Modelado del flujo de masa y energía en chimeneas submarinas usando el método de elementos finitos

Mario César Suárez-Arriaga
Facultad de Ciencias Físico Matemáticas, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo – UMSNH, Ed. "B", Ciudad Universitaria, Morelia, Mich., 58090 México
E-mail: msuarez@zeus.umich.mx

Regresar a Contenido

Resumen

La circulación hidrotermal en las cordilleras profundas del mar es un proceso geológico fundamental que controla la transferencia de masa y energía desde el interior de la Tierra, a través de la litosfera oceánica, hacia la hidrosfera y hasta la atmósfera. Los reservorios geotérmicos submarinos contienen un potencial infinito de energía. Las propiedades y comportamiento de un sistema de tal complejidad no pueden ser explicadas completamente por el estudio aislado de cada uno de sus componentes. Estos sistemas actúan como un todo y no es posible entender su funcionamiento sin considerar las interacciones entre todas sus partes. La energía submarina profunda se relaciona con la existencia de aberturas y fisuras que surgen en muchos lugares a lo largo de los centros de dispersión entre las placas tectónicas. Esos lugares en la corteza oceánica tienen una longitud total de 65,000 km. Hay dos tipos de recursos: los profundos, localizados a más de 2000 m bajo del nivel del mar, y los superficiales, cerca de las plataformas continentales, entre 1 y 50 metros de profundidad. Ambos tipos existen en las costas mexicanas del Océano Pacífico.

El fluido hidrotermal submarino sale por fisuras profundas del piso marino a temperaturas entre 350° C y 400° C, con velocidades aproximadamente de 0.70 a 2.36 m/s, mezclándose con el agua del mar a 2° C. La depositación de minerales que acompañan al fluido provoca la formación de chimeneas submarinas que llegan alcanzar más de 15 metros de altura. Los flujos termales convectivos medidos en algunas chimeneas van de 1 a 93 MW_T. El valor promedio para un solo orificio es aproximadamente de 8 MW_T. Con unos pocos datos medidos es posible estimar una altura correspondiente para la pluma formada de 370 m sobre el piso oceánico. Se han observado en el Océano Pacífico plumas con flujos mayores a los 1000 MW_T. Tales megaplumas son el resultado impresionante de una descarga instantánea de flujo de calor en la fuente profunda correspondiente. También, en la Cordillera Meso-Atlántica se han observado chimeneas llamadas Fumadoras Blancas, más pequeñas y con temperatura moderada entre 250° C y 300° C. Con todos los datos disponibles, se estima una pérdida de calor promedio para la corteza oceánica de aproximadamente 1.5 W_T/m^2. El mismo parámetro predicho para las cordilleras está entre 2 y 100 MW_T/Km (o sea, por unidad de longitud). Se estima que las descargas hidrotermales submarinas transportan aproximadamente el 30% del calor cedido por la corteza oceánica.

Las interacciones hidrotermales submarinas a temperaturas y presiones elevadas influencian la geoquímica, la composición de la corteza oceánica y a los océanos mismos. Este mecanismo produce campos de "ventilación hidrotermal" capaces de soportar comunidades biológicas extrañas y diversas. A partir de poblaciones microbianas que se alimentan de la energía de sustancias químicas disueltas con producción de carbono orgánico, se forman los primeros eslabones de una cadena alimenticia ligada a la energía geotérmica submarina. La comprensión de estas transferencias

de masa y energía entre esos complejos subsistemas geológicos, químicos, geofísicos y biológicos, requiere el desarrollo de modelos integrados que incluyan las distintas interacciones entre ellos.

En este trabajo, además de una descripción actualizada de los procesos involucrados, se presenta una introducción al modelado de procesos hidrotermales submarinos utilizando el método numérico de Elementos Finitos. Este estudio ha sido propuesto y aceptado como tema oficial de investigación por la Coordinación de la Investigación Científica de la Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo.

Palabras clave: Geotermia submarina, chimeneas oceánicas, modelado matemático, elementos finitos.

Abstract

Hydrothermal circulation at the deep ridges of the sea is a fundamental complex process controlling mass and energy transfer from the interior of the Earth through the oceanic lithosphere, to the hydrosphere and to the atmosphere. The properties and behavior of such a complex system cannot be thoroughly explained by the isolated understanding of each one of its single components. These systems act as a whole and is not possible to understand their operation without considering the interactions among all their parts. This deep submarine energy is related to the existence of hydrothermal vents emerging in many places along the oceanic spreading centers between tectonic plates. These systems have a total length of about 65,000 km in the Earth's oceanic crust and are located at more than 2000 m below sea level. Shallow submarine geothermal heat is related to faults and fractures in the sea bottom close to some coasts. Shallow resources are found near to continental platforms between 1 and 50 m depth. Both types of resources exist in the Mexican coast of the Pacific Ocean.

The hydrothermal fluid at 350° C - 400° C exits the seafloor at velocities between 0.7 m/s and 2.36 m/s and mixes with seawater at 2° C. Many vent fields have vertical structures forming chimneys built of materials which precipitate from the heated vent fluid as it mixes with seawater, having up to 15 m height. Thermal flows measured at black smokers range from 1 to 93 MW_T , with an accepted average value for a single orifice of about 8 MW_T. With this data is possible to estimate a plume's height of about 370 m over the seafloor. Some plumes have been observed in the Pacific Ocean with thermal flows of about 1000 MW_T. Such megaplumes could be the impressive result of an instantaneous and huge release of heat flow at the corresponding source. Also, in the Mid-Atlantic Ridge, small white smoker chimneys with measured temperature between 250° C and 300° C have been observed. With the available data it is predicted an average hydrothermal heat loss for the oceanic crust of about 1.5 W_T/m^2. The same parameter predicted for the ridges is between 2 and 100 MW_T/Km (per unit ridge length). It is estimated that submarine hydrothermal discharges remove about 30% of the heat lost from oceanic crust.

Submarine hydrothermal interactions at high pressure and high temperature, influence the composition of the oceanic crust and the oceans' chemistry. This mechanism produces hydrothermal vent fields which support diverse biological communities starting from microbial populations that link the transfer of the chemical energy of dissolved chemical species to the production of organic carbon. This events form the first link of a feeding chain supported by geothermal energy. The understanding of this mass and energy flows among those complex geological, chemical,

geophysical and biological subsystems requires the development of integrated models that include all the interactions between them.

This work presents an updated description of the processes involved and an introduction to the modeling of submarine hydrothermal mechanisms using the Finite Element Method. This study has been proposed and officially approved as a research subject by the Coordinación de la Investigación Científica of the Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo (UMSNH).

Keywords: Oceanic geothermics, oceanic chimneys, mathematical model, Finite Elements.

1. Introducción

La circulación hidrotermal en las cordilleras profundas del mar es un proceso fundamental en el transporte de masa y energía desde el interior de la Tierra a través de la litosfera oceánica, hacia la hidrosfera y hasta la atmósfera. Las propiedades un sistema tan complejo no pueden ser explicadas completamente por la comprensión aislada de cada uno de sus componentes. Estos sistemas actúan en conjunto y no es posible entender su funcionamiento sin considerar las interacciones entre todas sus partes. Las interacciones hidrotermales submarinas influencian la composición de la corteza oceánica y la química de los mares.

El fluido que circula en los sistemas hidrotermales marinos es alterado químicamente durante su paso a través de la corteza oceánica a elevadas temperaturas y presiones. Este mecanismo produce campos termo-biológicos a partir de poblaciones microbianas que usan la energía de especies químicas disueltas para producir carbono orgánico, (Humphris *et al.*, 1995). El transporte de gases producto de la actividad hidrotérmica del océano hacia la atmósfera, extiende la influencia de esta actividad más allá de los océanos mismos. La comprensión de estos complejos flujos de masa y energía entre los subsistemas geológico, geoquímico, geofísico y biológico requieren el desarrollo de modelos integrados que incluyan las interacciones entre todos ellos. En este trabajo presento la primera parte de uno de ellos, usando el método de Elementos Finitos para simular el reservorio, acoplado a un modelo exacto para el cálculo de la distribución de temperatura y el flujo de calor en direcciones radial y vertical para la chimenea submarina.

2. Descargas geotérmicas submarinas, chimeneas y plumas

Desde el punto de vista de su posición vertical, hay dos tipos de sistemas hidrotermales submarinos: los recursos profundos, localizados en ciertos lugares a lo largo de las cordilleras entre las placas tectónicas de la corteza oceánica a más de 2000 m bajo del nivel del mar, y recursos poco profundos cerca de las plataformas continentales entre 1 y 50 metros de profundidad. Los manantiales calientes y los géiseres son equivalentes a las plumas localizadas en tierra firme. La mayoría de las fisuras conocidas en el mar están en las cordilleras meso-océanicas (CMOs) del mar profundo (Damm, 1995). La cresta de las CMOs es el lugar donde se crea nueva litosfera a través de la actividad ígnea. Tales procesos magmáticos proporcionan la energía para la circulación hidrotermal de agua de mar a través de la corteza oceánica, originando interacción agua-roca a temperaturas entre 200° C y 400° C, (Grijalva, 1986; Mercado, 1990; Damm, 1995; Fornari y Embley, 1995). El mecanismo resultante da lugar a descargas geotérmicas en el océano, a profundidades entre 840 y 3600 metros. Descargas

que contribuyen considerablemente al equilibrio del calor terrestre global. Los campos de fisura observados tienen típicamente decenas de metros de diámetro y cubren superficies cuyas áreas van de 4 a 800 m^2 (Hessler y Kaharl, 1995).

Las plumas son creadas por descargas de fluido en los sistemas termales del mar profundo (Fig. 1). La pluma en ascenso transporta fluido más salino, junto con la columna de agua, afectando la circulación termosalina de los océanos (Damm, 1995). Los orificios de descarga activos cubren sólo un porcentaje mínimo del piso marino, pero hay un rango enorme de escalas espaciales involucradas en estos procesos. La mezcla de fluidos formando la pluma puede subir cientos de metros y difundirse lateralmente decenas o miles de kilómetros. Las plumas son detectadas fácilmente por trazadores físicos y químicos. Por eso el estudio de las plumas es una herramienta útil en la exploración geotérmica submarina.



Fig. 1. El nacimiento de la pluma en una chimenea a 3000 m de profundidad (BBC, 2004)

En 1986 se descubrió una mega-pluma en la región de la cordillera Juan de Fuca en el Océano Pacífico, teniendo una extensión aproximada de 20 Km, 600 m de espesor y 10^{11} MJ de exceso de calor incluido.

Los movimientos divergentes de las placas en el mar profundo producen fisuras, permitiendo el transporte vertical de calor magmático hacia el suelo del océano. Cuando el agua fría del mar entra en esas fisuras, se calienta y cambia químicamente durante su contacto con la roca. De esta manera la corteza oceánica se refresca significativamente por convección. Las áreas de recarga dónde el agua de mar penentra la corteza son extensas y difusas (Alt, 1995). El mecanismo produce precipitación de minerales que van formando estructuras verticales en forma de chimeneas (Fig. 1). Los depósitos son compuestos de sulfuro de Cu-Fe acumulados a lo largo del cuerpo cilíndrico de la chimenea.

Las descargas de esas chimeneas pueden alcanzar temperarturas de hasta 403° C (Grijalva, 1986; Mercado, 1990; Hannington *et al.*, 1995). La primera fase consiste en precipitación en paredes porosas que contienen inclusiones finas de sulfuro. Esta fase ocurre cuando el fluido hidrotermal está a 350° C y el flujo alcanza velocidades de aproximadamente 1 m/s, mezclándose con el agua de mar a 2° C. Las velocidades medidas en las plumas a unos 5 centímetros sobre los orificios de chimeneas variaron de 0.70 a 2.36 m/s (Kingston, 1995). La pluma mostrada en la Figura 1 corresponde a un flujo de calor de aproximadamente 60 MW_T, con un gradiente de densidad constante dado por la siguiente ecuación:

$$N^2 = -\frac{g}{\rho_0}\frac{d\rho}{dz} = 1.5\times10^{-6}\ s^{-2} \qquad (1)$$

Donde g es la gravedad, ρ_0 es la densidad local promedio, $d\rho/dz$ es el gradiente vertical de densidad, cuyo valor en este caso es: $d\rho/dz \approx 1.53 \times 10^{-4}$ kg/m^4. N es llamada la frecuencia de flotación de Brunt-Väisälä. Turner (1973) estableció otra ecuación útil para estimar la altura máxima Z_M que alcanza una pluma en función del flujo de flotación F_0 y la frecuencia N:

$$Z_M = 5\left(\frac{F_0}{\pi}\right)^{\frac{1}{4}} N^{-\frac{3}{4}} \qquad (2)$$



Fig. 2. Flujo de calor en una pluma (BBC, 2004).

A partir de datos medidos por Lupton (1995), obtenemos $F_0 = 0.17$ m^4 s^{-3}. Usando la fórmula de N, es posible estimar la altura máxima de la pluma: $Z_M \approx 370$ m sobre el piso oceánico. Según estos modelos, una pluma de 750 m corresponderá a un flujo de calor de 1000 MW_T (Figura 2).

Otros flujos termales medidos en chimeneas del Océano Pacífico, varían entre 1 y 93 MW_T. El valor promedio aceptado para un solo orificio es aproximadamente de 8 MW_T (Lupton, 1995; Bemis *et al*., 1993). La débil dependencia de Z_M con respecto al flujo de calor efectivo en la fórmula de Turner, indica que la megapluma observada en 1986 en la región de Juan de Fuca pudo haber afectado una columna de agua de hasta 1000 m sobre el piso marino.

La existencia de megaplumas podría ser el efecto impresionante de gigantescas descargas instantáneas de calor en las fuentes correspondientes. Esto lleva a la conclusión de que el calor convectivo total emergiendo del océano se descarga en ambas formas: conducción continua estacionaria y megaplumas. Alt (1995) estimó que las descargas hidrotermales submarinas transportan aproximadamente hasta el 30% del calor terrestre cedido por la corteza oceánica. El flujo de calor conductivo promedio en el Cinturón Volcánico mexicano es de unos 0.10 W_T/m^2 (García, 2000). El flujo de calor submarino medido en algunos lugares del Golfo de California es del orden de 0.34 W_T/m^2 a una temperatura media de 330° C (Mercado, 1990).

Usando dos modelos distintos, Stein *et al.* (1995) predicen una pérdida de calor en la corteza oceánica de aproximadamente 1.5 W_T/m^2. El mismo parámetro para las cordilleras oscila entre 2 y 100 MW_T/Km (por unidad de longitud). El valor mínimo es para un flujo lento conductivo y el último valor corresponde a una pluma con un flujo de 1000 MW_T. Así, las plumas transportan más calor que el flujo superficial estacionario de la litosfera.

3. El método de elementos finitos en reservorios submarinos

Elementos Finitos es un método de aproximación numérica para la solución aproximada de ecuaciones en derivadas parciales (EDP) en el dominio espacial considerado para el reservorio. El

dominio se divide en varios elementos en número finito (EF), a lo cual se le llama creación de la malla. La EDP se transforma en una ecuación integral llamada forma débil. Leyes físicas apropiadas se aplican a cada EF. En el caso de los reservorios submarinos, son la conservación de la masa, de la energía y la Ley de Darcy. La geometría de cada EF es, *a priori*, muy simple como por ejemplo, un triángulo o un rectángulo. Una función continua de cada variable desconocida (presión, temperatura) se aproxima usando interpoladores, como por ejemplo funciones trigonométricas, o funciones lineales por pedazos en cada subdominio formado por los nodos del EF. Las incógnitas son los valores discretos de la variable de campo en esos nodos. Enseguida se ligan entre sí todos los EF en un proceso de ensamblado. Este procedimiento conduce a un conjunto de ecuaciones algebraicas lineales válidas en todo el sistema o dominio que pueden resolverse fácilmente para aproximar finalmente a las variables de campo, por ejemplo la presión y la temperatura.

Una vez generada la Malla, el sistema de ecuaciones simultáneas se formula usando distintos tipos de enfoques existentes: el de Hamilton o principio de la Energía Potencial Mínima, el Método de los Residuos Ponderados y el Método de Galerkin (Zienciewicz y Cheung, 1965). Para ilustrar brevemente la formulación y uso del MEF, consideremos la siguiente EDP que describe la distribución estacionaria de fluido a la temperatura T(x, y) en un reservorio geotérmico submarino que está ocupando una región Ω del espacio $|^2$. Sea el cambio de variable $u = T - T_0$, donde T_0 es la temperatura del agua marina aproximadamente a 4° C:

$$\Delta u = f \;;\; \forall\,(x,y)\in\Omega \;;\; u = g \;\; en \;\; \Gamma = \partial\Omega \;;\; f(x,y)\in \mathbf{R} \;;\; o \;\; equivalentemente:$$
$$\left(\frac{\partial^2 u}{\partial x^2}+\frac{\partial^2 u}{\partial y^2}\right) = f \;;\; \forall\,(x,y)\in\Omega \;;\; u = \bar{u} \;\; en \;\; \Gamma_u \;;\; \frac{\partial u}{\partial n} = q \;\; en \;\; \Gamma_n \;;\; donde \;\; \Gamma_u \cup \Gamma_n = \Gamma \qquad (3)$$

Sea $v(x,y)$ otra función definida sobre **Ω**, su producto escalar con u es: $< u, v > = \iint_{\Omega} u\, v\, d\Omega$ que satisface las mismas condiciones de frontera de la función incógnita u.

Sea $\tilde{u}(x,y) = \sum_{j=1}^{N} \alpha_j\, \varphi_j(x,y) \;;\; (x,y)\in\Omega$, una función de aproximación a la solución del problema (3) definida por funciones de interpolación φ_j y por los coeficientes desconocidos α_j respectivos. Multiplicando por φ_i e integrando la EDP (3), mediante la aplicación del Teorema de Green:

$$\int_{\Omega} \vec{\nabla} u \cdot \vec{\nabla} \varphi_j \; d\Omega + \int_{\Omega} f\, \varphi_j \; d\Omega = \int_{\Gamma} \varphi_j \frac{\partial u}{\partial n} d\Gamma \qquad (4)$$

Como la aproximación no es exacta, podemos definir una función residuo como el error dado por:

$$R(\tilde{u}) = \Delta\tilde{u} - f = \Delta\left(\sum_{j=1}^{N} \alpha_j \varphi_j\right) - f \qquad (5)$$

El Método de Galerkin consiste en minimizar en cierta forma este residuo, haciéndolo ortogonal a las funciones base: $< R, \varphi_i > = 0, \; \forall \; i = 1, N$. Aplicando esta condición a la ecuación (5) y sustituyendo en (4), encontramos que la solución aproximada a la EDP (3) es dada por un sistema lineal de ecuaciones algebraicas $\vec{u} = \mathbf{A}^{-1} \cdot \vec{b}$, donde los elementos de la matriz A son coeficientes

integrales de la forma:

$$A_{ij} = \int_{\Omega} \vec{\nabla} \varphi_i \cdot \vec{\nabla} \varphi_j \; d\,\Omega \qquad (6)$$

Considerando ahora las siguientes funciones de interpolación en la expresión $\tilde{u}(x,y) = \sum_{j,k=1}^{N} \alpha_{jk} \varphi_{jk}(x,y)$:

$$\text{A).}\;\; \varphi_{jk}(x,y) = \varphi_j(x)\,\varphi_k(y) = Sen\left(\frac{j\pi x}{a}\right) Sen\left(\frac{k\pi y}{b}\right) \qquad (7)$$

Encontramos que el método de Galerkin, aplicado a cada una de estas funciones *base* nos proporciona las funciones de aproximación para cada caso. Para f = c (constante), los coeficientes son dados por la fórmula:

$$\alpha_{jk} = \frac{4c\,(1 - Cos\; j\pi)(1 - Cos\, k\pi)\, a^2 b^2}{\pi^4\, j\, k\,(a^2 k^2 + b^2 j^2)}\,. \qquad (8)$$

Utilizando elementos finitos rectangulares con 4 nodos (u_1, u_2, u_3, u_4) en los puntos de coordenadas respectivas: (-b, -c), (b, -c), (b, c), (-b, c) y funciones base o de interpolación bilineales de la forma:

$$u^e(x,y) = a_1 + a_2 x + a_3 y + a_4 xy = \sum_{i=1}^{4} u_i\, N_i(x,y) \qquad (9)$$

Donde u^e es la solución aproximada en cada uno de los elementos finitos construídos. Las funciones N_i son completamente detalladas en las fórmulas básicas siguientes:

$$N_1(x,y) = \frac{(b-x)(c-y)}{4bc},\;\; N_2(x,y) = \frac{(b+x)(c-y)}{4bc}$$

$$N_3(x,y) = \frac{(b+x)(c+y)}{4bc},\;\; N_4(x,y) = \frac{(b-x)(c+y)}{4bc} \qquad (10)$$

4. Simulación de la anomalía térmica en una chimenea submarina con EF

Aplicamos el modelo numérico antes descrito a una chimenea hidrotermal con los datos disponibles y mencionados en párrafos anteriores. La distribución de temperaturas en la vecindad inmediata de la chimenea se muestra en la Figura 3, para un diámetro de descarga de 10 cm, expulsando fluido a 1 m/s y a 350° C de temperatura. La influencia de la anomalía y el gradiente térmico se aprecian en un radio de 30 cm donde la temperatura desciende hasta 250° C.

5. Conclusiones

- Los recursos o reservas geotérmicas submarinas contienen un potencial prácticamente infinito de energía. Los procesos volcánicos y tectónicos controlan la actividad hidrotermal en las cordilleras y centros de dispersión meso-oceánicos influenciando todos los aspectos de la oceanografía. Esto incluye tanto a la circulación general del océano como a su geoquímica y a la atmósfera misma.

- El fluido hidrotermal difiere significativamente en su composición del agua marina, a causa de su continua interacción con la corteza oceánica. Las interacciones agua-roca en las zonas de recarga y de descarga determinan la naturaleza de la litosfera oceánica y de la química de fluidos hidrotermales emergiendo del fondo del mar. Las chimeneas naturales que se forman por depósito de minerales descargan flujos de agua y gases a temperaturas de unos 350° C a 2600-3000 m de profundidad en muchos lugares localizados en los océanos.

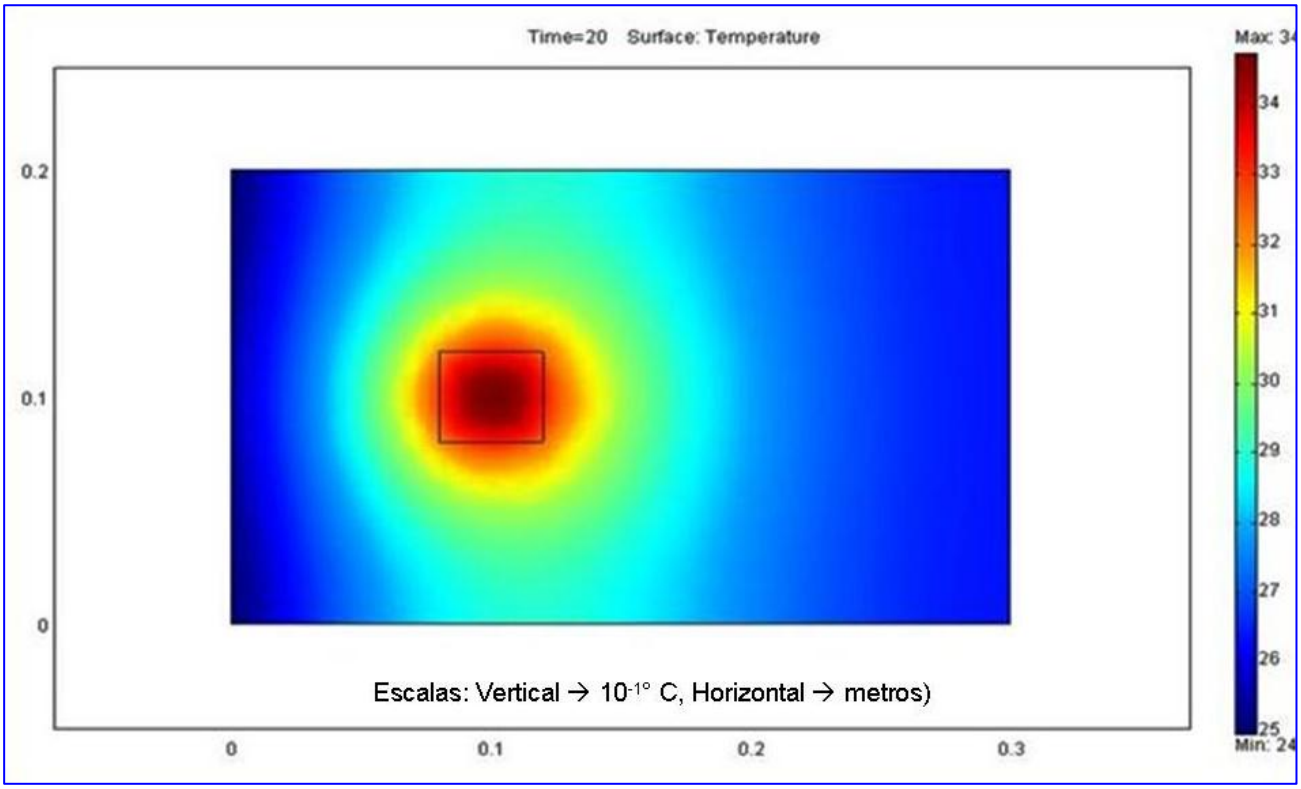

Fig. 3. Distribución de temperatura y gradiente en el plano (x, y) en una chimenea hidrotermal

- Con los datos disponibles de fuentes diferentes se puede realizar una estimación preliminar de la cantidad de energía convectiva geotérmica contenida en los sistemas submarinos y que escapa a través de fisuras en el piso oceánico: los fluidos hidrotermales a temperaturas entre 350° C y 400° C son expulsados de las chimeneas a velocidades entre 70 cm/s y 236 cm/s, mezclándose con el agua marina profunda a 2° C. Los flujos térmicos medidos en algunas chimeneas van de 1 a 93 MW_T, con un valor promedio para un solo orificio de 8 MW_T. Usando fórmulas prácticas es posible estimar la altura máxima de las plumas formadas en las chimeneas: 370 m corresponden a un flujo de calor de 60 MW_T; una megapluma de 750-1000 m de altura, corresponde a un flujo de calor cercano a los 1000 MW_T. Se predice una pérdida de calor promedio hidrotermal en la corteza oceánica de 1.5 W_T/m^2. Este mismo parámetro en las cordilleras oscila entre 2 y 100 MW_T/Km. Se estima que las descargas hidrotermales submarinas transportan alrededor del 30% del calor total perdido en la corteza oceánica. Como una fuente primaria de energía, los sistemas geotérmicos submarinos son una inmensa esperanza para el futuro.

Referencias y Bibliografía

Alt, J. (1995) Subseafloor Processes in Mid-Ocean Ridge Hydrothermal Systems. *Geophysical Monograph* **91**, American Geophysical Union, 85-114.

Baker, E., C. German and H. Elderfield (1995). Hydrothermal Plumes over Spreading-Center Axes: Global Distributions and Geological Inferences. *Geophysical Monograph* **91**, American Geophysical Union, 47-71.

BBC (2004). Blue Planet: A Natural History of the Oceans. The Abyss. Video in DVD, No. 1. Folio and Tycoon Entertainment Group Eds.

Bemis, K., R. von Herzen, and M. Mottl (1993). Geothermal Heat Flux from Hydrothermal Plumes on the Juan de Fuca Ridge. *Journal of Geophysical Research*, **98**, 6351-6365.

Courant, R (1943). Variational Methods for the Solution of Problems of Equilibrium and Vibration. *Bull. Am. Math. Society*, Vol. 49, pp. 1 -23.

Damm, K. (1995) Controls on the Chemistry and Temporal Variability of Seafloor Hydrothermal Fluids. *Geophysical Monograph* **91**, American Geophysical Union, 222-247.

FemLab Inst. Guide, Trial Version 3.1i, COMSOL AB, 2005.

Fornari, D. and R. Embley (1995). Tectonic and Volcanic Controls on Hydrothermal Processes at the Mid-Ocean Ridge: An Overview Based on Near-Bottom and Submersible Studies. *Geophysical Monograph* **91**, American Geophysical Union, 1- 46.

García G., H. (2000) Modelo del Estado Térmico Inicial del Campo Geotérmico de Los Azufres, Michoacán, México. *Tesis de Doctorado,* Instituto de Geofísica, UNAM. Inédito.

Grijalva, N. (1986) Investigación de la Energía Geotérmica en la Depresión de Wagner en el Golfo de California. Latitud 31°00' al 31°15' y Longitud 113°50' al 114°10'. Reporte interno para la CFE. Inédito.

Hannington, M., I. Jonasson, P. Herzig, and S. Petersen (1995). Physical and Chemical Processes of Seafloor Mineralization at Mid-Ocean Ridges. *Geophysical Monograph* **91**, American Geophysical Union, 115-157.

Hessler, R. and V. Kaharl (1995). The Deep-Sea Hydrothermal Vent Community: An Overview. *Geophysical Monograph* **91**, American Geophysical Union, 72-84.

Humphris, S.E., R.A. Zierenberg, L.S. Mullineaux, and R.E. Thomson, Editors (1995). Seafloor Hydrothermal Systems. Physical, Chemical, Biological and Geological Interactions. *Geophysical Mono.* **91**, American Geophysical Union, ISBN 0-87590-048-8, 466 pp.

Kingston, M. (1995) Modeling Chimney Growth and Associated Fluid Flow at Seafloor Hydrothermal Vent Sites. *Geophysical Monograph* **91**, American Geophysical Union, 158-177.

Lupton, J. (1995) Hydrothermal Plumes: Near and Far Field. *Geophysical Monograph* **91**, American Geophysical Union, 317-346.

Mercado, S. (1990) Manifestaciones Hidrotermales Marinas de Alta Temperatura (350° C) Localizadas a 21° N, a 2600 m de Profundidad en la Elevación Este del Pacífico. *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía,* **6**, No. 3, 225-263.

Mercado, S. (1993) Geotermoquímica de Manifestaciones Hidrotermales Marinas de Alta Temperatura*, Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía,* **9**, No. 2, 155-164.

Seyfried, W. and K. Ding (1995). Phase Equilibria in Subseafloor Hydrothermal Systems: A Review of the Role of Redox, Temperature, pH and Dissolved Cl on the Chemistry of Hot Spring Fluids at Mid-Ocean Ridges. *Geophysical Monograph* **91**, American Geophysical Union, 248-272.

Stein, C., S. Stein, and A. Pelayo (1995). Heat Flow and Hydrothermal Circulation. *Geophysical Monograph* **91**, American Geophysical Union, 425-445.

Suárez, M.C. (2000) Modelo Volumétrico para la Evaluación de Reservorios Geotérmicos con Información Incipiente. Informe Técnico No. DEX-013/2000, Dpto. de Exploración, CFE. Inédito.

Suárez, M.C. (2004) Evaluación del Potencial, Biogénesis y Características Esenciales de los Sistemas Geotérmicos Submarinos en México: Norte de la Costa Mexicana del Océano Pacífico y Golfo de California. *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía,* 1**7**, No. 1, 31-43.

Turner, J.S. (1973) *Buoyancy Effects in Fluids*. Cambridge University Press, 368 pp.

Zienciewicz, O. and Y. Cheung (1965). Finite elements in the solution of Field Problems. *Engineer*, Vol. 200, 507 – 510.