

Geofis. Int., Vol. 28-4, 1989, pp. 737-762

**COMPOSICION GEOQUIMICA Y MINERALOGICA DE LOS DEPOSITOS
HIDROTERMALES DE LA DORSAL DEL PACIFICO MEXICANO (21°N)
Y LA CUENCA DE GUAYMAS**

A. ORTEGA-OSORIO*

F. PAEZ-OSUNA**

(Recibido: 7 de junio, 1989)

(Aceptado: 20 de julio, 1989)

RESUMEN

Se discuten la composición geoquímica y mineralógica de 24 muestras colectadas con el sumergible ALVIN en la Dorsal del Pacífico Mexicano (21°N) y la depresión sur de la Cuenca de Guaymas, Golfo de California. Los depósitos hidrotermales en los 21°N (tipo sulfuros) consisten primordialmente en sulfuros de Cu, Zn y Fe (esferita, pirita, marcasita, calcopirita y wurzita) con cantidades menores de sulfatos de Ca y Ba (anhidrita y barita) y vestigios de otros minerales. La composición metálica del interior de las chimeneas activas es: Cu 29.3%, Zn 0.7%, Fe 22.5% y del exterior: Cu 2.5%, Zn 10.3%, Fe 12.7%, en las chimeneas inactivas es: Cu 1.8%, Zn 7.3%, Fe 2.9%, Ca 25.3%, Mg 5.5% y en la superficie de los montículos: Cu 0.4%, Zn 6.0%, Fe 33.5%.

En contraste con la región dorsal en los 21°N, los depósitos hidrotermales de la Cuenca de Guaymas presentan una mineralogía de sulfuros diferente; pirrotita es el sulfuro más abundante, con cantidades menores de sulfuros de Zn, Cu, Fe, lo cual se refleja en su composición geoquímica.

* *Proyecto Académico en Ciencias del Mar, UACPyP, del CCH, UNAM.*

** *Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, UNAM, Estación Mazatlán, Apartado Postal No. 811, Mazatlán, 82240, Sinaloa, MEXICO.*

ABSTRACT

Geochemical and mineralogical compositions are discussed for 24 samples collected by the submersible ALVIN, from the 21°N Mexican Pacific Rise and the Southern trough of Guaymas Basin, Gulf of California. The hydrothermal sulfide type deposits at 21°N are primarily Cu, Zn and Fe sulfides (sphalerite, pyrite, marcasite, chalcopyrite and wurtzite) with less amounts of Ca and Ba sulfates (anhydrite and barite) and other minor minerals. The metal composition of the interior of active chimneys-wall is: Cu, 29.3%; Zn, 0.7%; Fe, 22.5%; and the exterior: Cu, 2.5%; Zn, 10.3%; and Fe, 12.7%. The inactive chimneys showed the following levels Cu, 1.8%; Zn, 7.3%; Fe, 2.9%; Ca, 25.3%; Mg, 5.5%; while the mounds, Cu, 0.4%; Zn, 6.0%; Fe, 33.5%.

In contrast with 21°N Rise, the hydrothermal deposits of the Guaymas Basin have different sulfide mineralogy, as reflected in the geochemical composition; the pyrrhotite was the most abundant sulfide with less Zn, Cu-Fe sulfides.

INTRODUCCION

Uno de los descubrimientos que más ha atraído recientemente la atención de los científicos marinos del mundo ha sido el de la existencia de los campos hidrotermales activos y los espectaculares depósitos minerales asociados a los mismos. La existencia de los campos hidrotermales no sólo confirma la naturaleza activa de los procesos geológicos en los límites de las placas divergentes, sino que aporta evidencia substancial y confirmatoria sobre la teoría de la tectónica de placas, además de haberse demostrado también la importancia de los procesos hidrotermales en la formación de yacimientos metalíferos.

En términos de balance energético y/o disipación de calor en la tierra, la importancia de los fenómenos hidrotermales es fundamental. Sin embargo, los aspectos geoquímicos relacionados con el balance global de varios elementos (Si, Mg, Ca, Na, K, S y metales pesados) es posiblemente la implicación más notable y significativa.

La ocurrencia y distribución de los depósitos hidrotermales en las cordilleras oceánicas ha sido motivo de revisiones detalladas (Rona, 1978; Bonatti, 1981, 1983; Fyfe y Lonsdale, 1981; Scott, 1985) e investigaciones originales diversas (Dymond, 1981; Honnorez *et al.*, 1981; Von Damm, 1983; Lyle *et al.*, 1984, entre otros).

A finales de la década de los setenta y principios de los ochenta, se realizaron las investigaciones que condujeron al descubrimiento de los campos hidrotermales de la Cuenca de Guaymas en el Golfo de California y la región dorsal 21°N del Pacífico Mexicano. Desde entonces se han realizado numerosas y diversas expediciones oceanográficas en el área, sobresaliendo las realizadas con la ayuda del sumergible DSRV ALVIN.

El estudio de la composición geoquímica y mineralógica de las muestras obtenidas por la Dra. Rosa Ma. Prol, del Instituto de Geofísica de la UNAM, durante su participación en la campaña del 12 al 16 de enero de 1982 en la Cuenca de Guaymas, y por uno de los autores del presente estudio, durante la expedición del 30 de agosto al 17 de septiembre de 1985 en la región dorsal del Pacífico Mexicano, a los 21°N, constituyen el objetivo fundamental de este trabajo.

AREA EN ESTUDIO

Cuenca de Guaymas

La Cuenca de Guaymas, localizada en la parte central del Golfo de California (figura 1) tiene aproximadamente 240 km de longitud por 60 km de ancho; es una cuenca tectónicamente activa y también forma parte del sistema de ejes de expansión y fallas que se extiende desde la dorsal del Pacífico Oriental hasta el sistema de fallas de San Andrés. La Cuenca consiste en dos depresiones, la sur y la norte, separadas entre sí por una falla transforme de 20 km. La profundidad promedio de ambas es de 2 000 m y tienen un ancho del orden de los 3-4 km.

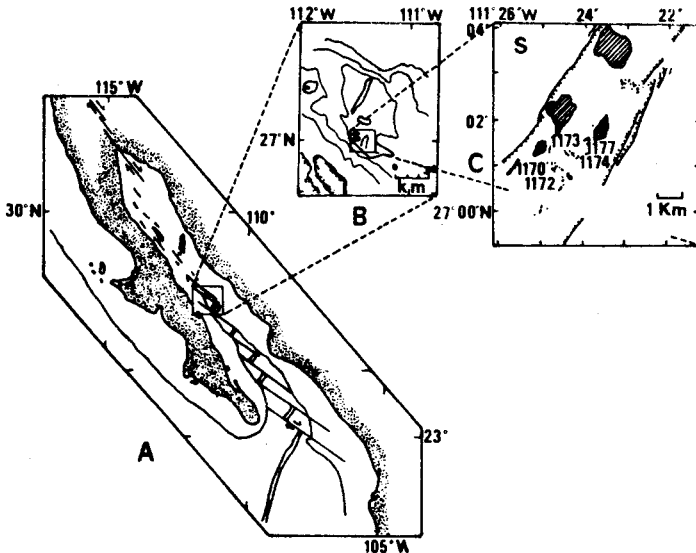


Fig. 1. (A) Golfo de California y localización geográfica del área muestreada, (B) Cuenca de Guaymas y (C) Depresión Sur de la Cuenca de Guaymas. El número se refiere a la inmersión del sumergible Alvin durante el muestreo (modificado de Simoneit, 1985).

Las tasas de sedimentación en la Cuenca de Guaymas son relativamente altas, siendo del orden de 0.5 a 2.5 m por cada mil años (Calvert, 1964; Simoneit y Lonsdale, 1982; Páez-Osuna, 1988) y son un reflejo de los importantes aportes de materiales terrígenos y pelágicos. Básicamente, los sedimentos consisten en arcilla-limosa y la fracción detrítica de los mismos es suministrada principalmente por los ríos Yaqui y Sonora (Van Andel, 1964). El elevado contenido de diatomeas y material orgánico de los sedimentos de la porción central del Golfo de California, pone en evidencia la alta productividad de las aguas que, junto con las bajas o nulas concentraciones de oxígeno disuelto, promueven condiciones reductoras que permiten suponer una cierta preservación de la materia orgánica de los sedimentos. En este estudio en particular el área muestreada comprende la depresión sur de la Cuenca de Guaymas (figura 1).

En la depresión sur de la Cuenca de Guaymas se localiza el campo hidrotermal más grande que a la fecha se haya explorado en el Océano Pacífico (Scott, 1985); aproximadamente existen unos 100 montículos de sulfuros hidrotermales en una área de 12 km², muchos de los cuales son activos y descargan flúidos a temperaturas superiores a los 315°C.

Dorsal del Pacífico Mexicano (21°N)

La región de los 21°N en la Dorsal del Pacífico Mexicano es aparentemente una continuación del sistema de la Cordillera Meso-Oceánica; en esta zona existen dos estructuras morfológicas dominantes que se presentan también de manera similar en áreas como las estudiadas por Hekinian *et al.* (1985) a los 13°N: (1) Los "estanques" de lava, que vienen a ser el terreno más prominente encontrado a lo largo de los centros de grábenes que consisten en estructuras elongadas colapsadas, generalmente menores de 50 km de longitud, con formaciones columnares. Los estanques de lava incluyen los sitios donde los flujos volcánicos recientes se hallan asociados con los campos hidrotermales, los cuales se encuentran distribuidos de manera discontinua; (2) Los sitios de dominio fisural que están representados en los segmentos *en échelon* entre los estanques de lava y se caracterizan por la presencia de fisuras que cortan transversalmente las "almohadillas" y unidades de flujo masivo de lava. Las fisuras son cuasilineales y paralelas a la dirección principal del eje, siendo relativamente pequeñas (menos de 1 km de longitud y de 0.3 a 20 m de ancho) y abundantes en el centro del graben.

En la figura 2 se muestra el área en estudio, la cual comprende el campo hidroter-

mal de “chimeneas” y un par de montañas denominadas “de Larson”. Aparentemente, en la zona han sido descubiertos tres sistemas de “ventilas” hidrotermales en un trayecto de 6-7 km, paralela al eje de expansión (MacDonald, 1982). Las chimeneas activas ocurren en una banda de solamente 200 - 500 m de ancho, la cual descansa sobre la zona de volcanismo más joven. Cada sistema contiene de tres a cinco campos de “ventilas” los cuales, a su vez, contienen numerosas chimeneas (6 o más). Las ventilas están rodeadas por comunidades de animales bénticos muy peculiares, los cuales han sido descritos por varios investigadores (Jones, 1985; Newman, 1985; Janasch, 1984; Felbeck *et al.*, 1985). Más detalles sobre la morfología, batimetría y geofísica de la zona han sido descritos por Spiess *et al.*, 1980; Lonsdale, 1980; McDonald, 1982.

Las montañas de Larson se localizan al noroeste-oeste del campo hidrotermal de

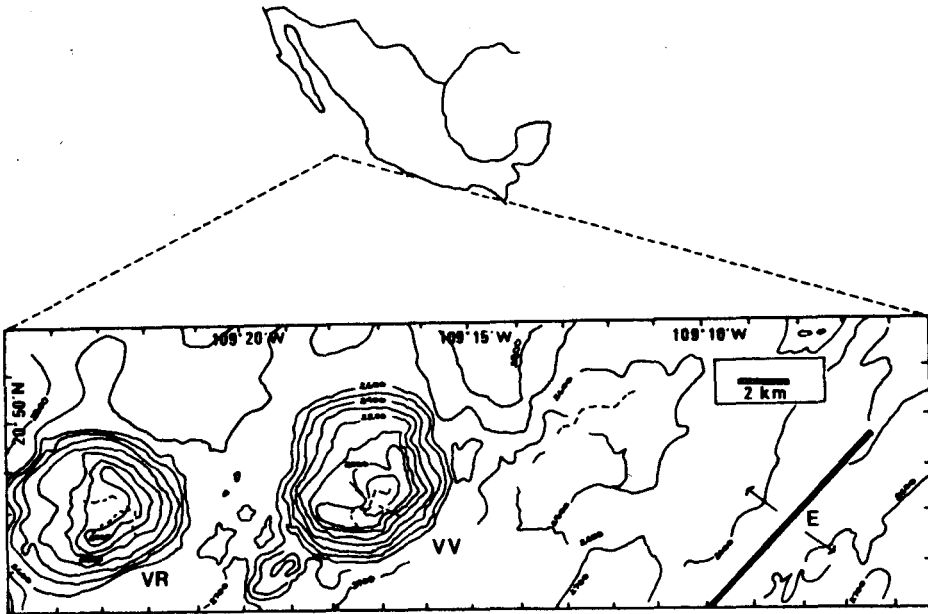


Fig. 2. Localización de las montañas submarinas de Larson (VR = volcán rojo; VV = Volcán verde) y del eje de dispersión de la región dorsal 21°N (E). (modificado de Lonsdale *et al.*, 1982).

la Dorsal 21°N (figura 1) y consisten en dos volcanes: el volcán verde, de 800 m de altura, a unos 11 km del campo de las chimeneas y el volcán rojo, a unos 18 km, el cual se caracteriza por la presencia de "parches" de depósitos de coloración roja sobre los pequeños picos en las márgenes de la caldera (Lonsdale *et al.*, 1982).

Comparativamente, las regiones en estudio poseen importantes diferencias entre sí; mientras que en la Cuenca de Guaymas la columna sedimentaria es de aproximadamente 400 m de espesor (depósito hidrotermal intra-sedimentario), en la zona de los 21°N, tanto en las chimeneas (depósito tipo hidrotermal de co-descarga) como en los volcanes cercanos (depósitos probablemente de pos-descarga), solamente yacen partículas de material sedimentario.

De acuerdo con el modelo hidrotermal (Scott, 1985) las reacciones que se generan entre el agua de mar y las rocas por debajo del piso oceánico producen un fluido hidrotermal similar; sin embargo, en la Cuenca de Guaymas el fluido tiene que pasar a través de la columna de sedimentos, rica en materia orgánica y carbonatos, antes de mezclarse con el agua de mar. En ese caso, el fluido reacciona con el material sedimentario, dando como consecuencia concentraciones altas de CO₂, Ca y pH elevados, pero niveles relativamente bajos de metales pesados (Von Damm, 1983).

METODOLOGIA

Muestreo

Durante la campaña oceanográfica estadounidense realizada en el período del 2 al 18 de enero de 1982 a bordo del B/O "Lulu" se muestreó la región sur de la Cuenca de Guaymas (figura 1), realizándose varias inmersiones en el sumergible DSR/V Alvin. Se obtuvo un total de seis muestras representativas, las cuales fueron mantenidas en bolsas de polietileno en atmósfera libre de aire, con gas argón, hasta su análisis.

Las muestras de la región dorsal 21°N se colectaron en una segunda campaña oceanográfica, del 25 de agosto al 17 de septiembre de 1985, a bordo del B/O "Atlantis II"; en un total de 18 inmersiones fueron extraídas 17 muestras mediante el muestreo directo con el DSR/V "Alvin". En la Tabla 1 se presenta en detalle el tipo de colecta por inmersión, la localidad y algunas observaciones concernientes a las operaciones de muestreo. De manera similar a las muestras de Guaymas, los materiales se conservaron en atmósfera inerte.

Tabla 1. Inmersiones del DS R/V Alvin, durante el período del 30 de Agosto al 17 de Septiembre de 1985.

Inmersión	Localidad	Profundidad (m)	Lugar	Observaciones
1632	27°01'N 111°24'W	2000	(a)	Se muestreó Plancton
1633	20°50.47'N 109°5.664'W	2600	(b)	Se colectaron especímenes de <u>Riftia</u> y un trozo de chimenea
1634	20°50'N 109°5.664'W	2600	(b)	Se colectaron 8 almejas (<u>Calyptogena magnifica</u>) y una porción de la parte media de una chimenea.
1635	20°50.47'N 109°5.664'W	2600	(b)	Se colectó un trozo de la base de la chimenea.
1636	20°50.47'N 109°5.664'W	2600	(b)	Se colectaron 2 núcleos de solamente 10 y 15 cm y un trozo de chimenea (con cristales bien definidos en el interior de la pared).
1637	20°50.47'N 109°5.664'W	2600	(b)	Se colectó un trozo de chimenea perforada por <u>Alvinella pompejana</u> .
1638	20°50.47'N 109°5.664'W	2600	(b)	Se colectaron 3 ejemplares de basalto.
1639	20°50.47'N 109°23'W	2000	(c)	Se colectaron especímenes de basalto y 3 núcleos, uno de ellos con <u>residuos</u> de cenizas volcánicas.
1640	20°50.47'N 109°23'W	2000	(c)	4 minibox-corerers y 4 núcleos (20 cm)
1641	20°50.47'N 109°23'W	2000	(c)	Se colectaron basaltos cubiertos con una capa de óxido de Fe/Mn y 5 núcleos (20 cm).
1642	20°50.47'N 109°23'W	2000	(c)	Se muestreó la capa béntica mediante una botella tipo "Van-dorn", coloración rojo-naranja intenso hacia un ocre al fondo.
1643	20°50.47'N 109°23'W	2000	(c)	Capa béntica
1644	20°50'N 109°06'W	2600	(b)	3 fragmentos de chimeneas
1645	20°50'N 109°06'W	2600	(b)	varios trozos de basalto y una roca de sulfuros de la base de las chimeneas, <u>Riftia</u> , y dos ejemplares de la almeja <u>C. magnifica</u> .

(a) Cuenca de Guaymas; (b) Campo hidrotermal de 21°N; (c) Montañas Submarinas de Larson.

A continuación se describen brevemente las técnicas analíticas empleadas. Mayores detalles de las mismas pueden obtenerse en Ortega-Osorio (1988) y las referencias citadas.

Análisis Geoquímico y Mineralógico

Antes del análisis geoquímico y mineralógico, las muestras fueron clasificadas y

Tabla 2. Descripción General de las muestras colectadas por el Sumergible DS R/V Alvin, en la Región Dorsal (21°N) del Pacífico Mexicano.

MUESTRA	ZONA DE PROCEDENCIA	SICCIÓN MUESTREADA	DESCRIPCION GENERAL
A1	Volcán rojo	Superficial (7-12 cm del núcleo)	Arcillas rojas (Montmorillonita) óxidos de hierro color ladrillo en costras acuosas, obtenida con Botella Van Dom mediante el brazo mecánico.
A2	Volcán rojo	Superficial	Probablemente Nontronita, arcillas y óxidos de hierro, color café rojizo en costras acuosas, color más oscuro que la muestra A1, colectada con brazo mecánico del ALVIN.
A3	Volcán rojo	Sedimentos de capa béntica	Arcillas rojas y óxidos de hierro, color café rojizo, constitución sólida en sedimentos poco consolidados.
A4	Chimeneas negras activas	Base de la chimenea	Intrusiones metálicas que dan un brillo adamantino; presenta oxidación superficial, colectada con el brazo mecánico del ALVIN, color negro mate en sedimentos consolidados.
A5	Chimeneas negras activas	Superficie de la base de la chimenea	Habitáculos de anélidos tubícolas, escasas áreas en contraste con zonas negras de intrusiones probablemente metálicas, color negro mate en sedimentos consolidados.
A6	Chimeneas negras activas	Sup. de la base de la chimenea	Costra con habitáculos de anélidos tubícolas, colectada con el brazo mecánico, color negro mate en sedimentos consolidados.
A7	Chimeneas negras activas	Superficie de la base de la chimenea	Fragmentos de costras con habitáculos de anélidos tubícolas, colectada con el brazo mecánico del ALVIN, color negro mate en sedimentos consolidados.
A8	Chimeneas negras activas	Superficie de la base de la chimenea	Costras con fuerte olor a sulfuros; habitáculos de anélidos tubícolas; colectada con el brazo mecánico, color negro en sedimentos consolidados.
A9	Chimeneas negras activas	Basamento de la chimenea	Basalto vítreo, color negro vítreo en constitución sólida.
A10	Chimeneas negras activas	Trozo de la chimenea	Costras, presenta crecimientos aciculares, colectada con el brazo mecánico del ALVIN, color negro en sedimentos poco consolidados determinables.
A11	Chimeneas negras activas	Cuerpo de la chimenea	Probablemente pirita y/o bornita, coloración típica de sulfuros de Fe (piritas) y tornasol; posibles costras; excelente muestra de chimenea, color dorado adamantino en cristales.

MUESTRA	ZONA DE PROCEDENCIA	SECCION MUESTREADA	DESCRIPCION GENERAL
A12	Chimeneas negras activas	Parte alta de la chimenea	Características particulares distintas a todas las demás muestras, color blanco rosado, terrón poco consolidado.
A13	Chimeneas negras activas	Región interior de la chimenea	Presenta cristales aciculares con brillo metálico que se fragmentan siempre en cristales más pequeños, color negro fuerte como carbón, poco consolidado.
A14	Chimeneas negras activas	Región interior de la chimenea	Colectada junto con la muestra A13, ensayándose por separado por las diferencias observadas; al microscopio presenta cristales laminares translúcidos y aciculares negros.
A15	Chimeneas negras activas	Región interior de la chimenea	Presenta las características de la muestra A13, pero al microscopio presenta cristales menos liberados, es decir, aglomerados, color negro poco consolidado.
A16	Chimeneas negras activas	Interior de la chimenea	Pirita, brillo metálico y cristales típicos de pirita, perfectamente definidos y visibles, color verde amarillento adiantantino en costras consolidadas.
A17	Chimeneas negras activas	Interior de la chimenea	Presentaba trabajado mecánico que sugiere exámenes a bordo, color negro grisáceo en fragmentos porosos.
A18	Chimenea inactiva	Chimenea muerta ó blanca	Muestra de chimenea no activa; se desconoce localidad e inmersión de colecta.

descritas de acuerdo con sus características físicas (Tablas 2 y 3).

El contenido de metales pesados se cuantificó mediante la técnica descrita por Páez-Osuna *et al.* (1984), que básicamente consiste en digerir 0.2 - 0.3 g de muestra seca y pulverizada con el tratamiento sucesivo de ácido nítrico, clorhídrico, fluorhídrico y perclórico hasta destruir cualquier remanente sólido con la ayuda del calor, en recipientes de teflón. Una vez en disolución ácida, los metales fueron cuantificados en un espectrofotómetro de absorción atómica Shimadzu AA-630-12. Con excepción del Sn y el Al, donde la precisión estimada oscila entre 10 - 18%, el resto de los metales presentó un coeficiente de variación inferior al 12%.

El análisis de carbono y azufre en las muestras de Guaymas se realizó por el método tradicional Leco (Leco Corporation, 1982), cuya precisión en los niveles encontrados es menor del 10%.

La estimación cuantitativa de los minerales más abundantes se estableció con métodos convencionales de difracción de rayos X (Bujor y Maquet, 1970) utilizando radiación Cu-K α . La identificación de los minerales se obtuvo a partir de los difractogramas correspondientes y los patrones de difracción característicos (Páez-Osuna *et al.*, 1983; Ortega-Osorio, 1988).

RESULTADOS Y DISCUSION

En las seis muestras de la depresión sur de la Cuenca de Guaymas se analizaron 15 elementos: Pb, Ba, Cd, Cu, Zn, Cr, Ni, Ag, Fe, Mn, Al, Ca, Mg, C y S (Tabla 4) y en las 18 muestras de la región dorsal 21°N del Pacífico Mexicano, 15 metales: Co, Cr, Cu, Ni, Pb, Cd, Zn, Sn, Ag, V, Fe, Mn, Al, Ca y Mg (Tabla 5). En las Tablas 6 y 7 se presentan respectivamente los resultados de los análisis de los minerales más abundantes.

De acuerdo con la composición geoquímica, las muestras de los 21°N se pueden dividir en:

- Las ricas en cobre (0.4 - 31.6%) y zinc (0.7 - 29.1%)
- Las ricas en hierro (40.5 - 46.2%)

Los niveles encontrados son ciertamente comparables a los obtenidos en la zona con anterioridad por Francheteau *et al.* (1979), Spiess *et al.* (1980) y Carranza-Edwards *et al.* (1986). De las muestras analizadas en este trabajo llaman la atención las concentraciones extraordinarias de tres muestras (A11, A15 y A16, de las chimeneas activas) y dos del estudio de Carranza-Edwards *et al.* (1986), que contienen niveles superiores al 6% de cobre encontrado por Francheteau *et al.* (1979). Seguramente, los niveles tan contrastantes dependen de la parte estructural (externa e interna) de las edificaciones y de la representatividad de las mismas; en el caso del zinc ocurre algo semejante: Hekinian *et al.* (1980) midió 49.7% en una muestra, similar al 42.7% encontrado por Carranza-Edwards *et al.* (1986), nivel que no se obtuvo en ninguna de las 18 muestras disponibles en esta investigación.

Tabla 3. Descripción general de las muestras colectadas por el DS R/V Alvin, en la Depresión sur de la Cuenca de Guaymas.

Muestra	No.de Inmersión	Selección Muestreada	Descripción General
G-1	1170-1	Superficial	Roca ó sedimento muy bien consolidado, color negrusco.
G-2	1172-2-A5	Superficial	Roca ó sedimento muy bien consolidado, color verde oscuro, con brillo metálico.
G-3	1173-18	Superficial	Roca en forma de loza, color grisáceo, bien consolidada y poco brillo.
G-4	1174-S	Superficial	Roca opaca bien consolidada color café-grisáceo.
G-5	1174-8E	Superficial	Roca poco consolidada, deleznable, color gris-oscuro y mate.
G-6	1177-Z	Superficial	Roca poco consolidada, color verde parduzco, haciendo más negrusco hacia el interior y con evidente olor a petróleo.

La mineralogía de los materiales de los montículos y chimeneas es predominantemente del tipo sulfuroso (Tabla 7). En la figura 3 se ilustra la distribución mineralógica y composicional de las diferentes edificaciones hidrotermales de la zona de inyección en la dorsal 21°N del Pacífico Mexicano; las muestras A10, A13, A14, A16 y A18 de la parte externa de las chimeneas activas consisten principalmente en esferita, pirita, marcasita, wurtzita, calcopirita y barita, mientras que la pared está constituida mayormente por calcopirita; en la figura 4 se muestra el típico difractograma de este mineral en la muestra A11. La relación estequiométrica para las mues-

tras A11 y A15 es $\text{Cu}_{1.25} : \text{Fe}$ y $\text{Cu}_{1.04} : \text{Fe}$, la cual es congruente con la composición mineralógica, tomando en cuenta las pequeñas proporciones de otros minerales sulfurosos como la pirita y la marcasita (Tabla 7), que también se hallan presentes.

La muestra A17, colectada en las que se consideran chimeneas inactivas o "muertas", se caracteriza por poseer también minerales predominantemente sulfurosos, como esfalerita, calcopirita y cubanita, además de importantes proporciones de barita y anhidrita, como lo corroboran los resultados químicos (Tabla 5).

La base de las edificaciones que aparecen como montículos también están formadas por sulfuros metálicos, de los cuales la marcasita viene a ser el principal componente, además de pirita, esfalerita y escasas proporciones de wurtzita y pirrotita con vestigios de galena y calcopirita (Tabla 7); esta composición mineral se traduce en una elevada concentración de hierro (33.5%) y zinc (6%) (Tabla 5).

El fragmento de basalto (A9), como es de esperar, reveló una composición característica y distinta del resto de las muestras (Tabla 5). Su elevada concentración de aluminio y vanadio, así como las bajas proporciones de hierro, contrasta con el resto de las muestras y sobre todo con la composición de las edificaciones hidrotermales. Cuando se compara la composición de estas rocas ígneas con fragmentos de basalto vítreo alterado de la Cuenca Mazatlán (Páez-Osuna y Osuna-López, en prensa), se observa que, a excepción del níquel y el cadmio y en menor proporción el plomo, los niveles de los demás elementos son evidentemente mayores; en cambio, cuando se confronta con un basalto inalterado (Humphris y Thompson, 1978), sus concentraciones son equiparables.

En las montañas submarinas de Larson se colectaron, en la campaña de 1985, tres tipos de material: (1) una roca de aproximadamente 6 kg, formada por polisulfuros; (2) fragmentos de basalto cristalino y amorfo; (3) "terrones" y "costras" frágiles de óxidos de hierro y manganeso asociado a arcillas. Como se indica en la Tabla 1, en el volcán rojo se colectaron varios núcleos cortos (0 - 20 cm) cuya característica común fue presentar una textura granulométrica fina de coloración rojiza en las capas superficiales, la cual disminuye en intensidad hacia el fondo, en donde se observan materiales también de grano fino pero de color café y/u ocre. Este tipo de núcleos ha sido frecuentemente encontrado en diversas áreas pelágicas y el mecanismo de enriquecimiento superficial de los estratos con óxidos de hierro y manganeso ha sido ampliamente discutido en la literatura (Lynn y Bonatti, 1965; Colley *et al.*, 1984;

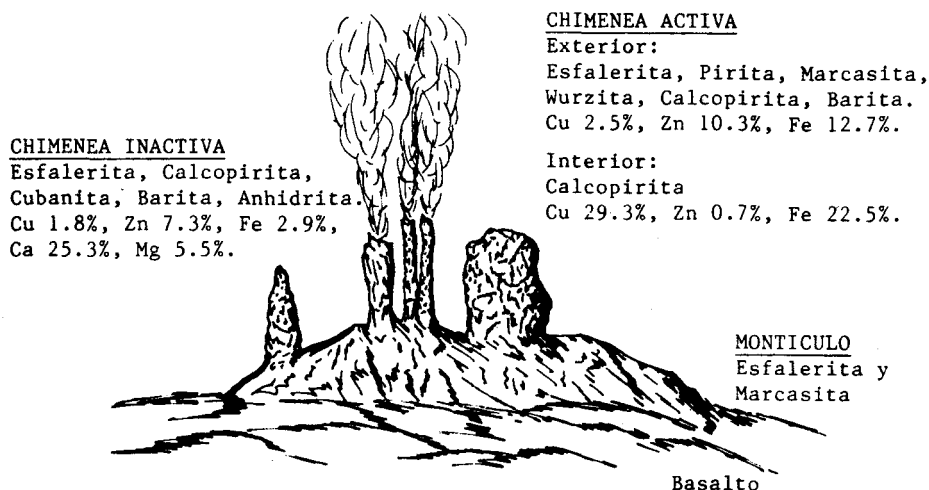


Fig. 3. Distribución mineralógica y composicional en las edificaciones hidrotermales del campo activo de la región dorsal del Pacífico Mexicano (según muestras analizadas en este estudio).

Páez-Osuna, 1988). En uno de los núcleos colectados del volcán rojo se observó, en las secciones del fondo (17 - 20 cm), una capa de sedimento de textura arcillosa color verde, presumiblemente constituida por "nontronita" (Alt., J., comunicación personal), material al parecer común en los depósitos hidrotermales, pues su presencia ha sido identificada en las montañas submarinas de las Galápagos y en la Cordillera Meso-Atlántica en los 26°N (Thompson *et al.*, 1985) y cerca de los 39°N (Hoffert *et al.*, 1978).

Las muestras (A₁, A₂ y A₃ colectadas del volcán rojo y disponibles para el presente estudio consisten principalmente en óxidos de hierro amorfo con cantidades variables de goetita, birnesita y óxidos de manganeso amorfo. La composición geoquímica (Tabla 5) de estas muestras revela los niveles más elevados de hierro, los cuales son mayores que los de la región del Pacífico Sur en los 11°S (Bonatti y Joensuu, 1966), pero similares a los depósitos de las Galápagos (Corliss *et al.*, 1979) y el Golfo de Aden (Cann *et al.*, 1977).

A diferencia del campo hidrotermal de la dorsal 21°N del Pacífico Mexicano, las muestras de la depresión sur de la Cuenca de Guaymas no presentan concentraciones

Tabla 4. Concentración elemental de los materiales de la Depresión sur de la Cuenca de Guaymas.

Muestra	ppm										%				
	Ba	Cd	Cu	Zn	Cr	Ni	Ag	Fe	Mn	Al		Pb	Ca	Mg	C
G-1	0.8	350	6.7%	2.3%	-	-	122	22.5	0.6	0.3	2.1	0.1	2.8	0.6	54.0
G-2	1.7	317	3.6%	1.4%	-	-	28	14.4	4.1	0.7	1.4	6.7	0.9	0.5	11.4
G-3	9.3	49	2.4%	0.6%	49	-	21	5.4	0.7	296*	0.7	28.6	0.9	0.6	6.0
G-4	4.7	44	1.8%	0.6%	49	-	6	3.4	0.4	689*	1.2	29.6	0.7	0.6	4.0
G-5	5.8	16	3.0%	1.1%	50	-	10	4.7	0.3	0.2	0.6	20.4	1.6	0.4	6.4
G-6	18.0	15	195	0.5%	49	-	92	0.7	48*	0.6	6.8	195*	2.6	0.7	6.9

(-) menos de 2 ppm; (*) en ppm.

Tabla 5. Concentración elemental de los materiales de la Región Dorsal 21°N del Pacífico Mexicano.

Muestra	ppm														%			
	Co	Cr	Cu	Ni	Pb	Cd	Zn	Sn	Ag	V	Fe	Mn	Al	Ca	Mg			
A1	23	7.4	7.7	4.7	19	2.2	62.3	731	2.6	131	41.7	39*	0.2	1.3	0.8			
A2	133	<1.0	75.8	77.2	12	2.8	102	465	3.5	243	30.5	42.2	220*	3.4	0.9			
A3	34	4.8	10.7	11.5	16	2.3	34.8	392	4.7	165	46.2	0.4	523*	1.7	0.6			
A4	36	1.0	0.4%	16.6	68	71	60%	430	12.4	11	33.5	0.2	366*	0.7	-			
A5	40	<1.0	0.7%	-	151	404	18.7%	314	44.4	-	34.1	3.5	0.1	0.5	-			
A6	121	1.0	0.4%	-	167	19	0.9%	689	8.2	-	20.7	0.2	344*	1.0	-			
A7	919	<1.0	0.6%	-	0.1%	437	29.1%	86	52.9	2	21.4	5.6	530*	0.5	258*			
A8	40	7.0	1.0%	-	357	376	16.0%	236	20.5	10	34.1	10.0	0.2	0.9	0.2			
A9	64	302	101	-	20	2.3	105	556	2.3	159	5.7	0.3	3.5	9.9	4.6			
A10	116	<1.0	1.9%	-	461	443	18.7%	237	61.1	-	15.3	0.2	117*	12.0	0.1			
A11	139	4.4	31.6%	-	24	26	0.7%	317	13.8	-	22.2	124*	186*	13.4	1.2			
A12	7	0.6	257	-	17	1.7	270	833	1.8	2	0.4	68*	57*	66.2	10.0			
A13	69	<0.1	0.8%	-	101	155	5.8%	190	14.5	-	5.7	5.5	116*	15.9	0.2			
A14	113	0.2	0.5%	-	338	270	15.8%	242	17.3	-	20.7	0.1	80*	13.0	0.1			
A15	144	<1.0	27.0%	-	28	21	0.7%	284	15.1	-	22.9	89*	162*	4.6	1.2			
A16	201	3.6	6.5%	-	464	237	12.9%	44	53.4	4	12.3	0.1	207*	14.4	1.7			
A17	110	<1.0	1.8%	-	86	93	7.3%	259	12.0	-	2.9	110*	324*	25.3	5.5			
A18	95	<1.0	2.8%	-	193	208	8.8%	8	18.6	-	9.4	0.1	383*	14.4	0.5			

-menos de 1.8 ppm; (*) en ppm.

tan elevadas de zinc y cobre (Tablas 4 y 5). En la figura 5 se muestra el difractograma de rayos X de la muestra G_4 de Guaymas, cuya composición mineralógica consiste principalmente en pirrotita, calcopirita y esfalerita, que de manera similar se presentan en las demás muestras; además de la escasa presencia de piritita, marcasita, wurtzita, galena y cubanita, también están presentes anhidrita, barita, sílice amorfo, calcita y aragonita (Tabla 6). Las muestras G_1 y G_2 poseen 55.0 y 11.4% de azufre, 22.5 y 14.4% de hierro, respectivamente. Estas concentraciones estequiométricamente se traducen en la fórmula de la pirrotita, $Fe_{1-x}S$ ($x = 0.765$ y 0.280 respectivamente), mineral ciertamente predominante en las muestras.

Uno de los aspectos que se ha enfatizado previamente en los 21^oN es la notable ausencia de manganeso en las edificaciones hidrotermales (Bonatti, 1981), la cual en las muestras del presente estudio no se confirmó. De las quince muestras analizadas provenientes de las edificaciones, se encontró que cuatro poseen concentraciones entre 3.5 y 10% de manganeso, las cuales son relativamente elevadas y corresponden a las paredes exteriores de las chimeneas activas. Igualmente, en la depresión de la Cuenca de Guaymas, los niveles de manganeso en las seis muestras, aunque bajos (Tabla 4), no se pueden considerar despreciables.

Una manera frecuente de clasificar y caracterizar geoquímicamente los depósitos marinos, es la de utilizar la relación de elementos tales como el Mn/Fe (Bonatti, 1981). El "fraccionamiento" o partición de estos metales tiene lugar cuando las soluciones hidrotermales se mezclan con el agua de mar bien oxigenada; alternatively la variabilidad de Mn/Fe se ha explicado con base en que estos dos elementos son "atacados" químicamente desde el basalto por las soluciones hidrotermales en relación con su proporción en el basalto mismo (y quizá de manera preferente uno u otro); adicionalmente, la partición puede ocurrir durante la circulación hidrotermal submarina debido a las diferentes solubilidades en las condiciones prevaletientes en los sistemas hidrotermales. De todos estos mecanismos, los que experimentalmente se sugieren como responsables de la fraccionación de Mn/Fe son el primero y el último (Bonatti, 1981).

Tomando en cuenta que el fluido hidrotermal de 21^oN posee un valor de 0.8 ± 0.4 de Mn/Fe (Von Damm, 1983), se encuentra que, con excepción de las muestras A_{13} (de la parte exterior de una chimenea activa que tuvo un Mn/Fe 0.965) y A_2 (del volcán rojo, con 0.922), las 16 restantes (incluidas A_1 y A_3 del volcán rojo) presentan valores notablemente menores (Tabla 8).

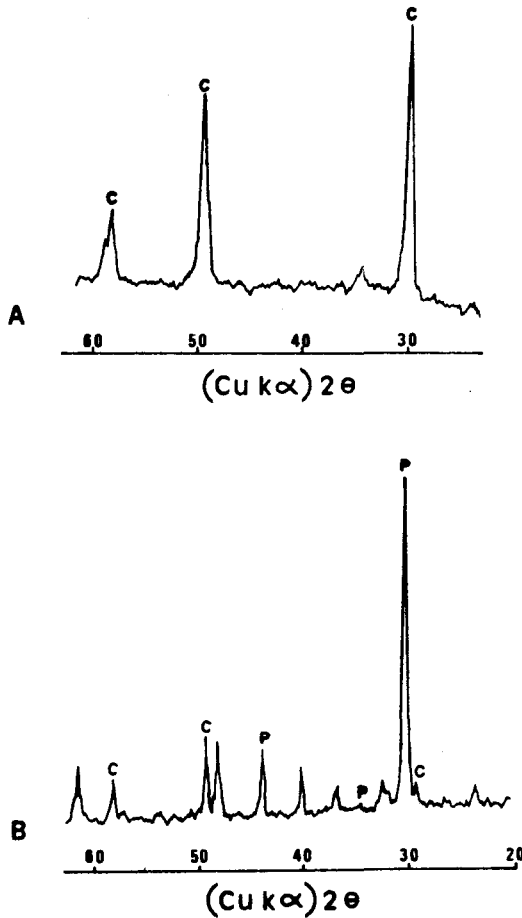


Fig. 4. (A) Difractograma de Rayos X de la muestra A11 (pared interna de chimenea activa en 21^oN) y (B) de la muestra G4 (depresión sur de la Cuenca de Guaymas). P= pirita; C= calcopirita.

En general, la mayoría de los valores de Mn/Fe encontrados en el presente estudio son comparables en órdenes de magnitud a los obtenidos previamente en la región (Tabla 8); desafortunadamente, en algunos casos no se cuenta con información precisa sobre la parte o sección muestreada; sin embargo, con base en este estudio, es posible generalizar que tanto las chimeneas como los montículos presentan valores de Mn/Fe considerablemente menores en comparación con el fluido hidrotermal, sien-

Tabla 6. Composición mineralógica en las muestras colectadas en la depresión sur de Cuenca de Guaymas.

Fase mineral	Muestra					
	G1	G2	G3	G4	G5	G6
Esfalerita	XXX	XX	X	--	XXX	X
Pirita	X	X	XX	--	--	X
Marcasita	X	XX	XX	--	--	X
Wursita	X	XXX	XX	X	--	X
Pirrotita	XX	XXX	XXXX	XXX	XX	XX
Galena	XX	XX	X	--	--	X
Calcopirita	XX	X	XXX	XXX	XXX	X
Cubanita	X	X	XXX	X	X	--
Stevensita	--	--	--	--	--	--
Barita	XX	X	X	X	X	XXX
Anhidrita	XX	X	X	X	X	XXX
Calcita	XXX	X	X	X	XX	XXX
Aragonita	XX	X	X	X	XX	XX
Silica Amorfa	X	X	X	X	X	X
Arcillas	X	X	X	X	X	X
Oxidos de Fe-Mn	X	X	X	X	X	X
Bornita	--	--	X	X	X	--
Calcocita	--	--	X	--	X	--
Natrojarosita	--	--	XX	X	X	--
Jarosita	--	--	--	X	X	--

Abundante (XXXX); Moderado (XXX); Escaso (XX); Trazas (X); Ausente (-).

do el interior de las chimeneas activas la parte que posee las proporciones más bajas de los elementos mencionados en las edificaciones hidrotermales.

Las diferencias geoquímicas y mineralógicas entre los depósitos de la región dorsal 21°N y la depresión sur de la Cuenca de Guaymas pueden ser explicadas con base en el modelo de la circulación hidrotermal del sub-fondo marino, modelo originalmente propuesto por Elder (1965), el cual ha sido corroborado y refinado por una gran cantidad de datos geoquímicos y geofísicos, y que ahora es ampliamente aceptado (Rona *et al.*, 1983).

Brevemente, el modelo consiste en lo siguiente (Bonatti, 1983): el agua de mar penetra dentro de la corteza en la vecindad de una zona altamente "fisurada" y calien-

Tabla 7. Composición mineralógica de las muestras colectadas en la región dorsal (21°N) del Pacífico Mexicano.

Fase mineral	A4	A5	A6	A7	A8	A10	A11	A13	A14	A15	A16	A17	A18
Esfalerita	XX	XXXX	XX	XXXXX	XXXX	XXXX	-	XXX	XXX	-	XXX	XXX	X
Pirita	XXX	XXX	XXX	XXX	XXXX	XX	X	XX	XXX	XX	XX	X	XX
Marcasita	XXXX	XXX	XXX	XXX	XX	XXX	X	XX	XXX	XX	XXX	X	XX
Wurzita	XX	XXX	X	XXX	XX	XX	X	XX	XXX	X	XXX	XX	XXX
Pirrotita	XX	XX	X	X	XX	-	-	X	XX	X	-	-	X
Galena	X	X	X	XX	X	X	-	X	X	-	X	X	X
Calcopirita	X	X	X	X	XXX	XXX	XXXX	XX	XX	XXXX	XXX	XXX	XXX
Cubanita	-	-	-	-	X	X	XX	X	-	X	X	XXX	X
Stevensita	-	-	X	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Bornita	-	-	-	-	-	-	X	-	-	X	-	X	-
Calcocita	-	-	-	-	-	-	-	-	XX	-	-	X	-
Barita	-	X	XX	X	X	XXX	X	X	X	X	XXX	XXX	X
Calcita	-	-	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X
Aragonita	-	-	X	X	X	X	X	X	XX	X	X	X	X
Anhidrita	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	XXX	X
Silica Amorfa	-	-	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X	X

Muy abundante(XXXXX); Abundante(XXXX); Moderado(XXX); Escaso(XX); Trazas(X); Ausente(-).

te de la corteza a lo largo de la región axial de las cordilleras meso-oceánicas activas, penetración que depende del gradiente térmico y la permeabilidad de la corteza (que puede variar de unos cuantos cientos de metros a kilómetros), y ambos son probablemente diferentes en los ejes de dispersión rápidos (>6 cm/año) y lentos (<4 cm/año). Los primeros, que corresponden al área del presente estudio, se caracterizan por poseer cámaras magmáticas permanentes o semi-permanentes grandes (de uno a dos km) y por gradientes térmicos abruptos. Las reacciones de agua circulante con el basamento ígneo (principalmente de composición basáltica) dan como resultado un intercambio significativo elemental, el cual depende primordialmente de la temperatura, química y mineralogía de las rocas, de la química del agua y de la proporción agua/roca.

El intercambio químico entre el basalto y el agua de mar durante la circulación hidrotermal convectiva aumenta la concentración de un importante número de elementos (entre ellos el S, el Si y los metales) en solución; posteriormente, algunos de estos elementos pueden ser depositados ya sea dentro de la corteza y/o durante los diferentes estadios de la circulación del sub-fondo marino, o justo antes y durante la inyección de las soluciones a través del piso marino, o en el piso marino después de descargar los flúidos hidrotermales.

Con esta base y la clasificación de depósitos metalíferos hidrotermales propuesta recientemente (Bonatti, 1983), las edificaciones de la región de 21°N son típicamente las que se forman en el sitio mismo de la expulsión hidrotermal (depósitos de co-descarga), mientras que los depósitos de la Cuenca de Guaymas se originan cuando las soluciones hidrotermales descargan en la columna sedimentaria (depósitos intrasedimentarios), y los flúidos tienen que pasar a través de unos 400 m de sedimentos antes de escapar sobre el fondo. El flúido reacciona con el sedimento, dando lugar a un mayor pH, más Ca, CO_2 y menor contenido de metales que en los flúidos de 21°N (Bowers *et al.*, 1983; Edmond y Von Damm, 1985); adicionalmente, una abundante proporción de hidrocarburos líquidos con la consistencia del petróleo crudo saturan las edificaciones hidrotermales (Simoneit y Lonsdale, 1982).

Estas diferencias de composición química y un ambiente más reductor en Guaymas permiten explicar la diferente composición y concentración de ciertos minerales en los depósitos, mientras que en las edificaciones hidrotermales de Guaymas dominan los minerales no-metálicos (anhidrita, calcita, etcétera) en el caso de los depósitos de 21°N vienen a ser los sulfuros metálicos los más abundantes.

Tabla 8. Relación Mn/Fe en las edificaciones hidrotermales en comparación a estudios previos y el fluido hidrotermal

Localidad	Mn/Fe	Referencia
<u>Volcán Rojo (21°N):</u>		
Muestra A2	0.722	Este estudio
Muestras A1 y A3	0.00009-0.0087	
<u>Campo hidrotermal (21°N):</u>		
Chimenea activa		
parte interior	0.00039-0.00056	Este estudio
parte exterior	0.0048-0.965*	
Chimenea activa	0.00020	Carranza <u>et al</u> (1986)
Chimenea inactiva	0.0038	Este estudio
Montículo	0.0060	Este estudio
<u>Depresión de Cuenca de Guaymas:</u>		
	0.0069-0.285	Este estudio
Chimeneas	0.0061	Peter <u>et al</u> (1987)
Montículos	0.0068	Peter <u>et al</u> (1987)

*(una muestra)

CONCLUSIONES

En concordancia con otras investigaciones realizadas en la región dorsal 21°N (Francheteau *et al.*, 1979; Spiess *et al.*, 1980; Hekinian *et al.*, 1980; Carranza-Edwards *et al.*, 1986) en este estudio se encontraron niveles elevados de Fe (0.4 - 34.1%), Mn (68 ppm - 10%), Ca (0.5 - 66.2%), Mg (<10%), Cu (257 ppm - 31.6%), Zn (270 ppm - 29.1%) y Cd (1.7 - 443 ppm) en los depósitos de tipo sulfuroso, mientras que en las tres muestras del volcán rojo de tipo óxido/arcilloso se obtuvieron las más altas concentraciones de Fe (30.5 - 46.2%) y Mn (39 ppm - 42.2%).

A diferencia de la zona de los 21°N, las muestras del campo hidrotermal de la depresión sur de la Cuenca de Guaymas presentaron concentraciones menores de Fe (0.7 - 22.5%), Mn (48 ppm - 4.1%), Ca (195 ppm - 29.6%), Mg (0.7 - 2.8%), Cu (195 ppm - 3.6%), Zn (0.5 - 2.3%), Pb (0.6 - 2.1%) y Cd (15 - 350 ppm).

La mineralogía de los materiales de las edificaciones hidrotermales es predominantemente del tipo sulfuroso, tanto en la región de los 21°N, como en la depresión sur de la Cuenca de Guaymas. Mientras que la parte posterior de las chimeneas activas en los 21°N se caracteriza principalmente por poseer esfalerita, marcasita, wurtzita, calcopirita y barita, la pared interior consiste predominantemente en calcopirita y pequeñas porciones de pirita y marcasita. Las chimeneas inactivas poseen básicamente esfalerita, calcopirita y cubanita, además de barita y anhidrita. En los depósitos sulfurosos de la depresión sur de la Cuenca de Guaymas se encontró que las principales fases minerales son la pirrotita, calcopirita y esfalerita.

La proporción de Mn/Fe de las edificaciones hidrotermales de ambas localidades es considerablemente menor en comparación con el fluido hidrotermal, siendo la pared interior de las chimeneas activas la que posee los más bajos valores de Mn/Fe, lo cual pone en evidencia la partición o "fraccionamiento" de estos elementos.

AGRADECIMIENTOS

Se agradece la valiosa colaboración de J. I. Osuna-López, de H. Bojórquez-Leyva, Mariana Hernández y G. V. Páez-Tejeda en la elaboración del manuscrito. El financiamiento para la realización del presente estudio se obtuvo a través del Instituto de Ciencias del Mar y Limnología, Universidad Nacional Autónoma de México y del Proyecto CONACYT, PCCBBNA-021995.

BIBLIOGRAFIA

- BONATTI, E., 1981. Metal deposits in the oceanic lithosphere. *In: The Sea. C. Emiliani (Ed.) Vol. 7, Wiley-Interscience, New York, 639-686.*
- BONATTI, E., 1983. Hydrothermal metal deposits from the ocean rifts: Classification. *In: Hydrothermal processes at seafloor spreading centers. P. Rona, K. Bostrom, L. Laubier y K. L. Smith (Eds.) Plenum Press, New York, 491-502.*
- BONATTI, E. and O. JOENSUU, 1966. Deep sea iron deposits from the south Pacific. *Science, 54, 643-645.*
- BOWERS, T. S., K. L. VON DAMM and J. M. EDMOND, 1983. Chemical evolution of hot springs on the East Pacific Rise in Guaymas Basin *EOS (abstract) 64, 723.*
- BUJOR, M. y A. MAQUET, 1970. Difracción de Rayos X y Microscopía Electrónica. UNAM, México, 161 pp.
- CALVERT, S. E., 1964. Factors affecting the distribution of laminated diatomaceous sediments in Gulf of California. *In: Marine Geology of the Gulf of California. T. Van Andel and G. G. Shor (Eds.) Am. Assoc. Petrol. Geol., 311-330.*
- CANN, J. R., D. K. WINTER and R. G. PRITCHARD, 1977. A hydrothermal deposit from the floor of the Gulf of Aden. *Min. Mag., 41, 193-199.*
- CARRANZA-EDWARDS, A., L. ROSALES HOZ, M. G. VILLASEÑOR, R. LOZANO e Y. ORNELAS, 1986. Sulfuros metálicos submarinos al sur de la Península de Baja California, México. *An. Inst. Cienc. del Mar y Limnol., Univ. Nal. Autón. México, 13, 1, 287-296.*
- COLLEY, J., G. THOMPSON, T. R. S. WILSON and N. C. HIGGS, 1984. Post depositional migration of elements during diagenesis in brown clay and turbidite sequences in the North East Atlantic. *Geochem. Cosmochem. Acta, 48, 1223-1235.*
- CORLISS, J. B., J. DYMOND, L. I. GORDON, J. M. EDMOND, R. P. VON HERZEN, R. D. BALLARD, K. GREEN, D. WILLIAMS, A. BAINBRIDGE, K. CRANE and T. H. VAN ANDEL, 1979. Submarine thermal springs on the Galapagos rift. *Science, 203, 1073-1083.*
- DYMOND, J., 1981. Geochemistry of Nazca plate surface sediments: An evaluation of hydrothermal, biogenic, detrital and hydrogenous sources. *Geol. Soc. Am., 154, 133-173.*
- EDMOND, J. M. and K. L. VON DAMM, 1985. Chemistry of ridge crest hot springs. *Biol. Soc. Wash. Bull., 6, 43-47.*
- ELDER, J. W., 1965. Physical processes in geothermal areas. *Am. Geophys. Union, 8, 211-239.*

- FELBECK, H., M. A. POWELL, S. C. HANA and G. N. SOMERO, 1985. Metabolic adaptations of hydrothermal vent animals. *In: The hydrothermal vents of the Eastern Pacific: An overview.* M. L. Jones (Ed.) *Bull. Biol. Soc. Wash.*, 6, 261-272.
- FRANCHETEAU, J., H. D. NEEDHAM, P. CHOUCKROUNE, T. JULEAU, M. SEGURET, R. D. BALLARD, P. J. FOX, W. NORMAK, A. CARRANZA, D. CORDOBA, J. GUERRERO, C. RANGIN, H. BOUGALT, P. CAMBON and R. HEKINIAN, 1979. Massive deep sea sulfide onset deposits discovered on the East Pacific Rise. *Nature*, 277, 523-530.
- FYFE, W. S. and LONSDALE, P., 1981. Ocean floor hydrothermal activity. *In: The Sea.* C. Emiliani (Ed.) Vol. 7, Wiley-Inter-Science, New York, 589-638.
- HEKINIAN, R., M. FEVRIER, J. L. BISCHOFF, P. PICOT and W. C. SHANKS, 1980. Sulfide deposits from the East Pacific Rise near 21°N. *Science*, 207, 1433-1444.
- HEKINIAN, R., J. FRANCHETEAU and R. D. BALLARD, 1985. Morphology and evolution of hydrothermal deposits at the axis of the East Pacific Rise. *Oceanol. Acta*, 8, 147-155.
- HOFFERT, M., A. PERSEIL, R. HEKINIAN, P. CHOUCKROUNE, H. D. NEEDHAM, J. FRANCHETEAU and X. L. PICHON, 1978. Hydrothermal deposits sampled by diving saucer in a transform fault near 37°N on the Mid-Atlantic Ridge, FAMOUS area. *Oceanol. Acta*, 1, 73-86.
- HONNOREZ, J., 1981. The aging of the Oceanic crust at low temperature. *In: The Sea.* C. Emiliani (Ed.), Vol. 7, Wiley-Interscience, New York, 525-588.
- HUMPHRIS, S. E. and G. THOMPSON, 1978. Trace element mobility during hydrothermal alteration of oceanic basalts. *Geochem. Cosmochem. Acta*, 42, 127-136.
- JANNASH, F. W., 1984. Chemosynthesis: The nutritional basis for life at deep-sea vents. *Oceanus*, 27, 73-78.
- JONES, M. L., 1985. On the vestimentifera new phylum. Six new species and other taxa, from hydrothermal vents and elsewhere. *In: The hydrothermal vents of the Eastern Pacific, An overview.* M. L. Jones (Ed.), *Bull. Soc. Wash.*, 6, 117-158.
- LECO CORPORATION, 1982. Manual de operación determinador de C y S. St. Joseph, M. I. California, 26 pp.
- LONSDALE, P. F., 1980. Hydrothermal plumes and baritic sulfide mounds at a Gulf of California spreading center. *EOS (abstract)* 61, 995.
- LONSDALE, P. F., R. BATIZA and T. SIMKIN, 1982. Metallogenesis at seamounts on the East Pacific Rise. *Mar. Technol. Soc. J.*, 16, 54-61.
- LYLE, M., G. R. HEATH and J. M. ROBBINS, 1984. Transport and release of transition elements during early diagenesis: sequential leaching of sediments from

- SIMONEIT, B. R. T. and P. F. LONSDALE, 1982. Hydrothermal petroleum in mineralized mounds at the seabed of Guaymas Basin. *Nature*, 295, 198-202.
- SPIESS, F. N., K. C. MACDONALD, T. ATWATER, R. BALLARD, A. CARRANZA, D. CORDOBA, C. COX, V. M. DIAZ GARCIA, J. FRANCHETEAU, J. GUERRERO, J. HAWKINS, R. HAYMON, R. HESSLER, T. JUTEAU, M. KASTNER, R. LARSON, B. LUYENDYK, J. D. MACDOUGALL, S. MILLER, W. NORMAK, J. ORCUTT and C. RANGIN, 1980. East Pacific Rise: Hot Springs and Geophysical Experiments. *Science*, 207, 1421-1423.
- THOMPSON, G., H. J. MOTTI and P. A. RONA, 1985. Morphology, mineralogy and chemistry of hydrothermal deposits from TAG Area, 26°N Mid Atlantic Ridge. *Chem. Geol.*, 2, 53-65.
- VAN ANDEL, T. H., 1964. Recent marine sediments of Gulf of California. In: Marine Geology of the Gulf of California. T. H. Van Andel and G. G. Shor (Eds.), *Am. Assoc. Petrol. Geol.*, 216-310.
- VON DAMM, K. L., 1983. Chemistry of submarine hydrothermal solutions at 21°N East Pacific Rise and Guaymas Basin, Gulf of California. Ph. Doctor Thesis, MIT, Woods Hole Oceanographic Inst., 240 pp.