



Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana

ISSN: 1405-3322

[sgm\\_editorial@geociencias.unam.mx](mailto:sgm_editorial@geociencias.unam.mx)

Sociedad Geológica Mexicana, A.C.

México

Canet, Carles; Prol-Ledesma, Rosa María

Procesos de mineralización en manantiales hidrotermales submarinos someros. Ejemplos en México

Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, vol. LVIII, núm. 1, 2006, pp. 83-102

Sociedad Geológica Mexicana, A.C.

Distrito Federal, México

Disponible en: <http://www.redalyc.org/articulo.oa?id=94320219003>

- Cómo citar el artículo
- Número completo
- Más información del artículo
- Página de la revista en redalyc.org

redalyc.org

Sistema de Información Científica

Red de Revistas Científicas de América Latina, el Caribe, España y Portugal

Proyecto académico sin fines de lucro, desarrollado bajo la iniciativa de acceso abierto



## Procesos de mineralización en manantiales hidrotermales submarinos someros. Ejemplos en México

Carles Canet\* y Rosa María Prol-Ledesma

Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México, Ciudad Universitaria,  
Delegación Coyoacán, México D.F., 04510, México

\*ccanet@geofisica.unam.mx

### Resumen

El estudio geoquímico y mineralógico realizado en varias localidades con manantiales hidrotermales submarinos someros (emplazados a menos de 200 mbnm) sugiere que este tipo de actividad puede haber generado yacimientos importantes de óxidos, sulfuros y metales preciosos. La relevancia del estudio de estos sistemas de manantiales reside en el hecho de que, además de ser los análogos actuales de algunos depósitos metalíferos de interés económico, éstos soportan ecosistemas especializados, caracterizados por la coexistencia y competencia de organismos quimiosintéticos y fotosintéticos. En relación a la actividad metabólica de los primeros tienen lugar algunos procesos biogeoquímicos y de mineralización similares a los que se han descrito en ambientes oceánicos de chimeneas mineralizantes y en infiltraciones frías de hidrocarburos.

La profundidad máxima que define a los manantiales hidrotermales submarinos someros como tales es de 200 m. Este límite de profundidad determina un cambio brusco en los parámetros ambientales y de estructura de las comunidades bióticas, y coincide con un aumento en la pendiente de la curva de ebullición respecto a la presión para el agua marina.

Los fluidos hidrotermales de los manantiales submarinos someros presentan características químicas e isotópicas intermedias entre los de los manantiales de gran profundidad y los de los sistemas geotérmicos continentales. Generalmente, la salinidad del agua termal es inferior a la del agua de mar, lo cual implica, junto con la composición isotópica, la presencia en el fluido de una importante componente de agua meteórica.

Un rasgo característico de los sistemas hidrotermales someros es la presencia de una fase gaseosa exsuelta, que en muchos casos es muy rica en CO<sub>2</sub>. Dicha fase puede contener, además, cantidades elevadas de N<sub>2</sub> y CH<sub>4</sub> en sistemas cuyos fluidos interactúan con sedimentos, y de H<sub>2</sub>S en sistemas vinculados a actividad fumarólica de volcanes.

En las costas occidentales de México se conocen sistemas hidrotermales submarinos someros en Punta Banda y Bahía Concepción en la península de Baja California, y en Punta Mita en Nayarit. Dichos sistemas están emplazados en contextos de margen continental afectado por extensión tectónica con un elevado gradiente geotérmico, y en ningún caso presentan vínculos claros con actividad volcánica. Su estudio ha generado un volumen importante de información acerca de sus características geoquímicas y mineralógicas, así como de los procesos que desencadenan la precipitación de minerales alrededor de las zonas de descarga de fluidos hidrotermales. Además, los sistemas de manantiales hidrotermales someros podrían suponer una potencial fuente de energía geotérmica.

Palabras clave: Manantiales hidrotermales, zona nerítica, quimiosíntesis, yacimientos minerales.

## Abstract

Recent mineralogical and geochemical studies on shallow submarine hydrothermal vents (at water depths < 200 mbsl) suggest that their activity could have been responsible for the formation of oxide, sulfide and precious metal-bearing ores. Therefore, shallow submarine vents may be considered as modern analogues of some economic ore deposits.

The boundary between shallow and deep hydrothermal vents can be established at a depth of 200 mbsl, which represents an abrupt change in the environmental parameters and in the structure of the biotic communities. In addition, this depth corresponds to an increase of the slope of the boiling curve of seawater with respect to pressure.

Shallow submarine vents support complex specialized biotic communities, characterized by the coexistence and competition of chemosynthetic and photosynthetic organisms. Some biogeochemical and biomineralization processes related to chemosynthesis are similar to those described in deep ocean hydrothermal vents and in cold seeps.

Hydrothermal shallow vent fluids show intermediate chemical and isotopic characteristics between those of deep vents and of continental geothermal systems. Commonly, vent water has lower salinities than seawater. This fact, along with isotopic compositions, is evidence for large contributions of meteoric water in these vents. Venting of exsolved gas, evidenced by continuous bubbling, is a striking feature of shallow submarine hydrothermal systems. In most cases vent gas is rich in  $\text{CO}_2$ , but it can be rich in  $\text{N}_2$  and  $\text{CH}_4$  in vent systems related to thick sedimentary series, and rich in  $\text{H}_2\text{S}$  in vents related to volcanic fumaroles.

In Mexico, shallow submarine hydrothermal venting has been reported in Punta Banda and Bahía Concepción in Baja California Peninsula, and in Punta Mita in Nayarit. The tectonic setting of these hydrothermal systems corresponds to continental margins affected by extension, with anomalously high geothermal gradients. These vents do not show obvious links with volcanic activity. Their study has contributed to the understanding of mineralogical and geochemical processes in shallow submarine hydrothermal vents. These systems, in addition, may be a potential source of geothermal energy.

**Key words:** Hydrothermal vents, neritic zone, chemosynthesis, ore deposits.

## 1. Introducción

Los trabajos realizados durante las últimas décadas en torno a los sistemas hidrotermales submarinos han proporcionado información acerca de los mecanismos de depósito de metales en ambientes hidrotermales de fondo oceánico y, por extensión, en los depósitos de sulfuros masivos vulcanogénicos (VMS) (*e. g.*, Graham *et al.*, 1988; Rona, 1988; Herzig y Hannington, 1995; Humphris, *et al.*, 1995a; Parson *et al.*, 1995; Scott, 1997). Asimismo, han permitido elucidar cuestiones referentes al ciclo de los elementos en los océanos (*e. g.*, Gamo *et al.*, 2001), y al metabolismo de los organismos extremófilos y de las comunidades quimiosintéticas (*e. g.*, Karl *et al.*, 1980; Jannasch, 1984), entre otras.

Además, ha permitido establecer guías para una comprensión y aproximación al conocimiento de la biosfera primitiva y del posible origen de la vida (*e. g.*, Corliss *et al.*, 1981; Russell, 1995).

El descubrimiento de la actividad hidrotermal submarina se remonta a 1965, cuando se hallaron charcas de salmueras (*brine pools*) hidrotermales densas y depósitos de lodos metalíferos en el rift axial correspondiente a la zona de expansión oceánica del Mar Rojo (Degens y Ross, 1969). Dichas manifestaciones hidrotermales de fondo oceánico corresponden al sitio conocido como "Atlantis II Deep", el cual, con 94 millones de toneladas y leyes de 0.45% de Cu, 2.07% de Zn, 39 ppm de Ag y 0.5 ppm de Au, constituye el mayor depósito metalífero submarino conocido (*e. g.*,

Missack *et al.*, 1989; Herzig, 1999). Posteriormente, en 1976, se descubrió en la dorsal de las Galápagos un sistema hidrotermal de baja temperatura con lodos ricos en nontronita y óxidos de manganeso asociados. En 1979, en la dorsal oceánica del Pacífico Este, a una latitud de 21°N, se descubrió uno de los fenómenos más espectaculares de los fondos marinos y que más ha atraído la atención de la comunidad científica: las chimeneas mineralizantes activas (*black smokers*), en las que se reportó la emisión de agua a 350°C muy rica en metales (Macdonald *et al.*, 1980). Dichas chimeneas son estructuras con tamaños de orden métrico a través de las cuales tiene lugar la descarga de fluidos procedentes de sistemas de circulación hidrotermal en la corteza oceánica, y se alzan sobre montículos muy ricos en sulfatos (barita y anhidrita) y en sulfuros de metales básicos con metales preciosos (Scott, 1997).

Desde entonces se han descubierto más de 100 sistemas de manantiales termales de fondo oceánico, con temperaturas de hasta 405°C, principalmente en ambientes tectónicos relacionados con la formación de corteza oceánica y, más raramente, en montes submarinos. La mayor parte de dichos sitios se distribuye en los océanos Pacífico y Atlántico, aunque también se han descrito en el Océano Índico y en el Mar Mediterráneo (Scott, 1997).

La anatomía subsuperficial de las estructuras mineralizadas asociadas a los manantiales hidrotermales oceánicos se conoce gracias a los sondeos efectuados en el sistema TAG en la dorsal Mesoatlántica (Humphris *et al.*, 1995b). Los datos estructurales, mineralógicos y

geoquímicos obtenidos en los sistemas hidrotermales submarinos oceánicos sugieren su similitud con varios tipos de yacimientos minerales económicos en los que tradicionalmente se ha explotado cobre, zinc, plomo y oro, y también manganeso y hierro (*e. g.*, Jorge *et al.*, 1997). Así, los sistemas hidrotermales submarinos de fondo oceánico son considerados los análogos actuales de los depósitos VMS encajonados en ofiolitas o tipo Chipre (*e. g.*, Sawkins, 1990).

Contrariamente al caso de los sistemas hidrotermales emplazados en el fondo oceánico, son pocos los sistemas de poca profundidad que han sido estudiados en detalle, a pesar de su mayor accesibilidad y relativa facilidad de muestreo. Pese a que en un inicio, en comparación con los sistemas oceánicos, los sistemas de poca profundidad despertaron un interés menor en la comunidad científica, el número de estudios realizados en este tipo de manifestaciones hidrotermales ha experimentado un notable crecimiento. Los primeros trabajos publicados al respecto se enfocaron preferentemente al estudio de las comunidades bióticas que colonizan dichos ambientes hidrotermales (*e. g.*, Tarasov *et al.*, 1985, 1990, 1991 y 1993). De estos estudios y de los subsiguientes (*e. g.*, Kamenev *et al.*, 1993 y 2004; Hoaki *et al.*, 1995; Tarasov, 2002; Cardigos *et al.*, 2005; Rusch *et al.*, 2005; Tarasov *et al.*, 2005) se desprende que la biota de procariotas especializada en esos ambientes es muy diversa, siendo similar a la descrita en los manantiales termales de los fondos oceánicos.

Además, los manantiales hidrotermales someros pueden considerarse como laboratorios naturales para el estudio de la interacción entre los fluidos hidrotermales (agua y gas), los sedimentos y las rocas del fondo marino, y el agua de mar (*e. g.*, Fitzsimons *et al.*, 1997; Botz *et al.*, 1999; Pichler *et al.*, 1999a; Prol-Ledesma *et al.*, 2004; Chen *et al.*, 2005; Forrest *et al.*, 2005; Villanueva-Estrada *et al.*, 2005 y 2006). En general, los fluidos descargados por los manantiales 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).

Canet *et al.* (2003, 2005a,b) y Alfonso *et al.* (2005) señalan la importancia decisiva de los procesos biogeoquímicos en el depósito de los precipitados hidrotermales en dichos ambientes.

Por otra parte, aún no se conoce el papel que juegan los manantiales hidrotermales de poca profundidad en el balance de masas de los ambientes costeros, así como su aporte al agua de mar de elementos potencialmente peli-

grosos para el ambiente, como el arsénico. Tampoco se han evaluado en detalle hasta el momento las posibilidades que tienen los manantiales termales submarinos someros como fuente de energía geotérmica.

## 2. Distribución de los manantiales hidrotermales submarinos someros

Los manantiales hidrotermales submarinos de poca profundidad se localizan en diversos ambientes tectónicos, normalmente relacionados con márgenes de placa. Así, se distribuyen mayoritariamente a lo largo de arcos de islas y en segmentos someros de dorsales oceánicas, en la zona de influencia de puntos calientes (*hot spots*) (Figura 1) (Fricke *et al.*, 1989; Dando y Leahy, 1993; Hoaki *et al.*, 1995; Fitzsimons *et al.*, 1997; Scott, 1997; Savelli *et al.*, 1999; Stoffers *et al.*, 1999; Geptner *et al.*, 2002). Pese a ello, no se descarta la posibilidad de que también los haya en zonas con vulcanismo de intraplaca oceánica, considerando que dichas zonas contienen sistemas hidrotermales profundos, como los del monte submarino de Loihi en Hawai (Moyer *et al.*, 1998).

En relación a arcos de islas, se han descrito manantiales hidrotermales submarinos de poca profundidad en la rada de Kraternaya en el arco de las Kuriles en Rusia (Tarasov *et al.*, 1985), en Bay of Plenty en Nueva Zelanda (Stoffers *et al.*, 1999), en las islas de Nueva Bretaña (Tarasov *et al.*, 1999), Ambitle y Lihir (Pichler *et al.*, 1999a,b) en el arco de Bismarck en Papúa Nueva Guinea, en el mar Egeo (Sedwick y Stüben, 1996; Dando *et al.*, 1999; Dando *et al.*, 2000) y las islas Eolias, en el Mediterráneo central y oriental (Rusch *et al.*, 2005), en Dominica en las Antillas (Bright, 2004), así como en diversas localidades del margen pacífico occidental (Ferguson y Lambert, 1972; Tarasov *et al.*, 1985, 1990, 1999, 2005; Sarano *et al.*, 1989; Hashimoto *et al.*, 1993; Kamenev *et al.*, 1993; Chen *et al.*, 2005).

En zonas de interacción dorsal oceánica-punto caliente se han descrito sistemas hidrotermales submarinos de poca profundidad en la dorsal de Kolbeinsey en Islandia (Benjamínsson, 1988; Botz *et al.*, 1999), y en el monte submarino de João de Castro en las Azores (Cardigos *et al.*, 2005).

El contexto geológico de las localidades mencionadas concuerda con el hecho de que, en su mayoría, los sistemas hidrotermales submarinos de poca profundidad están directamente relacionados con actividad volcánica reciente. Por ejemplo, existen numerosos manantiales distribuidos a lo largo del arco de Kermadec, al norte de Nueva Zelanda, en los volcanes activos submarinos Rumble III, Rumble V, Macauley Cone, Giggenbach, Ngatoroirangi, Monowai, y Vulkanolog, a profundidades mayores de 130 mbnm (de Ronde *et al.*, 2001; C.E.J. de Ronde, 2004, com. pers.). Sin embargo, también hay manantiales hidrotermales submarinos someros en márgenes continentales afectados por intensos procesos tectónicos de extensión, por ejemplo

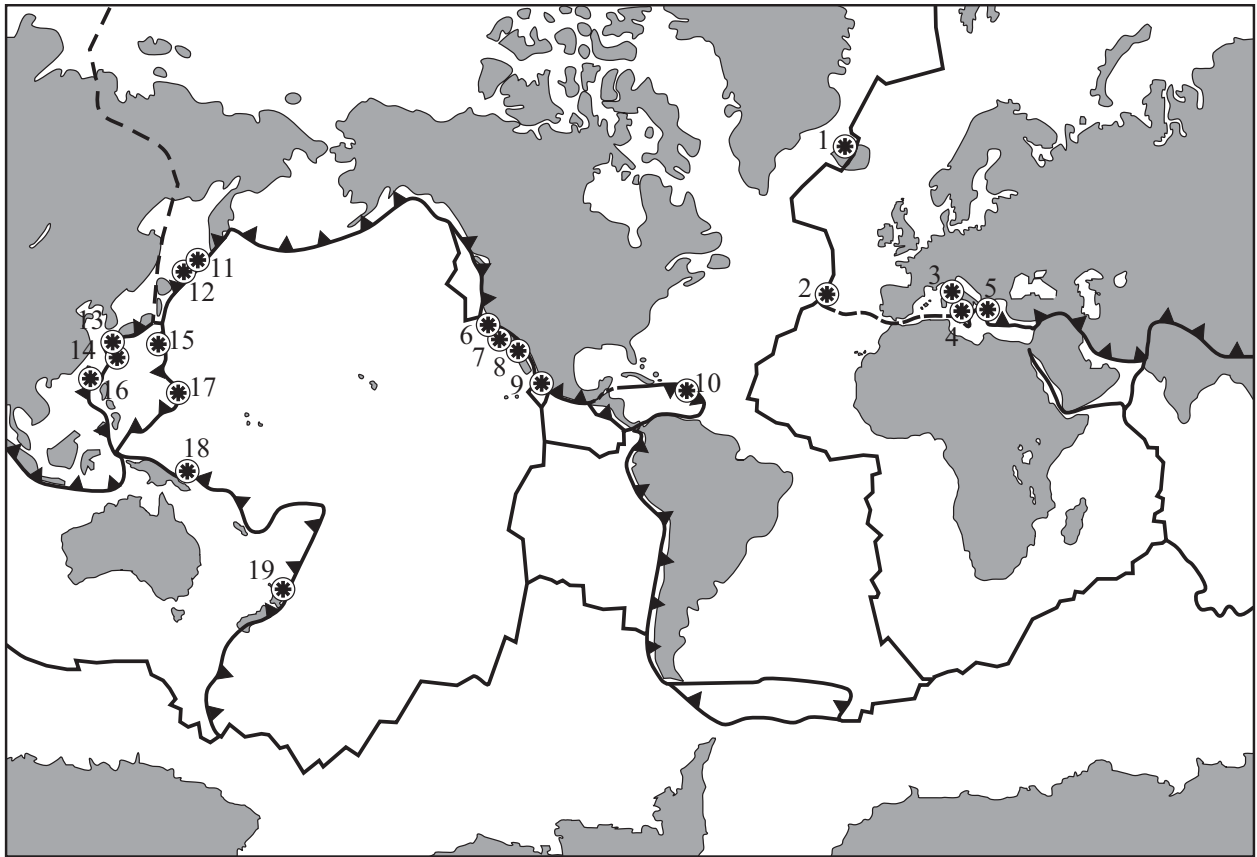


Figura 1. Distribución mundial de los sistemas hidrotermales submarinos someros (<200 m bnm). Modificado a partir de Tarasov *et al.* (2005). (1) Kolbeinsey, Islandia. (2) Islas Azores, Portugal. (3) Cabos Palinuro y Messino, mar Tirreno, Italia. (4) Isla Vulcano, islas Eolias, Italia. (5) Islas Santorini y Milos, mar Egeo, Grecia. (6) White Point, California, EUA. (7) Punta Banda, Baja California, (8) Bahía Concepción, Baja California Sur, y (9) Punta Mita, Nayarit, México. (10) Isla Dominica. (11) Rada de Kraternaya y (12) isla Kunashir, islas Kuriles, Rusia. (13) Bahía de Kagoshima, (14) islas Tokora e Iwo y (15) isla Nishino, Japón. (16) Isla Kueishantao, Taiwán. (17) Volcán Esmeralda Bank, Islas Marianas. (18) Puerto de Matupi e islas de Ambitle y Lihir, Papua Nueva Guinea. (19) Bahía Plenty, Nueva Zelanda.

en Bahía Concepción (Prol-Ledesma *et al.*, 2004) y Punta Banda (Vidal *et al.*, 1978) en la península de Baja California y en Punta Mita en Nayarit, México (Figuras 2 y 3) (Prol-Ledesma *et al.*, 2002a,b), y en White Point en California, EUA (Stein, 1984).

De forma similar, en lagos emplazados en cuencas formadas por rift intracontinental son comunes los manantiales hidrotermales subacuáticos. Tal es el caso de los lagos Baringo en Kenya (Renaut *et al.*, 2002) y Tanganyika en Tanzania (Barrat *et al.*, 2000), y el lago Baikal en Rusia (Crane *et al.*, 1991). Este tipo de manifestaciones hidrotermales también se ha descrito en lagos de cráter en Taupo, Nueva Zelanda (de Ronde *et al.*, 2002), y en Crater Lake en Oregon, EUA (Dymond *et al.*, 1989). Sin embargo, a pesar de que los sistemas hidrotermales submarinos someros pueden presentar características geoquímicas y mineralógicas intermedias entre los sistemas submarinos profundos y los sistemas hidrotermales sublacustres (*e. g.*, Schwarz-Schampera *et al.*, 2001; Canet *et al.*, 2003), las características de los fluidos de estos últimos los hacen más

similares a los sistemas continentales que a los submarinos (Prol-Ledesma *et al.*, 2005).

Se ha considerado que la profundidad máxima que define a los sistemas de manantiales hidrotermales submarinos someros como tales es de 200 m (Prol-Ledesma *et al.*, 2005). Este límite de profundidad, que asimismo corresponde con el límite de la zona nerítica, define diferencias fundamentales respecto a los parámetros ambientales y de estructura de las comunidades bióticas. Así, las comunidades que habitan los manantiales hidrotermales someros difieren de las profundas por la presencia de diatomeas y de tapices de bacterias y algas, así como de fitoplancton. Por otra parte, los sistemas de manantiales hidrotermales profundos muestran, en comparación con los someros, una mayor diversidad de especies, entre las que dominan las altamente especializadas y las formas simbióticas, una estructuración espacial más clara de las comunidades, con una pronunciada zonación horizontal y vertical, y una mayor biomasa (Tarasov *et al.*, 2005). Además, el desarrollo de grandes estructuras de sulfuros es exclusivo

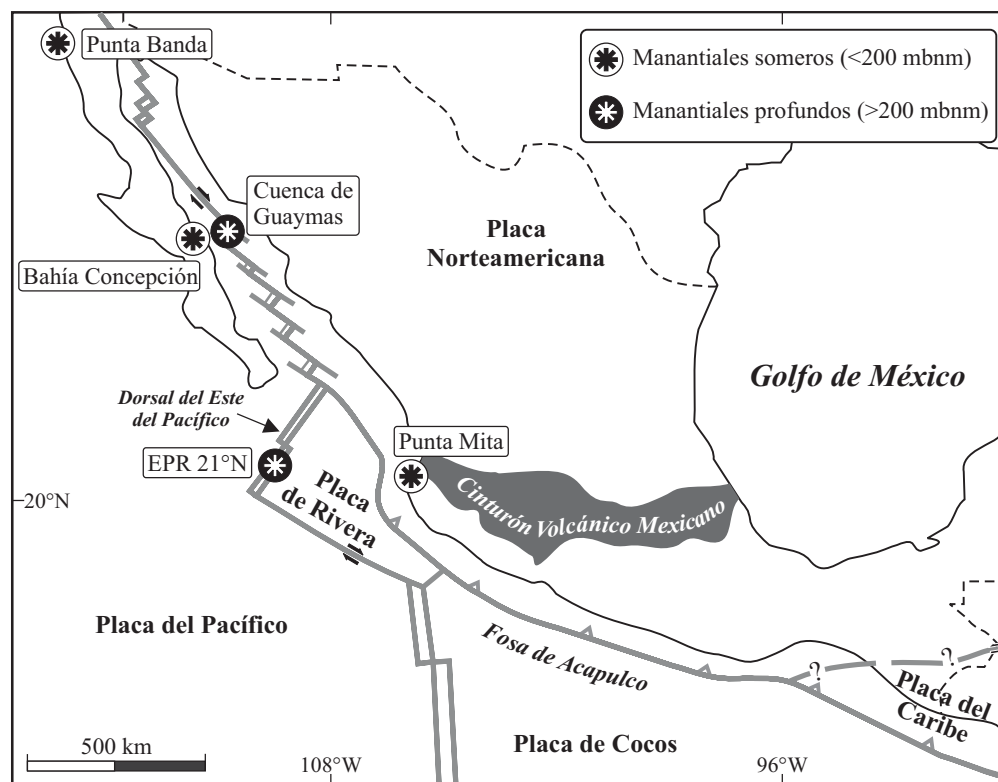


Figura 2. Distribución de los sistemas de manantiales hidrotermales submarinos someros y profundos en México.

de los sistemas hidrotermales de gran profundidad. La profundidad de 200 m, asimismo, coincide con un cambio brusco en la pendiente de la curva de ebullición respecto a la presión (que a dicha profundidad es de 20 bares) para el agua marina (Bischoff y Rosenbauer, 1984; Butterfield *et al.*, 1990).

### 3. Sistemas fósiles: ejemplos

Existen en la literatura abundantes trabajos referentes a depósitos minerales cuyo origen se atribuye a una actividad hidrotermal submarina de poca profundidad. La revisión que se presenta a continuación comprende los principales ejemplos de estos depósitos minerales fósiles.

En la isla de Milos, en Grecia, existen depósitos de manganeso cuya génesis se relaciona con manantiales hidrotermales someros y que, asimismo, presentan algunos rasgos típicos de las vetas epitermales (Hein *et al.*, 2000; Liakopoulos *et al.*, 2001; Naden *et al.*, 2005). Dichos depósitos consisten principalmente en vetas de óxidos de manganeso con barita, encajonadas en rocas volcánicas pliocenas a pleistocenas, en el área costera del cabo Vani. La mineralización de manganeso, además, se encuentra en forma de costras, como cemento en areniscas, y como reemplazamientos en niveles de caliza. Los minerales de manganeso de estos depósitos son pirolusita  $\text{MnO}_2$ , rams-

dellita  $\text{MnO}_2$ , criptomelana  $\text{K}(\text{Mn}^{4+}, \text{Mn}^{2+})_8\text{O}_{16}$ , hollandita  $(\text{Ba}, \text{K})\text{Mn}_8\text{O}_{16}$ , coronadita  $\text{PbMn}_8\text{O}_{16}$  e hidroheterolita  $\text{Zn}_2\text{Mn}_4\text{O}_8 \cdot (\text{H}_2\text{O})$  (Liakopoulos *et al.*, 2001). Estos depósitos, cuyo contenido en manganeso alcanza el 60% en peso de Mn, son, además, ricos en Pb (hasta 3.4% en peso), Ba (hasta 3.1% en peso de BaO), Zn (hasta 0.8% en peso), As (hasta 0.3% en peso), Sb (hasta 0.2% en peso) y Ag (hasta 10 ppm). La cercanía geográfica con el yacimiento epitermal de baja sulfuración de Profitis Ilias, rico en metales preciosos y básicos, y la similitud que presentan en el estilo y contexto de mineralización, sugieren que ambos depósitos podrían estar relacionados genéticamente (Hein *et al.*, 2000).

Otro ejemplo de depósito de manganeso cuyo origen se asocia a la emanación de soluciones hidrotermales en un ambiente marino somero es Wafangzi, en China. Dicho depósito representa el mayor yacimiento conocido de manganeso del país, y se presume que la actividad microbiana incidió en la precipitación de los minerales que lo constituyen (Fan *et al.*, 1999).

Jach y Dudek (2005) describen un depósito estratoligado de óxidos de manganeso, encajonado en tramos de calizas encriníticas correspondientes a depósitos de tempestitas del Jurásico Inferior, en los Montes Tatra de Polonia. Los rasgos mineralógicos y geoquímicos, la presencia de estructuras microbianas específicas junto con la fauna fósil asociada, y el paleoambiente sedimentario,



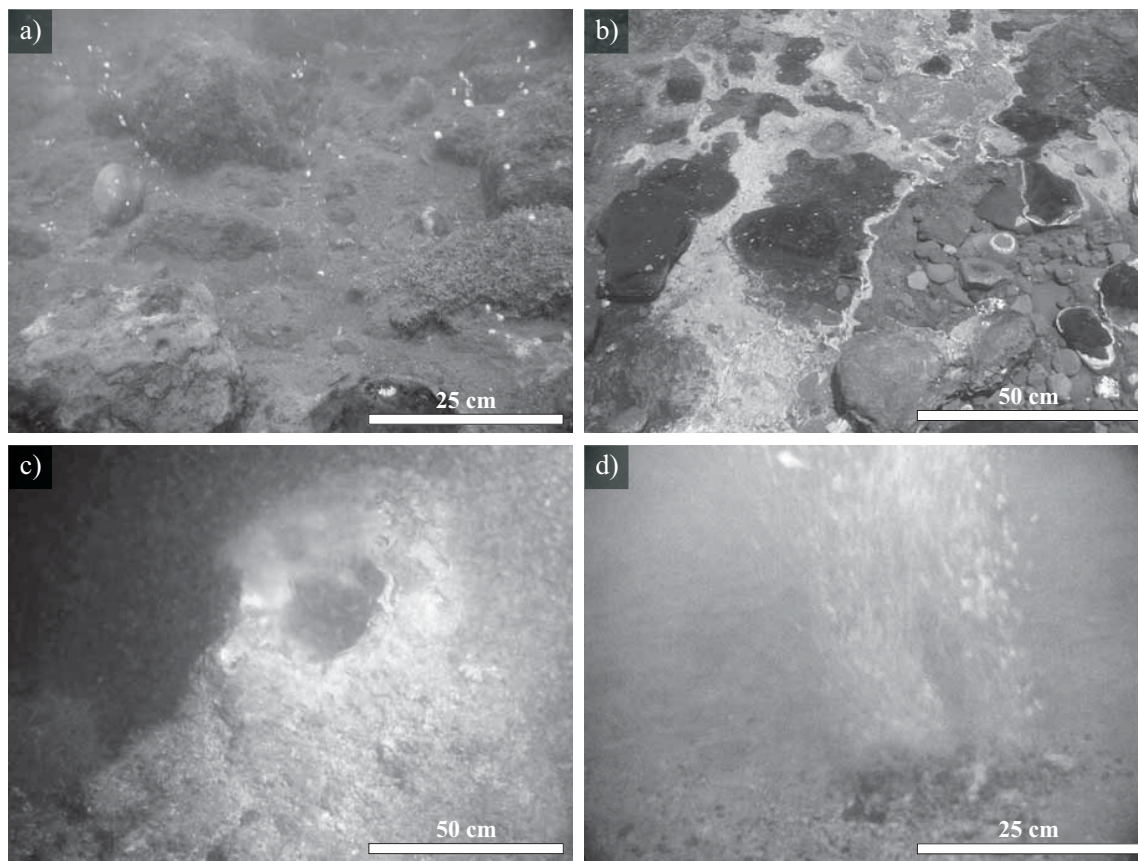


Figura 3. Manifestaciones hidrotermales submarinas de poca profundidad en México. (a) Emisión gasohidrotermal difusa submarina (5 mbnm), y (b) depósito de sínter silicocalcáreo en manantiales intermareales, Bahía Concepción, Baja California Sur, México. (c) Chimenea de calcita, y (d) foco de emisión de gas, sistema hidrotermal de Punta Mita (~10 mbnm), Nayarit, México.

indican que este depósito se originó debido a la descarga de fluidos hidrotermales en un ambiente nerítico, a través de sistemas de fallas sinsedimentarias. Los minerales esenciales del depósito son braunita  $\text{Mn}_7\text{SiO}_{12}$ , cariopilita  $(\text{Mn}, \text{Mg}, \text{Zn}, \text{Fe}^{2+})_3(\text{Si}, \text{As})_2\text{O}_5(\text{OH}, \text{Cl})_4$ , calcita manganífera y rodocrosita  $\text{MnCO}_3$ . El depósito presenta contenidos elevados en manganeso (hasta 62.8% en peso de  $\text{MnO}$ ) y en bario (hasta 4500 ppm), y bajas concentraciones en metales de transición ( $\text{Co} + \text{Ni} + \text{Cu} < 0.01\%$  en peso).

En relación a la provincia volcánica de edad neógena a cuaternaria del SE de España se han descrito mineralizaciones estratoligadas con Ba-Sb-Ag-Fe-Hg en Las Herrerías y Valle del Azogue, en las que se han reconocido estructuras equiparables a chimeneas mineralizantes fósiles (Martínez-Frías, 1998). Estas mineralizaciones tienen potencias de hasta 10 m y están constituidas por cuerpos de barita y jaspe con óxidos e hidróxidos de Fe y Mn, pirita, esfalerita, galena, cinabrio y plata nativa diseminados. Las características morfológicas, mineralógicas y geoquímicas de estos depósitos sugieren que su origen estuvo relacionado con una actividad exhalativa submarina a profundidades cercanas a 200 mbnm (Martínez-Frías, 1998). Asimismo, dichos depósitos presentan una estrecha relación temporal

y espacial con las mineralizaciones epitermales de Au, Ag, Fe-Mn, Hg-Sb y metales base de Sierra Almagrera.

En México, en el área de Bahía Concepción (Baja California Sur), hay numerosos depósitos emplazados en vetas, brechas y stockworks de óxidos de Mn (pirolusita, coronadita y romanechita  $(\text{Ba}, \text{H}_2\text{O}, \text{O})_2\text{Mn}_5\text{O}_{10}$  con dolomita, cuarzo y barita, encajonados mayoritariamente en rocas andesíticas terciarias y, localmente, en rocas carbonatadas y detríticas del Plioceno (Rodríguez-Díaz, 2004). La disposición de las estructuras mineralizadas está controlada por sistemas de fallas normales miocenas de dirección NW-SE (Camprubí *et al.*, 2006). Del mismo modo, existen en el área numerosas manifestaciones hidrotermales submarinas de poca profundidad (hasta 15 mbnm), con temperaturas de hasta 87 °C, encajonadas en las mismas rocas y asociadas a los mismos sistemas de fallas normales (Prol-Ledesma *et al.*, 2004). Como consecuencia de la actividad hidrotermal actual, tiene lugar la precipitación de fases pobremente cristalizadas de óxidos de Mn químicamente equivalentes a todorokita  $(\text{Mn}, \text{Ca}, \text{Mg})\text{Mn}_3\text{O}_7 \cdot \text{H}_2\text{O}$  y romanechita, junto con barita, calcita y ópalo (Canet *et al.*, 2005b). Teniendo en cuenta su similar mineralogía y el control estructural que ejercen sobre ambas mineralizaciones los sistemas

de fallas NW-SE, se concluye que la metalogénesis de los depósitos de manganeso, originados entre el Mioceno Superior y el Plioceno, es análoga a los sistemas activos de manantiales hidrotermales someros (Camprubí *et al.*, 2006). Asimismo, se han descrito en la misma zona depósitos de chert del Plioceno Tardío cuyo origen es atribuible a una actividad hidrotermal exhalativa con emisión de fluidos ricos en sílice en un ambiente de marismas de manglar (Ledesma-Vázquez *et al.*, 1997).

#### 4. Sistemas hidrotermales someros: origen y circulación de los fluidos

Los fluidos hidrotermales de los manantiales submarinos someros muestran composiciones químicas e isotópicas intermedias entre los propios de los manantiales de gran profundidad y los de los sistemas geotérmicos continentales, tanto subaéreos como lacustres (Dymond *et al.*, 1989; Barrat *et al.*, 2000; Schwarz-Schampera *et al.*, 2001, de Ronde *et al.*, 2002; Prol-Ledesma *et al.*, 2002b, 2004, 2005; Renaut *et al.*, 2002). Las características geoquímicas de dichos fluidos son, en definitiva, resultado del contexto geológico y tectónico que aloja el sistema hidrotermal (Prol-Ledesma *et al.*, 2005).

El agua que se obtiene al muestrear un manantial hidrotermal submarino somero experimenta, en mayor o menor grado, una mezcla con agua de mar. Por ello, se puede asumir un modelo simple de mezcla para calcular la composición química del miembro final termal, es decir, del agua termal previa a la inevitable adición de agua marina que sucede durante el muestreo (Tabla 1) (Prol-Ledesma *et al.*, 2002a,b). La principal hipótesis en ese modelo es que la concentración de Mg en el miembro final termal es nula, lo cual se justifica con base en los experimentos realizados por Bischoff y Seyfried (1978) sobre las variaciones en la composición química del agua de mar al ser calentada. En dichos experimentos se ha observado que el principal efecto del calentamiento es una pérdida total del Mg en solución, debida a la precipitación de diversos minerales

que lo inmovilizan. Dependiendo del método de muestreo, se pueden obtener muestras de agua con un contenido en el miembro final termal de hasta más del 90% (Villanueva-Estrada *et al.*, 2006).

Generalmente, la salinidad y la densidad del agua de los manantiales hidrotermales someros son menores que en el agua de mar (Tabla 1). Ello, junto con la composición isotópica de los fluidos hidrotermales, implica la presencia de una importante componente meteórica en los mismos (Prol-Ledesma *et al.*, 2003, 2004, 2005; Villanueva-Estrada *et al.*, 2005). Los modelos numéricos y conceptuales que se han elaborado a partir de sistemas hidrotermales someros corroboran que el agua descargada por los manantiales es, en buena medida, agua meteórica que ha interactuado en mayor o menor grado con distintos tipos de rocas (Figura 4) (Vidal *et al.*, 1981; Prol-Ledesma *et al.*, 2002, 2004; Villanueva-Estrada *et al.*, 2005). 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 tierras raras y otros elementos traza (Prol-Ledesma, 2003). Así, tanto en los manantiales someros como en los profundos, el agua termal suele estar enriquecida en Si, Ba, Mn, B y Fe respecto al agua de mar y, comúnmente, presenta un enriquecimiento en Eu y no muestra ninguna anomalía negativa de Ce, en concordancia con su carácter reductor (Michard, 1989). Este patrón de concentración de tierras raras puede ser heredado por los depósitos de precipitados hidrotermales (Canet *et al.*, 2005b), y difiere de las composiciones características de los fluidos hidrotermales en ambientes orogénicos y continentales (Michard y Albarède, 1986).

Los fluidos de los manantiales hidrotermales localizados en fondos oceánicos cubiertos por grandes espesores de sedimentos, como es el caso de la Cuenca de Guaymas en el Golfo de California, presentan además un significativo enriquecimiento en Ca y en I respecto al agua de mar (Von Damm *et al.*, 1985). Este enriquecimiento se ha observado también en algunos sistemas de manantiales hidrotermales de poca profundidad (Prol-Ledesma, 2003).

Tabla 1. Análisis químico del agua de diversos sistemas de manantiales hidrotermales submarinos someros.

Localidad	Ca	Mg	K	Na	I	Hg	Hg	Cs	Ba	As	Br	Cl	SO <sub>4</sub>	HCO <sub>3</sub>	Si
	mmol/kg					μmol/kg						mmol/kg			
Rivari, Milos (Grecia)	452	1334	431	11600	ND	ND	229	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
Kueishantao (Taiwán)	9.43	48.7	9.16	433	ND	ND	1.31	ND	ND	ND	ND	509	26.8	ND	0.269
Bahía Concepción* (México)	44.5	0.0*	13.0	243.9	5.48	ND	165.07	12.21	8.14	26.91	1550	380.3	4.1	10.3	7.8
Punta Mita* (México)	51.27	0.0*	3.17	110.36	17.35	ND	1.87	6.55	5.84	<1ppm	0.38	283.91	2.81	0.0	2.23
Punta Banda (México)	37.92	3.29	10.0	226.2	ND	ND	15.47	ND	6.84	ND	ND	304.62	3.65	5.69	2.6

ND, no determinado. Los datos de Punta Banda proceden de Vidal *et al.* (1978), los de Rivari, de Cronan y Varnavas (1993) y los de Kueishantao, de Chen *et al.* (2005). \*Miembro final termal; para el modelo de mezcla se asume que la concentración de Mg es cero.



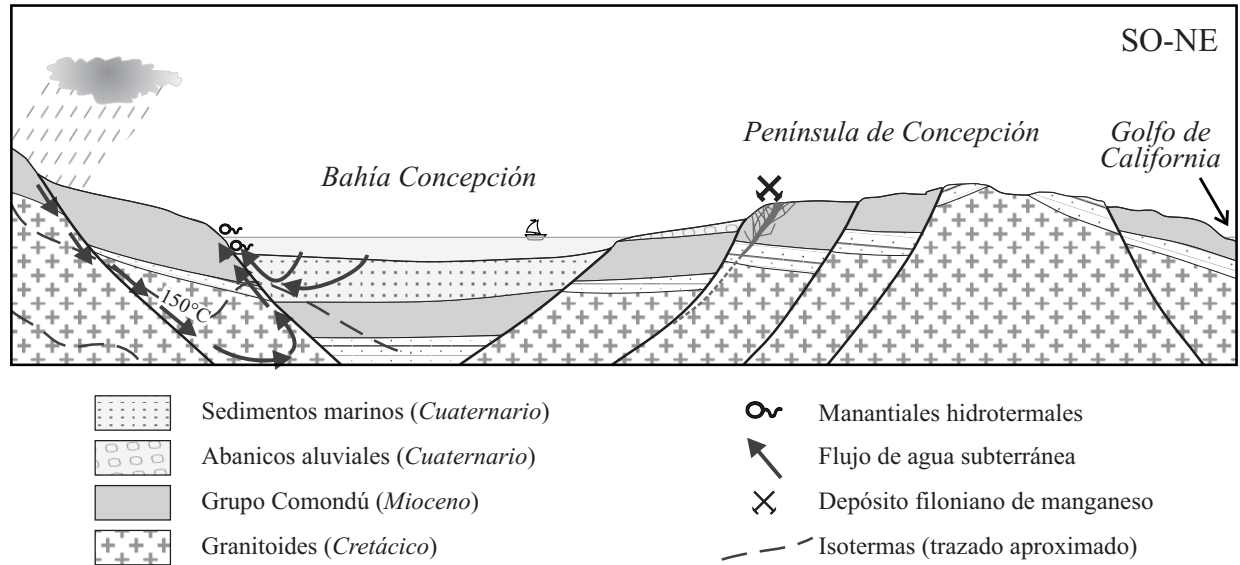


Figura 4. Corte geológico del área de Bahía Concepción en el que se muestra el modelo hidrológico conceptual del sistema hidrotermal submarino de poca profundidad. La longitud del corte corresponde aproximadamente a 30 km. Modificado de Prol-Ledesma *et al.* (2004).

Uno de los rasgos más tangibles de los sistemas hidrotermales de poca profundidad es la presencia de una fase gaseosa exsuelta, evidenciada por un continuo burbujeo, hecho que determina que en algunos trabajos (*e. g.*, Tarasov *et al.*, 1990) se haga referencia a este tipo de manifestaciones como sistemas gasohidrotermales (Figura 3, Tabla 2).

La composición de los gases descargados en las áreas con manantiales hidrotermales submarinos someros presenta una gran variabilidad aunque, generalmente, es similar a la de los gases disueltos en los fluidos emanados a grandes profundidades. Así, el gas predominante es el  $\text{CO}_2$ , acompañado usualmente por cantidades menores de  $\text{H}_2\text{S}$  y  $\text{CH}_4$  (Dando *et al.*, 2000; Botz *et al.*, 2002; Amend *et al.*, 2003). En cambio, en sistemas hidrotermales someros cuyos fluidos interaccionan con secuencias sedimentarias, como en Punta Mita, Nayarit (México), los principales componentes de la fase gaseosa pueden ser  $\text{N}_2$  y  $\text{CH}_4$  (Prol-Ledesma *et al.*, 2005), mientras que en sistemas directamente vinculados a la actividad fumarólica de volcanes el gas predominante puede ser  $\text{H}_2\text{S}$  (de Ronde *et al.*, 2001).

##### 5. Mineralogía y geoquímica de los depósitos hidrotermales asociados a manantiales submarinos someros

Los sistemas hidrotermales submarinos someros pueden potencialmente generar depósitos metalíferos con óxidos, sulfuros y metales preciosos (Figuras 5 y 6) (Martínez-Frías, 1998; Hein *et al.*, 1999; Stoffers *et al.*, 1999; Prol-Ledesma *et al.*, 2002a,b). 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.

Las asociaciones minerales formadas por la descarga de fluidos hidrotermales en fondos marinos de poca profundidad son afines a las típicas de los sistemas hidrotermales profundos de media y baja temperatura (Canet *et al.*, 2005b), al ser abundantes en barita, óxidos de manganeso y oxihidróxidos de hierro. Dichas asociaciones son, asimismo, afines a las de algunos depósitos epitermales de baja sulfuración. Así, muchos depósitos formados en manantiales someros presentan un enriquecimiento en S, Hg, As, y Sb, cuya asociación se ha descrito en muchos depósitos epitermales (*e. g.*, Bornhorst *et al.*, 1995), si bien es asimismo característica de los depósitos formados a partir de fluidos hidrotermales de baja temperatura, desvinculados de vulcanismo, ricos en materia orgánica (Tritlla y Cardellach, 1997). Además, en relación a las manifestaciones más someras del sistema hidrotermal de Bahía Concepción (Baja California Sur, México) se ha descrito la formación de depósitos de sínter así como de vetas bandeadas rellenas por calcedonia, calcita y barita (Canet *et al.*, 2005a,b), muy similares textural y mineralógicamente a los comúnmente asociados a los depósitos epitermales de baja sulfuración (*e. g.*, Hedenquist *et al.*, 1996; Camprubí y Albinson, 2006). Por todo ello, muchos de estos sistemas podrían ser considerados como una transición entre los sistemas hidrotermales submarinos de gran profundidad y los depósitos epitermales (Schwarz-Schampera *et al.*, 2001).

Las fases pobremente cristalizadas o amorfas suelen ser predominantes en los depósitos hidrotermales submarinos someros. De este modo, se ha descrito la formación de oxi-

Tabla 2. Análisis químicos de muestras de gas tomadas de manantiales hidrotermales submarinos.

Localidad	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> S	CH <sub>4</sub>	N <sub>2</sub>	Ar	O <sub>2</sub>	He	H <sub>2</sub>
Bahía Concepción (México)	428.8	ND	21.3	541.2	6.84	1.21	0.439	0.045
Punta Mita (México)	1.9	<0.001	115	880	4.3	<0.001	0.43	0.08
Punta Banda (México)	2.0	ND	51.4	44.3	1.0	0.29	0.017	0.003
Louise Harbor (Papúa Nueva G.)	962	8.0	4.6	19.9	ND	4.7	.021	1.1
Tutum Bay (Papúa Nueva G.)	949.4	<0.3	14.8	36.8	ND	5.8	.015	<.01
Kueishantao (Taiwán)	978	20.4	ND	0.871	0.009	0.195	0.28	0.114

Las concentraciones se expresan en mmol/mol. ND, no detectado. Los datos de Bahía Concepción proceden de Forrest *et al.* (2005), los de Punta Banda, de Vidal *et al.* (1978), los de Louise Harbor y Tutum Bay, de Pichler *et al.* (1999a y b) y los de Kueishantao, de Chen *et al.* (2005).

hidróxidos de Fe de nula o baja cristalinidad (protoferrihidrita y ferrihidrita) en Bahía Concepción en Baja California Sur, México (Canet *et al.*, 2005b), y en Ambitle en Papúa Nueva Guinea (Pichler y Veizer, 1999). Los oxihidróxidos de Fe son comunes en otros ambientes hidrotermales, como en manantiales submarinos profundos, en forma de reemplazamientos superficiales de los depósitos de sulfuros (*e. g.*, Haymon y Kastner, 1981; Marchig *et al.*, 1999; Hannington *et al.*, 2001; Lüders *et al.*, 2001), acompañados de óxidos de Mn en sedimentos metalíferos (*e. g.*, Daesslé *et al.*, 2000), y en sistemas hidrotermales profundos de baja temperatura (Bogdanov *et al.*, 1997). La precipitación de los oxihidróxidos de Fe depende, en cualquier caso, del pH y el Eh, de la temperatura, de la concentración de Fe y de la actividad microbiana (Puteanus *et al.*, 1991; Savelli *et al.*, 1999; Mills *et al.*, 2001), mientras que su baja cristalinidad se debe a una cinética de precipitación rápida (Chao y Theobald, 1976).

En relación a sistemas hidrotermales submarinos someros también se han descrito óxidos de Mn (Canet *et al.*, 2005b), los cuales, además, forman depósitos en sistemas hidrotermales profundos (Glasby *et al.*, 1997). En estos últimos, los óxidos de Mn suelen estar asociados a oxihidróxidos de Fe, y se forman principalmente a partir de fluidos hidrotermales de baja temperatura, de hasta 25°C (Burgath y von Stackelberg, 1995), y en sedimentos metalíferos (Daesslé *et al.*, 2000). Por otra parte, los óxidos de Mn forman depósitos submarinos de origen hydrogenético en forma de costras y nódulos (Nicholson, 1992). En los sistemas hidrotermales someros se han descrito fases pobremente cristalizadas químicamente equivalentes a todorokita y romanechita (Canet *et al.*, 2005b), mientras que en los depósitos hidrotermales profundos se encuentran, además, especies cristalinas como la birnessita Na<sub>4</sub>Mn<sub>14</sub>O<sub>27</sub>·9H<sub>2</sub>O o la misma todorokita (Marchig *et al.*, 1999).

En algunos sistemas hidrotermales someros se han descrito depósitos laminados de tipo sínter, tanto silícicos y silicocalcáreos (Canet *et al.*, 2005a), como calcáreos (Canet *et al.*, 2003). La naturaleza de estos depósitos depende principalmente de la composición, del pH y de la temperatura de

los fluidos y, por lo común, su formación está influenciada en mayor o menor grado por la actividad biológica. El ópalo es el principal componente de los depósitos silícicos que se forman en zonas de exhalación de fluidos hidrotermales. Éste ha sido descrito en varios sistemas hidrotermales submarinos profundos con fluidos ricos en sílice, por ejemplo, en el arco de las islas Eolias en el Mar Tirreno (Savelli *et al.*, 1999) y en el punto triple de Rodrigues en el Océano Índico (Halbach *et al.*, 2002). Sin embargo, los depósitos silícicos son mucho más abundantes en los manantiales hidrotermales sublacustres (*e. g.*, Eugster, 1969; Renaut *et al.*, 2002) y, especialmente, en los sistemas hidrotermales subaéreos, donde forman los sínTERS arquetípicos, como en la zona volcánica de Taupo en Nueva Zelanda (Mountain *et al.*, 2003; Rodgers *et al.*, 2004) y en Krisuvik en Islandia (Konhauser *et al.*, 2001). Dichos depósitos se forman a partir de la descarga de aguas termales cloruradas de pH neutro, alcalino o, más raramente, ácido (*e. g.*, Fournier y Rowe, 1966; Rodgers *et al.*, 2004), con temperaturas de reservorio profundo superiores a 175 °C (Fournier y Rowe, 1966). Los depósitos silicocalcáreos, en cambio, son mucho más escasos, y se han reconocido únicamente en los campos geotérmicos subaéreos de Waikite (Jones *et al.*, 2000) y Ngatamariki (Campbell *et al.*, 2002) en Nueva Zelanda, y en los manantiales hidrotermales intermareales de Bahía Concepción en Baja California Sur (Canet *et al.*, 2005a). En esta última localidad, la sobresaturación del fluido en sílice se alcanza por enfriamiento y ocasiona la precipitación de ópalo-A, mientras que la degasificación del agua en CO<sub>2</sub> induce a la sobresaturación en carbonato de calcio (Canet *et al.*, 2005a).

Los sínTERS calcáreos, conocidos también como tobas calizas o travertinos hidrotermales, se han descrito principalmente en manantiales termales subaéreos y sublacustres, como Pyramid Lake en Nevada (Arp *et al.*, 1999), y Yellowstone en Wyoming, EUA (Fouke *et al.*, 2000). En estos ambientes, la calcita precipita a partir de aguas alcalinas a neutras sobresaturadas en carbonato de calcio (Jones *et al.*, 2000). Un ejemplo análogo de depósitos submarinos son las formaciones de calcita finamente laminadas de

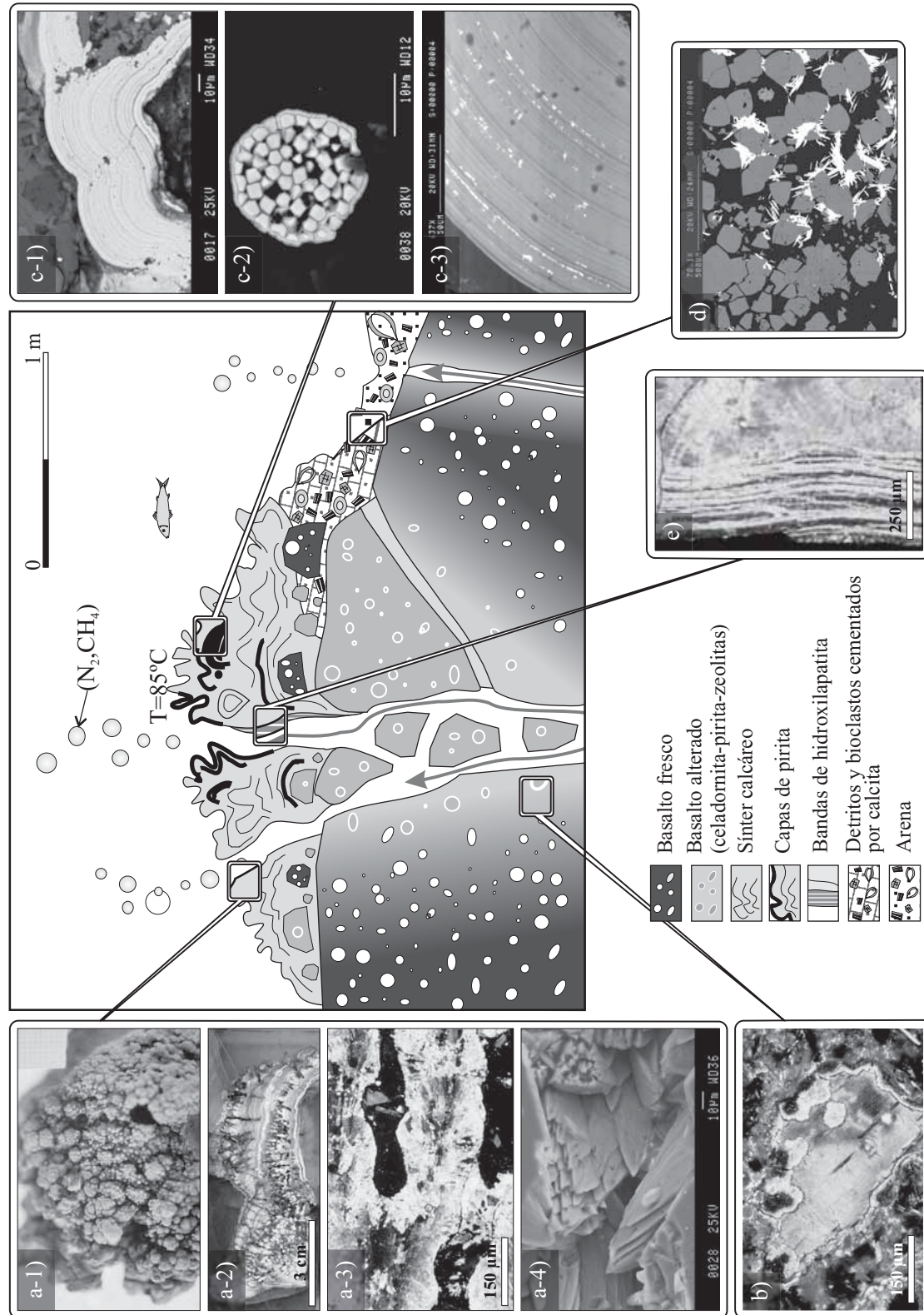


Figura 5. Estructura del sistema de manantiales hidrotermales submarinos de poca profundidad de Punta Mita (Nayarit, México) y de las mineralizaciones asociadas. Las imágenes muestran detalles de dichas mineralizaciones. (a) Sinter calcáreo: a-1) muestra de mano de agregados arborescentes de calcita; a-2) textura laminada de calcita y pirita en sección; a-3) agregados con porosidad de cristales de calcita, luz transmitida con analizador; a-4) morfología de los cristales de calcita, imagen SEM con electrones secundarios. (b) Basalto alterado con heulandita como relleno de las vacuolas, luz transmitida con analizador. (c) Capas de piritita: c-1) laminaciones, imagen SEM-BSE; c-2) framboides, imagen SEM-BSE; c-3) granos de cinabrio (blanco) asociados a pirita laminada (gris), imagen SEM-BSE. (d) Cristales tabulares de barita (blanco) asociados a calcita de grano fino (gris), imagen SEM-BSE. (e) Agregados laminados de hidroxiapatita con calcita, luz transmitida con analizador.



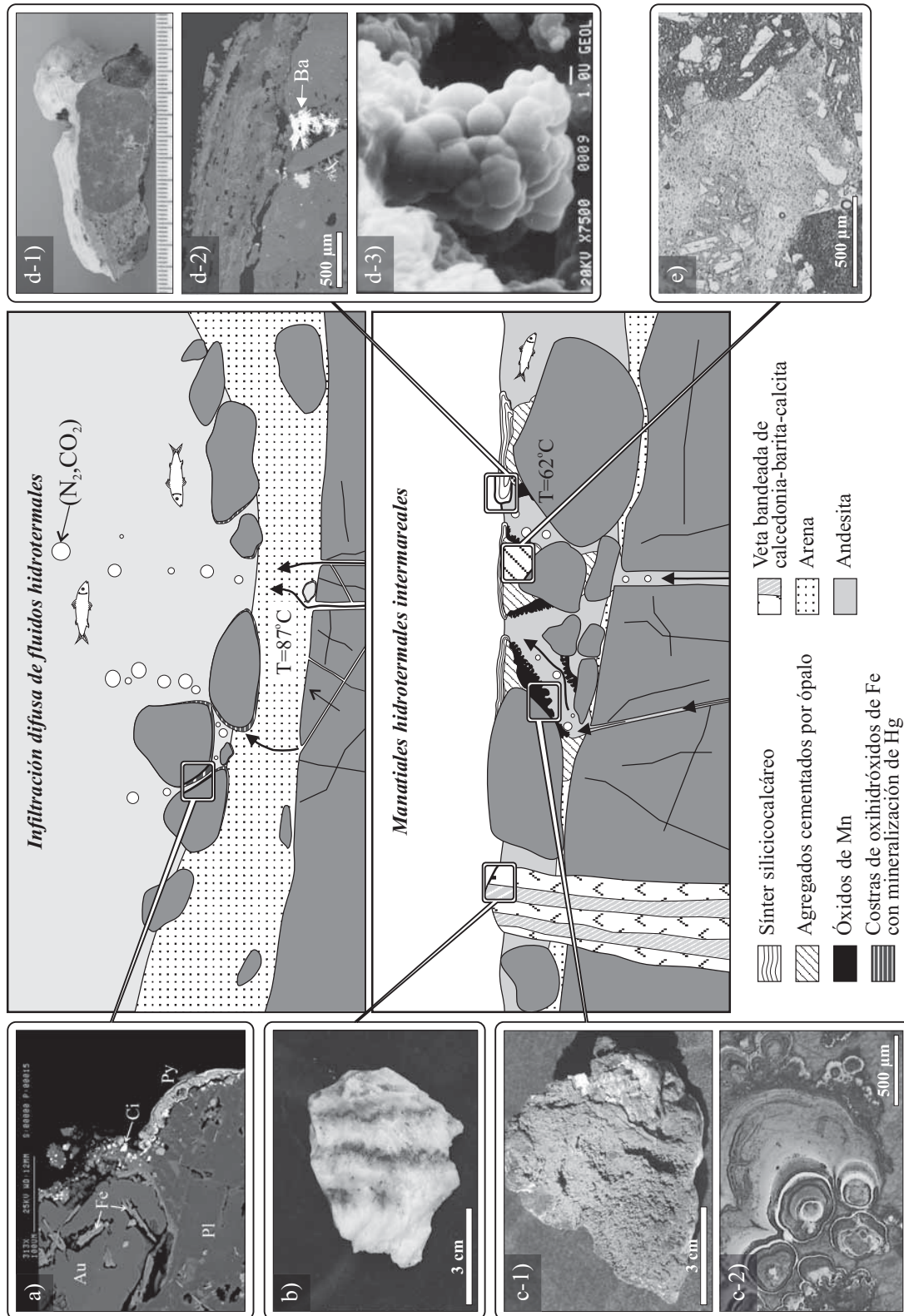


Figura 6. Estructura del sistema de manantiales hidrotermales submarinos de poca profundidad de Bahía Concepción (Baja California Sur, México) y de las mineralizaciones asociadas. Las imágenes muestran detalles de dichas mineralizaciones. (a) Asociación de pirita (Py) laminada con cinabrio (Ci) recubriendo un fragmento de roca volcánica con augita (Au), plagioclasa (Pl) y alteraciones a óxidos de hierro (Fe), imagen SEM-BSE. (b) Muestra de mano de veta bandeada de calcedonia-calcita-barita. (c) Óxidos de manganeso: c-1) muestra de mano con texturas "musgosas"; c-2) agregados botrioidales de una fase amorfa químicamente equivalente a todorokita, luz reflejada sin analizador. (d) Sinter silicocalcáreo: d-1) sección en muestra de mano, se aprecian las laminaciones y el fragmento de roca volcánica que ejerce de sustrato; d-2) detalle del contacto entre el sinter (parte superior, laminada) y la roca volcánica, con desarrollo de cristales de barita (blanco), imagen SEM-BSE; d-3) ópalo-A en un arreglo en microesferas, imagen SEM con electrones secundarios. (e) Fragmentos de roca volcánica cementados por ópalo-A, luz transmitida sin analizador.

Punta Mita (Nayarit, México), emplazadas a unos 10 m de profundidad (Canet *et al.*, 2003).

Los sulfuros se encuentran en cantidades accesorias en los depósitos hidrotermales submarinos de poca profundidad, a diferencia de los sistemas de gran profundidad, donde suelen ser minerales esenciales en las estructuras mineralizadas como chimeneas y montículos. Los sulfuros descritos en estos depósitos son pirita, marcasita, cinabrio, carlinita, rejalgar y oropimente (Stoffers *et al.*, 1999; Canet *et al.*, 2005a,b). La presencia de cinabrio se ha confirmado en diversos sistemas hidrotermales submarinos someros (Halbach *et al.*, 1993; Stoffers *et al.*, 1999; Prol-Ledesma *et al.*, 2002a; Canet *et al.*, 2005b).

Además, los depósitos hidrotermales submarinos de poca profundidad pueden contener sulfatos (anhidrita, yeso y barita), fosfatos (hidroxilapatita), y azufre y mercurio nativos (Stoffers *et al.*, 1999; Canet *et al.*, 2005a,b). En ellos 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<sub>4</sub> (Canet *et al.*, 2005a).

## 6. Comunidades bióticas y procesos de biomineralización

En general, los depósitos formados en manantiales hidrotermales, tanto subaéreos como submarinos, se originan a partir de soluciones a temperaturas por debajo del límite superior para el desarrollo de la vida (Jones y Renaut, 1996; Konhauser *et al.*, 2001). En muchos casos, se ha podido confirmar la estrecha asociación entre estos depósitos hidrotermales y la actividad microbiana (Konhauser *et al.*, 2001). Cabe mencionar que formas de vida termófilas, similares a las que prosperan en estos ambientes, han sido propuestas como el ancestro común de la vida en la Tierra (Stetter *et al.*, 1990). Por ello, el estudio de los procesos de biomineralización y de sus productos en los ambientes hidrotermales puede proporcionar información sobre la vida primitiva en la Tierra (Walter y Des Marais, 1993) y, en general, sobre la vida en condiciones extremas. En este sentido, el estudio de los sistemas de chimeneas mineralizantes oceánicas y, más recientemente, de las infiltraciones frías de hidrocarburos (*cold seeps*), ha tenido una gran repercusión, al hallarse en dichos ambientes complejos ecosistemas basados en la quimiosíntesis y que no dependen directamente del aporte energético del Sol.

Los procesos biogeoquímicos en zonas de hidrotermalismo submarino somero difieren considerablemente de los que tienen lugar en los manantiales profundos, ya que los manantiales someros reúnen condiciones aptas tanto para el metabolismo fotosintético como para el quimiosintético (Tarasov *et al.*, 1993; Tarasov, 2002). Por ello, los manantiales someros ofrecen la oportunidad de estudiar la competencia y las relaciones entre organismos quimiosintéticos y fotosintéticos. Las comunidades de procariotas son tan diversas en los manantiales hidrotermales someros como

en los profundos (Prol-Ledesma *et al.*, 2005), a pesar de que en los someros contienen pocas especies endémicas (Tarasov *et al.*, 2005). Estas comunidades bióticas están específicamente adaptadas para desarrollarse en hábitats modificados químicamente, con elevadas concentraciones de sulfuro y metales pesados, y a temperaturas elevadas (Tarasov, 1991). Las comunidades de los sistemas someros incluyen especies fotosintéticas (Dando *et al.*, 1999) y, en algunos casos, son también focos de biodiversidad de organismos eucariotas (Morri *et al.*, 1999). Sin embargo, aún no se conoce el efecto del hidrotermalismo somero en las comunidades planctónicas y bentónicas, y las comunidades bióticas no están todavía tan bien caracterizadas como en los sistemas profundos.

Algunas de las características texturales, mineralógicas y geoquímicas de las asociaciones minerales de los manantiales hidrotermales submarinos someros sugieren que muchos procesos de mineralización están en mayor o menor grado influenciados por actividad microbiana (Canet *et al.*, 2003, 2005a,b; Alfonso *et al.*, 2005). 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, en Baja California Sur (México), son similares a los que se han descrito en ambientes lacustres (Walter *et al.*, 1976; Renaut *et al.*, 2002).

En los depósitos calcáreos de Punta Mita, en Nayarit (México), relacionados con emanaciones hidrotermales ricas en metano, la precipitación mineral se produce como consecuencia de la oxidación microbiana de dicho gas (Canet *et al.*, 2003). Estos depósitos también contienen pirita, cuya precipitación se atribuye a una reacción de reducción del sulfato marino que ocurre acoplada a la oxidación del metano (Alfonso *et al.*, 2005).

## 7. Sistemas de manantiales submarinos someros en México

En las costas occidentales de México se conocen los sistemas hidrotermales someros de Punta Banda (Vidal *et al.*, 1978) y Bahía Concepción (Prol-Ledesma *et al.*, 2004) en la península de Baja California, y de Punta Mita en Nayarit (Prol-Ledesma *et al.*, 2002a,b) (Figura 2). A diferencia de los sistemas hidrotermales someros descritos en el margen occidental del Pacífico, ubicados mayoritariamente en islas de arcos volcánicos, los ejemplos mexicanos no presentan vínculos claros con vulcanismo. Los tres sistemas descritos se encuentran en contextos de margen continental afecta-



do por extensión tectónica y con gradientes geotérmicos anómalamente elevados.

### 7.1. Punta Mita

El área de Punta Mita, situada al norte de la Bahía de Banderas, en Nayarit, alberga un sistema hidrotermal submarino somero a unos 500 m de la costa. Esta zona se encuentra cerca del límite NW del Bloque de Jalisco y del extremo occidental de la Faja Volcánica Transmexicana. El área está afectada por una extensión tectónica que resulta de la dirección de desplazamiento de la placa de Rivera (Allan *et al.*, 1991; Ferrari *et al.*, 1994; Kostoglodov y Bandy, 1995), y en la que se registra un flujo de calor anómalamente elevado (Prol-Ledesma y Juárez, 1986).

La actividad hidrotermal consiste en la emanación de fluidos (gas y agua) a 85°C, a través de una fisura de dirección NE-SW en rocas basálticas y parcialmente cubierta por sedimentos sin consolidar. Dicha actividad afecta un área de más de 1 km<sup>2</sup>, a una profundidad de unos 10 mbnm (Prol-Ledesma *et al.*, 2002a, b; Canet *et al.*, 2003).

El gas termal está esencialmente compuesto por N<sub>2</sub> (88%) y CH<sub>4</sub> (12%), y contiene trazas de H<sub>2</sub>S, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>, Ar y He (Tabla 2) (Prol-Ledesma *et al.*, 2002a). La composición isotópica de carbono en el metano, con un valor  $\delta^{13}\text{C}$  de -42.8‰ (VPDB) (Prol-Ledesma *et al.*, 2002a), indica que este gas no es de origen biogénico sino posiblemente termogénico (Rooney *et al.*, 1995).

El agua de los manantiales hidrotermales es menos salina que el agua de mar (la salinidad del miembro final termal es de 1.51‰ en peso), y está significativamente enriquecida en Si, Ca, Li, B, Ba, Rb, Fe, Mn y As respecto al agua de mar, si bien presenta bajos contenidos en Na, K, Cl, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup>, SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> y Br (Tabla 3). Estos últimos elementos

son aportados al fluido por la mezcla con agua de mar (la concentración de SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> en el miembro final termal es de 2.81 mmol/kg; Prol-Ledesma *et al.*, 2002a).

El agua termal presenta valores de  $\delta\text{D}$  entre -11.2 y -16.2‰ (VSMOW) y de  $\delta^{18}\text{O}$  entre -1.9 y -3.5‰ (VSMOW) (Prol-Ledesma *et al.*, 2002b). Estos valores se explican a partir de la mezcla de agua de mar con agua meteórica de circulación profunda, cuya zona de recarga se localizaría en los montes adyacentes de la península de Punta Mita. La circulación del agua tiene lugar a través de sistemas de fallas relacionadas con la tectónica extensiva reciente. Durante este proceso el agua habría interactuado con rocas graníticas, ricas en Si y Ba, y con rocas sedimentarias ricas en materia orgánica, que actuarían como fuente de algunos elementos como Ca, I y Hg (Prol-Ledesma *et al.*, 2002a) y en las que se habría originado el metano, análogamente a los sistemas hidrotermales en fondos oceánicos cubiertos de sedimentos (Scott, 1997). Así, los manantiales submarinos de Punta Mita presentan temperaturas y composiciones del agua análogas a las de los sistemas hidrotermales submarinos, a la par que el gas que emiten es muy rico en metano, como en las infiltraciones frías (*cold seeps*).

Los fluidos hidrotermales son descargados de forma localizada al fondo marino a través de una serie de manantiales separados algunos metros entre sí y distribuidos a los largo de una fisura de dirección NE-SW. La descarga hidrotermal origina montículos de sínter calcáreo con una mineralización de Ba, Hg y Tl (Figura 5). Estos montículos están conformados por agregados travertínicos de calcita, finamente laminados, en cuya superficie desarrollan fábricas arborescentes (Figura 5). Distalmente a los orificios de salida de fluidos termales, las estructuras mineralizadas consisten en acumulaciones de detritos y bioclastos cementados por calcita de grano fino. El mayor o menor desarrollo de los montículos depende del caudal del flujo hidrotermal y de su

Tabla 3. Análisis químicos de muestras de agua tomadas en los manantiales submarinos de Punta Mita.

Muestra	Ca	Mg	K	Na	I	Hg	Mn	Cs	Ba	Ba	Cl	Br	SO <sub>4</sub>	HCO <sub>3</sub>	Si
	mmol/kg				μmol/kg						mmol/kg				
PMAM1	8.23	45.26	10.49	493.73	<0.79	<0.001	<0.02	<0.007	<0.14	0.16	535.93	0.68	26.02	2.29	<0.03
PMAM2	9.73	45.26	9.97	493.73	<0.79	<0.001	0.06	<0.007	<0.14	0.16	535.93	0.74	26.02	2.29	<0.03
PM1	32.44	22.22	5.88	218.06	8.67	<0.001	1.82	3.54	3.20	0.05	394.89	0.54	13.53	0.88	1.25
PM2	42.42	10.70	5.37	193.38	11.03	<0.001	1.42	5.42	4.73	0.02	338.48	0.44	7.60	0.46	1.74
PM3	29.94	24.27	7.16	263.32	8.67	<0.001	1.11	3.16	2.91	0.07	423.10	0.59	15.61	1.23	1.07
PM4	34.93	18.51	6.14	267.43	14.97	<0.001	1.02	3.91	3.57	0.06	394.89	0.51	12.49	0.95	1.35
PM5	44.91	4.11	3.58	197.49	14.97	<0.001	1.38	5.49	4.95	0.06	310.27	0.43	5.52	0.23	1.92
Miembro final termal	51.27	0.0*	3.17	110.36	17.35	ND	1.87	6.55	5.84	0.01	283.91	0.38	2.81	0.0	2.23

PMAM1 y PMAM2 son muestras superficiales de agua de mar tomadas en lejos y sobre los manantiales, respectivamente. PM1 a PM5 son muestras del agua descargada por los manantiales. ND, no determinado (Prol-Ledesma *et al.*, 2002a,b). \* Para el modelo de mezcla se asume que la concentración de Mg es cero.

edad. El mayor montículo identificado tiene un diámetro de 2.5 m y 0.75 m de altura. Las corrientes y el oleaje a los que continuamente está sometido el fondo marino tienen un alto poder erosivo, de tal forma que condicionan la morfología de los montículos y restringen su desarrollo vertical (Canet *et al.*, 2003).

Los montículos están compuestos esencialmente por cristales aciculares de calcita pobre en magnesio (~4% molar de  $\text{MgCO}_3$ ), de hasta 250  $\mu\text{m}$  de longitud (Canet *et al.*, 2003). Se observa además una generación tardía de calcita de grano fino, en forma de cristales romboédricos de algunas  $\mu\text{m}$  de longitud, que cementa los granos detríticos (plagioclase, cuarzo y magnetita, fundamentalmente) y bioclásticos (fragmentos de bivalvos, gasterópodos, foraminíferos, equinodermos y algas rojas) y que, localmente, reemplaza los cristales aciculares. El análisis isotópico de los agregados de calcita ha resultado en valores de  $\delta^{13}\text{C}$  entre  $-39.2$  y  $+0.9\text{‰}$  (VPDB) y de  $\delta^{18}\text{O}$  entre  $-12.8$  y  $-1.5\text{‰}$  (VPDB) (Canet *et al.*, 2003). El excepcional empobrecimiento en  $^{13}\text{C}$  en algunos cristales sugiere que la precipitación de la calcita es consecuencia de una oxidación bacteriana del metano (Canet *et al.*, 2003). Por otro lado, los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  están en consonancia con una precipitación de la calcita a partir del agua termal (con  $\delta^{18}\text{O}$  de  $-1.9$  a  $-3.5\text{‰}$  VSMOW; Prol-Ledesma *et al.*, 2002b) a una temperatura entre  $70^\circ$  y  $81^\circ\text{C}$ .

La pirita es, después de la calcita, el mineral más abundante en los montículos, y se dispone en capas finamente laminadas, de hasta 500  $\mu\text{m}$  de espesor, que tapizan el interior de los conductos de descarga de fluidos, los agregados de calcita, y algunos fragmentos de bivalvos. Además, la pirita forma framboides y agregados esferulíticos de hasta 100  $\mu\text{m}$  de diámetro. También se observa en forma de cristales euédricos en el material suspendido particulado de las zonas de descarga del fluido hidrotermal (Ortega-Osorio *et al.*, 2001).

La composición isotópica ( $\delta^{34}\text{S}$ ) de los cristales de pirita varía en un rango de valores entre  $-13.3$  y  $-4.9\text{‰}$  (Alfonso *et al.*, 2005). Tanto las texturas como la composición isotópica del azufre en la pirita son compatibles con una precipitación biogénica. El fraccionamiento isotópico sulfato-sulfuro que resulta del rango de valores de  $\delta^{34}\text{S}$  es compatible con una reducción biogénica del sulfato marino (Ohmoto y Rye, 1979).

Por consiguiente, la combinación de dos reacciones acopladas, ocasionadas por actividad microbiana y resumidas en (1) la oxidación del metano termal y (2) la reducción de sulfato marino, es la causa de la precipitación de calcita y pirita, respectivamente, de forma análoga a lo observado en las infiltraciones frías de metano (Kohn *et al.*, 1998), pero en un rango de temperaturas muy superior, correspondiente a un ambiente hidrotermal. Asociados a los agregados laminares de pirita hay granos diseminados de cinabrio (de hasta 10  $\mu\text{m}$ ) y de carlinita  $\text{Ti}_2\text{S}$  (de hasta 5  $\mu\text{m}$ ). Según Prol-Ledesma *et al.*, 2002a, el Ti procede del agua de mar.

En cantidades accesorias, se ha identificado barita, hidroxilapatita y baritocalcita  $\text{BaCa}(\text{CO}_3)_2$ .

Las rocas basálticas del fondo marino, en las zonas cercanas a los conductos de ascenso de los fluidos, se encuentran afectadas por alteración hidrotermal. Los basaltos alterados presentan los fenocristales de plagioclase reemplazados por zeolitas (heulandita y analcima), mientras que los cristales de augita y la matriz de la roca están reemplazados por una asociación de celadonita y pirita microcristalina.

## 7.2. Bahía Concepción

La Bahía Concepción, con 40 km de longitud, es una de las bahías delimitadas por falla de mayor tamaño de la península de Baja California. Se localiza en la costa oriental de ésta (Figura 2) y aloja a un sistema hidrotermal que consiste en diversas manifestaciones submarinas (de hasta 15 m de profundidad), intermareales y subaéreas. Es una bahía semicerrada, y su configuración como semigraben de disposición NW-SE se debe a la extensión tectónica que afectó el área del Golfo de California durante el Mioceno Tardío (Ledesma-Vázquez y Johnson, 2001).

El área con actividad hidrotermal ocupa un segmento de unos 700 m de la costa occidental de la bahía, una zona acantilada cuya configuración obedece a un sistema de fallas normales el cual, a la vez, actúa como conducto de ascenso de los fluidos hidrotermales (Forrest *et al.*, 2003). En esta zona se reconocen dos tipos de expresiones superficiales del sistema hidrotermal: (1) un área difusa de infiltración de fluidos hidrotermales (gas y agua) a través de los sedimentos, a profundidades entre 5 y 15 m bnm, y (2) un grupo de manantiales hidrotermales y zonas de burbujeo en la zona intermareal (Canet *et al.*, 2005a,b). Todas estas manifestaciones hidrotermales se alinean según una dirección NW-SE.

La temperatura de las emanaciones hidrotermales es de hasta  $87^\circ\text{C}$  en la manifestación difusa submarina y de  $62^\circ\text{C}$  en los manantiales intermareales, y el pH es de 5.9 y 6.7, respectivamente.

Las composiciones del agua y del gas del sistema hidrotermal se presentan en las tablas 4 y 2, respectivamente. El gas termal se compone principalmente de  $\text{CO}_2$  (44%) y  $\text{N}_2$  (54%), y contiene  $\text{CH}_4$ , Ar, He,  $\text{H}_2$  y  $\text{O}_2$  en cantidades menores (Tabla 2) (Forrest *et al.*, 2003). El valor  $\delta^{13}\text{C}$  del  $\text{CO}_2$  es de  $-6\text{‰}$  (Forrest y Melwani, 2003), y el del  $\text{CH}_4$ , de  $-34.3\text{‰}$ , congruente con un origen termogénico (Forrest *et al.*, 2005). Por otro lado, la composición isotópica del  $\text{N}_2$ , con un valor promedio de  $\delta^{15}\text{N}$  de  $1.7\text{‰}$ , sugiere que este gas se produce térmicamente a partir de materia orgánica en sedimentos inmaduros, mientras que los isótopos de He ( $\text{R/Ra} = 1.32$ ) son compatibles con la presencia de una componente mantélica (Forrest *et al.*, 2005).

El agua termal pertenece al tipo clorurado-sódico y presenta elevadas concentraciones de Ca, Mn, Si, Ba,

B, As, Hg, I, Fe, Li,  $\text{HCO}_3^-$  y Sr respecto al agua de mar (Tabla 4) (Prol-Ledesma *et al.*, 2004). Los geotermómetros iónicos (Na/Li, Na–K–Ca y Si) proporcionan una temperatura de reservorio para el sistema hidrotermal de  $\sim 200^\circ\text{C}$  (Prol-Ledesma *et al.*, 2004). Los cálculos del estado de saturación indican que el fluido hidrotermal de los manantiales intermareales está sobresaturado en barita y sílice, y que la mezcla de dicho fluido con agua marina, si bien está sobresaturada en barita, está subsaturada en calcita y en sílice (Canet *et al.*, 2005a). Estos cálculos explican satisfactoriamente la mineralogía de los precipitados que se forman en los diferentes manantiales hidrotermales del área. Así, la sílice amorfa es el principal precipitado en la zona intermareal, mientras que está ausente en las manifestaciones submarinas, en las que el proceso de mezcla del agua termal con agua marina es más intenso. Por otro lado, la sobresaturación del fluido en calcita, mineral que se encuentra en asociación con la sílice amorfa, se debe al proceso de degasificación del fluido en  $\text{CO}_2$  (Canet *et al.*, 2005a).

Los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  y  $\delta\text{D}$  (VSMOW) en el agua del sistema hidrotermal oscilan entre  $-0.3\text{‰}$  y  $-3.1\text{‰}$ , y entre  $-0.3\text{‰}$  y  $-25.5\text{‰}$ , respectivamente (Prol-Ledesma *et al.*, 2004). Por su composición isotópica, este fluido es muy cercano al agua meteórica, a pesar de que la mezcla con agua de mar es un proceso determinante en su evolución. A partir de su contenido en Mg se deduce que el agua emitida en el área difusa de infiltración de fluidos hidrotermales a través de los sedimentos está constituida en un 60% por agua marina y en un 40% por el miembro termal final, que es agua meteórica de circulación profunda (Prol-Ledesma *et al.*, 2004).

Como consecuencia de la emanación de fluidos hidrotermales en el fondo marino no se produce ningún tipo de montículo ni chimenea. Alrededor de las zonas con mayor

actividad hidrotermal únicamente se forman costras milimétricas de oxihidróxidos de Fe, acompañadas por una mineralización de mercurio y pirita, que recubren parcialmente los bloques de roca volcánica (andesita basáltica) del fondo marino. Además, el sedimento arenoso se encuentra localmente tapizado por una biopelícula microbiana de color amarillento. Las costras de oxihidróxidos de Fe están compuestas por ferrihidrita pobremente cristalizada, asociada a cantidades accesorias de pirita y cinabrio. La pirita forma capas finamente laminadas, de hasta  $20\text{ }\mu\text{m}$  de espesor, y el cinabrio está presente en granos diseminados de hasta  $40\text{ }\mu\text{m}$  de diámetro (Canet *et al.*, 2005b).

Alrededor de los manantiales intermareales existen acumulaciones de precipitados hidrotermales en forma de pavimentos irregulares de hasta  $10\text{ m}^2$ , que quedan parcialmente descubiertos durante las mareas bajas (Figuras 3a y 3b). Estos depósitos comprenden (1) agregados masivos compuestos por detritos y bioclastos cementados por ópalo-A y cantidades accesorias de calcita y barita, (2) agregados de óxidos de Mn, y (3) costras estromatolíticas de sínter silicocalcáreo (Figura 6).

Los óxidos de Mn forman masas porosas de morfología musgosa, y están compuestos por fases pobremente cristalizadas químicamente equivalentes a una todorokita rica en bario ( $> 2\%$  en peso de BaO), y a una romanechita  $(\text{Ba,K,Na,Ca,H}_2\text{O})_2(\text{Mn}^{4+},\text{Mn}^{3+},\text{Fe}^{3+},\text{Mg,Al,Si})_5\text{O}_{10}$  con un 10% en peso de BaO (Canet *et al.*, 2005b).

Las costras de sínter recubren los depósitos de precipitados aunque también se disponen directamente sobre bloques de roca volcánica. Consisten en agregados de morfología bulbosa a ondulante, finamente laminados, de hasta  $10\text{ cm}$  de espesor, y compuestos básicamente por ópalo-A, calcita y barita. El ópalo-A forma agregados porosos constituidos por microesferas de hasta  $300\text{ nm}$  de diámetro unidas formando filamentos (Canet *et al.*, 2005a).

**Tabla 4.** Concentración de iones mayores en el agua descargada por los manantiales hidrotermales submarinos de Bahía Concepción (BC1, BC4 y BC6). BC9, agua marina en una zona alejada de los manantiales, usada como referencia. BC10, agua descargada por un manantial hidrotermal intermareal. Concentraciones en mmolal, ND no determinada (Prol-Ledesma *et al.*, 2004).

Muestra	pH	alcalinidad total	Ca	Mg	K	Na	Cl	$\text{SO}_4$	$\text{HCO}_3$	Si
BC1	5.95	243.3	23.3	35.78	12.7	394.5	458.4	17.0	4.9	3.1
BC4	6.02	214.1	19.4	41.91	12.5	414.7	500.7	21.2	4.3	2.1
BC6	5.97	223.8	20.6	40.20	12.5	408.9	493.6	20.6	4.5	2.4
BC9	7.75	150.8	9.8	58.33	12.48	485.9	527.5	26.6	1.6	0.0
BC10	6.68	97.3	28.9	25.00	12.2	334.0	409.0	12.4	1.9	4.5
Miembro final termal	ND	ND	44.5	0.0*	13.0	243.9	380.3	4.1	10.3	<b>7.8</b>

Concentración de iones mayores en el agua descargada por los manantiales hidrotermales submarinos de Bahía Concepción (BC1, BC4 y BC6). BC9, agua marina en una zona alejada de los manantiales, usada como referencia. BC10, agua descargada por un manantial hidrotermal intermareal. Concentraciones en mmolal, ND no determinada (Prol-Ledesma *et al.*, 2004).

\* Para el modelo de mezcla se asume que la concentración de Mg es cero.

Los análisis isotópicos en los cristales de calcita de los depósitos de sínter muestran un enriquecimiento en  $^{13}\text{C}$  respecto a los carbonatos marinos, con valores de  $\delta^{13}\text{C}$  (VPDB) de hasta 9.3‰, y valores de  $\delta^{18}\text{O}$  (VPDB) entre -2.6‰ y -10.0‰ (Canet *et al.*, 2005a). El enriquecimiento en  $^{13}\text{C}$  tiene su origen en un proceso de degasificación de los fluidos en  $\text{CO}_2$ , mismo que provoca la precipitación de la calcita. Los valores de  $\delta^{18}\text{O}$  son coherentes con una precipitación de la calcita a partir de una mezcla de agua marina e hidrotermal.

### 7.3. Punta Banda

En el área de Punta Banda, cerca de Ensenada, en la costa NW de la península de Baja California (Figura 2), existe un sistema hidrotermal costero que se manifiesta en dos zonas de emisión hidrotermal submarina, a unos 40 m de profundidad, y un manantial hidrotermal subaéreo. La descarga de fluidos hidrotermales en los manantiales submarinos tiene lugar a una temperatura de 102°C (Vidal *et al.*, 1978). La composición química del agua y del gas se muestra en las tablas 1 y 2, respectivamente (Vidal *et al.*, 1978, 1981).

El gas termal se asemeja composicionalmente al del sistema hidrotermal de Punta Mita, con  $\text{N}_2$  y  $\text{CH}_4$  como componentes predominantes. En Punta Banda, sin embargo, el metano es mucho más abundante, pues comprende el 51.4% de la fase gaseosa (Vidal *et al.*, 1981).

La composición química del agua termal se caracteriza por un enriquecimiento en  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{HCO}_3^-$ , Ca, K, Li, B, Ba, Rb, Fe, Mn, As y Zn en relación con el agua de mar (Vidal *et al.*, 1981). La composición isotópica del agua termal descargada por los manantiales submarinos y subaéreos indica que ésta es una mezcla de agua meteórica y agua de mar. La temperatura estimada para el reservorio se encuentra entre 190° y 213°C.

De acuerdo con el contexto geológico y las características geoquímicas de los fluidos termales, Vidal *et al.* (1981) descartan la influencia de fuentes magmáticas, y sugieren que el agua termal es una mezcla aproximadamente 1:1 de agua meteórica local y agua marina "fósil".

Los minerales más abundantes de los depósitos hidrotermales asociados a los manantiales submarinos son la pirita y el yeso, y Vidal *et al.* (1978) reconocieron un elevado enriquecimiento en As, Hg, Sb y Tl en estos depósitos.

## 8. Conclusiones y recomendaciones

Los sistemas hidrotermales submarinos de poca profundidad se distribuyen mayoritariamente a lo largo de arcos de islas y tienen una relación directa con actividad volcánica. Sin embargo, también los hay en márgenes continentales afectados por extensión tectónica. Este es

el caso de tres sistemas descritos en México: Punta Banda y Bahía Concepción en la península de Baja California, y Punta Mita en Nayarit.

La profundidad máxima para los sistemas de manantiales hidrotermales submarinos someros es de 200 m. Este límite representa cambios abruptos en los parámetros ambientales y ecológicos, y coincide con un aumento en la pendiente de la curva de ebullición del agua marina.

Estos sistemas hidrotermales pueden originar depósitos metalíferos ricos en Mn, Ba, Pb, Zn, As, Sb, Ag, Hg y Tl, con óxidos, sulfuros y elementos nativos.

El agua termal 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. El gas descargado suele ser rico en  $\text{CO}_2$ , sin embargo, en algunos casos, puede ser rico en  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{N}_2$  o  $\text{CH}_4$ .

Las asociaciones minerales de los manantiales hidrotermales submarinos someros son semejantes a las de los sistemas hidrotermales profundos de baja temperatura y de los depósitos epitermales de baja sulfuración. 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.

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. Además, pueden contener minerales como sulfuros (pirita, cinabrio, carlinita, rejalgar y oropimente), sulfatos (anhidrita, yeso y barita), carbonatos (calcita y baritocalcita), fosfatos (hidroxilapatita) y elementos nativos (azufre y mercurio).

Los ambientes de hidrotermalismo submarino somero reúnen condiciones aptas tanto para el metabolismo fotosintético como para el quimiosintético. Los procesos biogeoquímicos influyen decisivamente en la formación de los depósitos de precipitados.

El estudio detallado de los sistemas hidrotermales submarinos de poca profundidad aportará información relevante en relación a la formación de yacimientos minerales, a los procesos de precipitación mineral bajo la influencia de actividad biológica, al ciclo geoquímico de algunos elementos tóxicos en los océanos y a los procesos de interacción agua-roca. Además, debería ser evaluado el potencial de estos sistemas como fuente de energía geotérmica.

## Agradecimientos

Este trabajo se realizó en el marco de los proyectos PAPIIT IN-122604 e IN-107003. Antoni Camprubí nos animó a escribir este artículo y, además, sus comentarios y



su exhaustiva revisión contribuyeron a mejorar significativamente el texto. Asimismo, los comentarios de Jordi Tritlla fueron muy beneficiosos para la mejora del manuscrito.

Agradecemos a A. Camprubí, M. Dando, P. Dando, M.J. Forrest, J. Ledesma Vázquez, A. López Sánchez, A. Melwani, A.A. Rodríguez Díaz, M.A. Torres Vera y R.E. Villanueva Estrada el apoyo proporcionado en el trabajo de campo. Agradecemos a S.I. Franco sus observaciones sobre el manuscrito. Las imágenes de microscopio electrónico de barrido se obtuvieron en los Serveis Científic-Tècnics de la Universitat de Barcelona y en los Institutos de Geofísica y de Geología de la Universidad Nacional Autónoma de México, con la ayuda de R. Fontarnau, C. Linares López y M. Reyes Salas, respectivamente.

## Referencias bibliográficas

- 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, 113-121.
- Allan, J.F., Nelson, S.A., Luhr, J.F., Carmichael, J., Wopat, M., Wallace, P.J., 1991, Pliocene–Recent rifting in SW Mexico and associated volcanism: An exotic terrane in the making, *en* Dauphin, J.P., Simoneit, R.R.T. (eds.), *The Gulf and Peninsular Provinces of the Californias*: Tulsa, Oklahoma, E.U.A., American Association of Petroleum Geologists Memoirs, 47, 425-445.
- Amend, J.P., Rogers, K.L., Shock, E.L., Gurrieri, S., Inguaggiato, S., 2003, Energetics of chemolithoautotrophy in the hydrothermal system of Vulcano Island, southern Italy: *Geobiology*, 1, 37-58.
- Arp, G., Thiel, V., Reimer, A., Michaelis, W., Reitner, J., 1999, Biofilm exopolymers control microbialite formation at thermal springs discharging into alkaline Pyramid Lake, Nevada, USA: *Sedimentary Geology*, 126, 159-176.
- Barrat, J.A., Boulegue, J., Tiercelin, J.J., Lesourd, M., 2000, Strontium isotopes and rare-earth element geochemistry of hydrothermal carbonate deposits from Lake Tanganyika, East Africa: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 64, 287-298.
- Benjaminsson, J., 1988, *Jardhiti í sjó og flaedamáli vid Ísland: Natturfraedingurinn*, 58, 153-169.
- Bischoff, L.B., Seyfried, W.E., 1978, Hydrothermal chemistry of seawater from 25° to 350°C: *American Journal of Science*, 278, 838-860.
- Bischoff, J.L., Rosenbauer, R.J., 1984, The critical point and phase boundary of seawater 200-500 °C: *Earth and Planetary Science Letters*, 68, 172-180.
- Bogdanov, Yu. A., Lisitzin, A.P., Binns, R.A., Gorshkov, A.I., Gurvich, E.G., Dritz, V.A., Dubinina, G.A., Bogdanova, O.Yu., Sivkov, A.V., Kuptsov, V.M., 1997, Low-temperature hydrothermal deposits of Franklin Seamount, Woodlark Basin, Papua New Guinea: *Marine Geology*, 142, 99-117.
- Bornhorst, T.J., Nurmi, P.A., Rasilainen, K., Kontas, E., 1995, Trace element characteristics of selected epithermal gold deposits of North America: Special Paper of the Geological Survey of Finland, 20, 47-52.
- Botz, R., Winckler, G., Bayer, R., Schmidt, M., Schmitt, M., Garbe-Schönberg, D., Stoffers, P., Kristjansson, J.K., 1999, Origin of trace gases in submarine hydrothermal vents of the Kolbeinsey Ridge, north Iceland: *Earth and Planetary Science Letters*, 171, 83-93.
- Botz, R., Wehner, H., Schmidt, M., Worthington, T.J., Schmitt, M., Stoffers, P., Kristjansson, J.K., 2002, Thermogenic hydrocarbons from the offshore Calypso hydrothermal field, Bay of Plenty, New Zealand: *Chemical Geology*, 186, 235-248.
- Bright, M., 2004, Hydrothermal vent research: <http://www.univie.ac.at/marine-biology/hydrothermal/>
- Burgath, K.-P., von Stackelberg, U., 1995, Sulfide-impregnated volcanics and ferro-manganese incrustations from the southern Lau Basin (southwest Pacific): *Marine Georesources and Geotechnology*, 13, 263-308.
- Butterfield, A., Massoth, G.J., McDuff, R.E., Lupton, J.E., Lilley, M.D., 1990, Geochemistry of hydrothermal fluids from Axial Seamount hydrothermal emissions study vent field, Juan de Fuca Ridge: subseafloor boiling and subsequent fluid-rock interaction: *Journal of Geophysical Research*, 95, 12895-12921.
- Campbell, K.A., Rodgers, K.A., Brotheridge, J.M.A., Browne, P.R.L., 2002, An unusual modern silica-carbonate sinter from Pavlova spring, Ngatamariki, New Zealand: *Sedimentology*, 49, 835-854.
- Camprubí, A., Albinson, T., 2006, Los depósitos epitermales: revisión sobre el estado actual de su conocimiento, métodos de estudio y presencia en México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57 (4), este volumen.
- Camprubí, A., Canet, C., Rodríguez-Díaz, A.A., Prol-Ledesma, R.M., Villanueva-Estrada, R.E., 2006, *Geology, ore deposits, and hydrothermal venting in Bahía Concepción, Baja California Sur, Mexico: en preparación.*
- Canet, C., Prol-Ledesma, R.M., Melgarejo, J.-C., Reyes, A., 2003, Methane-related carbonates formed at submarine hydrothermal springs: a new setting for microbially-derived carbonates?: *Marine Geology*, 199, 245-261.
- Canet, C., Prol-Ledesma, R.M., Torres-Alvarado, I., Gilg, H.A., Villanueva, R.E., Lozano-Santa Cruz, R., 2005a, Silica-carbonate stromatolites related to coastal hydrothermal venting in Bahía Concepción, Baja California Sur, Mexico: *Sedimentary Geology*, 174, 97-113.
- Canet, C., Prol-Ledesma, R.M., Proenza, J., Rubio-Ramos, M. A., Forrest, M., Torres-Vera, M.A., Rodríguez-Díaz, A.A., 2005b, Mn-Ba-Hg Mineralization at shallow submarine hydrothermal vents in Bahía Concepción, Baja California Sur, Mexico: *Chemical Geology*, 224, 96-112.
- Cardigos, F., Colaço, A., Dando, P.R., Ávila, S.P., Sarrafin, P.-M., Tempera, F., Conceição, P., Pascoal, A., Serrão Santos, R., 2005, Shallow water hydrothermal vent field fluids and communities of the D. João de Castro Seamount (Azores): *Chemical Geology*, 224, 153-168.
- Chao, T.T., Theobald, J.P.K., 1976, The significance of secondary iron and manganese oxides in geochemical exploration: *Economic Geology*, 71, 1560-1569.
- Chen, A.C., Zhigang, Z., Fu-Wen, K., Tsanyao, F.Y., Bing-Jye, W., Yueh-Yuan, T., 2005, Tide-influenced Acidic Hydrothermal System off Taiwan: *Chemical Geology*, 224, 69-81.
- Corliss, J.B., Baross, J.A., Hoffman, S.E., 1981, An hypothesis concerning the relationship between submarine hot springs and the origin of life on Earth: *Oceanologica Acta*, 4, 59-69.
- Crane, K., Hecker, B., Golubev, V., 1991, Hydrothermal vents in Lake Baikal: *Nature*, 350, 281.
- Cronan, D.S., Varnavas, S.P., 1993, Submarine fumarolic and hydrothermal activity off Milos, Hellenic Volcanic Arc: *Terra Abstracts Terra Nova*, 5, 569.
- Daesslé, L.W., Cronan, D.S., Marchig, V., Wiedicke, M., 2000, Hydrothermal sedimentation adjacent to the propagating Valu Fa Ridge, Lau Basin, SW Pacific: *Marine Geology*, 162, 479-500.
- Dando, P.R., Leahy, Y., 1993, Hydrothermal activity off Milos, Hellenic Volcanic Arc: *BRIDGE Newsletter*, 5, 20-21.
- Dando, P.R., Stüben, D., Varnavas, S.P., 1999, Hydrothermalism in the Mediterranean Sea: Progress in Oceanography, 44, 333-367.
- Dando, P.R., Aliani, S., Arab, H., Bianchi, C.N., Brehmer, M., Cocito, S., Fowler, S.W., Gundersen, J., Hooper, L.E., Kölbl, R., Kuever, J., Linke, P., Makropoulos, K.C., Meloni, R., Miquel, J.-C., Morri, C., Müller, S., Robinson, C., Schlesner, H., Sievert, S., Stöhr, R., Stüben, D., Thomm, M., Varnavas, S. P., Ziebis, W., 2000, Hydrothermal studies in the Aegean Sea: Physics and Chemistry of the Earth (B), 25, 1-8.
- de Ronde, C.E.J., Baker, E.T., Massoth, G.J., Lupton, J.E., Wright, I.C., Feely, R.A., Greene, R.G., 2001, Intra-oceanic subduction-related hydrothermal venting, Kermadec volcanic arc, New Zealand: *Earth and Planetary Science Letters*, 193, 359-369.
- de Ronde, C.E.J., Stoffers, P., Garbe-Schönberg, D., Christenson, B.W., Jones, B., Manconi, R., Browne, P.R.L., Hissmann, K., Botz, R.,



- Davy, B.W., Schmitt, M., Battershill, C.N., 2002, Discovery of active hydrothermal venting in Lake Taupo, New Zealand: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 115, 257-275.
- Degens, E., Ross, D.A., 1969, Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea: New York, New York, E.U.A., Springer-Verlag, 600 p.
- Dymond, J., Collier, R.W., Watwood, M.E., 1989, Bacterial mats from Crater Lake, Oregon and their relationship to possible deep lake hydrothermal venting: *Nature*, 342, 673-675.
- Eugster, H.P., 1969, Inorganic bedded cherts from the Magadi area, Kenya: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 22, 1-31.
- Fan, D., Ye, J., Li, J., 1999, Geology, mineralogy, and geochemistry of the Middle Proterozoic Wafangzi ferromanganese deposit, Liaoning Province, China: *Ore Geology Reviews*, 15, 31-53.
- Ferguson, J., Lambert, I.B., 1972, Volcanic exhalations and metal enrichments at Matupi Harbour, New Britain, T.P.N.G.: *Economic Geology*, 67, 25-37.
- Ferrari, L., Pasquaré, G., Venegas, S., Castillo, D., Romero, F., 1994, Regional tectonics of western Mexico and its implications for the northern boundary of the Jalisco block: *Geofísica Internacional*, 33, 139-151.
- Fitzsimons, M.F., Dando, P.R., Hughes, J.A., Thiermann, F., Akoumianaki, I., Pratt, S.M., 1997, Submarine hydrothermal brine seeps off Milos, Greece: Observations and geochemistry: *Marine Chemistry*, 57, 325-340.
- Forrest, M.J., Melwani, A., 2003, Ecological consequences of shallow-water hydrothermal venting along the El Requesón Fault Zone, Bahía Concepción, BCS, México: Seattle, Washington, E.U.A., GSA General Meeting Abstracts with Programs, 236-10.
- Forrest, M.J., Greene, H.G., Ledesma-Vázquez, J., Prol-Ledesma, R.M., 2003, Present-day shallow-water hydrothermal venting along the El Requesón fault zone provides possible analog for formation of Pliocene-age chert deposits in Bahía Concepción, BCS, México: Puerto Vallarta, Jalisco, México, GSA Cordilleran Section Abstracts with Programs, 35.
- Forrest, M.J., Ledesma-Vázquez, J., Ussler, III, W., Kulongoski, J.T., Hilton, D.R., Greene, H.G., 2005, Gas geochemistry of a shallow submarine hydrothermal vent associated with El Requesón fault zone in Bahía Concepción, Baja California Sur, México: *Chemical Geology*, 224, 82-95.
- Fouke, B.W., Farmer, J.D., Des Marais, D.J., Pratt, L., Sturchio, N.C., Burns, P.C., Discipulo, M.K., 2000, Depositional facies and aqueous-solid geochemistry of travertine-depositing hot springs (Angel Terrace, Mammoth Hot Springs, Yellowstone National Park, U.S.A.): *Journal of Sedimentary Research*, 70, 565-585.
- Fournier, R.O., Rowe, J.J., 1966, Estimation of underground temperatures from the silica content of water from hot springs and wet-steam wells: *American Journal of Science*, 264, 685-697.
- Fricke, H., Giere, O., Stetter, K., Alfredsson, G.A., Kristjansson, J.K., Stoffers, P., Svavarsson, J., 1989, Hydrothermal vent communities at the shallow subpolar Mid-Atlantic Ridge: *Marine Biology*, 102, 425-429.
- Gamo, T., Chiba, H., Yamanaka, T., Okudaira, T., Hashimoto, J., Tsuchida, S., Ishibashi, J., Tsunogai, U., Okamura, K., Sano, Y., Shinjo, R., 2001, Chemical characteristics of newly discovered black-smoker fluids and associated hydrothermal plumes at the Rodriguez Triple Junction, Central Indian Ridge: *Earth and Planetary Science Letters*, 193, 371-379.
- Geptner, A., Kristmannsdottir, H., Kristiansson, J., Marteinson, V., 2002, Biogenic saponite from an active submarine hot spring, Iceland: *Clay and Clay Minerals*, 50, 174-185.
- Glasby, G.P., Stuben, D., Jeschke, G., Stoffers, P., Garbe-Schönberg, C.-D., 1997, A model for the formation of hydrothermal manganese crusts from the Pitcairn Island hotspot: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 61, 4583-4597.
- Graham, U.M., Bluth, G.J., Ohmoto, H., 1988, Sulfide-sulfate chimneys on the East Pacific Rise, 11° and 13° N latitudes. Part I: Mineralogy and paragenesis: *Canadian Mineralogist*, 26, 487-504.
- Halbach, P., Pracejus, B., Märten, A., 1993, Geology and mineralogy of massive sulfide ores from the Central Okinawa Trough, Japan: *Economic Geology*, 88, 2210-2225.
- Halbach, M., Halbach, P., Lüders, V., 2002, Sulfide-impregnated and pure silica precipitates of hydrothermal origin from Central Indian Ocean: *Chemical Geology*, 182, 357-375.
- Hannington, M., Herzig, P., Stoffers, P., Scholten, J., Botz, R., Garbe-Schönberg, D., Jonasson, I.R., Woest, W., Shipboard Scientific Party, 2001, First observations of high-temperature submarine hydrothermal vents and massive anhydrite deposits off the north coast of Iceland: *Marine Geology*, 177, 199-220.
- Hashimoto, J., Miura, T., Fujikura, K., Osaka, J., 1993, Discovery of vestimentiferan tube-worms in the euphotic zone: *Zoological Science*, 10, 1063-1067.
- Haymon, R.M., Kastner, M., 1981, Hot spring deposits on the East Pacific Rise at 21° N: preliminary description of mineralogy and genesis: *Earth and Planetary Science Letters*, 53, 363-381.
- Hedenquist, J.W., Izawa, E., Arribas, A., White, N.C., 1996, Epithermal gold deposits—Styles, characteristics, and exploration: Society of Resource Geology Special Publication, 1, Japan, 17 p.
- Hein, J.R., Stamatakis, M.G., Dowling, J.S., 1999, Hydrothermal Mn-oxide deposit rich in Ba, Zn, As, Pb, and Sb, Milos Island, Greece, *en* Stanley, C.J., et al. (eds.), *Mineral Deposits: Processes to Processing*: Rotterdam, Holanda, A.A. Balkema, 519-522.
- Hein, J.R., Stamatakis, M.G., Dowling, J.S., 2000, Trace metal-rich Quaternary hydrothermal manganese oxide and barite deposits, Milos Island, Greece: *Transactions of the Institute of Mining and the Metallurgy, Section B, Applied Earth Sciences*, 109, B67- B76.
- Herzig, P.M., 1999, Economic potential of sea-floor massive sulphide deposits: ancient and modern: *Philosophical Transactions of the Royal Society of London, series A*, 357, 861-875.
- Herzig, P.M., Hannington, M.D., 1995, Polymetallic massive sulphides at the modern seafloor—a review: *Ore Geology Reviews*, 10, 95-115.
- Hinman, N.W., Lindstrom, R.F., 1996, Seasonal changes in silica deposition in hot spring systems: *Chemical Geology*, 132, 237-246.
- Hoaki, T., Nishijima, M., Miyashita, H., Maruyama, T., 1995, Dense community of hyperthermophilic sulfur dependent heterotrophs in geothermally heated shallow submarine biotope at Kodakara-Jima island, Kagoshima, Japan: *Applied and Environmental Microbiology*, 61, 1931-1937.
- Humphris, S.E., Zierenberg, R.A., Mullineaux, L.S., Thomson, R.E. (eds.), 1995a, *Seafloor Hydrothermal Systems: Physical, Chemical, Biological, and Geological Interactions: Geophysical Monograph*, 91, 466 p.
- Humphris, S.E., Herzig, P.M., Miller, D.J., et al., 1995b, The internal structure of an active seafloor massive sulphide deposit: *Nature*, 377, 713-716.
- Jach, R., Dudek, T., 2005, Evidence for hydrothermal origin of Toarcian manganese deposits from Krizna unit, Tatra Mountains, Poland: *Chemical Geology*, 224, 136-152.
- Jannasch, H.W., 1984, Microbial processes at deep-sea hydrothermal vents, *en* Rona, P.A., Böstrom, K., Laubier, L., Smith, K.L. (eds.), *Hydrothermal processes at seafloor spreading centers*: New York, New York, E.U.A., Plenum Publishing, 677-709.
- Jones, B., Renaut, R.W., 1996, Influence of thermophilic bacteria on calcite and silica precipitation in hot springs with water temperatures above 90°C: evidence from Kenya and New Zealand: *Canadian Journal of Earth Sciences*, 33, 72-83.
- Jones, B., Renaut, R.W., Rosen, M.R., 2000, Trigonal dendritic calcite crystals forming from hot spring waters at Waikite, North Island, New Zealand: *Journal of Sedimentary Research*, 70, 586-603.
- Jorge, S., Melgarejo, J.-C., Alfonso, P., 1997, Asociaciones minerales en sedimentos exhalativos y sus derivados metamórficos, *en* Melgarejo, J.C. (ed.), *Atlas de Asociaciones Minerales en Lámina Delgada*: Barcelona, España, Edicions Universitat de Barcelona, 287-308.
- Juniper, S.K., Tebo, B.M., 1995, Microbe-metal interactions and mineral deposition at hydrothermal vents, *en* Karl, D.M. (ed.), *The Microbiology of Deep-Sea Hydrothermal Vents*: Boca Raton, Florida, E.U.A., CRC Press, 219-253.
- Kamenev, G.M., Fadeev, V.I., Selin, N.I., Tarasov, V.G., 1993, Composition and distribution of macro- and meiobenthos around hydrothermal vents in the Bay of Plenty, New Zealand: *New Zealand Journal*

- Marine and Freshwater Research, 27, 407-418.
- Kamenev, G.M., Kavun, V.Ya., Tarasov, V.G., Fadeev, V.I., 2004, Distribution of bivalve mollusks *Macoma golikovi* (Scarlato and Kafanov, 1988) and *Macoma calcarea* (Gmelin, 1791) in the shallow-water hydrothermal ecosystem of Kraternaya Bight (Yankich Island, Kuril Islands): connection with feeding type and hydrothermal activity of Ushishir Volcano: Continental Shelf Research, 24, 75-95.
- Karl, D., Wirsén, C., Jannasch, H., 1980, Deep-sea primary production at the Galapagos hydrothermal vents: Science, 207, 1345-1347.
- Kohn, M.J., Riciputi, L.R., Stakes, D., Orange, D.L., 1998, Sulfur isotope variability in biogenic pyrite: reflections of heterogeneous bacterial colonization?: American Mineralogist, 83, 1454-1468.
- Konhauser, K.O., Phoenix, V.R., Bottrell, S.H., Adams, D.G., Head, I.M., 2001, Microbial-silica interactions in Icelandic hot spring sinter: possible analogues for some Precambrian siliceous stromatolites: Sedimentology, 48, 415-433.
- Kostoglodov, V., Bandy, W.L., 1995, Seismotectonic constraints on the convergence rate between the Rivera and North American plates: Journal of Geophysical Research, 100, 17977-17989.
- Ledesma-Vázquez, J., Berry, R.W., Johnson, M.E., Gutiérrez-Sánchez, S., 1997, El Mono chert: a shallow-water chert from the Pliocene Infierno Formation, Baja California Sur, Mexico: Geological Society of America Special Paper, 318, 73-81.
- Ledesma-Vázquez, J., Johnson, M.E., 2001, Miocene-Pleistocene tectonosedimentary evolution of Bahía Concepción region, Baja California Sur (Mexico): Sedimentary Geology, 144, 83-96.
- 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, 181-209.
- Lüders, V., Pracejus, B., Halbach, P., 2001, Fluid inclusions and sulfur isotope studies in probable modern analogue Kuroko-type ores from the Jade hydrothermal field (Central Okinawa Trough, Japan): Chemical Geology, 173, 45-58.
- Macdonald, K.C., Becker, K., Spiess, F.N., Ballard, R.D., 1980, Hydrothermal heat flux of the "black smoker" vents on the East Pacific Rise: Earth and Planetary Science Letters, 48, 1-7.
- Marchig, V., Stackelberg, U., Wiedicke, M., Durn, G., Milovanovic, D., 1999, Hydrothermal activity associated with off-axis volcanism in the Peru Basin: Marine Geology, 159, 179-203.
- Martínez-Frías, J., 1998, An ancient Ba-Sb-Ag-Fe-Hg-bearing hydrothermal system in SE Spain: Episodes, 21, 248-251.
- Michard, A., 1989, Rare earth element systematics in hydrothermal fluids: Geochimica et Cosmochimica Acta, 53, 745-750.
- Michard, A., Albarède, F., 1986, The REE content of some hydrothermal fluids: Chemical Geology, 55, 51-60.
- Mills, R.A., Wells, D., Roberts, S., 2001, Genesis of ferromanganese crusts from the TAG hydrothermal field: Chemical Geology, 176, 3-293.
- Missack, E., Stoffers, P., El Goresy, A., 1989, Mineralogy, parageneses, and phase relations of copper-iron sulfides in the Atlantis II Deep, Red Sea: Mineralium Deposita, 24, 82-91.
- Mita, N., Maruyama, A., Usui, A., Higashihara, T., Hariya, Y., 1994, A growing deposit of hydrous manganese oxide produced by microbial mediation at a hot spring, Japan: Geochemical Journal, 28, 71-80.
- Morri, C., Bianchi, C.N., Cocito, S., Peirano, A., De Biasi, A.M., Aliani, S., Pansini, M., Boyer, M., Ferdeghini, F., Pestarino, M., Dando, P., 1999, Biodiversity of marine sessile epifauna at an Aegean island subject to hydrothermal activity: Milos, Eastern Mediterranean Sea: Marine Biology, 135, 729-739.
- Mountain, B.W., Benning, L.G., Boerema, J.A., 2003, Experimental studies on New Zealand hot spring sinters: rates of growth and textural development: Canadian Journal of Earth Sciences, 40, 1643-1667.
- Moyer, C.L., Tiedje, J.M., Dobbs, F.C., Kart, D.M., 1998, Diversity of deep-sea hydrothermal vent Archaea from Loihi Seamount, Hawaii. Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography, 45, 303-317.
- Naden, J., Kilias, S.P., Darbyshire, D.P.F., 2005, Active geothermal systems with entrained seawater as modern analogs for transitional volcanic-hosted massive sulfide and continental magmato-hydrothermal mineralization: The example of Milos Island, Greece: Geology, 33, 541-544.
- Nicholson, K., 1992, Contrasting mineralogical-geochemical signatures of manganese oxides: guides to metallogenesis: Economic Geology, 87, 1253-1264.
- Ohmoto, H., Rye, R.O., 1979, Isotopes of sulfur and carbon, *en* Barnes, H.L. (ed.), Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits, 2<sup>nd</sup> ed.: New York, New York, E.U.A., John Wiley & Sons, 509-567.
- Ortega-Orsorio, A., Prol-Ledesma, R. M., Melgarejo, J.-C., Reyes, A., Rubio-Ramos, M.A., Torres-Vera, M.A., 2001, Study of Hydrothermal Particulate Matter from a Shallow Venting System, offshore Nayarit, Mexico: AGU 2001 Fall Meeting, San Francisco, California, E.U.A.
- Parson, L.M., Walker, C.L., Dixon, D.R. (eds.), 1995, Hydrothermal vents and processes: Geological Society Special Publication, 87, 411 p.
- Pichler, T., Veizer, J., 1999, Precipitation of Fe(III) oxyhydroxide deposits from shallow-water hydrothermal fluids in Tutum Bay, Ambitle Island, Papua New Guinea: Chemical Geology, 162, 15-31.
- Pichler T., Veizer J., Hall, G.E.M., 1999a, The chemical composition of shallow-water hydrothermal fluids in Tutum Bay, Ambitle Island, Papua New Guinea and their effect on ambient seawater: Marine Chemistry, 64, 229-252.
- Pichler, T., Giggenbach, W.F., McInnes, B.I.A., Buhl, D., and Duck, B., 1999b, Fe sulfide formation due to seawater-gas-sediment interaction in a shallow water hydrothermal system at Lihir Island, Papua New Guinea: Economic Geology, 94, 281-287.
- Prol-Ledesma, R.M., 2003, Similarities in the chemistry of shallow submarine hydrothermal vents: Geothermics, 32, 639-644.
- Prol-Ledesma, R.M., Juárez, G., 1986, Geothermal map of Mexico: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 28, 351-362.
- Prol-Ledesma, R. M., Canet, C., Melgarejo, J.C., Tolson, G., Rubio-Ramos, M.A., Cruz-Ocampo, J.C., Ortega-Orsorio, A., Torres-Vera, M.A., Reyes, A., 2002a, Cinnabar deposition in submarine coastal hydrothermal vents, Pacific Margin of central Mexico: Economic Geology, 97, 1331-1340.
- Prol-Ledesma, R.M., Canet, C., Armienta, M.A., Solís, G., 2002b, Vent fluid in the Punta Mita coastal submarine hydrothermal system, Mexico: Denver, Colorado, E.U.A., GSA Annual Meeting, Abstracts with Programs, 153.
- Prol-Ledesma, R. M., Canet, C., Tolson, G., García-Palomo, A., Miller, R., Rubio-Ramos, M.A., Torres-de León, R., and Huicochea-Alejo, J.S., 2003, Basaltic volcanism and submarine hydrothermal activity in Punta Mita, Nayarit, Mexico, *en* Geologic transects across Cordilleran Mexico, Guidebook for the field trips of the 99th Geological Society of America Cordilleran Section Annual Meeting, Puerto Vallarta, Jalisco, Mexico, March 30-31, 2003: Mexico, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Publicación Especial, 1, 169-182.
- Prol-Ledesma, R. M., Canet, C., Torres-Vera, M.A., Forrest, M.J., Armienta, M.A., 2004, Vent fluid chemistry in Bahía Concepción coastal submarine hydrothermal system, Baja California Sur, Mexico: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 137, 311-328.
- Prol-Ledesma, R.M., Dando, P.R., de Ronde, C.E.J., 2005, Special Issue on "Shallow-water Hydrothermal Venting": Chemical Geology, 224, 1-4.
- Puteanus, D., Glasby, G.P., Stoffers, P., Kunzendorf, H., 1991, Hydrothermal iron-rich deposits from the Teahitia-Mehetia and Macdonald Hot Spot areas, S.W. Pacific: Marine Geology, 98, 389-409.
- Renaut, R.W., Jones, B., Tiercelin, J.J. and Tarits, C., 2002, Sublacustrine precipitation of hydrothermal silica in rift lakes: evidence from Baringo, central Kenya Rift Valley: Sedimentary Geology, 148, 235-257.
- Rodgers, K.A., Browne, P.R.L., Buddle, T.F., Cook, K.L., Greatrex, R.A., Hampton, W.A., Herdianita, N.R., Holland, G.R., Lynne, B.Y., Martin, R., Newton, Z., Pastars, D., Sannazarro, K.L., Teece, C.I.A., 2004, Silica phases in sinters and residues from geothermal fields of New Zealand: Earth-Science Reviews, 66, 1-61.
- Rodríguez-Díaz, A.A., 2004, Caracterización geológica y geoquímica del área mineralizada de manganeso en Bahía Concepción, Baja California: México, D.F., Facultad de Ingeniería, Universidad

- Nacional Autónoma de México, Tesis de licenciatura, 82 p.
- Rona, P.A., 1988, Hydrothermal mineralization at oceanic ridges: *Canadian Mineralogist*, 26, 431-465.
- Rooney, M.A., Claypool, G.E., Chung, H.M., 1995, Modelling thermogenic gas generation using carbon isotope ratios of natural gas hydrocarbons: *Chemical Geology*, 126, 219-232.
- Rusch, A., Walpersdorf, E., deBeer, D., Gurrieri, S., Amend, J.P., 2005, Microbial communities near the oxic/anoxic interface in the hydrothermal system of Vulcano Island, Italy: *Chemical Geology*, 224, 169-182.
- Russell, M.J., 1995, The generation at hot springs of sedimentary ore deposits, microbialites and life: *Ore Geology Reviews*, 10, 199-214.
- Sarano, P., Murphy, R. C., Houghton, B. F., Hedenquist, J. W., 1989, Preliminary observations of submarine geothermal activity in the vicinity of White Island volcano, Taupo Volcanic zone, New Zealand: *Journal of the Royal Society of the New Zealand*, 19, 449-459.
- Savelli, C., Marani, M., Gamberi, F., 1999, Geochemistry of metalliferous, hydrothermal deposits in the Aeolian arc Tyrrhenian Sea: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 88, 305-323.
- Sawkins, F.J., 1990, Metal deposits in relation to plate tectonics: Berlin-Heidelberg, Alemania, Springer-Verlag, 461 p.
- Schwarz-Schampera, U., Herzig, P.M., Hannington, M.D., Stoffers, P., 2001, Shallow submarine epithermal-style As-Sb-Hg-Au mineralisation in the active Kermadec Arc, New Zealand, *en Pietrzynski, A., et al.* (eds.), *Mineral deposits at the beginning of the 21<sup>st</sup> century*: Lisse, Holanda, Swets & Zeitlinger Publishers, 333-335.
- Scott, S.D., 1977, Submarine hydrothermal systems and deposits, *en Barnes, H.L.* (ed.), *Geochemistry of hydrothermal ore deposits*: New York, New York, E.U.A., John Wiley & Sons, 797-935.
- Sedwick, P., Stuben, D., 1996, Chemistry of shallow submarine warm springs in an arc-volcanic setting: Vulcano Island, Aeolian Archipelago, Italy: *Marine Chemistry*, 53, 147-161.
- Stein, J.L., 1984, Subtidal gastropods consume sulphur-oxidizing bacteria: Evidence from coastal hydrothermal vents: *Science*, 223, 696-698.
- Stetter, K.O., Fiala, G., Huber, G., Huber, R., Segerer, A., 1990, Hyperthermophilic microorganisms: *FEMS Microbiology Reviews*, 75, 117-124.
- Stoffers, P., Hannington, M., Wright, I., Herzig, P., De Ronde, C., the Shipboard Scientific Party, 1999, Elemental mercury at submarine hydrothermal vents in the Bay of Plenty, Taupo volcanic zone, New Zealand: *Geology*, 27, 931-934.
- Tarasov, V.G., (ed.), 1991, Shallow-water vents and ecosystem of the Kraternaya Bight (Ushishir Volcano, Kuriles), Vol 1, Functional Parameters, Part 2: Vladivostok, Rusia, DVO RAN Press, 20-25 (en ruso).
- Tarasov, V.G., 2002, Environment and biota of shallow-water hydrothermal vents of the west Pacific, *en Gebruk, A.V.* (ed.), *Biology of Hydrothermal Systems*: Moscú, Rusia, KMK Press, 264-319 (en ruso).
- Tarasov, V.G., Propp, M.V., Propp, L.N., Kamenev, G.M., Blinov, S.V., 1985, Hydrothermal Venting and Specific Water Ecosystem in Kraternaya Caldera (Kuriles): Vladivostok, Rusia, DVNTc AN USSR Press, 30 p. (en ruso).
- Tarasov, V.G., Propp, M.V., Propp, L.N., Zhirmunsky, A.V., Namsaraev, B.B., Gorlenko, V.M., Starynin, D.A., 1990, Shallow-water gasohydrothermal vents of Ushishir Volcano and the ecosystem of Kraternaya Bight (The Kurile Islands): *Marine Ecology*, 11, 1-23.
- Tarasov, V.G., Kondrashev, S.V., Lastivka, T.V. 1991, Oxygen metabolism of the diatom and bacterial mats of Kraternaya Bight, *en Tarasov V.G.,* (ed.), *Shallow-water Vents and Ecosystem of the Kraternaya Bight (Ushishir Volcano, Kuriles)*, Vol 1, Functional Parameters, Part 2: Vladivostok, Rusia, DVO RAN Press, 4-19 (en ruso).
- Tarasov, V.G., Sorokin, Yu.I., Propp, M.V., Shulkin, V.M., Namsaraev, B.B., Starynin, D.A., Kamenev, G.M., Fadeev, V.I., Malakhov, V.V., Kosmynin, V.N., 1993, Specifics of structural and functional characteristics of marine ecosystem in zones of shallow-water venting in the West Pacific: *Izvestiya RAN, Seriya biologicheskaya (Biology Series)*, 6, 914-926 (en ruso).
- Tarasov, V.G., Gebruk, A.V., Shulkin, V.M., Kamenev, G.M., Fadeev, V.I., Kosmynin, V.N., Malakhov, V.V., Starynin, D.A., Obzhirrov, A.I., 1999, Effect of shallow-water hydrothermal venting on the biota of Matupi Harbor (Rabaul Caldera, New Britain Island, Papua-New Guinea): *Continental Shelf Research*, 19, 79-116.
- Tarasov, V.G., Gebruk, A.V., Mironov, A.N., Moskalev, L.I., 2005, Deep-sea and shallow-water hydrothermal vent communities: two different phenomena? *Chemical Geology*, 224, 5-39.
- Tritlla, J., Cardellach, E., 1997, Fluid inclusions in pre-ore minerals from the carbonate-hosted mercury deposits in the Espadan Ranges (eastern Spain): *Chemical Geology*, 137, 91-106.
- Vidal, V.M.V., Vidal, F.V., Isaacs, J.D., 1978, Coastal submarine hydrothermal activity off northern Baja California: *Journal of Geophysical Research*, 83-B, 1757-1774.
- Vidal, V.M.V., Vidal, F.V., Isaacs, J.D., 1981, Coastal submarine hydrothermal activity off northern Baja California 2. Evolutionary history and isotope chemistry: *Journal of Geophysical Research*, 86-B, 9451-9468.
- Villanueva-Estrada, R.E., Prol-Ledesma, R.M., Torres-Alvarado, I., Canet, C., 2005, Geochemical Modeling of a Shallow Submarine Hydrothermal System at Bahía Concepción, Baja California Sur, México: Antalya, Turkey, *Proceedings World Geothermal Congress*, Paper 0892, 5 p.
- Villanueva, R.E., Prol-Ledesma, R.M., Torres-Vera, M.A., Canet, C., Armienta M.A., de Ronde, C.E.J., 2006, Comparative study of sampling methods and in situ and laboratory analysis for shallow-water submarine hydrothermal systems: *Journal of Geochemical Exploration* (aceptado).
- Von Damm, K.L., Edmond, J.M., Measures, C.I., Grant, B., 1985, Chemistry of submarine hydrothermal solutions at Guaymas Basin, Gulf of California: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 49, 2221-2237.
- Walter, M.R., Bauld, J., Brock, T.D., 1976, Microbiology and morphogenesis of columnar stromatolites (Conophyton, Vacerrilla) from hot springs in Yellowstone National Park, *en Walter, M.R.* (ed.), *Stromatolites*: New York, New York, E.U.A., Elsevier, 273-310.
- Walter, M.R., Des Marais, D.J., 1993, Preservation of biological information in thermal spring deposits: developing a strategy for the search for fossil life on Mars: *Icarus*, 101, 129-143.

Manuscrito recibido: Octubre 20, 2005

Manuscrito corregido recibido: Noviembre 15, 2005

Manuscrito aceptado: Diciembre 1, 2005