.00	0.00	0.07	<i>Apfu</i>

n.a. = no analizado, b.d.l. = por debajo del límite detección

En la Mina El Gavilán se observan tres tipos de estructuras mineralizadas: (a) stockwork, (b) brechas, y (c) vetas (Fig. 4.19 y Fig. 4.22), con una asociación mineral principal de óxidos de Mn, dolomita, aragonita, calcita, barita, cuarzo y goethita.

Los stockworks son la estructura con mayor distribución en la zona mineralizada, presentan un enrejado de vetillas con espesores entre 1 y 12 cm, conteniendo pirolusita, psilomelano, dolomita y en cantidades accesorias barita. La brecha se presenta topográficamente en la zona intermedia del depósito, con una potencia de 5 m y disposición subvertical, compuesta de clastos de andesita porfídica de plagioclasa cementada por dolomita bandeada con óxidos de Mn y ocasionales lentes de cuarzo. Las vetas se pueden agrupar en dos: (a) vetas de manganeso y (b) de dolomita y dolomita con manganeso. Las vetas de manganeso tienen espesor variable desde decenas de centímetros hasta 2.2 m, presentan texturas bandeada coliforma a psuedomasiva formadas de óxidos de Mn diversos, dolomita blanca, aragonito y ocasionalmente óxidos de Fe. Las vetas de dolomita tienen espesores diversos, inferiores a 30 cm, exhiben texturas bandeadas con dolomita beige, óxidos de Mn, cuarzo y ocasionalmente microcristales de apatito.

Las vetas con dolomita temporalmente son primero y sincrónicas respecto a las de óxidos de Mn, por relaciones de corte observadas en campo. Las estructuras en general presentan una disposición estructural NNO (0-20°) con buzamientos hacia el E.

La mineralización de Mn en Guadalupe se emplaza en un lineamiento estructural regional con rumbo general NO-SE y buzamiento al oriente, conocido como Falla Bahía Concepción (Fig. 4.20). Las estructuras mineralizadas son: vetas, brechas, cuerpos en stockwork, y mineralización incipiente en mantos que se desprenden de vetas. La estructura presenta una longitud principal es una veta intermitente con longitud casi de 4 km que se extiende desde Arroyo la Liebre, al norte hasta el Prospecto Mantitas al sur. El sector norte se caracteriza por su escasa mineralización económica, debido al incremento de calcita y cuarzo con respecto a las menas de Mn. Este sector tiene aproximadamente 775 m de

longitud. El sector centro es el de mayor importancia, ya que ahí se localizan la mayoría de las estructuras con alto contenido de Mn; este sector tiene aproximadamente 900 m de longitud. El sector sur tiene 1 km de longitud y, conforme se aleja del Arroyo Minitas, decrece en importancia.

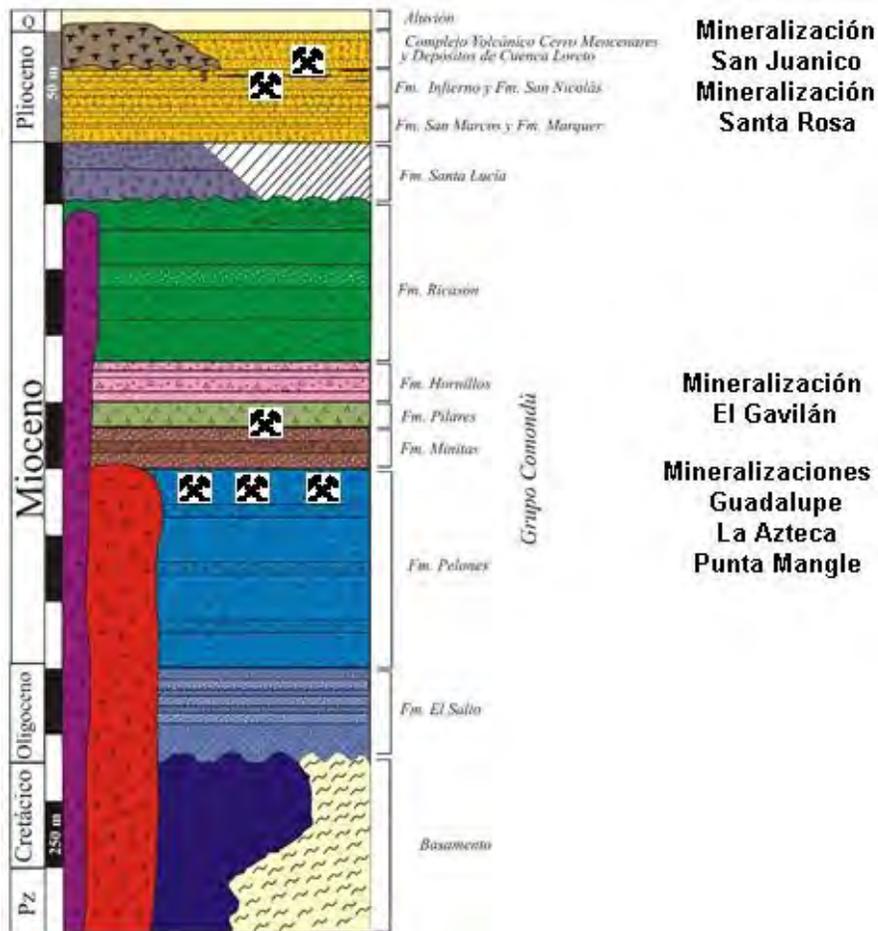


Figura 4.18 Distribución estratigráfica de las mineralizaciones alojadas en rocas del Grupo Comondú del Mioceno y en rocas sedimentarias clásticas continentales y clásticas transicionales del Plioceno.

Las estructuras de tipo veta tienen potencias variables entre 0.05 y 5.20 m con una orientación preferente N20°-40°O. Presentan texturas bandeadas, crustiformes, masivas y ocasionalmente brechadas, y se componen de una asociación de óxidos de Mn, calcita manganesífera, calcita, cuarzo, barita, y de manera escasa goethita, minerales de arcilla y pirita. Existe un zoneamiento vertical en estas estructuras, de tal forma que en cotas elevadas abundan los óxidos de Mn, calcita y barita, en tanto en cotas más bajas hay mayor contenido en cuarzo y pirita. Las partes superficiales de las vetas suelen tener brechas y ramificaciones, que localmente presentan estructuras de fluidez, crecimientos verticales sobre la superficie de la brecha de cuarzos, carbonatos y óxidos de Mn, formando estructuras cilíndricas concéntricas huecas como posibles paleoconductos y depósitos silíceos laminados similares a sinters (Fig. 4.22). Además, en algunos sectores de la veta, en su parte superficial se aprecia textura de calcita hojosa, presumible textura de proceso de ebullición (e.g. Dong et al., 1995).

El área del depósito de Guadalupe se encuentra fuertemente fracturada y fallada, con fallas de tipo normal, normal con componente lateral izquierda y, en menor medida, de tipo lateral derecha. La estructura esta fallada, evidenciando la actividad de la zona de Falla Bahía Concepción.

La zona mineralizada La Azteca consta una estructura principal de tipo veta-falla de un espesor alrededor de 1.4 m y ramaleos secundarios, además se encuentran pequeñas brechas y vetillas en la mineralización (Fig. 4.19). La estructura principal está constituida en su mayoría por óxidos de Mn en tano las estructuras de menor importancia presentan mayor cantidad de minerales de ganga, calcita y barita.

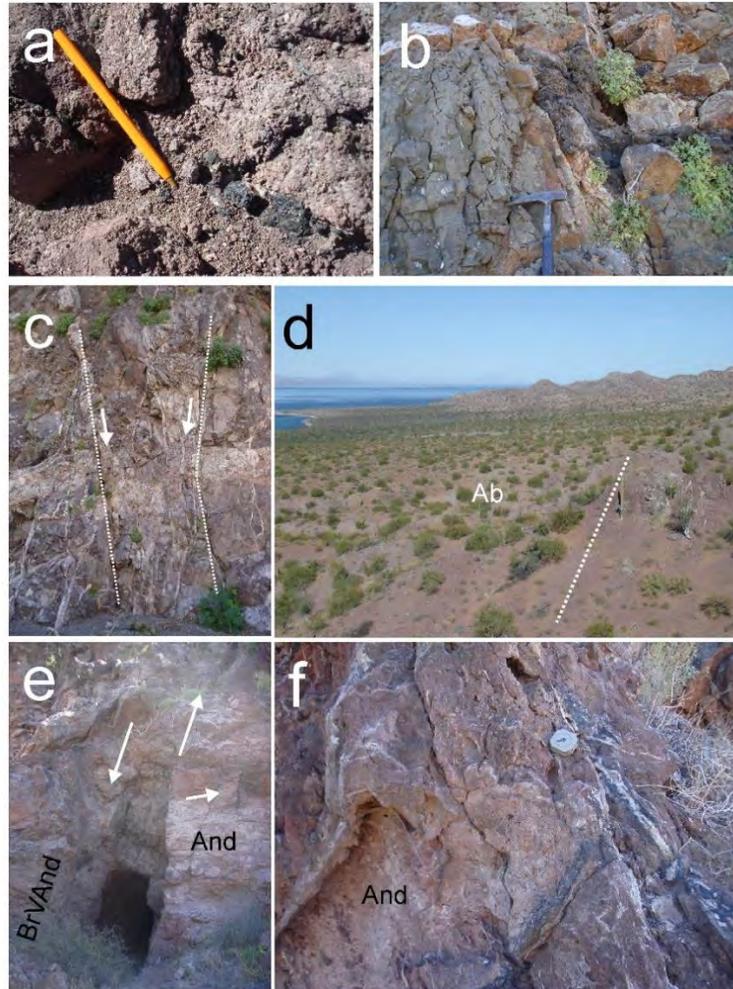


Figura 4.19 Rocas encajonantes del Grupo Comondú de las mineralizaciones de Mn de Bahía Concepción. (a) Andesita porfídica de plagioclasa de la Formación Pilares encajonante basal de la mineralización principal de El Gavilán. (b) Andesita microporfídica de la Formación Pilares, hacia la cima del depósito. (c) Brecha volcánica andesítica (BVAnd) cortada por diques graníticos y fallados intensamente formando grabens. (d) Vista desde escarpe de la traza de Falla Bahía Concepción donde se aprecian vetas y abanicos (Ab) de falla, donde ocasionalmente incluyen clastos de mineralización. (e) Entrada a obra minera La Azteca donde se aprecia una veta-falla alojada en dos unidades encajonantes, andesita (And) y una brecha volcánica andesítica (BVAnd), de la Formación Pelones afectadas por falla lateral con componente normal. (f) Andesita (And) microporfídica con vetillas de óxidos de Mn.

4.2.1.3 Alteración hidrotermal de mineralizaciones en Bahía Concepción

La alteración hidrotermal adyacente a las mineralizaciones incluye una zonación que se manifiesta desde la superficie a profundidad con oxidación supergénica, silicificación, argilización, subpropilítica y propilítica (Fig. 4.23). Las alteraciones más profundas fueron observadas en Mina La Azteca y mineralización Guadalupe.

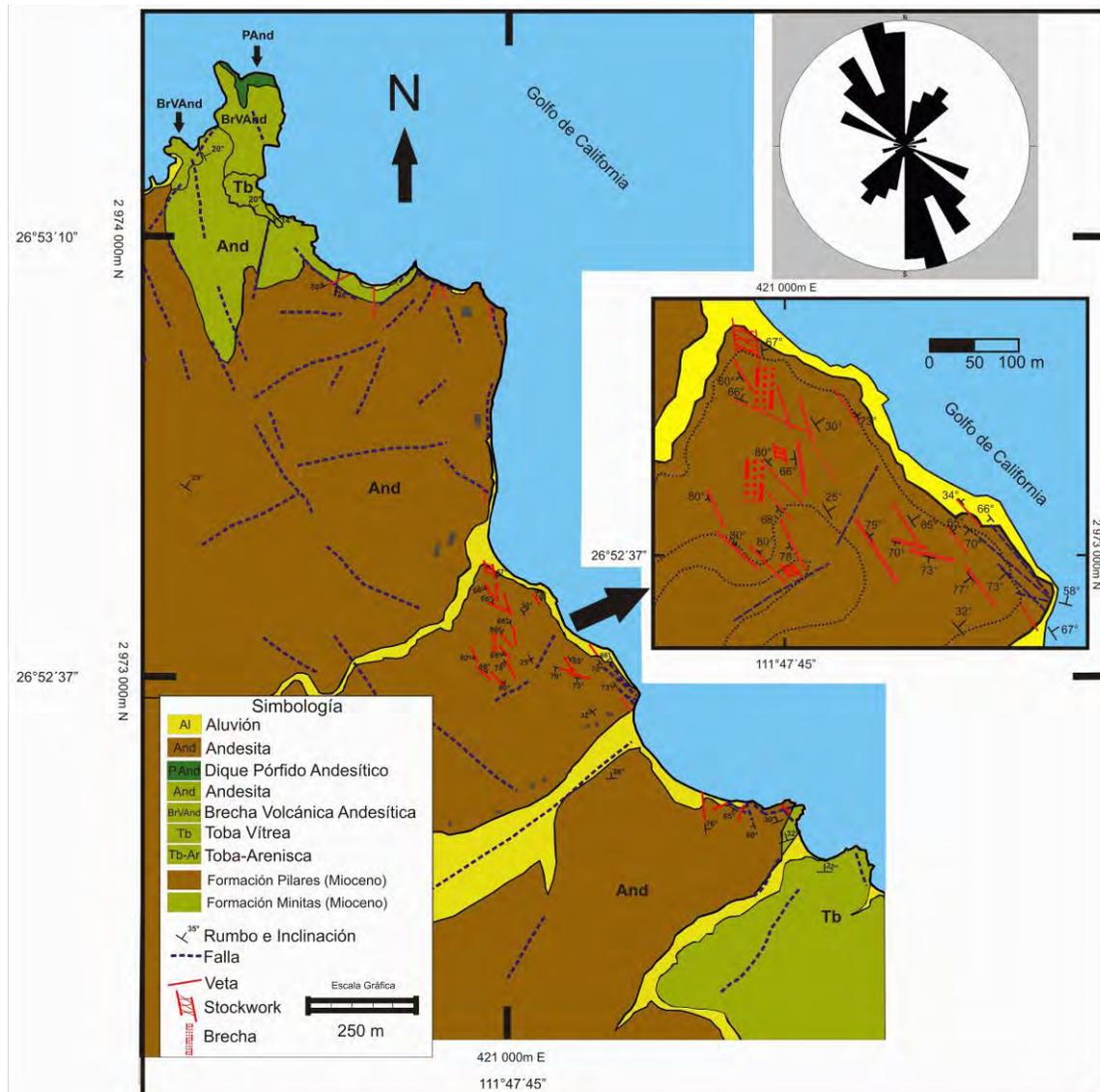


Figura 4.20 Mapa geológico de la mineralización en Mn El Gavilán.

Las alteraciones superficiales se caracterizan por su escaso desarrollo espacial, la silicificación está adyacente a estructuras mineralizadas, tiene un carácter pervasivo y consta de halos centimétricos en la roca caja. Se compone principalmente de fases de sílice (ópalo y cuarzo) relleno espacios abiertos y reemplazando matriz en la roca, con ocasional presencia de calcita. La alteración argílica consta de halos discretos alrededor de estructuras mineralizadas y hasta facies distales. La alteración se conforma principalmente de montmorillonita y ópalo dispuesto en lentes irregulares, la arcilla reemplaza selectivamente

y en menor medida pervasivamente a plagioclasas y matriz microlítica en la roca. La identificación de los minerales de arcilla fue a través de análisis de SWIR (Fig. 4.24).

La oxidación es una alteración común en las zonas mineralizadas, compuesta principalmente de ferrihidrita, maghemita, hematita y goethita. En general se concibe de origen secundario ya que se presenta en la roca sin mineralización, en halos progradantes a partir de planos de falla y fractura y en respaldos de estructuras mineralizadas ricas en Mn.

La alteración subpropilítica se encuentra de manera restringida y en parches en brechas mineralizadas de la mina La Azteca, denotados por su coloración verde pistache (Fig. 4.23). El mineral índice que distingue a la alteración subpropilítica es la propilítica, que puede transicionalmente graduar a propilítica con la presencia de microcristales de epidota (Corbett y Leach, 1998) La asociación mineral de esta alteración comprende clorita reemplazando minerales ferromagnesianos en los clastos de andesitas y microcristales de epidota reemplazando plagioclasas de manera parcial en la matriz, cuarzo y calcita. La presencia de clorita fue corroborada con análisis de SWIR (Fig. 4.24).

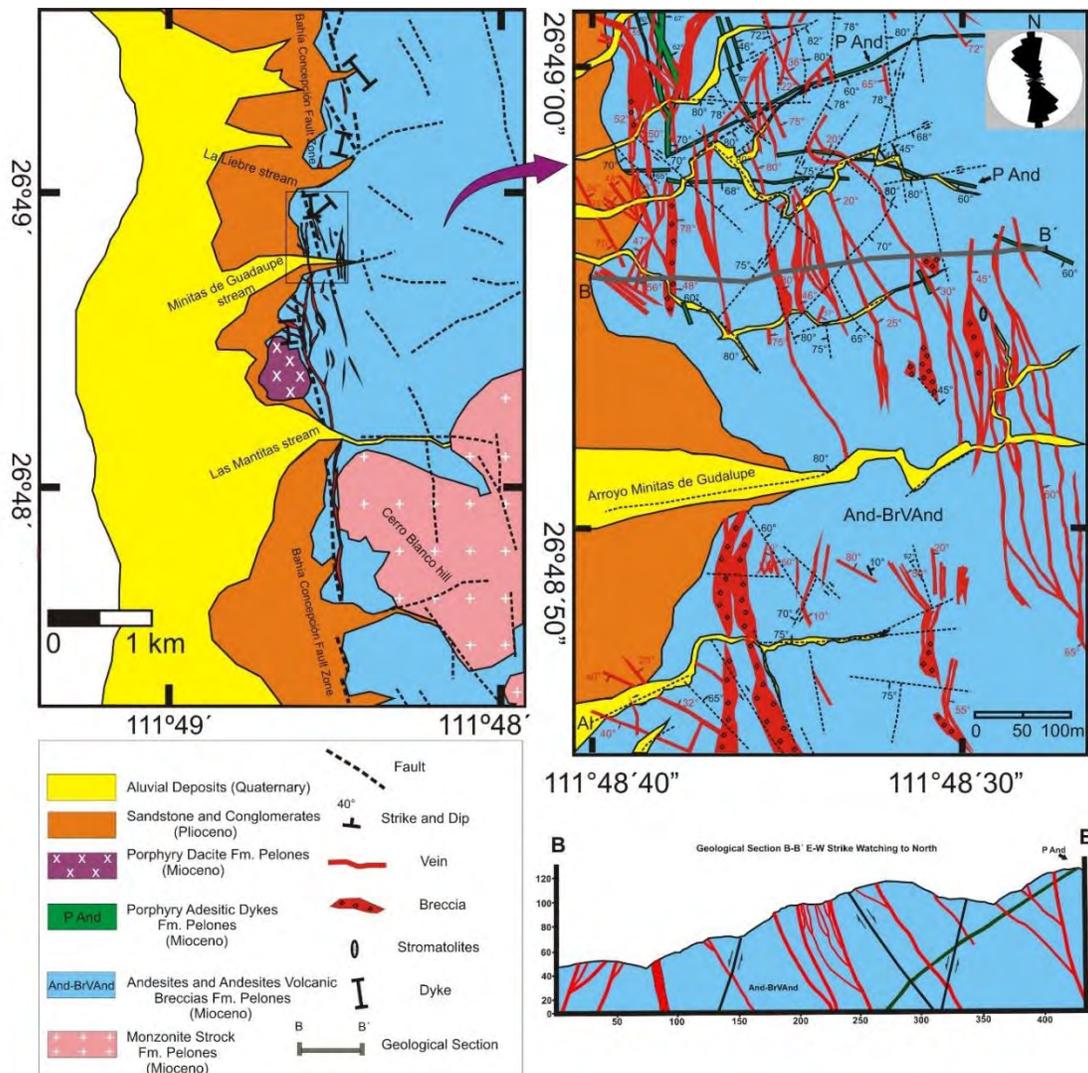


Figura 4.21 Mapa geológico de la mineralización en Mn Guadalupe. Nótese el desarrollo de la veta principal sobre la traza de la Falla Bahía Concepción.

La alteración propilítica se desarrolla de manera selectiva, más que pervasiva, tiene una expresión restringida y se observa adyacente a las estructuras de tipo veta en la base de la mineralización de Guadalupe, por el intenso fallamiento es posible observar esta alteración. La alteración propilítica se desarrolla rellenando espacios abiertos como fracturas y poros, reemplazando agregados cristalinos de plagioclasa y más frecuentemente alterando a la matriz microlítica (Fig. 4.25). Texturalmente se evidencian dos pulsos de alteración propilítica, uno alterando principalmente la matriz y otro cortando en vetillas y de granulometría mayor a la matriz alterada. La asociación mineral de la alteración consiste de epidota con desarrollo cristalino variado, siendo en los poros y vetillas donde se tienen los cristales de mayor tamaño y eudrales, epidota en matriz y en vetillas, calcita, cuarzo e illita-smectita reemplazando a la matriz microlítica e identificada por SWIR (Fig. 4.24). Los cristales de adularia de ambos pulsos de alteración fueron separados manualmente para su datación.



Figura 4.22 Estructuras mineralizadas en Bahía Concepción. (a) Vetas de óxidos de Mn, típicas en El Gavilán y La Azteca. (b) Vetas bandeadas de dolomita, exclusivas de El Gavilán. (c) Vetas bandeadas coliformas de cuarzo, ópalo, óxidos de manganeso y ocasional calcita y barita, estructuras de mayor potencia en las mineralizaciones (e.g. Guadalupe). (d) Detalles de la cima de vetas, desarrollo de estructuras laminadas tipo sinter y paleoconductos silíceos, Guadalupe. (e) Brechas mineralizadas con cementante de dolomita, cuarzo y óxidos de Mn, El Gavilán. (f) Stockwork en roca andesítica con vetilleo intenso de óxidos de Mn, El Gavilán.

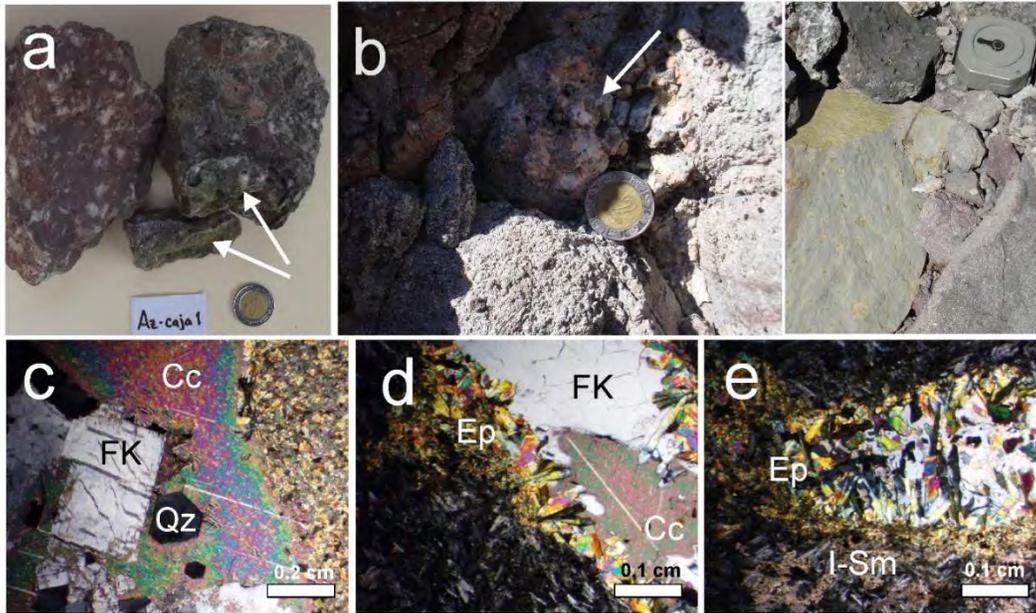


Figura 4.23 Alteración subpropilítica y propilítica en las zonas mineralizadas de Bahía Concepción. (a) Brecha subpropilitizada con clastos alterados con clorita, cuarzo, calcita y microcristales de epidota de mina La Azteca. (b) Alteración propilítica en parches y selectiva dentro de la roca encajonante de la mineralización Guadalupe. (c) Microfotografía de la asociación de adularia (FK), cuarzo, calcita y epidota reemplazando la matriz, Guadalupe. (d) Vetilla rellena de adularia anhedral (FK), calcita (Cc) y crecimiento en peineta de epidota (Ep), Guadalupe. (e) Vugulo relleno de calcita, cuarzo, epidota (Ep) e illita-esmectita reemplazando matriz microlítica adyacente al poro, Guadalupe.

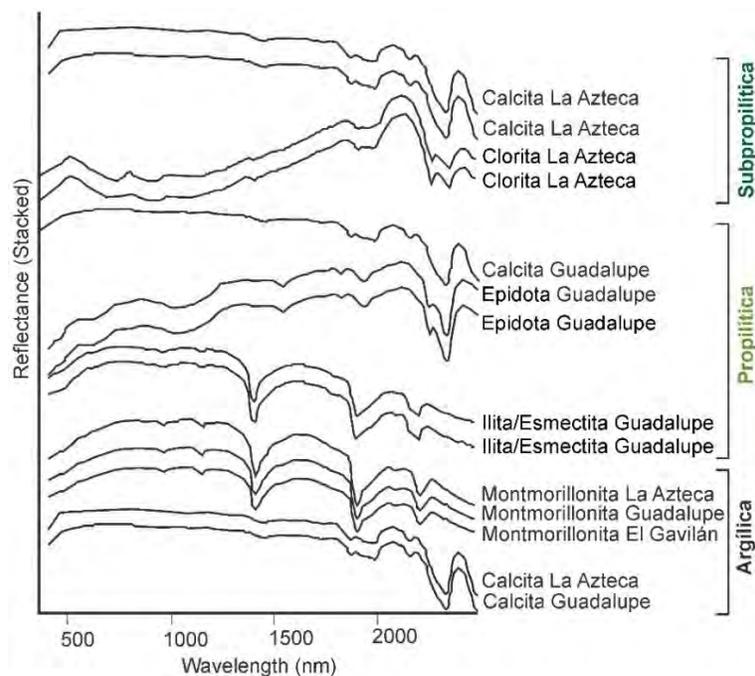


Figura 4.24 Espectroscopía de infrarrojo cercano (SWIR) de la alteración subpropilítica y propilítica en las mineralizaciones de La Azteca y Guadalupe.

4.2.1.4 Asociación mineral y textural de mineralizaciones en Bahía Concepción

La asociación mineral en los depósitos de El Gavilán, Guadalupe y Azteca se conforman de óxidos de manganeso, cuarzo, ópalo, barita, sulfuros, carbonatos, montmorillonita y goethita (Fig. 4.25). Las asociaciones minerales fueron determinadas por observaciones petrográficas y verificadas por DRX (Fig. 4.26).

Los óxidos de Mn se componen de ramsdellita, pirolusita, coronadita, romanechita y todorokita. La fase más abundante es ramsdellita, siendo reemplazada a pirolusita, ésta se encuentra en bandas coloformas de vetas, en agregados radiales y pseudobotridales, en cementante en brechas y en vetillas de stockworks. La pirolusita usualmente reemplaza a la ramsdellita y rellena espacio abiertos. La coronadita es exclusiva del depósito El Gavilán y se presenta en vetas y stockworks, en bandas coloformas, en agregados esferulíticos concéntricos, en nódulos, ocasionalmente reemplazando a la ramsdellita y en menor medida en desarrollos arborescentes. La romanechita se encuentra en todas las mineralizaciones, se presenta en bandas en costras, agregados y en menor medida en bandas en vetas, usualmente se le ve reemplazando a la ramsdellita y pirolusita, y relleno de espacios abiertos. La todorokita es la fase menos frecuente en los depósitos y aparece relleno de espacios abiertos con desarrollos arborescentes.

La fase mineral predominante en las mineralizaciones es de sílice integrada por ópalo y cuarzo, excepto en El Gavilán, generalmente hacia las partes superficiales de los depósitos es más común el ópalo. Suele hallarse al cuarzo y al ópalo en bandas coloformas en brechas, cementando brechas o en vetillas en stockworks. Generalmente el ópalo se desarrolla botroidalmente en esferas concéntricas o en bandas coloformas, en cuarzo en general es microcristalino, sin embargo, se puede apreciar en textura plumosa, con zonamiento, mosaico, peineta y crustiforme. Únicamente en algunas vetas de la mineralización de Guadalupe es reconocible la textura hojosa en el cuarzo, con disolución casi completa de los carbonatos, suponiendo un proceso de ebullición. Adicionalmente, se observan fantasmas y restos de cristales tabulares de barita dentro de una matriz de cuarzo.

Los carbonatos se encuentran como una fase accesoria en los depósitos, excepto en El Gavilán donde es predominante la presencia de dolomita. Los carbonatos en las mineralizaciones son principalmente de calcita. Los carbonatos se presentan relleno de espacios abiertos, como cementante en brechas y en vetas bandeadas con óxidos de manganeso y/o cuarzo. La dolomita en El Gavilán está presente en vetas bandeadas (beige) y relleno de espacios abiertos con la mena de Mn (blanca). El aragonito sólo se presenta en algunas bandas y relleno de oquedades dentro de la mena de Mn en la mina El Gavilán.

La barita es común en todos los depósitos siendo más abundante en El Azteca y Guadalupe, se encuentra en las partes superficiales de los depósitos como cristales tabulares aislados o agregados cristalinos, formando bandas en vetas y como fragmentos en matriz silíceas en brechas o vetas. En el depósito El Gavilán su tamaño es <2mm y en La Azteca llega a formar bandas de hasta 4 cm de ancho.

Los sulfuros se encuentran en cantidades < 4% modal dentro de las mineralizaciones e incluyen a la pirita en forma diseminada y en tamaños de cristal muy finos (<0.3 mm), asociados generalmente a vetas de dolomita en El Gavilán y vetas de cuarzo en Guadalupe, menos frecuente en La Azteca. Las otras fases de sulfuros menos abundantes ($\leq 2\%$ modal) son la calcopirita, la esfalerita y galena, diseminadas en tamaño de grano <0.1 mm y estrechamente relacionados a vetas de dolomita y de cuarzo.

La montmorillonita ocasionalmente se presenta hacia los límites de estructuras con la roca encajonante. La goethita es un mineral de alteración sobre las mineralizaciones de

manganeso dispuesto en costras y pátinas, o en halos de oxidación a partir de la estructura hacia la roca encajonante. Únicamente en la Mina El Gavilán fueron observados microcristales de apatito y monacita evidenciados por análisis EDS

4.2.1.4.1 Asociación de minerales preciosos

En la mineralización de El Gavilán en donde se pudieron observar minerales preciosos, en particular aleaciones.

Las aleaciones de Au-Pd-Pt se encuentran de manera errática en las vetas de dolomita bandeada sin manganeso, con y sin cuarzo. Se han identificado en 20 láminas de muestras diferentes cuatro granos de tamaños entre 4 y 20 μm . Los granos forman aleaciones ricas en Au y Pd, en menor medida Pt (Fig. 4.27).

Se realizaron estudios de WDS revelando un enriquecimiento en Au (>50% en peso) respecto al Pd y Pt (Tabla 4.4).

Además de los minerales preciosos, ocasionalmente se encuentran cristales alotriomórficos de monacita ricos en Fe, Mg, Ce y La en las vetas de dolomita con poco cuarzo, con tamaños entre 4 y 6 μm .

4.2.1.5 Secuencias paragenéticas de mineralizaciones en Bahía Concepción

Se ha establecido la secuencia paragenética de los depósitos El Gavilán, Guadalupe y La Azteca (Fig. 28, 29 y 30), con por lo menos 3 etapas de mineralización y una etapa “0” que corresponde a los minerales heredados de la roca caja. La etapa 1 representa la alteración propilítica, subpropilítica y argílica, contemporánea con la depositación de sulfuros, ocasionalmente pulsos de alteración propilítica, como en el caso de Guadalupe. En esta etapa se reconoce la presencia de metales preciosos (Au-Pt-Pd) en aleaciones, dolomita, apatito y monacita en El Gavilán. La etapa 2 consta del desarrollo de la alteración argílica y silicificación, acompañada por la precipitación de menas de Mn, principalmente ramsdellita, y romanechita asociada con barita, calcita o dolomita en el caso de El Gavilán y ópalo. En el caso de El Gavilán precipitación de coronadita y ocasional depósito de sulfuros. La etapa 3 de mineralización consiste en la asociación de fases de Mn poco cristalinas, todorokita, asociadas con carbonatos y ópalo. La etapa terminal de la fase 3 consiste de un proceso de oxidación discreto, con la presencia de goethita.

4.2.1.6 Estructuras estromatolíticas de Guadalupe

Los estromatolitos tienen una macroforma columnar, simétrica de hasta 4 cm en su vertical, dispuestos en patrones regulares que hacia su base se comparten elipsoidalmente. Los estromatolitos se componen de laminaciones cónicas cerradas, columnares y finas (<100 μm) de óxidos de Mn, dispuestas en patrones muy regulares (Fig. 4.31). Los estromatolitos se componen de todorokita y romanechita, con escaso sedimento lítico o mineral en su estructura. Textualmente los crecimientos arborescentes y laminaciones parecen estar formadas por todorokita reemplazada por romanechita, aunque hay laminaciones formadas totalmente por romanechita. Las laminaciones columnares parabólicas tienen crecimientos arborescentes interlámina (pseudo mesoclots) con patrones relativamente repetitivos y de dimensiones comparables, los intersticios entre los crecimientos arborescentes entre láminas parecen estar rellenos casi en su totalidad por calcita y escasamente de material detrítico arcilloso (Fig. 4.31).

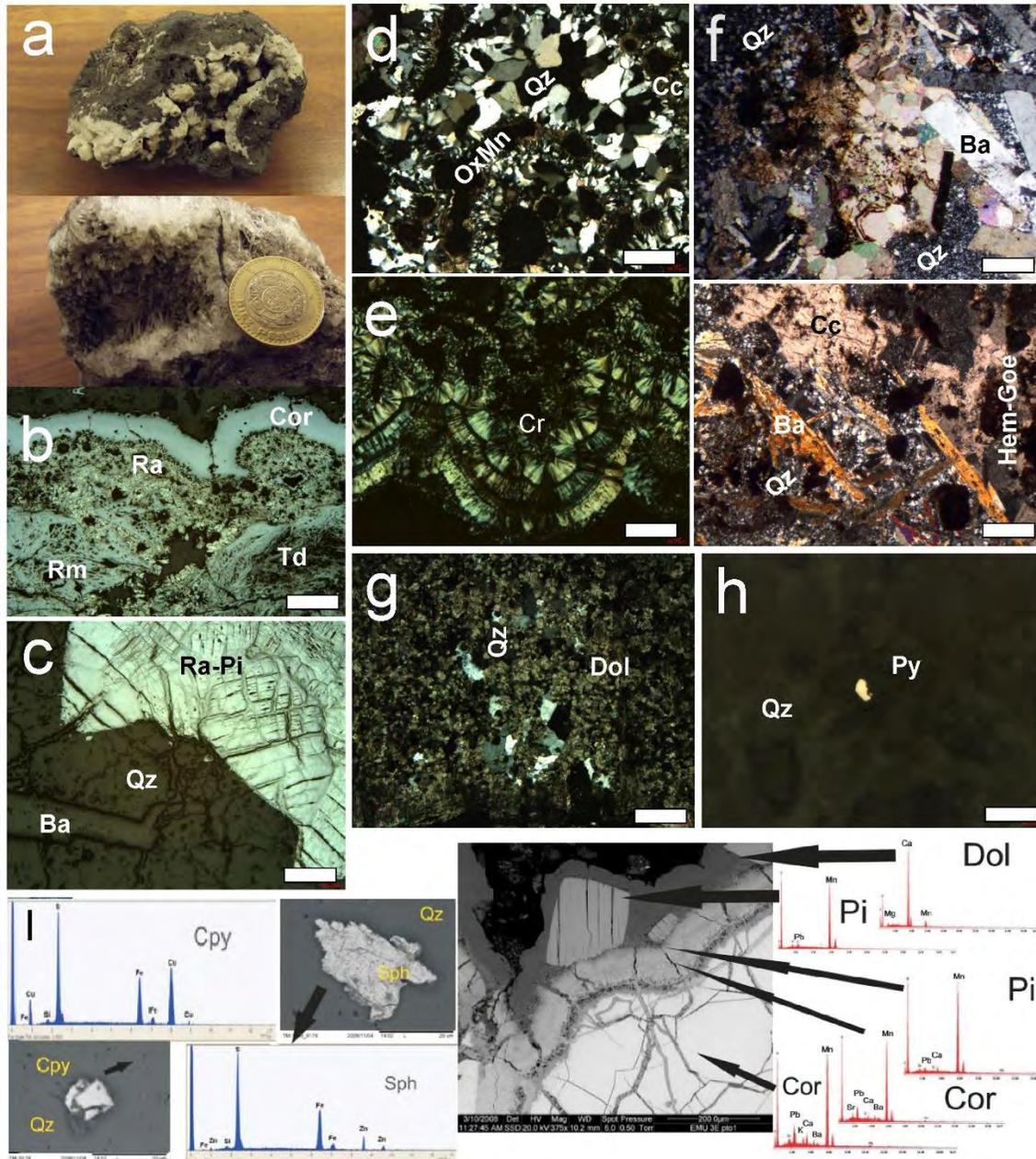


Figura 4.25. Asociación mineral de los depósitos de Mn en Bahía Concepción con análisis de química mineral semicuantitativa EDS. (a) Muestras de mano de mena de Mn y dolomita blanca y aragonita acicular, El Gavilán. (b) Bandas coloriformes de coronadita (Cor), ramsdellita (Ra) y bandas de reemplazamiento de romanechita (Rm) y láminas de todorokita (Td), El Gavilán. (c) Ramsdellita reemplazada por planos de crucero a pirolusita (Ra-Pi), Guadalupe. (d) Paleoconductos de descarga concéntricos de cuarzo hacia borde, calcita (Cc) y óxidos de Mn (OxMn) hacia centro, Guadalupe. (e) Desarrollo botroidal de cristobalita (Cr) en estructuras de tipo sinter, Guadalupe. (f) Asociación de cuarzo microcristalino y mosaico, con barita tabular y calcita, Guadalupe y La Azteca. (g) Asociación de dolomita (Dol) y cuarzo (Qz) en vetas, El Gavilán. (h) Diseminado de pirita (Py) en vetas de cuarzo (Qz), Guadalupe. (i) Imágenes de SEM-BSE de asociación de calcopirita (Cpy) y esfalerita (Sph) en vetas de cuarzo, Guadalupe. Desarrollo esferoidal con núcleo de coronadita (Cor) circundado por bandas de pirolusita y cristales euhedrales de pirolusita (Pi), cubiertos por dolomita (Dol), El Gavilán.

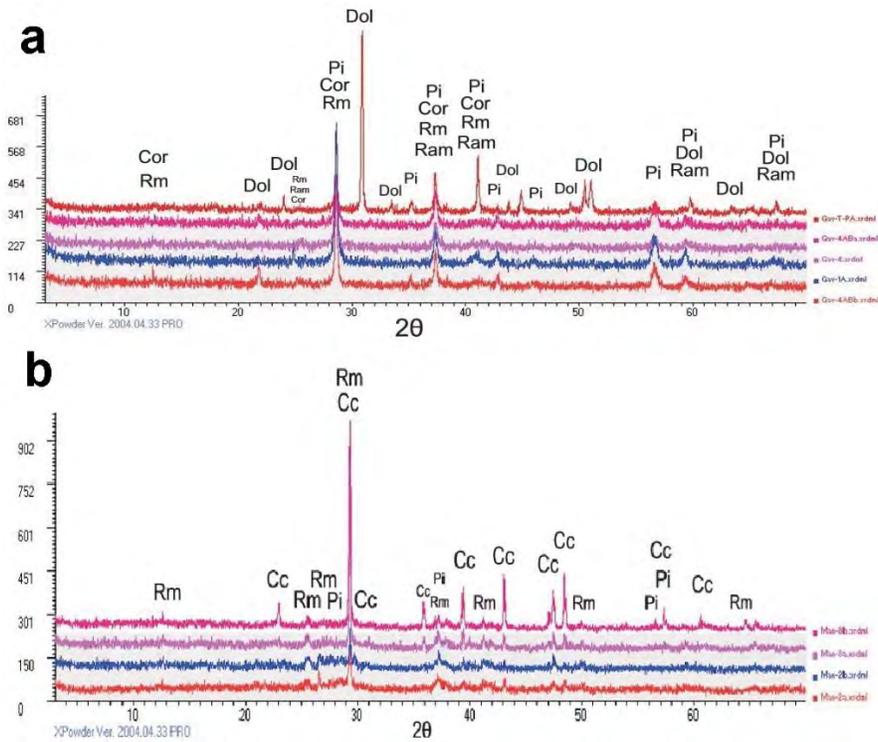


Figura 4.26 Análisis de DRX de menas y ganga de depósitos de Bahía Concepción. (a) El Gavilán con pirolusita (Pi), coronadita (Cor), ramsdellita? (Ram), romanechita? (Rm) y dolomita (Dol). (b) Asociación determinada por DRX en Guadalupe, que incluye romanechita, pirolusita y calcita. La coincidencia de los picos de diferentes fases minerales es evidenciada por el incremento en el FWHM de los picos en cuestión.

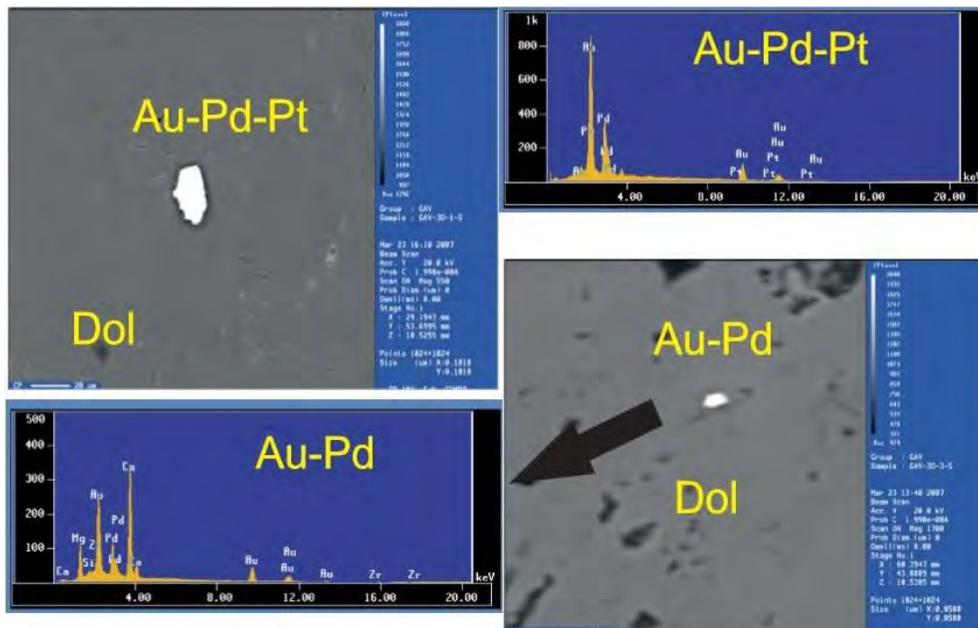


Figura 4.27 Imágenes de SEM-BSE y espectros EDS de aleaciones de Au-Pd-Pt en vetas de dolomita de El Gavilán.

Tabla 4.4 Análisis de EMPA en cristales de aleaciones de Au-Pd-Pt en veta de dolomita de Mina El Gavilán

Muestra	Au %peso	Pd %peso	Pt %peso	S %peso	Cu %peso	Fe %peso	Mn %peso	Ca %peso	Mg %peso	Total
Gav-3D1-5	64.45	33.46	0.09	0.11	0.11	0.07	0.91	1.02	0.08	100.30
Gav-3D1-9	69.67	24.33	1.76	0.51	1.09	0.97	0.21	1.07	0.10	99.71
Gav-3D3-1	68.77	29.89	0.99	0.64	0.12	0.10	0.39	0.99	0.06	101.95

La estructura estromatolítica hacia su base se observa en bandas dómicas semicerradas, con crecimiento arborescente entre laminaciones (Fig. 4.32), en la zona intermedia se pueden denotar bandas dómicas semicerradas con alternancia de bancas claras y grises, bandas grises con crecimiento arborescente, a veces suelen haber vetilla de calcita cortando a laminaciones y finalmente en la cima de estructura hay un crecimiento mamilar con bandas semicerradas cónicas de romanechita y todorokita reemplazadas a calcita (Fig. 4.31).

Mineral	Etapa 1	Etapa 2	Etapa 3
Cuarzo	—————		—————
Montmorillonita	—————		
Pirita	—————	-----	
Calcopirita	— — — — —	— — — — —	
Esfalerita	— — — — —	— — — — —	
Galena		— — — — —	
Aleaciones Au-Pd-Pt	— — — — —		
Dolomita	—————	—————	
Apatito/Monacita		— —	
Barita		— — — — —	— —
Ramsdellita		—————	
Coronadita		—————	
Pirolusita		— — — — —	— — — — —
Aragonito			—————
Romanechita			— — — — —
Calcita			—————
Goethita			—————

Figura 4.28 Secuencia paragenética de la mineralización en Mn El Gavilán.

4.2.1.7 Química mineral de óxidos de manganeso de mineralizaciones en Bahía Concepción

En la mineralización de El Gavilán se analizaron a través de WDS la coronadita y la Romanechita (Tabla 4.5). La fórmula estructural deducida para la coronadita revela un bajo contenido de plomo <9.87 % en peso de PbO, con alto contenido en bario <6.7 % en peso de BaO, y moderadamente alto de Mn, de 78.18 a 80.79 % en peso de MnO₂, comprado con otras composiciones descritas en Imini, Marruecos (Perseil y Giovanoli, 1988), Madjarova, Bulgaria (Vassileva et al., 2004), y Vani, Grecia (Liakopoulos et al., 2001) (Tabla 4.5). La fórmula estructural encontrada para la coronadita es (Pb_{0.25-0.35},Ba_{0.23-0.35},Ca_{0.12-0.13},K_{0.06-0.10}, (H₂O)_(1.11-1.35))₂(Mn⁴⁺_{7.30-7.41},Mg_{0.02-0.03},Al_{0.06-0.09},Si_{0.05-0.12})₈O₁₆. La romanechita presenta la siguiente fórmula estructural, destacando su enriquecimiento en PbO: (Ba_{0.21-0.23},Pb_{0.17-0.21},Ca_{0.08},K_{0.05-0.04}, (H₂O)_(1.46-1.48))₂(Mn⁴⁺_{4.57-4.59},Al_{0.05},Si_{0.05})₅O₁₀.

Los análisis de WDS en la mineralización de Guadalupe fueron llevados en las laminaciones de todorokita y romanechita en los estromatolitos columnares. La fórmula estructural obtenidas para la todorokita es $(Ca_{0.05-0.14}, Ba_{0.61-0.66}, K_{0.00-0.01}, Na_{0.20})_{0.55} (Mn^{4+}_{5.38-5.46}, Fe^{3+}_{0.00-0.01}, Mg_{0.01-0.02}, Al_{0.04-0.6}, Si_{0.04-0.90})_6 O_{12} \cdot 2.79-2.81(H_2O)$, y para la romanechita $[Ba_{0.09-0.52}, (H_2O)_{(1.45-1.87)}]_2 (Mn^{4+}_{4.48-4.76}, Fe^{3+}_{0.00-0.01}, Ca_{0.33-0.11}, Mg_{0.02-0.03}, Al_{0.04-0.06}, Si_{0.04-0.07})_5 O_{10}$ (Tabla 4.6).

En ambos casos de las muestras de romanechita, El Gavilán y estromatolitos en Guadalupe, se observa fórmulas estructurales comparables, sin embargo existe un enriquecimiento en Pb en El Gavilán, probablemente por está texturalmente en contacto y reemplazando a la coronadita.

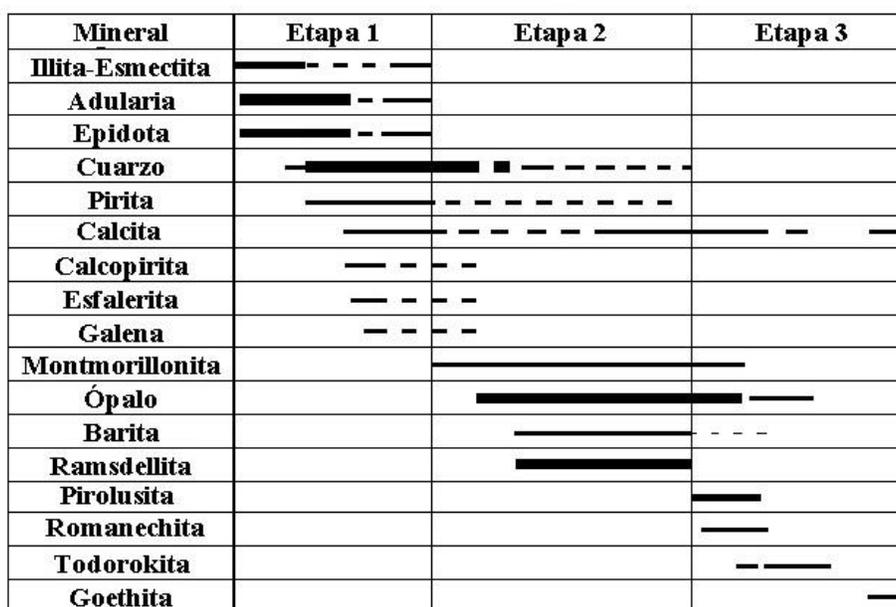


Figura 4.29 Secuencia paragenética de la mineralización en Mn Guadalupe.

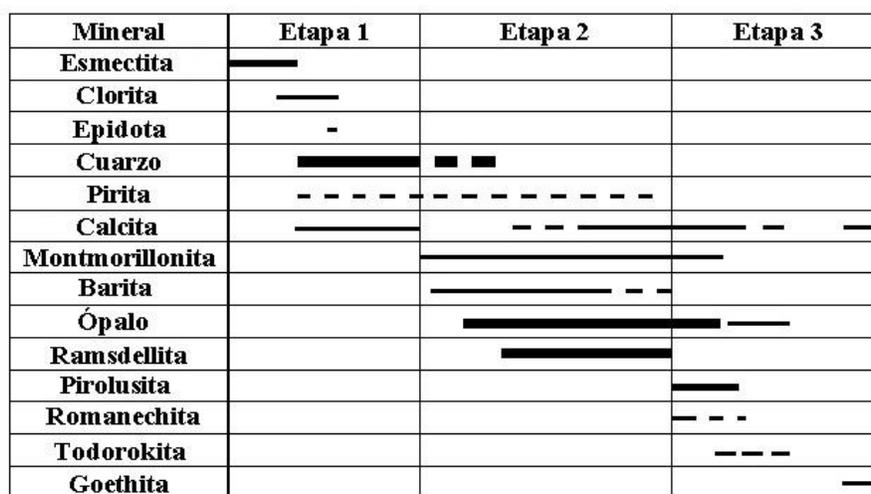


Figura 4.30 Secuencia paragenética de la mineralización en Mn La Azteca.

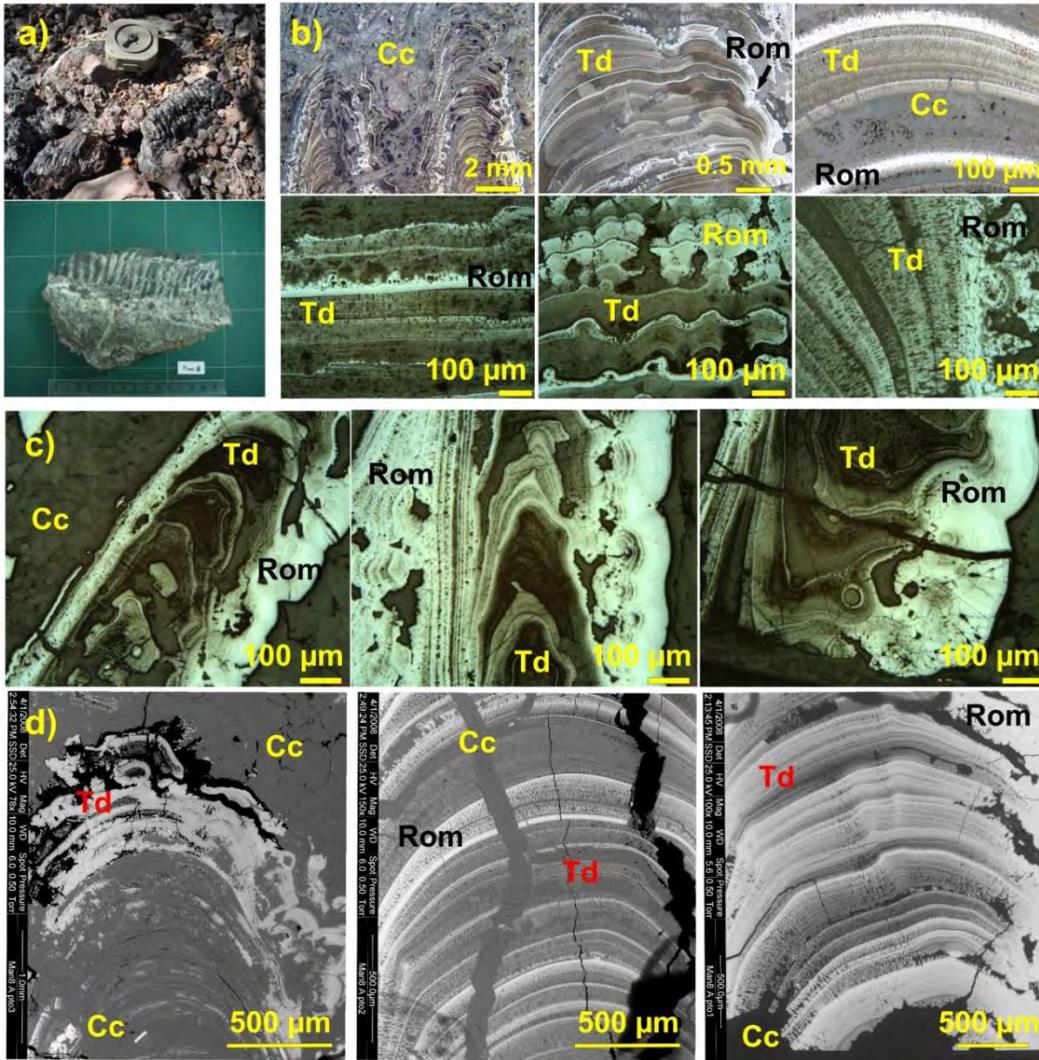


Figura 4.31. Estromatolitos columnares de todorokita (Td) y romanechita (Rom), Guadalupe. (a) Afloramiento y muestra cerrada en corte vertical de la estructura. (b) Microfotografías de corte vertical de estructura estromatolítica en laminaciones dómicas semicerradas con crecimiento arborecente entre laminaciones (luz reflejada). (c) Microfotografías de corte basal de estructura estromatolítica formada por bandas colorformas elipsoidales. (d) Imagen de SEM-BSE de la parte superior, intermedia y basal de los estromatolitos, nótese las bandas color gris de todorokita (Td) y gris claro de romanechita (Rom). Embebiendo y cortando a la estructura calcita (Cc).



Figura 4.32 Corte basal de estructura estromatolítica, con bandas elipsoidales de óxidos de Mn y cortados por vetillas de calcita, de longitud total de 5 cm.

Tabla 4.5 Análisis de EMPA en coronadita y romanechita de Mina El Gavilán. Óxidos cuantificados en % en peso. NM, no analizado. Coeficientes de fórmula estequiométrica calculada (Coe) (a.p.f.u). El agua se calculó con base en estequiometría, con base en 16 O para la coronadita y 10 O para la romanechita. Imini, Marruecos (Perseil y Giovanoli, 1988); Depósito Madjarovo, Bulgaria (Vassileva et al., 2004); y Depósito Vani, Grecia (Liakopoulos et al., 2001).

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	MnO ₂ (t)	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	CuO	ZnO	BaO	PbO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Total
	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso
EMU-3E-1-p1-2	0.57	0.04	78.34	0.51	0.10	0.14	0.84	0.04	NM	6.31	9.73	NM	0.47	0.00	97.09
EMU-3E-1-p1-3	0.61	0.04	78.28	0.52	0.11	0.11	0.89	0.09	NM	6.54	9.51	NM	0.41	0.00	97.11
EMU-3E-1-p2-6	0.88	0.06	79.10	0.57	0.12	0.17	0.92	0.11	NM	6.70	7.00	NM	0.42	0.00	96.05
EMU-3E-3_3	0.43	0.04	79.61	0.41	0.05	0.14	0.92	0.08	NM	6.34	8.21	NM	0.36	0.00	96.59
EMU-3E-3_4	0.47	0.05	79.09	0.42	0.12	0.12	0.89	0.02	NM	5.69	9.87	NM	0.50	0.00	97.24
EMU-3E-3_5	0.39	0.07	80.18	0.45	0.09	0.11	0.84	0.06	NM	5.40	8.82	NM	0.61	0.00	97.02
EMU-3E-3_6	0.45	0.06	80.79	0.49	0.05	0.16	0.82	0.04	NM	4.42	8.77	NM	0.61	0.00	96.66
Imini, Marruecos	0.2	NM	67.25	2.77	0.31	NM	NM	0.26	0.00	0.04	28.82	NM	0.01	0.00	99.66
Madjarovo, Bulgaria	0.00	NM	68.11	0.00	0.19	NM	NM	0.00	2.88	0.00	28.82	NM	0.00	0.00	100
Madjarovo, Bulgaria	0.00	NM	69.72	0.00	0.00	NM	NM	0.00	1.66	0.00	28.72	NM	0.00	0.00	100.10
Madjarovo, Bulgaria	0.00	NM	70.66	0.00	0.00	NM	NM	0.00	1.71	0.00	26.63	NM	0.10	0.00	99.10
Vani, Grecia	0.24	NM	70.20	0.06	0.04	0.04	0.00	0.24	0.62	1.03	23.20	0.24	0.08	0.00	95.99
Vani, Grecia	0.05	NM	71.90	0.16	0.00	0.18	0.24	0.73	1.79	6.04	13.90	0.73	0.27	0.00	95.99
Vani, Grecia	0.12	NM	83.80	0.43	0.02	0.12	0.00	0.08	1.49	4.43	4.80	0.08	0.00	0.00	95.37
EMU-3E-1-p1-1	0.53	0.11	77.64	0.62	0.09	0.11	0.84	0.00	NM	6.15	9.01	NM	0.43	0.00	95.53
EMU-3E-1-p1-4	0.59	0.07	79.09	0.52	0.11	0.11	0.92	0.08	NM	7.04	7.51	NM	0.31	0.00	96.35

Muestra	Si	Mn ⁴⁺	Al	Fe ³⁺	Mg	Ca	Cu	Zn	Ba	Pb	Na	K	H ₂ O	TOTAL	Total analítico
	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe
EMU-3E-1-p1-2	0.08	7.32	0.08	0.01	0.03	0.12	0.00	NM	0.33	0.35	NM	0.08	1.11	9.52	99.55
EMU-3E-1-p1-3	0.08	7.31	0.08	0.01	0.02	0.13	0.01	NM	0.35	0.35	NM	0.07	1.11	9.52	99.57
EMU-3E-1-p2-6	0.12	7.30	0.09	0.01	0.03	0.13	0.01	NM	0.35	0.25	NM	0.07	1.19	9.57	98.73
EMU-3E-3_3	0.06	7.40	0.06	0.01	0.03	0.13	0.01	NM	0.33	0.30	NM	0.06	1.17	9.57	99.20
EMU-3E-3_4	0.06	7.36	0.07	0.01	0.02	0.13	0.00	NM	0.30	0.36	NM	0.09	1.13	9.54	99.75
EMU-3E-3_5	0.05	7.39	0.07	0.01	0.02	0.12	0.01	NM	0.28	0.32	NM	0.10	1.18	9.56	99.66
EMU-3E-3_6	0.06	7.41	0.08	0.00	0.03	0.12	0.00	NM	0.23	0.31	NM	0.10	1.35	9.71	99.71
Imini, Marruecos	0.03	6.65	0.47	0.03	NM	NM	0.03	0.00	0.00	1.11	NM	0.00	0.89	9.21	101.52
Madjarovo, Bulgaria	0.00	7.21	0.00	0.02	NM	NM	0.00	0.33	0.00	1.19	NM	0.00	0.81	9.56	101.59
Madjarovo, Bulgaria	0.00	7.32	0.00	0.00	NM	NM	0.00	0.19	0.00	1.17	NM	0.00	0.83	9.51	101.73
Madjarovo, Bulgaria	0.00	7.36	0.00	0.00	NM	NM	0.00	0.19	0.00	1.08	NM	0.02	0.90	9.55	100.89
Vani, Grecia	0.02	4.59	0.01	0.00	0.01	0.00	0.02	0.04	0.04	0.59	0.04	0.01	1.32	6.69	100.16
Vani, Grecia	0.00	4.50	0.02	0.00	0.02	0.02	0.05	0.12	0.21	0.34	0.13	0.03	1.29	6.75	100.24
Vani, Grecia	0.01	4.74	0.04	0.00	0.01	0.00	0.01	0.09	0.14	0.11	0.01	0.00	1.74	6.90	101.74
EMU-3E-1-p1-1	0.05	4.57	0.06	0.01	0.01	0.08	0.00	NM	0.21	0.21	NM	0.05	1.46	6.71	100.68
EMU-3E-1-p1-4	0.05	4.59	0.05	0.01	0.01	0.08	0.01	NM	0.23	0.17	NM	0.03	1.48	6.72	101.64

Todas las muestras de la tabla son coronadita, excepto la EMU-3E-1p1-1 y EMU-3E-1p1-4 que corresponden a romanechita

Tabla 4.6. Análisis mediante microsonda electrónica (EMP) en todorokita y romanechita del depósito Guadalupe. Óxidos cuantificados en % en peso. Coeficientes de fórmula estequiométrica calculada (Coe) (a.p.f.u.). El agua se calculó con base en estequiometría, a 12 O para la todorokita y 10 O para la romanechita.

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	MnO ₂ (t)	Al ₂ O ₃	V ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	CuO	ZnO	BaO	PbO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Total
	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso
Man-8-9-4-p2_2	0.38	0.07	73.88	0.44	0.17	0.00	0.09	0.42	0.22	0.00	15.77	0.03	0.08	0.03	0.00	91.58
Man-8-9-1-p1_2	0.50	0.06	74.73	0.41	0.06	0.09	0.15	0.72	0.24	0.00	14.63	0.13	0.09	0.06	0.00	91.87
Man-8-9-1-p2_11	0.44	0.03	75.52	0.36	0.19	0.08	0.05	0.77	0.26	0.00	15.15	0.21	0.12	0.02	0.00	93.20
Man-8-9-1-p2_13	0.85	0.00	74.66	0.44	0.16	0.08	0.16	1.23	0.24	0.00	15.33	0.01	0.09	0.04	0.00	93.29
Man-8-9-4-p1_3	0.70	0.00	88.37	0.63	0.05	0.06	0.24	0.36	0.31	0.00	3.08	0.19	0.02	0.00	0.00	94.01
Man-8-9-1-p2_12	0.57	0.00	77.44	0.46	0.20	0.09	0.08	0.63	0.24	0.00	16.17	0.21	0.12	0.03	0.00	96.24
Man-8-9-1-p2_14	0.48	0.00	78.39	0.37	0.08	0.10	0.12	0.77	0.18	0.00	15.82	0.00	0.13	0.04	0.00	96.48

Muestra	Si	Mn ⁴⁺	Al	V	Fe ³⁺	Mg	Ca	Cu	Zn	Ba	Pb	Na	K	H ₂ O	TOTAL	Total analítico
	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	
Man-8-9-4-p2_2	0.04	5.46	0.06	0.02	0.00	0.01	0.05	0.02	0.00	0.66	0.00	0.02	0.00	2.80	6.34	99.43
Man-8-9-1-p1_2	0.05	5.46	0.05	0.00	0.01	0.02	0.08	0.02	0.00	0.61	0.00	0.02	0.01	2.81	6.35	99.84
Man-8-9-1-p2_11	0.05	5.46	0.04	0.01	0.01	0.01	0.09	0.02	0.00	0.62	0.01	0.02	0.00	2.80	6.34	101.22
Man-8-9-1-p2_13	0.09	5.38	0.05	0.01	0.01	0.02	0.14	0.02	0.00	0.63	0.00	0.02	0.01	2.79	6.37	101.31
Man-8-9-4-p1_3	0.05	4.76	0.06	0.00	0.00	0.03	0.03	0.02	0.00	0.09	0.00	0.00	0.00	1.87	6.92	101.20
Man-8-9-1-p2_12	0.07	4.48	0.05	0.01	0.01	0.02	0.11	0.02	0.00	0.52	0.00	0.02	0.00	1.46	6.77	98.32
Man-8-9-1-p2_14	0.04	4.56	0.04	0.00	0.01	0.02	0.07	0.01	0.00	0.52	0.00	0.02	0.00	1.45	6.75	101.65

Las muestras Man-8-9-4-p2_2, Man-8-9-1-p1_2, Man-8-9-1-p2_11 y Man-8-9-1-p2_13 corresponden a todorokita y las muestras Man-8-9-4-p1_3, Man-8-9-1-p2_12 y Man-8-9-1-p2_14 a romanechita.

4.3 Manifestación termal y mineralizaciones en Bahía San Nicolás-Bahía San Nicolás-Bahía San Juanico

4.3.1 Ventilaciones Los Volcanes

El sistema termal Los Volcanes se encuentra en el límite estructural de la cuenca tectónica de San Nicolás (Fig. 4.1), se trata de manifestaciones continentales con emanaciones, a través de fracturas en la roca, de vapor caliente intermitente con temperaturas entre 46 y 78 °C (Fig. 4.33).

4.3.1.1 Roca encajonante en Los Volcanes

Las rocas en la región comprenden unidades andesíticas y brechas volcánicas andesíticas de la Formación Pelones, rocas volcánicas de la Formación Santa Lucía y rocas sedimentarias continentales de la Formación San Nicolás (Fig. 4.34). Las ventilaciones se alojan en brechas polimícticas con moderada matriz de la Formación Pelones.

4.3.1.2 Alteración hidrotermal en Los Volcanes

La alteración hidrotermal en la zona de Los Volcanes consiste de: (a) silicificación compuesta de cuarzo y ópalo, se encuentran focalizadas a las descargas de forma irregular, rellenando espacios abiertos y reemplazando la matriz de la roca; (b) argilización,

pobremente desarrollada con halos centimétricos y ubicada hacia planos de fractura alrededor de las descargas, constituida por montmorillonita, illita-esmectita y ópalo. Las fases de arcilla fueron corroboradas por análisis de SWIR (Fig. 4.35); (c) carbonatización, es la alteración de mayor distribución con vetillas y relleno de poros por calcita y calcita manganesífera, ocasionalmente asociada con minerales de sílice y usualmente con óxidos de manganeso (Fig. 4.36) y (d) zeolitización, distribuida de manera distal de las ventilas y consiste en el relleno de poros de las rocas andesíticas, con laumontita (González-Romo, 2016).

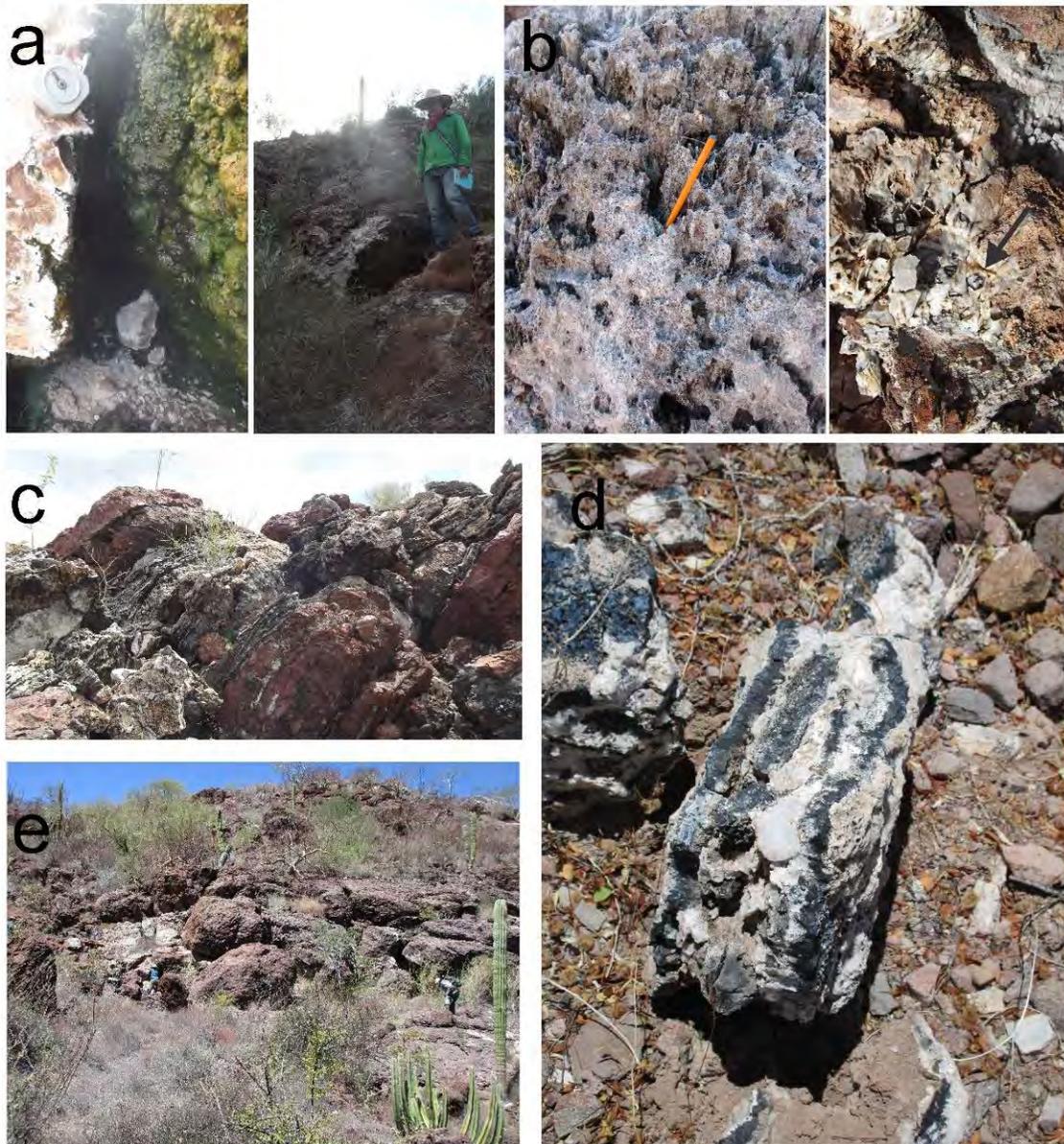


Figura 4.33 Manifestaciones termales en la región de Los Volcanes. (a) Ventilas con emanaciones en fracturas, nótese los tapetes microbianos alrededor de las descargas. (b) Paleoconductos en carbonatos y en microchimeneas de cuarzo y calcita. (c) Vetas bandeadas de calcita, calcita manganesífera, óxidos de Mn y cuarzo. (d) Detalle de veta, mostrando bandas coloriformas de óxidos de manganeso, calcita y cuarzo. (e) Roca encajonante brecha conglomerática polimíctica de la Fm Pelones.

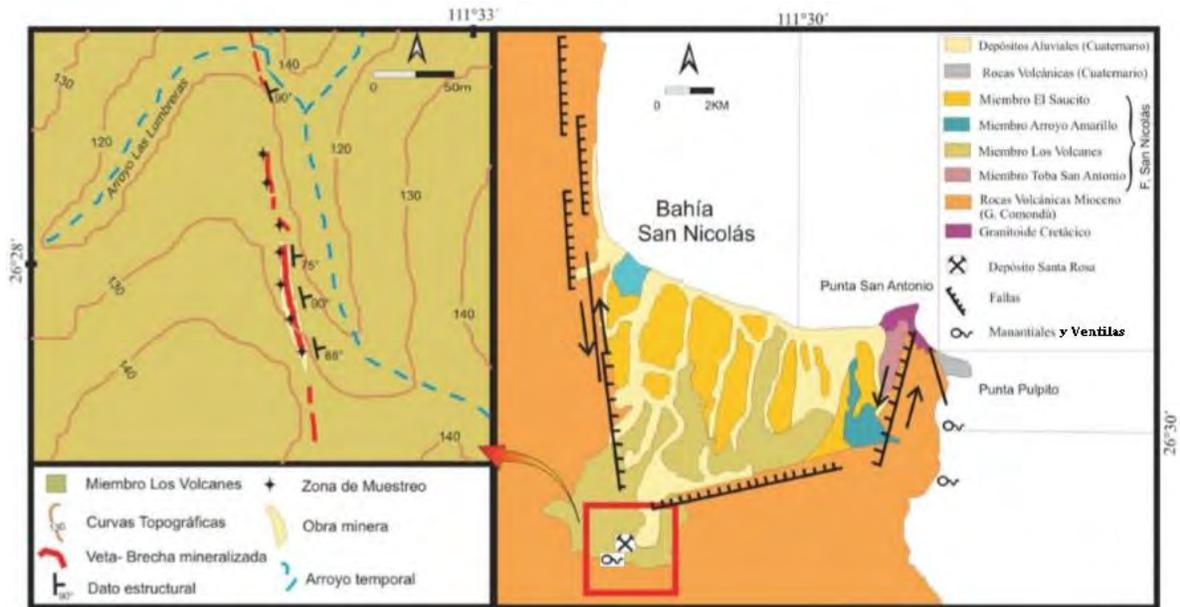


Figura 4.34 Mapa geológico de las manifestaciones hidrotermales activas y fósiles en la Cuenca de Bahía San Nicolás.

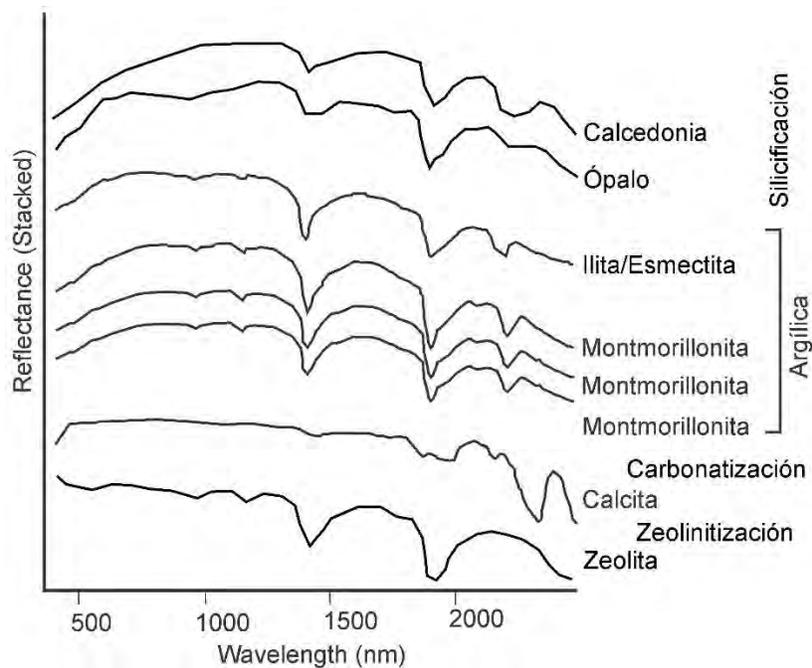


Figura 4.35 Análisis de espectroscopía de infrarrojo cercano (SWIR) de alteraciones hidrotermales en las manifestaciones activas Los Volcanes.

4.3.1.3 Estructuras hidrotermales activas y fósiles

Las manifestaciones termales activas se componen de 9 exhalaciones de gases y vapor <math><78\text{ }^\circ\text{C}</math> focalizadas en pequeñas cavidades alrededor de fallas y fracturas o el cruce de éstas, con direcciones preferenciales N16°E, SE 66°; N58°W, NE 80° N48°E, SE 58° (Fig. 4.36).

La actividad termal fósil está conformada por vetas y vetillas bandeadas de cuarzo, ópalo, calcita, montmorillonita, romanechita, todorokita y ocasionalmente cristales de pirita inmersos en calcita o cuarzo con espesores variables (<3 m), y longitudes discontinuas máximas de 50 m. Otras estructuras en la zona son costras y pátinas irregulares alrededor de las descargas compuestas de arcillas tipo illita-esmectita y construcciones pseudo-concéntricas y semiesferoidales inferiores a 3 cm de diámetro, compuestas de sílice, carbonatos y silvita, paleoconductos en forma cilíndrica y concéntricos con paredes de minerales de sílice y hacia el centro todorokita, calcita manganesífera y calcita, denotando cambios en el fluido hidrotermal durante la depositación.

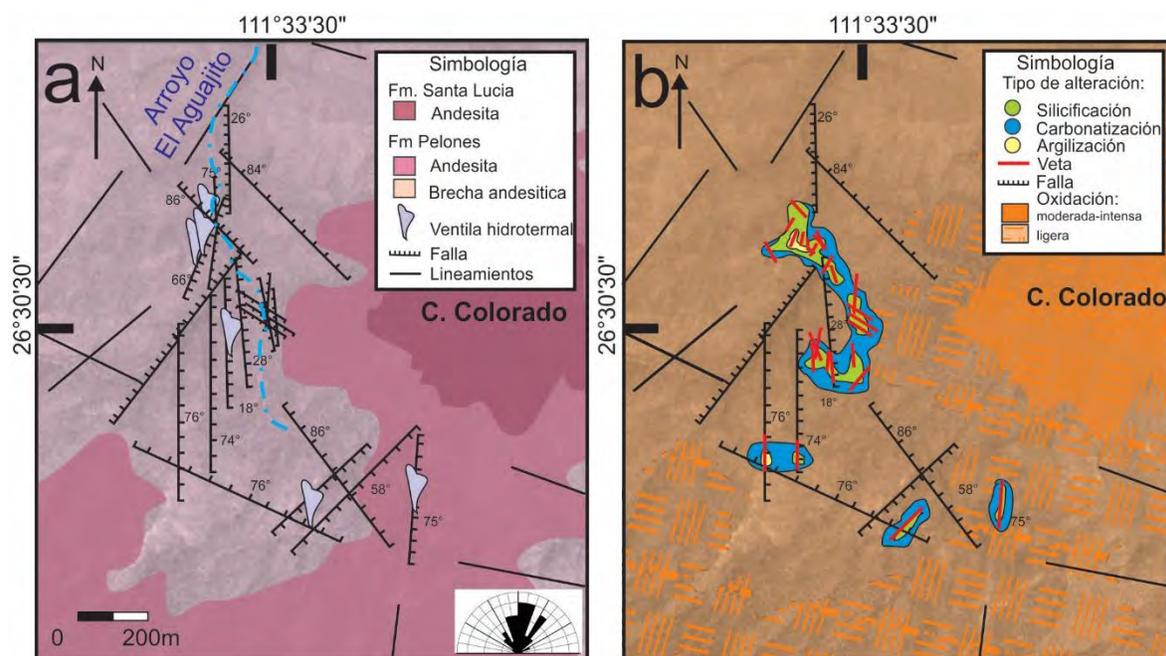


Figura 4.36 (a) Mapa geológico local de las manifestaciones activas y fósiles en Los Volcanes. (b) Mapa de estructuras y alteraciones hidrotermales en Los Volcanes.

4.3.1.4 Asociaciones minerales y texturales de los depósitos de manifestaciones hidrotermales activas y fósiles de Los Volcanes

Los depósitos componen la asociación mineral en Los Volcanes constan de montmorillonita, illita-esmectita, zeolita, ópalo, cuarzo, silvita, calcita, calcita manganesífera, barita, pirita, todorokita y carbonatos de cobre no diferenciados.

Las texturas de estas asociaciones generalmente son de relleno de espacios abierto y menos frecuente reemplazando a la roca encajonante, en las vetas es común observar bandas coliformas de fases de sílice intercaladas con carbonatos, la barita se presenta como cristales tabulares y agregados tabulares < 1cm, la pirita se presenta diseminada en tamaño de partícula menor a 1 mm en vetas de cuarzo, la calcita y calcita manganesífera se presentan en bandas coliformas, relleno de espacios abiertos y en agregados concéntricos en paleoconductos y la todorokita forma bandas delgadas coliformas y agregados arborescentes y fibrosos (Fig. 4.37).

Adicionalmente en algunas vetas y en la roca encajonante adyacente a estructuras mineralizadas se observan costras y pátinas de posibles carbonatos de cobre de tonalidad verde aguamarina.

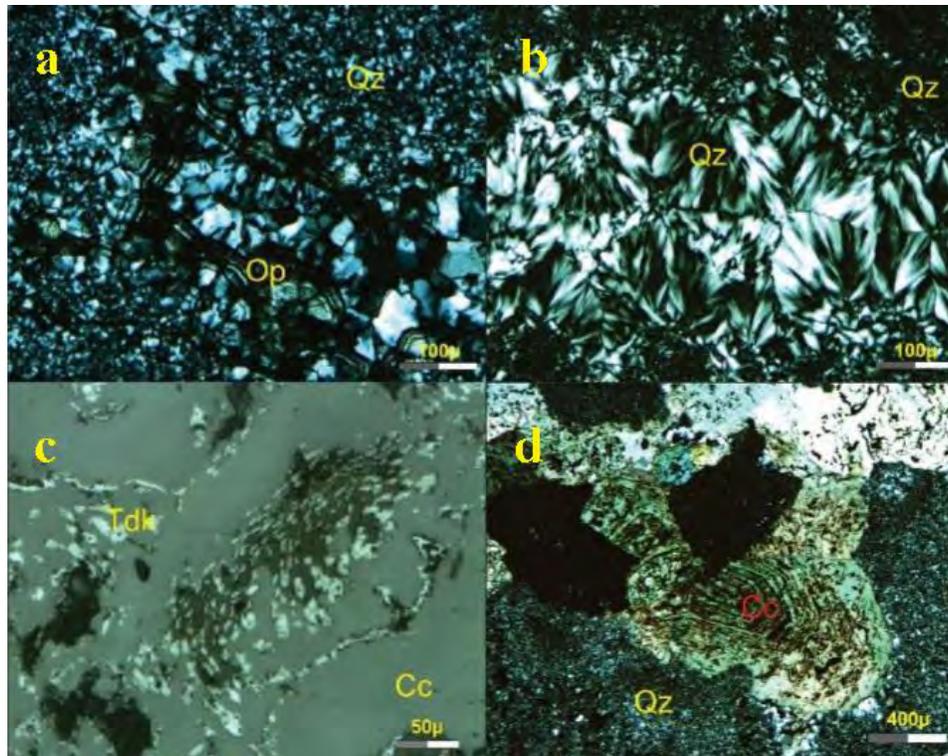


Figura 4.37 Asociaciones minerales y texturales en depósitos de Los Volcanes. (a) Bandas coloformas de cuarzo microcristalino y mosaico, intercalado con laminaciones finas de ópalo. (b) Bandas de cuarzo plumoso y cuarzo microcristalino. (c) Asociación de calcita y todorokita arborescente y en microvetillas. (d) Paleoconducto de borde de cuarzo y centro laminado concéntrico de calcita.

4.3.1.5 Secuencia paragenética de los depósitos Los Volcanes

En los depósitos hidrotermales de Los Volcanes se pueden reconocer tres etapas de mineralización que incluyen una fase inicial de la alteración argílica y silicificación, con diseminado de pirita, seguida de una etapa 2 conformada por ópalo, zeolita, barita, calcita, calcita manganesífera y todorokita. Finalmente, una etapa supergénica con silvita y minerales de cobre no determinados (Fig. 4.38).

Mineral	Etapas 1	Etapas 2	Etapas 3
Montmorillonita	=====		
Illita-Esmectita	=====		
Cuarzo	=====		
Pirita	=====		
Ópalo		=====	
Zeolita		=====	
Barita		=====	
Calcita		=====	=====
Todorokita		=====	-----
Calcita manganesífera		-----	
Silvita			=====
Carbonato de Cu			=====

Figura 4.38 Secuencia paragenética de los depósitos hidrotermales de Los Volcanes.

4.3.2 Mina Santa Rosa, Cuenca Bahía San Nicolás

La Mina Santa Rosa se ubica en la cuenca de Bahía San Nicolás, al noreste de la zona con ventilas Los Volcanes (Fig. 4.34). El depósito de Santa Rosa fue explotado durante los años cuarentas, en el Periodo de la Segunda Guerra Mundial, con desarrollos en trincheras de escaso desarrollo en las zonas más ricas en Mn (Fig. 4.34). El material extraído, aproximadamente 25 Ton fue acarreado hasta Bahía San Nicolás, donde era transportado en barcos hacia EU, mucho de ese material fue dejado en la playa por el término de la guerra y retrabajado por corrientes marinas que los diseminaron en la playa.

Actualmente en la mina se pueden observar mejor las obras mineras a lo largo de un intervalo de 75 m de longitud, en la región más rica en mena de la estructura mineralizada.

4.3.2.1 Roca encajonante y alteración hidrotermal en Mina Santa Rosa

La roca encajonante es un ortoconglomerado con una granulometría que varía desde gravas hasta bloques, de hasta 30 cm, en una matriz de arena media (Fig. 4.39). Los clastos son en general subangulosos a subredondeados y mal clasificados. Consisten en fragmentos de andesita y pórfido andesítico, con oxidación por intemperismo. La roca caja pertenece al Miembro Los Volcanes de la Formación San Nicolás.

La roca presenta adyacente a la mineralización una alteración hidrotermal conformada por silicificación, denotada por vetilleos y reemplazamientos en la matriz y algunos clastos del conglomerado. Esta alteración se desarrolla ampliamente en la región en vetilleos de orientación NNO-SSE, pero en afloramientos discretos, desde Santa Rosa hasta Los Volcanes, en especial en los afloramientos en los arroyos Las Minas y El Aguajito (Lira-Herrera, 1983). La otra alteración que se encuentra en la mineralización es la argílica, con desarrollo local en halos centimétricos adyacentes a las vetas, se conforma de minerales de arcilla como la montmorillonita y la illita-esmectita, con parches de cuarzo criptocristalino y ópalo. Ocasionalmente, en forma distal de la estructura se observan relleno de oquedades de clastos volcánicos con zeolitas. La asociación de minerales de arcilla fue determinada por análisis de SWIR (Fig. 4.40).

Estructuralmente, las unidades aflorantes en la zona, rocas del Grupo Comondú y Formación San Nicolás, se ven afectadas por fallas y fracturas de un patrón general NNO-SSE. La edad y actividad presumible de las fallas y fracturas según relaciones de corte en secuencias observadas en los arroyos Las Minitas y Jacobo, al norte del Filo la Zorra, es del Mioceno tardío-Plioceno tardío (Lira-Herrera, 1983).

4.3.2.2 Estructuras mineralizadas en Mina Santa Rosa

La mineralización forma mayoritariamente estructuras de tipo vetas bandeadas y vetas-brechas (Fig. 4.39), sin embargo, se observan también intervalos donde cementa a la roca detrítica encajonante. Las estructuras bandeadas se distinguen por la alternancia de bandas coliformas de coloración negro-azulado y blanco-rosa, correspondientes a las zonas con predominio de óxidos de Mn, y de ópalo y barita, respectivamente. Hacia los bordes y el centro de la estructura mineralizada predominan las bandas claras. Además, hay vetillas milimétricas que cortan las bandas de óxidos y ganga. Dentro de las estructuras bandeadas se hallan lentes brechoides de decímetros, que incluyen fragmentos de roca encajonante, mena y ganga, y presentan oquedades rellenas con óxidos de manganeso y ópalo formando texturas botroidales, así como fenocristales tabulares de barita (<1 cm).

La estructura mineralizada tiene una disposición estructural de rumbo preferente NNO-SSE e inclinaciones hacia el ENE. En la región limítrofe Filo la Zorra de la Cuenca

San Nicolás, donde convergen fallas regionales NO-SE y NE-SW, en una aparente zona transtensiva. La estructura mineralizada se extiende hasta 500 m en intervalos irregulares y discontinuos (Fig. 4.34).

4.3.2.3 Asociaciones minerales y texturales en la mineralización de Santa Rosa

Los minerales de mena consisten en romanechita, principalmente, y pirolusita, en cantidades subordinadas. Como minerales de ganga, se encuentran arcillas, zeolita, barita, ópalo, cuarzo, calcita, magnetita-maghemita y goethita (Fig. 4.39). La romanechita forma agregados botroidales, de hasta 2 cm de diámetro, constituidos por cristales aciculares de 3 mm a pocas micras. Además, se presenta en agregados radiales de cristales aciculares, especialmente cuando ocurre como relleno de cavidades y actúa como cementante en la brecha. La romanechita en observaciones petrográficas presenta zonamiento, ello corresponde a un aumento progresivo y sutil en el contenido en Ba, evidenciado por análisis EDS. La pirolusita es escasa, con un contenido modal ~5 %, y ha corroborada por DRX (Fig. 4.41) y reconocida en el SEM. Desarrolla cristales de algunas decenas de micras de longitud, que se disponen intersticialmente respecto a la romanechita, rellenando micro-fracturas (vetillas), en pátinas recubriendo los clastos de la brecha.

La barita forma cristales tabulares, se asocia a los agregados de romanechita y desarrolla bandas porosas, rellenos de oquedades y actúa como cementante en la brecha. El ópalo se encuentra formando bandas coliformes de 1 cm de espesor, de textura homogénea, de color blanco, rosa y azul de forma intercalada; dichas bandas cubren superficialmente los óxidos de manganeso y en algunas regiones se puede observar que el ópalo actúa también como cementante de la brecha (Fig. 4.39). El cuarzo aparece escasamente, alrededor de un 2 % modal, como cristales pequeños de centenas de micras relleno oquedades, y se ha confirmado su presencia mediante DRX y SEM. La calcita se encuentra únicamente como relleno de porosidad. La goethita se forma como una alteración supergénica de los minerales de hierro de la brecha, y forma pátinas, costras y, ocasionalmente, actúa como cementante de la brecha. Pequeñas cantidades de minerales procedentes de la roca caja, como magnetita-maghemita, plagioclasa y clinopiroxeno, y fragmentos de andesita argilizados se encuentran dentro de las vetas-brechas.

4.3.2.4 Química mineral de la mena en Santa Rosa

Los análisis de EMPA en la romanechita revelan contenidos bajos de MnO₂ entre 76.30 y 69.66 wt. %, y de 17.14 a 17.93 wt. % de BaO (Tabla 4.7). Como elementos menores, se han detectado Si, Al, Fe, V, Ca, Mg y Cu. En general, los análisis químicos de la romanechita muestran una fórmula estructural: (Ba_{0.58-0.61},H₂O_{1.37-1.40})₂ (Mn⁴⁺_{4.53-4.56},Fe³⁺_{0.01-0.02},Al_{0.04-0.05},Si_{0.03})₅O₁₀.

4.3.2.5 Secuencia paragenética del depósito Santa Rosa

El proceso hipogénico que dio lugar a la veta-brecha que ocurrió mediante la consecución de tres etapas hidrotermales de mineralización (Fig. 4.42). La primera etapa se compone de la alteración argílica y silicificación con diseminado de pirita, seguida de una etapa de mineralización económica de manganeso asociada con barita. La etapa final comprende un proceso supergénico insipiente con pirolusita, calcita y goethita. Posiblemente en forma distal se tenga una zeolitización, debido a resultados no determinativos de SWIR.

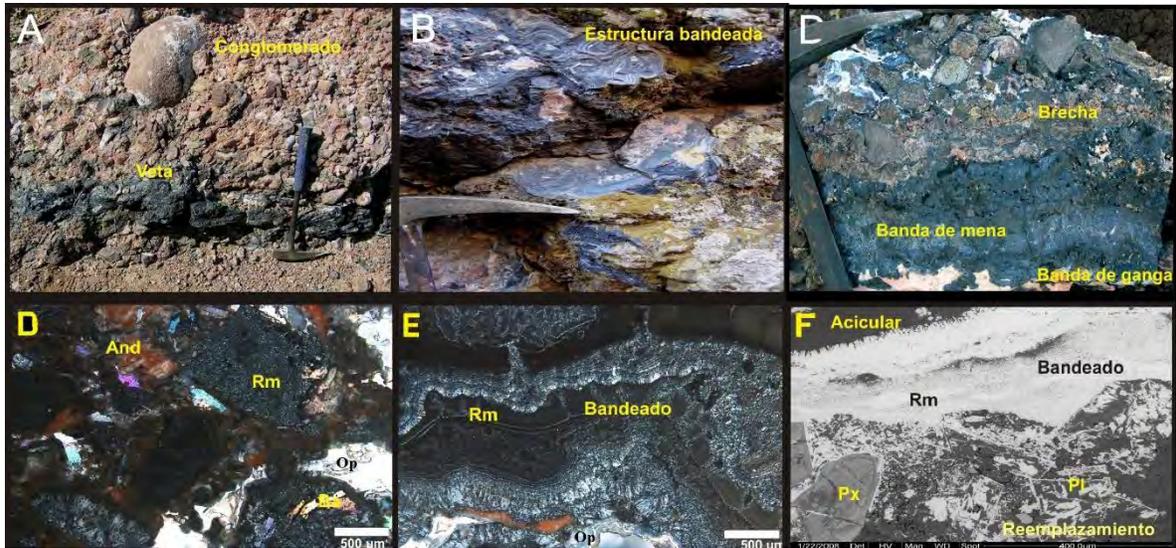


Figura 4.39 Estructuras mineralizadas, roca caja y asociaciones minerales de Mina Santa Rosa. (a) Veta de óxidos de manganeso alojado en conglomerado de la Fm San Nicolás. (b) Detalle de textura de veta, con bandas coliformes y texturas esferoidales. (c) Contacto de estructura mineralizada y roca caja brechoide con silicificación por la presencia de ópalo como cementante. (d) Brecha mineralizada con clastos de andesita oxidados (And), fragmentos de mineralización de romanechita (Rm) y de barita (Ba) cementados por ópalo (Op). (e) Detalle textural de bandeado coliforme de veta con romanechita (Rm) acicular y microcristalina. (f) Imagen de SEM-BSE de veta bandeada de romaenchita (Rm) y roca encajonante con reemplazamiento de romanechita en piroxenos (Px) y plagioclasas (Pl).

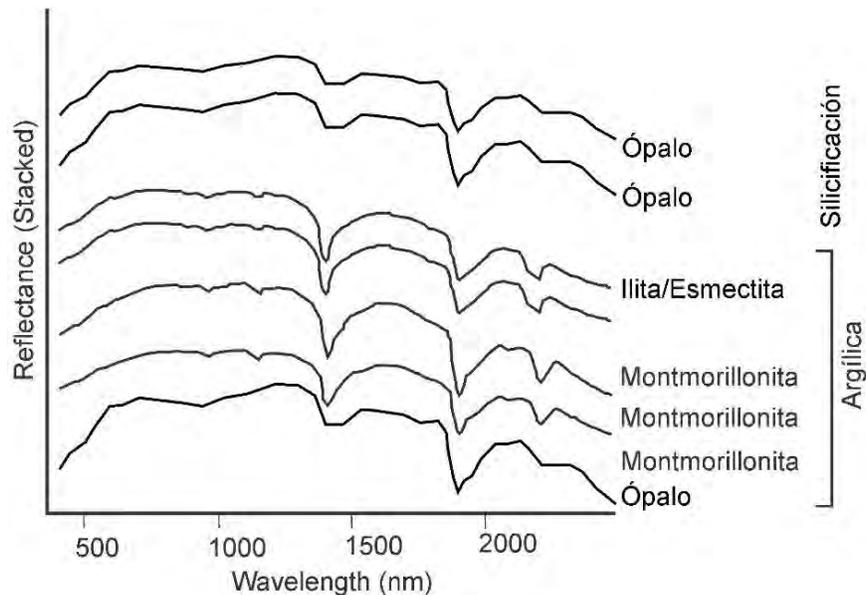


Figura 4.40 Espectroscopía de infrarrojo cercano (SWIR) de alteraciones hidrotermales en Mina Santa Rosa.

Tabla 4.7 Análisis de EMPA de romanechita de Mn del depósito Santa Rosa. Óxidos cuantificados en % en peso. Óxidos no analizados (NA). Coeficientes de fórmula estequiométrica calculada (Coe) (a.p.f.u.). El agua se calculó con base en estequiometría, a 10 O.

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	MnO ₂ (t)	Al ₂ O ₃	V ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	CuO	NiO	ZnO	CoO	SrO	BaO	PbO	Na ₂ O	K ₂ O	Se ₂ O ₃	H ₂ O	Total
	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso	%Peso
SR-1	0.35	0	75.68	0.51	0.19	0.11	0.04	0.21	0.08	0	0	NM	0	17.93	0.12	0	0	NM	0	95.22
SR-2	0.33	0	75.81	0.43	0.16	0.11	0	0.2	0.04	0	0	NM	0	17.66	0.06	0	0	NM	0	94.8
SR-3	0.32	0	76.33	0.43	0.2	0.12	0.01	0.21	0.07	0	0	NM	0	17.14	0.19	0	0	NM	0	95.05
SR-4	0.35	0	76.3	0.5	0.19	0.11	0	0.27	0.22	0	0	NM	0	17.89	0.11	0	0	NM	0	95.94
SR-5	0.39	0	76.52	0.45	0.21	0.25	0	0.23	0.15	0	0	NM	0	17.17	0.1	0	0	NM	0	95.53

Muestra	Si	Mn ⁴⁺	Al	Y	Fe ³⁺	Mg	Ca	Cu	Ni	Zn	Sr	Ba	Pb	Na	K	H ₂ O	TOTAL	Total analítico
	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe	Coe
SR-1	0.03	4.53	0.05	0.01	0.01	0.01	0.02	0.01	0	0	0	0.61	0	0	0	1.37	6.64	99.95
SR-2	0.03	4.56	0.04	0.01	0.01	0	0.02	0	0	0	0	0.6	0	0	0	1.38	6.65	99.54
SR-3	0.03	4.56	0.04	0.01	0.01	0	0.02	0	0	0	0	0.58	0	0	0	1.4	6.66	99.89
SR-4	0.03	4.53	0.05	0.01	0.01	0	0.02	0.01	0	0	0	0.6	0	0	0	1.37	6.65	100.71
SR-5	0.03	4.53	0.05	0.01	0.02	0	0.02	0.01	0	0	0	0.58	0	0	0	1.4	6.66	100.42

4.3.3 Mineralizaciones en Cuenca de Loreto: San Juanico y Punta Mangle

Las mineralizaciones de manganeso en la región norte de la Cuenca Loreto se encuentran alrededor del CVCM, hacia el norte del complejo San Juanico y al sur Punta Mangle (Fig. 3.4). Los depósitos son considerados como prospectos mineros, que en los ochentas y noventas fueron trabajados con gambusinaje asilado, siendo Punta Manglé la que tuvo mayor extracción de material.

4.3.3.1 Roca encajonante y alteración hidrotermal en depósitos en Cuenca Loreto

La mineralización de San Juanico se aloja en la transición de la unidad de calcarenita y arenisca fosilífera roja, de los depósitos pliocénicos de la Cuenca de Loreto, adyacente a un domo vitrófido riolítico (Fig. 4.43). La arenisca alberga la mayor cantidad de la mineralización. Las unidades sedimentarias contienen fósiles de moluscos bivalvos, restos de pectínidos y gasterópodos, así como estructuras sedimentarias en la arenisca de bioturbación y *tool marks* que ubica a esta unidad en un ambiente costero (Fig. 4.44).

La unidad de arenisca presenta pátinas y costras de óxidos de Mn que se extienden por varias decenas de metros alrededor de la estructura principal o denotando pequeñas estructuras asociadas. Las costras de mineralización de manganeso albergan fragmentos e impresiones de bivalvos y gasterópodos que se encuentran también en la unidad de areniscas, lo que ubica a la mineralización temporalmente contemporánea con el depósito de la unidades de areniscas en el Plioceno-Medio-Superior.

En la zona de la mineralización de Punta Mangle afloran unidades volcánicas de la Fm Pelones, cubiertas discordantemente por rocas volcánicas pliocénicas del CVCM y ambas unidades volcánicas cubiertas por una secuencia de rampa sedimentaria (Fig. 4.45), que incluye tobas, areniscas, aglomerados volcánicos con matriz detrítica y cementante calcáreo y coquinas (Johnson et al., 2003). La unidad de tobas en los depósitos de rampa fue datada por K-Ar con una edad de 3.3 Ma, comparable con la asociación faunística del Plioceno medio a superior en las unidades calcáreas (Johnson et al. 2003).

La roca encajonante en el depósito de Punta Mangle consiste de una unidad de brecha volcánica andesítica de la Fm Pelones, esta unidad está en contacto lateral con conglomerados arenosos cementados por carbonatos que incluye fragmentos de la mineralización hacia su cima (Fig. 4.44), por lo que se puede decir que la mineralización tiene una edad superior a 3.3 Ma, colocando temporalmente al depósito de Punta Mangle en el Plioceno Inferior-Medio.

Las mineralizaciones se encuentran en regiones afectadas por fallamiento extensional relevante y con escenarios transtensivos, que causaron el emplazamiento del vulcanismo del CVCM (Zanchi, 1994; Bigioggero et al., 1996; Johnson et al., 2003). La deformación en la región de Punta Mangle, sigue activa, se denotan fallas normales con componente lateral cortando a las estructuras mineralizadas.

La alteración hidrotermal en ambas mineralizaciones es muy discreta y de escaso desarrollo, siendo la de mayor notoriedad la de Punta Mangle. Las alteraciones en ambos depósitos consisten de silicificación con relleno de espacios abiertos, rellenando poros de la roca caja o en vetillas, y argílica con la presencia de montmorillonita, cuarzo y ópalo, asociación corroborada por análisis de SWIR (Fig. 4.46).

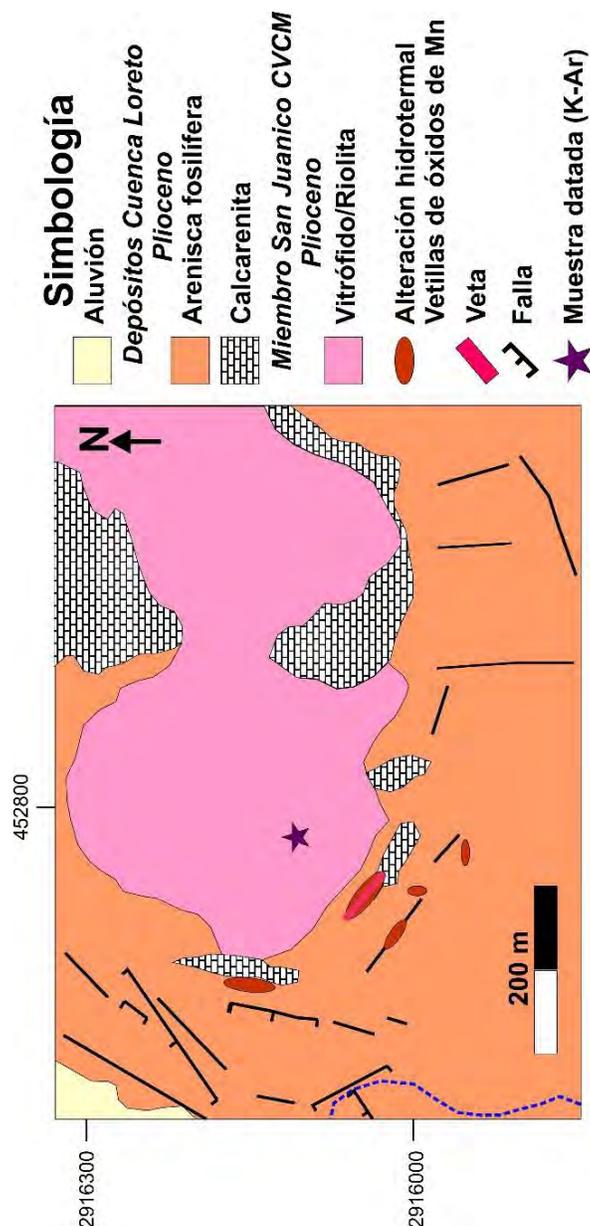


Figura 4.43 Mapa geológico de la zona mineralizada en Mn San Juanico.



Figura 4.44 Roca encajonante y alteraciones hidrotermales de mineralizaciones en Cueva Loreto. (a) Vista panorámica desde mineralización San Juanico donde se observa la arenisca fosilífera como roca caja predominante y su detalle de bioturbación definiendo su carácter costero. (b) Calcarenita como roca encajonante parcial de la mineralización de San Juanico, nótese las estructuras de descarga de Mn. (c) Vista de la mineralización Punta Mangle, donde se aprecia la roca encajonante una brecha volcánica andesítica (BrVAnd) de la Fm Pelones, en contacto lateral con una unidad conglomerática-arenosa (Cg-Ar) y una unidad de coquinas pliocénicas. (d) Detalle de la roca caja de la mineralización en Punta Mangle y su silicificación con relleno de espacios abiertos. (e) Detalle de conglomerado arenoso pliocénico con clasto de mena de Punta Mangle. (f) Plano de falla normal con componente lateral cortando estructuras mineralizadas menores, denotando la actividad tectónica en la región de Punta Mangle.

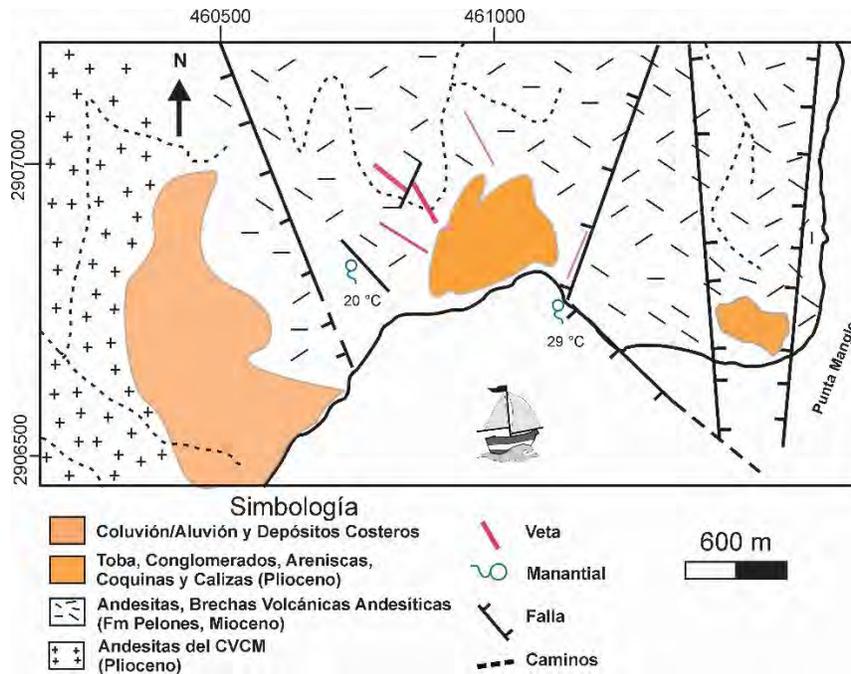


Figura 4.45 Mapa geológico de la zona mineralizada en Mn Punta Mangle.

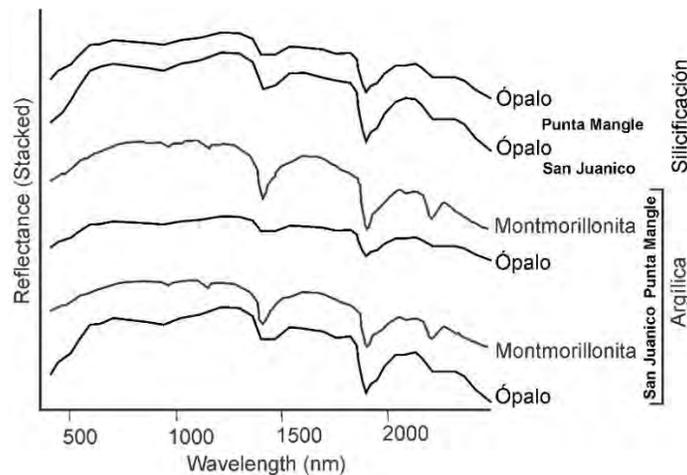


Figura 4.46 Análisis de espectroscopía de infrarrojo de onda corta (SWIR) de las alteraciones en los depósitos de San Juanico y Punta Mangle.

4.3.3.2 Estructuras mineralizadas en depósitos en Cuenca Loreto

La mineralización de San Juanico consiste de una veta (<1m) coronada por un sinter silicocalcáreo con óxidos de Mn en forma elipsoidal de diámetros mayor de 15 m y menor de 8 m aproximadamente, además de pequeños sinter aislados de menores dimensiones y vetas de <30 cm con óxidos de Mn (Fig. 4.47). La estructura denominada como sinter consiste de una capa silícica pseudobandeada con varios paleoconductos rellenos de calcita y óxidos de Mn. Además, existe la presencia de suelos con paleodescargas de diversos tamaños desde mm hasta 10 cm, algunos son enteramente de óxidos de Mn. Por debajo de estas capas se distinguen en cortes afloramientos de vetas bandeadas coloformas o irregulares de cuarzo, óxidos de Mn y calcita. La disposición de esta estructura es de orientación NO-SE.

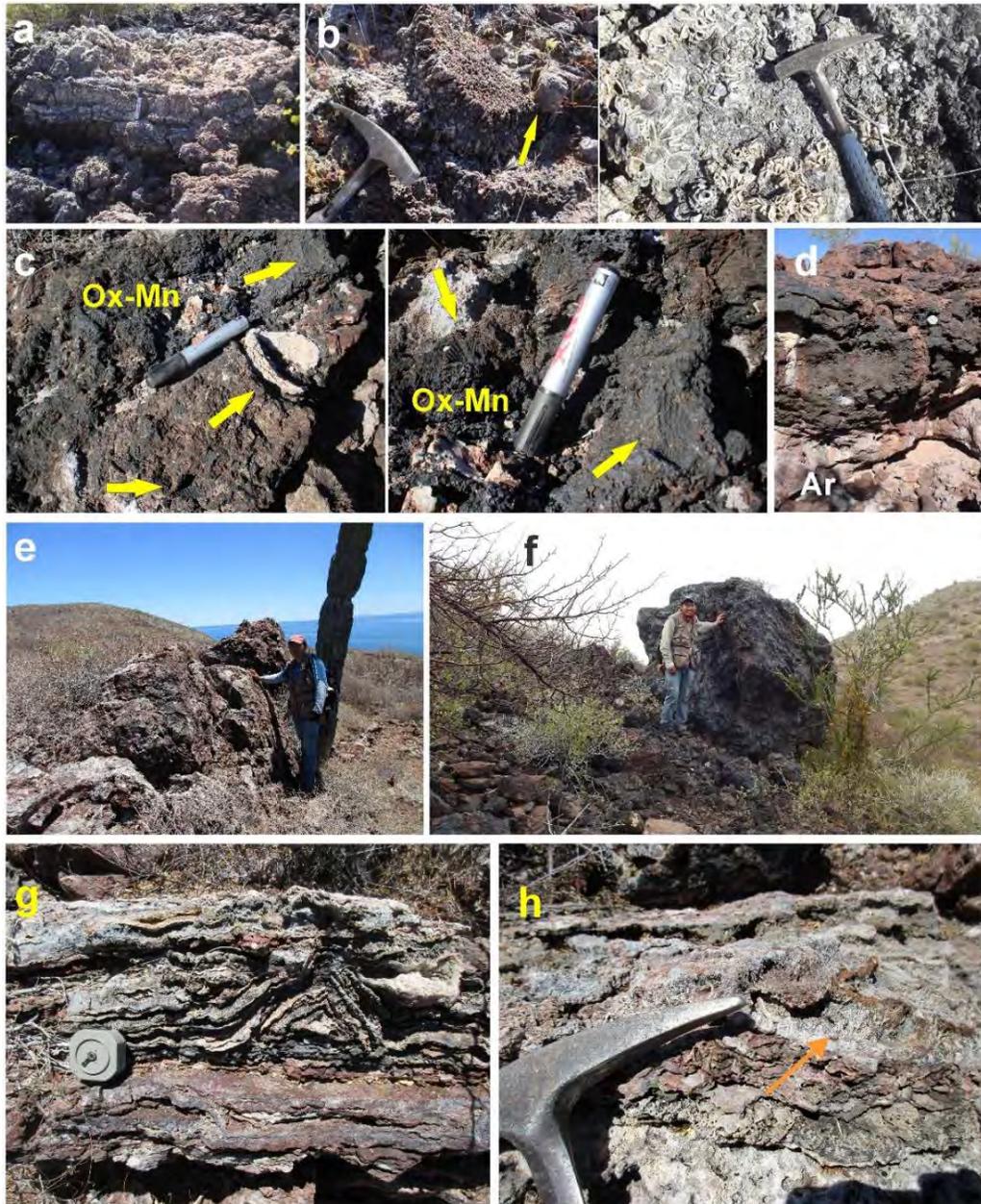


Figura 4.47 Estructuras mineralizadas en San Juanico y Punta Mangle. (a) Sinter silicocalcáreo sobre estructura principal en San Juanico. (b) Paleoconductos de descarga en la mineralización de San Juanico, formados de exterior a interior por cuarzo, óxidos de Mn y calcita. (c) Costras de mineralización en San Juanico, donde los óxidos de Mn envuelven restos orgánicos marinos o preservan impresiones orgánicas. (d) Pátinas ampliamente extendidas sobre la arenisca fosilífera en los alrededores de la estructura principal en San Juanico. (e) Veta principal en el depósito de Mn Punta Mangle. (f) Bloque rodado de brecha mineralizada de clastos volcánicos cementada por óxidos de Mn y cuarzo, Punta Mangle. (g) Veta bandeada con textura coliforme y con pliegues de arrastre por viscosidad del fluido saturado en sílice, Punta Mangle. (h) Detalle de veta bandeada con bandas de cuarzo y calcita con textura hojosa, evidencia de proceso de ebullición en la mineralización, Punta Mangle.

Frecuentemente el sinter embebe a restos fósiles marinos y los precipitados de óxidos de Mn preservan impresiones de estructuras de organismos que contemporáneamente habitaron la zona durante la actividad hidrotermal (Fig. 4.47).

En la zona mineralizada de Punta Mangle las estructuras mineralizadas consisten de vetas bandeadas coliformas de cuarzo, ópalo, carbonato y óxidos de Mn, su potencia es variable, pero inferior a 1.35 m y su longitud total es de aproximadamente 25 m en intervalos irregulares dispuestos en patrones pseudoechelon. Además, existen vetillas <20 cm en la región. Generalmente su orientación preferencial es NO-SE y vergencia hacia el SW o subverticales. Ocasionalmente en las vetas es posible apreciar paleoconductos con bandeo concéntrico de descarga termal, conformados de exterior a interior de cuarzo y núcleos alternados de óxidos de Mn y calcita. También, es posible denotar en bandas de la veta textura de calcita hojosa con ocasionales fantasmas por la disolución, evidencia de proceso de ebullición durante la mineralización.

4.3.3.4 Asociaciones minerales y texturales de las mineralizaciones de la Cuenca de Loreto

La asociación mineral en ambas mineralizaciones es comparable y se compone de cuarzo, calcedonia, ópalo, romanechita, todorokita en mayor medida en San Juanico, calcopirita exclusiva de Punta Mangle, hematita, barita, pirita, calcita y goethita (Fig. 4.48). Las fases silícicas son las que se encuentran en mayor predominancia.

La textura predominante es la alternancia de bandas coliformas de cuarzo, calcita y de romanechita, asociadas a las bandas se tienen tubos de descarga, las bandas concéntricas se componen de la periferia hacia el centro por cuarzo, calcedonia y ópalo, seguidas de romanechita y finalmente calcita hacia el corazón de la estructura, evidenciando cambios en las condiciones del depósito. El cuarzo se presenta en varios arreglos texturales en mosaico cristalino, en cuarzo plumoso y microcristalino, usualmente alternando en las bandas concéntricas de los tubos de descarga o en las bandas del sinter. En Punta Mangle se pueden apreciar fantasma de calcita hojosa en las bandas de sílice.

La romanechita en la mena principal de Mn y ocurre en bandas coliforme, en texturas esferoidales, arreglos aciculares y ocasionalmente arborescentes. La todorokita ocurre de manera errática y siempre asociada a la calcita en agregados arborescentes en tamaños muy pequeños (<1mm). La barita ocurre en cristales microcristalinos (<100 μm) tabulares y frecuentemente relacionada a los óxidos de Mn. La pirita y la calcopirita se encuentran esporádicamente en las bandas de cuarzo en tamaños del orden de decenas de micras, la calcopirita fue detectada en análisis semicuantitativos EDS.

La hematita se encuentra en cristales idiomorfos y tabulares de tamaños inferiores a las 200 μm entre capas concéntricas o laminaciones de cuarzo. La goethita siempre aparece en forma de costas y pátinas producto del intemperismo.

4.3.3.5 Química mineral de romanechitas de San Juanico

Se analizaron con WDS romanechitas de tubos de descarga en corte transversal de San Juanico. Además de tres análisis de química mineral cuantitativa en todorokita de San Juanico.

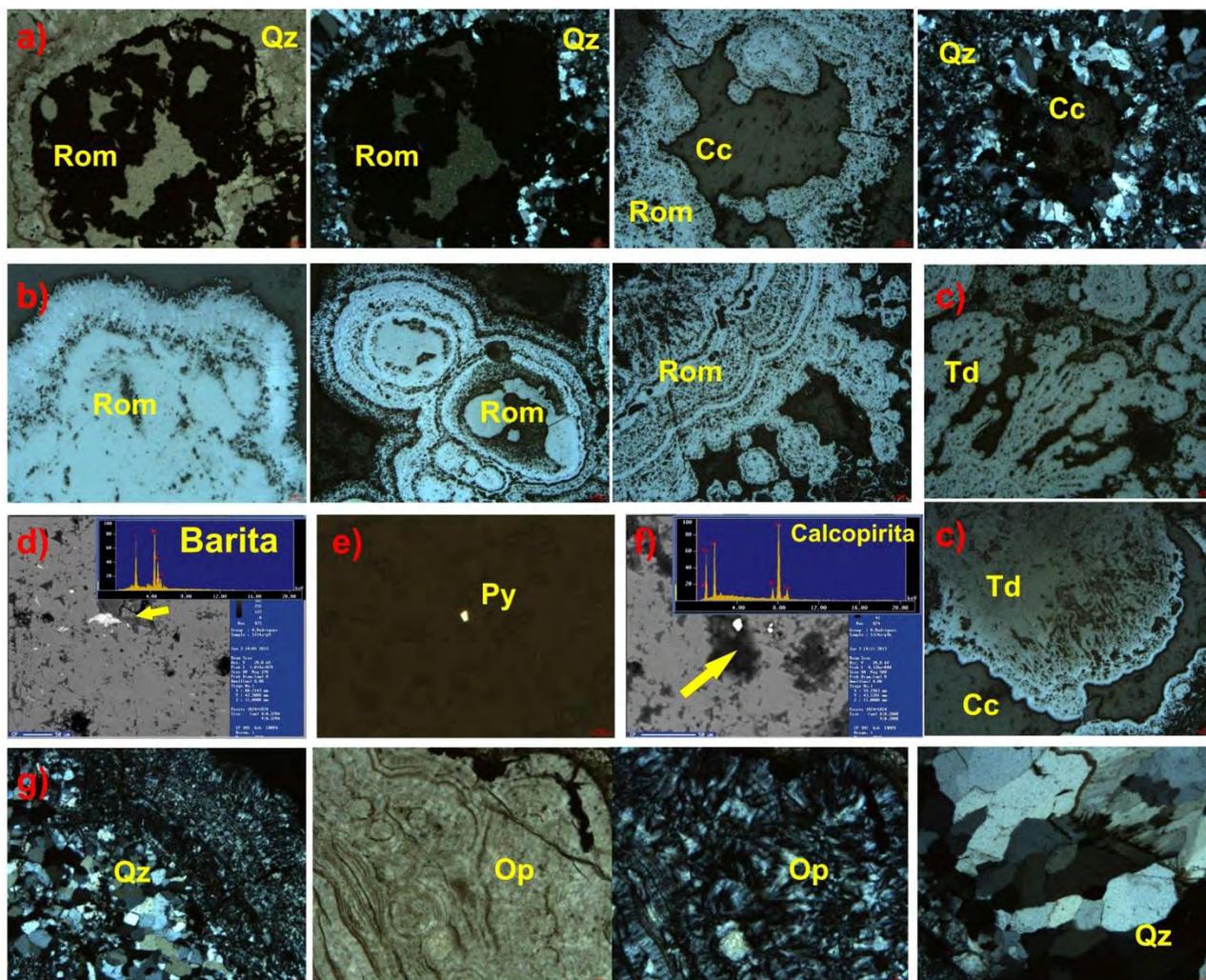


Figura 4.48 Asociaciones minerales y texturales de los depósitos de San Juanico y Punta Mangle. (a) Estructuras tubulares de descarga formadas de bandas concéntricas de cuarzo (Qz), romanechita (Rom) y calcita (Cc) (luz transmitida y luz reflejada). (b) Romanechita en textura de bandas coliformes, esférica y arreglos arborescentes (luz reflejada). (c) Todorokita con textura arborescente y agregados hacia el centro de tubos de descarga (luz reflejada). (d) Imagen SEM-BSE de barita y su espectro EDS. (e) Cristal anhedral de pirita en cuarzo (luz reflejada). (f) Imagen SEM-BSE de cristales de calcopirita y su espectro EDS. (g) Diferentes fases de sílice y texturas del cuarzo en mosaico, microcristalino y plumoso.

La romanechita tiene como fórmula estequiométrica calculada $[Ba_{0.66-0.73}, (H_2O)_{(1.23-1.32)}]_2 (Mn^{4+}_{4.25-4.49}, Fe_{0.00-0.14}, Al_{0.02-0.09}, Si_{0.03-0.07}, Ca_{0.02-0.05}, Na_{0.00-0.03}, V_{0.00-0.02}, Cu_{0.00-0.02})_5 O_{10}$ (Tabla 4.8).

La todorokita tiene por fórmula estequiométrica calculada $(Ca_{0.06-0.90}, Ba_{0.36-0.86}, Na_{0.01-0.13}, Sr_{0.04-0.08}, V_{0.01-0.02})_{0.55} (Mn_{4.21-5.32}, Fe_{0.01-0.61}, Mg_{0.01-0.45}, Si_{0.03-0.24}, Al_{0.01-0.16})_6 O_{12} \cdot 2.56-2.90(H_2O)$ (Tabla 4.9).

4.3.3.6 Secuencia paragenética de las mineralizaciones San Juanico y Punta Mangle

En estudios petrográficos, minerográficos y texturales se determinó una paragénesis integrada por 3 etapas de mineralización en ambas mineralizaciones: (1) fases de alteración

argílica y silicificación con desarrollo discreto, con diseminación de sulfuros, (2) romanechita y barita, de forma contemporánea, seguidos de todorokita y calcita, y (3) hematita, calcita y goethita de un proceso supergénico insipiente (Fig. 4.49 y 4.50).

Mineral	Etapa 1	Etapa 2	Etapa 3
Montmorillonita	—————		
Cuarzo	—————		
Pirita	—————		
Calcedonia		—————	
Ópalo		—————	
Romanechita		—————	
Barita		—————	
Todorokita		—————	
Calcita		—————	
Hematita			—————
Goethita			—————

Figura 4.49 Cuadro paragenético de la mineralización en Mn San Juanico.

Mineral	Etapa 1	Etapa 2	Etapa 3
Montmorillonita	—————		
Cuarzo	—————		
Pirita	—————		
Calcopirita	—————		
Calcedonia		—————	
Ópalo		—————	
Romanechita		—————	
Barita		—————	
Todorokita		—————	
Calcita		—————	
Hematita			—————
Goethita			—————

Figura 4.50 Cuadro paragenético de la mineralización en Mn Punta Mangle.

Tabla 4.8 Análisis de EMPA de romanechita de Mn del depósito San Juanico. Óxidos cuantificados en % en peso. Coeficientes de fórmula estequiométrica calculada (Coe) (a.p.f.u.). El agua se calculó con base en estequiometría, a 10 O.

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	MnO ₂	Al ₂ O ₃	V ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	CuO	NiO	ZnO	CoO	SrO	BaO	PbO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Total
SJ15-1a-2	0.76	0.08	71.93	0.19	0.20	0.05	0.02	0.52	0.16	0.01	0.08	0.04	0.10	19.95	0.00	0.06	0.00	0.00	94.13
SJ15-1a-6	0.73	0.30	71.78	0.77	0.25	0.07	0.10	0.45	0.24	0.00	0.03	0.07	0.08	19.75	0.00	0.15	0.01	0.00	94.78
SJ15-1a-7	0.56	0.28	71.77	0.74	0.20	0.07	0.01	0.35	0.23	0.02	0.01	0.09	0.04	19.98	0.00	0.04	0.00	0.00	94.38
SJ15-1a-8	0.60	0.11	71.75	0.41	0.16	0.23	0.00	0.35	0.31	0.00	0.02	0.00	0.05	19.99	0.09	0.05	0.00	0.00	94.11
SJ15-1a-9	0.65	0.09	72.05	0.23	0.16	0.09	0.03	0.28	0.19	0.01	0.01	0.07	0.02	19.99	0.06	0.08	0.01	0.00	94.00
SJ10a-1-6	0.39	0.09	72.48	0.32	0.15	1.46	0.00	0.32	0.03	0.01	0.00	0.02	0.09	20.69	0.00	0.05	0.01	0.00	96.10
SJ10a-1-7	0.49	0.10	71.24	0.37	0.21	2.10	0.02	0.34	0.01	0.00	0.00	0.00	0.08	20.74	0.06	0.10	0.06	0.00	95.91
SJ10a-1-9	0.44	0.22	70.01	0.63	0.13	2.09	0.00	0.42	0.05	0.00	0.00	0.00	0.09	20.40	0.01	0.15	0.00	0.00	94.64
SJ10a-3-1	0.36	0.11	73.14	0.38	0.24	0.58	0.00	0.22	0.03	0.02	0.04	0.04	0.03	20.64	0.00	0.00	0.00	0.00	95.83
SJ10a-3-2	0.47	0.10	72.62	0.26	0.21	1.57	0.07	0.38	0.01	0.00	0.01	0.01	0.01	19.29	0.01	0.15	0.01	0.00	95.18
SJ10a-3-3	0.56	0.13	72.75	0.29	0.18	2.00	0.02	0.34	0.01	0.02	0.01	0.03	0.04	20.37	0.02	0.01	0.05	0.00	96.83
SJ10a-3-4	0.56	0.12	71.83	0.44	0.13	2.15	0.00	0.26	0.00	0.00	0.07	0.00	0.04	20.36	0.00	0.09	0.05	0.00	96.11
SJ10a-3-5	0.50	0.09	71.35	0.29	0.15	1.85	0.00	0.31	0.05	0.00	0.01	0.00	0.02	20.16	0.04	0.20	0.00	0.00	95.01

SJ10a-3-6	0.45	0.10	72.51	0.30	0.14	0.82	0.00	0.30	0.05	0.01	0.00	0.02	0.01	20.51	0.02	0.06	0.04	0.00	95.32
SJ10a-2-3	0.38	0.13	71.56	0.36	0.17	1.11	0.00	0.30	0.03	0.00	0.03	0.00	0.03	20.71	0.00	0.03	0.00	0.00	94.84
SJ10a-2-9	0.34	0.22	71.97	0.86	0.19	0.13	0.05	0.24	0.05	0.02	0.01	0.03	0.02	20.98	0.03	0.08	0.02	0.00	95.24
SJ10b-1-4	0.42	0.09	71.51	0.38	0.21	2.20	0.03	0.32	0.01	0.00	0.01	0.00	0.05	20.45	0.01	0.00	0.00	0.00	95.69
SJ10b-1-5	0.34	0.09	72.59	0.35	0.26	0.67	0.04	0.26	0.01	0.00	0.00	0.00	0.05	20.79	0.02	0.02	0.04	0.00	95.52
SJ10b-1-9	0.35	0.08	71.33	0.32	0.13	0.73	0.02	0.33	0.02	0.00	0.00	0.00	0.08	20.64	0.02	0.07	0.00	0.00	94.13

Muestra	Si	Mn ⁴⁺	Al	V	Fe ³⁺	Mg	Ca	Cu	Zn	Sr	Ba	Na	K	H ₂ O	TOTAL	Total analítico
SJ15-1a-2	0.07	4.48	0.02	0.01	0.00	0.00	0.05	0.01	0.01	0.00	0.70	0.01	0.00	1.23	6.60	98.01
SJ15-1a-6	0.06	4.38	0.08	0.01	0.00	0.01	0.04	0.02	0.00	0.00	0.68	0.03	0.00	1.25	6.58	98.56
SJ15-1a-7	0.05	4.42	0.08	0.01	0.00	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.70	0.01	0.00	1.26	6.58	98.21
SJ15-1a-8	0.05	4.45	0.04	0.01	0.02	0.00	0.03	0.02	0.00	0.00	0.70	0.01	0.00	1.25	6.59	98.13
SJ15-1a-9	0.06	4.49	0.02	0.01	0.01	0.00	0.03	0.01	0.00	0.00	0.71	0.01	0.00	1.25	6.60	97.98
SJ10a-1-6	0.03	4.38	0.03	0.01	0.10	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.71	0.01	0.00	1.28	6.58	100.30
SJ10a-1-7	0.04	4.28	0.04	0.01	0.14	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.71	0.02	0.01	1.27	6.55	100.10
SJ10a-1-9	0.04	4.25	0.07	0.01	0.14	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.70	0.03	0.00	1.27	6.54	98.66
SJ10a-3-1	0.03	4.45	0.04	0.01	0.04	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.71	0.00	0.00	1.29	6.60	100.03
SJ10a-3-2	0.04	4.37	0.03	0.01	0.10	0.01	0.04	0.00	0.00	0.00	0.66	0.02	0.00	1.32	6.60	99.59
SJ10a-3-3	0.05	4.32	0.03	0.01	0.13	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.69	0.00	0.01	1.31	6.58	101.18
SJ10a-3-4	0.05	4.29	0.05	0.01	0.14	0.00	0.02	0.00	0.00	0.00	0.69	0.02	0.01	1.29	6.56	100.43
SJ10a-3-5	0.04	4.33	0.03	0.01	0.12	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.69	0.03	0.00	1.27	6.56	99.25
SJ10a-3-6	0.04	4.43	0.03	0.01	0.05	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.71	0.01	0.00	1.27	6.60	99.51
SJ10a-2-3	0.03	4.39	0.04	0.01	0.07	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.72	0.00	0.00	1.27	6.58	98.97
SJ10a-2-9	0.03	4.40	0.09	0.01	0.01	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.73	0.01	0.00	1.26	6.58	99.22
SJ10b-1-4	0.04	4.29	0.04	0.01	0.14	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.70	0.00	0.00	1.30	6.56	100.05
SJ10b-1-5	0.03	4.43	0.04	0.02	0.04	0.01	0.02	0.00	0.00	0.00	0.72	0.00	0.00	1.27	6.59	99.69
SJ10b-1-9	0.03	4.44	0.03	0.01	0.05	0.00	0.03	0.00	0.00	0.00	0.73	0.01	0.00	1.26	6.60	98.16

Tabal 4.9 Análisis de EMPA de todorokita de Mn del depósito San Juanico. Óxidos cuantificados en % en peso. Coeficientes de fórmula estequiométrica calculada (Coe) (a.p.f.u.). El agua se calculó con base en estequiometría, por número de O. Todorokita calculada con base en 12 O.

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	MnO ₂	Al ₂ O ₃	V ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	CuO	NiO	ZnO	CaO	SrO	BaO	PbO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O	Total
SJ15-1a-1	0.79	0.02	71.11	0.20	0.23	0.07	0.08	0.51	0.16	0.00	0.02	0.08	0.90	19.99	0.00	0.11	0.00	0.00	94.27
SJ15-1a-3	0.83	0.00	71.24	0.19	0.13	0.43	0.08	0.65	0.20	0.02	0.03	0.06	0.70	19.21	0.08	0.17	0.03	0.00	94.04
SJ15-2-6	0.82	0.09	70.75	0.45	0.16	0.07	0.18	0.82	0.09	0.00	0.02	0.09	0.80	19.81	0.00	0.06	0.00	0.00	94.20
SJ15-4-4	0.41	0.09	71.25	0.46	0.33	0.16	0.08	0.33	0.14	0.01	0.03	0.11	0.90	20.32	0.00	0.07	0.08	0.00	94.76
SJ15-4-5	0.53	0.07	71.40	0.43	0.24	0.07	0.04	0.38	0.21	0.01	0.07	0.15	1.10	19.96	0.00	0.03	0.00	0.00	94.69
SJ10a-1-10	2.46	0.06	79.18	0.43	0.19	2.57	0.02	0.44	0.03	0.01	0.00	0.18	1.03	3.79	0.04	0.06	0.06	0.00	90.57
SJ10a-2-1	0.70	0.05	73.23	0.40	0.19	5.03	0.07	0.74	0.03	0.02	0.09	0.19	1.40	9.57	0.05	0.27	0.13	0.00	92.16
SJ10b-2-6	0.49	0.01	64.50	0.23	0.25	4.48	3.01	6.37	0.06	0.00	0.02	0.09	1.30	11.33	0.00	0.10	0.01	0.00	92.26
SJ10b-3-1	0.70	0.12	65.71	0.48	0.15	8.01	1.12	3.10	0.04	0.04	0.06	0.43	1.20	10.87	0.05	0.38	0.06	0.00	92.50
SJ10b-3-2	0.62	0.03	62.50	0.28	0.11	8.31	0.92	8.58	0.08	0.00	0.04	0.06	0.90	9.16	0.01	0.24	0.04	0.00	91.88
SJ10b-3-5	0.30	0.05	64.75	0.53	0.18	5.82	1.33	6.73	0.04	0.00	0.01	0.04	0.98	10.05	0.02	0.67	0.00	0.00	91.50
SJ10b-3-6	0.38	0.06	65.95	0.69	0.17	4.93	2.05	7.30	0.04	0.02	0.04	0.03	0.99	10.45	0.03	0.42	0.00	0.00	93.54

Muestra	Si	Mn ⁴⁺	Al	V	Fe ³⁺	Mg	Ca	Cu	Zn	Sr	Ba	Na	K	H ₂ O	TOTAL	Total analítico
SJ15-1a-1	0.09	5.32	0.02	0.02	0.01	0.01	0.06	0.01	0.00	0.06	0.85	0.02	0.00	2.80	6.47	101.92
SJ15-1a-3	0.09	5.30	0.02	0.01	0.04	0.01	0.07	0.02	0.00	0.04	0.81	0.03	0.00	2.80	6.46	101.78
SJ15-2-6	0.09	5.27	0.06	0.01	0.01	0.03	0.09	0.01	0.00	0.05	0.84	0.01	0.00	2.76	6.47	101.70

SJ15-4-4	0.04	5.29	0.06	0.02	0.01	0.01	0.04	0.01	0.00	0.06	0.86	0.01	0.01	2.76	6.43	102.25
SJ15-4-5	0.06	5.31	0.05	0.02	0.01	0.01	0.04	0.02	0.01	0.07	0.84	0.01	0.00	2.77	6.44	102.19
SJ10a-1-10	0.24	5.25	0.05	0.01	0.19	0.00	0.05	0.00	0.00	0.06	0.14	0.01	0.01	2.90	6.00	99.38
SJ10a-2-1	0.07	4.97	0.05	0.01	0.37	0.01	0.08	0.00	0.01	0.08	0.37	0.05	0.02	2.78	6.08	100.42
SJ10b-2-6	0.05	4.51	0.03	0.02	0.34	0.45	0.69	0.01	0.00	0.08	0.45	0.02	0.00	2.74	6.64	100.27
SJ10b-3-1	0.07	4.42	0.06	0.01	0.59	0.16	0.32	0.00	0.00	0.07	0.41	0.07	0.01	2.69	6.19	100.23
SJ10b-3-2	0.06	4.21	0.03	0.01	0.61	0.13	0.90	0.01	0.00	0.05	0.35	0.05	0.00	2.56	6.41	99.64
SJ10b-3-5	0.03	4.45	0.06	0.01	0.44	0.20	0.72	0.00	0.00	0.06	0.39	0.13	0.00	2.62	6.48	99.31
SJ10b-3-6	0.04	4.47	0.08	0.01	0.36	0.30	0.77	0.00	0.00	0.06	0.40	0.08	0.00	2.66	6.57	101.58

5. Microtermometría de Inclusiones Fluidas

5.1 Manantiales termales

5.1.1 Mapachitos

Las muestras de IF analizadas están alojadas en cristales de barita de vetas con bandeamiento incipiente relacionadas con los manantiales termales costeros. Los cristales de barita analizados se presentan de forma tabular en tamaños <4 cm en el centro de las vetas y más pequeños (<1 cm) hacia la parte externa de las vetas. La barita se encuentra asociada con depósitos tardíos de óxidos de Mn, ópalo-A y depósitos estromatolíticos silíceo-calcáreos. Sólo las IF primarias y pseudosecundarias fueron estudiadas. Estas IF fueron analizadas considerando que, en la barita, éstas pueden ser susceptibles a procesos de estrangulamiento o pérdida de fluidos (Ulrich y Bodnar, 1988; Van den Kerhof y Hein, 2001). Además, fueron medidas algunas IF claramente secundarias (Anexo 5.1).

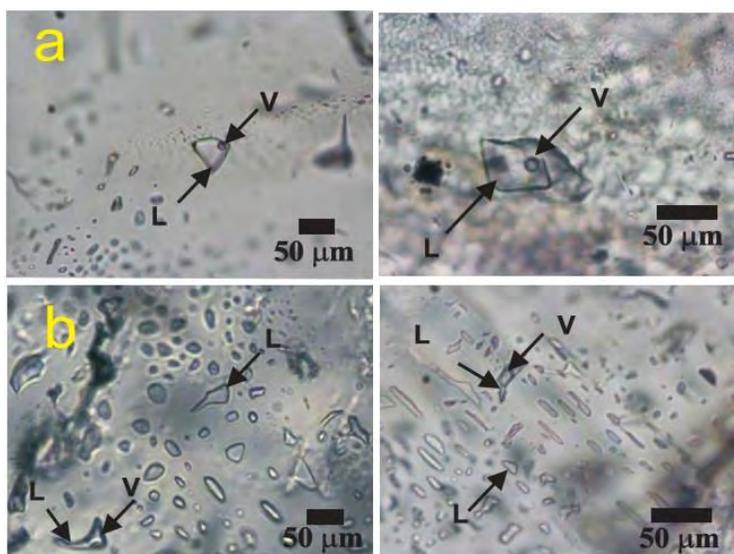


Figura 5.1 Microfotografías que muestran asociaciones de IF representativas de muestras de barita de las vetas de Mapachitos. (a) IF primarias bifásicas (L+V) y (b) Muestra con IF primarias bifásicas, y pseudosecundarias y secundarias monofásicas (L). L = líquido, V = vapor.

Los datos microtermométricos fueron recabados de 94 IF alojadas en 7 muestras de vetas pseudobandeadas y costra de barita. Las IF analizadas presentan tamaños en un rango de 10 a 100 μm y formas típicamente rectangulares-alongadas a aciculares. Algunas se encuentran agrupadas paralelamente a los ejes del cristal, en forma de bloques subredondeados a redondeadas y, más escasamente, de cristal negativo. La mayoría de las IF a temperatura ambiente son secundarias monofásicas líquidas y, en menor medida, primarias y pseudosecundarias bifásicas de líquido y vapor (L+V). Las IF de L+V presentan un grado de relleno (F) de 0.70 a 0.90 (Fig. 5.1). Los resultados microtermométricos están resumidos en la tabla 5.1.

La distribución de los datos de Th ($^{\circ}\text{C}$) y salinidad (% peso de NaCl) se observan en sus histogramas (Fig. 5.2). La distribución de los datos de Th ($^{\circ}\text{C}$) es unimodal y asimétrica con valores modales entre 120-140 $^{\circ}\text{C}$ y la distribución de la salinidad es bimodal con frecuencias mayores entre 2-4 y 10-12 % en peso de NaCl. Los datos microtermométricos de la parte externa de las vetas de una etapa de mineralización intermedia de la “Etapa 1” paragenética (Fig. 4.8), presentan una Th de 124 $^{\circ}$ a 154 $^{\circ}\text{C}$, con un promedio de 139 $^{\circ}\text{C}$. La

Te encontrada para el sistema H₂O-NaCl, sólo pudo ser observado en tres ocasiones con datos de -21.9, -21.8 y -23.2. La T_{fh} presentan un rango de valores de -1.4° a -3.3°C, con un promedio de -1.9°C, esto corresponde a un rango de salinidad de 2.4 a 5.4 % (NaCl eq.), y un promedio de 3.2 % (NaCl eq.), con densidad promedio de 1.01 g/cm³ (Villanueva-Estrada et al., 2012). En las muestras del centro de las vetas, de la etapa final de mineralización correspondiente a la “Etapa 1” paragenética (Fig. 4.8), se hallan Th en un rango entre 97.0° y 144°C, con un promedio de 129.0°C, y T_{fh} que varía desde -5.5 a -8.0°C, con un promedio de -7.11°C. La salinidad calculada varía desde 8.6 a 11.7 % peso (NaCl eq.), con un promedio de 10.62 % peso (NaCl eq.), con densidades < 1.1 g/cm³ (Villanueva-Estrada et al., 2012). Adicionalmente se analizó una muestra de costra de barita con Th <105 °C y salinidad registrada < 5.1 % peso (NaCl eq.).

Tabla 5.1 Resumen de datos microtermométricos de inclusiones fluidas primarias en barita de vetas y costra adyacentes a los manantiales termales de Mapachitos. Abreviaciones, n = número de muestras analizadas, Th = temperatura de homogenización, T_{fh} = temperatura de fusión del hielo, m = valor mínimo, mo = moda, M = valor máximo.

Muestra	Mineral	Estructura	n	Th (°C)			T _{fh} (°C)			Salinidad (%NaCl eq.)		
				m	mo	M	m	mo	M	m	mo	M
Map-7-1	Barita	Veta 1	23	124	120-140	131	-1.6	-1.6	-1.6	2.74	2-4	2.74
Map-7-2	Barita	Veta 1	16	97	100-120	138	-7	-7.9	-8	10.5	10-12	11.7
Map-9	Barita	Veta 2	3	136	120-140	139	-6.9	-7.8	-7.8	10.4	10-12	11.5
IT-3	Barita	Veta 2	4	144	140-160	154	-1.4	-6.3	-1.9	2.4	9.2	3.2
IT-4	Barita	Veta 3	8	139	140-160	145	-2.1	-1.6	-3.3	3.6	2.74	5.4
Map-10-6	Barita	Veta 3	5	138	140-160	144	-5.5	-2.4	-6.3	8.6	4.0	9.6
Map-5b	Barita	Costra	9	87	80-100	105	-2.0	-2.5	-3.1	3.4	4.2	5.1

Las poblaciones de IF pueden ser distinguidas en el diagrama de Th vs. Salinidad (Fig. 5.3). El primer grupo indica la presencia de una temperatura baja y un fluido de baja salinidad (Th: 139°C y 3.2 % NaCl eq. – densidad: 1.01 g/cm³). El segundo grupo está representado por un fluido de Th variable de 97-144 °C y alta salinidad (10.6 % NaCl eq.) y con densidad <1.1 g/cm³. La distribución de los datos microtermométricos sugiere dos posibles mecanismos de depósito: mezcla o ebullición (Villanueva-Estrada et al., 2012). Además de una clara dilución del fluido hidrotermal con proceso de enfriamiento y mezcla con agua marina (Fig. 5.3).

La fig. 5.3 muestra la relación de Th y salinidad de los fluidos responsables de la depositación de barita, un primer fluido caracterizado por bajas temperaturas y baja salinidad (etapa temprana de la “Etapa 1”), y un segundo fluido caracterizado por una baja temperatura y alta salinidad (etapa tardía de la “Etapa 1”). En términos prácticos muchas de las IF están representando la composición del miembro final (acuoso, no acuoso y mezcla) propuesto en el modelo geoquímico de Villanueva-Estrada et al. (2012). El fluido de baja temperatura y baja salinidad es el primer fluido en la mineralización y posible miembro final (Villanueva Estrada et al., 2009). La clave para comprender la evolución y procesos en el sistema hidrotermal de Mapachitos se encuentra en el detalle petrográfico de las asociaciones minerales, tipo de estructura (veta o costra) y de las familias de IF asociadas.

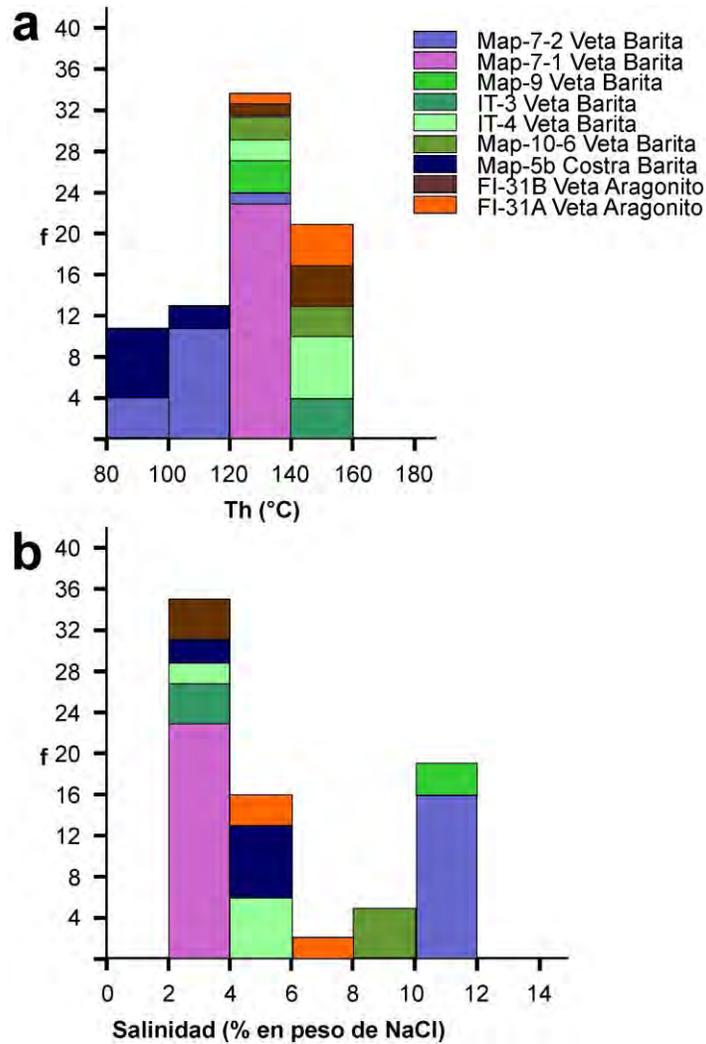


Figura 5.2 Histogramas de datos microtermométricos de los depósitos de Mapachitos y paleoventilas de la Formación Infierno (a). Histograma de Th (°C). (b) Histograma de salinidad (% en peso de NaCl).

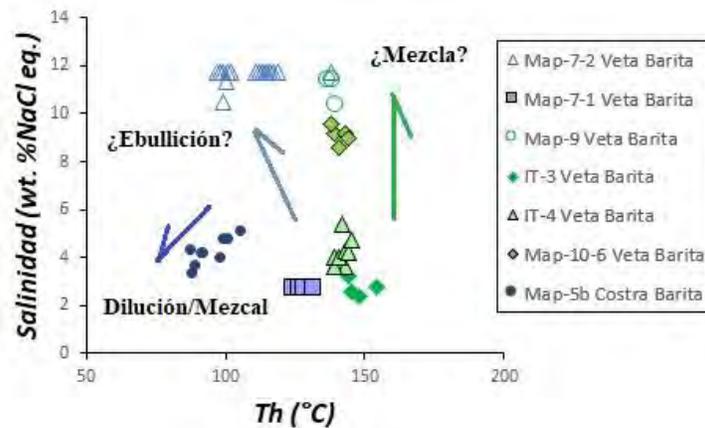


Figura 5.3 Gráfico de la temperatura de homogenización (Th °C) versus salinidad (% en peso de NaCl equivalente) para IF en barita. Banda externa de vetas: Map-7-1, IT-3 y IT-4 y centro de veta: Map-7-2, Map-9-4 y Map-10-6, y costra de barita Map-5b.

Utilizando la fórmula de Talantsev (1979) para calcular la presión de homogenización (P_h), en las muestras de los manantiales de Mapachitos se tiene que todas ellas se encuentra alrededor de los 0.001 Pa, y valiéndonos del dato de temperatura mínima de atrapamiento (T_h) en las muestras para el gráfico de Hass (1971), considerando un sistema en ebullición, se observa que las muestras se originaron a profundidades muy someras, menores a ~30 m, lo que puede significar actividad tectónica en la Ensenada Mapache por reactivación de Falla Requesón, donde se pueden observar en una misma área vetas de cuarzo microcristalino y manantiales activos con sinter silíceos (Fig. 5.4).

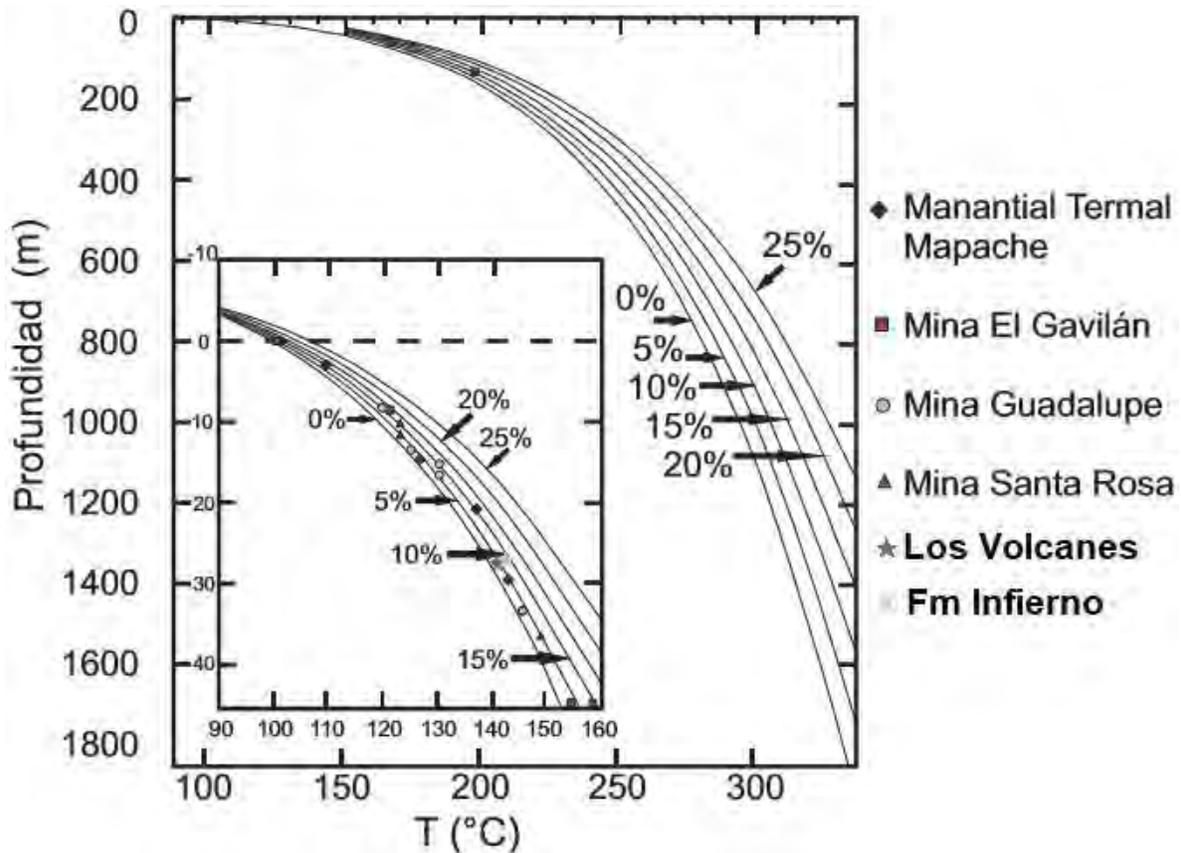


Figura 5.4 Diagrama de curvas de ebullición del agua líquida para soluciones salinas de concentración constante, dadas en % en peso de NaCl eq. El diagrama interior amplía las relaciones entre 90°C y 160°C (Hass, 1971). En el diagrama se ubican las muestras del manantial termal Mapachitos, vetas Los Volcanes (González-Romo 2016) y las Minas: El Gavilán, Guadalupe y Santa Rosa.

5.1.2 Manantiales fósiles Formación Infierno y Los Volcanes

Dentro de la región de Bahía Concepción en la Formación Infierno en el Miembro Bahía Concepción se encuentran paleoventilas de descarga, travertinos y vetillas de aragonito. Las mediciones microtermométricas en veta bandeada de aragonito revelan temperatura promedio alrededor de 141 °C, con intervalo modal de 140-160 °C y dos modas de salinidades 3 y 6 % peso de NaCl (Tabla 5.2, Fig. 5.2), posiblemente pulsos hidrotermales de similar temperatura y salinidades diferentes (Fig. 5.5).

Tabla 5.2 Resumen de datos microtermométricos de inclusiones fluidas primarias en aragonita de vetas en paleoventilas de la Formación Infierno. Abreviaciones, n = número de muestras analizadas, Th = temperatura de homogenización, Tfh = temperatura de fusión del hielo, m = valor mínimo, mo = moda, M = valor máximo.

Muestra	Mineral	Estructura	n	Th (°C)			Tfh (°C)			Salinidad (%NaCl eq.)		
				m	mo	M	m	mo	M	m	mo	M
FI-31B	Aragonito	Banda externa de veta	4	138	140-160	142	-1.5	-1.8	-1.8	2.6	2-3	3.1
FI-31A	Aragonito	Banda interna de veta	5	139	140-160	144	-3.4	-3.6	-4.0	5.6	5-6	6.5

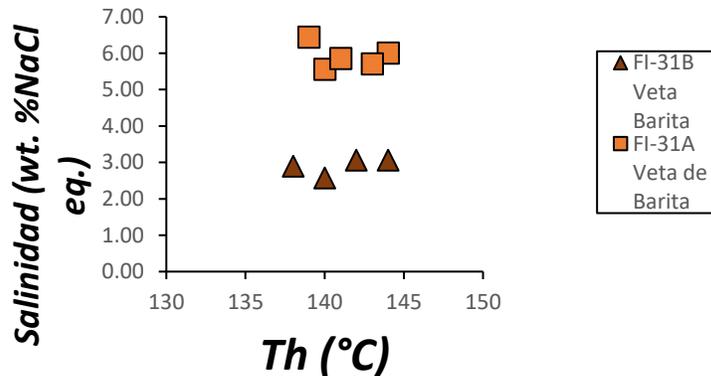


Figura 5.5 Gráfico de la temperatura de homogenización (Th °C) versus salinidad (% en peso de NaCl equivalente) para IF en vetas de aragonito de Miembro Bahía Concepción de la Formación Infierno.

La profundidad de emplazamiento de estas estructuras se presume de aproximadamente 28 m, lo que se interpreta como una exhumación en la porción sureste del alto estructural de la Península de Concepción.

En la zona de las ventilas de Los Volcanes se han realizado mediciones microtermométricas en calcita de vetas alrededor de las descargas de vapor, denotando temperaturas de homogenización promedio de 140 °C y salinidades promedio de 4.4 % en peso de NaCl (González-Romo, 2016). La convivencia de estas estructuras con ventilas activas sugiere una actividad tectónica intensa en el límite sur de la Cuenca San Nicolás con saltos de falla alrededor de los 30 m (Fig. 5.4).

5.1.3 Mineralizaciones de manganeso

5.1.3.1 Mina El Gavilán

El análisis de microtermometría de inclusiones fluidas fue realizado en vetas y brechas en varias fases minerales: cuarzo, barita, calcita y dolomita. Las muestras de dolomita pertenecen a vetas y el cuarzo a vetas y a una brecha, correspondientes a las etapas paragenéticas 1 y 2, y dolomita y aragonita a la “Etapa 3” paragenética (Fig. 4.27).

Las IF presentan tamaños en un rango de 5 a 130 μm , predominando los tamaños de entre 10-30 μm , y formas típicamente redondeadas a rectangulares subredondeadas, de cristal negativo (romboédros) y, menos frecuentemente, alongadas. La mayoría de las IF a temperatura ambiente son monofásicas líquidas de tipo secundarias y, en menor medida, primarias y pseudosecundarias bifásicas L+V. Las IF de L+V presentan un grado de relleno

variable (F) de 0.40 a 0.90, destacando en un intervalo de 0.70-0.90 para la mayoría de las muestras (~70%). Las IF de la muestra de brecha registran mayores variaciones de grado de relleno, evidencia probable de ebullición (Fig. 5.6).

Los datos revelan un promedio de temperatura de homogenización (Th) de 149°C y salinidad de 8 % en peso de NaCl. El intervalo de Th se encuentra entre 92 y 279 °C, y de salinidades entre 3 y 14 % en peso de NaCl (Tabla 5.3). Los datos microtermométricos evidencian una distribución asimétrica y bimodal para las Th, con modas de 140-160°, mayor frecuencia, y 80-100 °C (Fig. 5.7). Los datos de salinidad denotan una distribución bimodal con modas de 4-6 y 10-12 % en peso de NaCl. Los datos agrupados paragenéticamente (etapas 1, 2 y 3), denotan procesos de ebullición, mezcla y una posible disolución del fluido mineralizante durante la formación del depósito (Fig. 5.8).

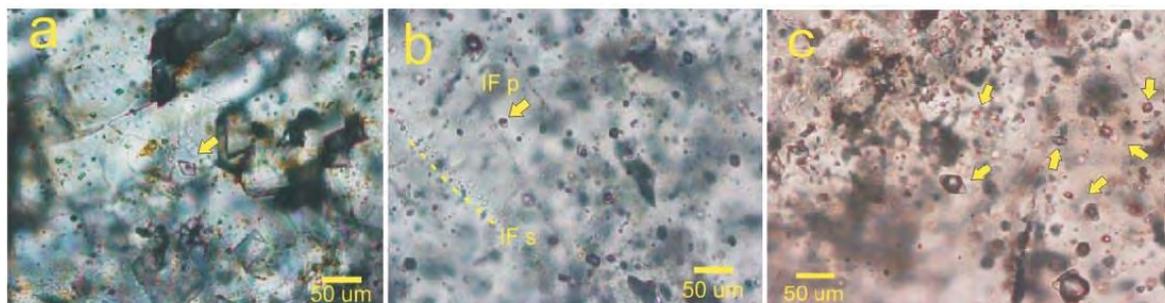


Figura 5.6 Microfotografías mostrando asociaciones de IF representativas de muestras de veta y brecha. (a) Muestra de IF primaria (L+V) en forma de cristal negativo en dolomita (Gav-T-PA). (b) Muestra IF primarias bifásicas (L+V), y pseudosecundarias y secundarias monofásicas (L) en dolomita (Gav-4). (c) Brecha con IF bifásicas con diferente grado de relleno (GavBr).

En la veta de dolomita que contiene sulfuros y aleaciones de Au-Pd-Pt se registran valores de Th dentro de los más elevados (~180°C) dentro de las vetas de dolomita, y salinidades elevadas (intervalo modal de 10-12 % NaCl eq.). En la muestra de la brecha (Gav-Br), de la “Etapa 1 y 2” paragenética, se hallan Th en un rango entre 214° y 256°C, y Tfh que varían desde -0.5° a -9 °C. La salinidad se encuentra entre 9.2 y 13% (NaCl eq.), con un promedio de 10.3 % (NaCl eq.).

Los dos microtermométricos revelan dos poblaciones generales de IF pueden ser distinguidas en el diagrama de Th vs. salinidad (Fig. 5.7 y 5.8). El primer grupo se caracteriza por Th baja y salinidad moderada pero superior al agua de mar (Th: ~135°C, salinidad: ~5.5 % NaCl eq.). El segundo grupo corresponde a un fluido de Th alrededor de 180°C y alta salinidad, de aproximadamente 12 % NaCl eq. La figura 5.8 muestra la relación entre la Th y la salinidad para los fluidos involucrados en la mineralización y los procesos evidenciados: mezcla, ebullición (zona de brechas) y dilución (calcita tardía). La distribución de los datos sugiere que el primer fluido (de baja Th y moderadas salinidad) y el segundo fluido (de baja Th y alta salinidad) se ven afectados por un proceso de mezcla, similar a lo propuesto en el caso de los manantiales termales de Mapachitos (Villanueva-Estrada et al., 2012), donde un fluido de naturaleza meteórica sufre en su ascenso una mezcla con un fluido salino proveniente de una secuencia vulcanosedimentaria y nuevamente con agua marina. Otra posibilidad para poder explicar estas dos poblaciones es un proceso de dilución causante de las variaciones en la salinidad de más a menos y disminución de la temperatura en las poblaciones. Adicionalmente, el proceso de ebullición puede deberse a una despresurización ocasionada por el brechamiento de la estructura mineralizada.

Tabla 5.3 Resumen de datos microtermométricos de inclusiones fluidas en cristales de dolomita, aragonita y cuarzo de El Gavilán. Abreviaciones, n = número de muestras analizadas, Th = temperatura de homogenización, Tfh = temperatura de fusión del hielo, m = valor mínimo, mo = moda, M = valor máximo.

Muestra	Mineral	n	Th (°C)			Tfh (°C)			Salinidad (%NaCl eq.)		
			m	mo	M	m	mo	M	m	mo	M
Gav-Rod	Aragonita Veta Mn tardía	3	118	120- 140	121	-9.1	-9.3	-9.7	13.0	10-12	13.6
Gav-T-PA	Dolomita Veta de dolomita	30	92	80-100	118	-1.7	-2.4	-3.6	2.9	2-4	5.9
Gav-4	Dolomita Veta de Mn y dolomita	11	147	140- 160	158	-1.8	-2.0	-2.2	3.1	2-4	3.7
Gav-3E	Cuarzo Veta de dolomita y cuarzo	3	166	160- 180	168	-4	-4.2	-7.0	6.5	6-8	7.5
Gav-3D	Dolomita Veta de dolomita	2	178	180- 200	180	-7	-7.1	-7.2	10.5	10-12	10.7
Gav-PA-T	Dolomita Veta de dolomita	5	149	160- 180	160	-6.5	-6.8	-7.0	9.9	10-12	10.5
Gav-Br	Dolomita/ Cuarzo Brecha	5	214	220- 260	256	-4.7	-6.9	-9.1	9.2	6-12	13.0
Gava-17b	Dolomita Veta de dolomita y cuarzo	7	148	140- 160	152	-4.8	-4.928	-5.00	7.59	6-8	7.86
Gava-13	Dolomita Veta de dolomita	21	97	80-100	101	-2.4	-2.928	-3.2	4.03	4-6	5.26
Gava-15a	Calcita Veta de dolomita	12	110	120- 140	154	-5.5	-5.95	-6.2	8.55	8-10	9.47
Gava-Dol	Dolomita Veta de dolomita	63	129	140- 160	279	-2.3	-6.103	-8.7	3.87	10-12	12.51

Utilizando la fórmula de Talantsev (1979) para calcular la presión de homogenización (Ph), en las muestras de El Gavilán se tiene que todas ellas se encuentran alrededor de los 0.001 Pa y valiéndonos del dato de temperatura mínima de atrapamiento (Th) en las muestras para el gráfico de Hass (1971), se observa que las muestras se originaron a profundidades menores a 130 (± 30) m por debajo de la paleosuperficie (Fig. 5.4).

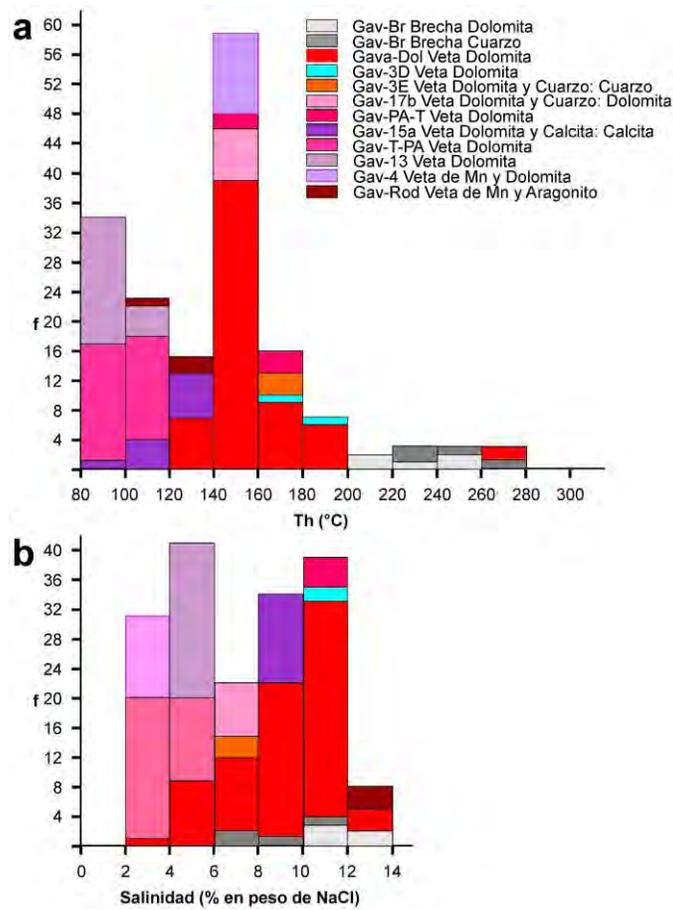


Figura 5.7 Histogramas de datos microtermométricos de la mineralización El Gavilán (a). Histograma de Th (°C). (b) Histograma de salinidad (% en peso de NaCl).

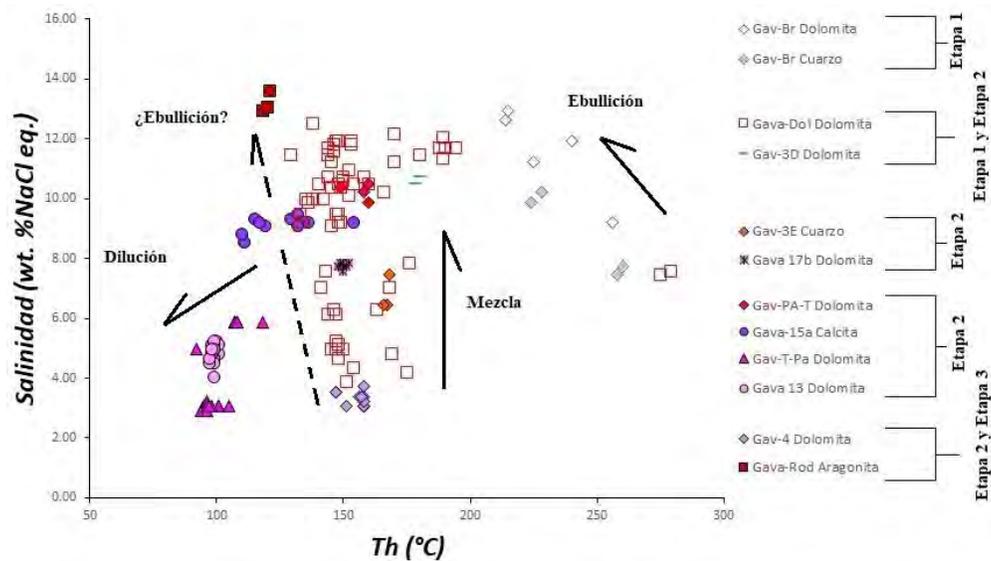


Figura 5.8 Gráfico que muestra la temperatura de homogenización (°C) versus salinidad (% en peso de NaCl equivalente) para inclusiones fluidas en vetas y brechas del depósito en Mn El Gavilán. Abreviaciones, temperatura de homogenización = Th.

5.1.3.2 Depósito Guadalupe

Las IF medidas se encuentran hospedadas en cristales de barita, calcita y cuarzo de vetas de la mineralización de Mn de Guadalupe. En las vetas se han analizado en diferentes niveles topográficos generalizadas como superficiales con cuarzo, calcita y barita, intermedias de cuarzo, calcita y escasa barita y profundas de cuarzo, calcita y ocasional barita, todas ellas seleccionadas de las tres etapas paragenéticas (Fig. 4.28). Los datos microtermométricos se resumen en la tabla 5.4.

El tamaño de las IF varía en un rango de 5 a 150 μm , predominando los tamaños entre 10 y 40 μm , y las formas redondeadas a rectangulares subredondeadas, de cristal negativo (romboedros, en calcita) y alargadas. La mayoría de las IF a temperatura ambiente son monofásicas líquidas de tipo secundarias y, en menor medida, primarias y pseudosecundarias bifásicas L+V. Las IF bifásicas presentan un grado de relleno variable (F) de 0.65 a 0.90, destacando para la mayoría de las muestras ($\sim 80\%$). En particular, son las IF de las vetas con horizontes de vetas-brechas las que registran mayores variaciones de grado de relleno (Fig. 5.9). Los datos microtermométricos están sintetizados en la tabla 5.4. La Te sólo pudo ser medida en dos ocasiones, con -21.0° y -21.7°C , consistente con el sistema $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}$.

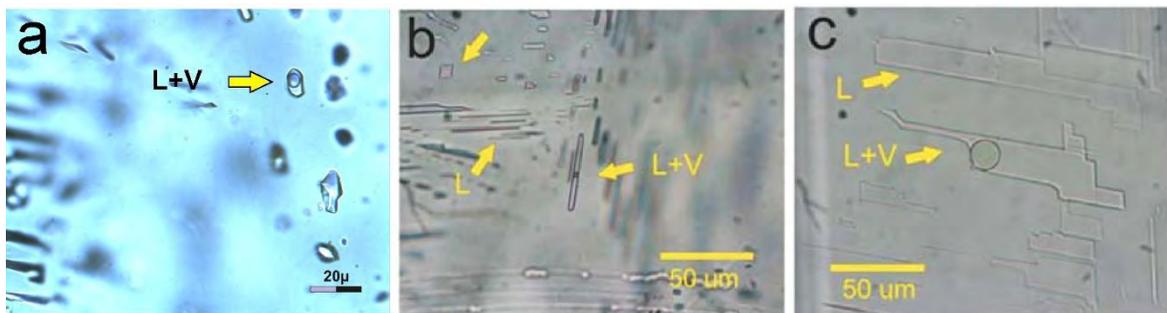


Figura 5.9 Microfotografías de asociaciones de inclusiones fluidas representativas en Guadalupe.

(a) Inclusiones bifásicas líquido (L) y vapor (V), con F 60% y monofásicas (L) en barita. (b) Inclusiones alargadas bifásicas con F 80% e inclusiones monofásicas de cristal negativo y alargadas en calcitas. (c) Inclusión bifásica F 70% y monofásicas (L) de cristal negativo en barita.

Los datos microtermométricos revelan una variación en Th entre 89 a 237 $^\circ\text{C}$ y salinidades entre 0.9 a 11.9 % en peso de NaCl. Los datos revelan varias poblaciones de IF para las diversas estructuras mineralizadas (Fig. 5.10). Los datos de Th ($^\circ\text{C}$) denotan una distribución normal, con un intervalo modal de 102-140 $^\circ\text{C}$ (Fig. 5.10a). Las salinidades de las inclusiones medidas presentan un arreglo irregular con una distribución bimodal con modas de 10-12 y 4-6 % en peso de NaCl (Fig. 5.10b).

La tendencia de distribución de los datos sugieren un proceso de ebullición, el cual explicaría las variaciones en salinidad y temperatura (etapa 1 y 2 paragenéticas, Gd-12b, Gd-14, Man-8b y Man-4, fig. 11); se han observado diferencias moderadas en el grado de relleno (0.60-0.80), no muy típicas para ejemplificar un coatapeamiento de IF ricas en líquido y vapor, sin embargo esto se puede deber a que en las zonas de sistemas hidrotermales con presencia probada de ebullición, se ha observado que solamente el 1 % de la población total de IF son inclusiones ricas en vapor (Simmons y Christenson, 1994), por lo cual se deberían analizar más muestras para aumentar la probabilidad de encontrar inclusiones ricas en vapor. La distribución de datos puede sugerir un proceso de mezcla como proceso en la mineralización en las baritas con fluidos de relativa baja salinidad ($<4\%$ en peso de NaCl,

p.e. agua de mar, fig. 11) y uno de salinidad alta (>6% en peso de NaCl). Además de eventos enfriamiento adiabático en diversas estructuras superficiales (Fig. 11). La diversidad de poblaciones y eventos es probable debido a las diferentes estructuras y diferentes niveles de muestreo. También, considerar pulsos hidrotermales en zonas de descargas de manantiales termales. La mayor temperatura registrada está alrededor de los 240 °C, compatible con la asociación de epidota-adularia-cuarzo en la alteración propilitica.

Tabla 5.4 Resumen de datos microtermométricos de inclusiones fluidas muestras de la mineralización del depósito Guadalupe. Abreviaciones, n = número de muestras analizadas, Th = temperatura de homogenización, Tfh = temperatura de fusión del hielo, m = valor mínimo, mo = intervalo modal, M = valor máximo.

Muestra	Mineral	n	Th (°C)			Tfh (°C)			Salinidad (%NaCl eq.)		
			m	mo	M	m	mo	M	m	mo	M
Man-2c	Barita Veta superficial	24	110.0	120-140	133.0	-0.5	-1.8	-2.6	0.9	4-6	4.3
Man-2c	Calcita Veta de Calcita	36	112.0	120-140	125.0	-7.6	-7.9	-8.0	11.2	10-12	11.7
Man-6	Barita Veta de Qz y Barita Superficial	24	89.0	140-160	145.0	-3.2	-3.4	-4.1	5.3	4-6	6.6
Man-8B	Cuarzo Veta de Qz y Cc	28	122.0	120-140	150.0	-7.0	-7.2	-7.3	10.5	10-12	10.8
Man-9	Cuarzo Veta de Qz superficial	11	123.0	120-140 y 160-180	171.0	-0.8	-3.9	-8.2	1.4	0-2 y 8-10	11.9
Man-4	Cuarzo Veta de Mn y Qz	10	127.0	140-160	240.0	-1.2	-3.3	-7.6	2.1	4-6	11.2
Man-8	Calcita Veta bandeada de Qz y Cc	6	143.0	140-160	151.0	-1.4	-1.5	-1.7	2.4	4-6	2.9
Man-8b	Calcita Veta bandeada de Qz y Cc	17	96.0	140-160	191.0	-0.6	-1.9	-6.1	1.1	2-4	9.3
Gd-10	Barita Veta de Qz y Barita Superficial	2	144.0	140-160	147.0	-2.0	-2.1	-2.1	3.4	2-4	3.6
Gd-14	Barita Veta de Qz y Barita	4	180.0	180-200	204.0	-1.6	-2.0	-2.2	2.7	2-4	3.7
Gd-12b	Barita Veta de Qz y Barita	14	164.0	160-180	188.0	-1.4	-3.1	-4.9	2.4	6-8	7.7
Gd-12b	Cuarzo Veta de Qz y Barita	5	136.0	120-140	237.0	-1.0	-1.6	-2.0	1.7	2-4	3.4

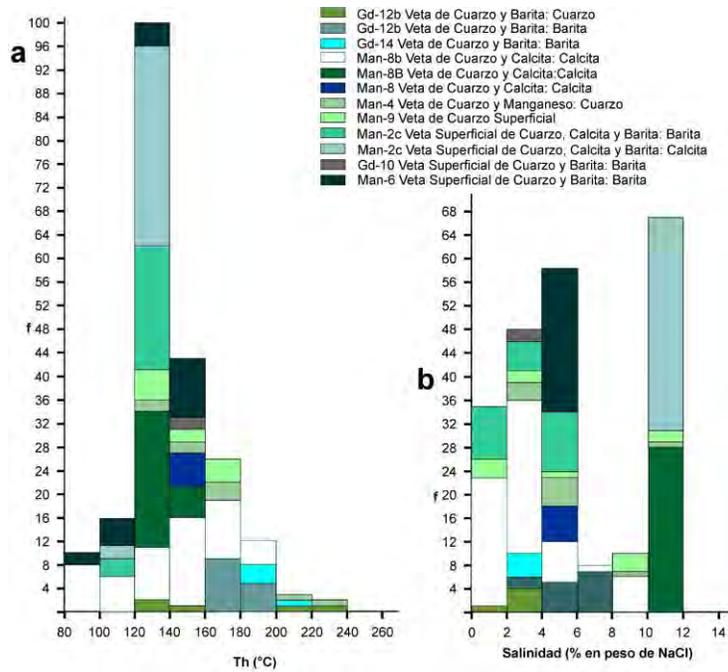


Figura 5.10 Histogramas de datos microtermométricos de la mineralización Guadalupe (a). Histograma de Th (°C). (b) Histograma de salinidad (% en peso de NaCl).

Los valores de la presión (Ph) calculados para las muestras del depósito Guadalupe oscilan alrededor de 0.001 Pa y las profundidades estimadas a través del diagrama de Hass (1971) indican profundidades muy someras, menores a 35 (± 20) m por debajo de la paleosuperficie hasta profundidades de hasta 150 (± 30) m, ello compatible con los desplazamientos por la zona de falla Bahía Concepción (Fig. 5.4).

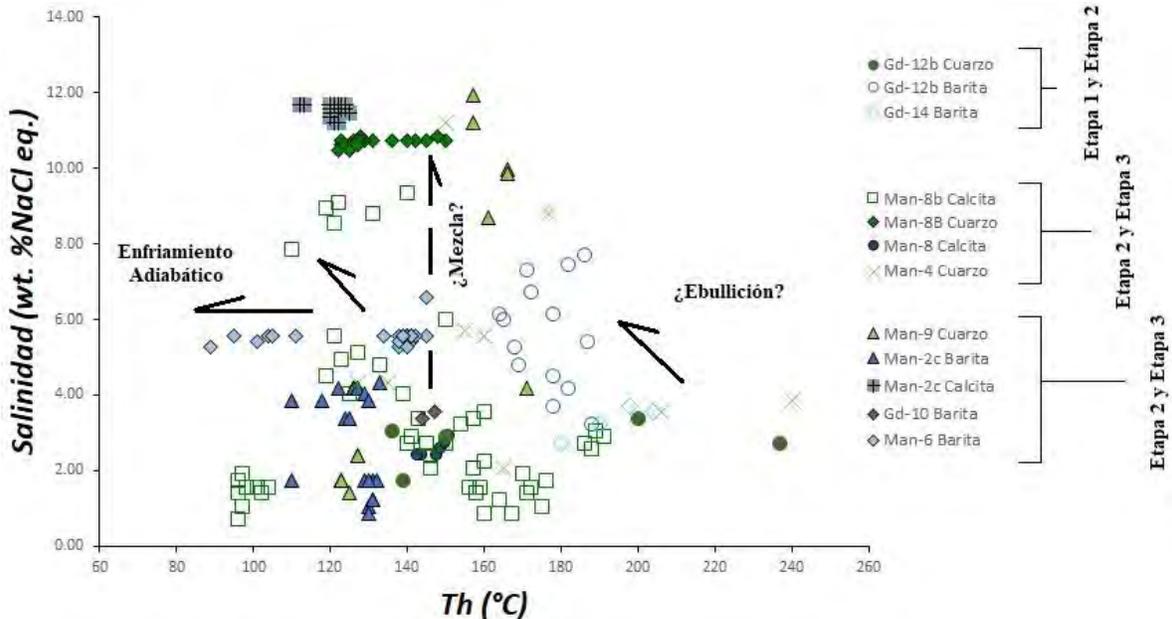


Figura 5.11 Gráfico que muestra la temperatura de homogenización (°C) versus salinidad (% en peso de NaCl equivalente) para inclusiones fluidas en vetas y vetas-brechas del depósito en Mn Guadalupe.

5.1.3.3 Mina La Azteca

El análisis de microtermometría de inclusiones fluidas fue realizada en muestras diferentes de vetas y zonas de alteración en cuarzo, barita y calcita. Las inclusiones fluidas predominantemente son monofásicas líquidas, pero existen bifásicas de líquido y vapor con grado de relleno entre 70-90. El mayor contraste de grado de relleno (65 a 90) se encuentra en inclusiones de la etapa 1 paragenética, relacionadas a la suite de alteración subpropilítica. Las morfologías de las inclusiones son elípticas, irregulares y de cristal negativo (Fig. 5.12). Las mediciones microtermométricas se resumen en la tabla 5.5.

Los datos microtermométricos revelan una distribución de datos de Th (°C) asimétrica con un intervalo modal entre 100 y 120 °C y para los datos de salinidad un arreglo irregular con dos intervalos modales 4-6 y 8-10 % en peso de NaCl (Fig. 5.13). Los datos microtermométricos en una gráfica de Th vs salinidad evidencian tres poblaciones de inclusiones fluidas bien definidas: (a) aquella de una etapa paragenética inicial con temperatura de homogenización modales entre 220 y 240 °C, y salinidad entre 4-6 % en peso, con una ligera disminución de la Th y aumento en la salinidad de hasta 12 % en peso de NaCl, posiblemente por un proceso de ebullición (Fig. 5.14). Otra población de datos tiene una distribución relativamente dispersa con Th de entre 180-220 °C y salinidades considerables (7 y 14 % en peso de NaCl), con una tendencia de datos que probablemente están relacionadas con una dilución (Fig. 5.14). La tercera población corresponde al final de la etapa paragenética 2 con Th entre 100 y 160 °C y salinidades variables desde 0.7 a 12% en peso de NaCl, con una tendencia de datos vertical, probablemente relacionada a un proceso de mezcla de fluido hidrotermal de salinidad considerable con un fluido salino (p.e. agua de mar, Fig. 5.14). Además, en algunos casos la distribución de datos presenta una disminución de su Th y salinidad de manera discreta, posiblemente por un proceso de dilución

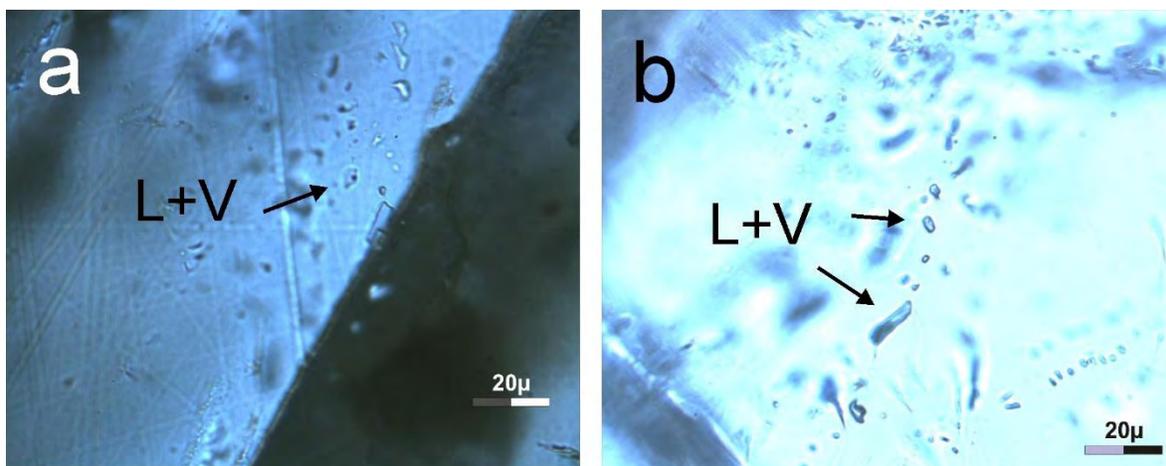


Figura 5.12 Microfotografías de inclusiones fluidas bifásicas (L+V) en Mina La Azteca. (a) Inclusiones de cristal negativo en barita, (b) Inclusiones elípticas en cuarzo.

5.1.3.4 Mina Santa Rosa

Las mediciones microtermométricas fueron hechas en muestras de cuarzo y barita de la mineralización, con un total de 51 inclusiones fluidas (IF) estudiadas. La muestra de cuarzo proviene de una veta de cuarzo, de la etapa inicial de mineralización, dos muestras de barita corresponden a la etapa de formación de veta-brecha (etapa 2a de mineralización) y dos muestras a la de brecha, pertenecientes a la “Etapa 2b” paragenética (Fig. 4.48).

Tabla 5.5 Resumen de datos microtermométricos de inclusiones fluidas muestras de la mineralización de la Mina La Azteca. Abreviaciones, n = número de muestras analizadas, Th = temperatura de homogenización, Tfh = temperatura de fusión del hielo, m = valor mínimo, mo = moda, M = valor máximo.

Muestra	Mineral	n	Th (°C)			Tfh (°C)			Salinidad (%NaCl eq.)		
			m	mo	M	m	mo	M	m	mo	M
Az-b	Barita	20	135	140-160	145	-2.3	-2.9	-3.0	3.9	2-4	5.0
Az-B	Cuarzo	5	127	120-140	130	-2.1	-2.2	-2.3	3.6	2-4	3.9
Az-Vsa	Cuarzo	22	109	100-120	119	-4.8	-5.2	-5.4	7.6	8-10	8.4
Az-Vsb	Calcita	24	107	100-120	117	-6.4	-6.8	-7.2	9.7	10-12	10.7
Az-c	Barita	17	144	140-160	158	-2	-2.6	-3	3.3	4-6	5.0
Az-c	Calcita	28	105	100-120	125	-0.4	-2.1	-4	0.7	2-4	6.5
Az-d	Calcita	6	124	120-140	135	-4.3	-5.6	-6.5	6.9	8-10	9.9
Az-d	Barita	8	209	200-220	214	-6.8	-7.8	-8.4	10.2	10-12	12.2
Az	Barita	13	124	120-140	225	-1.5	-5.5	-9.6	2.6	2-4 y 8-10	13.5
Az	Calcita	17	130	120-140	229	-4.5	-6.6	-8.5	7.2	10-12	12.3
Az-IF	Calcita	19	109	100-120	129	-3.5	-4.9	-7.5	5.7	6-8	11.1
Az-Vsec	Calcita	33	112	100-120	189	-0.4	-1.6	-6.1	0.7	0-2	9.3

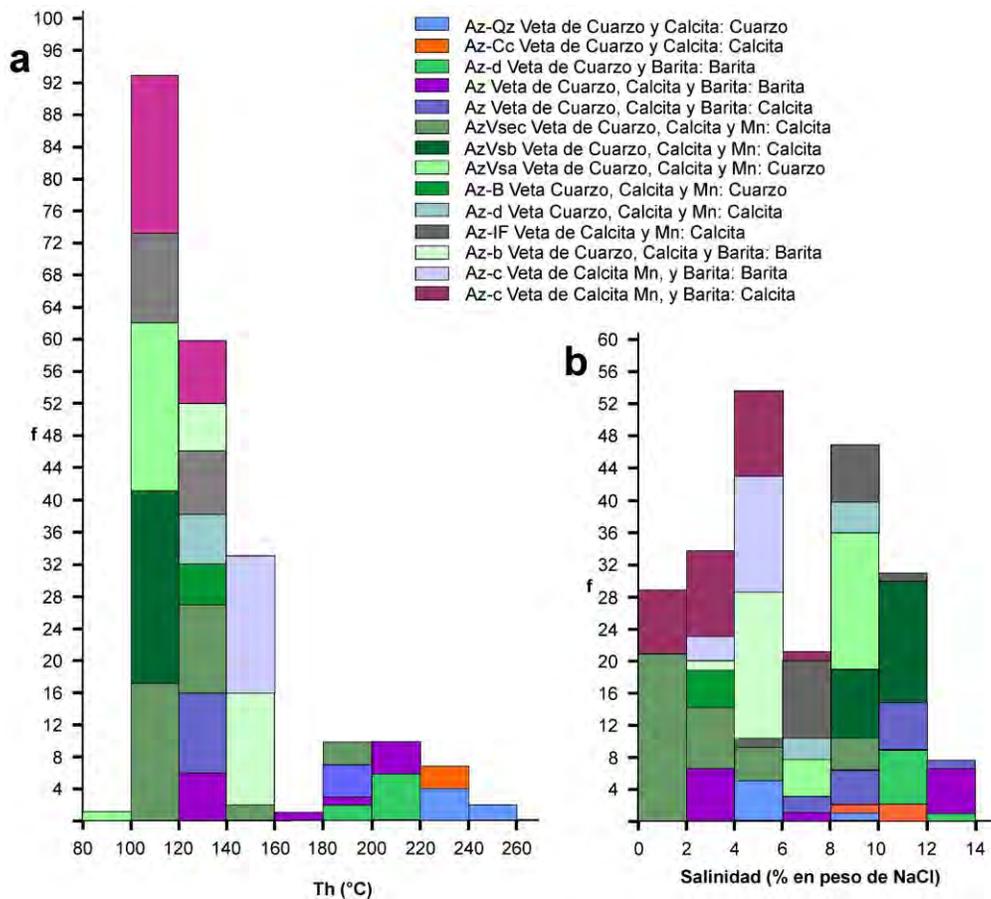


Figura 5.13 Histogramas de datos microtermométricos de la mineralización La Azteca (a). Histograma de Th (°C). (b) Histograma de salinidad (% en peso de NaCl).

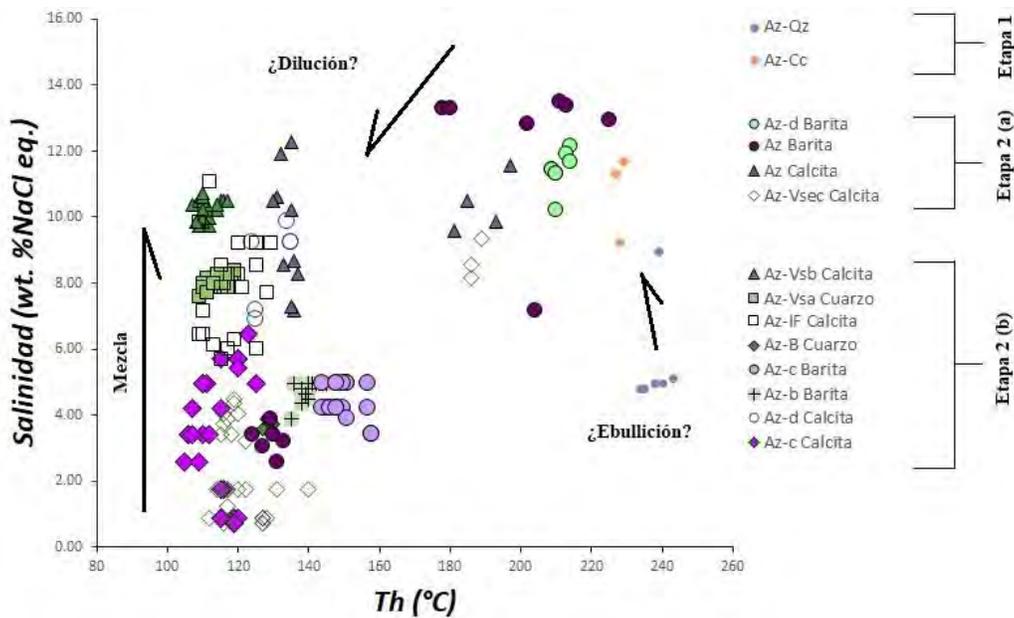


Figura 5.14 Gráfico que muestra la temperatura de homogenización (°C) versus salinidad (% en peso de NaCl equivalente) para inclusiones fluidas en vetas y alteración en Mina La Azteca. Nótese la tendencia de los datos y los procesos de mineralización inferidos.

A temperatura ambiente, la mayoría de las IF presentes en las muestras son bifásicas (líquido + vapor), con grados de relleno (F) de 0.65-0.95, y unifásicas (líquido). El tamaño de las IF varía en un rango de 5 a 90 μm . Las IF aisladas, agrupadas, dispersas y distribuidas al azar fueron consideradas como primarias o pseudosecundarias (Fig. 5.15). La información derivada de la microtermometría se expone en la tabla 5.6.

Los datos microtermométricos de Th de las muestras revelan una distribución irregular multimodal, con moda principal de 110-120 °C, y las salinidades en las muestras tienen una distribución bimodal con modas de 10-11 y 3-4 % en peso de NaCl (Fig. 5.16). Las mediciones microtermométricas registran Th entre 108° y 160°C, con un promedio de 126.47°C. Las Tfh medidas presentan un intervalo de -1.8° a -8.6°C. La salinidad calculada varía de 3.1 a 12.4 wt. % (NaCl eq.).

El gráfico de Th vs. Salinidad (Fig. 5.17) sugieren dos poblaciones de inclusiones, la primera con Th de 123° hasta 156°C, Tfh que varían de -1.8° a -3.8°C y salinidades calculadas con valores entre 3.1 a 6.2 wt. % (NaCl eq.), y una segunda población con Th moderadamente variables entre 108° y 160°C, Tfh con un intervalo entre -6.6° a -8.6°C y salinidades en el rango de 10 a 12.4 wt. % (NaCl eq.). Así, el primer grupo se caracteriza por Th de intervalo modal de 120° a 125°C y salinidad promedio de 4.2 wt. % (NaCl eq.), y el segundo de Th de intervalo modal 110° a 115°C y salinidad promedio 11.4 wt. % (NaCl eq.). Estas poblaciones, particularmente las de la etapa 2 paragenética, podrían señalar la existencia de dos fluidos con rangos de temperaturas semejantes pero con variaciones en la salinidad, lo cual es común durante procesos de fraccionamiento composicional producto del proceso de ebullición de los fluidos. Las evidencias de coatrapamiento relevantes de IF salinas y de IF ricas en vapor en las muestras del depósito son evidentes (F entre 0.65-90). Adicionalmente la presencia de brechas y asociación espacial de cuarzo (etapa 1) y ópalo (etapa 2) sugieren ebullición durante la mineralización.

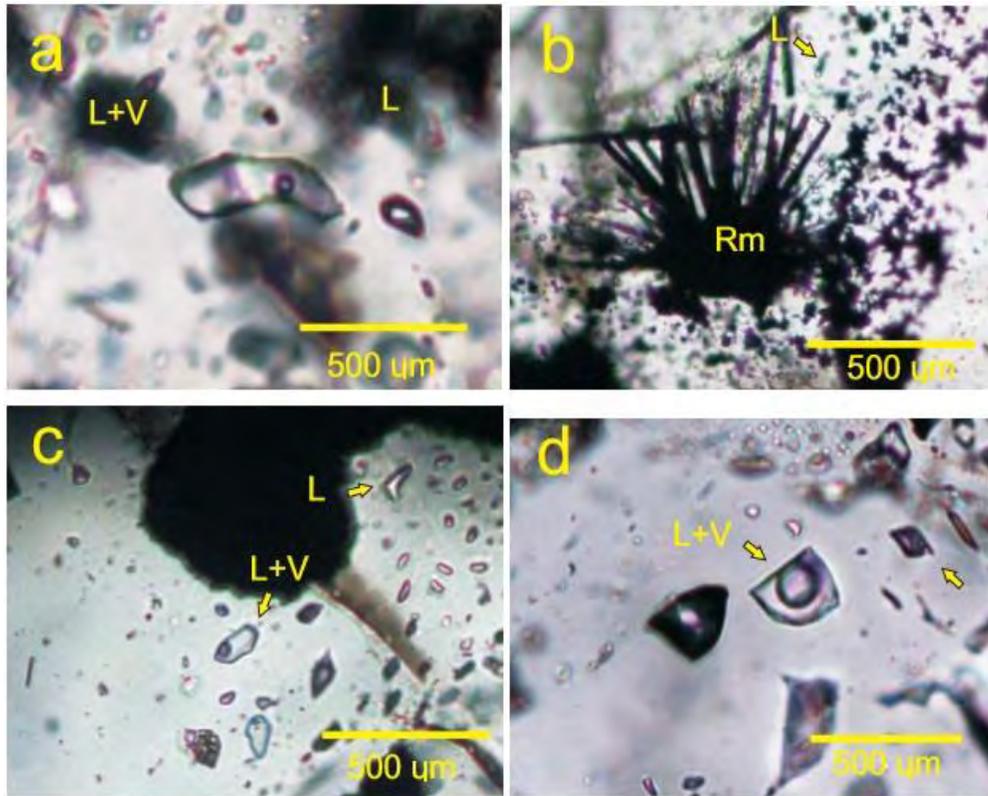


Figura 5.15 Microfotografías mostrando asociaciones de IF representativas de muestras de barita de vetas-brecha y brechas. (a) IF primaria (L+V) en formas irregulares y subredondeadas. (b) IF primarias y pseudosecundarias monofásicas (L) en cristales de barita con romanechita (Rm) acicular. (c) IF bifásicas y monofásicas pseudosecundarias en formas subredondeadas. (d) IF primarias pseudosecundarias bifásicas (L+V), con distinto grado de relleno.

Tabla 5.6 Resumen de datos microtermométricos de inclusiones fluidas muestras de la mineralización de la Mina Santa Rosa. Abreviaciones, n = número de muestras analizadas, Th = temperatura de homogenización, Tfh = temperatura de fusión del hielo, m = valor mínimo, a = promedio, M = valor máximo.

Muestra	Mineral	n	Th (°C)			Tfh (°C)			Salinidad (%NaCl eq.)		
			m	mo	M	m	mo	M	m	mo	M
SR-b	Barita Veta-Brecha Mn y Barita	38	108	110-120	160	-7.3	-7.5	-7.7	10.9	10-11	11.3
SR-g	Barita Brecha Mn, Ópalo y Barita	5	123	120-130	130	-1.9	-2.2	-2.5	3.2	3-4	4.2
SR-y	Barita Veta-Brecha Mn y Barita	5	134	130-140	139	-6.6	-7.8	-8.6	10.0	10-11	12.4
SR-f	Barita Brecha Mn, Ópalo y Barita	6	145	140-150	156	-1.7	-2.4	-3.8	2.9	3-5	6.2
SR-q	Cuarzo Veta Mn, Barita, Cuarzo	2	166	160-170	169	-1.8	-2.0	-2.1	3.1	3-4	3.6

La Ph promedio calculada en IF de Santa Rosa por la fórmula de Talantsev (1979) es de 0.001 Pa, concordante con lo obtenido en el gráfico de Hass (1971) donde se observa que las muestras se originaron a profundidades someras menores a 38 m (± 22 m) (Fig. 5.3), comparable con las estructuras de veta en Los Volcanes con profundidades de formación alrededor de 30 m. En la región limítrofe sur de la Cuenca San Nicolás se puede presumir un desplazamiento de mínimo aproximado de 30 m y un sistema tectónico activo.

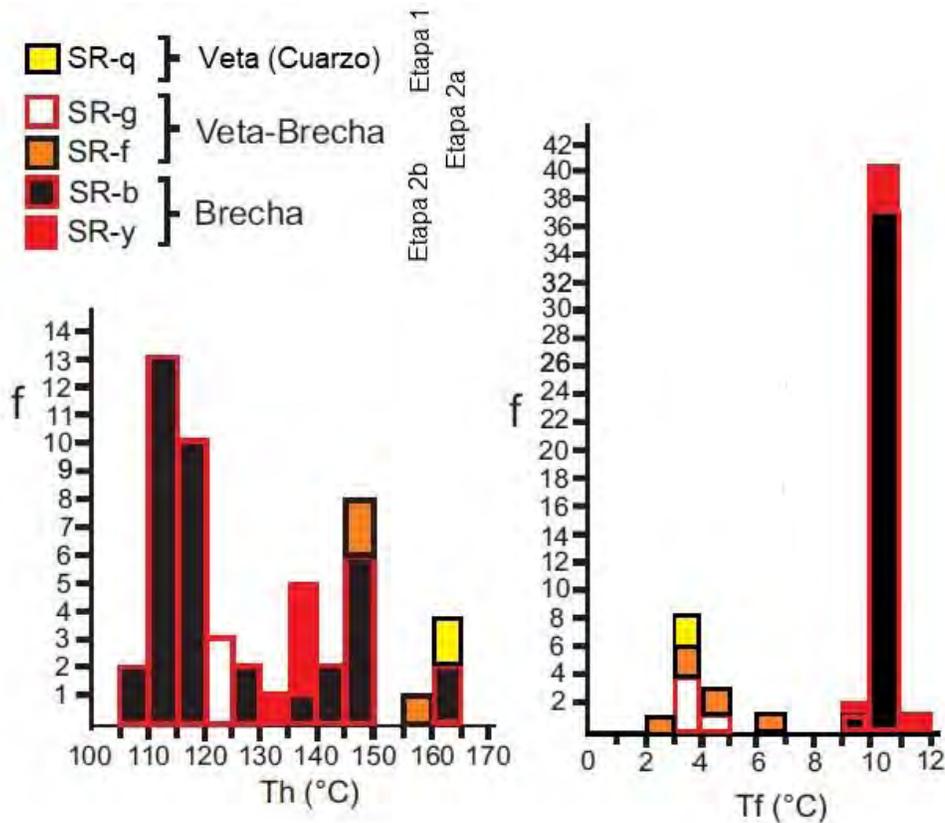


Figura 5.16 Histogramas de datos microtermométricos de la mineralización Santa Rosa (a). Histograma de Th (°C). (b) Histograma de salinidad (% en peso de NaCl).

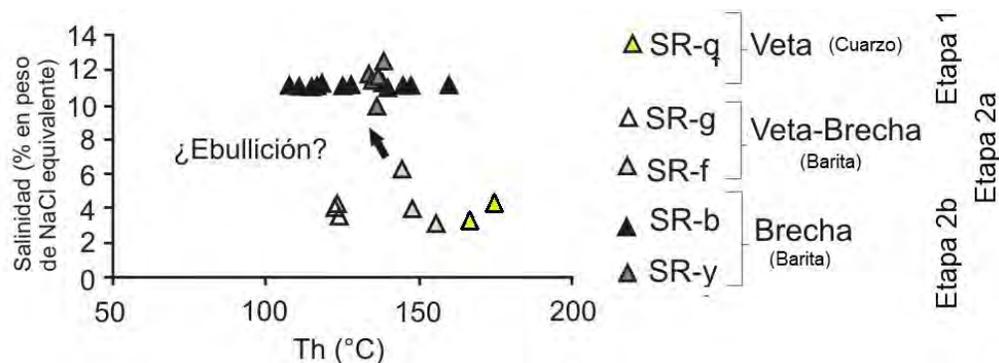


Figura 5.17 Gráfico que muestra la temperatura de homogenización (°C) versus salinidad (% en peso de NaCl equivalente) para inclusiones fluidas en vetas-brechas y brechas del depósito en Mn Santa Rosa.

5.1.3.5 Prospecto San Juanico

El análisis de microtermometría de inclusiones fluidas fue realizada en muestras de veta y diferentes paleoconductos de descarga en cuarzo y calcita. Las inclusiones fluidas presentan tamaños variables de entre 10 y 25 μm y de formas alargadas, elípticas y ocasionalmente de cristal negativo en calcita. El grado de relleno está en un rango de 65-90. (Fig. 5.18)

El total de datos medidos asciende a 167 con un promedio de Th de 130°C y salinidad de 5 % en peso de NaCl (Tabla 5.7). El intervalo de Th se encuentra entre 100 y 182 °C, y de salinidades entre 1 y 12 % en peso de NaCl. La distribución de datos microtermométricos evidencia para la Th un arreglo asimétrico bimodal con modas de 140-160 y 100-120 °C, y para la salinidad una distribución bimodal de 2-4 y 10-11 % en peso de NaCl (Fig. 5.19). Los datos fueron ordenados por veta y paleoconductos de descarga, en el caso de la veta es posible apreciar un proceso de ebullición, seguido de una dilución (muestras de etapa paragenética 1 del clan SJ14 en cuarzo (Fig. 5.20a), congruente con grados de relleno más contrastantes entre inclusiones de esta FIA. Los datos de muestras de paleoconductos evidencian una posible mezcla de fluido mineralizante con agua marina en la zona de descarga (clan de muestras SJ15, de evento paragenético 2, fig, 5.20b). Finalmente, en los paleoconductos se registra un proceso de dilución tardío (Fig. 5.20b).

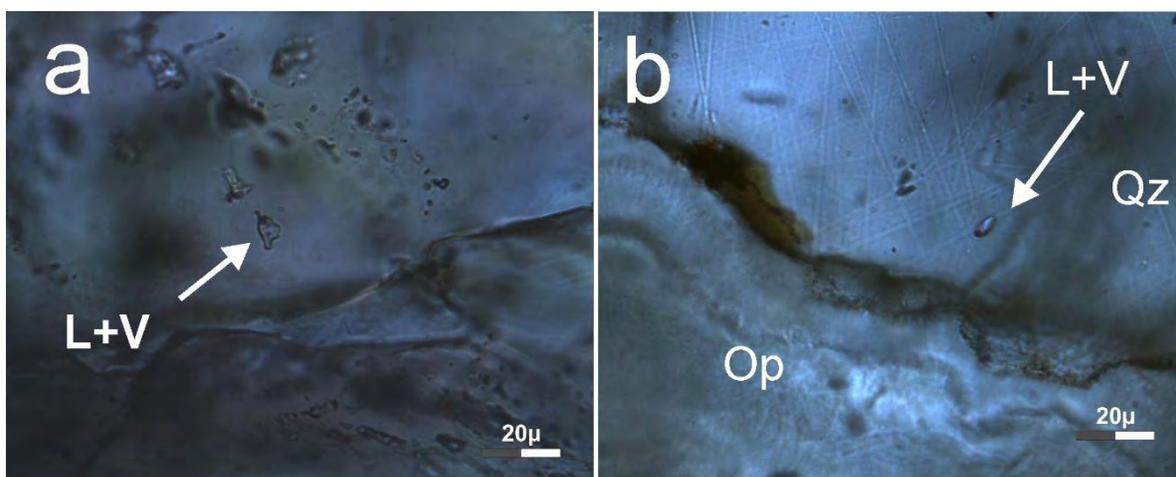


Figura 5.18 Microfotografías de inclusiones fluidas en San Juanico. (a) Inclusión fluida bifásica (L+V) en carbonato de centro de paleoconducto. (b) Paleoconducto con la asociación de cuarzo (Qz) y ópalo (Op) con inclusiones bifásicas (L+V) en bandas de cuarzo.

La presencia de paleoconductos y depósitos pseudolaminados de sílice, óxidos de Mn y carbonato, y restos fósiles re TRABAJADOS en un depósito de paleocosta presumen un depósito superficial de tipo manantial termal costero. Por otra parte, la veta presenta valores de temperaturas superiores a 120 °C y un arreglo de datos microtermométricos que presumen una despresurización del fluido mineralizante al llegar a la superficie (e.g. posible ebullición). La evidencia de una paleocosta, vetas y depósitos superficiales de manantiales termales sugieren cambios en el nivel local de mar (regresión) y posible tectonismo activo en la región del límite norte de la Cuenca de Loreto.

Tabla 5.7 Resumen de datos microtermométricos de inclusiones fluidas muestras de la mineralización de San Juanico. Abreviaciones, n = número de muestras analizadas, Th = temperatura de homogenización, Tfh = temperatura de fusión del hielo, m = valor mínimo, mo = moda, M = valor máximo.

Muestra	Mineral	n	Th (°C)			Tfh (°C)			Salinidad (%NaCl eq.)		
			m	mo	M	m	mo	M	m	mo	M
SJ-c	Cuarzo Paleoconducto	13	101	100-120	182	-0.9	-2.6	-6.2	1.6	2-4	9.5
SJ14a	Cuarzo Veta	37	135	140-160	150	-7.4	-7.9	-8.4	11.0	10-12	12.2
SJ14a	Calcita Paleoconducto	3	149	160-180	152	-6	-6.1	-6.2	9.2	8-10	9.5
SJ14	Cuarzo Veta	23	142	140-160	158	-1.6	-2.0	-4.0	2.7	2-4	6.5
SJ14b	Cuarzo Veta	30	103	100-120	115	-3.3	-3.7	-4.2	5.4	6-8	6.7
SJ15a	Cuarzo Paleoconducto	13	120	120-140	125	-1.5	-1.9	-2.0	2.6	2-4	3.4
SJ15b	Calcita Paleoconducto	24	128	120-140	155	-2.0	-2.7	-3.4	3.4	4-6	5.6
SJ15c	Cuarzo Paleoconducto	7	114	120-140	120	-2.2	-2.5	-2.7	3.7	4-6	4.5
SJb	Calcita Paleoconducto	10	100	100-120	112	-0.8	-1.2	-1.8	1.4	0-2	3.1
SJb	Cuarzo Paleoconducto	4	123	120-140	132	-2.0	-2.2	-2.5	3.4	2-4	4.2
SJ	Cuarzo Paleoconducto	3	138	120-140	140	-2.3	-2.5	-2.7	3.9	4-6	4.5

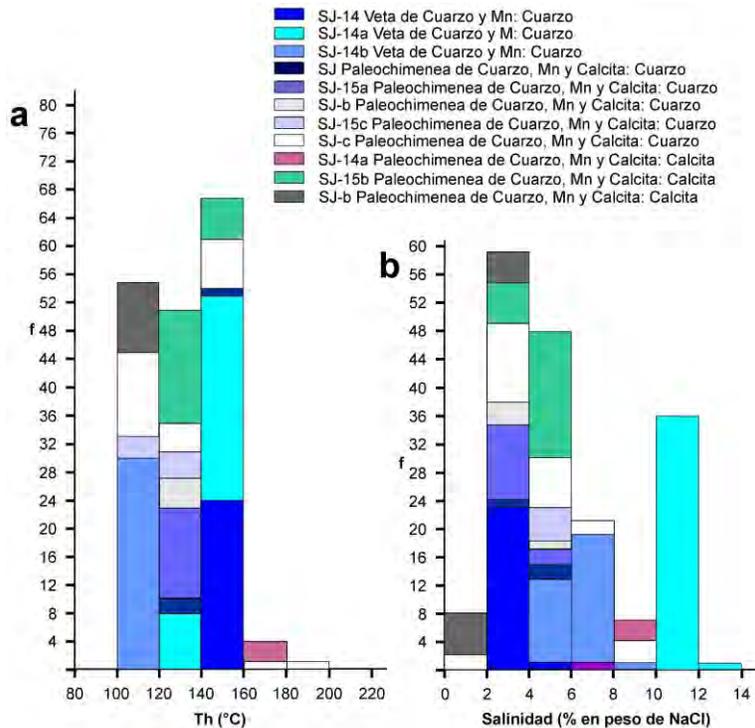


Figura 5.19 Histogramas de datos microtermométricos de la mineralización San Juanico (a). Histograma de Th (°C). (b) Histograma de salinidad (% en peso de NaCl).

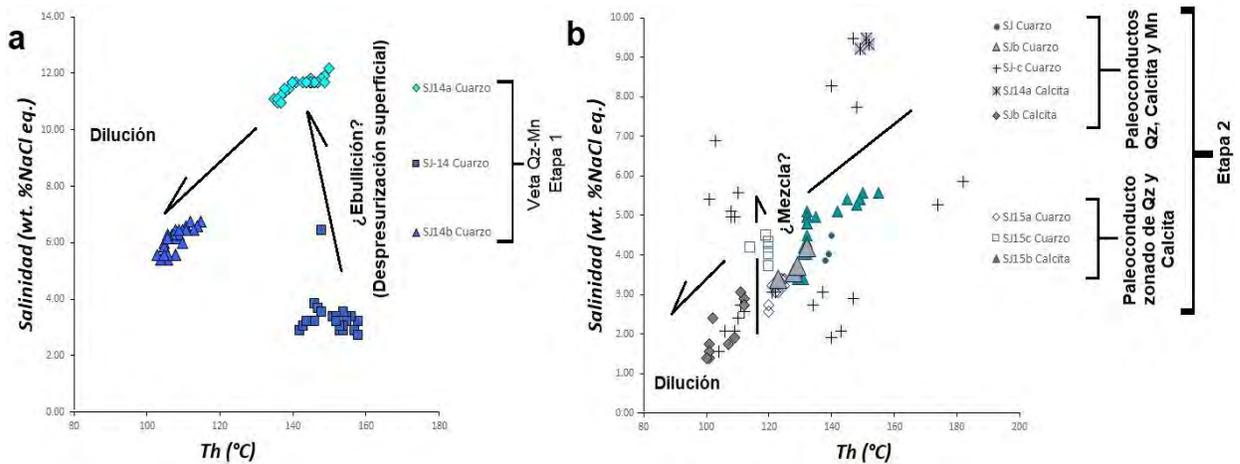


Figura 5.20 (a) Gráfico que muestra la temperatura de homogenización (°C) versus salinidad (% en peso de NaCl equivalente) para inclusiones fluidas en vetas. (b) Gráfico de muestras de paleoconductos concéntricos de Th vs salinidad, del depósito en Mn San Juanico. Nótese la tendencia de los datos y los procesos de mineralización inferidos.

5.1.3.6 Depósito Punta Mangle

El análisis de microtermometría de inclusiones fluidas fue realiza en muestras de diferentes de vetas de cuarzo. Las inclusiones fluidas presentan tamaños variables de entre 10 y 40 μm y de formas alargadas y elípticas. Generalmente las IF son monofásicas líquidas, sin embargo existen asociaciones de FI bifásica (L+V). El grado de relleno está en un rango de 65-85. (Fig. 5.21)

Únicamente fueron analizadas 2 muestras con 20 mediciones microtermométricas provenientes de vetas de cuarzo, óxidos de Mn y calcita. La moda de los datos de Th exhibe un intervalo de 130-140, con un promedio de 140°C y salinidad con una moda entre 4 y 5 % en peso de NaCl (Tabla 5.8). El intervalo de Th se encuentra entre 129 y 147 °C, y de salinidades entre 4.8 y 5.9 % en peso de NaCl. Los datos denotan una variación en la temperatura de los datos, sin embargo, una variación mínima en la salinidad por lo que se puede inferior un proceso de enfriamiento adiabático en la mineralización de las vetas (Fig. 5.22).

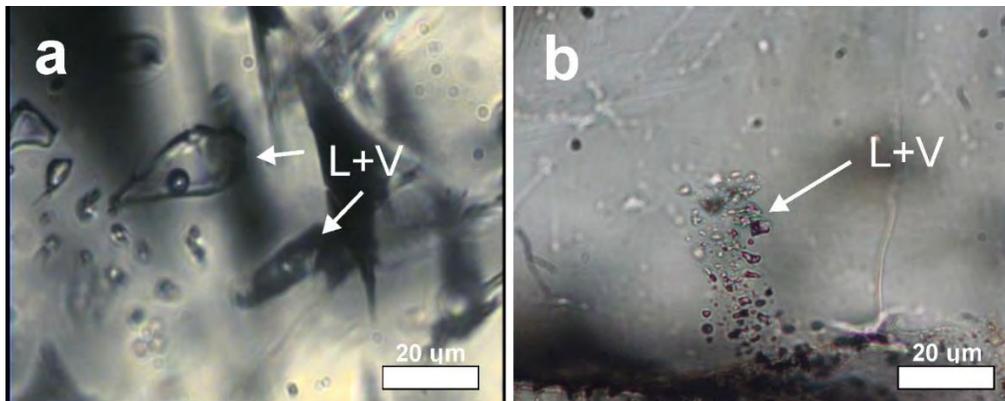


Figura 5.21 Microfotografías de asociaciones de inclusiones fluidas en cuarzo de Punta Mangle. (a) Inclusiones bifásicas (L+V) y monofásicas. (b) Asociación de inclusiones fluidas pseudosecundarias bifásicas (L+V) y monofásicas.

Tabla 5.8 Resumen de datos microtermométricos de inclusiones fluidas muestras de la mineralización Punta Mangle. Abreviaciones, n = número de muestras analizadas, Th = temperatura de homogenización, Tfh = temperatura de fusión del hielo, m = valor mínimo, mo = moda, M = valor máximo.

Muestra	Mineral	n	Th (°C)			Tfh (°C)			Salinidad (%NaCl eq.)		
			m	mo	M	m	mo	M	m	mo	M
Com-48b	Cuarzo	4	129.0	133	137.0	-2.8	-3.1	-3.2	4.7	5.0	5.3
Com-50	Cuarzo	16	135.0	142	147.0	-2.7	-3.1	-3.6	4.4	5.2	5.9

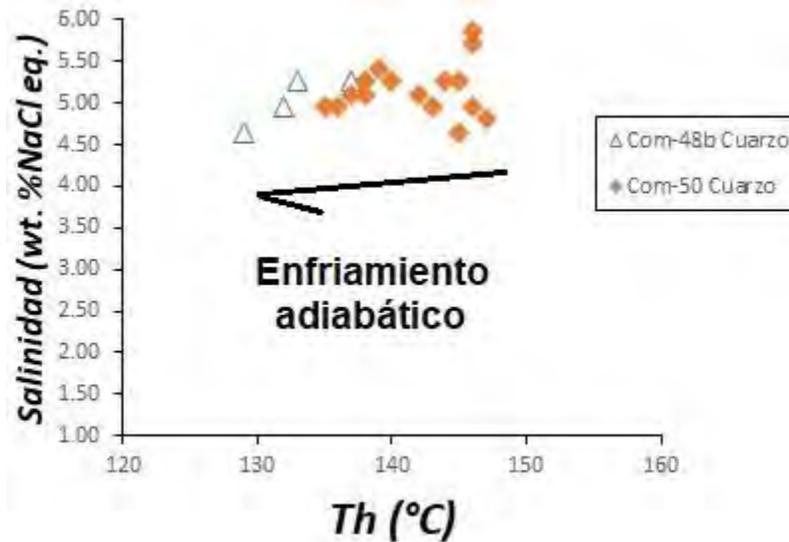


Figura 5.22 Gráfico que muestra la temperatura de homogenización (°C) versus salinidad (% en peso de NaCl equivalente) para inclusiones fluidas en vetas del depósito en Mn Punta Mangle. Nótese la tendencia de los datos y los procesos de mineralización inferidos.

6. Geoquímica

Los análisis químicos de elementos mayores y traza obtenidos a partir de muestras mineralizadas se realizaron con la finalidad de saber el contenido de metales de interés económico y de elementos que puedan servir como guías de exploración. Además, con el fin de clasificar la mena, el depósito y determinar las condiciones de mineralización.

La clasificación geoquímica de menas puede estar basada por el contenido en Mn y los usos industriales que puede tener el yacimiento. Esta clasificación es propuesta por Minera Autlán (www-autlan.com.mx): (1) grado metalúrgico, Mn 40% (mínimo), Fe 16% (máximo), P 3% (máximo), Si+Al 5% (máximo), y la suma de Cu, Pb y Zn de 1% (máximo); (2) grado batería, 44 a 47 % mínimo de Mn, 10% máximo de SiO₂, 2.3 de Al₂O₃ y 3% de Ca, que puede ser sintético (calcinado, sintetizado y/o nodulizado), mineral y concentrado, a mallas de 200 y 325 M; (3) grado químico, con un mínimo de 47% de Mn; (4) grado Cerámico, bióxido de Mn, con 30% de Mn como mínimo con granulometría pasado a través de 200 ó 300 M; (5) otras aplicaciones, con 60% de Mn, con un máximo de 2% de SiO₂ y Al₂O₃, bajo en metales (menores a 80 ppm), utilizado para fertilizantes, complemento alimenticio para ganado, como complemento vitamínico en la industria farmacéutica, en la industria de las telecomunicaciones y computación, y en la industria química general, con granulometría usualmente a través de la malla 80 M.

La clasificación genética de los yacimientos de Mn incluye a depósito hidrotermales, sedimentarios-exhalativos, sedimentarios, supergénicos y pedogénicos (Rodríguez-Díaz et al., 2005). Cuando los criterios geológicos no son evidentes para determinar la génesis de los depósitos de Mn se puede valer de la geoquímica del depósito para su clasificación (Bonatti et al. 1972, Toth 1980, Crerar et al. 1982, Nicholson 1992a,b, Zhou et al. 1994, y Miura y Hariya 1997). Estos autores, para establecer tipos geoquímicos de yacimientos de Mn, se basaron en la caracterización mineralógica y geoquímica de numerosos yacimientos de todo el mundo, en la agrupación estadística de depósitos similares, y en la experimentación. La mayor parte de clasificaciones han puesto mayor énfasis en depósitos marinos de Mn, que son generalmente clasificados en tres tipos genéticos: (I) hidrogenéticos, (II) diagenéticos, y (III) hidrotermales (Bonatti et al., 1972; Toth, 1980; Crerar et al., 1982; Adachi et al., 1986; Bolton et al., 1988; Peters, 1988; Choi y Hariya, 1992; Nicholson, 1992; Hein et al., 1997; Usui et al., 1997).

Los criterios para poder distinguir depósitos de Mn de origen hidrotermal, hidrogenético (precipitación mineral a partir del agua marina) y diagenético (precipitación mineral a partir de fluidos intrasedimentarios en los procesos de compactación y litificación de sedimentos) se basan en las relaciones de concentraciones de elementos mayores y elementos traza que presentan depósitos actuales en fondos marinos y sus respectivos análogos fósiles (Bonatti et al., 1972; Toth, 1980; Crerar et al., 1982; Adachi et al., 1986; Bolton et al., 1988; Peters, 1988; Choi y Hariya 1992; Nicholson, 1992a, 1992b; Hein et al., 1997; Usui et al., 1997).

El uso de la geoquímica como herramienta para el estudio de mineralizaciones hidrotermales de Mn fue utilizada por Hewett y Fleisher (1960) y Hewett et al. (1963) en yacimientos continentales. Estos autores notaron que los depósitos hidrotermales de Mn mostraban un enriquecimiento en As, Ba, Si, B, Be, Ge, Pb, Sb, Tl y W. Subsecuentes trabajos confirmaron que al menos estos elementos, junto con el Li, Cd, Mo, Ag V y Zn están consistentemente enriquecidos en los óxidos de Mn depositados de fluidos hidrotermales en ambientes continentales y marinos (Bostrom y Valdes, 1969; Ossa, 1970; Cronan, 1972; Zantop, 1978, 1981; Varnavas et al., 1988; Renaut y Owen, 1988; Nicholson, 1992a, 1992b;

Hein et al., 1994; Usui et al., 1997; Canet et al., 2005a; Hein et al., 2005), y la asociación de elementos As-Ba-Cu-Li-Mo-Pb-Sb-Sr-V-Zn puede ser considerada como una firma geoquímica de una génesis hidrotermal (Nicholson, 1992a).

En depósitos sedimentario-exhalativos de Fe y Mn es común encontrar un fraccionamiento entre el Fe y Mn, denotado por relaciones altas o bajas de Fe/Mn, en general, en un rango de $0.1 > \text{Fe/Mn} > 10$, mientras que los depósitos hidrogenéticos presentan una relación cercana a 1 (Rona, 1978). Otras relaciones utilizadas para discriminar ambientes genéticos de depósitos son Co/Zn y Co+Ni+Cu, para el caso particular de depósitos con origen hidrotermal ~ 0.15 y $< 0.01\%$, respectivamente, así mismo los diagramas binarios y ternarios derivados con estas relaciones (Nicholson, 1992a; Toth, 1980; Bolton et al., 1988; Usui et al., 1997). Adicionalmente algunos elementos traza son considerados como indicadores genéticos de mineralizaciones de Mn continentales, por ejemplo el diagrama binario de As+Cu+Mo+Pb+V+Zn vs Co+Ni de Nicholson (1992a), el cual permite distinguir depósitos hidrotermales de supergénicos.

6.1 Geoquímica de depósitos de manantiales costeros Mapachitos y Posada Concepción

6.1.1 Geoquímica de elementos mayores

Los análisis geoquímicos realizados a muestras recolectadas de vetas, brechas, agregados, costras y estromatolitos en los manantiales termales de Mapachitos y Posada Concepción se denotan en las tablas 6.1 y 6.2, elementos mayores y traza.

Las mineralizaciones se han dividido en dos tipos basados en su mineralogía y composición: (a) depósitos ricos en sílice, típicamente representados por la asociación dominante de cuarzo y ópalo, tienen un contenido promedio en SiO₂ de 66.02 % en peso, con contenidos importantes en CaO desde 0.42 a 20.90 % en peso, concentraciones irregulares de MgO entre 0.0 y 19.91 % en peso, Al₂O₃ desde 0.33 a 10.84. El Fe₂O_{3(Total)} y MnO son menores a 3% en peso. La relación SiO₂/Al₂O₃ muestra un enriquecimiento en sílice respecto a la alumina (promedio 83.02) y la relación Fe/Mn tiene un promedio de 34.99, siendo este tipo de mineralización pobre en Mn (Tabla 3.1). (b) Los depósitos ricos en Mn tienen un contenido en MnO de 8.28 a 48.18% en peso (promedio 31.33% en peso), en comparación con una muestra mineralizada de Guadalupe con un promedio de MnO de 42.25% en peso. El contenido de SiO₂ tiene un promedio de 29.09% en peso, siendo enriquecidas en sílice. Además, las muestras mineralizadas en Mn tienen concentraciones significantes de CaO (promedio 11.74% en peso), Al₂O₃ (promedio 6.18% en peso) y MgO (promedio 4.66 % en peso). Las razones de SiO₂/Al₂O₃ en promedio son de 6.02 y la de Fe/Mn varía de 0.01 a 1.17, reflejando bajos contenidos de Fe en la mineralización activa y en la fósil (Guadalupe)

6.1.2 Geoquímica de elementos traza

Los análisis de elementos traza se muestra en la tabla 6.2. Los depósitos enriquecidos en sílice en general están enriquecidos en Ba (promedio 67618 ppm), Sr (promedio 1698 ppm), As (promedio 469 ppm), W (promedio 299 ppm), Sb (promedio 64 ppm), Zn (promedio 128 ppm), Cu (promedio 39 ppm) y Pb (promedio 11 ppm), comparado con promedios corticales (e.g. Gao et al., 1998). Los depósitos de Mn están fuertemente enriquecidos en Ba (16727 ppm), Sr (1784 ppm), As (1453 ppm), W (241 ppm), Sb (103 ppm), Zn (208 ppm), Cu (185 ppm), Pb (17 ppm), V (227 ppm) y Tl (2 ppm) (Tabla 6.2), respecto a su abundancia cortical (e.g. Gao et al., 1998). En general se puede observar valores comparables entre los depósitos de manifestaciones hidrotermales activas.

Los depósitos de Mn tienen concentraciones bajas de Co (promedio 40 ppm) y Ni (23 ppm) comparadas con aquellos depósitos de Mn hidrogeénicos de piso oceánico en el Pacífico (e.g. Hein et al., 2000a) y comparables con aquellos depósitos hidrotermales marinos en Hokkaido y Wakasa, en el Cinturón Manganésífero de Tokoro en Japón (con 6 ppm y 33 ppm, respectivamente, Choi y Hariya, 1992) y depósitos de Mb-Ba de ambientes marinos someros en las Islas de Milos, Grecia (alrededor de 7 ppm y 3 ppm, respectivamente, Hein et al., 2000b).

6.1.3 Correlación inter-elementos y diagramas geoquímicos

La correlación entre elementos fue estudiada en los depósitos de los manantiales costeros (Tabla 6.3). Las matrices de correlación fueron calculadas en la serie de datos de los depósitos silíceos y ricos en Mn. Adicionalmente para fines comparativos sólo se incluyó una muestra de yacimientos fósiles del depósito Guadalupe.

Los depósitos de sílice tienen una correlación entre Si con W ($r=0.60$), Mn con Pb ($r=0.84$), Ca ($r=0.79$), Ag ($r=0.72$) y Tl ($r=0.63$), y Ag con Pb ($r=0.97$), Tl ($r=0.89$) y Ca ($r=0.72$). Además, existe una correlación positiva entre Ba, Sr, Pb, Zn, Cu, As, Tl y Sb (Tabla 6.3).

Los depósitos de Mn exhiben una relación positiva entre Mn con Cu ($r=0.51$), Si con Th ($r=0.92$), Al ($r=0.74$) y Mo ($r=0.64$); Ag con Tl ($r=0.73$) y U ($r=0.63$). También se aprecia una correlación positiva entre Ba, Sr, Zn, Cu, V, Pb, Sb, As y W (Tabla 6.3). Ambos tipos de depósitos, los silíceos y los ricos en Mn, presentan correlaciones comparables, resultando en un comportamiento geoquímico similar.

El origen geénico de los componentes metálicos en los depósitos de sílice y manganeso pueden ser reconocidos mediante el empleo de diagramas geoquímicos de ambientes formacionales.

Los fluidos y ambientes de depósito de los óxidos de Mn pueden ser determinados por la relación entre Mg y Na (Fig. 6.1). Las muestras caen en las áreas de ambiente de depósito marino y de agua meteórica. Los datos en la fig. 6 evidencian la participación de fluidos de afinidad meteórica y marina para la depositación de óxidos de Mn. Los fluidos de los manantiales costeros tienen su origen en fluidos meteóricos (Prol-Ledesma et al 2004) que en superficie sufren un proceso de mezcla con agua marina (Villanueva-Estrada et al., 2012).

La abundancia de elementos traza fue utilizada para generar diagramas de discriminación geénica entre depósitos hidrotermales y supergeénicos de óxidos de Mn (Nicholson, 1992), en este diagrama todas las muestras de los precipitados en Mapachitos y Posada Concepción caen en el campo hidrotermal (Fig. 6.2).

La concentración combinada de Co+Ni+Cu es muy baja en los depósitos, con un rango entre 42 y 886 ppm (Tabla 6.2). La razón de Co/Zn es de 0.42, muy cercano al valor promedio para depósitos hidrotermales sugerido por Toth (1980). El diagrama de Co+Ni+Cu versus Co/Zn (Toth, 1980) revela una influencia hidrotermal en las muestras de los depósitos de Mapachitos y Posada Concepción (Fig. 6.3).

El diagrama ternario de Fe-Mn-(Co+Ni+Cu)*10 (Fig. 6.4) muestra los campos de depósitos hidrotermales e hidrogeénicos (Bonatti et al., 1972) y el campo Fe-Mn el de las cortezas de sedimentos metalíferos del EPR (Toth, 1980). Mapachitos y Posada Concepción caen principalmente en el campo hidrotermal.

Otro diagrama usando Ni, Co y Zn ha sido reportado para diferenciar depósitos hidrotermales de hidrogeénicos (Choi y Hariya, 1992). Las muestras silíceas de Mapachitos

y Posada Concepción caen en el campo hidrotermal, en tanto las ricas en Mn están en general muy cerca del campo hidrotermal y lejos del campo hidrogenético (Fig. 6.5). Con esta asociación espacial de puntos se puede sugerir una ampliación del campo hidrotermal definido por Choi y Hariya (1992), considerando otros yacimientos de Mn que caen en la misma zona de los datos de los manantiales termales (depósitos de Mn de Saidgi y Shuidar, Pakistán; Shah y Khan, 1999; Boleo y Lucifer en la Península de Baja California; del Río-Salas et al., 2008, 2013).

La concentración de Zn y Pb han sido usada para diferenciar tipologías de yacimientos de Mn (Nicholson, 1992; Gutzmer et al., 2002), siendo las altas concentraciones características de depósitos supergénicos (e.g. dubhitas con más de 1% en peso de Zn y/o Pb; Nicholson, 1992). Las muestras de los depósitos de Mapachitos y Posada Concepción caen en varios campos, traslapando varias tipologías que incluyen depósitos de origen de aguas meteóricas, sedex y manantial termal (Fig. 6.6), probablemente denota una contribución de agua termal de origen meteórico en un ambiente intermareal.

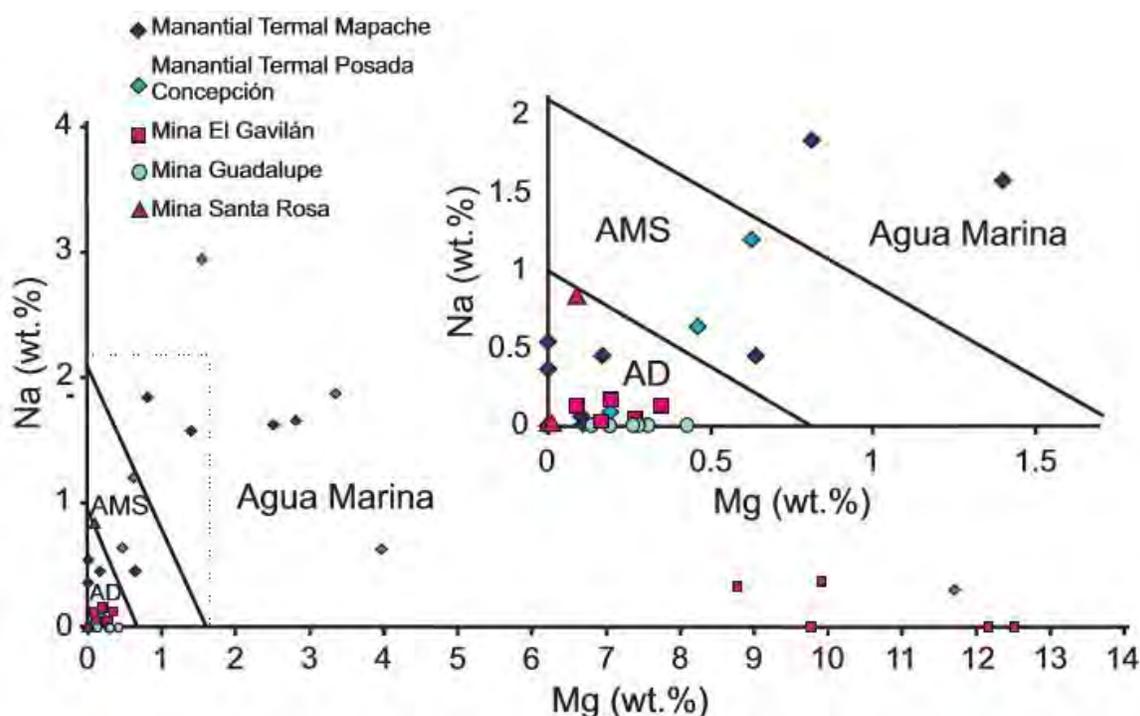


Figura 6.1 Diagrama para diferenciar fluidos mineralizantes en los depósitos de Mn: agua dulce (AD), ambientes de agua marina somera (AMS), y agua marina (Nicholson, 1992a), para muestras de los manantiales termales y minas de Mn del área de Bahía Concepción. En la parte superior derecha se hace un agrandamiento de los datos en los campos de AD y AMS.

Tabla 6.1. Análisis de elementos mayores en porcentaje en peso de muestras mineralizadas de los manantiales termales costeros de Mapachitos (claves Map y BCT) y Posada Concepción (claves PC y San). Además de una muestra mineralizada de Guadalupe. Las muestras BCT-4 y BCT-5 provienen del estudio de Canet et al., 2004a.

Muestra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (Total)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	SO ₃	LOI	Total	Fe/Mn	SiO ₂ /Al ₂ O ₃
Dpósitos ricos en sílice															
<i>Mapachitos</i>															
Map-1	81.96	0.01	0.33	0.17	0.36	0.18	10.00	0.01	0.02	0.02	0.00	7.86	100.92	0.42	248.36
Map-1A	95.66	0.01	0.36	0.10	0.17	0.17	1.80	0.08	0.02	0.01	0.00	1.93	100.31	0.56	265.72
Map-5B	46.18	0.24	5.02	2.14	0.12	0.00	0.93	0.48	0.70	0.00	14.73	6.12	76.66	16.11	9.20
Map-7	41.39	0.10	1.83	2.61	0.90	0.00	0.42	0.00	0.00	0.00	17.55	2.50	67.30	2.71	22.62
Map-10	30.96	0.19	4.28	0.93	0.95	0.00	1.18	0.73	0.31	0.00	20.41	4.40	64.34	3.36	7.23
BCT-4*	56.32	0.02	0.70	0.58	0.35	0.29	18.93	0.61	0.29	0.02	n.a.	21.26	99.37	1.50	80.46
BCT-5*	51.22	0.01	1.10	0.54	0.34	0.40	20.90	1.06	0.30	0.03	n.a.	22.88	98.78	1.43	46.56
<i>Posada Concepción</i>															
PCa1	73.25	0.34	10.84	2.81	0.01	1.04	1.50	1.62	1.03	0.27	6.3	0.00	99.01	253.79	6.76
PCa2	93.49	0.03	0.61	0.24	0.00	0.31	0.73	0.12	0.08	0.06	4.39	0.00	100.06	-	153.26
PC1a	69.95	0.04	1.26	0.37	0.00	19.91	0.60	0.42	0.18	0.05	7.73	0.00	100.51	-	55.52
San1a	85.87	0.19	4.91	1.57	0.00	0.76	1.30	0.86	0.45	0.13	3.58	0.00	99.62	-	17.49
<i>Guadalupe</i>															
Man-3	10.63	0.11	3.22	0.95	4.40	0.00	39.81	0.00	1.05	0.00	9.07	28.58	97.82	0.20	3.30
Depósitos ricos en Mn															
<i>Mapachitos</i>															
AC2	60.15	0.61	12.18	4.38	8.28	2.32	4.57	2.12	1.31	0.18	0.00	3.90	100.00	1.71	4.94
AC2A	36.90	0.19	6.71	2.99	38.21	3.28	6.79	2.03	0.78	0.09	0.29	1.04	99.30	0.07	5.50
BCT-2a*	27.40	0.36	3.53	2.36	24.20	4.16	26.30	2.29	0.97	0.22	n.a.	-	91.79	0.09	7.76
BCT-2b*	41.50	0.84	8.06	3.98	12.60	4.68	19.00	2.22	1.48	0.24	n.a.	-	94.60	0.29	5.15
<i>Posada Concepción</i>															
PC2-6	24.30	0.88	4.17	2.14	35.96	7.65	10.09	0.97	0.55	0.02	10.79	0.97	98.49	0.05	5.83

PC7	19.83	0.19	2.16	2.91	46.78	5.21	8.71	0.92	0.69	0.01	9.49	2.08	98.98	0.06	9.18
San-1A	10.44	0.08	1.98	0.61	48.18	5.54	8.78	2.52	0.55	0.05	0.00	18.67	97.40	0.01	5.27
San-1B	30.33	0.70	15.40	5.62	30.02	2.56	5.46	3.96	1.93	0.20	0.00	2.74	98.92	0.17	1.97
San1b	11.00	0.16	1.40	0.17	37.70	6.57	16.00	0.85	0.76	0.00	19.20	1.50	95.31	0.01	7.86
Guadalupe Prospect															
Man-4	11.50	0.06	2.21	5.48	42.55	0.52	4.64	0.00	0.21	0.01	3.20	11.75	82.13	0.12	5.20
Man-5a	23.94	0.20	5.72	1.72	41.94	0.71	5.79	0.00	4.34	0.02	5.37	11.26	101.01	0.04	4.19

LOI pérdida por calcinación (loss on ignition), n.a.= no analizado.

Tabla 6.2. Concentraciones de elementos traza (ppm) en muestras de precipitados de manantiales costeros en Mapachitos y Posada Concepción.

Sample	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Ge	As	Rb	Sr	Mo	Ag	Sb	Ba	Pb	W	Tl	Th	U	Co/Zn	Co+Ni+Cu
Silica minerals rich deposits																						
Mapachitos																						
Map-1	10	20	35	20	10	31	21	7	265	<2	59	2	3.0	87	1050	7	441	0.2	<0.1	0.2	1.13	65
Map-1A	<5	<20	80	20	11	33	21	5	24	<2	56	2	3.9	76	363	6	964	<0.1	<0.1	0.2	2.42	111
Map-5B	50	90	13	21	20	230	25	2	56	25	2980	5	<0.5	94	181000	11	115	0.6	0.5	0.9	0.06	54
Map-7	57	<20	24	<20	30	260	17	6	59	3	4740	<2	<0.5	189	260000	14	227	0.5	<0.1	0.4	0.09	-
Map-10	105	20	9	<20	80	310	18	2	102	14	6990	2	3.1	89	300000	9	48	0.2	0.3	0.9	0.03	-
BCT-4	na	na	na	na	53	37	na	na	1460	na	na	na	na	82	447	9	na	na	na	na	-	-
BCT-5	na	na	na	na	98	60	na	na	2240	na	na	na	na	68	268	21	na	na	na	na	-	-
Posada Concepción																						
PCa1	25	<20	2	30	10	60	6	3	9	77	167	2	3.9	3	161	8	<1	0.7	1	0.9	0.03	42
PCa2	<5	<20	<1	<20	<10	<30	<1	<1	8	5	84	<2	4.8	4	286	<5	1	<0.1	0.1	3.6	-	-
PC1a	<5	<20	<1	16	<10	<30	<1	2	<5	5	55	<2	6.0	3	40	<5	<1	<0.1	<0.1	2.1	-	-
San1a	<5	<20	3	<20	<10	<30	4	<1	<5	8	152	<2	<0.5	3	178	18	<1	<0.1	0.9	1.8	-	-
Guadalupe Prospect																						
Man-3	24	<20	1	20	30	80	5	<1	61	28	920	<2	8.0	5	294	38	13	1.0	0.3	0.6	0.01	51

Mn-oxide phases rich deposits

Mapachitos

AC2	205	30	27	22	120	229	30	9	2002	10	1110	19	1.9	179	26200	29	500	0.9	0.9	0.8	0.12	169
AC2A	222	24	23	21	133	217	28	8	1979	11	1006	17	22.3	181	20061	34	327	0.8	0.7	0.9	0.11	177
BCT-2a	na	na	na	na	141	205	na	na	5112	na	na	na	na	na	31348	na	na	na	na	na	na	na
BCT-2b	na	na	na	na	98	<2	na	na	962	na	na	na	na	na	23735	na	na	na	na	na	na	na

Posada Concepción

PC2-6	209	<20	51	24	311	245	17	15	601	10	1980	5	15.8	93	1987	9	101	4.5	0.3	1.1	0.21	386
PC7	211	<20	48	21	288	208	18	19	669	11	3122	12	36.0	99	1891	10	122	6.5	0.3	1.5	0.23	357
San-1A	299	20	36	24	110	230	21	3	465	<2	759	4	0.9	87	11050	7	441	0.2	<0.1	0.2	0.16	170
San-1B	399	33	45	27	120	300	22	10	566	5	899	10	1.1	79	20067	19	84	2.6	0.3	0.4	0.15	192
San1b	46	<20	49	20	340	30	11	18	721	15	3610	16	<0.5	4	14200	9	110	1.6	0.2	5.1	1.63	409

Guadalupe

Man-4	118	<20	14	20	220	140	43	22	519	8	1380	7	<0.5	361	85500	103	438	5.0	0.2	2.0	0.10	254
Man-5a	76	<20	14	<20	300	70	57	6	44	72	4240	<2	1	63	28300	127	19	0.8	0.2	1.3	0.20	-

n.a.= no analizado.

Tabla 6.3. Matriz de coeficiente de correlación de los depósitos de manantiales termales costeros en Mapachitos y Posada Concepción. Los depósitos silíceos se encuentran por debajo de la diagonal y los depósitos de Mn por arriba de la diagonal.

	Si ppm	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	V	Co	Ni	Cu	Zn	As	Sr	Mo	Ag	Sb	Ba	Pb	W	Th	U
Si		0.66	0.96	0.62	-0.35	-0.29	-0.17	0.65	0.27	0.57	-0.22	-0.33	-0.64	0.61	0.16	-0.48	0.51	-0.29	0.05	-0.20	-0.21	-0.15	0.00	-0.60
Ti	-0.21		0.61	0.41	-0.32	0.26	0.21	0.42	0.15	0.53	0.39	-0.30	-0.14	0.62	0.07	-0.19	0.15	-0.12	-0.15	-0.28	-0.30	-0.46	-0.12	-0.56
Al	-0.14	0.96		0.64	-0.42	-0.37	-0.30	0.65	0.37	0.61	-0.22	-0.27	-0.60	0.60	-0.01	-0.56	0.36	-0.43	0.08	-0.09	-0.13	-0.13	0.11	-0.55
Fe	-0.29	0.82	0.77		-0.17	-0.59	-0.26	0.26	0.05	0.30	0.04	0.50	0.01	0.55	0.10	-0.38	0.11	-0.05	0.31	0.38	0.44	0.30	0.37	-0.37
Mn	-0.74	-0.01	-0.01	-0.01		-0.04	-0.28	-0.54	-0.03	-0.18	-0.12	0.11	0.42	0.01	0.03	0.08	0.28	0.26	0.34	0.20	0.20	0.49	-0.44	-0.12
Mg	0.13	-0.17	-0.13	-0.22	-0.18		0.45	0.12	-0.49	0.15	0.80	-0.48	0.12	-0.05	-0.08	0.49	0.02	0.32	-0.80	-0.81	-0.79	-0.69	-0.50	0.13
Ca	-0.57	-0.28	-0.19	-0.25	0.79	-0.20		0.15	-0.11	-0.18	0.63	-0.31	-0.04	-0.13	0.64	0.73	0.18	0.46	-0.62	-0.21	-0.47	-0.58	-0.62	0.57

Na	0.05	0.60	0.72	0.41	-0.35	-0.01	-0.14		-0.10	0.89	0.15	-0.43	-0.79	0.67	0.23	-0.51	0.24	-0.45	-0.46	-0.53	-0.57	-0.34	-0.06	-0.37
K	-0.46	0.71	0.77	0.51	0.48	-0.14	0.41	0.47		0.14	-0.49	-0.27	-0.09	0.11	-0.07	-0.24	0.05	-0.17	0.64	0.40	0.31	0.00	-0.26	-0.29
V	-0.45	0.21	0.01	0.08	-0.14	-0.39	-0.43	0.12	-0.27		0.27	-0.45	-0.41	0.88	0.11	-0.51	0.12	-0.03	-0.20	-0.40	-0.44	-0.42	-0.19	-0.63
Co	0.55	-0.71	-0.66	-0.57	-0.30	-0.28	-0.24	-0.49	-0.68	-0.18		-0.20	0.59	0.18	-0.27	0.53	-0.02	0.33	-0.76	-0.65	-0.70	-0.84	-0.22	0.13
Ni	-0.21	-0.68	-0.82	-0.65	0.28	-0.09	0.29	-0.94	-0.45	0.14	0.39		0.49	-0.13	0.04	-0.04	-0.38	-0.11	0.35	0.75	0.81	0.72	0.57	0.33
Cu	-0.44	-0.24	-0.23	-0.27	0.02	-0.12	0.25	0.32	-0.14	0.91	-0.36	0.40		-0.21	-0.16	0.62	-0.08	0.48	0.09	0.37	0.41	0.01	-0.21	0.40
Zn	-0.54	0.42	0.20	0.48	0.02	-0.49	-0.45	-0.08	-0.06	0.92	-0.38	0.23	0.24		0.20	-0.60	0.03	0.07	0.10	-0.12	-0.12	-0.13	-0.01	-0.76
Ga	0.10	-0.38	-0.51	-0.28	-0.38	-0.63	-0.40	-0.45	-0.59	0.31	0.58	0.60	0.02	0.30	0.16	-0.57	-0.25	-0.61	0.98	0.89	0.52	0.68	0.44	-0.53
Ge	0.40	-0.56	-0.49	-0.17	0.24	-0.39	0.65	-0.59	-0.60	-0.56	0.53	0.29	-0.47	-0.48	-0.21	0.65	0.17	0.90	0.36	0.45	0.52	-0.32	-0.39	0.29
As	-0.09	-0.44	-0.32	-0.30	-0.16	0.16	0.42	0.36	-0.13	-0.24	0.06	0.38	0.72	-0.36		-0.27	0.75	0.13	0.25	0.05	0.10	0.30	-0.39	-0.15
Rb	-0.03	0.80	0.91	0.55	0.05	-0.22	0.14	0.74	0.80	-0.58	-0.52	-0.83	-0.55	-0.78	-0.42	0.46	-0.10	0.12	-0.03	0.36	0.42	0.50	0.13	0.70
Sr	-0.64	0.27	0.09	0.33	0.14	-0.25	-0.16	0.00	-0.08	0.97	-0.23	0.35	0.88	0.97	0.04		0.18	0.73	-0.42	-0.22	-0.19	-0.43	-0.37	0.49
Mo	-0.41	0.31	0.11	0.42	-0.30	-0.36	-0.31	-0.09	0.36	0.04	-0.26	0.38	-0.11	0.42	-0.19	0.17		0.28	-0.13	-0.27	-0.30	-0.26	-0.77	-0.01
Ag	-0.51	-0.13	-0.08	-0.03	0.72	0.32	0.72	-0.30	0.49	-0.30	-0.34	0.23	-0.07	-0.20	-0.35	-0.29	-		0.03	-0.20	-0.10	-0.40	-0.52	-0.06
Sb	-0.32	-0.16	-0.29	0.23	-0.03	-0.35	-0.12	-0.35	-0.43	0.40	0.35	0.64	0.08	0.55	0.05	0.66	0.36	-0.63		0.81	0.81	0.67	0.16	-0.24
Ba	-0.62	0.34	0.15	0.44	0.20	-0.22	-0.22	-0.15	-0.02	0.91	-0.23	0.40	0.21	0.99	-0.34	0.98	0.34	-0.22	0.66		0.99	0.78	0.31	0.18
Pb	-0.23	-0.06	-0.05	0.15	-0.02	0.18	0.29	0.28	0.02	0.35	-0.53	0.05	0.68	0.15	0.69	0.12	0.81	-0.39	-0.05	-0.03		0.79	0.39	0.18
W	0.59	-0.55	-0.57	-0.38	-0.34	0.27	-0.22	-0.33	-0.49	-0.54	0.99	-0.43	-0.57	-0.63	0.09	-0.40	-0.44	-0.38	0.20	-0.42	-0.66		0.54	0.06
Th	0.33	0.81	0.85	0.85	-0.37	0.82	-0.28	0.85	0.47	-0.49	-0.38	-0.95	-0.67	-0.55	-0.32	-0.34	-0.24	-0.28	-0.30	-0.37	0.30	0.96		-0.09
U	0.43	-0.11	-0.10	-0.22	-0.41	0.33	-0.37	0.11	-0.19	0.55	-0.53	-0.30	0.38	0.56	-0.39	-0.26	0.41	0.10	-0.54	-0.30	0.73	-0.45	-0.29	

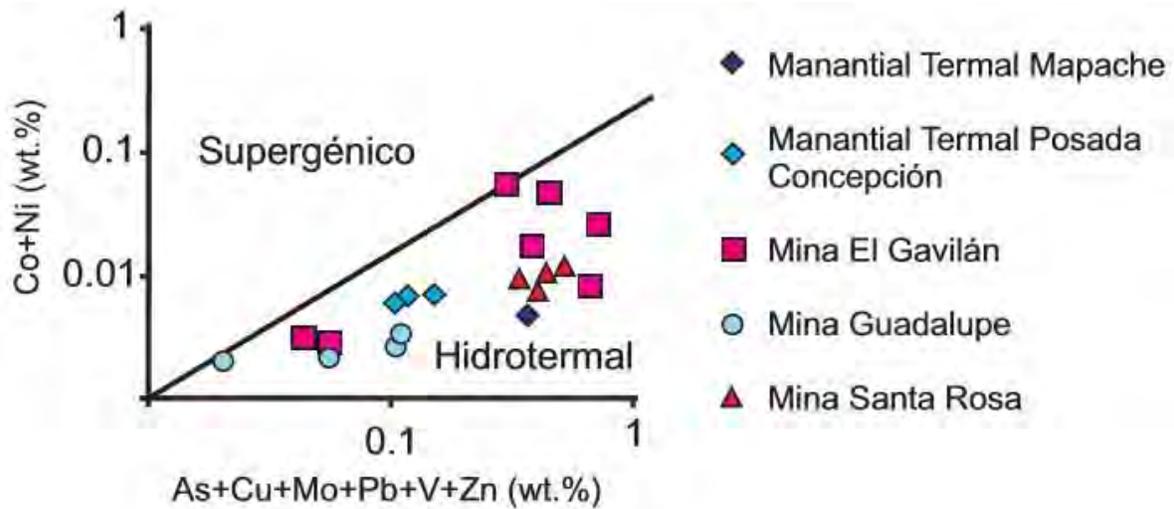


Figura 6.2 Diagrama binario de $As+Cu+Mo+Pb+V+Zn$ vs. $Co+Ni$ para diferenciar génesis hidrotermal y supergénica de depósitos de Mn (Nicholson, 1992a), para las muestras de los manantiales termales y los depósitos de Mn de Bahía Concepción.

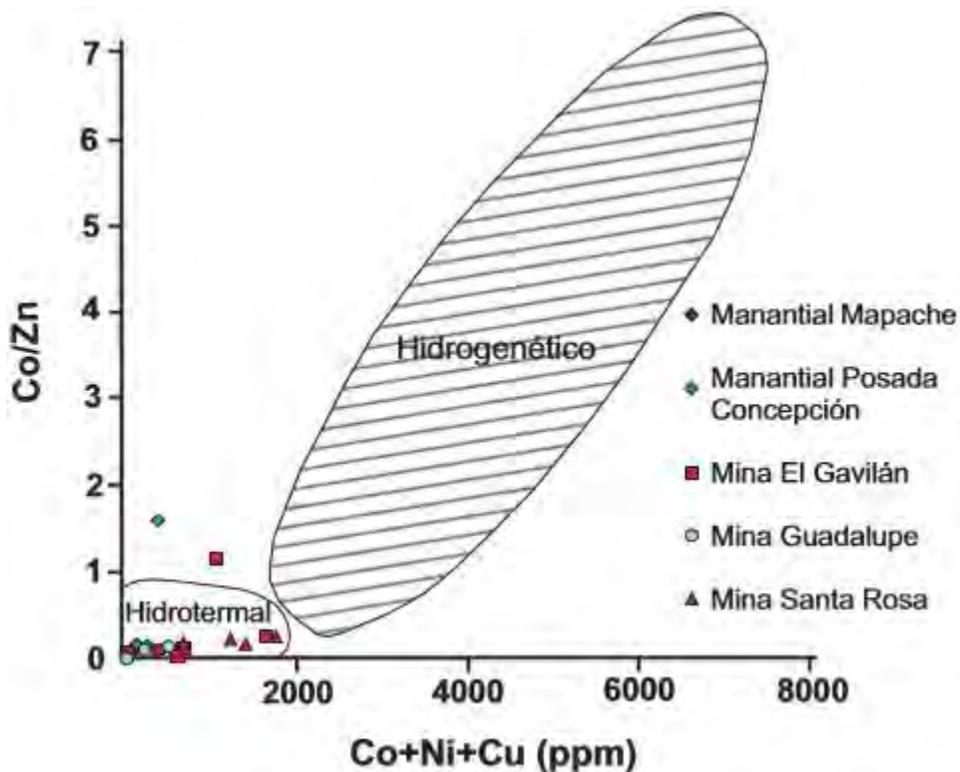


Figura 6.3 Diagrama $Co+Ni+Cu$ vs. Co/Zn (Toth, 1980) para diferenciar depósitos submarinos de Mn por su origen hidrotermal o hidrogenético. Todas las muestras de los manantiales termales y los depósitos de Mn de Bahía Concepción caen en el campo hidrotermal o alrededor de él.

6.2 Mineralizaciones de manganeso

Las características geoquímicas de los depósitos El Gavilán, Guadalupe y Santa Rosa presentan muchas similitudes por lo que se han agrupado en un mismo apartado.

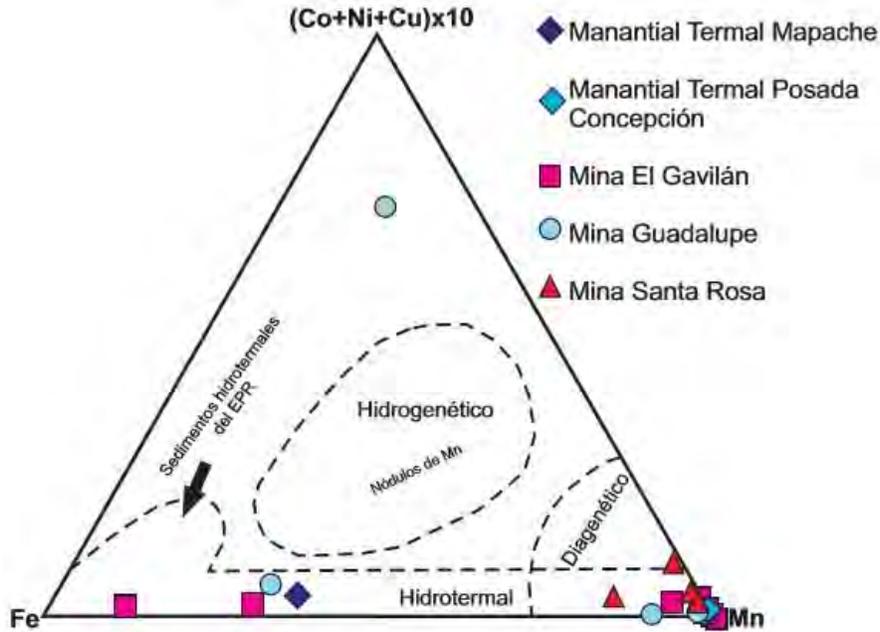


Figura 6.4 Diagrama ternario $(Co+Ni+Cu) \times 10$ -Fe-Mn para distinguir los depósitos hidrotermales de los hidrogenéticos y los diagenéticos (Bonatti et al., 1972; Toth, 1980; Crerar et al., 1982). Se puede apreciar que las muestras de los manantiales termales y los depósitos de Mn se proyectan en el campo hidrotermal.

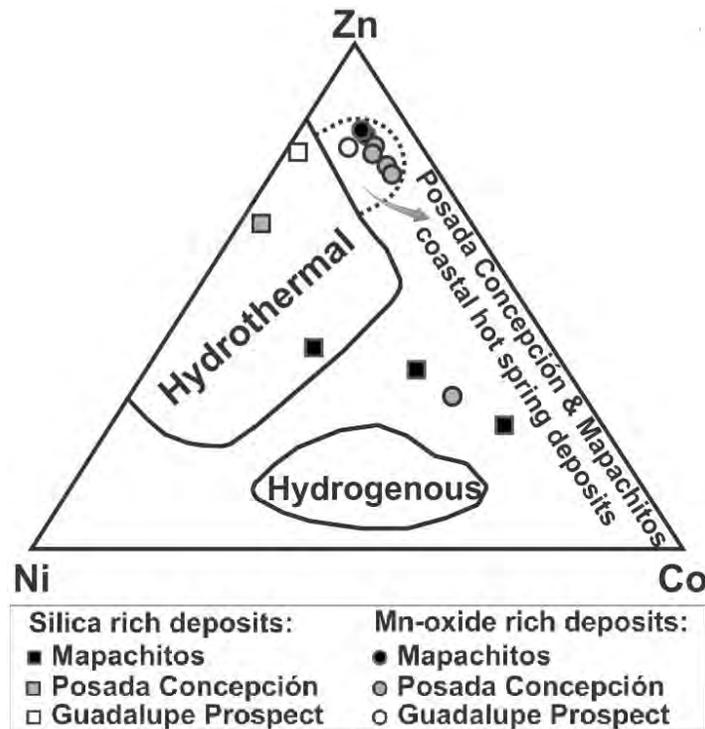


Figura 6.5 Diagrama ternario de Zn-Ni-Co para distinguir depósitos de Mn hidrotermales de hidrogenéticos (Choi y Hariya, 1992). Nótese la extensión sugerida para el campo de depósitos hidrotermales.

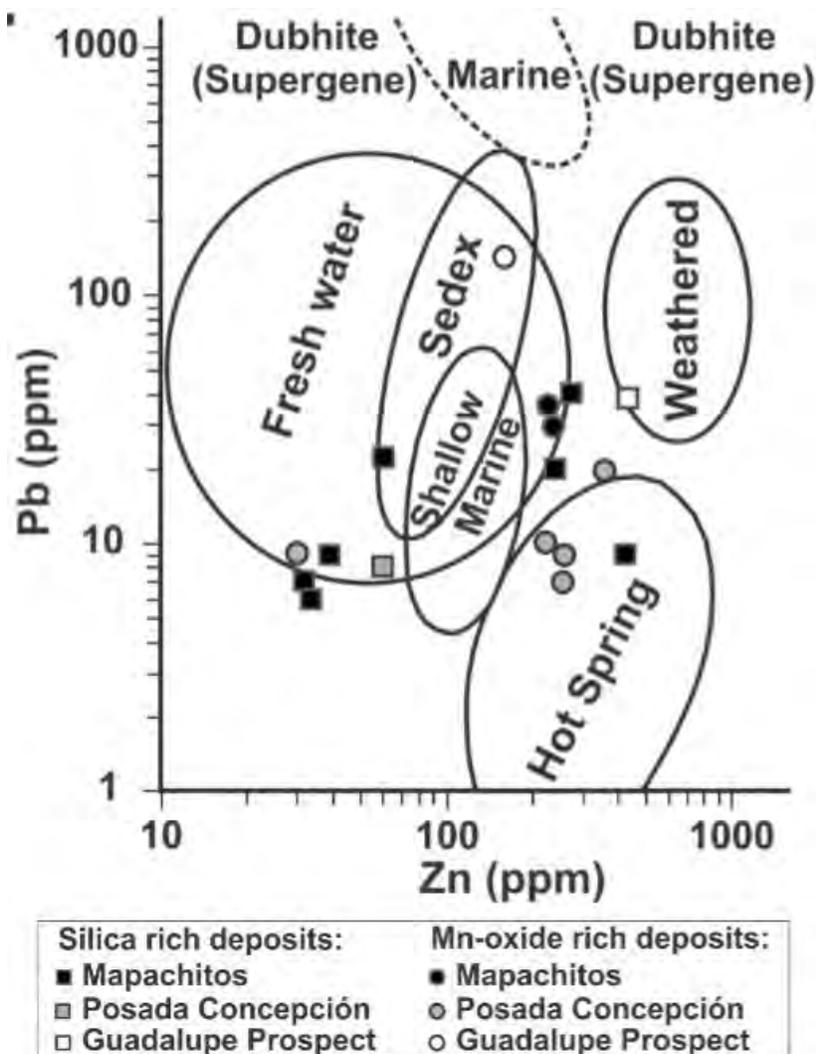


Figura 6.6 Diagrama geoquímico de tipologías de yacimientos de Mn. (Nicholson 1992; Gutzmer et al. 2002). Las dubhite son depósito supergénicos a expensas de mineralizaciones de sulfuros (Nicholson 1992).

Por su aplicación industrial las mineralizaciones pueden clasificarse (Tabla 6.3) acorde a criterios de uso por la Cía Autlán como grado químico o batería para El Gavilán; Guadalupe es para usos industriales de batería o químico, excepto metalúrgico, por su contenido excesivo de sílice y barita; La Azteca grado químico o batería; Santa Rosa de mena para grado cerámico; San Juanico mena de grado cerámico; y Punta Mangle mena de grado cerámico.

La mineralización en todos los depósitos está enriquecidas en BaO, destacándose el depósito Santa Rosa con menos del 14 % en peso y en menor medida El Gavilán con menos del 3 % en peso, seguido de CaO que se encuentra en un rango de 0.2 a 42.16 % en peso, principalmente en Guadalupe (Tabla 6.3 y 6.4) En Mina El Gavilán solamente es distintivo encontrar cantidades menores al 21 % en peso de MgO (Tabla 6.3). Estos componentes principales coinciden con la presencia abundante de barita, calcita, óxidos de Mn que

contienen Ba y Ca en su estructura (romanechita y todorokita) y dolomita en las mineralizaciones.

Tabla 6.4 Análisis de elementos mayores en porcentaje en peso de muestras de depósitos de Mn (PXC: Pérdida por calcinación).

Muestra	Descripción	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃ (Tot)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	PXC	BaSO ₄	Total	Fe/Mn
<i>El Gavilán</i>															
Gav-1A	Veta de OxMn	2,43	0,01	0,69	0,47	81,46	0,29	0,61	0,03	0,06	0,07	13,03	NM	99,13	0,01
Gav-3A	Veta de OxMn	2,20	0,02	0,63	0,38	83,60	0,45	0,61	0,06	0,03	0,05	12,90	NM	100,93	0,00
Gav-4A	Veta de OxMn	1,48	0,03	0,82	0,32	72,34	0,15	0,50	0,16	0,25	0,03	11,42	NM	87,51	0,00
Gav-F-4A	Veta de OxMn	2,18	0,03	0,62	3,43	47,58	0,58	11,35	0,18	0,39	0,03	16,86	NM	83,24	0,07
Gav-P.A.	Veta de OxMn	2,25	0,01	0,57	0,89	73,12	0,33	2,14	0,21	0,30	0,07	13,30	NM	93,19	0,01
GAV1B	Veta de dolomita	2,06	0,01	0,55	0,59	1,05	20,76	29,93	0,00	0,06	0,04	45,54	NM	100,59	0,51
GAV3B	Veta de dolomita	13,82	0,01	0,58	1,96	0,38	16,21	27,03	0,00	0,08	0,08	39,52	NM	99,67	4,66
GAV3D	Veta de dolomita	10,95	0,03	3,02	3,97	0,44	16,43	26,50	0,50	0,22	0,13	37,61	NM	100,08	8,15
GAVPAT	Veta de dolomita	13,33	0,23	2,47	3,85	1,51	14,56	26,77	0,43	0,18	0,13	36,26	NM	99,72	2,30
GAVTPA	Veta de dolomita	0,97	0,01	0,51	1,07	1,03	20,19	30,48	0,00	0,06	0,07	45,73	NM	100,12	0,94
<i>Guadalupe</i>															
Man-3	Brechas de OxMn, Ba y Qz	10,63	0,11	3,22	0,95	0,40	0,00	39,81	0,00	1,05	0,00	30,58	9,07	95,82	2,14
Man-4	Veta de OxMn y Qz	11,5	0,06	2,21	5,48	42,55	0,52	4,64	0,00	0,21	0,01	11,75	16,61	95,54	0,12
Man-5a	Veta-Brecha de OxMn y Qz	23,94	0,2	5,72	1,72	41,94	0,71	5,79	0,00	4,34	0,02	11,26	5,37	101,01	0,04
Man-5b	Veta OxMn y Cc	3,66	0,04	1,72	0,21	48,83	0,23	12,62	0,00	0,14	0,00	16,38	14,15	97,98	0,003
Man-8	Estromatolito de OxMn y Cc	0,00	0,03	1,51	0,11	22,00	0,31	37,04	0,00	0,00	0,00	30,1	6,78	97,88	0,004
Man-8b	Veta de Qz y OxMn	24,6	0,03	1,60	0,20	1,31	0,43	42,16	0,00	0	0,00	31,25	000	101,58	0,14
Man-9	Veta de Qz y OxMn	86,01	0,03	0,66	0,15	0,15	0,46	1,16	0,00	0,02	0,01	1,75	9,25	99,64	0,94
<i>Santa Rosa</i>															
SR-b	Veta-Brecha de OxMn y Op	32,43	0,55	9,46	4,18	23,58	0,15	2,62	1,13	1,21	0,03	6,45	15,3	97,1	0,16
SR-c	Veta-Brecha de OxMn	13,32	0,09	1,91	0,54	49,98	0,00	0,45	0,00	0,09	0,00	9,3	20,54	96,22	0,01
SR-h	Veta-Brecha de OxMn	18,09	0,09	1,80	0,68	42,81	0,00	0,25	0,00	0,24	0,00	8,11	23,93	96	0,01
SR-Rod	Veta-Brecha de OxMn	18,67	0,18	3,21	1,14	44,85	0,01	0,52	0,00	0,67	0,00	8,73	18,95	96,93	0,01
SR-y-2	Veta-Brecha de OxMn y Op	27,19	0,10	1,51	0,32	22,02	0,00	0,17	0,01	0,00	0,00	4,99	36,24	92,54	0,01
<i>San Juanico</i>															
SJ15-3	Crecimiento domal Si-Ca	43,26	0,013	0,35	0,11	0,05	0,25	30,05	0,1	0,08	0,02	25,71	NM	99,99	1,99
SJ-15	Veta OxMn	0,80	0,005	0,21	0,17	55,71	0,11	9,48	0,04	0,04	0,01	14,1	NM	80,68	0,00
SJ15-7	Veta OxMn y Cc	1,20	0,002	0,18	0,33	59,92	0,97	13,33	0,07	0,06	0,02	17,4	NM	93,482	0,01
<i>La Azteca</i>															
Az	Concentrado de Mn	2,55	0,03	0,44	1,01	79,03	1,02	4,55	0,06	0,03	0,03	4,34	NM	93,09	0,01
<i>Punta Mangle</i>															
Com-48a	Veta de OxMn	29,82	0,004	0,14	1,54	32,66	0,45	11,83	0,03	0,02	0,01	13,78	NM	90,29	0,04
Com-48b	Veta de Qz y OxMn	53,43	0,42	0,38	0,42	28,18	0,39	1,18	0,03	0,03	0,02	5,61	NM	89,67	0,01

Tabla 6.5 Análisis de elementos traza en ppm de muestras de depósitos de Mn.

ppm	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	As	Rb	Sr	Mo	Ag	Sb	Ba	Pb	W	Tl	Th	U
<i>El Gavilán</i>																		
Gal-1A	684	13	496	50	516	419	399	< 2	1290	33	NM	< 0.1	7520	1002	211	7,9	< 0.2	10
Gav-3A	320	5	212	45	180	1970	144	< 2	1140	28	NM	1,3	1150	4467	25	15,6	< 0.2	4,9
Gav-4A	933	8	445	21	1180	1619	230	< 2	5190	35	NM	1,5	38100	430	686	65,9	< 0.2	< 0.5
Gav-F-4A	876	13	149	20	540	1175	225	4	5940	27	NM	0,2	28600	990	30	104	< 0.2	< 0.5
Gav-P.A.	779	8	41	40	552	4223	361	5	2490	19	NM	1,9	10900	650	10	39,4	0,5	9,6
GAV1B	33	< 20	6	< 20	40	950	5	< 2	187	< 2	< 0.5	< 0.5	391	33	17	1,5	6	< 20
GAV3B	69	< 20	5	< 20	40	650	8	3	95	< 2	< 0.5	< 0.5	19	69	55	< 0.1	5	< 20
GAV3D	69	< 20	8	20	30	380	10	3	172	2	< 0.5	< 0.5	83	69	28	< 0.1	0,7	< 0.1

GAVPAT	66	< 20	12	20	40	260	7	2	362	2	< 0.5	< 0.5	304	66	65	0,9	0,6	< 0.2	
GAVTPA	62	< 20	2	< 20	40	410	< 5	< 2	164	< 2	< 0.5	< 0.5	294	62	< 0.2	< 0.1	13	1	
Guadalupe																			
Man-3	62	< 20	2	20	40	410	5	< 2	164	2	< 0.5	< 0.5	294	38	13	1	0,3	0,6	
Man-4	24	< 20	1	20	30	80	61	28	923	2	< 0.5	8,3	64200	5	29	0,3	0,3	0,2	
Man-5a	118	< 20	14	20	220	140	519	8	1380	7	< 0.5	361	85500	103	438	5	0,2	2	
Man 5b	76	< 20	14	< 20	300	70	44	72	4240	< 2	0,9	62,7	28300	127	19	0,8	0,2	1,3	
Man-8	146	< 20	7	< 20	170	90	161	3	3200	5	0,7	256	69300	18	265	1,7	< 0.1	1,2	
Man-8b	11	< 20	9	< 20	20	40	67	3	154	< 2	< 0.5	< 0.5	2630	< 5	101	< 0.1	< 0.1	0,1	
Man-9	166	< 20	7	20	500	50	305	< 2	1990	3	< 0.5	15,9	44000	20	6	0,3	< 0.1	0,8	
Santa Rosa																			
SR-b	778	50	55	40	620	280	1380	45	1020	98	0,8	569	99000	245	1730	6,6	0,7	1,2	
SR-c	1410	< 20	77	30	1140	340	1340	11	796	128	< 0.5	980	124000	49	2600	7,6	< 0.1	3	
SR-h	1310	50	57	20	1330	330	937	14	898	88	< 0.5	457	137000	82	2380	6,7	< 0.1	2,7	
SR-Rod	23	20	27	< 20	30	80	30	61	1020	< 2	< 0.5	30,6	65700	6	250	0,7	0,4	0,2	
SR-y-2	1110	< 20	91	30	1630	340	1960	28	666	173	< 0.5	820	117000	58	1230	4,8	0,2	2,1	
San Juanico																			
SJ15-3	7	< 20	< 1	< 20	< 10	< 30	< 5	3	64	< 2	< 0.5	1,3	94	< 5	< 1	< 0.1	0,1	3,1	
SJ-15	1296	< 20	75	20	970	200	1977	< 2	1932	17	2	344	163400	67	668	0,6	< 0.1	46,5	
SJ15-7	756	20	77	21	988	204	1984	3	1899	16	1	398	158908	71	597	0,9	< 0.1	42,1	
La Azteca																			
Az	355	20	55	21	1003	277	1066	2	677	14	1	401	160223	69	603	1,9	0,3	3,5	
Punta Mangle																			
Com-48a	68	< 20	11	< 20	90	200	1802	< 2	1889	23	< 0.5	> 200	64250	115	69	< 0.1	< 0.1	4,9	
Com-48b	18	< 20	6	< 20	50	150	1788	< 2	1850	25	< 0.5	> 200	66710	84	63	< 0.1	< 0.1	2,3	

También existen anomalías de Sr, Sb, As, Zn, Pb, Cu, V, W y Sb presentes en cantidades por debajo del 1 % en peso en todos los depósitos (Tabla 6.3 y 6.4), semejante a lo reportado por González-Reyna (1956) y Terán-Ortega y Avalos-Zermeño (1993). En el depósito de Guadalupe Terán-Ortega y Avalos-Zermeño (1993) reportaron datos de leyes del orden de 0.14 a 1.1 g/Ton de Au y de 0.4 a 6.3 g/Ton de Ag, con anomalías de As, Sb, Co y Ni, éstos dos últimos con leyes entre 10 y 50 a g/Ton. En las muestras de los depósitos la relación Fe/Mn se encuentra en su mayoría dentro del intervalo característico de depósitos hidrotermales $0.1 > \text{Fe}/\text{Mn} > 10$ (Nicholson, 1992a) (Tabla 6.4), difiriendo las muestras ricas en dolomita de El Gavilán que se encuentran en un rango de 0.51 a 8.15 (Tabla 6.3). La razón Co/Zn en las muestras de El Gavilán tiene un valor promedio de 0.18, en Guadalupe de 0.11 y en Santa Rosa de 0.24, afín con el valor típico de yacimientos hidrotermales ~ 0.15 (Toth, 1980; Usui et al., 1997) (Tabla 6.4). Los valores promedio de la suma de Co+Ni+Cu son: 0.05 % en peso en el depósito de El Gavilán, 0.02 % en peso en Guadalupe y 0.01 % en peso en Santa Rosa, semejante a lo habitual de los depósitos hidrotermales < 0.01 % (Nicholson, 1992a; Toth, 1980; Bolton et al., 1988) (Tabla 6.4).

En el diagrama As+Cu+Mo+Pb+V+Zn vs. Co+Ni de Nicholson (1992a) se aprecia un claro origen hidrotermal para todas las muestras de las mineralizaciones de Mn (Fig. 6.2).

En el diagrama binario de Co+Ni+Cu vs. Co/Zn de Toth (1980), también, se observa una afinidad al campo hidrotermal (Fig. 6.3). En el diagrama ternario (Ni+Co+Cu)×10-Fe-Mn de Bonatti et al. (1972); Toth, 1980 y Crerar et al., 1982 se proyectan todos los datos de los depósitos en el campo hidrotermal (Fig. 6.4).

6.2.1 Correlación inter-elementos y diagramas geoquímicos de depósitos de manganeso

La correlación entre elementos fue estudiada en los depósitos manganeso, donde se incluyeron muestras de veta, brecha y estromatolito de Mn (Tabla 6.5).

Los depósitos exhiben una fuerte correlación ($r > 0.5$) entre los siguientes elementos Mn, Sr, V, Cu, As, Ba, Ag, W, Mo y Sb y una correlación entre Co, Zn, Pb y Tl (Tabla 6.5). Para el caso del Mn existe una correlación positiva entre V, Sr, Co, Cu y Ni; y para la Ag con V, Mn, Cu, As y Co. Otro grupo de elementos que guardan una estrecha relación son Al, Fe, Ti, Na, K, Ca, presumiblemente para muestras con aportación detrítica, por ejemplo, las brechas donde existen silicatos y titanomagnetitas dentro de los clastos.

La asociación de Sr, V, Cu, As, Ba, Ag, W, Mo y Sb puede ser considerada como la firma geoquímica dentro de los depósitos hidrotermales de Mn en la región de Bahía Concepción

6.3 Modelado geoquímico de la asociación mineral de manganeso y plata

La asociación mineral (óxidos, carbonatos, sulfatos y sulfuros) y eventos paragenéticos denota fluctuaciones en las condiciones redox y cambios en pH durante la depositación mineral. Por lo que un diagrama Pourbaix fue construido para explicar la precipitación de óxidos de Mn y menas de plata.

El Mn^{2+} es soluble en condiciones de fluidos ácidos y neutros, pero los iones Mn^{3+} y Mn^{4+} son mucho menos, por lo que tienden a precipitar como una variedad de minerales de óxido de Mn. La birnesita, haumanita, romanechita y todorokita son minerales que comúnmente precipitan a partir de fluidos hidrotermales en ambientes marinos y continentales (Nicholson, 1992a). En fluidos hidrotermales de baja temperatura el Mn^{2+} es la especie dominante, este ión tiene bajo grado de complejación y las especies de complejos clorurados de Mn^{2+} son débiles (hidrotermales de baja temperatura (Wolfram y Krupp 1996, Pichler y Veizer, 1999). En ambiente hidrotermales de alta temperatura (>260 °C) en soluciones cloruradas supercríticas, las especies acuosas dominantes son los complejos clorurados de Mn^{2+} (e.g. $MnCl^+$ y $MnCl_2$, McKibben y Williams 1989; Gammons y Seward 1996).

La especie no complejada Mn^{2+} es el ión dominante en pH ácido y para un amplio rango de Eh (Fig. 6.7a), el Mn precipita como un óxido mineral bajo condiciones neutras a alcalinas y oxidantes. La hausmanita (Mn_3O_4) es la fase más importante en pH cercano al neutro y alcalino, bajo condiciones suboxidantes a subreducidas. En el diagrama Pourbaix (Fig. 6.7), la medición de pH (6.2-6.5) en las descargas hidrotermales de Posada Concepción cruzan los campos de estabilidad de la pirolusita, bixbyita y haumanita en condiciones oxidantes a suboxidantes.

Tabla 6.6 Matriz de coeficiente de correlación de los depósitos de manganeso El Gavilán, Guadalupe, La Azteca, Santa Rosa, San Juanico y Punta Mangle.

	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	V	Co	Ni	Cu	Zn	As	Rb	Sr	Mo	Ag	Sb	Ba	Pb	W	Tl	Th	U	
Si	1																										
Ti	0.4	1																									
Al	0.1	0.7	1																								
Fe	-0.1	0.3	0.5	1																							
Mn	-0.4	-0.1	-0.2	-0.2	1																						
Mg	-0.2	-0.1	-0.1	0.3	-0.5	1																					
Ca	-0.2	-0.2	-0.1	0.0	-0.7	0.5	1																				
Na	0.1	0.6	0.7	0.6	-0.1	0.1	-0.1	1																			
K	0.1	0.4	0.6	0.2	0.0	-0.1	-0.1	0.1	1																		
V	-0.2	0.0	0.0	-0.2	0.5	-0.4	-0.5	0.1	-0.1	1																	
Co	-0.3	-0.2	-0.2	-0.2	0.6	-0.3	-0.4	0.0	-0.1	0.4	1																
Ni	-0.1	0.1	0.1	-0.2	0.5	-0.2	-0.4	0.2	-0.1	0.2	0.5	1															
Cu	-0.1	-0.1	-0.1	-0.3	0.5	-0.4	-0.5	0.0	-0.1	0.9	0.4	0.0	1														
Zn	-0.3	-0.2	-0.2	-0.1	0.4	0.0	-0.2	0.1	-0.1	0.2	0.3	0.4	0.1	1													
As	0.2	0.2	-0.1	-0.2	0.2	-0.4	-0.4	0.1	-0.1	0.5	0.0	0.0	0.6	-0.2	1												
Rb	0.1	0.4	0.4	0.0	0.2	-0.3	-0.4	0.1	0.0	-0.1	-0.1	0.5	0.0	-0.2	0.0	1											
Sr	-0.2	-0.1	-0.2	-0.1	0.5	-0.4	-0.3	0.0	0.0	0.3	0.4	-0.1	0.2	0.3	0.0	0.2	1										
Mo	0.1	0.2	0.2	-0.2	0.0	-0.3	-0.5	0.1	-0.1	0.7	0.1	0.3	0.7	-0.1	0.5	0.6	-0.2	1									
Ag	-0.3	-0.3	-0.4	-0.3	0.4	-0.2	-0.3	-0.3	-0.3	0.8	0.6	-0.5	0.6	0.2	0.6	-0.1	-0.2	-0.2	1								
Sb	0.0	0.3	0.3	-0.1	-0.1	-0.2	-0.2	0.1	0.1	0.6	-0.2	0.1	0.6	-0.4	0.8	-0.1	-0.4	0.8	0.0	1							
Ba	0.0	0.2	0.1	-0.1	0.4	-0.5	-0.5	0.0	0.1	0.6	-0.1	-0.3	0.7	-0.3	0.8	0.1	0.1	0.4	0.6	0.7	1						
Pb	-0.2	-0.1	-0.1	-0.1	0.5	-0.2	-0.2	0.0	-0.1	0.1	0.4	0.6	-0.1	0.5	-0.2	-0.2	0.1	0.0	-0.2	-0.3	-0.3	1					
W	0.0	0.3	0.3	-0.1	0.2	-0.3	-0.4	0.2	0.0	0.8	0.1	0.1	0.7	-0.2	0.5	0.1	-0.1	0.8	0.0	0.8	0.6	-0.2	1				
Tl	-0.2	-0.2	-0.2	0.2	0.3	-0.1	-0.2	0.1	0.0	0.3	0.4	0.0	0.2	0.5	-0.2	-0.3	0.8	0.0	-0.4	-0.4	-0.3	0.2	-0.1	1			
Th	-0.4	-0.3	-0.3	-0.2	-0.4	0.7	0.4	-0.2	-0.2	-0.2	-0.4	0.3	-0.3	0.0	-0.3	-0.2	-0.3	-0.1	-0.8	0.1	-0.4	-0.2	-0.2	-0.1	1		
U	-0.3	-0.3	-0.3	-0.2	0.4	-0.1	-0.1	0.0	-0.1	0.5	0.2	-0.2	0.4	0.0	0.5	-0.3	0.2	-0.2	0.8	0.1	0.5	0.0	0.0	-0.1	-0.1	1	

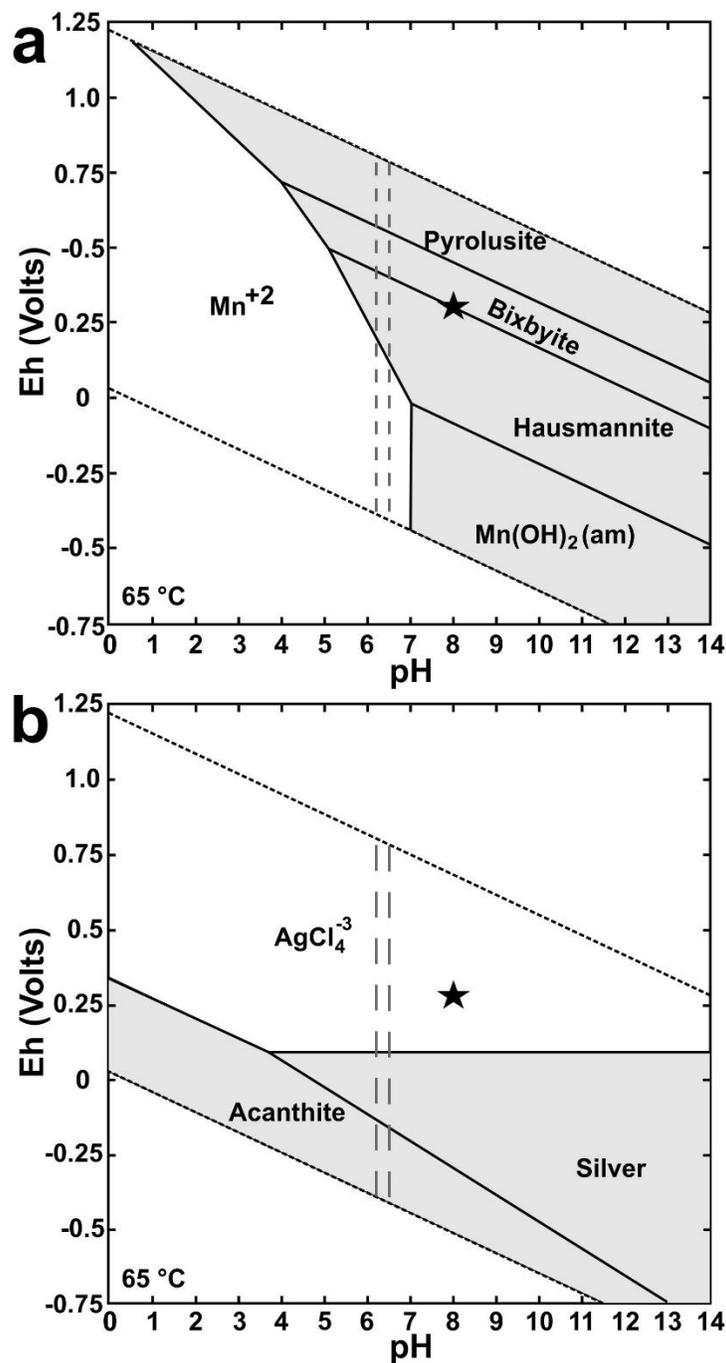


Figura 6.7 Diagramas Pourbaix de las especies químicas de manganeso y plata en las descargas hidrotermales de los manantiales en Posada Concepción. (a) Sistema Mn-H₂O. (b) Sistema Ag-H₂O-Cl-SO₄. El diagrama fue construido usando una temperatura de descarga de 65 °C, la concentración de plata, sulfato, manganeso, bario, cloruro y bicarbonato tomados del trabajo de Villanueva-Estrada et al. (2012) y las calculadas fueron 10^{-4.67}, 10^{-2.27}, 10^{-0.67}, 10^{-5.60}, 10^{-0.07} y 10^{-2.61} respectivamente. Los campos en gris indican fases minerales y los campos en blanco indican especies químicas en solución. La estrella indica el pH y el potencial redox del agua de mar local (pH = 8, Eh = +0.3 V). Las líneas discontinuas indican las medidas de intervalos de pH (6.2 – 6.5) a lo largo de los manantiales costeros y la región de precipitación de minerales de manganeso y plata.

Por otra parte, el diagrama Pourbaix para las especies de plata muestran al ión AgCl_4^{3-} estable bajo condiciones oxidantes ($E_h > 0.48$ y superior a 1.21 V) y un pH variable. La acantita y plata nativa pueden precipitar por procesos de reducción, siendo estables en condiciones suboxidantes y subreducidas, así como en pH ácidos a alcalino. Las mediciones de pH en las descargas hidrotermales en Posada Concepción (Fig. 6.7b) cruzan los campos de estabilidad de las especies de plata nativa, acantita y AgCl_4^{3-} .

Por lo tanto, al rango que tenemos el pH en el fluido hidrotermal, las especies acuosas de complejos de cloruro de plata se pueden reducir a plata nativa (Fig. 6.7b). La acantita y plata nativa pueden precipitar en condiciones ligeramente oxidantes a ligeramente reductoras; la plata nativa ocurre en un E_h entre 0.48 y -0.15 V, mientras que acantita entre -0.15 y -0.40 V.

La estabilidad de la paragénesis de óxidos de Mn y minerales de Ag está corroborada por el traslape de diagramas Pourbaix en el área de rangos de pH medidos en los manantiales termales costeros, los cuales ocurren bajo pH cercano al neutro y condiciones suboxidantes.

6.4 Geocronología de vitrófido riolítico del Complejo Volcánico Cerro Mencenares

El vitrófido riolítico de la zona de San Juanico fue caracterizado petrográficamente para datación a través del método de K-Ar. El estudio geocronológico de esta unidad volcánica radica en el hecho de está geográficamente próxima a la mineralización de San Juanico.

El vitrófido riolítico está dispuesto en forma de domo con pequeños derrames de riolita fluidal que se extienden del domo hacia el norte. El vitrófido muestra pseudolaminación y fracturamiento paralelo debido a enfriamiento. La matriz de la roca es vítrea con microfenocristales de biotita.

La textura de la roca es vítrea del tipo pseudoperlita con crack sbredondeados y ocasional disposición en flujo, dentro la matriz en donde se alojan microfenocristales de cristales de biotita tabulares, plagioclasa y feldespato potásico, en cantidades accesorias magnetita y hornblendas (Fig. 3.18). La roca presenta un escaso a nulo grado de alteración.

La biotita fue separada y concentrada para su datación por el método K-Ar en el laboratorio comercial de Act Labs. Se ha seleccionado un tamaño de cristal comprendido entre 0.1 y 0.3 mm. El Ar' se extrajo en muestras alícuotas de 0.2 y 0.3 g analizándose por dilución isotópica en un espectrómetro de masas y el K fue determinado por fotometría de llama (ver Metodología).

En la siguiente tabla (6.7) se presentan los resultados de la geocronología de K-Ar. La edad estimada del vitrófido riolítico se estima en 4.12 Ma. Existe certeza de la edad calculada, cae dentro del error 2σ .

Tabla 6.7 Edad de K-Ar de biotita del vitrófido riolítico de San Juanico.

Muestra	Mineral	K %	^{40}Ar rad (ng/g)	% ^{40}Ar aire	Edad Ma	Error Ma (2σ)
SJ15-6	Biotita	5.21	1.489	54.7	4.12	0.15

La unidad de vitrófido riolítico por la edad corresponde a la etapa de primera actividad del CVCM, siendo entonces del Miembro San Juanico dentro de la secuencia volcánica del CMVCM propuesta por Bigioggero *et al.* (1996).

6.5 Geocronología de la mineralización Guadalupe

En la tabla 6.8 se resumen los datos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$, con las edades citadas al nivel de sigma ± 1 y calculadas con las constantes de Renne et al. (2010). La edad integrada es la edad dada por el gas total medido y es equivalente a una edad de potasio-argón (K-Ar).

El espectro (fig. 6.8) proporciona una edad de meseta si tres o más fracciones de gas consecutivas representan al menos el 50% de la liberación total del gas y están dentro de dos veces la desviación estándar entre sí (desviación ponderada cuadrática media inferior a 2.5).

Tabla 6.8 Resumen de los datos geocronológicos de $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ de la mineralización Guadalupe

Sample	Integrated Age (Ma)	% Atm.	Plateau Age (Ma)	Plateau information	Isochron Age (Ma)	Isochron information
Gd-13	9.92 \pm 0.197	86.3				
Fase de alta relación Ca/K			8.74 \pm 0.39	Fractions = 7 % of ^{39}Ar rel. = 37.5 MSWD = 1.24	8.62 \pm 0.51	Initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ = 295.5 \pm 1.9 MSWD = 0.46 Fractions = 5
Fase de baja relación Ca/K			10.34 \pm 0.23	Fractions = 3 % of ^{39}Ar rel. = 52.5 MSWD = 0.09	10.19 \pm 0.71	Initial $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ = 296.5 \pm 4.3 MSWD = 0.12 Fractions = 3

Las adularias de la alteración propilitica muestran dos edades distintas. La temperatura de liberación más baja, las fracciones de Ca/K más altas tienen una edad de 8.74 \pm 0.39 Ma, mientras que las fracciones de Ca/K más bajas tienen una edad mayor de 10.34 \pm 0.23 Ma.

Las edades diferenciadas entre fases de adularia texturalmente diferentes en pulsos de propilitización reflejan una historia hidrotermal prolongada con variaciones geoquímica en los fluidos mineralizantes (e.g. variaciones en la relación Ca/K). Las muestras fueron analizadas con un estándar TCR-2 con una edad de 28.619 Ma.

6.6 Geoquímica isotópica del azufre en baritas

Los estudios isotópicos fueron llevados a cabo en muestras de baritas de Mapachitos y en baritas de las mineralizaciones: El Gavilán, Guadalupe, La Azteca y San Rosa. Los resultados se expresan como valores de $\delta^{34}\text{S}$ ‰ (Tabla 6.8), en relación al estándar V-CDT.

La figura 6.9 muestra los valores isotópicos de S de las muestras de baritas, en donde se observa una distribución irregular. En este gráfico se puede observar que las baritas de las manifestaciones termales activas de Mapachitos están entre $\delta^{34}\text{S}$ +13 y +21 ‰, para El Gavilán entre $\delta^{34}\text{S}$ +13 y +23 ‰ denotando dos poblaciones modales, en un rango restringido se tienen valores isotópicos para Guadalupe en un rango restringido de $\delta^{34}\text{S}$ +13 a +15 ‰, La Azteca entre $\delta^{34}\text{S}$ 16 y 18 ‰ y Santa Rosa entre $\delta^{34}\text{S}$ +13 y +17 ‰. En general, las muestras se disponen en un intervalos moderadamente restringido ($\delta^{34}\text{S}$:+13 a +23), con una moda entre $\delta^{34}\text{S}$ +14 y +15, con distribuciones locales bimodales para Mapachitos y Guadalupe (Fig. 6.9).

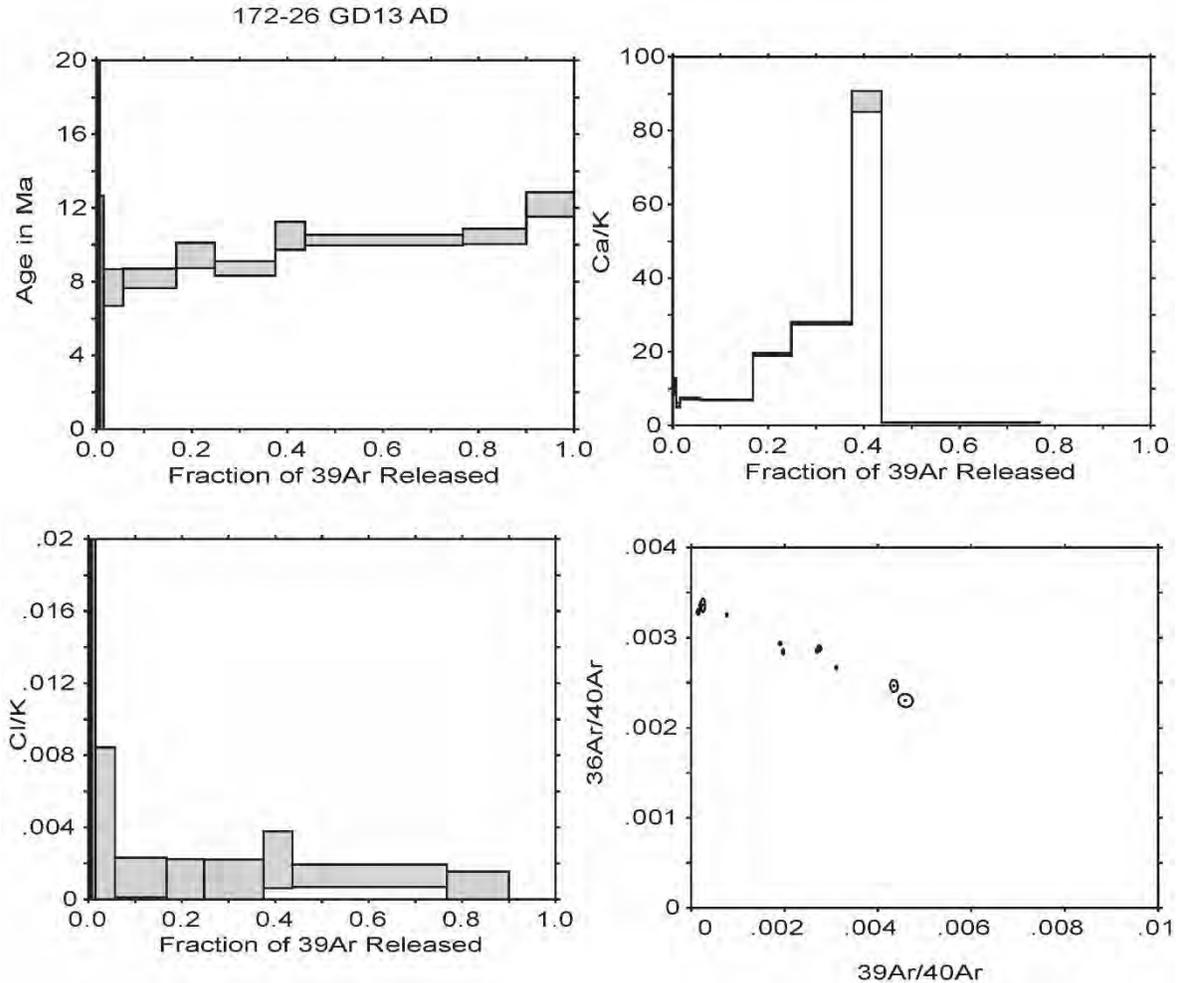


Figura 6.8 Mediciones geocronológicas para adularias texturalmente diferentes en la alteración propilítica para el depósito de Guadalupe.

El ion bario (Ba^{2+}) forma un sulfato extremadamente insoluble, de modo que incluso con el bajo contenido de bario del agua de mar, los océanos están cerca de la saturación con respecto a la barita mineral. Por lo tanto, solo se necesita un aumento mínimo en la concentración de Ba^{2+} para inducir la precipitación de barita. El aporte en fluidos hidrotermales de agua marina puede inducir a la formación de barita.

Tabla 6.9 Datos isotópicos de $\delta^{34}S$ ‰ en muestras de baritas de mineralizaciones activas y fósiles.

Procedencia	Descripción	Muestra	$\delta^{34}S$
Mapachitos	Costra	MAP-P-1	18.9
Mapachitos	Costra	MAP-P-2	18.2
Mapachitos	Veta Ba	MAP-7-1	13.8
Mapachitos	Veta Ba	MAP-7-2	13.6
Mapachitos	Concentrado sedimentos	11-5e-1	19.9
Mapachitos	Concentrado sedimentos	11-5e-2	20.8

Mapachitos	Alteración en roca	ACL	15.2
El Gavilán	Veta Mn-Ba	GAV-1 ^a -1	21.4
El Gavilán	Veta Mn-Ba	GAV-1 ^a -2	22.4
El Gavilán	Veta Mn-Ba	GAV-1 ^a -3	20.6
El Gavilán	Veta Mn-Ba	GAV-1 ^a -4	20.4
El Gavilán	Veta Mn-Ba	GAV -1	22.4
El Gavilán	Veta Mn-Ba	GAV -2	20.4
El Gavilán	Veta Mn-Ba-Dol	GAV-XRD	22.6
Guadalupe	Brecha	MAN 3	14.4
Guadalupe	Brecha	MAN 3-0	14.8
Guadalupe	Brecha	MAN 3-1	13.9
Guadalupe	Brecha	MAN 3-2	14.7
Guadalupe	Veta Mn-Qz-Ba	MAN 6B	14.8
Santa Rosa	Veta Mn-Ba	SRB-1	16.7
Santa Rosa	Veta Mn-Ba	SRB-1-1	14.9
Santa Rosa	Brecha	SR-B-2	15.2
Santa Rosa	Brecha	SR-B-2-1	15.4
Santa Rosa	Veta Mn-Ba	SR-Y	13.5
La Azteca	Veta Ba	Az-1	17.1
La Azteca	Veta Ba	Az-2	16.8

Paytan et al. (2002) identificó 4 tipos de barita en sistemas marinos: (a) autigénica, diagenética difusiva, (c) diagenética advectiva y (d) hidrotermal a partir de sistemas hidrotermales de piso marino. En los precipitados hidrotermales submarinos de Guaymas se reconocen valores isotópicos de barita entre $\delta^{34}\text{S}$ 20 a 22‰ (Paytan et al., 2002). Los valores isotópicos de baritas en Guaymas se han plasmado en los resultados isotópicos obtenidos en este estudio (Fig. 6.9). Datos isotópicos en barita de sistemas hidrotermales de tipo veta epitermales en continente, son escasos, sin embargo, se reconoce que presenten un amplio rango de datos que se encuentran desde $\delta^{34}\text{S}$ 4 a 44‰, afines de sulfatos magmáticos (Rye et al., 1988) y claramente reflejan un desequilibrio isotópico con la coexistencia de sulfuros minerales (Rye, 2005).

Adicionalmente, valores isotópicos en barita en sistemas actuales y datos de sistemas fósiles pueden distinguir ambientes tectónicos de depósito, especialmente si se combinan con isotopía de Sr (Paytan et al., 2002). Valores promedio de $\delta^{34}\text{S}$ ambientes hidrotermales en contextos tectónicos de ambiente de rift oceánico están alrededor de 20.45 ‰ y de rift transicionales 23.88 ‰. Los campos de estos contextos tectónicos se han plasmados en el gráfico isotópico de barita en las regiones mineralizadas (Fig. 6.9).

Las muestras analizadas están, en general, en el rango del sulfato del agua de mar para el Plioceno-Pleistoceno para Mapachitos y Guadalupe, y diferidas para las vetas de Guadalupe, Santa Rosa y La Azteca con tendencia más hacia la izquierda con valores entre 13 y 20 ‰ (Fig. 6.10), ubicándolas por edades con relaciones de corte estratigráficas o dataciones directas (Guadalupe).

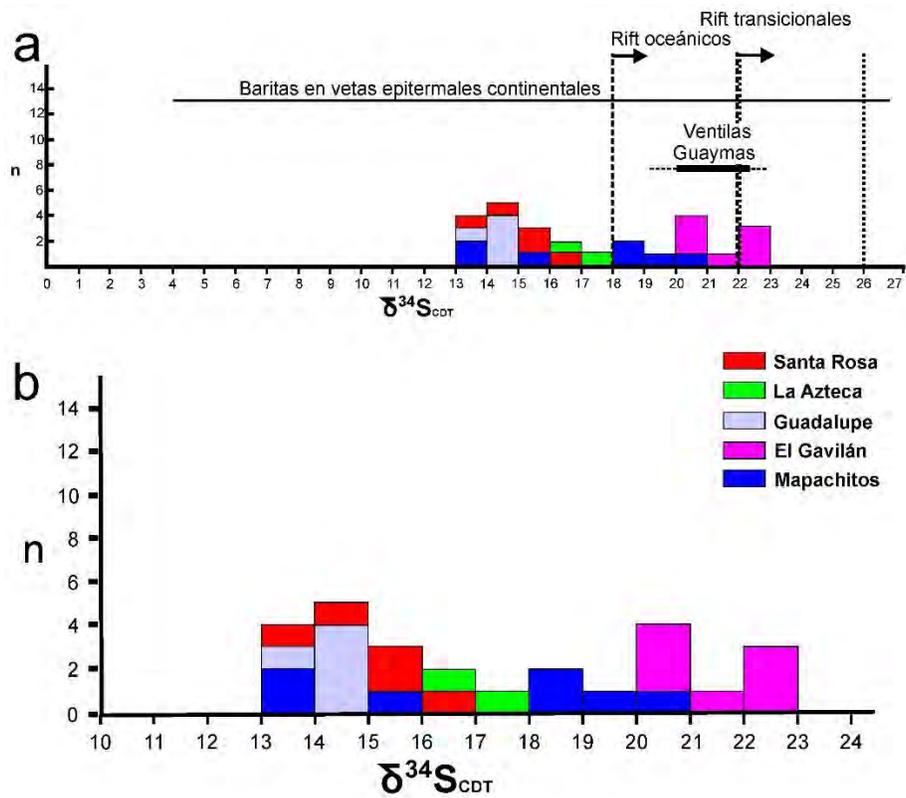


Figura 6.9 Histograma de valores $\delta^{34}\text{S}$ (‰) de muestras de los depósitos de barita de Mapachitos y de las mineralizaciones de manganeso y barita. n: número de análisis. (a) Comparativo de resultados con baritas de vetas epitermales y baritas afines a contextos tectónicos de tipo rift (Rye et al., 1988; Paytan et al., 2002).

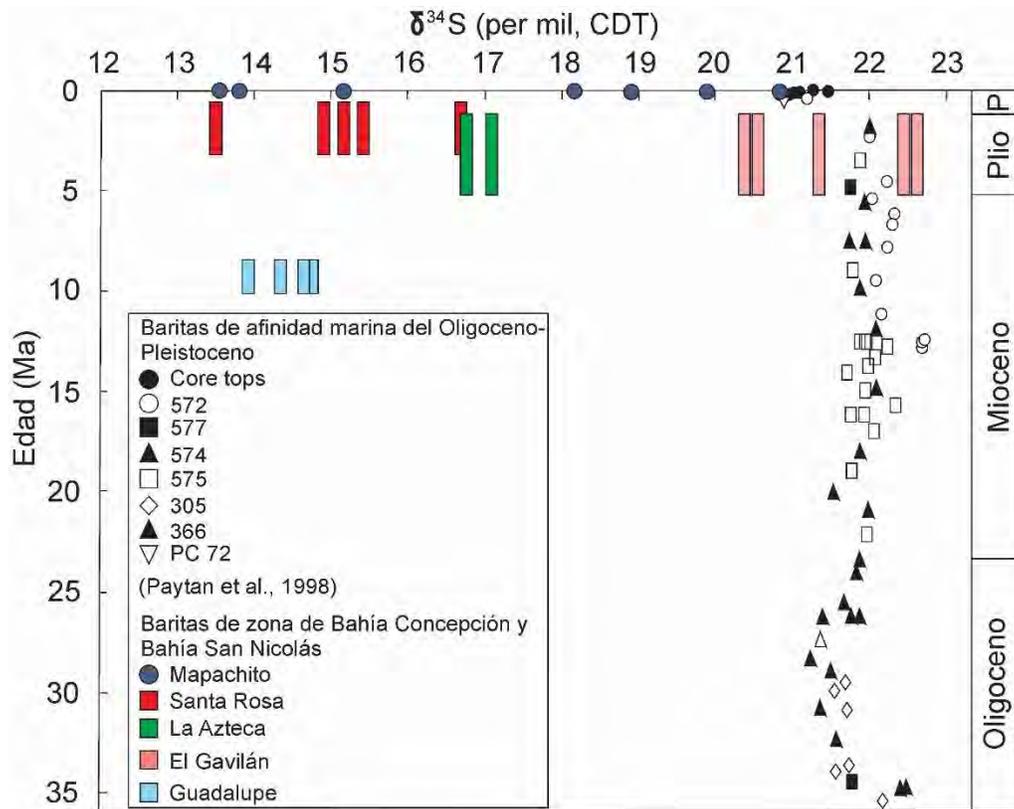


Figura 6.10 Composición isotópica de sulfatos derivados de ambientes marinos desde hace más de 30 Ma. Los datos provienen de muestreos de baritas en diversas ubicaciones reportadas por Paytan et al. (1998). Nótese la distribución miocénica y pliocénica-pleistocénica de los datos de las mineralizaciones en Mapachitos y mineralizaciones de Mn-Ba de las regiones de las bahías Concepción y San Nicolás.

7. Discusión

7.1 Contexto geológico

Las manifestaciones hidrotermales actuales y fósiles en el área de Bahía Concepción, Bahía San Nicolás y Loreto presentan una estrecha relación espacial, en litologías, en estructuras, asociación mineral y genética entre sí, que ponen en evidencia los procesos hidrotermales y metalogenéticos propios de un contexto volcánico y tectónico extensivo dentro de cuencas en la parte meridional de la Península de Baja California.

El área meridional este de la Península de Baja California comprende distintas litologías que van desde un basamento granítico-granodiorítico Cretácico, cubierto por una secuencia potente de rocas volcánicas y volcanoclásticas calco-alcalinas del Oligoceno-Mioceno pertenecientes al Grupo Comondú, incluida la Formación El Salto, secuencias sedimentarias transgresivas, abanicos aluviales pliocénicos y vulcanismo reciente representado por vulcanismo ácido en Punta Pulpito y andesítico-riolítico del Complejo Volcánico Cerro Mencionares. Estratigrafía comparable, aunque con menor desarrollo de las secuencias transgresivas (e.g. Formación Boleo), con las litologías de la Cuenca Santa Rosalía que albergan cuerpos mantiformes de Mn (del Río-Salas et al., 2013).

Bigiggero et al. (1995) y Pallares et al. (2008) reportan datos geocronológicos que evidencian actividad volcánica calco-alcalina del Pleistoceno en los alrededores de la Cuenca de Santa Rosalía y al oeste la Cuenca de Bahía Concepción, calco-alcalino rico en K hacia el oeste de Loreto y calco-alcalino dentro de la zona vulcanismo calco-alcalino andesítico-riolítico de Cerro Mencionares (Bigiggero et al., 1995) y riolítico de Punta Pulpito (Camprubí et al., 2008), asumen cierta continuidad del vulcanismo en la región meridional de la Península de Baja California. Se considera que ciertas manifestaciones termales al sureste de Bahía San Nicolás: Los Volcanes y Saquisismunde se relacionan al vulcanismo riolítico de Punta Pulpito de 0.5 Ma (Casarrubias-Unzueta y Gómez-López, 1994), sin embargo las manifestaciones costeras de Bahía Concepción no reflejan en sus fluidos termales afinidades isotópicas (H y O) magmáticas y un probable origen por flujo regional de fluidos meteóricos y gradiente geotérmico anómalo en un régimen extensivo (Prol-Ledesma et al. 2004). La configuración tectónica actual de la Península de Baja California favorece un flujo de calor superior al promedio (Báncora-Alsina y Prol-Ledesma, 2006) y los contextos tectónicos-estructurales extensivos semiregionales la presencia de numerosos sistemas geotérmicos a lo largo de la costa este de la Península (Arango-Galván et al., 2015).

Las mineralizaciones activas (Mapachitos, Posada Concepción y Los Volcanes) y fósiles (El Gavilán, Guadalupe, La Azteca y Punta Mangle) se alojan en rocas del Grupo Comondú: Fm Pelones, Fm Ricasón y Fm Minitas, en tanto, hacia el sur de Bahía Concepción en rocas sedimentarias de la Fm San Nicolás (Santa Rosa) y de Cuenca Loreto (San Juanico), constriñendo a las mineralizaciones a edades entre Mioceno-Plioceno. Este rango de edades es coincidente con la presencia de clastos con mineralización en abanicos aluviales del escarpe de Falla Bahía Concepción del Plioceno (e.g. Guadalupe), terrazas marinas del Plioceno (Johnson et al. 2003) con fragmentos de veta en Punta Mangle (ver Fig. 4.44) y moldes de restos de concha en precipitados de manganeso de veta San Juanico, contenidos en la arenisca fosilífera pliocénica en Bahía San Juanico (ver Fig. 4.47). Así mismo, espacialmente la mineralización de San Juanico se encuentra adyacente a un vitrófido riolítico de 4.1 Ma (Tabla 3.1), puede suponer una posible conexión genética. En ambientes epitermales donde su fuente magmática plutónica es proximal a la superficie, posee fluidos hidrotermales de carácter ácido, donde existe un flujo continuo rico en H₂O, CO₂, HCl, H₂S y SO₂ con una imposición variable de aguas meteóricas locales que imprimen alteraciones

superficiales típicamente argílica avanzada, presencia de cuarzo oqueroso o estructuras de brechas mineralizadas (e.g. Sillitoe, 2015), en cambio en sistemas análogos a sistemas geotérmicos existen fluidos de carácter neutro o alrededor del neutro, de agua cloruradas y que interactúan con flujos meteóricos de circulación profunda con contenido en CO₂ y H₂S que en superficies se caracterizan por generar alteración argílica y la presencia de sinters silicocalcáreos (Simmons et al., 2005), similar a lo observado en San Juanico con una probable interacción de fluidos hidrotermales con agua marina, alcalina, infiltrada subsuperficialmente, como lo reportado en los manantiales termales de Mapachitos (Villanueva-Estrada et al., 2012).

Estructuralmente hay tres sistemas de fallas y fracturamientos en la región de Bahía Concepción, Bahía San Nicolás y Cuenca Loreto con direcciones NE-SO, NO-SE y NNO-SSE. El primer sistema coincide con la ocurrencia de cuerpos intrusivos miocénicos en la misma orientación NE-SO. Las zonas de interés geotérmico y las zonas mineralizadas se asocian con el sistema NO-SE y NNO-SSE, pertenecientes a la tectónica de apertura del Golfo de California, que afectó a todas las rocas del Grupo Comondú. Durante el Mioceno medio y superior el área se vio sujeta a eventos tectónicos extensivos relacionados con la apertura del Golfo de California, desarrollándose cuencas limitadas por fallas normales de orientación preferente NO-SE, incluso se piensa que la extensión fue sincrónica al vulcanismo del arco Comondú y data desde inicios del Mioceno (Ferrari et al., 2015), algunas de estas fallas se reactivaron en el Plioceno (Umhoefer et al., 2002) y siguen actualmente activas (Zanchi, 1994; Bigioggero et al., 1995). Este fallamiento, hacia el Plioceno tiene un régimen transtensivo y genera cuencas y zonas de acomodo favoreciendo fallamiento de orientación NNO-SSE (Zanchi, 1994) y favorece la presencia de manifestaciones termales como Los Volcanes (ver Fig 4.36). Los regímenes transtensivos son escenarios propicios que favorecen la porosidad y permeabilidad (Sibson, 1996, Ledesma-Vázquez y Johnson, 2001) para la ocurrencia de sistemas geotérmicos a lo largo de la Península de Baja California (e.g. Los Volcanes y Piedras Rodadas).

Las fallas regionales, en especial las regiones dilatacionales, han servido como conductos para mineralizaciones hidrotermales de Mn y canalizan actualmente la circulación de fluidos hidrotermales de los manantiales termales (Casarrubias y Gómez-López, 1994; Prol-Ledesma et al., 2004; Canet et al., 2005a; Camprubí et al., 2008; Del Rio-Salas et al., 2008; Rodríguez-Díaz, 2009). Un posible mecanismo capaz de promover la migración y precipitación de fluidos en los depósitos de Mn (El Gavilán, Santa Teresa, Trinidad, Guadalupe, Minitas, La Azteca, Santa Rosa y San Juanico) fue la generación y reactivación del sistema de fallas Bahía Concepción, Bahía San Nicolás y Cuenca de Loreto, similar a lo suscitado en la Cuenca de Santa Rosalía con el depósito de El Boleo (Freiberg, 1983). Las reaperturas de las fallas son un proceso que favoreció a la depositación de la mayor cantidad de mena debido a una reducción sustancial y repentina en la presión local del fluido en ciertos sitios, produciendo una migración de fluidos y la subsiguiente precipitación de minerales económicos debido procesos de ebullición y mezcla (ver cap. 5). El modelo de válvula de falla supone un mecanismo para mineralizar fallas primarias y secundarias a partir de subsecuentes microrrupturas y microsismos durante la actividad de la falla (Cox, 2016). Esta suposición puede apoyarse en la similitud de estructuras de vetas-brechas de óxido de Mn de orientación NO-SE, estrías de falla pre, durante y post mineralización, evidencias de ebullición con datos microtermométricos en El Gavilán, Guadalupe y Santa Rosa (ver Figs. 5.5, 5.7, 5.11) y actividad de fallas recientes Zanchi, 1994 (Zanchi, 1994; Bigioggero et al.,

1995; Ledesma-Vázquez y Johnson, 2001), incluso sismicidad con epicentros en la región reportada por el SSN.

La edad de los episodios de mineralización de Mn está constreñida por la edad de las rocas donde se alojan y relaciones estratigráficas: para los depósitos de Guadalupe, La Azteca y Punta Mangle rocas volcánicas de la Fm. Pelones, del Mioceno inferior, para la Mina El Gavilán rocas volcánicas de las formaciones Minitas y Pilares, del Mioceno medio, y para las rocas sedimentarias del Plioceno la Mina Santa Rosa de la Fm. San Nicolás. En particular, para el depósito San Juanico se puede tener una edad más aproximada con base en su roca caja, ya que la mena está hospedada en areniscas de la Cuenca Loreto, contemporáneas al proceso de mineralización debido a la presencia de organismos fósiles como los pectínidos: *Argopecten sp.*, y *Leopecten sp.*, dentro de la mineralización de edades restringidas al Plioceno superior (Piazza y Robba, 1988). Considerando la conexión entre las estructuras mineralizadas y los sistemas de fallas NO-SE, la edad mínima posible para los procesos de mineralización es el Mioceno superior-Plioceno, la cual es establecida con el sistema de fallas miocénicas-pliocénicas de la zona de Loreto (Uhmoefer et al., 2002). Considerando la reactivación de estas fallas en la región de Loreto durante el Plioceno, la metalogénesis de Mn puede ser más joven que el Mioceno superior, concordando con la existencia de depósitos de Mn en rocas sedimentarias pliocénicas en el norte de la Cuenca de Loreto (depósito San Juanico).

Adicionalmente, la edad precisa de la mineralización de Guadalupe, por su exposición de su alteración propilítica en diversos pulsos de adularias, revelada por Ar-Ar 10.3 y 8.7 Ma (Tabla 6.6), evidenciando el inicio de la mineralización en Bahía Concepción a finales del Mioceno. Así mismo, evidencia una longevidad del sistema hidrotermal considerable, comparable con la vida de algunos sistemas geotérmicos como Lardarello, Italia con 3 Ma (del Moro et al., 1982).

También hay que considerar que puede ser un proceso hidrotermal prolongado en toda la región, desde el Mioceno superior hasta la actualidad (Mapachitos y Posada Concepción), estrechamente relacionada a la evolución de las cuencas tectónicas (e.g. Concepción, San Nicolás y Loreto). En la zona se ha reconocido actividad hidrotermal fósil, en particular al SE de Bahía Concepción en la secuencia sedimentaria rica en sílice de la Fm. Infierno del Plioceno superior, relacionadas a sistemas de fallas y fracturas NO-SE (Johnson et al., 1997; Ledesma-Vázquez et al., 1997; Ledesma-Vázquez y Johnson, 2001).

Se pueden considerar a las mineralizaciones de la Cuenca de Bahía Concepción y Península de Concepción (El Gavilán y La Azteca) las más antiguas del Mioceno tardío (e.g. Guadalupe, 10.3 Ma), seguidas de la silicificación en la Fm Infierno; contemporánea con la mineralización Santa Rosa alojado en la Formación San Nicolás, de la Cuenca San Nicolás y más recientemente del Plioceno superior aquellas de la Cuenca Loreto (Punta Mangle y San Juanico).

Las edades más antiguas de las mineralizaciones de Mn, en especial el evento de 8 Ma (Guadalupe) son comparables con lo reportado en la Cuenca de Santa Rosalía, al norte de la zona de estudio, donde el yacimiento de El Boleo (Cu-Mn) fue datado por Conly (2003), a partir de los óxidos de Mn, encontrando una edad de 7.0 ± 0.2 Ma y del Rio-Salas et al. (2008), a partir de las relaciones isotópicas de Re y Os una edad cercana a los 7 Ma para el depósito de Lucifer. Ochoa-Landín et al. (2000) y Miranda-Avilés et al. (2005) describieron depósitos de travertino y toba, con estromatolitos, ricos en sílice en la Fm. Boleo de la Cuenca de Santa Rosalía, del Mioceno superior, asociados a pulsos hidrotermales ricos en sílice,

posiblemente relacionados con la actividad de mineralización de Mn en la zona y comparables con lo suscitado en la Cuenca de Bahía Concepción.

7.2 Asociaciones minerales

Alrededor de los manantiales termales de Ensenada Mapache existen precipitados en forma de vetas, stockworks, brechas y costras de todorokita, romanechita, oxhidróxidos de Fe, pirita, cinabrio, barita, calcita y ópalo A y A/CT (Canet et al., 2005a). En los manantiales termales de Posada Concepción hay vetas, stockworks y brechas todorokita, romanechita, oxhidróxidos de Fe, aragonita, calcita, barita, ópalo A y CT, cristobalita, tridimita, cuarzo y montmorillonita. Estas estructuras y asociaciones mineralógicas entre ambos depósitos de manantiales termales costeros son muy similares entre sí, además de coincidir con lo hallado en las mineralizaciones de Mn en El Gavilán: ramsdellita, pirolusita, coronadita, romanechita, barita, dolomita, pirita, calcopirita, esfalerita, casiterita, aleaciones de Au-Pd-Pt, apatito, cuarzo, aragonita, calcita y goethita, para el depósito Guadalupe ramsdellita, pirolusita, romanechita, todorokita, pirita, calcopirita, esfalerita, galena, barita, calcita, cuarzo y goethita, en Santa Rosa romanechita, pirolusita, barita, ópalo, calcita y goethita, todas ellas en vetas, stockworks y brechas (Fig. 7.1). Las estructuras y asociaciones minerales son asimismo similares a las observadas en otros depósitos de Mn del área de Bahía Concepción (Minitas, Santa Teresa, Trinidad, La Azteca y San Juanico; González-Reyna, 1956; Rojas, Terán-Ortega, et al., 1993; Terán-Ortega y Avalos-Zermeño, 1993; Rodríguez-Díaz, 2004; Camprubí et al., 2008) y Boleo y Lucifer en la Cuenca de Santa Rosalía (Freiberg, 1983; Del Río-Salas et al., 2008). Las estructuras y asociaciones minerales encontradas en las mineralizaciones de Mn y manantiales termales costeros de Bahía Concepción, Bahía San Nicolás, Bahía San Juanico coinciden con las de depósitos de ambiente manantial termal (*hot spring*) como en Hokkaido, Japón (Miura y Hariya, 1997), Artillery Mountains, Arizona (Mouat, 1962), Golconda, Nevada, EUA (Kerr, 1940), Vani, Milos, Grecia (Liakopoulos et al., 2001), minas de Córdoba, Argentina (Leal, 2002) y la mina de Montaña de Manganeso, S.L.P., México (Madondo, 2017). El desarrollo de grandes estructuras de sulfuros es característico de los sistemas hidrotermales de gran profundidad (Berger, 1985). Los sistemas hidrotermales someros lacustres o marinos pueden originar depósitos metalíferos ricos en Mn, Ba, Pb, Zn, As, Sb, Ag, Hg y Tl, con óxidos, sulfuros y elementos nativos (Canet y Prol-Ledesma, 2004).

Las texturas crustiformes, coloformes y botrioidales, predominantes en las mineralizaciones actuales y fósiles del área de estudio, pueden indicar una deposición coloidal típicamente a partir de fluidos hidrotermales de baja temperatura (Ramdorh, 1980; Craig y Vaugham, 1994). Es común encontrar texturas laminadas y botrioidales en otros depósitos de Mn como en Logan Mine, California, y en Valley, Nuevo México, EUA (Mouat, 1962; Hewett, 1964). También, en depósitos de manantiales termales se pueden encontrar texturas travertínicas como en el manantial Golconda, en Nevada (Kerr, 1940) y en Ensenada Mapache y Posada Concepción. En depósitos de manantial termal es distintiva la formación de sinters silíceos o calcáreos, coronando sistemas de vetas epitermales (Sillitoe, 2015), así como el brechamiento hidrotermal (Berger, 1985). Las texturas de relleno de espacios abiertos con la formación de cristales con caras bien desarrolladas y zoneamientos son comunes en todos los depósitos. El relleno de espacios abiertos es un proceso frecuente que tiene lugar en zonas de poca profundidad (baja presión) (Grigoriev 1965; Ramdohr, 1980; Guilbert y Park, 1986). Se considera que la zonación indica crecimiento rápido, temperaturas bajas, y soluciones impuras, aunque también puede indicar crecimientos renovados o

cambios rítmicos en las condiciones de precipitación (Grigoriev 1965; Ramdohr, 1980). En el caso de estudio, estos cambios pueden reflejar variaciones en la composición química del fluido. Son notables los cambios en el contenido de Ba en pirolusita, romanechita, todorokita y coronadita, evidenciados por análisis de SEM-EDS (e.g. Fig. 4.6). También, están presentes las texturas esferulíticas en las mineralizaciones, Augustithis (1982) menciona que estas texturas son comunes en procesos de flujos lentos, de baja temperatura y ocasionalmente ligadas a actividad de microorganismos. En las vetas de El Gavilán y Guadalupe existe una textura de reemplazamiento pseudomórfico de ramsdellita (MnO_2) o manganita ($\gamma\text{-MnO}(\text{OH})$) por pirolusita (*shrinkage cracks* // 010, Fig. 4.25). Comúnmente esta textura se observa en depósitos de Mn (Ramdohr, 1980; Liakopoulos et al., 2001), por ejemplo en los yacimientos hidrotermales del norte de Armenia (Yashvili, 1980), y es el reflejo de una transformación de fase inestable a una más estable de óxidos de Mn (Post, 1999). Craig y Vaughan (1994) plantean que el reemplazamiento puede tener lugar por: disolución y subsiguiente precipitación, oxidación y difusión en estado sólido. La alteración en la roca caja de las mineralizaciones y las manifestaciones termales es moderada y consiste en un reemplazamiento parcial o total de los minerales de la roca caja, como plagioclasa y piroxeno, por romanechita, así como una zeolitización, argilización, silicificación y oxidación supergénica moderadas, muy similar a lo encontrado en Luis López, Nuevo México, EUA (Lueth et al., 2004), en Vani, Milos, Grecia (Liakopoulos et al., 2001) y en minas de Córdoba, Argentina (Leal, 2002), así como en sistemas geotérmicos (Browne, 1978) y difiriendo únicamente, por la presencia de adularia, sericita y motmorillonita, comunes en los yacimientos epitermales a profundidad (Hedenquist et al., 2000).

Las alteraciones hidrotermales presentan asociaciones que comprenden a la zeolitización, argílica y silicificación, dispuesta desde facies distales hacia la estructura mineralizada (Fig. 7.2), característica zonación lateral en superficie de vetas epitermales y en sistemas geotérmicos, con desarrollo a profundidad con alteraciones de los tipos subpropilítica y propilítica (Hedenquist et al., 2000; Canet et al., 2015), símil a lo encontrado únicamente en Guadalupe por lo niveles de exposición del depósito.

La química de algunos minerales de mena presenta variaciones de sus componentes. La romanechita en El Gavilán registra valores altos de PbO (~8.2 % en peso) y bajos de BaO (~7 % en peso), en el caso de Guadalupe altos de BaO (alrededor de 16 % en peso), y en Santa Rosa valores altos de BaO que oscilan (entre 17 y 18 % en peso). La romanechita de los manantiales costeros de Mapachitos presenta mayor contenido en Si (más del 3 % en peso de SiO_2) y en Mg (más de 1 % en peso de MgO), mientras que el contenido en BaO es de 10 % en peso (Canet et al., 2005a). Debido a su estructura interna la romanechita puede tener cantidades variables de Ba y H_2O , en proporciones generalmente 1:2 (Wadsley, 1953; Bursill, 1979; Turner y Post, 1988), similar a la proporción hallada en Mina Santa Rosa. De la fórmula general de la romanechita $(\text{Ba}, \text{H}_2\text{O})_2 (\text{Mn}, \text{R})_5 \text{O}_{10}$, donde R puede incluir elementos como Si, Al, Mg, Ca, Na, K, Sr, W, Cu, Zn, Ni, y Co (Wadsley, 1953; Post, 1999), sólo se encontraron: Al, Fe, Si, Ca y Mg, del total de elementos que suele contener la romanechita, exceptuando al W que no se analizó. La todorokita en los manantiales termales presenta un enriquecimiento en BaO (entre ~0.3 y 10 % en peso), en SiO_2 (0.15 a 11.21 % en peso), en MgO (0.29 a 6.99 % en peso), en CaO (entre ~0.3 y 3 % en peso) y cantidades menores al 3 % en peso en Na, K y Fe. Para la mina Guadalupe se registran enriquecimientos de BaO (entre 14.63 y 15.77 % en peso), en CaO (0.42 a 1.23 % en peso), en MgO (0.05 a 0.16 % en peso) y menores al 1 % en peso de SiO_2 , V_2O_5 , Al_2O_3 , PbO, Na_2O y K_2O .

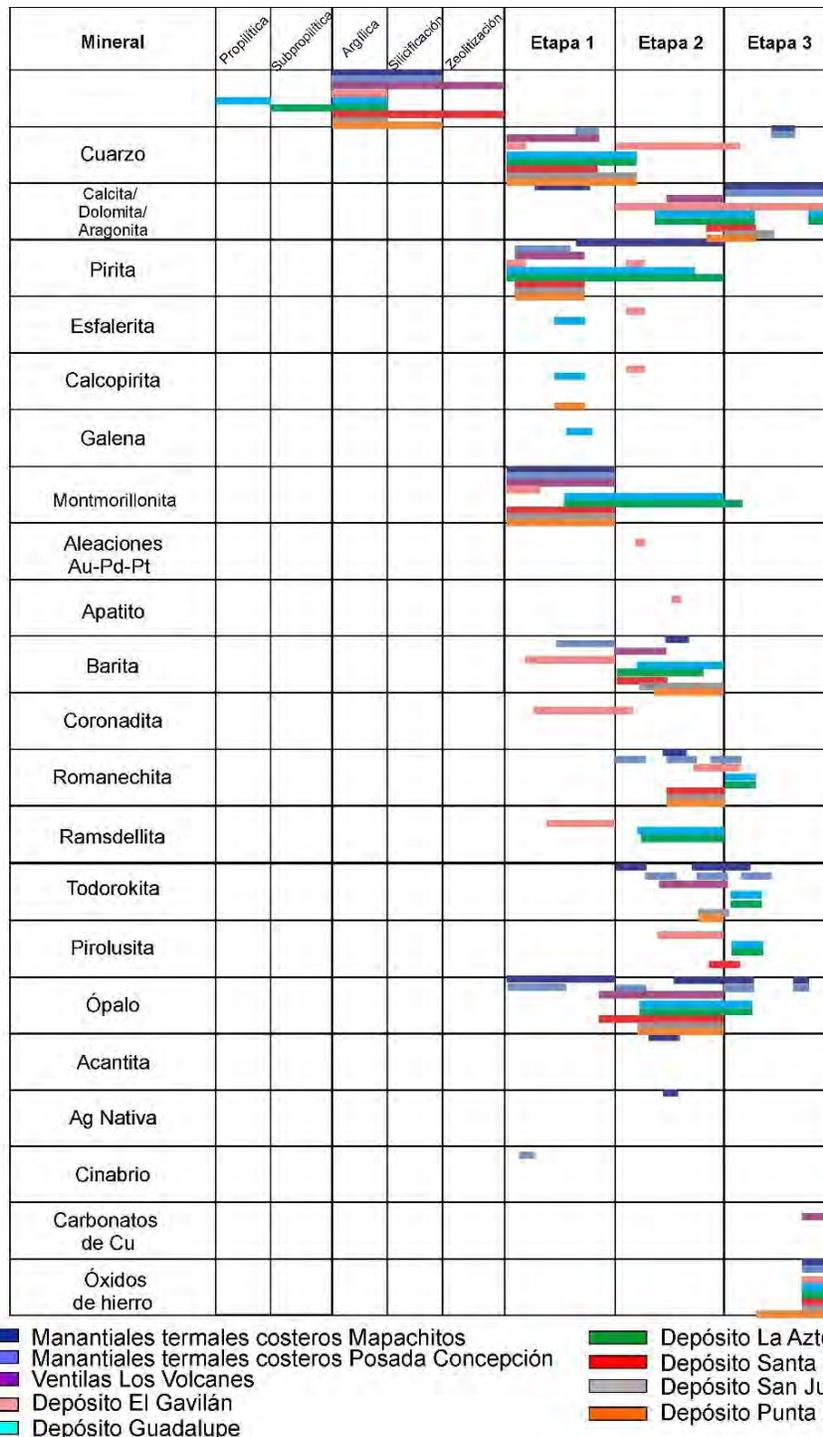


Figura 7.1. Cuadro paragenético generalizado y comparativo de las mineralizaciones en manantiales costeros y en depósitos de Mn.

La todorokita es común en las estructuras estromatolíticas de los manantiales y las mineralizaciones del área de Bahía Concepción. La todorokita es común en los nódulos submarinos de Fe-Mn y, a veces, en sedimentos metalíferos de origen hidrotermal (Burns y Burns, 1978a,b; Corliss et al., 1978; Siegel y Turner, 1983; Usui et al., 1997; Usui y Glasby, 1998). Por su estructura cristalina y su ambiente geológico de formación, la todorokita puede

incorporar Ca, Mg, Na, K, Ba, Cu, Co, Ni, Pb, Fe y Si (Post et al., 2003). Un alto contenido en Mg en todorokita indica su génesis en ambiente marino, y altos contenidos en Ca son típicos de ambientes continentales en interacción con fluidos meteóricos (Chukhrov y Gorshkov, 1981; Vodyanitskii et al., 2004; Andersen et al., 2005; Rezaei et al., 2005). Esta tendencia se confirma en el área de estudio, pues la todorokita de los manantiales termales intermareales es más rica en Mg y la de la Mina Guadalupe más rica en Ca.

La coronadita sólo fue encontrada en la Mina El Gavilán y presenta valores bajos de PbO (entre 7.00 y 9.97 % en peso) y altos de BaO (entre 4.42 y 6.70 % en peso), en comparación con cristales de depósitos hidrotermales como Imini, Marruecos (29 % en peso de PbO y 0.04 % en peso de BaO; Perseil y Giovanoli, 1988), Vani, Grecia (entre 4.80 y 23.20 % en peso de PbO y 1.03 y 6.04 % en peso de BaO; Liakopoulos et al., 2001) y el depósito supergénico de Madjarovo, Bulgaria (entre 26.63 y 28.82 % en peso de PbO y sin BaO, Vassileva et al., 2004). La coronadita es común en los depósitos supergénicos, pero menos frecuente en yacimientos hidrotermales y en los nódulos de Mn (Hewett, 1964; Perseil y Giovanoli, 1988; Liakopoulos et al., 2001; Vassileva et al., 2004).

La paragénesis en los manantiales termales presenta en general tres etapas de mineralización, sin incluir alteraciones, con una etapa rica en la precipitación de óxidos de Mn, otra etapa rica en minerales de la sílice, y una tardía de óxidos de Fe y calcita (Fig. 7.1), además en particular en Ensenada Mapache se tiene una etapa inicial caracterizada por la presencia de sulfuros al comienzo y de sulfatos hacia el final. En los depósitos de Mn también se pueden observar en general tres etapas de mineralización, con una etapa rica en óxidos de Mn y una etapa tardía caracterizada por oxihidróxidos de Fe.

La segunda etapa de mineralización es la de mayor importancia económica por la cantidad de minerales de mena. Las últimas etapas de mineralización incrementan el contenido de minerales de ganga. La precipitación de barita regularmente se asocia a la de los óxidos de Mn en los depósitos.

La presencia de fases silíceas amorfas en los depósitos de los manantiales termales y mineralizaciones de Mn en el área de estudio es común. La sílice puede precipitar por la presencia de soluciones hidrotermales de baja temperatura (Hesse, 1988), tanto en manantiales termales submarinos como continentales (Calvert, 1974). En tales casos, el precipitado primario más común de la sílice, ópalo A, es relativamente inestable y puede reaccionar con el agua marina para formar minerales autigénicos (Burley et al., 1985). Se ha observado que la sílice en nódulos de pedernal es de origen biogénico, y que precipita como cristobalita pobremente cristalizada (ópalo CT) (Davis y Supko, 1973; Greenwood, 1973). La presencia de carbonatos favorece la formación del ópalo CT (Hesse, 1988). Wise et al. (1973). Las fases silíceas amorfas de origen hidrotermal también están presentes en las secuencias sedimentarias del Plioceno tardío de la Fm. Infierno (Johnson et al., 1997; Johnson y Ledesma-Vázquez, 2001). Las fases pobremente cristalinas o amorfas suelen ser abundantes en los depósitos hidrotermales submarinos someros, e incluyen oxihidróxidos de Fe, óxidos de Mn y ópalo (Canet et al., 2005b; Pichler y Veizer, 1999), similar a lo encontrado en manantiales submarinos profundos reemplazando a los sulfuros, acompañados de óxidos de Mn en sedimentos metalíferos y en sistemas hidrotermales de baja temperatura (Haymon y Kastner, 1981; Nicholson, 1992; Burgath y von Stackelberg, 1995; Bogdanov et al., 1997; Marchig et al., 1999; Daesslé et al., 2000; Hannington et al., 2001; Lüders et al., 2001). La precipitación de estas sustancias depende de las condiciones redox, y su cristalinidad de la cinética de precipitación (Chao y Theobald, 1976; Elderfield et al., 1977; Roy, 1992; Glasby et al., 1997). Los manantiales termales someros pueden contener minerales como sulfuros

(pirita, cinabrio, rejalgar y oropimente), sulfatos (anhidrita, yeso y barita), carbonatos (calcita), fosfatos (hidroxilapatita) y elementos nativos (azufre y mercurio) (Stoffers et al., 1999; Canet et al., 2005a,b). La precipitación de barita se debe a la mezcla entre el agua termal, rica en Ba y con Eh reductor, y el agua marina, rica en SO_4 (Canet et al., 2005a).

En los depósitos de El Gavilán y Guadalupe existen asociaciones de sulfuros de metales base y metales preciosos, relacionados con la presencia de cuarzo y dolomita. En El Gavilán se hallan aleaciones de Au-Pd-Pt, ricas en Au y Pd. Es importante destacar que es común encontrar aleaciones de Au-Pd-Pt en diversos yacimientos, especialmente de carácter ortomagmático ligados a cuerpos ultramáficos, como en el distrito de Waterberg en la parte central del Complejo Bushveld, Sudáfrica (McDonal et al., 1999), donde además existen evidencias de hidrotermalismo como brechas y vetas con texturas colofomas de cuarzo, y oxihidróxidos de Fe y pirolusita con valores económicos de Au y EGP. Al oeste de Bleida en las ofiolitas de Bou Azzer en el cinturón Anti-Atlas, Marruecos, se encuentran asociaciones de óxidos de Mn con MGP (Ghorfi et al., 2005). En vetas de carbonatos en el depósito de Hope's Nose en Devon, Inglaterra, hay aleaciones de Au-Pd de hasta 1 cm, asociadas a estibioarseniuros y seleniuros (Clark y Criddle, 1982; Harrison y Fuller, 1987; Stanley et al., 1990). En el depósito de Serra Pelada en Brasil, existe una parte del depósito conocida como facies "hidrotermalito" donde se presentan minerales de Pd y Au, ocasionalmente relacionados con óxidos de Mn ricos en Ba (Moroni et al., 2001). Algunos depósitos submarinos de nódulos de Mn y de ventilas hidrotermales es probable encontrar valores anómalos de EGP y metales preciosos (Crochet, 1990; Pan y Xie, 2001; Canet et al., 2003; Pašava et al., 2004). En el depósito Ferrífero Cuadrilátero, en Brasil, se tiene una mineralización de Au-Pd asociada a vetas ricas en hematites, cuarzo, caolinita, talco y óxidos de Mn (Oliveo et al., 1995; Cabral et al., 2001).

Recientemente se han observado la presencia de EGP en otras tipologías de yacimientos hidrotermales y sedimentarios, como las de tipo inconformidad, lo que sugiere que fluidos de baja temperatura pudieron transportar Pt y Pd como complejos cloruro, bisulfuros y/o complejos hidróxidos (Moutain y Word, 1988; Bloom et al., 1992; Cabral et al., 2002). La removilización post-deposición de EGP puede ser realizada por soluciones hidrotermales de baja temperatura y oxidantes a semireductoras (Moutain y Word, 1988; Bloom et al., 1992; Sawlowicz, 1993; Cabral et al., 2002). Los mecanismos del comportamiento de los EGP y el transporte en soluciones hidrotermales de baja temperatura son pobremente conocidos, pero el fraccionamiento químico entre los EGP se ha confirmado (Mountain y Word, 1988; Ruaya, 1988; Sawlowicz, 1993).

7.3 Geoquímica

En los precipitados de las manifestaciones termales intermareales de Ensenada Mapache se observan cantidades de MnO de hasta el 24.2 % en peso de MnO en las muestras ricas en óxidos de Mn, mientras que el SiO_2 es alto (hasta el 56.3 % en peso) en los agregados cementados por ópalo. En algunas muestras de fragmentos de veta de sílice se han encontrado valores alrededor del 90 % en peso de SiO_2 . Todas las muestras analizadas presentaban un enriquecimiento de Ba (hasta de 300000 ppm), coincidente con la presencia abundante de barita y de óxidos de Mn ricos en Ba como la romanechita y todorokita. Además, los precipitados submarinos e intermareales de Bahía Concepción presentan altas concentraciones de As, entre 24 y 2002 ppm, semejante a lo reportado por Canet et al. (2005a). Los análisis de los depósitos de los manantiales termales de Posada Concepción muestran contenidos mayores de SiO_2 y menores de MnO con respecto a los de Ensenada

Mapache. El SiO₂ se encuentra en concentraciones entre 10.44 y 93.49 % en peso, MnO en cantidades menores a 48.18 % en peso y MgO en concentraciones entre 0.76 y 19.91 % en peso. También existen anomalías de Sr (55-3610 ppm) y Ba (menor a 200067 ppm). En cantidades por debajo del 1 % en peso, destacan el As, V, Zn y Cu.

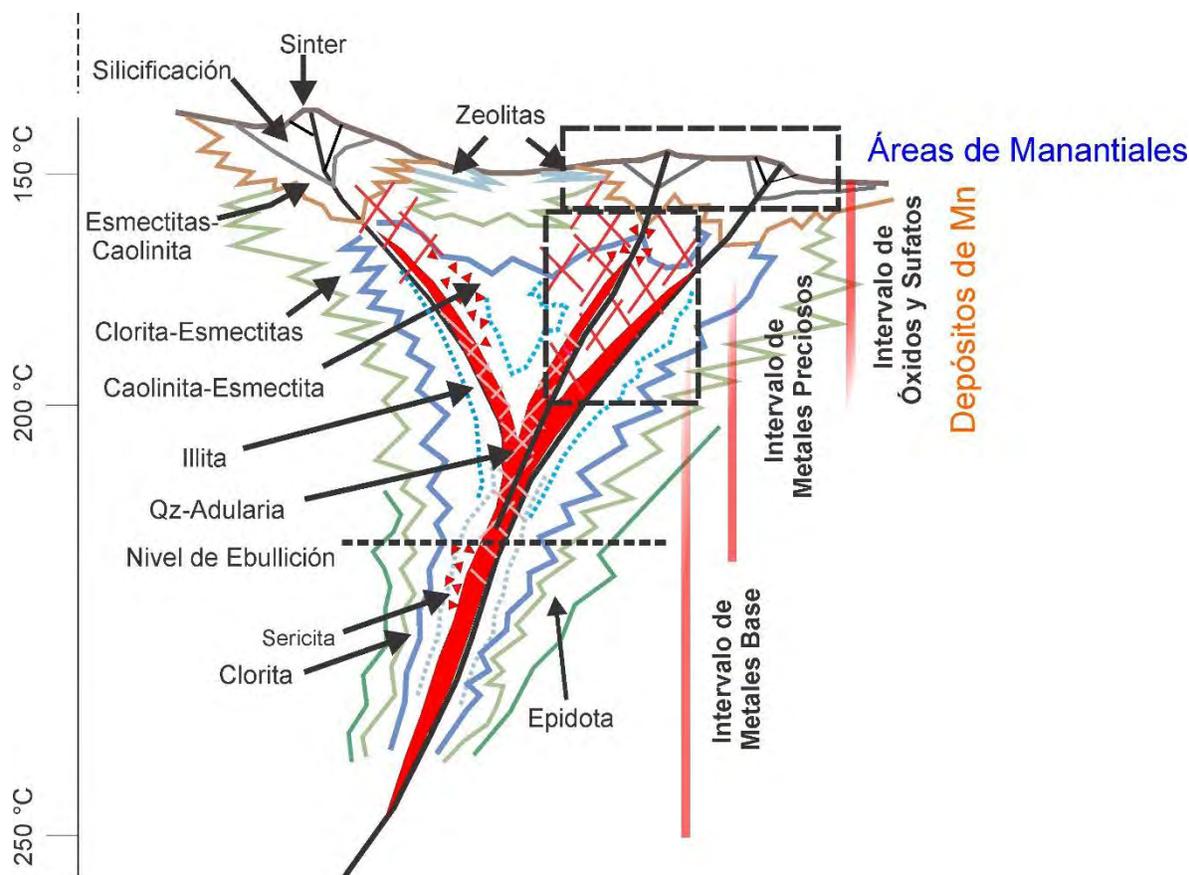


Figura 7.2. Modelo esquemático para una estructura de tipo veta hidrotermal y su relación espacial con asociaciones minerales y tipologías de alteración. En el modelo se ubican las posiciones de los depósitos de los manantiales termales costeros y los depósitos de manganeso (modificado de Buchanan, 1981).

En la Mina Gavilán los componentes más abundantes en la mena son MnO (entre 47.58 y 83.60 % en peso), SiO₂ (entre 1.48 y 2.43 % en peso), y Al₂O₃ (hasta el 0.82 % en peso). El valor de Al+Si es de hasta el 2 % en peso y Fe de hasta el 1 % en peso, lo que corresponde a una mena de tipo grado químico o batería. Estos datos son semejantes a los reportados por González-Reyna (1956) y Wilson (1956). También existen anomalías de Ba (entre 19 y 38100 ppm) y Sr (1140- 5940 ppm). En cantidades por debajo del 1 % en peso, destacan el Pb, Zn, Cu, V, As y W, también reportados por González-Reyna (1956).

Los componentes químicos más destacados en la Mina Guadalupe son MnO (entre 0.15 y 48.83 % en peso), SiO₂ (entre 0.00 y 86.01 % en peso), Al₂O₃ (entre 0.66 y 3.22 % en peso), y BaSO₄ (hasta el 16.6 % en peso), en concordancia con la abundancia de cuarzo, ópalo y barita. El valor de Al+Si es de hasta el 40 % en peso, y Fe de hasta el 3.8 % en peso, mena del tipo grado cerámico o diversos usos industriales. También se encuentran anomalías de Sr (154-4240 ppm). En cantidades por debajo del 1 % en peso destacan el Zn, Cu, As, Pb,

V y W. Terán-Ortega y Avalos-Zermeño (1993) reportaron leyes del orden de 0.14 a 1.1 g/Ton de Au y de 0.4 a 6.3 g/Ton de Ag y clavos de hasta 62 g/Ton de Ag, con anomalías de As, Sb, Co y Ni, éstos dos últimos con leyes entre 10 a 50 a g/Ton.

Los componentes químicos mayoritarios de un concentrado de mineralización de La Azteca corresponden a MnO con casi 80% en peso, seguidos de CaO (<4.5 % en peso) y SiO₂ (<3% en peso), casi grado metalúrgico. El concentrado presenta un enriquecimiento en Ba con ~16 % en peso, As, Cu, W y Sb (<1.5 % en peso) y Ag con 1 ppm.

Los componentes químicos más abundantes en las muestras de Mina Santa Rosa son de 23.6 a 50.0 % en peso de MnO, de 13.3 a 32.4 % en peso de SiO₂, y de 9.9 a 13.7 % en peso de BaO. Además, en cantidades menores Al₂O₃ (entre 1.8 y 9.5 % en peso), Fe₂O₃ (total) (de 0.5 a 4.2 % en peso), coincidentes con los fragmentos de roca caja y magnetita-maghemita en las estructuras mineralizadas, y CaO (de 0.2 a 2.6 % en peso). La mena corresponde al grado cerámico y de otros usos industriales excepto metalúrgico, batería o química, con altos contenidos en SiO₂, Al₂O₃ y barita (en promedio 20.8% en peso). En cantidades por debajo del 1 wt. %, se detectan Sr, Sb, As, V, W, Cu y Zn.

En San Juanico el MnO se encuentra <60 % en peso, con cantidades importantes de SiO₂, CaO y un enriquecimiento en Ba, Sr, V, As, W y Cu.

En el caso de Punta Mangle el MnO está por debajo de 33 % en peso y hasta un 53 % en peso de SiO₂, dificultando su posible aplicación industrial. EL enriquecimiento en Ba, Sr, As y Zn.

En precipitados de manantiales termales de Hokkaido, en Japón, se puede observar también concentraciones altas de Mn de entre 23.9 y 59 % en peso (Miura y Hariya, 1997). Análisis en los lagos del rift del Este de África revelan una depositación por más de 5000 años de sedimentos ricos en Mn, por fluidos hidrotermales con concentraciones de Mn de entre 1.2 ppm hasta 1 % en peso de Mn (Degens y Kulbicki, 1973). Anomalías de elementos traza como Ba, Sr, As, Cu, Li, Mo, Sb, Hg, Ag, Au, Cu, Pb, Zn, Mo, Ni, Co y Tl pueden fungir como indicadores de procesos de mineralización en yacimientos de manganeso, en especial los que tienen que ver con manantiales hidrotermales submarinos y continentales (Hewett, 1964; Ostwald, 1986; Bonatti et al., 1972; Usui, 1990; Nicholson, 1992a; Crespo y Lunar, 1997; Hein et al., 1997; Miura y Hariya, 1997; Liakopoulos et al., 2001). Tales elementos, más el V y el W, han sido encontrados en el área de estudio, tanto en los depósitos de Mn, como en los manantiales termales. Existen asociaciones de elementos distintivos para cada tipo de depósito de Mn, encontrándose que los depósitos supergénicos presentan una asociación principal de Mn-Ba-Ca-Co-Cu-Ni-Zn, en tanto los hidrotermales de Mn-As y, particularmente, los manantiales termales de Mn-Ag-As-Cr-La-Mo-Ni-Zn (Nicholson, 1992a).

En las muestras de precipitados de los manantiales termales y las minas de Mn es común encontrar que los valores de la razón Fe/Mn caigan en el intervalo $0.1 > Fe/Mn > 10$, propuesto por Nicholson (1992a) para indicar una génesis hidrotermal de las mineralizaciones en Mn. Otras relaciones utilizadas para discriminar ambientes genéticos de mineralización son Co/Zn y Co+Ni+Cu; para el caso particular de depósitos con origen hidrotermal, estas relaciones son de ~0.15 y <0.01% en peso, respectivamente (Nicholson, 1992a; Toth, 1980; Bolton et al., 1988; Usui et al., 1997). Los manantiales termales de Bahía Concepción presentan valores de Co/Zn entre 0.02 y 1.01 y de Co+Ni+Cu entre 0.02 y 0.36 % en peso, mostrando una afinidad moderada al valor típico hidrotermal, en tanto los depósitos de Mn guardan mayor afinidad a los valores típicos de génesis hidrotermal (Co/Zn: ~0.18 y Co+Ni+Cu: ~0.01% en peso).

Las diferencias marcadas en las concentraciones de Mn y Fe de los depósitos de los manantiales termales costeros y los depósitos de Mn, denotadas por las relaciones Fe/Mn, son consecuencia de un drástico fraccionamiento entre estos dos elementos, debido a las condiciones redox y a diferencias en su solubilidad, durante la descarga de las soluciones hidrotermales. Los límites de estabilidad de los compuestos de Fe y Mn muestran que el Fe tiende a precipitar primero, proximal respecto a la fuente de origen, mientras que el Mn permanece mayor tiempo en solución (Panagos y Varnavas, 1984). El fraccionamiento de los compuestos de Mn y Fe refleja una variación espacial del Eh y/o pH. La respuesta a un cambio de incremento gradual de Eh y/o pH es la precipitación de hidróxidos de Fe primeramente, seguidos de hidróxidos de Mn (Krauskopf, 1957; Hem, 1972). Este fenómeno es evidenciado en depósito como Milos, en Grecia (Liakopoulos et al., 2001).

El indicador geoquímico de la relación Co/Zn señala un carácter hidrotermal para valores de $Co \ll Zn$ e hidrogenético para $Co > Zn$ (Toth, 1980). En los depósitos de Mn y manantiales termales se encontraron valores de $Co \ll Zn$. Existen diagramas binarios y triangulares que hacen uso de elementos mayores y traza para discriminar entre los diversos tipos de depósitos de Mn, entre los que se tiene al diagrama Si vs. Al, donde el campo de origen hidrotermal se caracteriza por valores altos de Si y bajos de Al, un mayor contenido de Al puede ser atribuido a la presencia de material detrítico y de minerales arcillosos característicos (Crerar et al., 1982). En dicho gráfico todas las muestras de los manantiales termales y depósitos de Mn del área de estudio caen dentro del campo hidrotermal.

Otro diagrama binario es el de $As+Cu+Mo+Pb+V+Zn$ vs $Co+N$, el cual permite distinguir depósitos hidrotermales de supergénicos (Nicholson, 1992a). Del mismo modo, todas las muestras de los manantiales termales y de los depósitos se encuentran en el campo hidrotermal. El diagrama $Cu+Ni+Co$ vs. Co/Zn se emplea para diferenciar yacimientos de Mn hidrotermales de hidrogenéticos (Toth, 1980); los datos de los manantiales termales y depósitos de Mn señalan un origen hidrotermal.

Un diagrama triangular que emplea elementos similares es el de $(Co+Ni+Cu)*10$, Fe y Mn, para distinguir entre ambientes marinos hidrotermales, hidrogenéticos y diagenéticos (Bonatti et al., 1972), donde los resultados graficados del presente estudio muestran una clara afinidad hidrotermal. Otro diagrama ternario usado es el de $Si*2$, Fe y Mn propuesto por Toth (1980) y mejorado por Nath et al. (1997), donde sólo en los depósitos de Gavilán y Guadalupe se observa una tendencia al campo de cortezas marinas de Mn hidrotermales. La mayoría de depósitos de Mn hidrotermales submarinos recientes (p.e., los de la dorsal del EPR y de las Galápagos) presentan concentraciones de elementos trazas (Cu, Zn, Ni y Co) más altas que los sedimentos pelágicos, pero estas concentraciones son mucho menores las de los depósitos hidrogenéticos (Cronan, 1980). Choi y Hariya (1992) y Shah y Khan (1999) distinguieron a los depósitos hidrogenéticos (por ejemplo, los nódulos de Mn del piso oceánico) de los depósitos hidrotermales submarinos de Mn por medio de la relación de Zn, Ni y Co en un diagrama ternario. Sin embargo, sólo los datos de Mapachitos y Mina Guadalupe muestran una moderada tendencia al campo genético hidrotermal.

Una correlación ($r > 0.5$) de elementos traza en los depósitos de manganeso exhibe una firma geoquímica de Mn, Sr, V, Cu, As, Ba, Ag, W, Mo y Sb, semejante a la correlación encontrada en depósitos hidrotermales de los manantiales costeros Mn, Ba, Sr, Zn, Cu, V, Pb, Sb, As, W y Tl, comparable con otros yacimientos hidrotermales de manganeso (Nicholson, 1992a). Además, esta firma geoquímica podría servir de guía de exploración en sistemas de vetas de Ag, ya que se han encontrado asociaciones de acantita y plata nativa en

los depósitos de los manantiales de Posada Concepción y valores subeconómicos en barrenos de exploración someros en el prospecto de Guadalupe.

7.3.1 Comportamiento de Mn-Ag en el sistema hidrotermal

Una aproximación para las condiciones mineralizantes de Mn-Ag en los depósitos involucra soluciones ascendentes (con temperaturas alrededor de los 200 °C, e.g. Prol-Ledesma et al., 2004) dentro del graben de Bahía Concepción en un sistema geotermal convectivo donde interactúa fluido-roca (basamento granítico y Grupo Comondú). A profundidad, un proceso de mezcla ocurre entre un fluido termal de origen meteórico y un fluido salino (Villanueva-Estrada et al., 2012). La solución hidrotermal mineralizante de pH ligeramente ácido asciende a través de discontinuidades y fallas logrando argilizar a la roca y depositando vetas ricas en Mn y contenidos significantes de Ag (e.g. depósito Guadalupe). Aproximándose a la superficie, el fluido mineralizante sufre un proceso de mezcla con aguas marinas que se percolan a través del subsuelo, sugerido por evidencias geoquímicas de la relación Mg y Na en los precipitados, datos microtermométricos generados y modelado geoquímico de fluidos termales de descarga (Villanueva-Estrada et al., 2012). Eventualmente la solución hidrotermal alcanza la superficie a lo largo de una zona intermareal donde es fuertemente influenciada por procesos redox y precipita óxidos de Mn, ópalo, barita y sulfuros.

Altas concentraciones de cloruros son necesarias para soluciones hidrotermales de baja temperatura para que puedan lixiviar y transportar manganeso y plata (Morrison et al., 1991; Olivo y Gibbs, 2003). La abundancia de cloruros es sugerida por valores de salinidad calculado en inclusiones fluidos de baritas de Mapachitos (<12 % en peso de NaCl eq.). Este resultado es congruente con lo sugerido por Villanueva-Estrada et al. (2012), una mezcla profunda con un fluido salino. El manganeso y la plata son transportados inicialmente como complejos clorurados en los fluidos hidrotermales, e.g. MnCl^+ o la especie neutral MnCl_2 (Gammons y Seward, 1996) y AgCl_3^{2-} , AgCl_4^{3-} y AgCl_2^- (Scaini et al., 1995). La complejación de cloruros se presenta en condiciones de baja a moderada acidez, bajas concentraciones de sulfuro de hidrógeno, baja relación $\text{H}_2\text{S}/\text{SO}_4$ y alta temperatura (e.g. Cole y Drummond, 1986).

La cantidad de plata en la solución se incrementa con el aumento de la concentración de cloruro, indicando el proceso principal de transporte hacia la superficie y su subsecuente precipitación. Este proceso es comparable con aquello asociado con un depósito epitermal de plata, donde una mezcla con fluidos salinos se presenta. Por ejemplo, en el depósito de Guadalupe con <64 g/Ton a ~200 m de profundidad (Terán-Ortea et al., 1993) y la mina de Rayas, Guanajuato (Mango et al., 1991). Por lo que Posada Concepción y su mineralización en manantiales costeros puede ser considerado un análogo del ambiente deposicional en el depósito de Guadalupe.

El manganeso alojado en el fluido hidrotermal puede ser transportado por distancias considerables hasta alcanzar la superficie, en condiciones oxidantes y pH alrededor del neutro, donde es precipitado como óxido mineral. La plata en fluidos hidrotermales oxidantes puede ser transportado a la superficie y precipitar como sulfuro de plata o plata nativa en condiciones semioxidantes a reducidas.

Los diagramas Pourbaix (Fig. 6.7) claramente indican que los óxidos de manganeso y minerales de plata pueden precipitar de un fluido hidrotermal con 65 °C y pH alrededor del neutro, en condiciones ligeramente oxidantes a reducidas. Además, demuestran la posibilidad de la asociación de óxidos de manganeso, acantita y plata nativa.

Las condiciones redox y de pH para la presencia de óxidos de manganeso y menas de plata puede ser explicadas por efectos de marea en la zona costera de los manantiales termales. La descarga hidrotermal en baja marea en condiciones oxidantes causa la depositación de óxidos de manganeso minerales. Además, la depositación de manganeso se ve favorecida por el proceso de mezcla subsuperficial con agua marina con un ligero incremento en el valor de pH. Situación comparable a las descargas submarinas (Glasby y Notsu, 2003)- El Mn^{2+} disuelto en condiciones ácidas a neutras es oxidado a Mn^{4+} , un catión que puede formar óxidos de manganeso minerales en condiciones alrededor del neutro a alcalinas. Adicionalmente, se ha observado que mediaciones microbianas pueden favorecer este proceso (Hariya y Kikuchi, 1964; Tebo et al, 2004), probablemente evidenciadas por la presencia de estromatolitos de manganeso en la zona de Posada Concepción.

La precipitación de minerales de plata probablemente toma lugar donde fluidos hidrotermales oxidados pasan a condiciones ligeramente reducidas durante cambios en la marea. La variación en pH puede afectar la precipitación de menas de plata (Scaini et al., 1995). Ello puede presentarse subsuperficialmente durante el proceso de mezcla con agua marina, así como con procesos de descompresión (e.g. Santa Rosa, Rodríguez-Díaz et al., 2010) o dilución (e.g. manantiales termales submarinos, Hein et al, 2005, y en depósitos epitermales Gammons y Williams-Jones, 1995).

7.3.2 Geoquímica isotópica de azufre

Los datos isotópicos en barita de las manifestaciones termales se encuentran entre $\delta^{34}S +13$ y $+21$ ‰, en tanto para las zonas de depósitos de manganeso entre $\delta^{34}S +13$ y $+23$ ‰, con distribución multimodal, con valor modal principal entre $\delta^{34}S +14$ a $+15$ ‰. Estos rangos de valores isotópicos son coincidentes para manantiales termales submarinos en la cuenca de Guaymas y para aquellos de vetas epitermales, generalmente los datos isotópicos de azufre en baritas son de rangos amplios, sin embargo se reconoce cierta afinidad magmática (Rye et al., 1988; Rye, 2005). Además, los datos obtenidos se presentan en su mayoría dentro del rango de valores reportados para baritas de ambiente de rift sugerido por Rye et al. (1988).

Dentro de los intervalos isotópicos obtenido es claro observar una cierta contribución de agua marina, ya que los valores se encuentran, dentro de sus edades aproximada, alrededor de los datos de agua de mar (Fig. 6.19; Paytan et al., 2002).

La evidencia isotópica en barita sugiere una cierta contribución magmática de S en los fluidos mineralizantes con una contribución de agua de mar, más marcada para Mapachitos y El Gavilán.

7. 4 Fluidos mineralizantes

Las mediciones microtermométricas de Th vs. Salinidad se muestran en un área denotada en la figura 7.3, indicando campos para varios tipos de depósitos como: epitermales, irish (SEDEX), kuroko (VMS) y Au orogénico (Wilkinson, 2001). En el gráfico por la distribución de los datos obtenidos y de aquellos depósitos similares en el mundo, se puede establecer un rango de temperatura para los depósitos de veta de Mn entre 50 y 200 °C, con salinidades variables con posibles, para un campo de yacimientos de tipo manantial termal (*hot spring*), comparable y en conexión con el campo de depósitos epitermales.

Las mediciones en IF de barita de los manantiales termales de Ensenada Mapache muestran un primer fluido caracterizado por bajas temperaturas (Th $\sim 127^\circ C$) y baja salinidad (~ 2.7 % en peso de NaCl eq.), y un segundo fluido caracterizado por una baja temperatura (Th $\sim 109^\circ C$) y alta salinidad (~ 11.6 % en peso de NaCl eq.). El fluido de baja temperatura y

baja salinidad es el primer fluido en la mineralización y posiblemente representa el miembro final del modelo geoquímico de Villanueva-Estrada et al. (2009). La clave para comprender la evolución y procesos del sistema hidrotermal de Ensenada Mapache se encuentra en el detalle petrográfico de las asociaciones minerales y de las familias de IF asociadas. Para explicar estos resultados es posible evocar un proceso de mezcla para explicar las diferencias en salinidades y temperaturas en los fluidos. Las diferentes proporciones de estos fluidos pueden ser el resultado de variaciones temporales de aporte de agua meteórica en el sistema hidrotermal a través de las fallas.

Villanueva-Estrada et al. (2008) proponen, con base en evidencias geoquímicas de los fluidos y precipitados, un modelo de mezcla de tres componentes (Fig. 5.2): (a) un fluido meteórico que en su ascenso se mezcla con (b) una salmuera atrapada en una unidad sedimentaria a profundidad (en una contribución entre 20-30 %), posiblemente las secuencias vulcanosedimentarias del Grupo Comondú, y que, eventualmente, en su camino hacia la superficie sufre otra mezcla con (c) agua salada proveniente de infiltraciones someras de agua marina. Otro posible proceso para explicar las poblaciones de datos microtermométricos observadas, con rangos de temperatura similares pero con variaciones en la salinidad, es una ebullición debida a la despresurización del sistema causando una separación de fluidos y una disminución de la temperatura. Sin embargo, no se observaron evidencias de coatrapamiento de IF salinas y de IF ricas en vapor, lo que sería una evidencia de ebullición. Esto se puede deber a que en las zonas de sistemas hidrotermales con presencia probada de ebullición, se ha observado que solamente el 1 % de la población total de IF son inclusiones ricas en vapor (Simmons y Christenson, 1994), por lo cual se deberían analizar más muestras para aumentar la probabilidad de encontrar inclusiones ricas en vapor. La ebullición es uno de los procesos más efectivos para la precipitación de minerales de mena, en especial minerales preciosos (Simmons y Christenson, 1994).

El agua termal de los sistemas hidrotermales submarinos someros muestra características químicas e isotópicas intermedias entre los manantiales de gran profundidad y los sistemas geotérmicos continentales. En la mayoría de casos involucra una componente meteórica, y los procesos de mezcla con agua marina condicionan las características químicas e isotópicas del agua. La salinidad de los fluidos hidrotermales de Bahía Concepción es significativamente menor a la del agua de mar (Prol-Ledesma et al., 2003, 2004, 2005; Villanueva-Estrada et al., 2005, 2009). En general, los fluidos descargados por los manantiales submarinos someros son de menor temperatura que los que se registran en los de gran profundidad, aunque tienen capacidad para transportar metales en cantidades suficientes como para generar acumulaciones de óxidos, sulfuros y metales preciosos (Martínez-Frías, 1998; Stoffers et al., 1999; Hein et al., 2000; Prol-Ledesma et al., 2002a; Canet et al., 2005b; Jach y Dudek, 2005). Los mecanismos de precipitación de minerales alrededor de zonas de emisión hidrotermal en ambientes submarinos de poca profundidad han sido objeto de diversos estudios (Pichler et al., 1999b; Stoffers et al., 1999; Prol-Ledesma et al., 2002a; Canet et al., 2003, 2005a,b; Alfonso et al., 2005; Villanueva-Estrada et al., 2009; Rodríguez-Díaz et al., 2009). La presión que ejerce la columna de agua en estos sistemas es muy baja, a diferencia de los sistemas profundos. Esta circunstancia podría favorecer el depósito subsuperficial de algunos de los metales, como consecuencia de la ebullición de las soluciones hidrotermales (Canet y Prol-Ledesma, 2006; Rodríguez-Díaz et al., 2009).

En cuanto a los depósitos fósiles de Mn, se constata que las poblaciones generales de IF también pueden ser distinguidas en el depósito de El Gavilán. El primer grupo indica la

presencia de una temperatura baja y un fluido con salinidad moderada, superior al agua de mar (Th: ~ 140 °C y ~ 5 % NaCl eq.). El segundo grupo consta de un fluido de Th alrededor de 185 °C y alta salinidad (~ 11.5 % NaCl eq.), estas poblaciones tienen un arreglo especial (Fig. 5.5). Las poblaciones de datos y su distribución pueden explicarse con un proceso de ebullición, evidenciado con una caída de la temperatura y un aumento en la salinidad en los datos microtermométricos (Fig. 5.5) y la presencia de una estructura de brecha. Posiblemente seguida de un proceso de mezcla, similar a lo propuesto en el caso de los manantiales termales de Ensenada Mapache (Villanueva-Estrada et al., 2009), donde un fluido meteórico sufre una mezcla en su ascenso con un fluido salino proveniente de una secuencia vulcanosedimentaria y nuevamente con agua marina subsuperficial. Además de un proceso de dilución causante de la disminución de la salinidad del fluido y una disminución de la temperatura en las poblaciones. Probablemente un fluido fuertemente mineralizante en su ascenso a la superficie es diluido por un fluido débilmente mineralizante de afinidad meteórica, el enfriamiento y dilución es usualmente observado en depósitos epitermales donde fluidos mineralizantes asociados a intrusiones volcánicas en su camino disminuyen su temperatura y salinidad conforme llegan al dominio superficial del agua meteórica (Rossetti y Colombo, 1999).

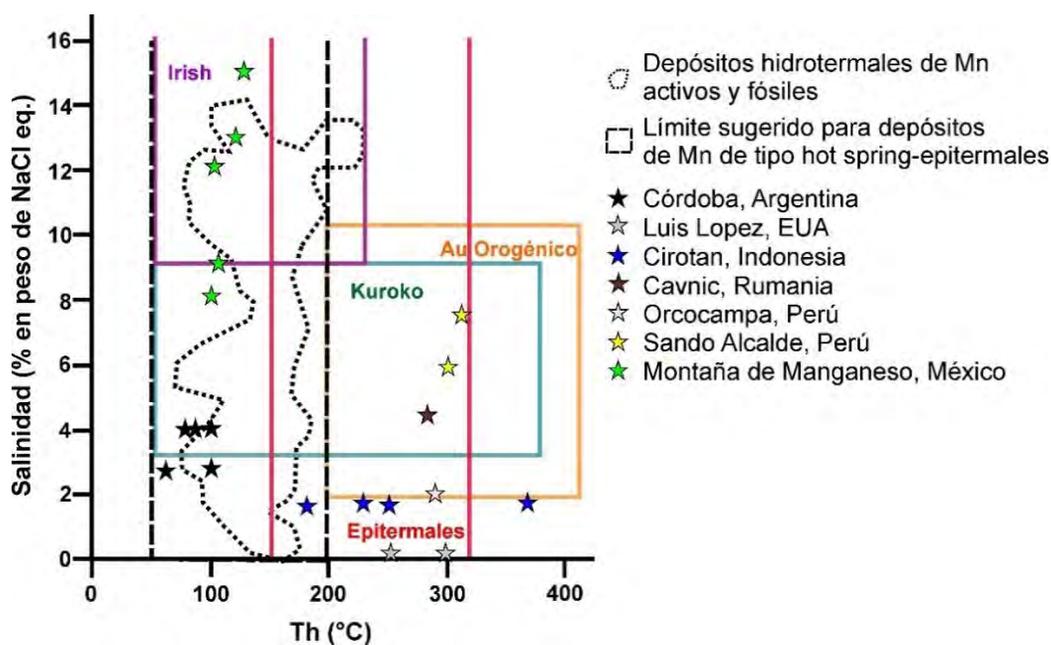


Figura 7.3 Gráfico de Th (°C) versus salinidad (% en peso de NaCl eq.) con límites de yacimientos tipo (Wilkinson, 2001), con área de datos microtermométricos promedio de las mineralizaciones de los manantiales termales costeros y mineralizaciones de Mn en el área de Bahía Concepción-Bahía San Nicolás-Bahía San Juanico. Se incluyen datos de los depósitos de vetas de Mn en la región de Córdoba, Argentina (Leal, 2002) y de Luis López, EUA (Norman et al., 1983 en Lueth et al., 2004), y de depósitos epitermales de metales preciosos con óxidos de Mn de Cirotan, Indonesia (Leroy et al., 2000), Cavnic, Rumania (Leroy et al., 2000), Orcocampa, (Leroy et al., 2000) y Sando Alcalde, Perú (André-Mayer et al., 2005), y el epitermal de Mn Montaña de Manganeso, San Luis Potosí, México (Madondo, 2017). El área punteada entre 50-200 °C se sugiere para delimitar microtermométricamente a yacimientos de Mn de tipo manantial termal (*hot spring*)-epitermal.

Las IF de las vetas de dolomita que contienen aleaciones de Au-Pd-Pt en El Gavilán presentan Th de ~180 °C y salinidades promedio de 10.6 % NaCl eq. En general, los depósitos hidrotermales con MGP representan valores de Th entre 60 y 300 °C, salinidades variables (p.e., ~20 % NaCl eq., en Hope's Nose en Inglaterra, Scrivener et al., 1982) y ambientes de baja presión (p.e., Distrito de Waterberg en el centro del Complejo Bushveld, Sudáfrica, McDonald et al., 1999; Coronado Hill, Australia, Carville et al., 1990, Mernagh et al., 1994; y Hope's Nose en Devon, Inglaterra, Clark y Criddle, 1982, Scrivener et al., 1982, Harrison y Fuller, 1987, Stanley et al., 1990). En el depósito Ferrífero Cuadrilátero de Brasil, los minerales de Au-Pt-Pd están estrechamente relacionados con la presencia de Hg, y probablemente derivan de fluidos hidrotermales. Los datos microtermométricos de este depósito muestran valores de Th de ~160°C y salinidades circundantes al 10-11 % NaCl eq. (Cabral et al., 2002). El transporte y depositación de Pt, Pd, Rh y Au has sido estudiado en sistemas geotérmicos en condiciones de 300 °C y pH cercanos al neutro (Harr y Raber, 1984; McKibben et al., 1990; Seward, 1990).

En la Mina Guadalupe, los datos microtermométricos sugieren varios procesos mineralizantes (Fig. 5.7), la presencia de un fluido, de alta temperatura y baja salinidad (Th ~240°C y ~3.5 % NaCl eq.) que ebulle e incrementa su salinidad y disminuye su temperatura (Th ~180°C), además, se han observado diferencias en el grado de relleno (0.65-0.90) que podrían apoyar la hipótesis de una ebullición. También un proceso de mezcla entre fluido de baja salinidad y otro de alta, con posterior dilución y enfriamiento.

La mineralización de La Azteca revela dos procesos durante su mineralización un proceso de dilución con temperaturas superiores a los 200 °C y salinidades ~13 % NaCl eq., hasta 190 °C y salinidades ~9 % NaCl eq. Además de un proceso de mezcla entre fluidos de baja y alta salinidad.

Las mediciones microtermométricas en el depósito Santa Rosa indican la presencia dos poblaciones de IF (Fig. 5.11): una de Th modal de 120°-125°C y salinidad promedio de 4.2 % NaCl eq., y otra de Th modal de 110°-115°C y salinidad promedio de 11.4 % NaCl eq. No se han observado evidencias de coatrapamiento de IF salinas y de IF ricas en vapor en las muestras, lo cual sería una evidencia de la ocurrencia de ebullición. Un aspecto que podría apoyar al proceso de ebullición como causante de la mineralización es la presencia de brechas, las cuales concentran mayores contenidos de minerales de mena. El brechamiento pudo haber producido una disminución brusca de la presión del sistema y, consecuentemente, una ebullición.

En el caso de la mineralización de San Juanico, se presumen por la distribución de sus datos microtermométrico (Fig. 5.13) procesos de ebullición, mezcla y dilución.

En Punta Mangles se reconoce un proceso de dilución marcado de 145 a 130 °C y disminución de la salinidad de 5.5 a 4.5 % en peso de NaCl eq. (Fig. 5.15).

En las mineralizaciones de manganeso se reconoce la presencia de procesos de ebullición, mezcla y dilución como promotores de la depositación de mena.

7.5 Modelo de depósito

La mineralización de Mn en los depósitos de Mn es producto de la actividad hidrotermal similar a la que actualmente se manifiesta en los manantiales termales costeros, y está caracterizada por una diversidad de asociaciones minerales de óxidos de Mn, carbonatos, fases silícicas, sulfatos, sulfuros y elementos nativos. Los sistemas actuales de Bahía Concepción-Bahía San Nicolás-Loreto muestran mineralógicamente, geoquímicamente y microtermométricamente características propias de depósitos de

manantiales termales submarinos de poca profundidad como los descritos por Canet y Prol-Ledesma (2006). El alto contenido de Mn-Si-Ba en los precipitados y fluidos es análogo con los abundantes depósitos de Mn (ricos en Ba) en vetas y brechas alojados en rocas del Grupo Comondú.

Las estructuras mineralizadas principales en todos los depósitos de Mn son vetas, brechas y stockworks, y costras, vetas y stockworks en los manantiales termales actuales. Algunas estructuras sedimentarias como paleoconductos de desgasificación, terrazas silicocalcáreas, sínTERS estromatolíticos (columnares y arborescentes), restos orgánicos y laminaciones botroidales con orientación de flujo, coronan a las mineralizaciones, preferentemente los de cotas más altas en los depósitos Guadalupe, Santa Rosa y San Juanico. Estas estructuras son muy similares a las halladas superficialmente en los manantiales termales actuales, suponiendo con ello las condiciones someras de formación de los depósitos de Mn.

El depósito de San Juanico presenta fósiles de organismos marinos dentro de la mineralización, así como el desarrollo de estromatolitos, indicando su relación estrecha con agua marina durante su formación, equivalente a Mapachitos y Posada Concepción. Buchanan (1981) y Berger y Eimoin (1982) señalan que los depósitos epitermales en su parte más somera, cercana al manantial termal (*hot spring*), se caracterizan por la presencia de una capa superficial de sínTER silíceo y una zona de brecha subsuperficial formada por la ebullición o erupción hidrotermal.

La asociación geoquímica típica para de dichas zonas es de Au-Ag-As-Sb-Hg-Tl, con menor presencia de Cu-Pb-Zn en niveles más profundos (Pirajno, 1992), y la mineralización se encuentra en forma diseminada, de stockwork, brechas y vetas, con texturas botroidales y de relleno de espacios, con presencia de alteración por oxidación en la parte superficial y argílica por debajo del sínTER. Como ejemplo de una mineralización epitermal de manantial termal destaca el depósito de oro de Round Mountain, Nevada, EUA (Pirajno, 1992). Las asociaciones minerales de los manantiales hidrotermales submarinos someros son semejantes a las de los sistemas hidrotermales profundos de baja temperatura (ricos en barita, óxidos de Mn y Fe) y de los depósitos epitermales de baja sulfuración (ricos en metales base y preciosos) (Hewett, 1964; Hollister et al., 1992; O'Reilly, 1992; Liakopoulos et al., 2001; Leal, 2002; Canet et al., 2005b), tal como las asociaciones encontradas en los manantiales termales y los yacimientos del área de estudio.

La mayoría de los sistemas hidrotermales submarinos someros, los que están directamente relacionados con actividad volcánica, pueden ser considerados sistemas de transición entre los epitermales y los manantiales hidrotermales submarinos de gran profundidad (Schwarz-Schampera et al., 2001). En el área existen diversas manifestaciones volcánicas de composición intermedia a ácida de edades pliocénicas (Cerro Mancenares y Punta Púlpito) muy próximas a los depósitos de San Juanico y Santa Rosa, respectivamente. Además de que los datos isotópicos revelan una fuente magmática posible en los fluidos hidrotermales, con probables mezclas con otros fluidos. En su mayoría, los sistemas hidrotermales marinos de poca profundidad, se asocian a contextos de arco de islas, y montes submarinos (Hoaki et al., 1995; Scott, 1997; Pichler et al., 1999; Fitzsimons et al., 1997; Stoffers et al., 1999).

El agua termal de los sistemas hidrotermales someros muestra características químicas e isotópicas intermedias entre los manantiales de gran profundidad y los sistemas geotérmicos continentales. En la mayoría de casos involucran una componente meteórica, aunque los procesos de mezcla con agua marina son muy importantes. La salinidad de los

fluidos hidrotermales es característicamente menor a la del agua de mar (Prol-Ledesma et al., 2003, 2004, 2005; Villanueva-Estrada et al., 2005, 2009). A pesar de ello, el agua de los manantiales someros presenta algunas similitudes con la de los manantiales profundos, tanto por sus concentraciones en algunos iones mayores, como por sus contenidos en REE y otros elementos traza (Prol-Ledesma, 2003). En los depósitos fósiles de Mn del área de estudio se han encontrado por evidencias microtermométricas y geoquímicas de fluidos de carácter meteórico y de carácter salino a saturados. Las Th encontradas en datos microtermométricos indican temperaturas entre 90 y 200 °C, relativamente bajas en comparación con depósitos de tipo VMS Kuroko y de Au orogénico, y cercanas a las de vetas epitermales (Fig. 7.3)

Los mecanismos de precipitación de minerales alrededor de zonas de emisión hidrotermal en ambientes submarinos de poca profundidad han sido objeto de diversos estudios (Pichler et al., 1999b; Stoffers et al., 1999; Prol-Ledesma et al., 2002a; Canet et al., 2003, 2005a,b; Alfonso et al., 2005; Villanueva-Estrada et al., 2009). Los procesos que muy probablemente involucraron la depositación de minerales de ganga y mena de Mn en el área de Bahía Concepción-Bahía San Nicolás-Loreto son la ebullición y/o mezcla de fluidos, evidenciado por datos microtermométricos.

La formación de los óxidos de Mn y oxihidróxidos de Fe podría llevarse a cabo también mediante la mineralización inducida biológicamente, en la cual los productos de desecho y las condiciones del medio favorecen la nucleación y crecimiento de minerales sobre la pared celular. Mediante este proceso se forman minerales poco cristalizados o amorfos como los minerales que se presentan en estructuras estromatolíticas silicocalcáreas y de manganeso en los manantiales de Bahía Concepción y columnares de romanechita y todorokita en Mina Guadalupe. En muchos casos, se ha podido confirmar la estrecha asociación entre los depósitos hidrotermales submarinos someros y la actividad microbiana (Konhauser et al., 2001). Los procesos biogeoquímicos influyen decisivamente en la formación de los depósitos de precipitados. De este modo, la actividad microbiana puede inducir la precipitación de oxihidróxidos de Fe (Juniper y Tebo, 1995). Asimismo, Mita et al. (1994) demostraron que los microorganismos intervienen decisivamente en la precipitación de óxidos de Mn en fuentes termales subaéreas del Japón. La actividad microbiana puede provocar, en algunos casos, la precipitación de sílice en los sinters (Hinman y Lindstrom, 1996) y, además, puede influir en la fábrica y textura de los depósitos (Canet et al., 2005a). Los depósitos que se forman bajo esta influencia, como los depósitos estromatolíticos de Bahía Concepción son similares a los que se han descrito en ambientes lacustres (Walter et al., 1976; Renaut et al., 2002).

El modelo propuesto para los depósitos de Mn en el área de Bahía Concepción-Bahía San Nicolás-Loreto correspondería a una actividad hidrotermal causada principalmente por extensión tectónica, en o cerca de la zona de descarga de los manantiales termales (*hot spring*), en un ambiente costero o adyacente a él (Fig. 7.4). Las evidencias de estructuras mineralizadas, texturas, estructuras orgánicas, asociaciones mineralógicas, geoquímicas y microtermométricas sugieren que los depósitos de los manantiales termales costeros en Bahía Concepción son el remanente actual de la actividad que generó los depósitos de Mn en vetas y brechas en el área. Dentro de los depósitos de Mn del área de Bahía Concepción, El Gavilán, Guadalupe y La Azteca, Bahía San Nicolás, Santa Rosa, y Loreto San Juanico y Punta Mangle existe una zonación vertical consistente con el modelo propuesto. En la parte más superficial del modelo los depósitos de las manifestaciones termales actuales, seguidas del depósito de San Juanico y Santa Rosa, y lo más profundos Guadalupe y Gavilán. En Guadalupe toda la zonación del modelo del depósito está expuesta debido a los procesos

tectónicos y está bastante preservada de la erosión. Los depósitos de manganeso actuales no son importantes desde el punto de vista económico, pero por sus características, se puede inferir el proceso deposicional de los óxidos de manganeso a partir de fluidos hidrotermales de manantiales calientes, lo que permite una conceptualización de la génesis de los depósitos hidrotermales de Mn y su posible conexión con vetas epitermales (con Ag). Los actuales depósitos de manganeso en Bahía Concepción son una herramienta muy útil para la comprensión de procesos mineralizantes de antiguos yacimientos.

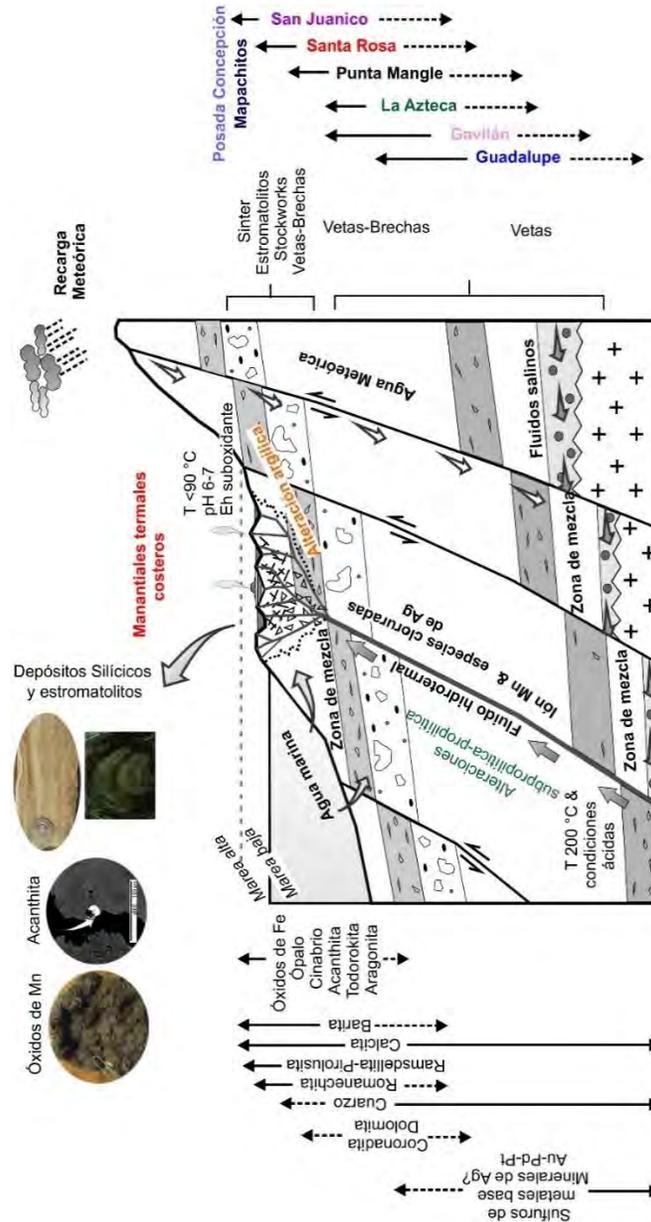


Figura 7.4 Modelo de depósito del tipo manantial termal asociado a un ambiente marino somero propuesto para la mineralización de Mn en la zona de Bahía concepción-Bahía San Nicolás-Loreto: El Gavilán, Guadalupe, La Azteca, Santa Rosa, San Juanico, Punta Mangle y manantiales termales de Posada Concepción (PC) y Mapachitos. En rocas volcánicas miocénicas: andesita (And), tobas (Tb) y brechas volcánicas andesíticas (BrVAnd) e indicando el zonamiento mineral, de estructuras y variables de temperatura (T), pH y Eh.

8. Conclusiones

En el área meridional este de la Península de Baja California las rocas volcánicas y volcanoclásticas pertenecientes al Grupo Comondú (Oligoceno-Mioceno) alojan predominantemente a las estructuras mineralizadas de Mn y manifestaciones termales de la zona. En la región de Bahía Concepción existen evidencias de manifestaciones hidrotermales desde el Plioceno tardío, representado por la Formación Infierno, hasta el Cuaternario con las actuales manifestaciones termales de Mapachitos y Posada Concepción. Destacándose las mineralizaciones de Mn como manifestaciones hidrotermales fósiles.

En el área de Bahía Concepción-Bahía San Nicolás-Bahía San Juanico existen varios depósitos hidrotermales fósiles de Mn (Pilares, Santa Teresa, La Trinidad y La Azteca) que consisten en vetas, brechas y stockworks alojadas en rocas volcánicas de composición intermedia del Grupo Comondú y que representan depósitos de interés económico. Los depósitos de Mn en vetas y brechas del área (El Gavilán, Guadalupe, La Azteca, Santa Rosa San Juanico y Punta Mangle) presentan muchas afinidades mineralógicas, geoquímicas y genéticas con las mineralizaciones de los manantiales termales actuales, como son:

(a) Las estructuras mineralizadas predominantes son de tipo veta, con orientación NNO-SSE, y están controladas por fallas normales del Mioceno superior-Plioceno ligadas a la apertura del Golfo de California. La edad de la mineralización Guadalupe data desde hace 10 Ma, en tanto los otros depósitos se encuentran por relaciones estratigráficas en edades del Plioceno siendo edades correlacionales con los procesos de apertura de las cuencas extensivas del Proto Golfo desde el Mioceno.

(b) Las alteraciones hidrotermales en las zonas mineralizadas tienen una zonación lateral y vertical que incluye desde el exterior a la estructura: zeolitización, argílica y silicificación, con desarrollos a profundidad de alteración subpropilítica a propilítica.

(c) Las asociaciones minerales son ricas en pirolusita, romanechita, todorokita, barita, calcita y fases silíceas amorfas y cristalinas, principalmente, y presentan relaciones texturales y paragenéticas comparables. Cabe mencionar que en El Gavilán se ha hallado, además, una anomalía en metales nobles ocasionada por la presencia de granos dispersos de aleaciones de Au-Pd-Pt.

(d) La firma geoquímica, se caracteriza por el enriquecimiento en Mn, Ba, Fe, Sr, Sb, As, Cu, Zn, Pb, V y W. Los valores de Fe/Mn, Co/Zn y de (Co+Ni+Cu) son consistentes con un origen hidrotermal común. Los procesos redox son un mecanismo efectivo para la depositación de óxidos de Mn y menas de Ag. Análisis isotópicos de S sugieren una contribución magmática con mezcla con agua marina para los fluidos hidrotermales.

(e) Los análisis de microtermometría de IF sugieren para ambos casos que los fluidos mineralizantes se componen a partir de la mezcla de un componente meteórico y de un componente salino saturada (~9 a 14 % en peso de NaCl eq.), con temperaturas entre 89° y 215°C. Además, la ocurrencia de procesos de ebullición, a una profundidad somera (menor a 130 m por debajo de la superficie), causante de la mineralización económica.

(f) Existen texturas (botroidales, estromatolíticas, fibrosas) que sugieren que la formación de los óxidos de Mn, oxihidróxidos de Fe y sílice amorfa se llevó a cabo bajo la influencia de actividad microbiana.

Por todo ello, los manantiales termales actuales y los depósitos fósiles de Mn guardan una estrecha relación metalogenética, pudiendo considerarse la actividad de los manantiales termales de Mapachitos y Posada Concepción como un remanente de los procesos hidrotermales que generaron los abundantes y relativamente grandes depósitos fósiles de Mn (-Ba). En ambos casos, el sistema hidrotermal está ligado a la tectónica extensional y presenta

vínculos con magmatismo. Los fluidos, de origen principalmente meteórico, con posible aporte magmático, circulan a través de los sistemas de fallas normales y en su ascenso sufre procesos de mezcla con fluidos salinos y marinos subsuperficiales, y ebullición. En su recorrido hacia la superficie, estos fluidos se enriquecen en Mn, Ba, Si, Fe, Ca, Sr, Sb y As, como resultado de la interacción con los estratos subyacentes (granitoides cretácicos, rocas volcánicas del Oligoceno-Mioceno y sedimentarias pliocénicas). La movilización de elementos como el Au, Pd y Pt puede haber ocurrido en condiciones de temperatura y presión relativamente bajas ($\sim 180^{\circ}\text{C}$ y ~ 0.001 Pa, respectivamente), y en condiciones oxidantes a semireductoras. Las mineralizaciones de Mn exhiben menas de plata precipitadas por procesos redox y pueden estar ligadas con mineralizaciones de Ag a profundidad. La precipitación mineral podría haberse ocasionado como consecuencia de los procesos de ebullición y/o mezcla de fluidos y enfriamiento. En consecuencia, los depósitos de Mn de del área de Bahía Concepción-Bahía San Nicolás-Loreto constituyen un ejemplo de mineralización hidrotermal de baja temperatura, en vetas extensionales, formado en un ambiente muy somero, cercano a la superficie, de manantial termal (*hot-spring*) con posible conexión con vetas epitermales a profundidad.

Referencias

- Adachi, M., Yamamoto, K., & Sugisaki, R. (1986). Hydrothermal chert and associated siliceous rocks from the northern Pacific their geological significance as indication of ocean ridge activity. *Sedimentary Geology*, 47(1-2), 125-148.
- Ahmed, A. D. (2010). Beyond the confines of the ore deposit: mapping low temperature hydrothermal alteration above, within, and beneath Carlin-type Gold deposits. Thesis Doctoral dissertation, University of British Columbia, 197p.
- Aguillón-Robles, A.; Calmus, T.; Benoit, M.; Bellon, H.; Maury, R. C.; Cotten, J.; Bourgois, J.; Michaud, F. 2001. Late Miocene adakites and Nb-enriched basalt from Vizcaino Peninsula, Mexico: indicators of East Pacific Rise subduction below Southern Baja California? *Geology*. 29, pp. 531–534.
- Akai, J. 2000. Biomineralization at hot springs and mineral springs, and their significance in relation to the Earth's history. *Biol Sci Space*. 14, 4 p. 363-71.
- Al-Hanbali, H.S.; y Holm, N.G. 2002. Evidence for Fossilized Subsurface Microbial Communities at the TAG Hydrothermal Mound. *Geomicrobiology Journal*. 19, p. 429– 438.
- Albrecht, A. 1990. The geochemistry of the Mid-Tertiary volcanic rocks of the Northern Sierra Madre Occidental (Chihuahua, Mexico). Tesis de Doctorado, The University of New Mexico, Albuquerque, New Mexico, E.U.A. 134 p.
- Alfonso, P.; Canet, C.; Melgarejo, J.C.; Fallick, A.E. 2001. Sulphur isotope composition of Silurian shale-hosted PGE-Ag-Au-Zn-Cu mineralizations of the Prades Mountains (Catalonia, Spain). *Mineralium Deposita*. 37, p.198-212.
- Alfonso, P.; Prol-Ledesma, R.M.; Canet, C.; Melgarejo, J.C.; Fallick, A.E. 2005. Isotopic evidence for biogenic precipitation as a principal mineralization process in coastal gasohydrothermal vents, Punta Mita, Mexico. *Chemical Geology*. 224, p. 113–121.
- Anadón, P.; Canet, C.; Friedrich, W.L. 2012. Aragonite microbialite buildups from Santorini (Aegean Sea, Greece): Geochemical and paleontological constraints of the caldera paleoenvironment prior to the Minoan eruption (ca. 3600 yr BP). *Sedimentology* (aceptado).
- Anderson, C.A. 1950. 1940 E.W. Scripps Cruise to the Gula of California. Part I. Geology of islands and neighboring land areas. *Geological Society of America Memoirs*. 43, 53p.
- Aranda-Gómez, J.J.; Henry, C.D.; Luhr, J.F. 2000. Evolución tectonomagmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. LIII, pp. 59–71
- Ashby, J.R.; y Minch, J.A. 1987. Stratigraphy and paleoecology of the Mulegé embayment, Baja California Sur, México. *Ciencias Marinas*. 13, pp. 89-112.
- Báncora-Alsina, C y Prol-Ledesma, RM. (2006). Mapa del flujo de calor en la Península y Golfo de California. *Geos*, 26, 1, pp. 22
- Beal, C.H. 1948. Reconnaissance of the geology and oil possibilities of Baja California, Mexico. *Geol. Soc. Am. Mem.* 31, 138p.
- Bellon, H.; y Rangin, C. 1991. Geochemistry and isotopic dating of Cenozoic volcanic arc sequences around the Celebes and Sulu Seas, in Silver, E., and Rangin, C., eds., *Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific results: Washington, D.C., U.S. Government Printing Office*. 124, p. 51–63.

- Bellon, H.; Aguillón-Robles, A.; Calmus, T.; Maury, R.C.; Bourgois, J.; Cotten, J. 2006. La Purisima Volcanic Field, Baja California Sur, Mexico: Mid-Miocene to Recent volcanism in relation with subduction and asthenospheric window opening. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 152, pp. 253–272.
- Benoit, M.; Aguillón-Robles, A.; Calmus, T.; Maury, R.C.; Bellon, H.; Cotten, J.; Bourgois, J.; Michaud, F. 2002. Geochemical Diversity of Late Miocene Volcanism in Southern Baja California, Mexico: Implication of Mantle and Crustal Sources during the Opening of an Asthenospheric Window. *The Journal of Geology*. 110, pp. 627–648.
- Benowitz, J. A., Layer, P. W., & Vanlaningham, S., 2014, Persistent long-term (c. 24 Ma) exhumation in the Eastern Alaska Range constrained by stacked thermochronology. *Geological Society, London, Special Publications*, 378(1), 225-243.
- Berger, B.R. 1985. Geological-geochemical features of hot-spring precious metal deposits. En Tooker, E. W. (Ed) *Geological characteristics of sediments and volcanic hosted disseminated gold deposits- Search for an occurrence model*. U.S. Geological Survey Bulletin. 1646, pp. 47-54.
- Bigioggero, B.; Chiesa, S.; Zanchi, A.; Montrasio, A.; Vezzoli, L. 1995. The Cerro Mancenares Volcanic Center, Baja California Sur: Source and tectonic control on postsubduction magmatism within the Gulf Rift. *Geological Society of America Bulletin*. 107, 9, pp. 1108–1122.
- Bigioggero, B.; Corona-Chávez, P.; Tunesi, A. 1996. Características estratigráficas, petrológicas y extinción del Cinturón Andesítico Miocénico en la región de Loreto-Parras, Baja California Sur, México. *Revista de Ciencias Geológicas*. 13, 2, pp. 152-173.
- Bodnar, R.J., 1983. A method of calculating fluid inclusion volumes based on vapor bubble diameters and P-V-T-X properties of inclusion fluids. *Economic Geology*. 78, pp 535-542.
- Bodnar, R.J. 1993. Revised equation and table for determining the freezing point depression of H₂O-NaCl solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 57, pp. 683-684.
- Bolton, B. R., Both, R., Exon, N. F., Hamilton, T. F., Ostwald, J., & Smith, J. D. (1988). Geochemistry and mineralogy of seafloor hydrothermal and hydrogenetic Mn oxide deposits from the Manus Basin and Bismarck Archipelago region of the southwest Pacific Ocean. *Marine Geology*, 85(1), 65-87.
- Bonatti, E., Fisher, D. E., Joensuu, O., Rydell, H. S., & Beyth, M. (1972). Iron-manganese-barium deposit from the northern Afar Rift (Ethiopia). *Economic Geology*, 67(6), 717-730.
- Browne, P. R. L. (1978). Hydrothermal alteration in active geothermal fields. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 6(1), 229-248.
- Buchanan, L. J. (1981). Precious metal deposits associated with volcanic environments in the southwest. *Arizona Geological Society Digest*, 14(2), 37-62.
- Burns R.G.; y Burns B.M. 1979. Mn oxides. In *Marine Minerals. Reviews in Mineralogy* (ed. R. G. Burns), vol. 6, pp. 1–40. Mineralogical Society of America, Washington, DC.
- Cail, T, y Cline. (2001). Alteration associated with gold deposition at the Getchell Carlin-type gold deposit, north-central Nevada: *Economic Geology*, 96, 1343-1359.
- Campbell, J. & Wynne, R. (2011). *Introduction to Remote Sensing* (5th Ed). New York, USA: The Guilford Press. 667 p.
- Campbell, A.C.; y Gieskes. J.M. 1984. Water column anomalies associated with hydrothermal activity in the Guaymas Basin, Gulf of California. *Earth Planet. Sci. Lett.* 68, p. 57–72.
- Campbell, A.C.; Gieskes, J.M; Lupton, J.E.; Lonsdale, P.F. 1988. Manganese geochemistry in the Guaymas Basin, Gulf of California. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 52, p. 345–357.

- Camprubí, A., Canet, C., Rodríguez-Díaz, A.A., Prol-Ledesma, R.M., Blanco-Florido, D., Villanueva, R.E., López-Sánchez, A. 2008. Geology, ore deposits and hydrothermal venting in Bahía Concepción, Baja California Sur, México. *Island Arc*. 17, pp. 6-25.
- Camprubí, A. (2010). Criterios para la exploración minera mediante microtermometría de inclusiones fluidas. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62, 1, pp-25-42.
- Canet, C.; Alfonso, P.; Melgarejo, J.C.; Jorge, S. 2003. PGE-bearing minerals in Silurian Sedex deposits in the Poblet area, Southwestern Catalonia, Spain. *The Canadian Mineralogist*. 41, p. 581-595.
- Canet, C.; Prol-Ledesma, R.M.; Torres-Alvarado, I.; Gilg, H.A.; Villanueva, R.E.; Lozano-Santa Cruz, R. 2005. Silica-carbonate stromatolites related to coastal hydrothermal venting in Bahía Concepción, Baja California Sur, Mexico. *Sedimentary Geology*. 174, p. 97-113.
- Canet, C.; Prol-Ledesma, R.M.; Bandy, W.L.; Schaaf, P.; Linares, C.; Camprubí, A.; Tauler, E.; Mortera-Gutiérrez, C. 2008, Mineralogical and geochemical constraints on the origin of ferromanganese crusts from the Rivera Plate (western margin of Mexico). *Marine Geology*. 251, p. 47-59.
- Canet, C., Hernández-Cruz, B., Jiménez-Franco, A., Pi, T., Peláez, B., Villanueva-Estrada, R.E., Alfonso, P., González-Partida, E., Salinas, S. (2015). Combining ammonium mapping and short-wave infrared (SWIR) reflectance spectroscopy to constrain a model of hydrothermal alteration for the Acoculco geothermal zone, Eastern Mexico. *Geothermics* 53, 154-165.
- Capra, L.; Macias, J.L.; Espindola, J.M.; Siebe, C. 1998. Holocene plinian eruption of La Virgen volcano, Baja California, México. *Earth and Planetary Science Letters*. 80, pp. 239-266.
- Casarrubias-Unzueta, Z.; y Gómez-López, G. 1994. Estudio Geológico Regional del Proyecto Geotérmico de Bahía Concepción, B.C.S. Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos. Subgerencia de Estudios, Departamento de Exploración. Informe OGL-BC-002/94, 22 p.
- Casarrubias, U.Z.; y Gómez-López, G. 1994. Geología y evaluación geotérmica de la zona de Bahía Concepción, Baja California Sur, México. *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía*. 10, 3, pp. 75-8
- Casarrubias-Unzueta, Z. 1997a. Resultados de la Verificación Estructural en la Zona Geotérmica El Centavito, B.C.S. Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos. Subgerencia de Estudios, Departamento de Exploración. Reporte GGCE-13/97, 5 p.
- Casarrubias-Unzueta, Z. 1997b. Evaluación Geotérmica del Pozo de Gradiente CE-1, P.G. El Centavito, B.C.S. Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos. Subgerencia de Estudios, Departamento de Exploración. Reporte GG-CE-18/97, 10 p.
- Chafetz, H.S.; Akdim, B.; Julia, R.; Reid, A. 1998. Mn- and De- rich black travertine shrubs: bacterially (and nanobacterial) induced precipitates. *Journal of Sedimentary Research*. 68, 3, p. 404-412.
- Chang, Z., Yang, Z. (2012). Evaluation of inter-instrument variations among Short Wavelength Infrared (SWIR) devices. *Economic Geology*, 107, 7, 1479-1488.
- Chávez-Valois, M. 1978. Estudio geológico general del área Loreto-Comondú-Bahía Concepción, Estado de Baja California Sur. IPN Tesis Licenciatura, 83 p.
- Choi JH, Hariya Y (1992) Geochemistry and depositional environment of Mn oxide deposits in the Tokoro Belt, northeastern Hokkaido, Japan. *Econ Geol* 87:1265-1274

- Clark, R.N., Swayze, G.A., Wise, R.A., Livo, K.E., Hoefen, T.M., Kokaly, R.F., Sutley, S.J. (2007). USGS Digital Spectral Library splib06a, USGS Digital Data Series, 231. <http://speclab.cr.usgs.gov>
- Cochemé, J.J. 1981. Mise en évidence d'un granite subvolcanique associé aux laves tertiaires du Sonora (Mexique). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris, Série II*, tome 293, pp. 989–992.
- Cole DR, Drummond SE (1986) The effect of transport and boiling on Ag/Au ratios in hydrothermal solutions: a preliminary assessment and possible implications for the formation of epithermal precious-metal ore deposits. *Journal of Geochemical Exploration* 25: 45–79.
- Conly, A.G.; Brenan, J.M.; Bellon, H.; Scott, S.D. 2005. Arc to rift transitional volcanism in the Santa Rosalía Region, Baja California Sur, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 142, pp. 303–341.
- Conly, A.G.; Scott, S.; Bellon, H. 2011. Metalliferous Manganese Oxide Mineralization Associated with the Boléo Cu-Co-Zn District, Mexico. *Economic Geology*. 106, p. 1173–1196.
- Cox, D.P.; y Singer, D.A. 1986. Mineral deposits models. U.S. Geological Survey Bulletin. 1693, 379p.
- Cox, S. F. (2016). Injection-driven swarm seismicity and permeability enhancement: Implications for the dynamics of hydrothermal ore systems in high fluid-flux, overpressured faulting regimes—An invited paper. *Economic Geology*, 111(3), 559–587.
- Craig, J.R.; y Vaughan. 1994: Ore Microscopy and Ore Petrography. Ed. John Wiley and Sons, 2a ed. Singapur, 448p.
- Crerar, D. A., Namson, J., Chyi, M. S., Williams, L., & Feigenson, M. D. (1982). Manganiferous cherts of the Franciscan assemblage; I, General geology, ancient and modern analogues, and implications for hydrothermal convection at oceanic spreading centers. *Economic Geology*, 77(3), 519–540.
- Crespo, A.; y Lunar, R. 1997. Terrestrial hot– spring Co–rich Mn mineralization in the Pliocene–Quaternary Calatrava Region (central Spain), in Nicholson, K., Hein, J. R., Buhn, B., Dasgupta, S. (eds.), Manganese mineralization, geochemistry and mineralogy of terrestrial and marine deposits: London, Geological Society Special Publication. 119, p. 253–264.
- Del Moro, A., Puxeddu, M., Di Brozolo, F. R., Villa, I. M. 1982. Rb-Sr and K-Ar ages on minerals at temperatures of 300–400 C from deep wells in the Larderello geothermal field (Italy). *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 81(4), 340–349.
- Delgado-Argote, L.A. 2000. Evolución tectónica y magmatismo Neógeno de la margen oriental de Baja California central. Tesis de Doctorado, Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra. Instituto de Geología, UNAM. 175 p.
- Del Río–Salas, R., Ruiz, J., Ochoa–Landín, L., Noriega, O., Barra, F., Meza–Figuroa, D., Paz–Moreno, F., 2008, Geology, Geochemistry and Re–Os systematics of manganese deposits from the Santa Rosalía Basin and adjacent areas in Baja California Sur, México. *Mineralium Deposita*, 43, p. 467–487.
- Dill, H.G. 2010. The “chessboard” classification scheme of mineral deposits: Mineralogy and geology from aluminum to zirconium. *Earth-Science Reviews*. 100, p.1–420.
- Demant, A. 1984. The Reforma caldera, Santa Rosalía area, Baja California. A volcanological, petrological and mineralogical study. En Malpica, V.; Cells, S.; Guerrero, J.; Ortlieb, L. (eds.). *Neotectonics and Sea Level Variations in the Gulf of California Area, a Symposium*. UNAM, Instituto de Geología, México, pp. 75–96.
- Dong, G., Morrison, G.W., and Jaireth, S., 1995. Quartz Textures in epithermal veins, Queensland – classification, origin, and implication. *Economic Geology*, v.90, p. 1841–1856

- Evstigneeva, T.; y Tarkain, M. 1996. Synthesis of platinum-group minerals under hydrothermal conditions. *Eur. J. Mineral.* 8, p. 549-564.
- Faure, G., & Mensing, T. M. (2004). *Isotopes: principles and applications*. John Wiley & Sons Inc.
- Ferrari, L.; Valencia-Moreno, M.; Bryan, S. 2005. Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. Tomo LVII, 3, pp. 343-378.
- Ferrari, L, Orozco-Esquivel, T., Scott, B., López-Martínez, M.; Silva-Fragoso, A., Martínez-Resendiz, V. Luna-González, L. 2015. Cenozoic syn-extensional magmatism during the final stage of subduction along western Mexico: the Sierra Madre Occidental silicic large igneous province and the Comondú Group. 2015. Abstracts. Reunión Anual 2015, UGM
- Frankel, R.B.; y Bazylnski, D.A. 2003. Biologically induced mineralization by bacteria. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 54, p. 95–114.
- Gammons CH, Seward TM (1996) Stability of manganese (II) chloride complexes from 25 to 300°C. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 60, 22: 4295–4311.
- Gammons CH, Williams-Jones AE (1995) Hydrothermal geochemistry of electrum; thermodynamic constraints. *Economic Geology* 90, 2: 420–432.
- Gastil, G.; Krummenacher D.; Minch, J. 1979. The Record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California: *Geological Society of America Bulletin*. 90, pp. 839-857.
- Glasby, G.P. 1988. Hydrothermal manganese deposits in island arcs and related to subduction processes: a possible model for genesis. *Ore Geology Reviews*. 4, p. 145-153.
- Glasby GP, Notsu K (2003) Submarine hydrothermal mineralization in the Okinawa Trough, SW of Japan: an overview. *Ore Geology Reviews* 23, 3: 299–339.
- Goldstein, R.H. (2001). Fluid inclusions in sedimentary and diagenetic systems. *Lithos* 55, pp. 159-193.
- González-Reyna, J. 1956. Los Yacimientos de Manganeso de El Gavilán, Azteca y Guadalupe, Baja California, México, en González-Reyna (ed.), *Symposium del Manganeso*. XX Congreso Geológico Internacional: México, D. F., UNAM, III, p. 79–96.
- Gustafson, L. B., Hunt, J. P. (1975). The porphyry copper deposit at El Salvador, Chile. *Economic Geology*, 70, 5, 857-912.
- Harraden, C. L., McNulty, B. A., Gregory, M. J., & Lang, J. R. (2013). Shortwave infrared spectral analysis of hydrothermal alteration associated with the pebble porphyry Copper-Gold-Molybdenum Deposit, Iliamna, Alaska. *Economic Geology*, 108, 3, 483-494.
- Hausback, B.P. 1984 Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California, Mexico. En Frizzell, V.A. (ed.). *Geology of the Baja California Peninsula: Bakersfield, California*, Pacific Section, Society of Economic Paleontologists and Mineralogists, p. 219–236.
- Heim, A. 1922. Notes on the Tertiary of southern Lower California. *Geol. Mag.* 59, pp. 529-547.
- Hein JR, Koschinsky A, McIntyre BR (2005) Mercury-and silver-rich ferromanganese oxides, southern California borderland: Deposit model and environmental implications. *Economic Geology* 100, 6: 1151–1168.

- Herdianita, N. R., Ong, H. L., Subroto, E. A., & Priadi, B. (1999). Pengukuran kristalinitas silika berdasarkan metode difraktometer sinar-X. *PROC. ITB*, 31, 41-46.
- Herdianita, N.R., Rodgers, K.A., Browne, P.R.L. (2000). Routine procedures for characterising modern and ancient silica sinter deposits. *Geothermics* 29, 65-81.
- Hewett, D.F.; y Fleisher, M. 1960. Deposits of the manganese oxides. *Economic Geology*. 55, p. 1-55.
- Hewett, D.F. 1964. Veins of hypogene manganese oxide minerals in the southwestern United States. *Economic Geology*. 59, 8, p. 1429-1472.
- Hofmann, H.J. 1973. Stromatolites: characteristics and utility. *Earth Sciences Reviews*. 9, p. 339-373.
- Johnson, M.E., Ledesma-Vazquez, J., Mayal, M.A., Minch, J.A., 1997, Upper Pliocene Stratigraphy and Depositional Systems: The Peninsula Concepción Basin In Baja California Sur, Mexico. In: Johnson, M.E., Ledesma-Vázquez, J. (Eds.), Pliocene Carbonates and Related Facies Flanking The Gulf of California. Geological Society of America Special Paper, 318, pp. 577-612.
- Johnson, M.E.; y Ledesma-Vázquez, J. 2001. Pliocene-Pleistocene rocky shorelines trace coastal development of Bahía Concepción, gulf coast of Baja California Sur (Mexico). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*. 166, pp. 65– 88.
- Johnson, M. E., Backus, D. H., & Ledesma-Vazquez, J. (2003). Offset of Pliocene ramp facies at El Mangle by El Coloradito fault, Baja California Sur: implications for transtensional tectonics. *Special Paper Geological Society of America*, 374, 407-420.
- Kalinowski, A. & Oliver, S. (2004). *ASTER Mineral Index Processing Manual*. Remote Sensing Applications. Geoscience Australia.
- Kendall, A.C.; y Harwood, G.M. 1996. Marine evaporate: arid shorelines and basins. En Reading, H.G. (ed.) *Sedimentary Environments. Processes, Facies and Stratigraphy*. Blackwell, Oxford, pp. 281-324.
- Konhauser, K.O.; y Ferris, F.G. 1996. Diversity of iron and silica precipitation by microbial mats in hydrothermal waters, Iceland: Implications for Precambrian iron formations. *Geology*. 24, 4, p. 323-326.
- Layer, P.W., Hall, C.M. & York, D., 1987, The derivation of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ age spectra of single grains of hornblende and biotite by laser step heating, *Geophys. Res. Lett.*, 14, 757-760.
- Laznicka, P. 1992. Manganese deposits in the global lithogenetic system: Quantitative approach. *Ore Geology Reviews*, 7, p. 279–356.
- Leal-Acosta, M.L., Shumilin, E., Mirlean, N., Delgadillo-Hinojosa, F., Sánchez-Rodríguez, I. 2013. The impact of marine shallow-water hydrothermal venting on arsenic and mercury accumulation by seaweeds *Sargassum sinicola* in Concepcion Bay, Gulf of California. *Environmental Science: Processes & Impacts*, 15: 470-477.
- Leal-Acosta M.L., E. Shumilin, N. Mirlean, D. Sapozhnikov, V. Gordeev, 2012. Sediment geochemistry of marine shallow-water hydrothermal vents in Mapachitos, Bahía Concepcion, Baja California peninsula, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 30 (1): 234-246.
- Leal-Acosta, M. L., Prol-Ledesma, R. M., 2016. Caracterización geoquímica de las manifestaciones termales intermareales de Bahía Concepción en la Península de Baja California. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 68(3): 395-407.

- Ledesma-Vázquez, J.; Berry, R.W., Johnson, M.E., Gutiérrez-Sánchez, S. 1997. El Mono chert: a shallow-water chert from the Pliocene Infierno Formation, Baja California Sur, Mexico. *Geological Society of America Special Paper*. 318, pp. 73–81.
- Ledesma-Vázquez, J. 2000. Cuencas sedimentarias del Plioceno en el Golfo de California; Cuenca San Nicolás, Baja California Sur. Universidad Autónoma de Baja California, Facultad de Ciencias Marinas, Instituto de Investigaciones Oceanológicas. Tesis Doctoral, 116p.
- Ledesma-Vázquez, J., & Johnson, M. E. (2001). Miocene–Pleistocene tectono-sedimentary evolution of Bahía Concepción region, Baja California Sur (Mexico). *Sedimentary Geology*, 144(1), 83-96.
- Ledesma-Vázquez, J.; Carreño, A.L.; Staines-Urías, F.; Johnson, M.E. 2006. The San Nicolás Formation: A Proto-Gulf Extensional-Related New Lithostratigraphic Unit at Bahía San Nicolás, Baja California Sur, Mexico. *Journal of Coastal Research*. 22, 4, pp. 801-811.
- Lee, J.; Miller, M.M.; Crippen, R.; Hacker, B.; Ledesma-Vázquez, J. 1996. Middle Miocene extension in the Gulf Extensional Province, Baja California—Evidence from the southern Sierra Juárez. *Geological Society of America Bulletin*. 108, pp. 505-525.
- Liakopoulos, A.; Glasby, G.P.; Papavassiliou, C.T.; Boulegue, J. 2001. Nature and origin of the Vani manganese deposit, Milos, Greece: an overview. *Ore Geology Reviews*. 18, p. 181-209.
- Lonsdale, P., 1991. Structural patterns of the Pacific floor offshore of peninsular California. En Dauphin, J. P.; Simoneit, B. (eds.). *The Gulf and Peninsular Province of the Californias: American Association of Petroleum Geologists, Memoir*. 47, pp. 87-125.
- Lynne, B.Y., Campbell, K.A., Moore, J. N., Browne, P.R.L. (2005). Diagenesis of 1900-year-old siliceous sinter (opal-A to quartz) at Opal Mound, Roosevelt Hot Springs, Utah, U.S.A., *Sedimentary Geology* 179, 249–278.
- Lynne, B. Y., Campbell, K. A., James, B. J., Browne, P. R., & Moore, J. (2007). Tracking crystallinity in siliceous hot-spring deposits. *American Journal of Science*, 307, 3, 612-641.
- Mango H, Zantop H, Oreskes N (1991) A fluid inclusion and isotope study of the Rayas Ag-Au-Cu-Pb-Zn, mine Guanajuato, Mexico. *Economic Geology* 86: 1554–1561.
- Mapes, V.E. 1956. El Manganeso en México, en González-Reyna (ed.), *Symposium del Manganeso, XX Congreso Geológico Internacional: México D.F., México, UNAM, III*, p. 35–74.
- Maraver-Romero, D.A., Aguilera-Hale, J.C., Sevilla-Unda, V.E., Meléndez-Rodríguez, A. 1997. Carta Geológica Minera Loreto G12-5, Esc. 1:250 000. Consejo de Recursos Minerales. Hoja explicativa de carta.
- Martín-Barajas, A. 2000. Volcanismo y extensión en la Provincia Extensional del Golfo de California: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. LIII, pp. 72–83.
- McDougall, I. and Harrison, T.M., 1999, *Geochronology and Thermochronology by the ⁴⁰Ar/³⁹Ar method-2nd ed*, Oxford University Press, New York, 269pp.
- McDowell, F.W.; y Keizer, R.P. 1977. Timing of the mid-Tertiary volcanism in the Sierra Madre Occidental, between Durango City and Mazatlán, Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.* 88, pp. 1479-1486.
- McDowell, F.W., Clabaugh, S.E. 1979. Ignimbrites of the Sierra Madre Occidental and their relation to the tectonic history of western Mexico. En Chapin, C.E.; Elston, W.E. (eds.). *Ash-flow tuffs*. Geological Society of America, Special Paper. 180, pp. 113–124.
- Meldahl, K.H.; González-Yajimovich, Empedocles, C.D.; Gustafson, C.S.; Motolinia-Hidalgo, M.; Reardon, T.W. 1997. Holocene sediments and molluscan faunas of Bahía Concepción: a modern analog to

- Neogene rift basins of the Gulf California. En Johnson, M.E.; Ledesma-Vázquez, J. (eds.). Pliocene carbonates and related facies flanking the Gulf of California, Baja California, Mexico. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 318, pp. 39-56.
- Melgarejo, J. C., Proenza, J. A., Galí, S., & Llovet, X. (2010). Técnicas de caracterización mineral y su aplicación en exploración y explotación minera. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62, 1, 1-23.
- Meyer, D., Siemonsma, D., Brooks, B., Johnson, L. (2015). AST_L1T Product, Algorithm Theoretical Basis Document. USGS.
- Mina, F. 1957. Bosquejo geológico del Territorio Sur de la Baja California. *Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, Boletín.* 9, pp. 139-270.
- Mountain, B.W.; Wood, S.A. 1988. Chemical controls on the solubility, transport and deposition of platinum and palladium in hydrothermal solutions: A thermodynamic approach. *Economic Geology.* 83, p. 492-510.
- Moore, D. 1973. Pliocene deformation and crustal growth, Gulf of California structural province. *Bull. geol. Soc. Am.* 84, pp. 1883-1906.
- Morrison GW, Rose WJ, Jaireth S (1991) Geological and geochemical controls on the silver (fineness) of gold in gold-silver deposits. *Ore Geology Review* 6: 313–364.
- Negrete-Aranda, R.; Cañón-Tapia, E. 2008. Post-subduction volcanism in the Baja California Peninsula, Mexico: The effect of tectonic reconfiguration in volcanic system. *Lithos.* 102, pp. 392-414.
- Nicholson, K. 1992. Contrasting mineralogical–geochemical signatures of manganese oxides: guides to metallogenesis. *Economic Geology.* 87, p. 1253–1264.
- Nicholson K (1992) Contrasting mineralogical—geochemical signatures of manganese oxides: genesis to metallogenesis. *Econ Geol* 87: 1253–1264
- Nicholson, K., Hein, J. R., Dasgupta, S., & Buhn, B. (Eds.). (1997). *Manganese mineralization: geochemistry and mineralogy of terrestrial and marine deposits.* Geological Society of London.
- Okita, P.M. 1992. Manganese carbonate mineralization in the Molango district, Mexico. *Economic Geology.* 87, p. 1345–1366.
- Ohmoto, H.; y Rye, R.O. 1979. Isotopes of sulfur and carbon. In *Geochemistry of hydrothermal ore deposits.* Barnes, H. L. (Ed.). J. Wiley and Sons, New York, p. 509-567.
- Olivo GR and Gibbs K (2003) Paragenesis and mineral chemistry of alabandite (MnS) from the Ag-rich Santo Toribio epithermal deposit, Northern Peru. *Mineralogical Magazine* 67, 1: 95–102.
- Ortega-Rivera, A. 2003. Geochronological constraints on the tectonic history of the Peninsular Ranges Batholith of Alta and Baja California: tectonic implications for western Mexico. En Johnson, S.E.; Paterson, S.R.; Fletcher, J.M.; Girty, G.H.; Kimbrough, D.L.; Martín-Barajas, A. (eds.). *Tectonic evolution of northwestern Mexico and the southwestern USA.* Boulder, Colorado, *Geol. Soc. Am. Special Paper.* 374, pp. 297–335.
- Oskin M.; y Stock, J. 2003. Cenozoic volcanism and tectonics of the continental margins of the Upper Delfin basin, northeastern Baja California and western Sonora. En: Johnson, S.E.; Paterson, S.R.; Fletcher, J.M.; Girty, G.H.; Kimbrough, D.L.; MartínBarajas, A. (eds.), *Tectonic evolution of northwestern Mexico and the southwestern USA:* Boulder, Colorado. *Geol. Soc. Am. Special Paper.* 374, pp. 421–438.

- Pallares, C.; Maury, R.C.; Bellon, H.; Royer, J.Y.; Calmus, T.; Aguillón-Robles, J.; Cotten, J. Benoit, M.; Michaud, F.; Bourgois, J. 2007. Slab-tearing following ridge-trench collision: Evidence from Miocene volcanism in Baja California, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 161, pp. 95–117.
- Paytan, A., Kastner, M., Campbell, D., and Thiemens, M.H. 1998. Sulfur isotope composition of Cenozoic seawater sulfate: *Science*, v. 282, p. 1459–1462.
- Paytan, A., Mearon, S., Cobb, K., & Kastner, M. 2002. Origin of marine barite deposits: Sr and S isotope characterization. *Geology*, 30(8), 747-750.
- Peters, T. (1988). Geochemistry of manganese-bearing cherts associated with Alpine ophiolites and the Hawasina formations in Oman. *Marine Geology*, 84(3-4), 229-238.
- Pirajno, F. 2010. *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer-Verlag. Alemania 1250p
- Polgári, M.; Hein, J.R.; Vigh, T.; Szabó-Drubina, M.; Fórizs, I.; Bíró, L.; Müller, A.; Tóth, A.L. 2012. Microbial processes and the origin of the Úrkút manganese deposit, Hungary. *Ore Geology Reviews*. 47, p. 87-109.
- Pirajno, F. 2010. *Hydrothermal Processes and Mineral Systems*. Springer-Verlag. Alemania 1250p
- Polgári, M.; Hein, J.R.; Vigh, T.; Szabó-Drubina, M.; Fórizs, I.; Bíró, L.; Müller, A.; Tóth, A.L. 2012. Microbial processes and the origin of the Úrkút manganese deposit, Hungary. *Ore Geology Reviews*. 47, p. 87-109.
- Prol-Ledesma, R.M., Canet, C.; Torres-Vera, M.A.; Forrest, M.J., Armienta, M.A. 2004. Vent fluid chemistry in Bahía Concepción coastal submarine hydrothermal system, Baja California Sur, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 137, pp. 311-328.
- Ramírez, M. 2012. Dejan atrás la crisis. *Minería, Suplemento de Negocios*. Reforma Julio 2012, p. 2.
- Renne, P. R., Mundil, R., Balco, G., Min, K., and Ludwig, K. R., 2010. Joint determination of 40K decay constants and 40Ar*/40K for the Fish Canyon sanidine standard, and improved accuracy for 40Ar/39Ar geochronology. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 74, 18, 5349.
- Renne, P. R., Deino, A. L., Walter, R. C., Turrin, B. D., Swisher, C. C., Becker, T. A., Curtis, G.H., Sharp, W.D., and Jaouni, A. R., 1994, Intercalibration of astronomical and radioisotopic time. *Geology*, 22, 9, pp. 783-786.
- Reolid, M.; El Kadiri, K.; Abad, I.; Olóriz, F.; Jiménez-Millán, J. 2011. Jurassic microbial communities in hydrothermal manganese crust of the Rifian Calcareous Chain, Northern Morocco. *Sedimentary Geology*. 233, p. 159–172.
- Rodríguez, K. 2012. Esplendor Extranjero, *Suplemento de Negocios*. Reforma Julio 2012, p. 12
- Rodríguez-Díaz, A.A.; Blanco-Florido, D.; Canet, C.; Gervilla-Linares, F.; González-Partida, E.; Prol-Ledesma, R.M.; Morales-Ruano, S.; García-Vallès, M. 2010. “Metalogenia del yacimiento de manganeso de Santa Rosa, Baja California Sur, México”. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. 62, 1, p. 141-159.
- Rodríguez-Díaz A.A. 2009. Metalogenia del Área Mineralizada en Manganeso de Bahía Concepción, Baja California Sur. Tesis Maestría, Instituto de Geofísica, UNAM, 208 p.
- Roedder, E. (1984): Fluid inclusion. *Min. Soc. Amer. Reviews in Mineralogy*. 12, 644 p.
- Romero-Rojas, S.A.; y Terán-Ortega, L.A. 1993. Informe de verificación terrestre de las anomalías del área El Azufre, municipio de Mulegé y Comondú, estado de Baja California Sur, III Etapa. COREMI, 129 p.

- Rossi, C.; Lozano R.P.; Isanta, N.; Hellstrom, J. 2010. Manganese stromatolites in caves: El Soplao (Cantabria, Spain). *Geology*. 38, 12, p. 1119–1122.
- Roy, S., 1992, Environments and processes of manganese deposition: *Economic Geology*. 87, p. 1218–1236.
- Roy, S., 1997, Genetic diversity of manganese deposition in the terrestrial geological record, in Nicholson, K., Hein, J. R., Bühn, B., Dasgupta, S. (eds.), *Manganese mineralization, geochemistry and mineralogy of terrestrial and marine deposits*: London, Geological Society Special Publication. 119, p. 5–27.
- Rye, R.O., Plumlee, G.S., Bethke, P.M., Barton, P.B., 1988. Stable isotope geochemistry of the Creede, Colorado, hydrothermal system. *U.S. Geol. Surv. Open-File*, 88–356.
- Rye, R. O. 2005. A review of the stable-isotope geochemistry of sulfate minerals in selected igneous environments and related hydrothermal systems. *Chemical Geology*, 215(1), 5-36.
- Scaini MJ, Bancroft GM, Lorimer JW, Madox LM (1995) The interaction of aqueous silver species with sulphur-containing minerals as studied by XPS, AES, SEM, and electrochemistry. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 59, 13: 2733–2747.
- Shaw, G. & Burke, H. (2003). *Spectral Imaging for Remote Sensing*. Lincoln Laboratory Journal, vol 14, 1, pp.3-28.
- Shepherd, T.; Rankin, A.; Alderton, D. (1985). *A Practical guide to fluid inclusion studies*. Glasgow (BACKIE). XI, pp. 1-230.
- Sibson, R. H. (1996). Structural permeability of fluid-driven fault-fracture meshes. *Journal of Structural Geology*, 18(8), 1031-1042.
- Sillitoe, R. H. (2015). Epithermal paleosurfaces. *Mineralium Deposita*, 50(7), 767-793.
- Sobrino, J. (2001). *Teledetección*. España: Servicio de Publicaciones, Universidad de Valencia. 468 p.
- Skoog, D.A. & Leay, J.J. (1994). *Análisis instrumental*. McGraw Hill. Madrid. 935 pp.
- Solé, J., Enrique, P. (2001). X-ray fluorescence analysis for the determination of potassium in small quantities of silicate minerals for K-Ar dating, *Analytica Chimica Acta*, 440, pp. 199-205
- Solé J. 2104. In situ determination of K-Ar ages from minerals and rocks using simultaneous laser induced plasma spectroscopy and noble gas mass spectrometry. *Chemical Geology*, 388, pp. 9-22.
- Spectral International Inc., 1994. *SWIR Spectral Mineral Identification System and Spectral Database SPECMINTM*, vol. II. Integrated Spectronics, CO, USA.
- Stakes, D.S.; y O'Neil, J.R. 1982. Mineralogy and stable isotope geochemistry of hydrothermally altered oceanic rocks. *Earth Planet Sci. Lett.* 57, p. 285-304.
- Stock, J.M.; y Hodges, K.V. 1989. Pre-Pliocene extension around the Gulf of California and the transfer of Baja California to the Pacific Plate. *Tectonics*. 8, 1, pp. 99-115.
- Stock, J.M.; y Lee, J. 1994. Do microplates in subduction zones leave a geological record?. *Tectonics*. 13, pp. 1472-1487.
- Sawkins, F.J. 1990. *Metal deposits in relation to plate tectonics*. Springer-Verlag. Berlin, 461p.
- Sawlan, M.G.; y Smith, J.G. 1984. Petrologic characteristics, age and tectonic setting of Neogene volcanic rocks in northern Baja California Sur, Mexico. En Frizell, V.A. Jr. (Ed). *Geology of the Baja California Peninsula*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogist, Pacific Section. 39, pp. 237-251.

- Tebo BM, Bargar JR, Clement BG, Dick GJ, Murray KJ, Parker D, Verity R, Webb SM (2004) Biogenic manganese oxides: properties and mechanisms of formation. *Annu. Rev. Earth Planet. Sci.* 32: 287–328.
- Tebo, B.M., Johnson, H.A., McCarthy, J.K., Templeton, A.S., 2005. Geomicrobiology of manganese (II) oxidation. *Trends in Microbiology*. 13, p. 421–428.
- Terán-Ortega, L.A.; Ávalos-Zermeño, A.; Sánchez-Alvarado, P. 1993. Informe de definición del Prospecto Las Mantitas, Anomalía Pilares, Área Bahía Concepción, Zona el Azufre, Municipio de Mulegé, Estado de Baja California Sur, Cuarta etapa. COREMI, 57 p.
- Thompson, A.J.B., Hauff, P.L., Robitaille, A.J. (1999). Alteration mapping in exploration: application of short-wave infrared (SWIR) spectroscopy. *Soc. Econ. Geol. Newsl.* 39, 16–27.
- Toth JR (1980) Deposition of submarine crusts rich in manganese and iron. *Geol Soc Am Bull* 91:44–54
- Ulrich, M. R., & Bodnar, R. J. (1988). Systematics of stretching of fluid inclusions; II, Barite at 1 atm confining pressure. *Economic Geology*, 83, 5, pp1037-1046.
- Umhoefer, P.J.; Dorsey, R.J.; Willsey, S.; Mayer, L.; Renne, P. 2001. Stratigraphy and geochronology of the Comondú Group near Loreto, Baja California Sur, Mexico. *Sedimentary Geology*. 144, pp. 125–147.
- Usui, A., & Someya, M. (1997). Distribution and composition of marine hydrogenetic and hydrothermal manganese deposits in the northwest Pacific. *Geological Society, London, Special Publications*, 119(1), 177-198.
- Vasconcelos, P.M. 1999. K–Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology of weathering processes: *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*. 27, p. 183–229.
- Van den Kerkhof, A.M.; y Hein, U.F. (2001). Fluid inclusions petrography. *Lithos* 55, pp. 27-47.
- Vasconcelos, P.M. (1999). K–Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ Geochronology of weathering processes: *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*. 27, p. 183–229.
- Villanueva-Estrada, R.E., Prol-Ledesma, R.M., Rodríguez-Díaz A.A., Canet, C., Torres-Alvarado I.S., González-Partida, E. 2011. Geochemical processes in an active shallow submarine hydrothermal system, Bahía Concepción, México: mixing or boiling? *International Geology Review*. 54, 8, p. 907-919.
- Villanueva-Estrada, R.E., Prol-Ledesma, R.M., Rodríguez-Díaz, A.A., Canet, C., Armienta M.A., 2013. Arsenic in hot springs of Bahía Concepción, Baja California Peninsula, México. *Chemical Geology*, 48: 27-36
- Von Damm, K.L.; Edmond, J.M.; Measures, C.I.; Grant, B. 1985. Chemistry of submarine hydrothermal solutions at Guaymas Basin, Gulf of California. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 49, p. 2221–2237.
- Wilkinson, J.J. (2001). Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits: *Lithos*, v. 55, p. 229-272.
- Wilson M.J., editor (1987) *A Handbook of Determinative Methods in Clay Mineralogy*. Blackie & Son, New York.
- Wilson, I.F.; y Rocha, V.S. 1955. Geology and mineral deposits of the El Boleo copper district, Baja California, Mexico. *United States Geological Survey Professional Paper*. 273, 134 p.
- York, D., Hall, C.M., Yanase, Y., Hanes, J.A. & Kenyon, W.J., 1981, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of terrestrial minerals with a continuous laser, *Geophys. Res. Lett.*, 8, 1136-1138.
- Zantop, H., 1978, Geological setting and genesis of iron oxides and manganese oxides in the San Francisco manganese deposit, Jalisco Mexico. *Economic Geology*. 73, p. 1137–1149.

Zhang, Y., Frantz, J.D. (1987). Determination of the homogenization temperatures and densities of supercritical fluids in the system NaCl-KCl- CaCl₂-H₂O using synthetic fluid inclusions. *Chemical Geology*. 64, pp. 335–350.



Recent Mn-Ag deposits in coastal hydrothermal springs in the Baja California Peninsula, Mexico

Augusto Antonio Rodríguez-Díaz^{1,2} · Carles Canet² · Ruth Esther Villanueva-Estrada² · Elizabeth Chacón³ · Fernando Gervilla⁴ · Fernando Velasco-Tapia³ · Esther María Cruz-Gómez³ · Eduardo González-Partida⁵ · Raymundo Casas-García⁶ · Carlos Linares-López² · Daniel Pérez-Zárte^{2,7}

Received: 25 October 2017 / Accepted: 3 October 2018
© Springer-Verlag GmbH Germany, part of Springer Nature 2018

Abstract

Hot springs with associated Mn-Ag mineralization were identified in the intertidal zone of the Bahía Concepción Bay of the central-eastern Baja California Peninsula. Hot spring activity is related to a system of NW-SE faults that are associated with the opening of the Gulf of California. The hot springs are hosted by Miocene volcanic and volcanoclastic units of the Comondú Group. The maximum discharge temperature recorded is 72 °C, with the pH ranging from 6.2 to 6.5 and salinity values reaching up to 27 g/kg. Veins, stockworks, breccias, crusts, and organosedimentary stromatolites of silica-carbonate and Mn oxides are associated with the hot springs. The Mn oxide and silica deposits show an association with Ag, As, Ba, Ca, Cu, Mg, Pb, Sb, Sr, Tl, V, W, and Zn. Acanthite and native silver occur along with pyrite in a mineral assemblage rich in opal-A, todorokite, romanechite, aragonite, high-Mg calcite, and barite. Three distinct mineral associations characterized by sulfides, sulfates, and oxides are recognized. The silver minerals formed late in the paragenesis. Textural evidence suggests a microbial mediation for the Mn mineral deposition. Pourbaix diagrams for Mn and Ag species were constructed for the physicochemical conditions of the coastal hot springs. These diagrams show that both Mn and Ag minerals are stable at low temperature (65 °C), and near neutral pH, under slightly reducing or oxidizing conditions. The characteristics of the subaerial to shallow submarine hot springs and the results of the geochemical modeling suggest that the hydrothermal system in the Bahía Concepción Bay is formed through convection of meteoric waters, intermixed with some saline fluids or seawater.

Keywords Hot spring mineralization · Todorokite · Acanthite · Native silver · Mn-stromatolites · Gulf of California

Editorial handling: T. Monecke

Electronic supplementary material The online version of this article (<https://doi.org/10.1007/s00126-018-0846-9>) contains supplementary material, which is available to authorized users.

✉ Augusto Antonio Rodríguez-Díaz
augusto@geofisica.unam.mx

¹ Posgrado en Ciencias de la Tierra, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, 04510 México City, Mexico

² Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, 04510 México City, Mexico

³ Facultad de Ciencias de la Tierra, Ex-Hacienda de Guadalupe, Universidad Autónoma de Nuevo León, Carretera Linares-Cerro Prieto km 8, 67700 Linares, Nuevo León, Mexico

⁴ Departamento de Mineralogía y Petrología and Instituto Andaluz de Ciencias de la Tierra, Facultad de Ciencias, Universidad de Granada-CSIC, Av. Fuentenueva s/n, 18002 Granada, Spain

⁵ Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Blvd. Juriquilla 3001, Juriquilla, 76230 Querétaro, Mexico

⁶ Institut für Geologie, Technische Universität Bergakademie Freiberg, Bernhard-von-Cotta-Str. 2, 09599 Freiberg, Germany

⁷ CONACYT-Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria, 04510 México City, Mexico

Introduction

Modern Mn oxide deposits formed by hot springs have been reported in shallow and deep marine and continental environments (Hewett 1968; Miura and Hariya 1997; Canet et al. 2005; Hein et al. 2005). The deposits are typically hosted by volcanic rocks formed in extensional regimes (Liakopoulos et al. 2001; Camprubí et al. 2008; Sinisi et al. 2012; Kanellopoulos et al. 2017). These deposits, as well as older, related Mn deposits, can exhibit enrichment in Ag (Nicholson 1992; Hein et al. 2005). However, their geochemical and mineralogical characteristics and the processes of deposition are not well-documented.

Hot spring systems are natural laboratories for studying fluid-rock interactions and mineralizing processes involved in the formation of Ag-Mn ore deposits. They provide critical information to constrain the deposit model and can be used to identify exploration vectors (Clark and Williams-Jones 1990; Leal et al. 2008; Camprubí et al. 2008). Moreover, these active hydrothermal systems are of special scientific interest because they support communities of extremophile organisms that mediate mineral precipitation (Usui and Mita 1995; Mita and Miura 2003; Tebo et al. 2004).

The Bahia Concepcion Bay (BC), located on the eastern coast of the central Baja California Peninsula in Mexico, is host to several coastal hydrothermal springs. These cluster in the Mapachitos area, where hot springs occur at depths of 5–15 m below sea level and in the intertidal zone, and along a ~0.8 km long strip of the coast at Posada Concepcion, where the discharge occurs in the intertidal zone. In both areas of discharge, there are stromatolite-like deposits of opal, calcite and Mn oxides, enriched in Ba, Hg, and As (Prol-Ledesma et al. 2004; Canet et al. 2005; Villanueva-Estrada et al. 2013).

In this paper, we report the occurrence of Ag minerals associated with Mn oxides in the coastal hot springs of the BC. Our findings provide new information on the mineralizing processes and physical-chemical conditions of Ag-Mn ore formation.

Geological setting

The studied hot springs are located on the west shore of the fault-bounded BC, ~17 km south of Mulege town along the central-eastern coast of Baja California Peninsula in Mexico (Fig. 1). Calc-alkaline volcanic, volcanoclastic, and intrusive rocks of the Oligocene-Miocene Comondu Group and minor Pliocene to Quaternary sedimentary rocks, lava flows, domes, and pyroclastic rocks are exposed along the shoreline (Fig. 1).

In the BC region, the Comondu Group is comprised, from bottom to top, of the El Salto, Pelones, Minitas, Pilares, Hornillos, and Ricason formations (Camprubí et al. 2008).

The Ricason Formation (17–22 Ma) dominates the western side of the bay (Rodríguez-Díaz et al. 2008), where the hot springs are located (Fig. 1). The Ricason Formation consists of a succession of andesitic-basaltic lavas, andesitic ash-lapilli tuffs and andesitic breccias and agglomerates.

Three generations of faulting are recognized. Early ENE-WSW-trending, normal faults affected the basement and controlled the initial emplacement of the volcanic Comondu Group. Middle Miocene normal and strike-slip faults have a NNE-SSW trend and are related to the structural segmentation of the Main Gulf Escarpment. Finally, Late Miocene to Pliocene NW-SE normal faults and minor strike-slip faults are associated with the opening of the Gulf of California (Casarrubias-Unzueta and Gómez-López 1994). The main faults zones are the BC and El Requeson faults. These faults record reactivation events (Rodríguez-Díaz et al. 2008). These faults bound the bay in a NW-SE graben configuration developed during the late Miocene-Pliocene due to the extension that affected the Gulf of California (Rodríguez-Díaz et al. 2008). The BC Fault hosts Mn oxides veins (e.g., Guadalupe ore deposit, Terán-Ortega et al. 1993), whereas the El Requeson Fault controls the coastal hot springs in the area (Rodríguez-Díaz et al. 2008). As consequence, venting in the area occurs along by NW-SE fractures and faults, as well as the intersections of NW-SE and NE-SW faults (Fig. 1b).

Hydrothermal activity

BC has been identified as a region with high geothermal potential (Arango-Galván et al. 2015), with two main areas of geothermal interest: Mapachitos and Posada Concepcion (Fig. 1). Active hydrothermal activity occurs along the shore of the BC bay (Fig. 1b). This includes shallow marine vents at Mapachitos and intertidal hot springs at Mapachitos and Posada Concepcion (Fig. 2). The submarine hot springs have discharge temperatures of up to 87 °C (measured at a depth of 10 cm in the sediment), pH values between 5.9 and 6.2, and salinities between 26 and 32 g/kg (Prol-Ledesma et al. 2004). The intertidal hot springs at Mapachitos and Posada Concepcion have discharge temperatures between 60 and 72 °C, pH values of 6.2 to 6.5, and salinities of up to 27 g/kg (Villanueva-Estrada et al. 2012).

Both the submarine hot springs and the springs in the intertidal zone vent sodium-chloride waters (Prol-Ledesma et al. 2004). Compared to seawater, the liquids discharged in Mapachitos are enriched in As, B, Ba, Ca, Hg, Mn, Si, and Sr (Prol-Ledesma et al. 2004), whereas the Posada Concepcion waters show an enrichment in As, B, Ba, Ca, Fe, Li, Mn, Si, and Sr (Villanueva-Estrada et al. 2012).

Prol-Ledesma et al. (2004) calculated a reservoir temperature of about 200 °C for the hot springs of the BC. Based on oxygen and hydrogen stable isotope analyses, these authors

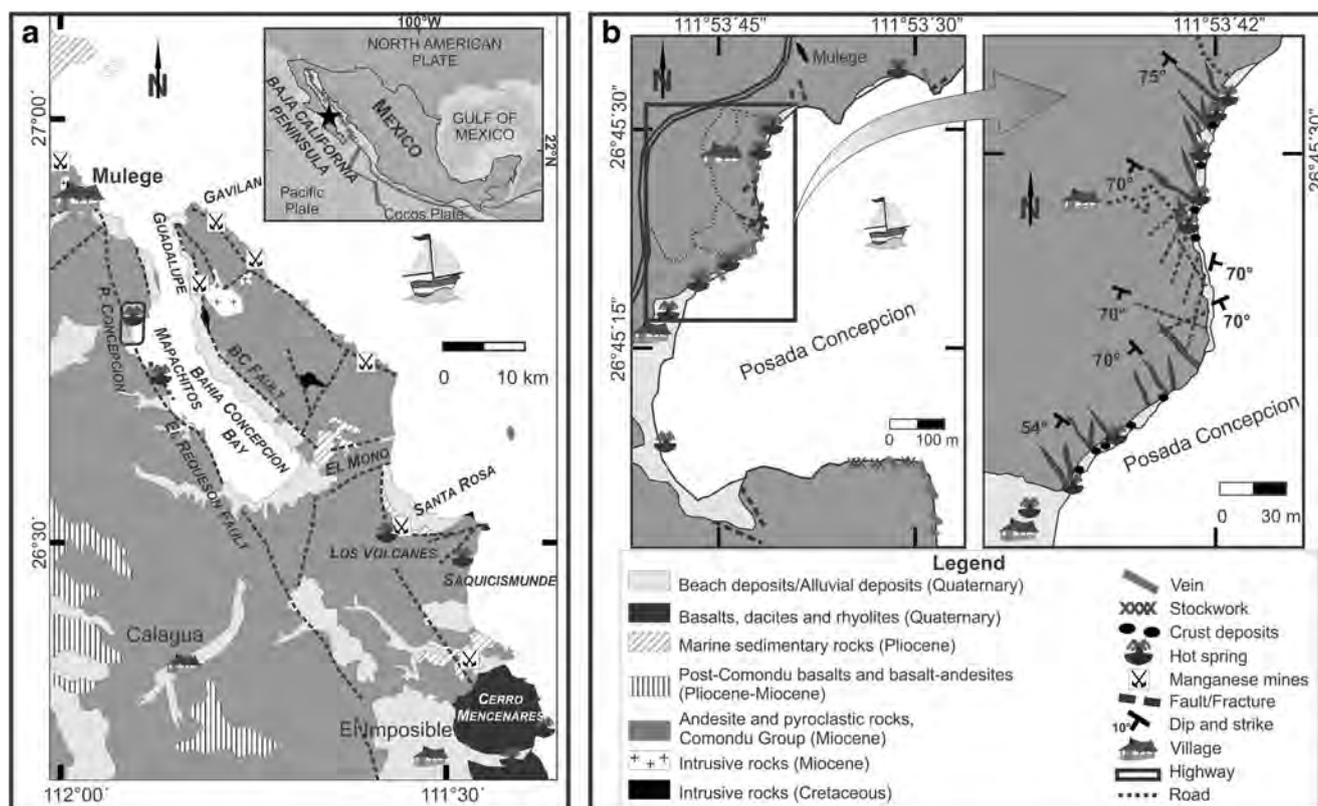


Fig. 1 Geology of the study area on the Baja California Peninsula, Mexico. **a** Geologic map of Bahia Concepcion showing the distribution of hot springs. **b** Detailed map of the coastal hot springs of Posada Concepcion

found that the hydrothermal fluids are mostly of meteoric origin. Combining geochemical modeling and fluid inclusion data, Villanueva-Estrada et al. (2012) deduced that a mixing process occurs at depth in the hydrothermal system, at a ratio of about ~20–30% of a high-salinity fluid with ~70–80% of a deep-circulated meteoric fluid. Further mixing can take place with seawater within the shallow subsurface prior to discharge on the seafloor.

The sediments are coated with orange-yellow and greenish biofilms in areas with continuous venting and bubbling. Mapachitos hot springs are surrounded by opal crusts and opal, barite, todorokite, romanechite, ferrihydrite, pyrite, and cinnabar aggregates, as well as silica-carbonate stromatolites (Canet et al. 2005).

Methodology

Thirty samples were collected from the coastal hot springs of BC. Samples were acquired from hydrothermal deposits, altered rock, and organosedimentary stromatolites. All samples were examined by optical microscopy and analyzed by electron microscopy. A Jeol JXA-8900R electron microprobe of the *Laboratorio Universitario de Petrología at Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México*

(UNAM), was used to obtain back-scattered electron (BSE) images, to conduct semi-quantitative chemical analyses by energy-dispersive spectrometry (EDS) and quantitative analyses, and generate elemental maps by wavelength dispersive spectrometry (WDS). Additional imaging was conducted using a FEI Quanta 400 environmental electron microscope at the *Centro de Instrumentación Científica* of the *Universidad de Granada, Spain*.

Quantitative WDS analyses of Mn oxides were conducted using an accelerating voltage of 10 kV, a beam current of 20 nA, a spot size of 1 μm , and a counting time of 15 s, except for Pb and Ag, which had a 20 s counting time. Analyses of Ag minerals were obtained using a 20 kV acceleration voltage, 20 nA beam current, a spot size of 1 μm , and a counting time of 20 s. Plagioclase ($\text{CaK}\alpha$), biotite ($\text{KK}\alpha$), diopside ($\text{NaK}\alpha$), rhodonite ($\text{FeK}\alpha$), kaersutite ($\text{SiK}\alpha$), almandine ($\text{MgK}\alpha$), kaersutite ($\text{AlK}\alpha$), sphalerite ($\text{ZnK}\alpha$), galena ($\text{PbM}\alpha$), barite ($\text{BaL}\alpha$), bustamite ($\text{MnK}\alpha$), cuprite ($\text{CuK}\alpha$), and Ag metal ($\text{AgL}\alpha$) were used as standards for the analysis of the Mn oxides. Ag metal ($\text{AgL}\alpha$), marcasite ($\text{SK}\alpha$), Au metal ($\text{AuL}\alpha$), cuprite ($\text{CuK}\alpha$), bismuth selenide ($\text{BiM}\alpha$ and $\text{SeK}\alpha$), skutterudite ($\text{NiK}\alpha$, $\text{AsK}\alpha$, $\text{FeK}\alpha$), kaersutite ($\text{SiK}\alpha$ and $\text{MnK}\alpha$), stibnite ($\text{SbL}\alpha$), cinnabar ($\text{HgL}\alpha$), and tellurium ($\text{TeL}\alpha$) were used as standards for the analysis of Ag minerals. The detection limits for all elements were 0.04 wt.%.



Fig. 2 Field photos of the main coastal hot spring sites and mineralization styles of the Bahia Concepcion. **a** Coastal hot springs at Mapachitos and Posada Concepcion, arrows indicate direction of discharge. **b** Symmetrical banded opal and Mn oxide veinlet. **c** Hand specimen of a

colloform banded Mn oxide vein. **d** Banded opal vein cross-cutting altered andesite. **d** Opal stockwork hosted in pyroclastic rock. **e** Argillic altered pyroclastic rock adjacent to the main fault

Element X-ray mapping was conducted using the same instrument. Maps were made in a single accumulation by utilizing four WDS spectrometers simultaneously. Maps of Mn, Ca, Ba, Mg, and K in Mn oxide bands were obtained at an accelerating voltage of 15 kV and beam current of 100 nA.

The altered samples were analyzed by shortwave infrared reflectance spectroscopy (SWIR) to identify silica minerals and clay mineral assemblages, using a portable LabSpec Pro Spectrophotometer (Analytical Spectral Devices, Inc.) at the *Departamento de Recursos Naturales* of the *Instituto de Geofísica*, UNAM. Shortwave infrared spectra were collected from altered outcrops. Samples were broken in the field, such that the effect of surface weathering is minimized. Subsequent

spectral measurements were conducted in the laboratory. We used spectral features of the SWIR wavelength region (1300–2500 nm). Identification of the SWIR-active minerals was made manually by comparing the wavelength position of the absorption features and the shape of the spectra (without hull subtraction) with spectral libraries and tables (Clark et al. 2007).

The bulk mineralogy of Mn deposits was established by X-ray diffraction (XRD). Measurements were made using a PHILLIPS PW 1710@ diffractometer, with $\text{CuK}\alpha$ radiation and a graphite monochromator. The instrument was operated at 40 kV and 40 mA. X-ray diffraction patterns were obtained between 3 and $35^\circ 2\theta$, with a step speed of $0.05^\circ 2\theta/\text{s}$ and an integration time of 4 s. Mineral identification was made using

the X Powder® software and index cards PDF2 at the *Departamento de Mineralogía y Petrología* at *Universidad de Granada*, Spain. The mineralogy of silica deposits was verified by powder XRD analyses. Measurements were made using a Shimadzu XRD-6000 diffractometer operating with an accelerating voltage of 40 kV and a filament current of 30 mA, using CuK α radiation and graphite monochromator at the *Instituto de Geología*, UNAM. Bulk samples were measured over a 2θ range of 2–70° in steps of 0.02° and 2 s integration time. Data was interpreted using the Shimadzu software.

The identification of opal types was established by XRD patterns and measurements of full width at half maximum (FWHM) according to Herdianita et al. (2000). In addition, microtextural criteria were used to identify opal types (cf. Lynne et al. 2005). Mn oxides were identified based on their XRD patterns (cf. Post 1999; Dolenc 2003 and references therein).

Whole-rock major element analyses were performed by X-ray fluorescence (XRF) spectrometry on fused glass disks at the *Instituto de Geología* (UNAM), using a Siemens SRS 3000 sequential spectrometer. Details on the analytical procedures are given in Lozano and Bernal (2005). Trace elements were analyzed by inductively coupled plasma-mass spectrometry (ICP-MS) at Actlabs in Ancaster, Ontario, Canada. A correlation matrix has been obtained from the geochemical data using the software Statistica version 10. The coefficient correlations show a high significance level of $P < 0.05$ for $r > 0.65$.

Pourbaix stability diagrams were constructed using the Geochemist's WorkBench software version 9.0 to identify favorable pH and redox conditions for chemical deposition of Mn and Ag minerals in coastal hot springs. These diagrams were constructed considering activities of $10^{-4.67}$ (Ag), $10^{-2.27}$ (SO_4^{2-}), $10^{0.07}$ (Cl^-), $10^{-0.67}$ (Mn), $10^{-5.60}$ (Ba), and $10^{-2.61}$ (HCO_3^-) at a temperature of 65 °C (average temperature of thermal discharges). These activity values were calculated from concentrations analyzed in the thermal fluid by Villanueva-Estrada et al. (2012).

The most important Ag species for typical seawater were included in the stability diagram as Ag speciation depends on the Cl/Ag ratio under oxidizing conditions (Levard et al. 2012). In this study, the silver chlorine complexes were considered as the predominant Ag species.

General characteristics of Posada Concepcion hot spring deposits

Fieldwork in the BC area showed that hydrothermal mineral assemblages occur as veins and stockwork, breccias, cemented aggregates, patinas, and crusts, as well as Mn-silica-carbonate organosedimentary stromatolites (Fig. 2).

These deposits are fully exposed during low tide. The host rocks include andesites, andesitic ash-lapilli tuff, sandstone, and andesitic breccias with narrow haloes of hydrothermal alteration, which are characterized by an argillic alteration assemblage of opal and clay minerals.

Veins have an average thickness of 0.5 m and extend along the strike only for a few meters (Fig. 2a–d). Stockwork structures occur locally and consist of a network of narrow (< 1 cm) veinlets (Fig. 2e). Veins show finely laminated to colloform fabrics and are composed of opal and fine-grained carbonate minerals with subordinated smectites and, occasionally, Mn oxides. Symmetrical banding is locally developed with Mn oxides enriched at vein cores (Fig. 2b, c).

Breccias occur only in a few outcrops consisting of fine- to coarse-grained clasts (up to 3 cm) of volcanic rocks containing opal within a groundmass rich in opal, carbonate minerals, and subordinate Mn oxides and barite. Cemented breccias are < 6 cm thick and occur in pavement-like deposits commonly around active hydrothermal discharge areas.

Crusts (2 m to 10 mm) and patinas (< 1 mm) extend a few meters from hot springs (Fig. 2a). They are developed as irregularly shaped patches over clasts of volcanic rocks and in the flow direction of the thermal discharge. The deposits are located on the edge of the coast and are usually covered by seawater. Patinas are composed of Mn oxides and crusts mainly consisting of Mn oxides and opal with occasional detrital fragments and bioclasts. Surfaces show bioturbation (as burrows and grazing traces) and seashell molds.

Stromatolitic organosedimentary deposits of laminated mesostructures are domal-shaped silica-carbonate deposits or Mn oxide-rich deposits with *frutexite* texture (i.e., arborescent in shape; Rodríguez-Martínez et al. 2011). Stromatolites occur adjacent to the thermal discharges.

Argillic alteration assemblage

Rocks of the Ricason Formation at Mapachitos and Posada Concepcion have been affected by argillic alteration. The argillic alteration consists of beige halos of clay minerals and opal. The alteration forms an elongated zone that extends irregularly with an NW-SE orientation from the hot springs, veins, and breccias. Field observations show that the intensity of alteration decreases laterally from the veins and breccias into the host rocks. The argillic alteration is restricted to halos a few tens of centimeters or a few meters wide on the margins of the discharge vents. In addition, irregular silicic lenses and veinlets occur within the argillic alteration zone and increase in abundance in the vicinity of the veins. The zone of alteration is characterized by calcite and Fe and Mn-oxyhydroxides veinlets. Clay minerals entirely or partially replace the plagioclase phenocrysts of the host rocks. The wall rocks typically retain their original textures.

The SWIR has been used to identify the mineralogy of argillic-altered rocks (Fig. 3). Montmorillonite is the most abundant phase in the zone of alteration at Mapachitos and Posada Concepcion. All the spectra are similar, which is consistent with the similar mineralogy in both zones. The spectra in Fig. 3a reveals absorption bands corresponding to OH⁻ (1400–1410 nm, with an inflection at ~1455), H₂O (1900 nm), and Al-OH, with a distinct absorption feature at 2210 nm, which is asymmetric toward longer wavelengths, a characteristic of aluminum-bearing clay minerals (e.g., Clark et al. 2007). All these features are due to OH vibrations bound to the two Al cations within the dioctahedral sheet structure of montmorillonite (Bishop et al. 2002).

Some of the samples from the alteration zone show SWIR spectra indicative of a mixture of montmorillonite with opal. The series of measurements showed that when montmorillonite is predominant (> 50 to ~70%), the reflectance spectra exhibited characteristics of montmorillonite and little broadening of the 2210 nm band, with a band centered at 2210–2213 nm due to the presence of opal (samples M1-Mt and M2-Mt, Fig. 3a). These findings are

comparable with those of studies on mixtures of montmorillonite and opal (McKeown et al. 2011).

The spectrum of opal in the samples is characterized by the presence of OH⁻ and H₂O spectral features located at 1400–1410 nm, an inflection at 1455–1460 nm, major peaks at 1900 and 1955–1960 nm, and an asymmetrical absorption center at 2205–2212 nm (Fig. 3a) due to Si-OH vibrations (Clark et al. 2007). Some of the spectra show a mixture of opal and montmorillonite. The mixture is evidenced by a band centered at about 2208–2212 nm (samples M7-Op, PC6-Op Fig. 3a), similar to that reported in mixtures with < 50% of montmorillonite (McKeown et al. 2011).

Mineralogy and chemical composition of hydrothermal precipitates

The hydrothermal precipitates of BC are composed of opal (A and A/CT), quartz, aragonite, calcite (high-Mg and low-Mg), barite, todorokite, romanechite, pyrite, acanthite, native silver,

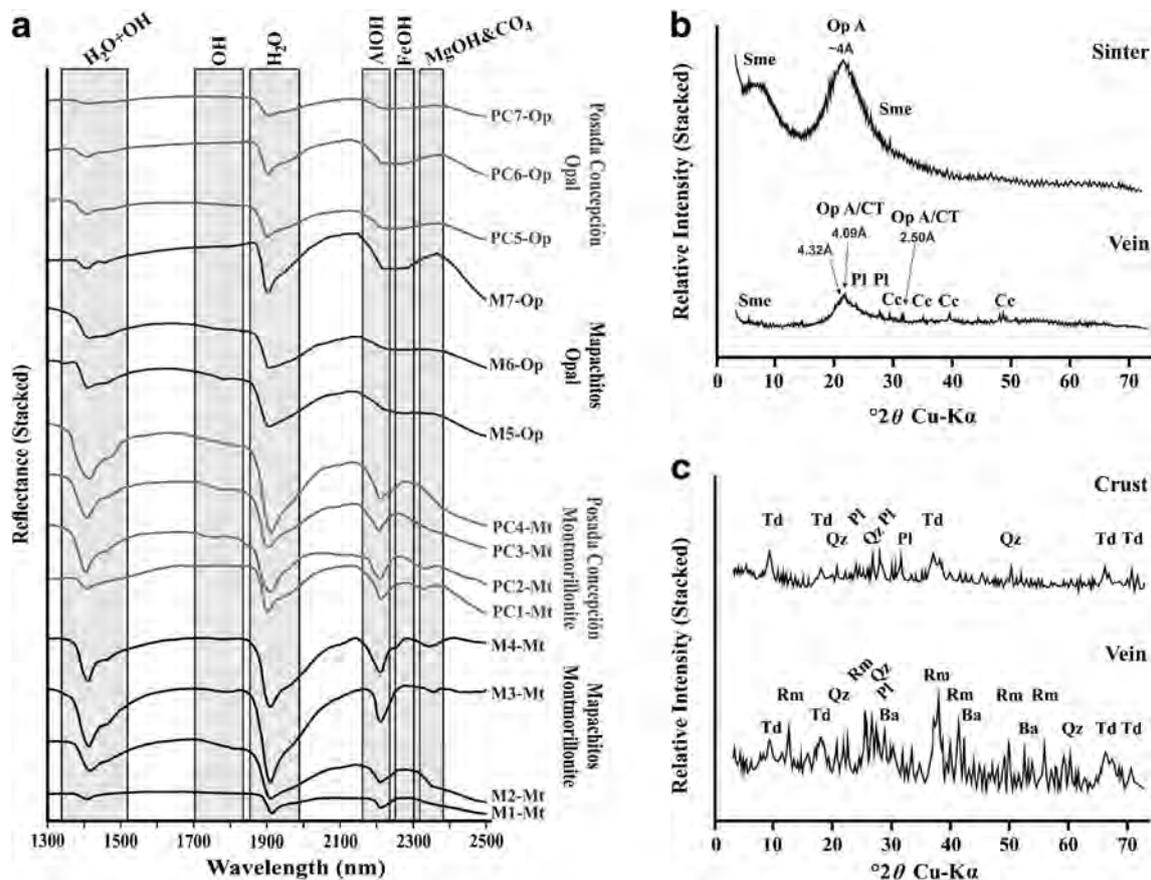


Fig. 3 Mineralogy of hot spring deposits in the Bahia Concepcion. **a** Short wave infrared reflectance spectra representative of the main alteration assemblages found at Mapachitos and Posada Concepcion. The main absorption wavelengths are marked as gray bars (Clark et al. 2007). **b** Representative X-ray diffraction profiles

of sinter and opal veins. OpA, opal A; Op A/CT, opal A/CT; Pl, plagioclase; and Sme, smectite. **c** X-ray diffraction diagrams of the Mn oxides forming crusts and veins: Ba, barite; Pl, plagioclase; Qz, quartz; Rm, romanechite; Td, todorokite

montmorillonite, and grains inherited from host rock (plagioclase, augite, hornblende, and titanomagnetite).

Hydrothermal activity in Posada Concepcion resulted in three mineralization stages, as evidenced by field and petrographic observations. This includes (1) cryptocrystalline quartz, clay minerals, carbonates, and pyrite; (2) carbonates, non-crystalline silica, Mn oxides, barite, and clay minerals; and (3) quartz, non-crystalline silica, Mn oxides, carbonates, barite, silver minerals, and pyrite.

Non-metallic minerals

Opal is the main constituent of all hot spring deposits, except in crusts. Opal displays a variety of microscopic textures, including massive, colloform, crenulated, fluidal, pseudoradial and spheroidal. It occurs as veinlets and pore infills (Fig. 4a, b). Opal aggregates are rarely cut by thin veinlets (< 30 μm) of fibrous, radial, and fine polysynthetic *twining* cryptocrystalline quartz with spherulitic to tabular habits.

X-ray diffraction patterns indicate that opal corresponds to the type A for sinter deposits and stromatolites structures, and to the type A/CT for veins and breccias (Fig. 3b). Opal A forms distinctive botryoidal aggregates of microspheres (Fig. 4a) and opal A/CT forms clusters of microspheres and platy structures. In addition, Blanco-Florido (2010) reports the occurrence of filaments and tube-like microstructures, possibly of organic origin, in the deposits from Mapachitos and Posada Concepcion.

Clay minerals in the silica deposits were mostly derived from the alteration of volcanic host rocks. The dominant clay mineral is smectite, as confirmed by XRD (Fig. 3b). Based on EDS and SWIR data, montmorillonite is the most common smectite (Fig. 3a).

Carbonate minerals (high-Mg and low-Mg calcites and aragonite) are the most common precipitates after opal (Fig. 4b). Calcite was also identified by X-ray diffraction (Fig. 3a). Energy-dispersive spectrometry analyses show the presence of high-Mg calcite and low-Mg calcite. These form fine laminae, fibrous crystals of mainly aragonite and high-Mg calcite, and aggregates of bladed grains (up to 50 μm in length). Veinlets of low-Mg calcite cross-cut the opal groundmass. Barite occurs as disseminated particles within veins, crusts, and cemented aggregates, but appears as blades spheroidal aggregates or tabular crystals (< 80 μm), generally associated with Mn oxides (Fig. 4d).

Mn oxides

The Mn phases todorokite and romanechite were identified. Optically, todorokite shows low reflectivity and displays a gray to bluish hue birefringence. Todorokite occurs as finely laminated botryoidal, colloform, and folded aggregates (Fig. 4c). Radial and fan-like, as well as zoning textures, can be

observed. Todorokite also forms the cement that binds the clasts and bioclasts in the Mn deposits. Romanechite has medium reflectivity, displays a grayish white color with a bluish tint, and is harder than todorokite. Romanechite occasionally occurs as irregular masses, *botryoides*, and acicular aggregates (Fig. 4c).

The XRD analyses indicate that the main component of Mn deposits is poorly crystallized todorokite (Fig. 3c). However, veins and breccias are mostly composed of romanechite. Barite is associated with the Mn oxides. In addition, XRD patterns indicate the presence of trace amounts of quartz and plagioclase (Fig. 3c).

Elemental mapping of Mn oxide crusts shows an alternation of laminae with variable Mn, Ba, Ca, Mg, and K contents, allowing the differentiation of Ba-rich and Ba-poor phases can be differentiated (Fig. 5). The Ba-rich phase is irregularly distributed but clearly replaces the Ba-poor phase (Fig. 5). Energy-dispersive spectrometry and WDS analyses have confirmed that todorokite is the Ba-poor phase and romanechite the Ba-rich phase.

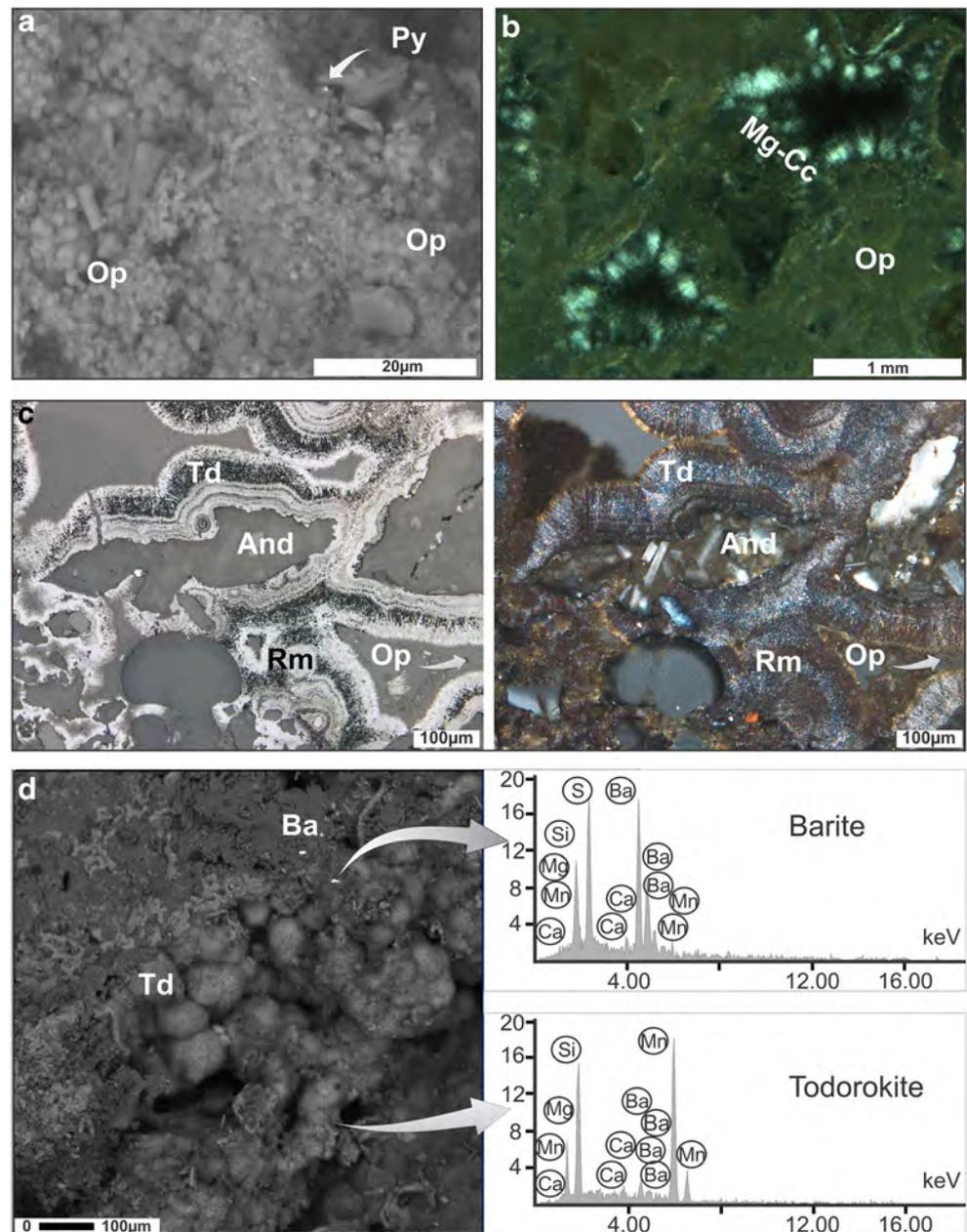
The todorokite has relatively high MgO (< 5.8 wt.%), SiO₂ (< 5.1 wt.%), Na₂O (< 2.6 wt.%), K₂O (< 1.3 wt.%), and BaO (< 1.6 wt.%) contents. Todorokite records the highest Mg, Na, and Si contents in Mn oxide-rich and stromatolitic organosedimentary deposits (ESM, Appendix 1). Wavelength dispersion quantitative analyses indicate an average structural formula of (Na, Ca, K, Ba, Cu)_{0.7} (Mn⁴⁺, Mg, Si, Al, Fe)_{5.9} · 2.9(H₂O) ($n = 10$, ESM, Appendix 1).

Romanechite is distinguished under the SEM due to its high Ba content, in contrast to todorokite (Fig. 5). Romanechite shows moderate concentrations of Ba (< 14.7 wt.% BaO) with notable amounts of Ca (~0.9 wt.% of CaO), Na (~1.1 wt.% of Na₂O), K (~0.7 wt.% of K₂O), Si (~0.4 wt.% of SiO₂), and Cu (~0.5 wt.% of CuO) (ESM, Appendix 1). The calculated average structural formula of romanechite is [Ba, Na, K, Ca, (H₂O)]_{2.0} (Mn⁴⁺, Cu, Si, Mg, Al, Fe)_{4.6}O₁₀ ($n = 3$, ESM, Appendix 1).

Silver minerals

Acanthite and native silver, associated with pyrite, were identified by SEM-EDS (Fig. 6). Acanthite and native silver occur as disseminated, small grains (2 to 30 μm) in veins and breccias, and in the opal-rich and Mn oxide-rich deposits formed around active hydrothermal discharges (Fig. 6). Acanthite forms aggregates of platy subhedral crystals arranged in arborescent patterns, usually filling pores (Fig. 6b). Wavelength dispersive quantitative analyses show that acanthite contains ~2 wt.% Fe and ~1 wt.% Cu. The average structural formula is (Ag, Fe, Cu, Mn)_{2.0} S ($n = 3$, ESM, Appendix 2). Native silver is less abundant than acanthite and occurs as sub-microscopic anhedral grains filling pores. Native silver contains significant amounts of S (< 2.1 wt.%) and Fe (< 0.9 wt.%)

Fig. 4 Textural relationships in hot spring deposits at Posada Concepcion. **a** Scanning electron microscope image of clusters of opal-A/CT microspheres (Op) with disseminated pyrite (Py). **b** Transmitted light image showing an association of opal bands and Mg-calcite (Mg-Cc) radial aggregates within pores. **c** Reflected light (left) and crossed polarized light image (right) showing aggregate structure, Mn oxides and opal cemented volcanic clast (And), colloform bands of romanechite (Rm), todorokite (Td) and opal (Op). **d** Scanning electron microscope image of Mn oxides crust with botryoidal aggregates of todorokite associated with barite (Ba). The graphs shown on the right represent energy-dispersive spectroscopy analyses presenting the mineral composition



(ESM, Appendix 2). Pyrite forms fine-grained aggregates of subhedral grains (< 50 μm) that are disseminated within opal and Mn oxides.

Stromatolitic deposits and other structures

Adjacent to the thermal discharges and at the margins of the thermal discharge channels, a series of discontinuous and microdigitate (i.e., the radial texture of growth forming botryoidal layers; Bartley et al. 2000) organosedimentary stromatolites occur. The silica-carbonate and Mn oxide-rich

stromatolitic fascicle form irregular and thick crusts growing on volcanic clasts as substrates.

Silica-carbonate stromatolites have a domal structure and variable convexity (Fig. 7a). The stromatolites exhibit laminations mainly composed of micritic and sparry Mg-rich calcite (with < 9 wt.% Mg) alternating with opal and todorokite (ESM, Appendix 1), both occurring as irregular and discontinuous lamellae. The porosity is filled by opal, with occasional calcite replacement.

Three types of microstructures of different complexity at the millimeter scale can be recognized in Mn oxide-rich stromatolites. This includes a flat-laminated stratiform microstructure of alternating layers, a thrombolitic structure (i.e.,

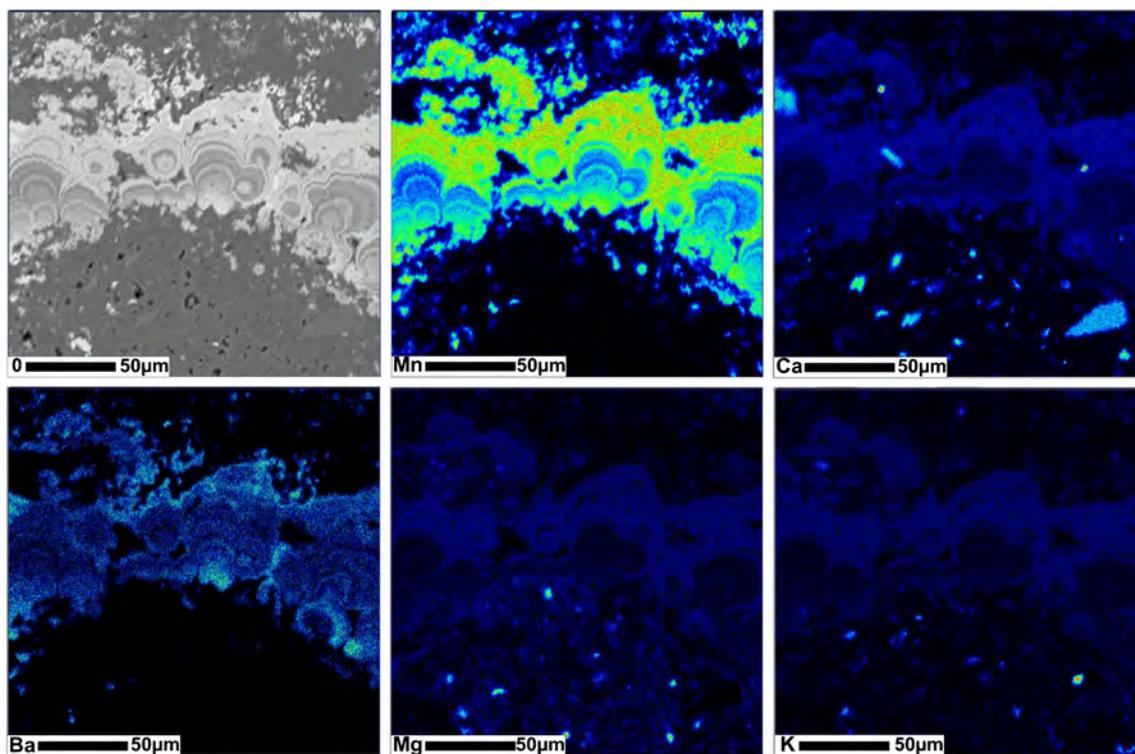


Fig. 5 Elemental maps showing the distribution of Mn, Ca, Ba, Mg, and K in the botryoidal bands on volcanic clast. The Ba is concentrated in romanechite bands that alternate with todorokite bands

without laminar lamination, irregularly shaped, adhered or not to the substrate; Riding 2011) composed of an arborescent zone and a poorly laminated zone with terete growth (Fig. 7b), and a well-developed microdigitate fabric, with growth in a dendritic shape formed by divergently branched microcolumns, similar to *frutexitis* texture (Fig. 7c).

Cemented aggregates, crusts, and patinas of Mn oxides show organic structures. Todorokite replaces bioclasts and covers organic debris, creating a cast of organic structures resembling tube worms (Fig. 7d). In addition, there are recent trails probably made by organisms moving along the surface of an unconsolidated Mn deposit, similar to *pascichnia* structures (Fig. 7e).

Associated with continuous venting and bubbling, there are orange-yellow and green biofilms partially covering the sediments. The biofilms are < 5 mm thick and show beige-green bands. Only scattered, gray, dried remains of former biofilms occur in local depressions.

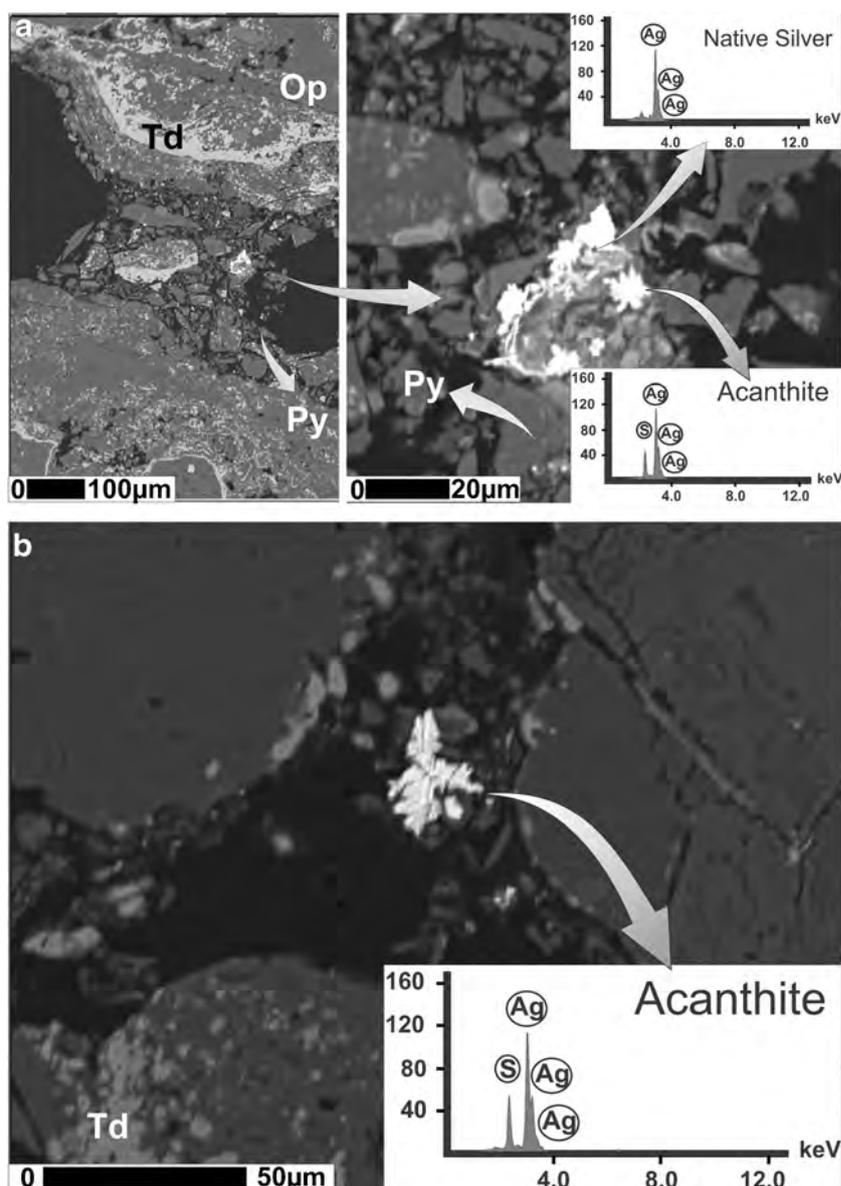
Geochemistry of hot spring deposits

A suite of 16 samples was collected from the mineralized zones representing different hot spring deposits of the BC. We also used geochemical data of coastal hot spring deposits from Mapachitos reported by Canet et al. (2005). Results of major and minor elements in hot spring deposits are given in ESM, Appendixes 3 and 4, respectively. These deposits show large

differences with respect to their SiO_2 and MnO contents (ESM, Appendix 3). Mineralized rocks are divided into two distinct types based on their mineralogical and chemical composition. Box-and-whisker plots illustrate characteristics of geochemical data distributions, such as the spread of data, median, and upper and lower quartiles. They also summarize the relationship of higher concentrations of minor and trace elements for each of the groups (Fig. 8).

The first group consists of silica-rich deposits containing opal and quartz. The median value for SiO_2 is about 70 wt.% ($n = 11$), with significant concentrations of CaO (median value 1.3 wt.%, $n = 11$) and MgO (median value 0.4 wt.%, $n = 9$). The $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{t})}$ and MnO concentrations are less than 3 wt.% (Fig. 8). The samples have a high $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ratio with an average of 83.0 ($n = 12$) and a high Fe/Mn ratio with an average of 35.0 ($n = 12$). The second group of samples was taken from Mn oxide-rich deposits with MnO contents ranging from 8.28 to 48.18 wt.% (median value 36 wt.%, $n = 11$). The high MnO concentration recorded are higher than the values of silica-rich deposits (<1 wt.%, Fig. 8). The SiO_2 content is relatively low (median value 36 wt.%, $n = 11$) compared to the median value of the first group. In these Mn-rich samples, the median values for CaO (8.8 wt.%) and MgO (4.7 wt.%) are higher the corresponding values of silica-rich deposits (Fig. 8). The average $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ratio in the Mn oxide-rich samples is 5.94 ($n = 11$). Manganese oxide-rich samples are relatively low in Fe, with average Fe/Mn ratios of 0.27 ($n = 3$) (ESM, Appendix 3).

Fig. 6 Scanning electron microscope (backscattered electron) images and energy-dispersive spectroscopy analyses showing native silver and acanthite in vein-breccia from coastal hot springs. **a** Association of silver minerals, opal (Op), pyrite (Py), and todorokite (Td). **b** Crystal aggregates of acanthite associated with todorokite occurring in the matrix



The trace element results given in ESM, Appendix 4 reveal that both groups of samples are distinctly enriched in As (< 5112 ppm), Ba (< 30 wt.%), Cu (< 340 ppm), Pb (< 34 ppm), Sb (< 189 ppm), Sr (< 6990 ppm), Tl (< 7 ppm), V (< 399 ppm), W (< 964 ppm), and Zn (< 310 ppm). There is a considerable overlap between the concentrations ranges of As, Ba, Pb, Sb, Sr, W, and Zn, but there is a tendency toward somewhat lower values within the group of silica-rich deposits (Fig. 8). Deposits rich in Mn show the highest enrichment in Cu, V, and Tl. Barium is distinguished by its wide variability in deposits rich in silica.

The inter-element relationships in the studied coastal hot spring deposits are listed in ESM, Appendix 5. Correlation matrices have been calculated for two sample sets. The silica-rich deposits have a common positive correlation among Ca with As ($r = 0.94$), Co with Pb ($r = 0.94$), Mo with

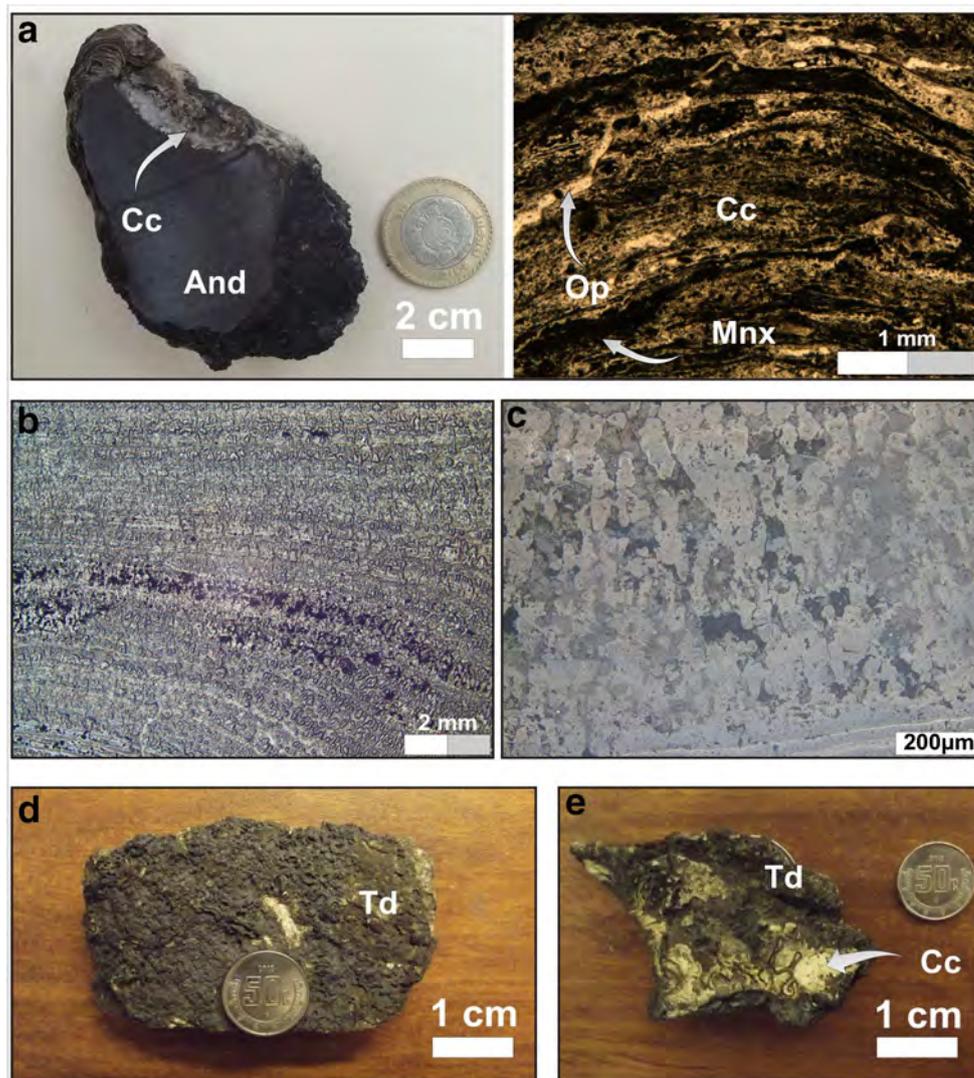
Tl ($r = 0.99$), Sr with Ba ($r = 0.99$), and Zn with Ba ($r = 0.96$) and Sr ($r = 0.94$). In addition, As, Ba, Cu, Mn, Mo, Pb, Sb, Sr, Tl, U, V, and Zn are fairly well grouped (ESM, Appendix 5). The Mn oxide phase-rich deposits exhibit a positive correlation between Ag and U ($r = 0.98$), Cu and Sr ($r = 0.90$), and Sb and Pb ($r = 0.88$). Likewise, Ag, As, Ba, Cu, Ni, Pb, Sb, Sr, Tl, U, and V show a positive correlation (ESM, Appendix 5).

Discussion

Classification of Mn-Ag mineralization

The BC is host to several Mn-Ag mineralizations formed since the middle Miocene (Fig. 1). The largest and economically

Fig. 7 Hand specimens of apparent organic activity in the coastal hot springs at Posada Concepcion. **a** Silica-carbonate stromatolite structure on andesite (And), calcite (Cc). At the right hand of the figure, there is a microphotograph of fine-layered carbonate stromatolite, associated with Mn oxides (Mnx) and opal (Op). **b** Thin section of Mn oxides stromatolites with a thrombolitic structure. **c** Detail of colloform laminae and arborescent development of todorokite, shown in reflected light. **d** Appearance of worm molds of Mn oxides, todorokite (Td). **e** Worm tracks on Mn oxides crust



most important ore deposit are middle to late Miocene El Gavilan, late Miocene Guadalupe, and Pliocene Santa Rosa (Camprubí et al. 2008; Rodríguez-Díaz et al. 2010). The Mn deposits occur as NW-SE veins and breccias, and are composed by Mn oxides (ramsdellite, pyrolusite, romanechite, todorokite and coronadite), barite, base metal sulfides, calcite, dolomite, opal, and quartz. Ore grades ranges up to 36% Mn and 64 g/t Ag (Terán-Ortega et al. 1993; Rodríguez-Díaz et al. 2008).

The area of BC has recorded hydrothermal activity during the late Miocene occurred until recently in response to the extension associated with the Miocene Gulf of California opening (Camprubí et al. 2008). The extensional tectonic settings results in a high heat flow, with the basin-bounding, and strike-slip faults providing major fluid pathways allowing the development of convective hydrothermal systems (Lachenbruch et al. 1985).

The hydrothermal activity at Posada Concepcion and Mapachitos is manifested by subaerial and shallow-submarine hot springs. The same NW-SE fault system within

the BC basin and the mineralogical similarities suggests that Mn-Ag deposits around the hot spring sites could be an active analog for mineralization processes that generated hydrothermal Mn deposits (El Gavilan, Guadalupe, and Santa Rosa deposits) from the Miocene to the Pliocene. Berger and Eimon (1983) and Kiliyas et al. (2001) suggested a similar connection between hot spring type and open vein type mineralizations, possibly forming a continuum from surface precipitates to deep veins.

The occurrence of the mineral assemblage of todorokite, romanechite, non-crystalline silica, barite, pyrite, acanthite and native silver in coastal hot springs of the BC area is comparable to other shallow submarine deposits such as those of western Milos in Greece (Liakopoulos et al. 2001; Alfieris et al. 2013; Papavassiliou et al. 2017), and related to a possible vertical mineral zoning with a higher concentration of sulphide mineralization at depth (e.g. different styles of epithermal-hot spring deposits Bastin 1948; Hewett 1968;

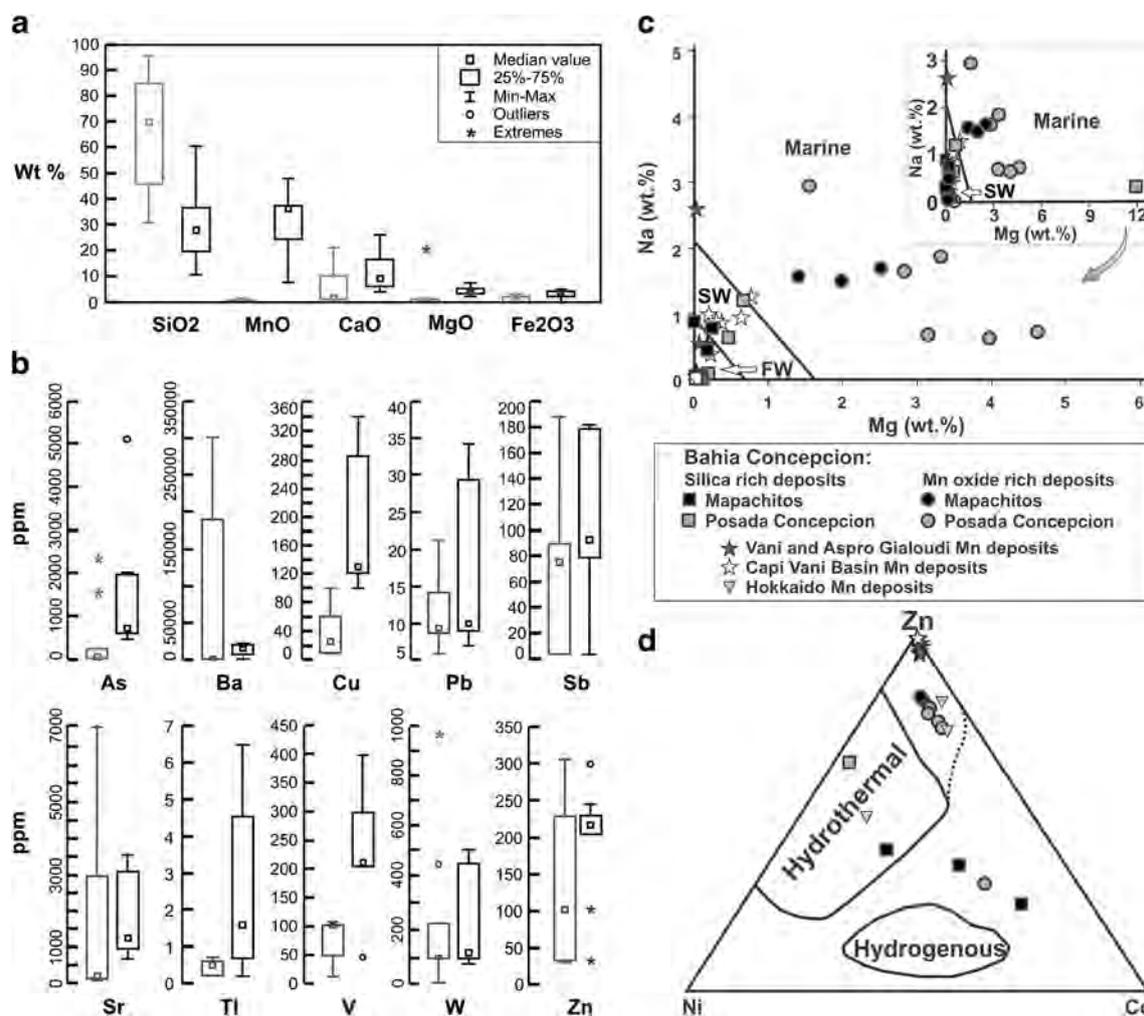


Fig. 8 Geochemistry of hot spring deposits in the Bahia Concepcion. **a** Box-and-whisker plots of major elements. Data have been separated into two groups: silica-rich (gray boxes, $n = 11$) and Mn oxide-rich deposits (black boxes, $n = 9$). The boxes enclose the interquartile range (25th and 75th percentile) with the medians displayed as squares. The whiskers extend from the upper and lower hinges to the maximum and minimum values. Separate points indicate unusual values that occur far from the bulk of the data. **b** Box-and-whisker plots of trace elements show comparable data ranges between both groups of deposits. **c** Discrimination diagram from different Mn settings (Nicholson 1992).

Sillitoe 1975; Berger and Eimon 1983; Crespo and Lunar 1997; Leal et al. 2008; Gómez-Caballero et al. 2010).

Mineral assemblage and geochemical signatures

The Mn oxides of the BC consist of poorly crystalline phases (Fig. 3) and show significant enrichments in Ba, Si, Mg, Ca, Na, and Cu (ESM, Appendix 1). These characteristics can be explained by the interaction of mineralizing solutions and seawater, which produce abrupt changes in pH and redox conditions (Ostwald 1982; Nicholson 1992; Lugović et al. 2008) that may affect the adsorption mechanism of transition metals by the

oxides of Mn (Post 1999; Sinisi et al. 2012). The enrichment and variation of Ba in the Mn oxides (Fig. 5) are interpreted by pulses of hydrothermal fluid with the variation of the input of Ba and changes in fluid temperature that determine the precipitation of Ba-Mn oxides or the incorporation of the Ba to a Mn oxide poorly crystalline phase (Granina et al. 2007). The samples of shallow marine hot spring deposits share the shallow and fresh water fields. Fresh water (FW) and shallow marine water (SW). **d** Co-Ni-Zn ternary diagram showing fields of hydrothermal and hydrogenous deposits (Choi and Hariya 1992). The dotted line represents the extension of the hydrothermal field for samples with enrichment in Zn of continental and shallow water hot springs deposits. For comparison, hot spring Mn deposits have also been plotted. Continental deposits are from Hokkaido, Japan (Miura and Hariya 1997), and shallow marine deposits are from Vani (Hein et al. 2000), and Vani and Gialoudi Milos Island, Greece (Papavassiliou et al. 2017).

oxides of Mn (Post 1999; Sinisi et al. 2012). The enrichment and variation of Ba in the Mn oxides (Fig. 5) are interpreted by pulses of hydrothermal fluid with the variation of the input of Ba and changes in fluid temperature that determine the precipitation of Ba-Mn oxides or the incorporation of the Ba to a Mn oxide poorly crystalline phase (Granina et al. 2007).

The Mn oxides are enriched in MgO (< 5.8 wt.%). The high MgO content can be attributed to (a) the deposition in the shallow marine environment by the hydrothermal fluids, which are oxidizing in character and have a near-neutral pH (Nicholson 1992) and (b) a biogenic contribution to the marine environment (Dolenec 2003; Lugović et al. 2008). The

Mg/Mn ratio of the stromatolitic todorokite samples varies from 0.07 to 0.08 (ESM, Appendix 1). These values suggest that the chemical species of manganates (Mn^{4+} , 10 Å todorokite) are of microbial origin (Mandernack et al. 1995). The influence of microbial mediation processes for mineral precipitation, especially Mn oxides, has been documented by several authors (Usui and Mita 1995; Mita and Miura 2003; Tebo et al. 2004). This is consistent with textural observations and mineral chemistry of stromatolites. In addition, the presence of orange-yellow and green biofilms over the sediments around thermal venting suggests recent microbial activity. This evidence suggests that the Mn oxides in Posada Concepcion were influenced by bio-chemogenic processes.

The silica deposits consist of opal associated with quartz, calcite, aragonite, pyrite, barite and Mn oxides. The structure and laminated texture of the non-crystalline silica (Opal A and Opal A/CT) deposits constitute sinters around the thermal discharges. Opal is a common component of sinters related to subaerial hot springs (Herdianita et al. 2000). In hot spring environments silica precipitates from near-neutral and alkaline sodium-chloride waters (Lynne et al. 2005). In addition, silica precipitation is mediated by microbial activity (Jones et al. 2001). For example, microbial silicification with deposition of sulfides containing Au and Ag at the subaerial Champagne Pool hot spring in the Waiotapu geothermal field, New Zealand (Jones et al. 2001). The occurrence of organosedimentary stromatolites and filamentous tubular remnants within the non-crystalline silica deposits (Blanco-Florado 2010) record former microbial activity associated with the coastal hot springs at Posada Concepcion. The occurrence of banded veins with sulfides, sulfates, and oxides minerals together with stromatolites and maturation of the silica phases from opal A to opal A/CT (cf. Herdianita et al. 2000; Lynne et al. 2005) suggests that the hydrothermal activity of coastal hot springs was ongoing for some time.

The deposits of BC exhibit significant variations in their SiO_2 and MnO contents as they are either rich in opal or Mn oxides. Silica and Mn-rich deposits in Mapachitos and Posada Concepcion are characterized by high and low Fe/Mn ratios, respectively (ESM, Appendix 3). It is considered that the fractionation between Fe and Mn took place during their formation in the coastal hot springs, similar to exhalative manganese sediments ($0.1 > \text{Fe}/\text{Mn} > 10$, Nicholson 1992), and comparable to ratios < 1 characteristic of lacustrine deposits (Nicholson 1992). The fractionation between Fe and Mn is related to the differences in their solubilities, with an initial precipitation of Fe-bearing minerals followed by another of Mn-bearing phase (Toth 1980).

The hot spring Mn deposits show an enrichment in SiO_2 , CaO, MgO, and Ba (ESM, Appendixes 3 and 4). The Mn deposits of hydrothermal origin generally have an enrichment in Si (Choi and Hariya 1992). In the silica-rich deposits of BC values exceeding 90% SiO_2 are reached (Fig. 8). High SiO_2 /

Al_2O_3 ratios of silica-rich deposits show a clear hydrothermal affinity (83.02, Choi and Hariya 1992), while in deposits rich in Mn phases, there is a considerable detrital contribution ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ ratio avg.: 5.92 and Si-Al positive correlation $r = 0.74$). In the latter case, the geochemical signature is related to the mixing of the hydrothermal precipitates with coastal detrital sediments (e.g., breccia observed with petrography.).

A high content of MgO in the hydrothermal deposits is an indicator of a contribution of marine water to the mineralizing fluids (hydrothermal fluid of meteoric source, Prol-Ledesma et al. 2004), especially in the formation process of Mn oxides (Fig. 8c, Nicholson 1992). There is a clear relation between hydrothermal fluids and seawater in shallow marine springs that favors the deposition of Mn (Hein et al. 2000; Papavassiliou et al. 2017). Manganese precipitates may also scavenge MgO and other trace elements in direct proportion to their concentration in seawater (Nicholson 1992). Additionally, the incorporation of Mg in calcite is favored in hydrothermal environments (Montes-Hernandez et al. 2016).

Enrichment of Ba is attributed to the presence of barite and Ba-rich Mn oxides in the deposits of the coastal hot springs. The precipitation of barite can occur due to mixing of Ba-rich hydrothermal fluid with sulfate-rich seawater. The significant enrichment of Ba may be due to the leaching process caused by alteration of hydrothermal fluids to the feldspars of granitic basement or the basaltic-andesitic rocks of the Comondu Group. Barite has been reported frequently from modern submarine and subaerial hot springs (Binns et al. 1997; Hein et al. 2005; Kanellopoulos et al. 2017).

The strong positive correlations between silica-rich and Mn oxide phase-rich deposits imply that these elements are enriched as a result of a similar geochemical behavior (Fig. 8, ESM, Appendix 5). The deposits of BC show a correlation between Ag, As, Ba, Ca, Cu, Mg, Pb, Sb, Sr, Tl, and Zn (ESM, Appendix 5). This geochemical signature is consistent with a Mn-Ag-As-Ba-Cu-Pb-Sb-Sr-Tl-V-W-Zn association in Mn oxides deposited by hydrothermal processes in continental (Hewett 1968; Nicholson 1992; Usui and Mita 1995), shallow (Hein et al. 2000; Liakopoulos et al. 2001; Alfieris et al. 2013) and submarine environments (Hein et al. 2005). This association of elements can be considered as diagnostic for hydrothermal Mn deposits and serves as a guide in the exploration of shallow marine hydrothermal deposits (Alldrick 1995).

The use of geochemistry to aid in the identification of hydrothermal Mn mineralization was described by several authors (Choi and Hariya 1992; Nicholson 1992). The ternary Ni-Zn-Co diagram (Fig. 8d, Choi and Hariya 1992) shows interpreted hydrothermal fields for BC deposits and continental (Miura and Hariya 1997) and shallow marine hot springs (Hein et al. 2000; Papavassiliou et al. 2017). Discriminations diagrams for BC deposits show a trend toward the areas of the extreme members

of Co and Zn, and a slight enrichment in Co and Ni (ESM, Appendix 4) falling outside the hydrothermal fields (Fig. 8d).

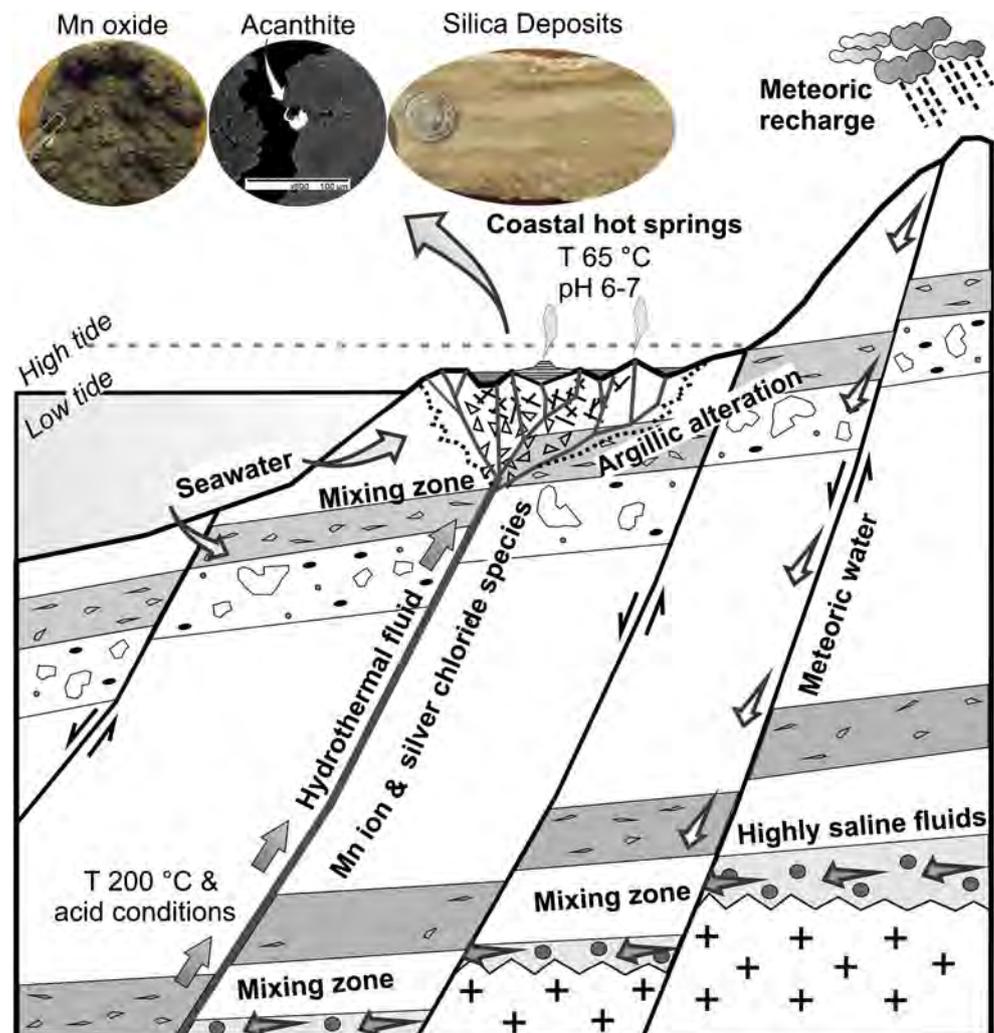
The crystal structure of todorokite has space to hold large amounts of trace element, especially Co and Ni (Post 1999), such as at Posada Concepcion (Fig. 3c). The slight enrichment is comparable with those observed in the shallow marine hydrothermal system of Milos (Papavassiliou et al. 2017), the Boleo Cu-Co-Zn deposit of the Baja California Peninsula (Conly et al. 2011), and lacustrine hot spring deposits in central Spain (Crespo and Lunar 1997). The deposits of BC, shallow marine hot springs from Vani and Aspro Gialoudi, Greece (Hein et al. 2000; Papavassiliou et al. 2017), and continental hot spring from Hokkaido, Japan (Miura and Hariya 1997) in the Ni-Zn-Co diagram (Choi and Hariya 1992) are distributed in an area adjacent to the hydrothermal field, suggesting that a slight extension of the hydrothermal field toward the Zn end member may be needed in this classification diagram.

Genetic model

Formation of the Mn-Ag mineralization in the extensional BC basin involves convective circulation of hot solutions (reservoir temperature 200 °C, Prol-Ledesma et al. 2004) and the interaction of these fluids with the granitic basement and the rocks of the Comondu Group (Fig. 9). The fluid-rock interaction resulted in an enrichment of Mn, Ca, Ba, Si, and Ag in the hot solutions and the deposits formed from them. This is consistent with isotopic Pb, Os, and Sr data from the Boleo and Lucifer Mn deposits that indicate the interaction of mineralizing fluids with the granite basement, volcanic rocks of the Comondu Group and a sedimentary unit for the mineralization for the origin of metals (del Rio-Salas et al. 2008; Conly et al. 2011).

At depth, a mixing process occurs between a meteoric hydrothermal fluid and saline fluids (11%wt. NaCl eq., Villanueva-Estrada et al. 2012). High-chloride concentrations are required for the low temperature (<250 °C) hydrothermal solutions to effectively leach and transport Mn and Ag

Fig. 9 Schematic model for the convection-dominated hydrothermal system of the Bahia Concepcion. The flow path considered in the geochemical modeling includes meteoric fluid, highly saline fluid, geothermal fluid, and local seawater. Mixing with seawater occurs prior to fluid discharge on the seafloor. Hydrothermal deposits include veins, breccias, stockworks, crust and stromatolites rich in Mn oxide and silica with Ag minerals



(Morrison et al. 1991). The abundance of chlorine in the studied environment is suggested by the abundance of NaCl in fluid inclusions in the Mapachitos coastal hot springs (Villanueva-Estrada et al. 2012) and Guadalupe prospect (Rodríguez-Díaz et al. 2008). Mn and Ag are transported primarily as uncomplexed ion and chloride complexes, respectively, in acid hydrothermal fluids (200 °C) as the chemical conditions favor high equilibrium constant values; e.g., Mn^{+2} (Gammons and Seward 1996) and AgCl_4^{-3} , AgCl_3^{-2} , and AgCl_2^{-} (Scaini et al. 1995). In the geochemical modeling conducted by Villanueva-Estrada et al. (2012) the pH is not estimated at depth, but it is assumed that the hydrothermal fluids are characterized by an acidic pH. The chloride complexation occurs under low to moderate acidity, low concentrations of sulfide hydrogen, low $\text{H}_2\text{S}/\text{SO}_4$ ratios, and < 250 °C temperature (Clark and Williams-Jones 1990).

In a mixture of thermal and saline fluids, the amount of Ag in solution increases with the increase of chloride concentration and variation in the pH. Gammons and Seward (1996) reports that the solubility of the Ag chloro-complexes increases to a pH of 3 and it is reduced to high pH (5) favoring the deposition of Ag in mineral species. This process is suggested for the Guadalupe deposit with Ag concentrations of 64 g/kg at ~200 m of depth (Terán-Ortega et al. 1993).

The acid mineralizing solution ascended through the faults causing the argillic alteration of the host rocks and ultimately vent on surface. In the near surface environment, the mineralizing solutions are thought to mix with seawater, as suggested by the relationship between Mg and Na in the hot springs (Fig.

8c) and the geochemical modeling proposed by Villanueva-Estrada et al. (2012). Eventually, the mineralizing solution reaches the surface along the intertidal zone where it is strongly influenced by redox processes and precipitates Mn oxides and Ag minerals (Figs. 9 and 10).

The Mn^{2+} ion in the mineralizing solution can be transported for a considerable distance until the fluids reach the surface, where it precipitates as Mn oxides under oxidizing conditions and near to neutral to alkaline pH (Fig. 10a). Based on Eh-pH diagram, Ag_2S and silver chloro-complexes ($\text{AgCl}(\text{aq})$, AgCl_2^{-} , AgCl_3^{-2} , and AgCl_4^{-3}) seem to be the more relevant inorganic species in the system, which is typical of seawater (Barriada et al. 2007). We can observe from the thermodynamic modeling that Ag speciation in seawater will depend more on redox conditions than pH. In the subsurface environment, where the seawater interacts with the rising thermal fluids, the Ag in oxidizing hydrothermal fluids can be transported to the surface in the form of chloro-complexes until it is precipitated by a change to reduced conditions as native silver or acanthite. Under oxidizing conditions, silver is present in solution in the form of the AgCl_4^{-3} ion (Fig. 10b). In this scenario, Ag speciation depends on the Cl/Ag ratio. Under reducing conditions and pH close to neutral, precipitation of Ag_2S and native Ag would be expected (Fig. 10b). Pourbaix diagrams indicate that Mn oxides and Ag minerals can precipitate from the hydrothermal fluid at 65 °C and near-neutral pH under slightly oxidizing to reducing conditions (Fig. 10). This finding further demonstrates the consistency of Mn oxides, acanthite, and native silver mineral assemblage.

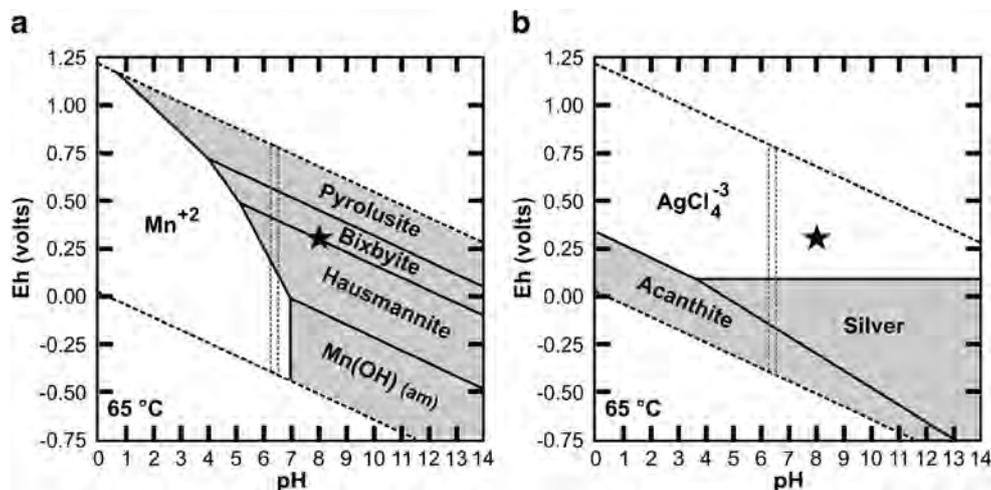


Fig. 10 Pourbaix diagrams showing the speciation of silver and manganese at the discharge temperature for the hot springs. **a** Mn-H₂O system. **b** Ag-H₂O-Cl-SO₄ system. The diagram was constructed using the average discharge temperature (65 °C), the concentration of silver, sulfate, manganese, barium, chloride, and bicarbonate taken from work of Villanueva-Estrada et al. (2012). The activities calculated for these species were $10^{-4.67}$, $10^{-2.27}$, $10^{-0.67}$, $10^{-5.60}$, $10^{-0.07}$, and $10^{-2.61}$,

respectively. Fields in gray indicate mineral phases and white fields indicate chemical species in solution. The star indicates the pH and redox potential values of the local seawater (pH = 8, Eh = +0.3 V). Dotted lines indicate the measured pH interval (6.2–6.5) along the coastal hot springs and the precipitation region of Mn oxides and Ag minerals

Redox and pH conditions for the occurrence of Mn oxides and silver minerals are explained by tidal effects of coastal hot springs. The hydrothermal discharge at low tide and oxidizing conditions causes the deposition of the Mn mineral phases. In fact, Mn deposition is favored by subsurface mixing processes with seawater accompanied by slightly increased pH (Conly et al. 2011). Moreover, organisms can mediate these redox and deposition processes as shown by the presence of Mn stromatolites and well-known documented cases of Mn-biomineralization in hot springs (Mita and Miura 2003; Tebo et al. 2004). In addition, the precipitation of Ag within organic-rich sediments can be favored by the dilution of hydrothermal fluid by seawater (e.g. submarine hot springs of southern California continental borderland, Hein et al. 2005).

Conclusions

- The BC coast has hot springs with discharge temperature of 72 °C and pH ranging from 6.2 to 6.5. Thermal activity is due to a convection-dominated hydrothermal system in an extensional setting controlled by NW-SE faults related to the rifting of the Gulf of California.
- The hot spring deposits contain acanthite and native silver. These occur in a mineral assemblage with opal, todorokite, romanechite, aragonite, Mg-calcite, barite, and pyrite.
- The Mn-Ag hydrothermal deposits are characterized by a Fe and Mn fractionation and are enriched in Si, Ba, Mg, Tl, Sr, Cu, Pb, Sb, As, Zn, Ag, and V.
- Mn-Ag mineralization occurs as a result of subaerial and shallow hydrothermal activity, changes in oxidizing conditions, pH variation, and microbial activity. In these conditions, Mn oxides, acanthite, and native silver can precipitate at near-neutral pH in slightly oxidizing to slightly reducing conditions.
- The active mineralization process of coastal hot springs can be considered as an analogue for Ag-Mn ore deposits of hydrothermal epigenetic origin (e.g., subaerial and shallow submarine hot spring deposits).

Acknowledgments Abigail López, Antoni Camprubí, Cristina Bàncora, and Irvin González Romo are thanked for their assistance and comments during fieldwork. We are grateful to Rosa María Prol-Ledesma providing assistance and advice throughout the project. The authors thank David Blanco Florido and Teresa Pi Puig for conducting the XRD experiments. Juan Tomás Vázquez Ramírez prepared the thin sections. This study forms of A.A.R.D.'s PhD. dissertation. We wish to thank our colleague Juan Luis Carrillo for helpful comments on an earlier version of the manuscript. The paper has benefited from valuable comments and constructive criticism by Thomas Monecke, Christos Kanellopoulos, and Stefanie Brueckner. We also thank Johnson Steven and Estefanny Davalos-Elizondo for their help in reviewing of this article. The research was supported by the Student Mobility Program of UNAM-UGR.

Funding information Funding was provided by the projects CONACyT J-51127-I “Sistemas hidrotermales costeros actuales y fósiles en Baja California: mineralogía, geoquímica, biogeoquímica y sistemática isotópica”, SENER-CONACYT CeMie Geo P01, and PAPIIT IG100116.

References

- Alferis D, Voudouris P, Spry PG (2013) Shallow submarine epithermal Pb–Zn–Cu–Au–Ag–Te mineralization on western Milos Island, Aegean Volcanic Arc, Greece: mineralogical, geological and geochemical constraints. *Ore Geol Rev* 53:159–180
- Alldrick DJ (1995) Subaqueous hot spring Au-Ag (G07). In: Lefebvre DV, Ray GE (eds) Selected British Columbia Mineral Deposit Profiles, Metallics and Coal. British Columbia Ministry of Employment and Investment, BC Geol Sur, British Columbia, pp 55–58
- Arango-Galván C, Prol-Ledesma RM, Torres-Vera MA (2015) Geothermal prospects in the Baja California Peninsula. *Geothermics* 55:39–57
- Barriada JL, Tappin AD, Evans EH, Achterberg EP (2007) Dissolved silver measurements in seawater. *Trends Anal Chem* 26:809–817
- Bartley JK, Knoll AH, Grotzinger JP, Sergeev VN (2000) Lithification and fabric genesis in precipitated stromatolites and associated peritidal carbonates, Mesoproterozoic Billyakh Group, Siberia. In: Grotzinger JP, James NP (eds) Carbonate sedimentation and diagenesis in the evolving Precambrian world. Society for Sedimentary Geology Special Publication 67, pp 59–73
- Bastin ES (1948) Mineral relationships in the ores of Pachuca and Real del Monte, Hidalgo, Mexico. *Econ Geol* 43:53–65
- Berger BR, Eimon PL (1983) Conceptual models of epithermal precious metal deposits. In: Shanks WC (ed) Cameron volume on unconventional mineral deposits. Society of Mining Engineers, New York, pp 191–205
- Binns RA, Parr JM, Gemmill JB, Whitford DJ, Dean JA (1997) Precious metals in barite-silica chimneys from Franklin seamount, Woodlark basin, Papua New Guinea. *Mar Geol* 142:119–141
- Bishop JL, Madejová J, Komadel P, Fröschl H (2002) The influence of structural Fe, Al and Mg on the infrared OH bands in spectra of dioctahedral smectites. *Clay Miner* 37:607–616
- Blanco-Florido D (2010) Caracterización y diagénesis de las fases silíceas en el sistema hidrotermal de Bahía Concepción, Baja California Sur, México. Dissertation, Instituto de Geofísica, UNAM, 125p
- Camprubí A, Canet C, Rodríguez-Díaz AA, Prol-Ledesma RM, Blanco-Florido D, Villanueva RE, López-Sánchez A (2008) Geology, ore deposits and hydrothermal venting in Bahía Concepción, Baja California Sur, Mexico. *Island Arc* 17:6–25
- Canet C, Prol-Ledesma RM, Proenza JA, Rubio-Ramos MA, Forrest MJ, Torres-Vera MA, Rodríguez-Díaz AA (2005) Mn–Ba–Hg mineralization at shallow submarine hydrothermal vents in Bahía Concepción, Baja California Sur, México. *Chem Geol* 224:96–112
- Casarrubias-Unzueta Z, Gómez-López G (1994) Geología y evaluación geotérmica de la zona de Bahía Concepción, Baja California Sur, México. *Geotermia, Rev Mex de Geoenergía* 10:75–88
- Choi JH, Hariya Y (1992) Geochemistry and depositional environment of Mn oxide deposits in the Tokoro Belt, northeastern Hokkaido, Japan. *Econ Geol* 87:1265–1274
- Clark JR, Williams-Jones AE (1990) Analogues of epithermal gold–silver deposition in geothermal well scales. *Nature* 346:644–645
- Clark RN, Swayze GA, Wise RA, Livo KE, Hoefen TM, Kokaly RF, Sutley SJ (2007) USGS digital spectral library splib06a. USGS

- Digital Data Series: 231. <http://speclab.cr.usgs.gov>. Accessed 02 December 2017
- Conly AG, Scott SD, Bellon H (2011) Metalliferous manganese oxide mineralization associated with the Boleo Cu-Co-Zn district, Mexico. *Econ Geol* 106:1173–1196
- Crespo A, Lunar R (1997) Terrestrial hot-spring Co-rich Mn mineralization in the Pliocene–Quaternary Calatrava region (central Spain). In Nicholson K, Hein JR, Bühn B, Dasgupta S (eds) *Manganese mineralization, geochemistry and mineralogy of terrestrial and marine deposits*. Geological Society Special Publication 119, London, pp 253–264
- del Rio-Salas R, Ruiz J, Ochoa-Landín L, Noriega O, Barra F, Meza-Figueroa D, Paz-Moreno F (2008) Geology, Geochemistry and Re–Os systematics of manganese deposits from the Santa Rosalía Basin and adjacent areas in Baja California Sur, México. *Mineral Deposita* 43:467–482
- Dolenec T (2003) Todorokite –a 10Å manganate from the Jabuka Pit (Central Adriatic). *Mater Geoenviron* 50:453–466
- Gammons CH, Seward TM (1996) Stability of manganese (II) chloride complexes from 25 to 300°C. *Geochim Cosmochim Acta* 60:4295–4311
- Gómez-Caballero JA, Villaseñor-Cabral MG, Santiago-Jacinto P, Ponce-Abad F (2010) Hypogene Ba-rich todorokite and associated nanometric native silver in the San Miguel Tenango Zacatlán, Puebla, Mexico. *Can Mineral* 48:1237–1253
- Granina L, Klerkx J, Callender E, Leermakers M, Golobokova LP (2007) Peculiarities of the bottom sediments and porewaters in the area of hydrothermal venting in Lake Baikal (Frolikha Bay). *Russ Geol Geophys* 3:305–316
- Hein JR, Stamatakis MG, Dowling JS (2000) Trace metal-rich Quaternary hydrothermal manganese oxide and barite deposit, Milos Island, Greece. *Appl Earth Sci* 109:67–76
- Hein JR, Koschinsky A, McIntyre BR (2005) Mercury-and silver-rich ferromanganese oxides, southern California borderland: deposit model and environmental implications. *Econ Geol* 100:1151–1168
- Herdianita NR, Rogers KA, Browne PRL (2000) Routine instrumental procedures to characterize the mineralogy of modern and ancient silica sinters. *Geothermics* 29:65–81
- Hewett DF (1968) Silver in veins of hypogene manganese oxides, U.S. Department of the Interior. *Geol Surv Circular* 553:1–9
- Jones B, Renaut RW, Rosen MR (2001) Biogenicity of gold-and silver-bearing siliceous sinters forming in hot (75 °C) anaerobic springwaters of Champagne Pool, Waiotapu, North Island, New Zealand. *J Geol Soc Lond* 158:895–911
- Kanellopoulos C, Mitropoulos P, Valsami-Jones E, Voudouris P (2017) A new terrestrial active mineralizing hydrothermal system associated with ore-bearing travertines in Greece (northern Euboea Island and Sperchios area). *J Geochem Explor* 179:9–24
- Kilias SP, Naden J, Cheliotis I, Shepherd TJ, Constandinidou H, Crossing J, Simos I (2001) Epithermal gold mineralisation in the active Aegean volcanic arc: the Profitis Ilias deposit, Milos Island, Greece. *Mineral Deposita* 36:32–44
- Lachenbruch AH, Sass JH, Galanis SP (1985) Heat flow in southernmost California and the origin of the Salton trough. *J Geophys Res Solid Earth* 90:6709–6736
- Leal PR, Correa MJ, Ametrano SJ, Etcheverry RO, de Brodtkorb MK (2008) The manganese deposit of the Pampean Ranges, Argentina. *Can Mineral* 46:1215–1233
- Levard C, Hotze EM, Lowry GV, Brown GE (2012) Environmental transformations of silver nanoparticles: impact on stability and toxicity. *Environ Sci Technol* 46:6900–6914
- Liakopoulos A, Glasby GP, Papavassiliou CT, Boulegue J (2001) Nature and origin of the Vani manganese deposit, Milos, Greece: an overview. *Ore Geol Rev* 18:181–209
- Lozano R, Bernal JP (2005) Assessment of a new set of geochemical reference materials for XRF major and trace element analysis. *Rev Mex Cienc Geol* 22:329–344
- Lugović B, Šegvić B, Šegvić T (2008) Mn-crust todorokite mineralization on SW backshore Cretaceous limestones from the island of Dugi Otok (Central Adriatic, Croatia). *Acta Adriat* 49:53–63
- Lynne BY, Campbell KA, Moore J, Browne PRL (2005) Diagenesis of 1900-year-old siliceous sinter (opal-A to quartz) at Opal Mound, Roosevelt Hot Springs, Utah, U.S.A. *Sediment Geol* 119:249–278
- Mandernack KW, Fogel ML, Tebo BM, Usui A (1995) Oxygen isotope analyses of chemically and microbially produced manganese oxides and manganates. *Geochim Cosmochim Acta* 59:4409–4425
- McKeown N, Bishop JL, Cuadros J, Hillier S, Amador E, Makarewicz HD, Silver EA (2011) Interpretation of reflectance spectra of clay mineral-silica mixtures: implications for Martian clay mineralogy at Mawrth Vallis. *Clay Clay Miner* 59:400–415
- Mita N, Miura H (2003) Evidence of microbial formation of manganese wads at the Asahidake hot spring in Hokkaido, Japan. *Resour Geol* 53:233–238
- Miura H, Hariya Y (1997) Recent manganese oxide deposits in Hokkaido, Japan. In Nicholson K, Hein JR, Bühn B, Dasgupta S (eds) *Manganese mineralization: geochemistry and mineralogy of terrestrial and marine deposits*. Geological Society Special Publication 119, London, pp 281–299
- Montes-Hernandez G, Findling N, Renard F (2016) Dissolution-precipitation reactions controlling fast formation of dolomite under hydrothermal conditions. *Appl Geochem* 73:169–177
- Morrison GW, Rose WJ, Jaireth S (1991) Geological and geochemical controls on the silver (finesness) of gold in gold-silver deposits. *Ore Geol Rev* 6:313–364
- Nicholson K (1992) Contrasting mineralogical—geochemical signatures of manganese oxides: genesis to metallogenesis. *Econ Geol* 87:1253–1264
- Ostwald J (1982) Some observations on todorokites from marine and terrestrial environments. *Mineral Mag* 46:253–256
- Papavassiliou K, Voudouris P, Kanellopoulos C, Glasby G, Alferis D, Mitsis I (2017) New geochemical and mineralogical constraints on the genesis of the Vani hydrothermal manganese deposit at NW Milos island, Greece: comparison with the Aspro Gialoudi deposit and implications for the formation of the Milos manganese mineralization. *Ore Geol Rev* 80:594–611
- Post JE (1999) Manganese oxide minerals: crystal structures and economic and environmental significance. *Proc Natl Acad Sci* 96:3447–3454
- Prol-Ledesma RM, Canet C, Torres-Vera MA, Forrest MJ, Armienta MA (2004) Vent fluid chemistry in Bahía Concepción coastal submarine hydrothermal system, Baja California Sur, Mexico. *J Volcanol Geotherm Res* 137:311–328
- Riding R (2011) Microbialites, stromatolites, and thrombolites. In: Reitner J, Thiel V (eds) *Encyclopedia of Geobiology*. Springer, Netherlands, pp 635–654
- Rodríguez-Díaz AA, Canet C, Gervilla F, González-Partida E, Blanco-Florido D, Villanueva-Estrada RE, Morales-Ruano S, Prol-Ledesma RM, Camprubí A (2008) Metalogenia del área mineralizada en manganese de Bahía Concepción, Baja California Sur, México. *Unión Geof Mex Anual Meet Abstr Geos* 28:169–170
- Rodríguez-Díaz AA, Blanco-Florido D, Canet C, Gervilla-Linares F, González-Partida E, Prol-Ledesma RM, Morales-Ruano S, García-Vallès M (2010) Metalogenia del depósito de manganese Santa Rosa, Baja California Sur, México. *Bol Soc Geol Mex* 62:141–159
- Rodríguez-Martínez M, Heim C, Quéric NV, Reitner J (2011) Frutexitites. In: Reitner J, Thiel V (eds) *Encyclopedia of Geobiology*. Springer, Netherlands, pp 396–401
- Scaini MJ, Bancroft GM, Lorimer JW, Madox LM (1995) The interaction of aqueous silver species with sulphur-containing minerals as

- studied by XPS, AES, SEM, and electrochemistry. *Geochim Cosmochim Acta* 59:2733–2747
- Sillitoe RH (1975) Lead-silver, manganese, and native sulfur mineralization within a stratovolcano, El Queva, Northwest Argentina. *Econ Geol* 70:1190–1201
- Sinisi R, Mameli P, Mongelli G, Oggiano G (2012) Different Mn-ores in a continental arc setting: geochemical and mineralogical evidences from tertiary deposits of Sardinia (Italy). *Ore Geol Rev* 47:110–125
- Tebo BM, Bargar JR, Clement BG, Dick GJ, Murray KJ, Parker D, Verity R, Webb SM (2004) Biogenic manganese oxides: properties and mechanisms of formation. *Annu Rev Earth Planet Sci* 32:287–328
- Terán-Ortega LA, Ávalos-Zermeño A, Sánchez-Alvarado P (1993) Informe de definición del Prospecto Las Mantitas, Anomalía Pilares, Área Bahía Concepción, Zona el Azufre, Municipio de Mulegé, Estado de Baja California Sur, Cuarta etapa. Consejo de Recursos Minerales, Reporte Técnico, Mexico
- Toth JR (1980) Deposition of submarine crusts rich in manganese and iron. *Geol Soc Am Bull* 91:44–54
- Usui A, Mita N (1995) Geochemistry and mineralogy of a modern buserite deposit from a hot spring in Hokkaido, Japan. *Clay Clay Miner* 43:116–127
- Villanueva-Estrada RE, Prol-Ledesma RM, Rodríguez-Díaz AA, Canet C, Torres-Alvarado IS, González-Partida E (2012) Geochemical processes in an active shallow submarine hydrothermal system, Bahía Concepción, México: mixing or boiling? *Int Geol Rev* 52: 907–919
- Villanueva-Estrada RE, Prol-Ledesma RM, Rodríguez-Díaz AA, Canet C, Armienta MA (2013) Arsenic in hot springs of Bahía Concepción, Baja California Peninsula, México. *Chem Geol* 348: 27–36