

**MODELO PRELIMINAR DEL REGIMEN TERMICO CONDUCTIVO  
EN LA CALDERA DE LOS HUMEROS, PUEBLA**

R. M. PROL\*

T. GONZALEZ-MORAN\*

*(Recibido: 4 de marzo, 1982)*

*(Aceptado: 1o. de julio, 1982)*

**RESUMEN**

Las características geológicas de la caldera de Los Humeros (19°42'N, 97°25'W) sugieren que el mecanismo de transmisión de calor es en su mayor parte de tipo conductivo. Tomando en cuenta este mecanismo y los datos geológicos y geofísicos disponibles, es posible calcular el campo de temperaturas bajo la caldera.

El procedimiento seguido en este trabajo consiste en resolver la ecuación de conducción de calor con el método de Diferencias Finitas (D-F). La estructura interna se obtuvo con los datos geológicos y geofísicos del área.

Los resultados obtenidos del modelo presentado permiten estimar la zona de máxima influencia que tenga la temperatura necesaria para la producción de energía geotérmica a profundidad costeable.

\* *Instituto de Geofísica, UNAM, 04510, México, D. F., MEXICO*

## ABSTRACT

The geological characteristics of Los Humeros caldera (19°42'N, 97°25'W) suggest that the mechanism of heat transfer is mostly of the conductive type. Assuming this mechanism and the available geological and geophysical data it is possible to compute the temperature field beneath the caldera.

The procedure followed in this paper consists in solving the equation of conduction of heat by means of a Finite Difference (F-D) technique. The internal structure was provided by the available geological and geophysical data.

The results obtained with the model allow to estimate the maximum area, where it is possible to find the high temperatures for geothermic energy development.

## INTRODUCCION

En los últimos años se han llevado a cabo varias investigaciones geofísicas en la zona geotérmica de Los Humeros. Se han realizado estudios gravimétricos, magnetométricos y eléctricos y con estos datos se han elaborado modelos de la estructura interna de la caldera. (Alvarez, 1977-78; Mena y González-Morán, 1977-78; Ponce y Rodríguez, 1977-78; Pérez-Reynoso, 1978; Casique, 1980; González-Morán y Suro, 1982; Casique *et al.*, 1982). Sin embargo, hasta la fecha no se había intentado construir un modelo térmico con base en los datos existentes.

Un modelo térmico es útil para investigar las posibilidades de encontrar temperaturas anómalas entre .5 y 3 km de profundidad, ya que actualmente a profundidades mayores la explotación de energía geotérmica no es costeaable y, para profundidades menores no existe la suficiente presión con la entalpia requerida.

Fedotov (1980) ha estudiado las condiciones de formación y desarrollo de reservorios magmáticos y ha obtenido fórmulas que permiten evaluar las dimensiones de los mismos. Estas fórmulas serán utilizadas para obtener el radio máximo del reservorio de la caldera de Los Humeros y a partir de este valor estimar su régimen conductivo, suponiendo que la transmisión de calor es principalmente por conducción en las rocas cristalinas que constituyen la caldera.

Este tipo de modelos conductivos ha sido empleado para describir el estado térmico de los reservorios en algunas zonas geotérmicas (Blackwell y Baag, 1973; Lachenbruch *et al.*, 1976) utilizando fórmulas analíticas simplificadas obtenidas para algunos cuerpos magmáticos (Rikitake, 1956; Jaeger, 1962; Simmons, 1967). Las fórmulas son generales y no permiten tomar en cuenta la estructura interna particular del área, aun cuando son efectivas para obtener resultados acerca del proceso de enfriamiento de intrusiones.

En el presente trabajo se toman en cuenta las características de la zona, obtenidas a partir de los estudios disponibles, tanto geológicos como geofísicos. En el modelo se han despreciado los efectos por convección de fluidos, aunque este factor pueda tener influencia en el régimen térmico, dentro y en las cercanías del reservorio. Sin embargo, la elaboración de un modelo más complicado que utilice relaciones más precisas y tome en cuenta la mayoría de los factores que intervienen en el régimen térmico, requiere del conocimiento de varios parámetros, los cuales no han sido bien determinados en Los Humeros.

La mayor parte de las rocas en la zona son de origen ígneo y sólo existe una capa de calizas del Cretácico de aproximadamente 3 km de espesor, posiblemente porosa, que se encuentra localizada entre capas de rocas volcánicas del Jurásico Temprano y del Mioceno (Casique, 1980). En consecuencia, el transporte de calor por convección de fluidos debe estar restringido a la capa de calizas y al fracturamiento en la región, efectuando el régimen conductivo la mayor parte del transporte calorífico. Es por esta razón que el análisis presentado provee un marco de referencia útil en el estudio preliminar del régimen térmico de esta caldera.

### PARAMETROS DEL MODELO

Para la elaboración del modelo se supone la existencia de un reservorio magmático en forma de placa circular, de radio y grosor  $a$  y de un conducto cilíndrico de radio  $b$  y de longitud  $l$ , que parte del borde superior de la placa hasta una distancia  $h$  de la superficie (Fig. 1). Se considera que ambos cuerpos fueron colocados instantáneamente al tiempo  $t = 0$  en un medio estratificado que inicialmente tiene una estructura térmica estable con un gradiente medio vertical de aproximadamente  $20^{\circ}\text{C}/\text{km}$ .

Se considera la temperatura inicial de los cuerpos intrusivos igual a  $1000^{\circ}\text{C}$ , tomando como base los valores medidos para la temperatura de salida de magmas andesítico-basálticos del volcán Parícutín, Michoacán, México (Williams y McBirney, 1979).

Las dimensiones y localización del conducto fueron estimadas a partir del modelo elaborado con datos gravimétricos por Mena y González-Morán (1977-1978). Los valores considerados para el radio y la profundidad del tope del conducto son:  $b = 1000$  m y  $h = 500$  m. Estos valores son confirmados por los resultados obtenidos al procesar datos magnéticos en la misma zona (González-Morán y Suro, 1982).

Suponiendo estabilidad térmica, en una cámara magmática ya formada, Fedotov (1980) obtuvo una fórmula que permite calcular el radio máximo de un reservorio magmático de forma lenticular o esférica. Se asume que el magma entra a la cámara

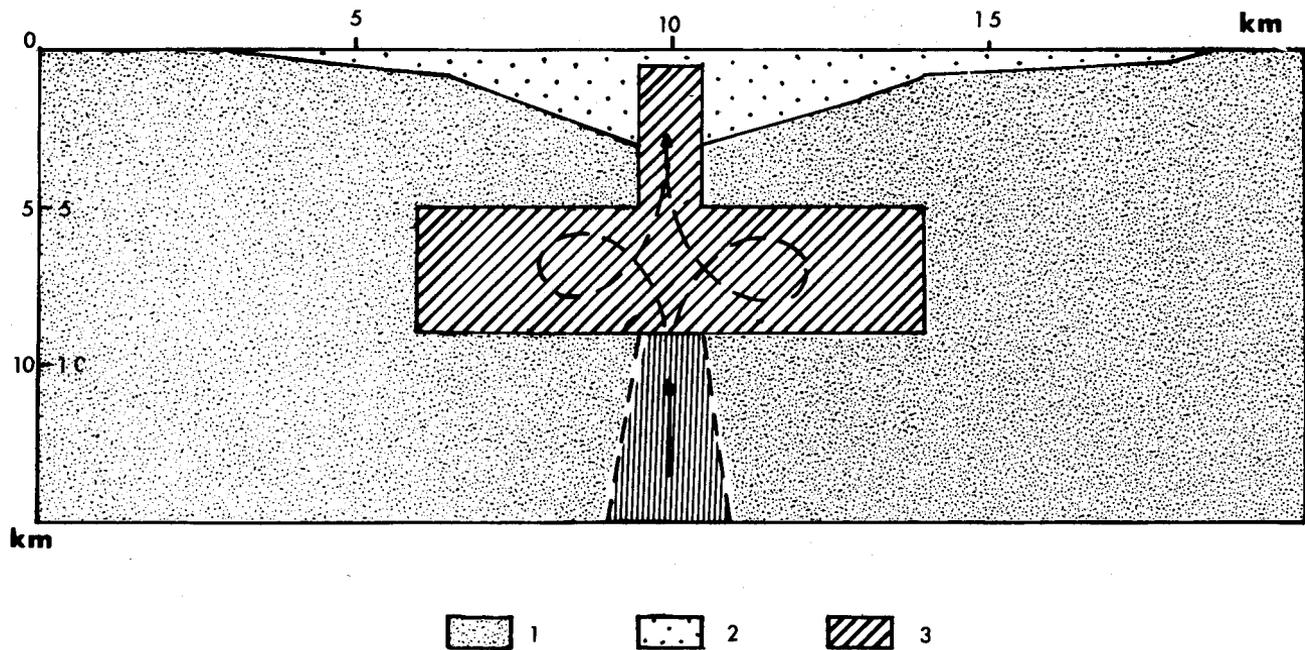


Fig. 1. Esquema geológico utilizado para la elaboración del modelo. 1-roca circundante, 2-piroclásticos, 3-reservorio y conducto magmático.

a una temperatura  $T_1$  y sale de ella con una temperatura  $T_2$ , tal que  $T_2 < T_1$ , donde  $T_2$  es también la temperatura de las paredes de la cámara. Las condiciones de estabilidad están dadas por la cantidad de calor que sale de la superficie de la cámara y que es igual a la introducida a ésta por el magma que entra a mayor temperatura  $T_1$ . Este equilibrio térmico implica obtener un valor máximo para el radio de la cámara ( $r_{\max}$ ) dadas las temperaturas  $T_1$  y  $T_2$ , para el caso de una cámara con forma lenticular se tiene que:

$$r_{\max} = 0.84 \Omega(T_1/T_2)^{1/3} \quad (1)$$

donde  $\Omega$  es el volumen total de magma arrojado,  $T_1$  la temperatura del magma al entrar al reservorio y  $T_2$  la temperatura de salida del mismo.

El volumen total de lavas arrojadas en la caldera de Los Humeros ha sido estimado en  $100 \text{ km}^3$  (Del Río, 1982), el intervalo de valores para la temperatura  $T_1$ , en el caso de magmas andesítico-basálticos, se encuentra entre  $1100^\circ\text{C}$  y  $1200^\circ\text{C}$  (Fedotov, 1980). Así, de la ecuación anterior se obtuvieron los valores de 4.0 y 4.1 km para el radio del reservorio.

Para estimar la profundidad de la cámara se tomaron en cuenta varios factores: Los modelos basados en datos gravimétricos y magnetométricos (Mena y González-Morán, 1977-78; González-Morán y Suro, 1982) sugieren un cuerpo solidificado que constituye la chimenea del volcán que dio origen a la caldera, cuyo tope estaría entre 500 y 750 m de la superficie y su base a más de 3 km, por lo que el reservorio puede encontrarse por debajo de este conducto a una profundidad mayor a los 4 km. Además, con base en datos geológicos, se ha estimado la profundidad del reservorio entre 5 y 10 km (Pérez-Reynoso, 1978). De acuerdo con estas observaciones se supuso una profundidad de 7 km para la parte central del reservorio, con lo cual éste se extiende de 5 a 9 km de profundidad.

La suposición de que el sistema está en equilibrio térmico implica la existencia de un conducto inferior que alimente al reservorio y mantenga una temperatura constante en su superficie durante todo el tiempo de actividad del sistema reservorio-conducto. Considerando el conducto inferior como un cilindro infinito en un medio sólido, el flujo de calor a través de sus paredes laterales para tiempos grandes disminuye con el logaritmo de la variable temporal (Carslaw y Jaeger, 1956), por lo cual para un conducto que haya existido por un tiempo mayor de 100,000 años el flujo de calor es tan pequeño que su influencia en el régimen térmico de las capas superiores es despreciable y ya que los datos radiométricos para rocas volcánicas en la región revelan edades mayores de un millón de años (Casique *et al.*, 1982) es posible despreciar la contribución de este conducto en el modelo. Sin embargo, el magma que entra en el reservorio a través del conducto inferior sí juega un papel importante en el régimen térmico del reservorio. La cantidad de calor por unidad

de tiempo que entra al reservorio, debida al flujo de magma a temperatura  $T_1$  ( $T_1 > T_2$ ) está dada por:

$$Y(t) = W(t) (T_1 - T_2) \rho_m c_m \quad (2)$$

donde  $\rho_m$  y  $c_m$  son la densidad y el calor específico del magma,  $W(t)$  el gasto del mismo y  $T_2$  la temperatura inicial del reservorio.

Para volcanes andesítico-basálticos con volúmenes de  $100 \text{ km}^3$ , ha sido calculado un gasto promedio de magma del orden de  $5.4 \cdot 10^5 \text{ cm}^3/\text{seg}$  (Fedotov y Goritzkiy, 1980) y si consideramos  $\rho_m = 2.52 \text{ gr/cm}^3$  y  $c_m = .271 \text{ cal/gr}\cdot\text{K}$ , se tiene que la cantidad de calor que entra al reservorio será  $Y = 7.4 \cdot 10^7 \text{ cal/seg}$ . De ahí que para un reservorio con las dimensiones del calculado el calor añadido por unidad de volumen será  $H = 3.681 \cdot 10^{-10} \text{ cal/cm}^3 \cdot \text{seg}$ .

### MODELO

Suponiendo que el reservorio magmático está restringido a una zona bien definida, con características cuasiestacionarias, se obtiene el campo de temperaturas debido a la transmisión del calor por conducción, resolviendo numéricamente la ecuación de conservación de energía:

$$\frac{\partial T}{\partial t} = \frac{K}{\rho c} + \nabla^2 T + \frac{1}{\rho c} H \quad (3)$$

Donde  $T$  es la temperatura,  $k$  la conductividad térmica,  $H$  la función que describe las fuentes de energía,  $\rho$  la densidad del medio y  $c$  el calor específico. A la ecuación anterior se le dio un tratamiento bidimensional, que simplifica el esquema operacional reduciendo el tiempo de máquina y permitiendo estimar la variación del campo de temperaturas durante el proceso en los órdenes de magnitud adecuados, de acuerdo con la información existente.

La solución numérica de la ecuación (3) fue obtenida empleando el método implícito de dirección alternada, que es suficientemente estable, con poca oscilación, considerando el producto  $\rho c$  constante (0.6) y el coeficiente  $k$  discontinuo, lo cual no afecta la estabilidad ni la convergencia de la solución numérica (Samaskiy, 1977).

Las condiciones iniciales consideradas son: un gradiente vertical de temperatura constante en toda la región y un gradiente horizontal de temperatura igual a cero. Estas condiciones se cumplen para toda la región excepto en el reservorio y en el conducto, que tienen temperatura igual a  $1000^\circ\text{C}$ . En los bordes se han mantenido las condiciones iniciales de temperatura. La ecuación (3) se aplicó en una región de  $20 \times 20 \text{ km}$ , utilizando una rejilla cuadrada de  $500 \text{ m}$  de longitud por lado y con un intervalo temporal de 100 años.

A partir de las condiciones iniciales fueron desarrolladas dos variantes del modelo: una, que toma en cuenta la existencia de una recarga constante de magma a una temperatura mayor que la temperatura inicial del reservorio, y por lo tanto se asume una fuente de calor en éste, de acuerdo con la ecuación (2); y otra, que no incluye esta fuente de calor, lo cual es equivalente a suponer que el sistema no continúa en actividad y cesó la recarga de material desde el foco primario de magma en el manto. En ambos casos el proceso se llevó a cabo en forma iterativa hasta un tiempo de diez mil años, que es la edad reportada para la última etapa de actividad en la caldera (Casique *et al.*, 1982).

Además, para efectos de comparación se llevaron a cabo los cálculos del caso en que no se tuviera un reservorio magmático y únicamente existiera el cuerpo intrusivo, detectado con gravimetría y magnetometría.

### DISCUSION Y RESULTADOS

Las figuras 2 y 3 muestran los valores de temperatura obtenidos con el modelo para cada variante, graficándolos contra la profundidad en tres diferentes cortes:

- a) en el centro del reservorio,
- b) en la mitad de un extremo del mismo
- c) en el punto más próximo fuera del reservorio

Debido a la lenta conducción en el medio, el régimen térmico del reservorio afecta poco a las capas superficiales. La distribución de temperatura en ellas está determinada principalmente por el cuerpo intrusivo superior, encontrándose en una vecindad de dos kilómetros temperaturas mayores de 200°C para profundidades entre dos y cuatro kilómetros.

La existencia del reservorio implica la presencia de una zona de fusión parcial. Para los puntos en el interior del reservorio la temperatura no disminuye apreciablemente, lo que provoca que la temperatura de un cierto volumen se conserve por encima de la temperatura de fusión en los dos casos estudiados.

Los parámetros correspondientes al reservorio magmático fueron estimados a partir de un modelo que supone equilibrio térmico entre el reservorio y los conductos. La condición necesaria para que esta suposición sea válida es que el sistema haya estado en actividad un tiempo mayor a los diez mil años. De acuerdo con dataciones radiométricas efectuadas recientemente en el área (Casique *et al.*, 1982), esta condición se cumple. Se ha determinado que la actividad volcánica en la caldera de Los Humeros comenzó hace más de un millón de años.

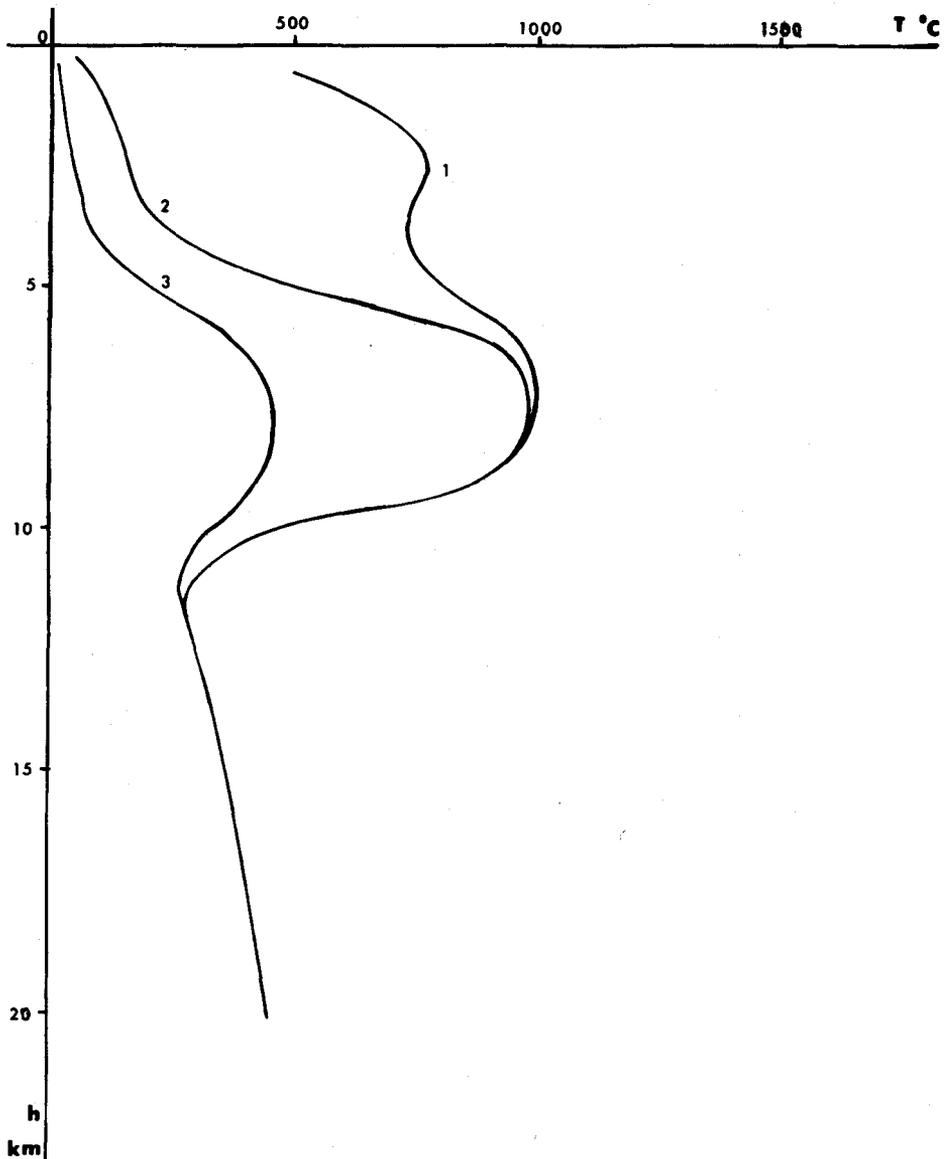


Fig. 2. Gráficas  $T$  vs  $h$  para la variante sin recarga de magma. Cortes: 1 - por el centro de las intrusiones, 2-a 1.5 km del centro, 3-a 0.5 km del borde del reservorio.

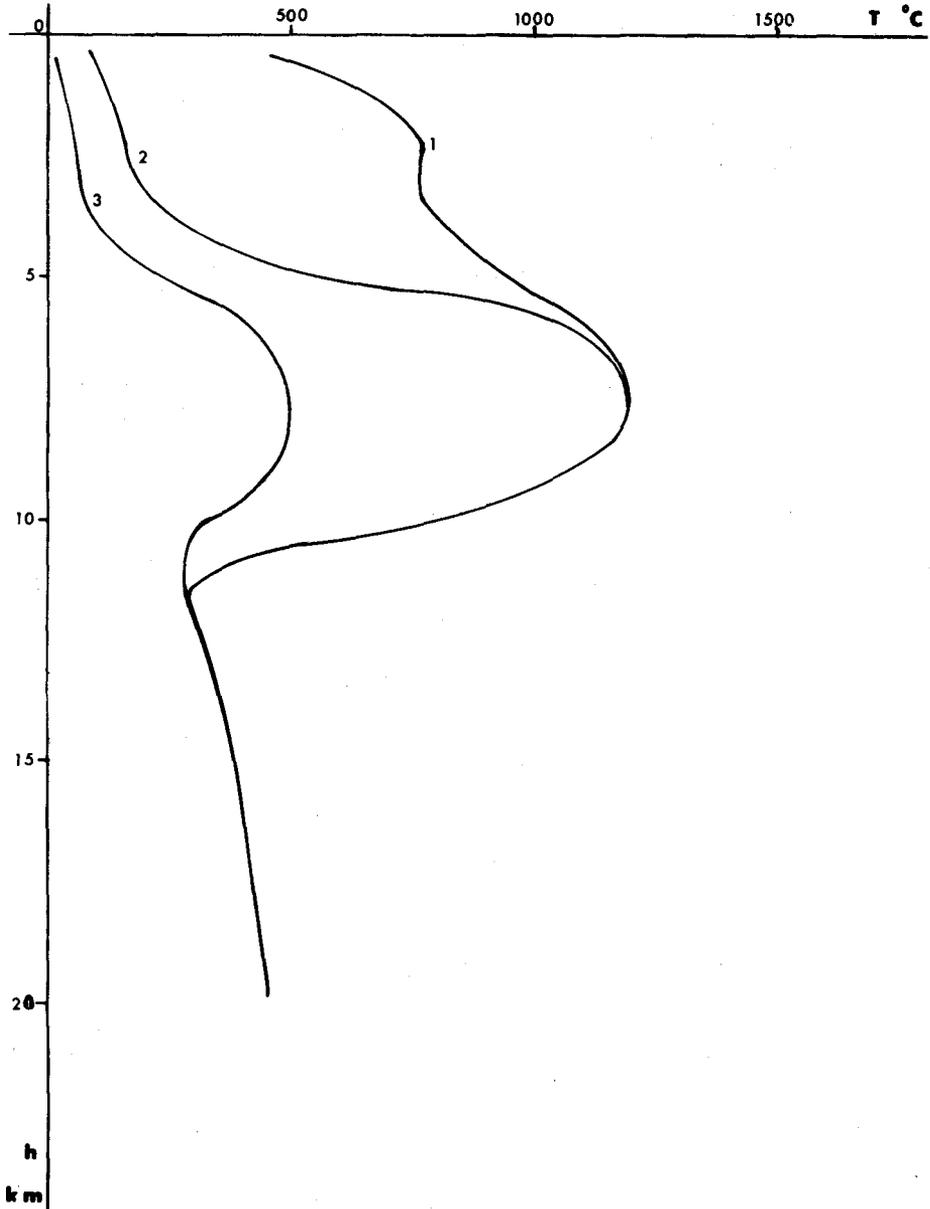


Fig. 3. Gráficas T vs h para la variante con recarga de magma. 1, 2 y 3 como en la Figura 2.

De los resultados obtenidos se observa que las anomalías de temperatura de más de  $200^{\circ}\text{C}$ , debidas a transmisión de calor únicamente por conducción en el medio, se extienden lateralmente a no más de 4 km para profundidades entre dos y cuatro km. En el caso de que exista transmisión de calor debida a convección de fluidos, se ha calculado que la deformación de la isoterma de  $200^{\circ}\text{C}$  se extiende lateralmente hasta una distancia no mayor de 2 km, dependiendo de su recarga y la topografía de la zona. Sin embargo, independientemente de esos parámetros, la isoterma de  $200^{\circ}\text{C}$  no asciende más de 2 km (Cheremenskiy, 1977; Hanaoka, 1980) (Fig. 4). Por lo cual, no sería probable que para distancias mayores de 4 km del cuerpo magmático, se obtuvieran temperaturas mayores de  $200^{\circ}\text{C}$  para profundidades del orden de 1 a 2 km.

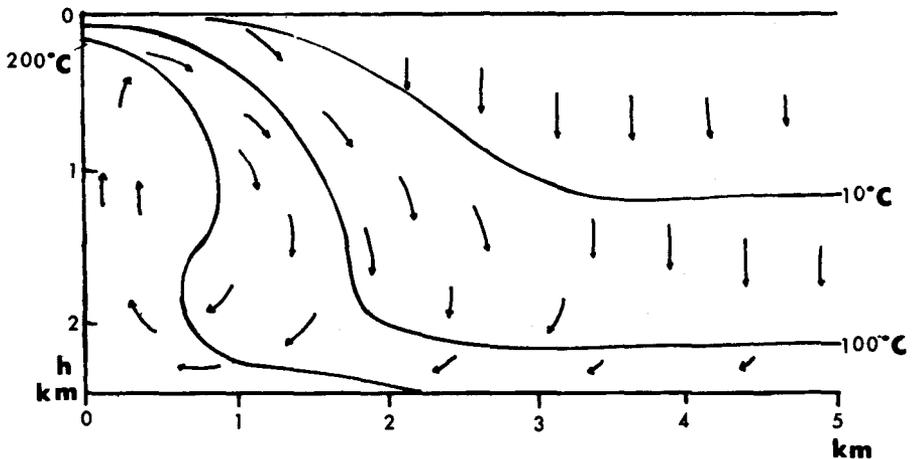


Fig. 4. Deformación de las isotermas provocada por convección en una capa permeable. Las flechas indican la dirección del flujo. (Tomada de Hanaoka, 1980).

También es importante evaluar las posibilidades de extracción de calor del reservorio y éstas son mayores para un reservorio que cuenta con recarga de magma caliente proveniente del manto (Hardee y Larson, 1977). En caso de existir esta recarga, el volumen de material con temperatura mayor que la de fusión sería más grande que si no se presentara recarga y este efecto es más notable para tiempos mayores.

La diferencia en estos volúmenes podría apreciarse con métodos sismológicos o eléctricos. Sin embargo, los datos sismológicos y de sondeos eléctricos con los que se cuenta para Los Hornos (Ponce, 1977-78; Alvarez, 1977-78), sólo permiten inferir la existencia de un cuerpo con alta temperatura, probablemente mayor que la de fusión, pero no determinar sus dimensiones.

Actualmente, los trabajos de perforación de un pozo realizados por la Comisión Federal de Electricidad dentro de la caldera de Los Humeros, han reportado temperaturas de aproximadamente  $250^{\circ}\text{C}$  a profundidades de 1 km. El pozo se encuentra localizado cerca del Cerro Xalapazco o Calderita, el cual presenta una estructura interna del mismo tipo de la que aquí se ha presentado. De acuerdo con la variación obtenida en este pozo de la temperatura con la profundidad (Fig. 5), se observa que en los primeros mil metros el régimen es totalmente conductivo, con un gradiente de  $23^{\circ}/100\text{ m}$ , siendo dominado por la convección a profundidades mayores.

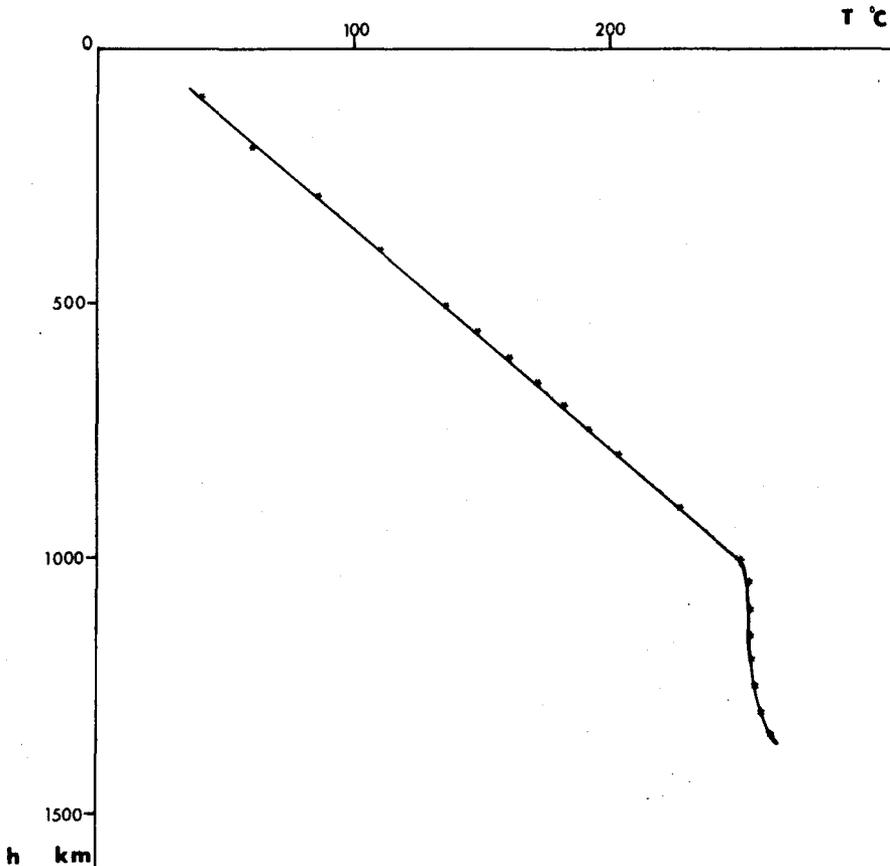


Fig. 5. Gráfica T vs h para el pozo H-1 en el campo geotérmico de Los Humeros, Puebla.

Una posible interpretación con base en el modelo es que, entre 1 y 3 km de profundidad existe una capa de alta porosidad que permite la circulación de fluidos y provoca la deformación de las isotermas. Esta capa podría corresponder a las calizas encontradas en la región (Casique, 1980), pero que se encontrarían a mayor profundidad que la asignada en las secciones geológicas o bien a una capa de andesitas intensamente fracturadas. Los datos de la perforación muestran que hasta casi 2 km de profundidad se encuentran únicamente rocas volcánicas, sobre todo andesitas basálticas con alteraciones de epidota y calcita lo cual indica que las rocas sedimentarias deben encontrarse a mayor profundidad. En este caso, específicamente para el campo geotérmico de Los Humeros, puede afirmarse que las temperaturas necesarias para la explotación de energía geotérmica, se encuentran en radios no mayores de 4 km alrededor de las intrusiones. Esto es válido aun suponiendo un sistema convectivo en alguna de las capas inferiores.

#### BIBLIOGRAFIA

- ALVAREZ, R., 1977-78. Telluric, self-potential and surface temperature profiles on Los Humeros Caldera, *Geof. Intern.*, 17, 450-460.
- BLACKWELL, D. D. and C. BAAG, 1973. Heat flow in a blind geothermal area near Marysville, Montana. *Geophysics* 38, 941-956.
- CARSLAW, H. S. and J. C. JAEGER, 1956. Conduction of heat in solids. Oxford Univ. Press, London. 510 pp.
- CASIQUE V., J., 1980. Estudio geológico aplicado a la geotermia del área Los Humeros-Las Derrumbadas, en los estados de Puebla y Veracruz. Tesis Prof., Escuela IPN. México.
- CASIQUE, V., J., D. S. GARCIA, G. C. YAÑEZ, L. H. PALACIOS y V. H. GARCIA, 1981-1982. Resultados de las exploraciones realizadas por C. F. E. en el proyecto geotérmico Los Humeros-Derrumbadas, estados de Puebla y Veracruz. *Anal. Inst. de Geof.* V. 27-28. (En prensa)
- CHEREMENSKY, G. A., 1977. Prikladnaya Geotermiya (Geotermia Aplicada) Leningrado. Ed. Nedra, 224 pp. (en ruso).
- DEL RIO, L., 1982. Búsqueda de zonas con tectonismo extremo, teoría y una aplicación a la geotermia: Caldera de Los Humeros. *Geofísica Internacional* (aceptado para publicación).
- FEDOTOV, S. A., 1980. O Vjodnij temperaturaj magm, obrazovanii, razmeraj i evolutsii magmaticheskij ochagov vulcanov. (Temperaturas de entrada de magmas, formación, dimensiones y evolución de focos magmáticos de volcanes). *Vulcanologia i Seysmologia. No. 4*, 3-29 (en ruso).
- FEDOTOV, S. A., Yu. A. GOTITSKIY, 1980. Teplovoy raschet tsilindricheskij pitayushij kanalov i rasjoda magm dyla vulcanoc tsentralnogo tipa; II. (Cálculo

- térmico de conductos alimentadores cilíndricos y gasto de magma para volcanes de tipo central). *Vulcanología i Seysmología No.1*, 3-15 (en ruso).
- GONZALEZ-MORAN, T. y V. SURO PEREZ, 1982. Obtención de parámetros físicos de las estructuras principales localizadas en la caldera de Los Humeros, Puebla. *Geof. Intern.*, 21, 57-68.
- HANAOKA, N., 1980. Numerical model experiment of Hydrothermal System-Topographic Effects. *Bull Geol. Survey of Japan*, 31, 321-332.
- HARDEE, M. C., and D.W. LARSON, 1977. The extraction of heat from magmas based on heat transfer mechanisms. *Jour. Volc. Geothermal Res.* 2, 113-144.
- JAEGER, J. C., 1964. Thermal effects of intrusions. *Rev. Geophys.* 2, 443-466.
- LACHENBRUCH, A. H., J. H. SASS, R. J. MUNROE, and T. H. MOSES, 1976. Geothermal setting and simple heat conduction models for the Long Valley Caldera. *Jour. Geophys. Res.* 81, 769-784.
- MENA, M. y T. GONZALEZ-MORAN, 1977-78. Regional Gravity of Los Humeros volcanic area. *Geof. Intern.*, 17, 429-443.
- PEREZ-REYNOSO, J., 1978. Geología y Petrología de la caldera de Los Humeros, *Geomimet*, 3a. época, No. 91, 97-106.
- PONCE, L. y C. RODRIGUEZ, 1977-78. Microearthquake activity associated to Los Humeros caldera, México: Preliminary Survey. *Geof. Intern.* 17, 461-478.
- RIKITAKE, T., 1959. Studies of the thermal state of the Earth. The second paper: Heat flow associated with magma intrusion. *Bull. Earthq. Res. Inst.* 37, 233-243.
- SAMARSKIY, A. A., 1977. Teoria raznostnij sjem. (Teoría de esquemas diferenciales) Nauka, Moscú, 656 pp. (en ruso).
- SIMMONS, G., 1967. Interpretation of heat flow anomalies. Flux due to initial temperature of intrusives. *Rev. Geophys. Space Phys.* 5, 109-120.
- WILLIAMS, H. and A. R. McBIRNEY, 1979. *Volcanology*. Freeman, San Francisco, 397 pp.