

# Modelación de temperaturas bajo la Caldera de Los Humeros, Puebla, México, en términos de profundidad de la cámara magmática

J. Castillo-Román, S. P. Verma y J. Andaverde

Depto. de Geotermia, Div. Fuentes de Energía, Instituto de Investigaciones Eléctricas, Cuernavaca, Mor., México.

Recibido: 27 de octubre, 1990; aceptado: 18 de julio, 1991.

## RESUMEN

Se presentan los resultados de un modelado térmico de la cámara magmática subyacente a la caldera de Los Humeros, situada en la parte oriental del Cinturón Volcánico Mexicano. La distribución de temperaturas obtenidas a partir de una cámara magmática colocada a diferentes profundidades (4, 5 y 6 km) presenta una mayor sensibilidad a la profundidad cuando su evolución es aún reciente (~0.1 Ma). Para una cámara magmática con un tiempo de evolución mayor (~0.6 Ma), las diferencias de temperatura disminuyen, ya que el cuerpo magmático ha sido prácticamente solidificado. La simulación con rocas secas y saturadas resultó con baja sensibilidad, debido a la escasez de datos reales sobre las propiedades térmicas. Es necesario tomar en cuenta el efecto térmico de la cristalización fraccionada en la cámara magmática para obtener una mejor estimación de las temperaturas calculadas. Se postuló una re-inyección de material basáltico en la cámara magmática (~62 km<sup>3</sup>), siendo suficiente para incrementar en ~50°C la temperatura en toda la cámara. La convección fue simulada considerando sistemas mediana o altamente convectivos, a una profundidad entre 700-2200 m. Las conductividades térmicas fueron incrementadas diez y veinte veces (10K y 20K) respectivamente. Los mejores resultados se obtuvieron con el sistema altamente convectivo. La isoterma de 200°C correspondió a las temperaturas medidas en los pozos H-12, H-10, H-9 y H-6 (cámara magmática a 4 y 5 km). Las temperaturas calculadas para la cima de la cámara fueron de 400° a 500°C y las temperaturas máximas calculadas para el centro de la cámara magmática fueron de 600° a 650°C a profundidades de 7 a 8 km.

**PALABRAS CLAVE:** Los Humeros, cámara magmática, simulación térmica, cristalización fraccionada, convección, re-inyección de magma.

## ABSTRACT

Results of thermal modelling of a magma chamber in Los Humeros Caldera, located in the eastern part of the Mexican Volcanic Belt, are presented. The temperature distributions obtained from a magma chamber at different depths (4, 5 and 6 km) are depth-sensitive for relatively recent magma chambers (~0.1 Ma). For older magma chambers (~0.6 Ma), the differences in predicted temperatures are much smaller because the magma bodies are practically solidified. The simulation using dry and saturated rocks shows rather low differences between predicted temperatures, probably due to lack of actual data on thermal properties. By taking into account the thermal effects of fractional crystallization within the magma chamber, a better agreement between the calculated and the measured temperatures is obtained. At least one episode of re-injection of basaltic magma as well as convection effects in shallow layers (1-2 km depth) must be assumed. An injected volume of ~62 km<sup>3</sup> magma, sufficient to increase the temperature in the magma chamber by ~50°C, has been postulated. Convective processes were simulated by a convective layer at a depth of 700-2200 m, increasing the thermal conductivities to 10 and 20 times. The best results correspond to the highly convective model (thermal conductivity of 20K for the convective layer). The 200°C computed isotherm agrees well with the measured temperatures in the wells H-12, H-10, H-9 and H-6 (magma chamber at 4 and 5 km). The temperatures calculated at the top of the magma chamber are 400° to 500°C, while the maximum temperatures found at the center of the chamber are 600° to 650°C at depths of 7 to 8 km.

**KEY WORDS:** Los Humeros, magma chamber, thermal simulation, fractional crystallization, convection, re-injection of magma.

## INTRODUCCION

En la mayoría de las áreas de interés geotérmico, la cámara magmática está localizada en los niveles más superficiales de la corteza terrestre (Henley *et al.*, 1984). Se requiere cuantificar las características de dicha cámara, tales como volumen, geometría, profundidad, temperatura inicial y final, así como también su composición química, con el objeto de calcular la cantidad de energía térmica que pudo haber sido transferida desde la cámara al medio que la rodea (Verma, 1985a, b). La sismología activa puede proporcionar una buena resolución de la ubicación y dimensiones de

la cámara magmática, pero presenta un costo alto en las investigaciones y exploraciones geotérmicas. El "modelado térmico" es un método útil y económico para investigaciones geotérmicas y volcánicas, porque ayuda a conocer las fuentes profundas de calor, así como también a determinar la reserva de calor de un yacimiento geotérmico, estimar la distribución de temperatura a profundidad y conocer la historia térmica en zonas volcánicas (Donaldson, 1982; Proh y González-Morán, 1982; Elders *et al.*, 1984; Giberti *et al.*, 1984; Verma, 1985a, b; Sanvicente, 1986; Castillo-

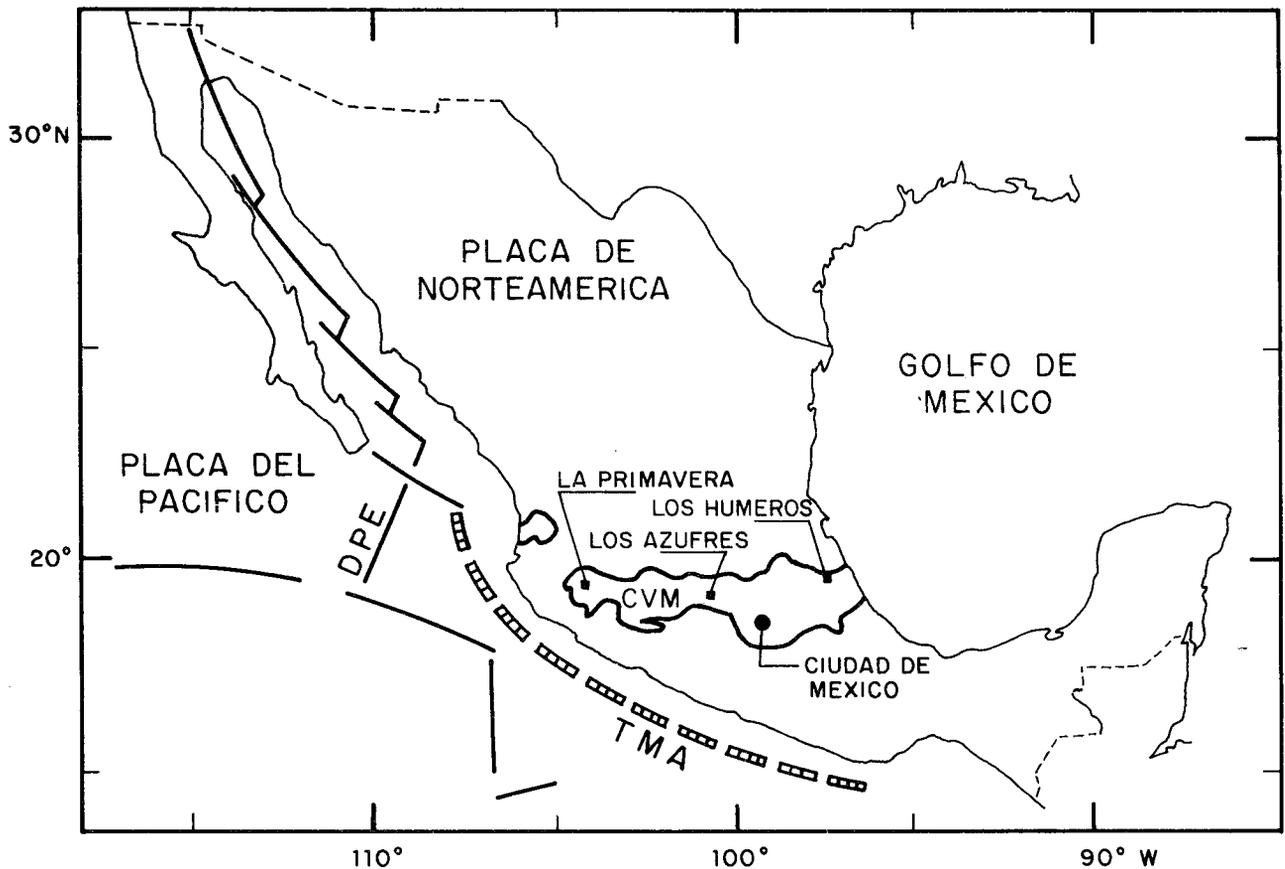


Fig. 1. Localización del área en estudio y ubicación de los tres principales campos geotérmicos del CVM (La Primavera, Los Azufres y Los Hornos); DPE = Dorsal del Pacífico Este, TMA = Trincheras Meso-Americanas (tomado de Verma, 1985b).

Román y Verma, 1989; M. P. Verma *et al.*, 1990; Andarve *et al.*, 1991).

El área geotérmica de la caldera de Los Hornos (19° 40' latitud N, 97°25' longitud W) se encuentra en el extremo oriental del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM), ~180 km al este de la Ciudad de México (figura 1). En la misma figura se localizan también los otros dos principales campos geotérmicos conocidos del CVM (Los Azufres y La Primavera). La caldera de Los Hornos es de las más estudiadas en México por el potencial geotérmico que representa.

La técnica geofísica de modelado térmico ha sido aplicada en diferentes ocasiones para determinar el campo de temperaturas bajo la caldera de Los Hornos. Prol y González-Morán (1982) consideraron una cámara magmática de 100 km<sup>3</sup> de volumen (Del Río, 1982) localizada a una profundidad de 5 km y calcularon las temperaturas usando el método de diferencias finitas. Prol *et al.* (1984) modificaron el modelo anterior tomando en cuenta la historia eruptiva de la caldera. Más tarde, Sanvicente (1986) y M. P. Verma *et al.* (1990) consideraron un modelo de cámara magmática

estratificada (Ferriz, 1985) y de gran volumen (~1500 km<sup>3</sup>; Verma, 1985a, b).

Los trabajos anteriores no evaluaron los efectos de la profundidad de la cámara magmática, los cambios en las propiedades térmicas del medio ni la re-inyección de material magmático. A continuación aplicamos el modelado térmico en la caldera de Los Hornos con el fin de evaluar estos efectos.

#### BASES PARA EL MODELO GEOLOGICO

La geología de Los Hornos ha sido descrita por Pérez-Reynoso (1978), Yáñez-García (1980), Demant (1981), Ferriz y Yáñez (1981), Yáñez-García y García-Durán (1982), Ferriz y Mahood (1984) y Romero-Ríos (1988). El basamento local está constituido por un complejo paleozoico metamórfico e intrusivo, una secuencia sedimentaria mesozoica plegada, intrusiones sieníticas y granodioríticas del terciario inferior y andesitas pliocénicas. Las rocas más antiguas observadas en el área corresponden a esquistos

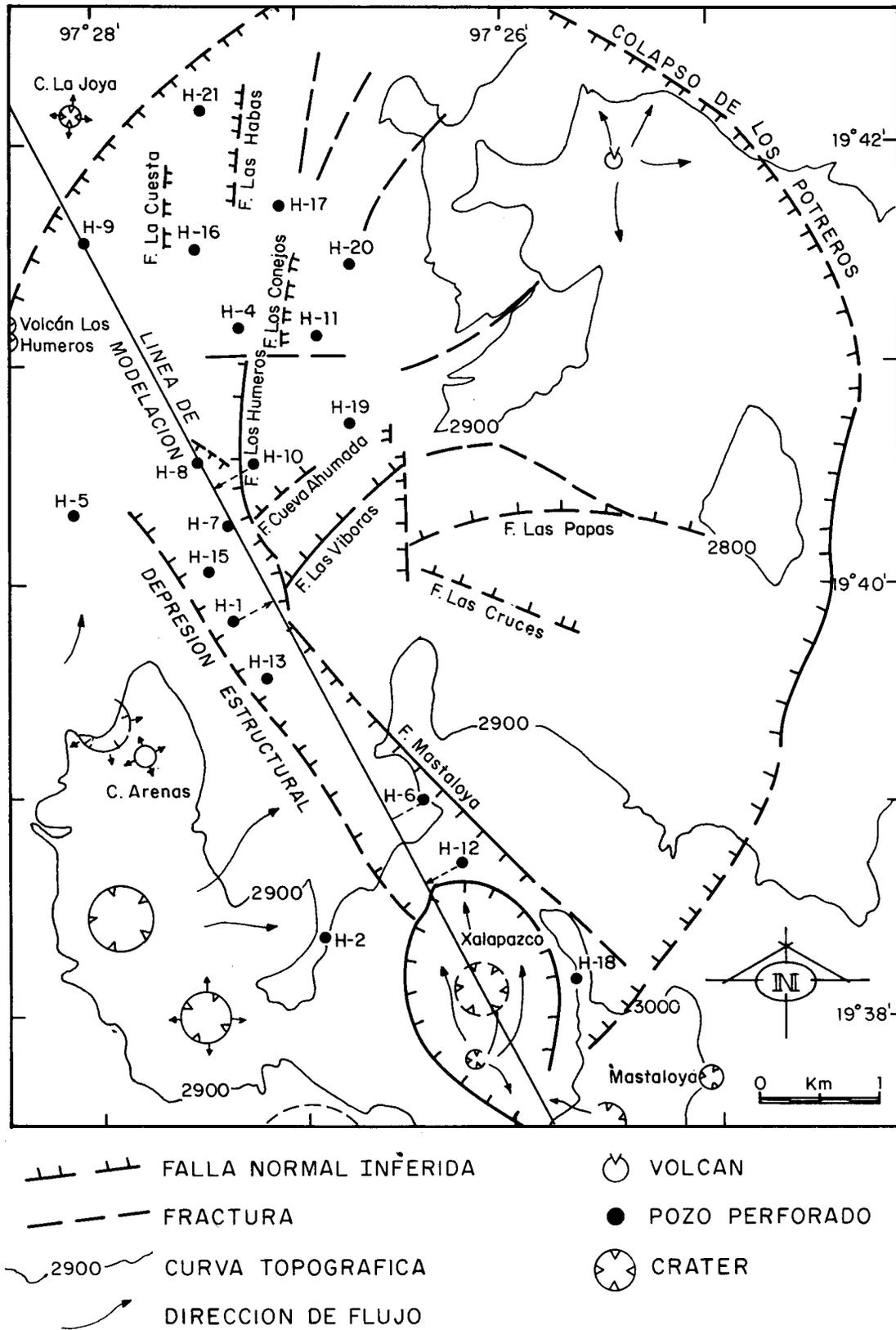


Fig. 2. Mapa geológico simplificado de la caldera de Los Humeros, Puebla, con las localizaciones de los pozos, así como la línea de modelación (modificado de Ferriz y Mahood, 1984).

sericíticos, gnéisicos y rocas ígneas graníticas consideradas de edad pre-Triásica.

La primera actividad volcánica en el área de Los Humeros está representada por la erupción de lavas andesíticas y ferrobasálticas de la Formación Teziutlán (3.6 y 1.6 Ma). El colapso de la caldera de Los Humeros (CLH) fue provocado por la erupción de la ignimbrita Xáltipan (0.46 Ma); representa aproximadamente 115 km<sup>3</sup> de magma y es predominantemente riolítica. Posteriormente al colapso, se formaron varios domos silíceos (0.3 Ma). Otra emisión de ignimbrita intermedia a ácida (ignimbrita Zaragoza, 0.1 Ma) provocó el colapso de la caldera de Los Potreros (CLP), dentro de la CLH. Las emisiones de andesitas, andesitas basálticas y lavas, pómez y cenizas de composición andesítica a riodacítica (0.08-0.04 Ma) dieron origen a otra caldera (calderita El Xalapazco) dentro de las anteriores. La última actividad volcánica está representada por la eyección de aproximadamente 0.25 km<sup>3</sup> de basaltos de olivino, durante los últimos 0.02 Ma. En la figura 2 se muestran los principales rasgos estructurales del campo geotérmico de Los Humeros, señalándose a la vez la línea de modelación usada en este trabajo, así como los pozos perforados en dicho yacimiento.

Para fines de simulación se ha considerado una antigüedad de ~0.6 Ma, ya que la primera erupción de la ignimbrita riolítica Xáltipan tuvo lugar hace ~0.46 Ma y que para formar un magma riolítico por el proceso de cristalización fraccionada a partir de uno basáltico se requiere un lapso del orden de ~0.1 ma (Sanvicente, 1986 y M. P. Verma *et al.*, 1990).

## GEOQUIMICA

Diversos estudios geoquímicos e isotópicos han sido presentados por Verma (1981, 1983, 1984a, b, 1985a, b), Yáñez-García y García-Durán (1982), Verma y López (1982), Ferriz y Mahood (1984), y Ferriz (1985). En resumen, la zona de Los Humeros se caracteriza por rocas volcánicas pertenecientes a dos series: la alcalina y la de basalto alto en alúmina (también calci-alcalina y alto-potásica calci-alcalina). Esto es compatible con la tectónica regional, ya que las rocas del CVM son primordialmente de tipo calci-alcalino, mientras que las de la cordillera oriental (CO) representan en su mayor parte un volcanismo alto-potásico calci-alcalino.

Es importante indicar que los contenidos de elementos alcalinos y alcalinotérreos y de isótopos de Sr muestran que la cristalización fraccionada es el proceso petrogenético dominante. De los isótopos de Nd y Sr se concluye que los magmas de Los Humeros han sido generados en el manto superior, con poca contribución de la corteza oceánica subducida, de sedimentos, ni de la corteza continental. Partiendo de un magma padre de composición basáltica de olivino y considerando los volúmenes de las unidades eruptivas, se calculó el volumen de minerales que puedan encontrarse en la cámara magmática (~1500 km<sup>3</sup>). Es el volumen mínimo de la cámara. Además, se supone la existencia de una cámara

ra somera (~5 km de profundidad), química-térmica-magmáticamente zonada. La geoquímica de los gases, pozos y norias indica que la fuente de calor está ubicada bajo el Xalapazco y muy cerca de la superficie (temperaturas arriba de 300°C para profundidades entre 1200-1600 m).

## GEOFISICA

Diferentes métodos geofísicos (geoeléctricos, autopotencial, telúricos, gravimétricos, aeromagnéticos, magnéticos, magnetotelúricos, termométricos y de modelado térmico) han sido aplicados en la caldera de Los Humeros por Flores-Luna (1978), Palacios-Hartweg y García-Velázquez (1981), González-Morán y Suro-Pérez (1982), Prol y González-Morán (1982), Prol *et al.* (1984), García-Estrada (1983), Martínez *et al.* (1985), Arredondo-Fragoso (1986), y M. P. Verma *et al.* (1990). Estos estudios han contribuido a delinear los rasgos estructurales y apoyan la existencia de una fuente de calor somera, por la presencia de estratos altamente conductores entre los 5 y 10 km y sugieren la existencia de dos conductos volcánicos que salen de la cámara magmática, uno de ellos bajo el C. Xalapazco. Ello concuerda con la información disponible de los pozos de la línea de modelación, dos de los cuales (H-8 y H-10) muestran una zona de metamorfismo de contacto con mineralogía de skarn de calcita-wollastonita (figura 3). Los estudios termométricos han reportado que la zona de Loma Blanca es la de mayor interés geotérmico, seguida por el escarpe de la falla Los Humeros y finalmente por el bloque alto de la falla de Zona Nueva. Cabe señalar que las mejores aproximaciones a las temperaturas calculadas se obtuvieron bajo la consideración de una cámara magmática estratificada.

## MODELO GEOLOGICO

El modelo geológico empleado fue propuesto por Verma (1984b) a partir de la integración de los datos geológicos, geoquímicos y geofísicos disponibles de la zona (figura 4). Este modelo ha sido tomado como base para los trabajos de Sanvicente (1986) y M. P. Verma *et al.* (1990). La fuente de calor está relacionada con una cámara magmática de gran tamaño (~1500 km<sup>3</sup>, volumen obtenido mediante el balance de masas, Verma, 1985a, b) y localizada a una profundidad de alrededor de 5 km (Prol y González-Morán, 1982). Debido a la escasez de evidencias geofísicas que determinen la profundidad y forma de la cámara magmática, hemos considerado una cámara magmática cilíndrica (9 km de radio y 6 km de espesor) con dos conductos cilíndricos de 0.5 km de radio cada uno, cuya longitud varía de 1.3 a 3.3 km, según la profundidad de la cámara magmática ( $z = 4, 5, 6$  km).

Los conductos se han determinado mediante evidencias geofísicas (Flores-Luna *et al.*, 1978; Mena y González-Morán, 1978) y geológicas. Los pozos H-6, H-8, H-9 y H-12 alcanzan skarn de calcita-wollastonita, probablemente causado por un contacto metamórfico de calizas del Cretácico (figura 3), lo cual apoya la existencia de estos conduc-

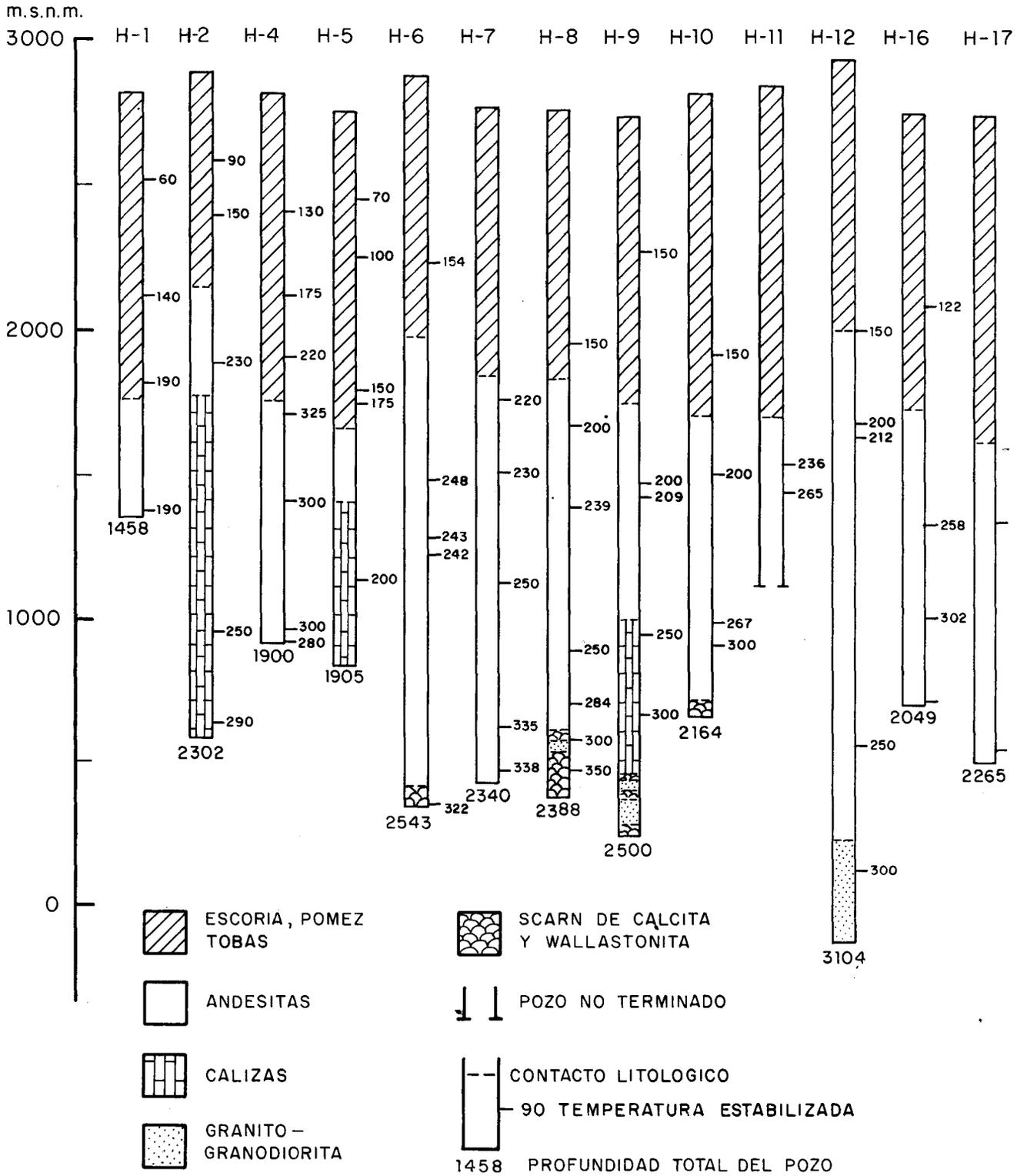


Fig. 3. Sección geológica obtenida a partir de los pozos existentes en la zona de Los Humeros (modificado de Romero-Ríos, 1988).

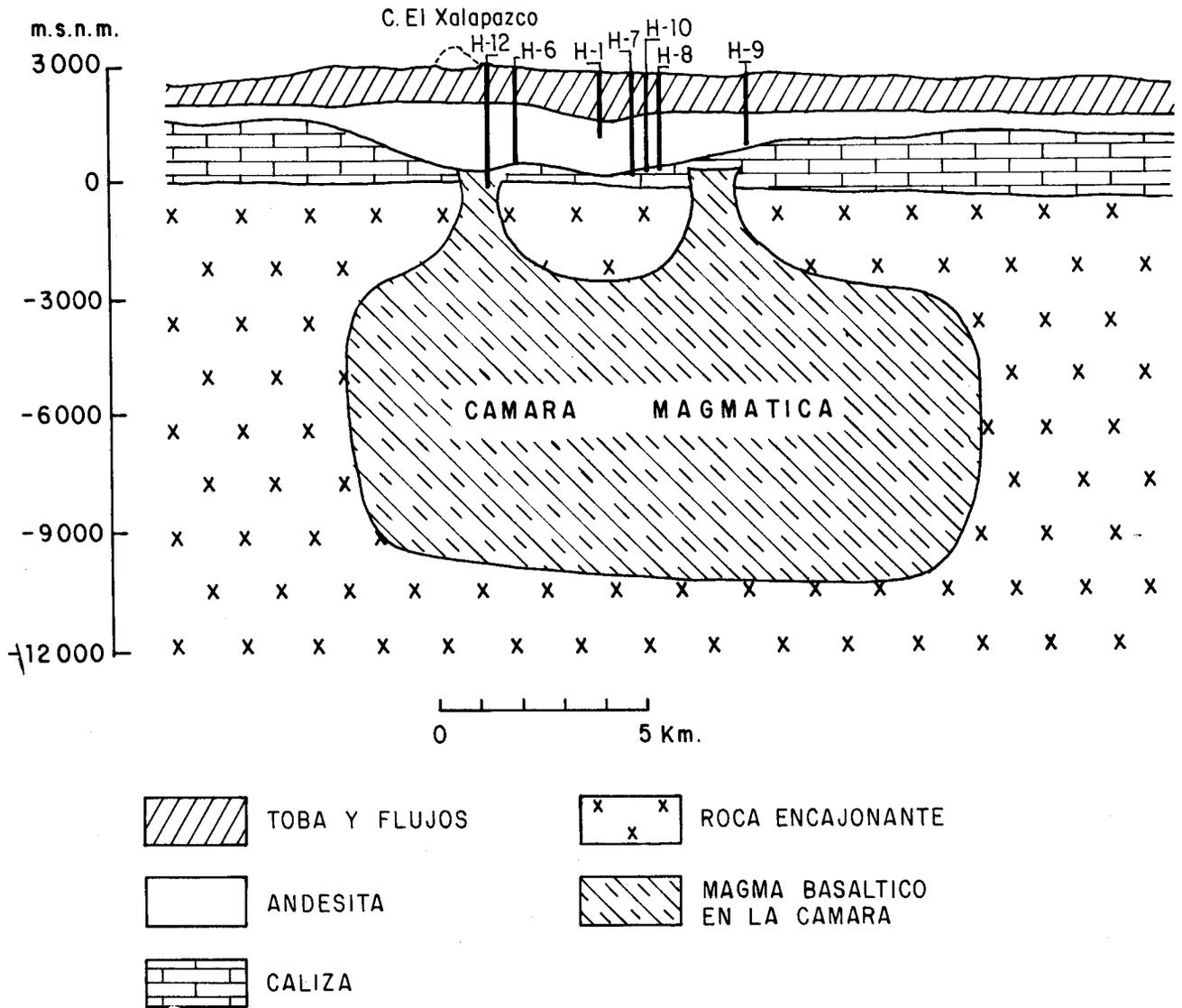


Fig. 4. Modelo geológico con la localización de los pozos sobre la línea de modelación (modificado de Sanvicente, 1986).

tos. El modelo geológico se adaptó a un programa de cómputo existente (Sanvicente, 1986), obteniéndose un modelo compatible (figura 5), el cual considera estratos horizontales. La irregularidad de los estratos reales fue modelada mediante cuerpos en el interior de ellos. La cámara magmática fue aproximada mediante una sección cilíndrica, obteniéndose un cuerpo rectangular de grandes dimensiones. Los conductos o cuellos forman dos pequeños cuerpos, también rectangulares.

Para calcular la distribución de temperaturas se utiliza el programa desarrollado por Sanvicente (1986) en el cual la transferencia de calor es por conducción y se resuelven las ecuaciones por el método de diferencias finitas (M. P. Verma et al., 1990).

#### SIMULACION I: VARIANDO LA PROFUNDIDAD DE LA CAMARA MAGMATICA, ASI COMO LAS PROPIEDADES FISICAS DE LAS ROCAS

Esta simulación comprende el enfriamiento de la cámara magmática desde un tiempo  $t = 0$  hasta un tiempo  $t = 0.6$  Ma, sin recarga de material. El modelo usado en el enfriamiento es el de la figura 5. Este modelo ha sido modificado para diferentes profundidades de la cámara magmática ( $z = 4$  km,  $z = 5$  km, y  $z = 6$  km). En los tres casos, el corte compatible presenta una longitud de 24 km en sentido horizontal y 15 km de profundidad. Las propiedades térmicas empleadas (Tabla 1) fueron tomadas del trabajo de Contreras y García (1989) para rocas de la

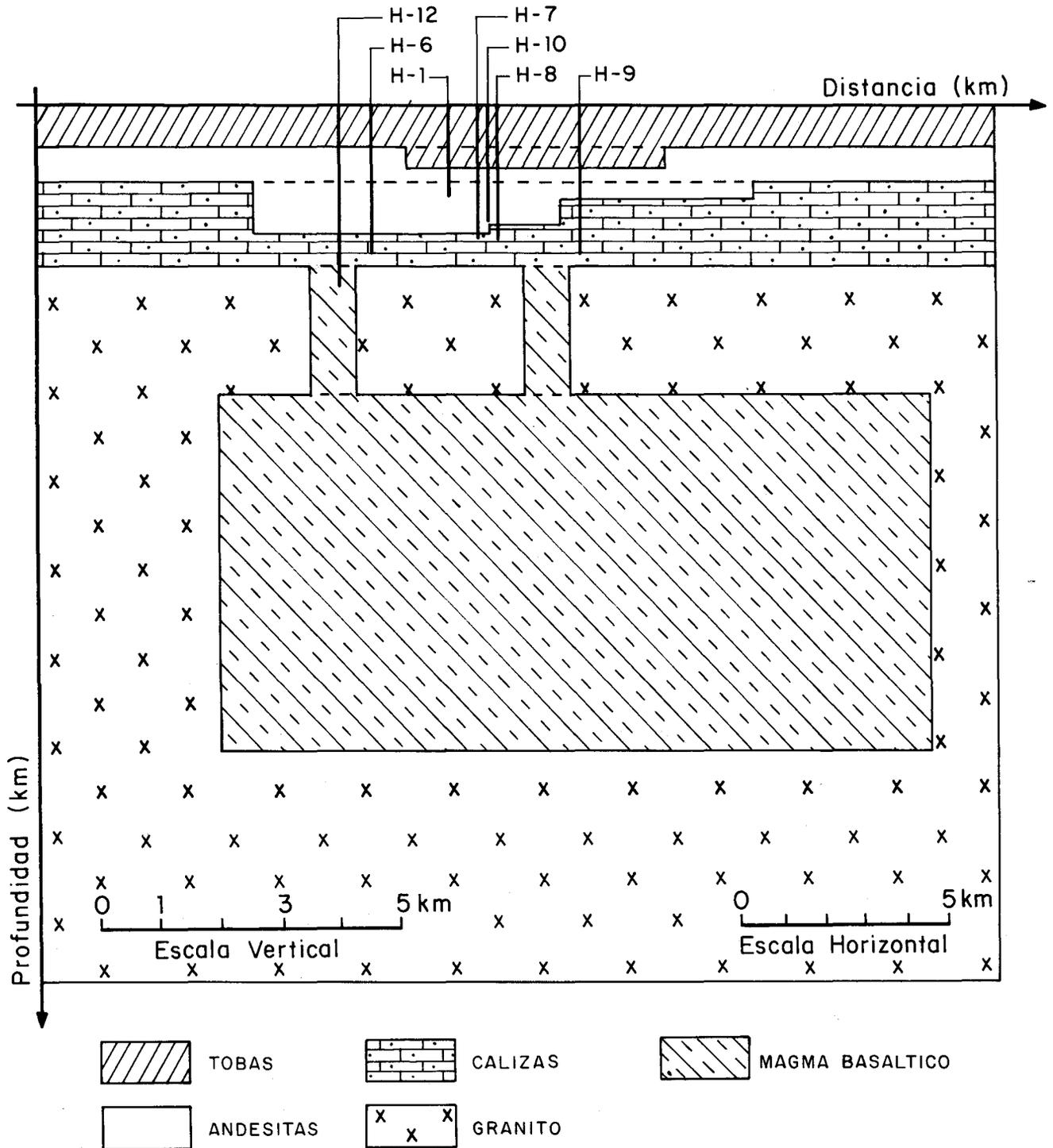


Fig. 5. Modelo utilizado en el programa de cómputo para las simulaciones (modificado de M. P. Verma *et al.*, 1990).

Caldera de los Humeros y también de la bibliografía (Berman *et al.*, 1942). Estas propiedades se supusieron constantes durante todo el proceso de enfriamiento. La simulación se llevó a cabo en tres aproximaciones:

A) Considerando una cámara magmática basáltica con una temperatura inicial  $T = 1200^{\circ}\text{C}$ , se colocó la cámara a

diferentes profundidades (4, 5 y 6 km), con propiedades térmicas correspondientes a rocas secas (Contreras y García, 1989). Las condiciones iniciales en la parte superior e inferior del corte geológico fueron de  $T = 0^{\circ}\text{C}$  en  $z = 0$  y  $T = 450^{\circ}\text{C}$  en  $z = 15$  km respectivamente. El gradiente geotérmico es considerado normal ( $30^{\circ}\text{C}/\text{km}$ ). Las temperaturas en el contacto entre la cámara magmática y la roca encajo-

Tabla 1

Propiedades físicas de los tipos de roca considerados en el modelo

Tipo de roca	Densidad (g/cm <sup>3</sup> )	Calor específico (J/g °C)	Conductividad térmica (W/m °C)	Difusividad térmica (m <sup>2</sup> /s) x10 <sup>-6</sup>
Tobas*	2.22	0.837 1.088 <sup>^</sup>	1.16 1.96 <sup>^</sup>	0.620 0.750 <sup>^</sup>
Andesitas*	2.40	0.879 1.076	1.28	0.600
Calizas	2.60	0.836	2.50	1.148
Granitos	2.66	1.100	2.60	0.885
Basaltos*	2.37	0.879 1.088 <sup>^</sup>	1.42 1.82 <sup>^</sup>	0.670 0.680 <sup>^</sup>

\* Propiedades obtenidas a partir de los datos de Contreras y García (1989). Muestras saturadas con agua destilada.

#### SIMULACION II : RE-INYECCION EN LA CAMARA MAGMATICA

nante fueron tomadas como promedio de la temperatura de la intrusión y la temperatura calculada mediante el gradiente normal. Los resultados se presentan en la figura 6a (tiempo de enfriamiento de 0.1 ma) y en la figura 6b (tiempo de enfriamiento de 0.6 ma). Las temperaturas corresponden a la parte central del modelo.

B) Con las mismas condiciones que la primera se consideró el efecto de cristalización, mediante el incremento de la temperatura inicial (Kappelmeyer y Haenel, 1974; Buntebarth, 1984; Giberti *et al.*, 1984). Este incremento fue de 300°C, obtenido a partir de la relación  $T_e = T_o + \lambda c$ , donde  $T_e$  es la temperatura efectiva,  $T_o$  es la temperatura inicial de la intrusión,  $\lambda$  corresponde al calor latente ( $\lambda = 4.2 \times 10^5$  J/kg) y  $c$  es el calor específico de la intrusión (Giberti *et al.*, 1984; Buntebarth, 1984; Kappelmeyer y Haenel, 1974). Los resultados de esta aproximación se presentan en la figura 7a para un enfriamiento de 0.1 ma y en la figura 7b para un tiempo de 0.6 ma.

C) Por último, las propiedades térmicas de rocas secas fueron reemplazadas por las propiedades de rocas saturadas (Contreras y García, 1989) y la simulación se llevó a cabo bajo las mismas condiciones que en el caso (A). La distribución de temperaturas se presenta en la figura 8a para un tiempo de enfriamiento de 0.1 ma y en la figura 8b para un tiempo de 0.6 ma, tanto en rocas secas como saturadas.

El enfriamiento de la cámara magmática sin consideración de una posible recarga durante su evolución no es una solución idónea para la zona geotérmica de Los Humeros, ya que la fuente de calor en esta caldera estaría prácticamente solidificada actualmente. Esta conclusión se basa en los resultados de la simulación I y en el trabajo de Sanvicente (1986). La inyección de nuevo material magmático dentro de la cámara de Los Humeros debe jugar un papel muy importante para mantener el gradiente geotérmico actual en la zona. El caso anterior (sin reinyección) representa entonces el extremo mínimo para el modelo de inyección de magma. El extremo máximo consistiría en calentar toda la cámara magmática a 1200°C, considerando una inyección de basalto a esa temperatura, de tal manera que el material dentro de la cámara se homogeniza y se obtiene nuevamente una cámara magmática de composición basáltica. Este caso fue considerado por Sanvicente (1986) y por M. P. Verma *et al.* (1990). Un tercer caso, más probable, podría ser intermedio entre los dos casos anteriores: en el momento de recarga la cámara sólo se calienta a 1200°C y se homogeniza a basalto un volumen correspondiente al material eruptado (~10 km<sup>3</sup>), mientras que las temperaturas del resto del material se mantienen bajo las mismas características durante ese período de tiempo (0.36 Ma). Cabe aclarar que el volumen de una cámara magmática puede ser varias veces el del material eruptado. El modelo de inyección se presenta en la figura 9. La recarga es considerada a partir de la erupción de la toba Faby (~10 km<sup>3</sup>; ~0.24 Ma), en la cual

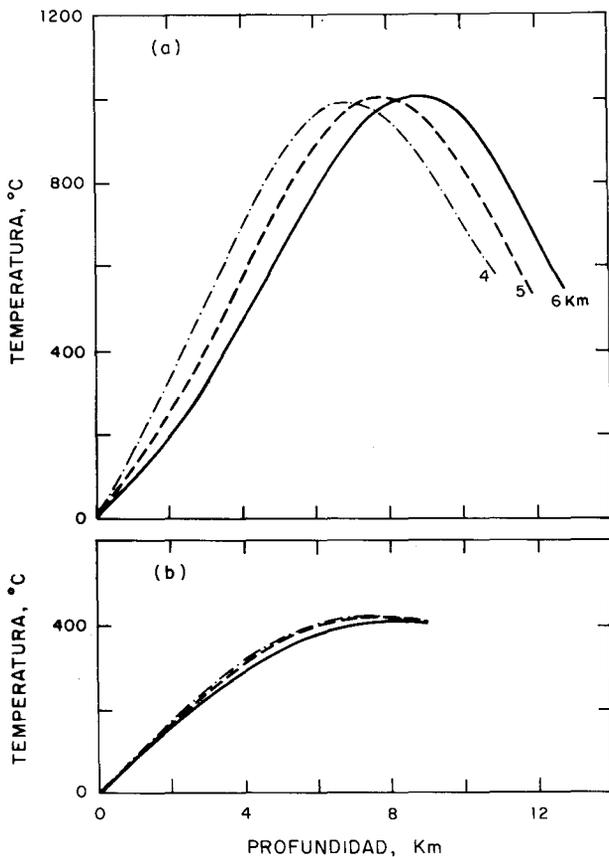


Fig. 6. Curvas de temperaturas vs. profundidad de una cámara magmática a tres diferentes profundidades (4, 5 y 6 km) sin considerar el efecto de cristalización. (a)  $t_1 = 0.1$  Ma de enfriamiento y (b)  $t_1 = 0.6$  Ma de enfriamiento.

no se ha reconocido ninguna estructura de colapso (Tabla 2). Esto se debe probablemente a que la unidad Faby se formó como resultado de nueve eventos eruptivos discretos, entre cada uno de los cuales pudo haber transcurrido tiempo suficiente para que el volumen eruptado fuera compensado por nuevas inyecciones de magma a la cámara (Ferriz y Mahood, 1984). El modelo de la figura 9 es una modificación del usado en la simulación I (figura 5). En este modelo, el volumen de inyección calculado resulta ser de  $\sim 62 \text{ km}^3$  de material basáltico a  $1200^\circ\text{C}$ , es decir, un incremento en la temperatura de toda la cámara magmática de  $\sim 50^\circ\text{C}$ . Este volumen se considera suficiente para expulsar  $\sim 10 \text{ km}^3$  de material de la cámara.

### MODELO CONVECTIVO

La convección se produce cuando un cuerpo caliente está en contacto con un medio líquido, causando grandes diferencias de temperatura dentro de éste. Estas diferencias ocasionan variaciones en la densidad produciendo un movimiento de masa (Kappelmeyer y Haenel, 1974; Huppert,

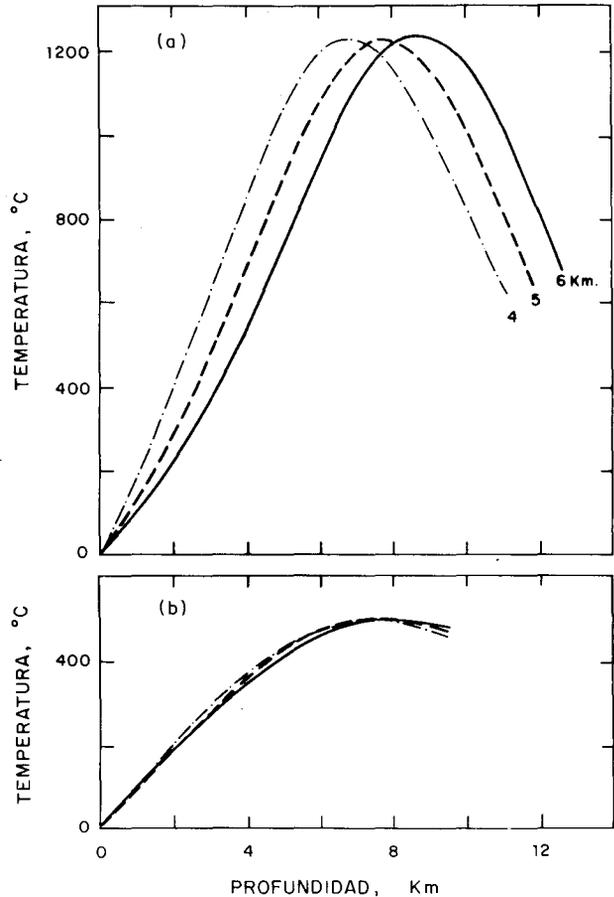


Fig. 7. Curvas de temperaturas vs. profundidad de una cámara magmática a tres diferentes profundidades (4, 5 y 6 km) considerando el efecto de cristalización. (a)  $t_1 = 0.1$  Ma de enfriamiento y (b)  $t_1 = 0.6$  Ma de enfriamiento.

1984, Marsh, 1985, 1989). El tiempo en que se inició el proceso de convección aún no se ha establecido con exactitud en el área geotérmica de Los Humeros. Sin embargo, para fines de nuestro modelado hemos considerado el inicio de este efecto hace  $0.04 \text{ Ma}$  (lo que correspondería a un tiempo de  $0.56 \text{ Ma}$  de enfriamiento). El proceso convectivo se modela mediante el incremento de la conductividad térmica, ya que esta propiedad es la variable física más importante en el transporte de calor, de la cual depende el gradiente de temperatura en estratos individuales de la corteza terrestre bajo condiciones estacionarias (Buntbarth, 1984). El intervalo convectivo ( $700\text{-}2200 \text{ m}$ ) fue estimado mediante el análisis de las curvas de gradiente de temperatura de los pozos (figura 10). Se adaptó un modelo que considera un intervalo convectivo de  $1500 \text{ m}$ , formado por dos estratos.

El primer estrato corresponde a una andesita con un espesor de  $600 \text{ m}$  y que contiene un cuerpo de toba, en el cual no se incluye el efecto de convección. El segundo estrato corresponde a una caliza con espesor de  $900 \text{ m}$ , en

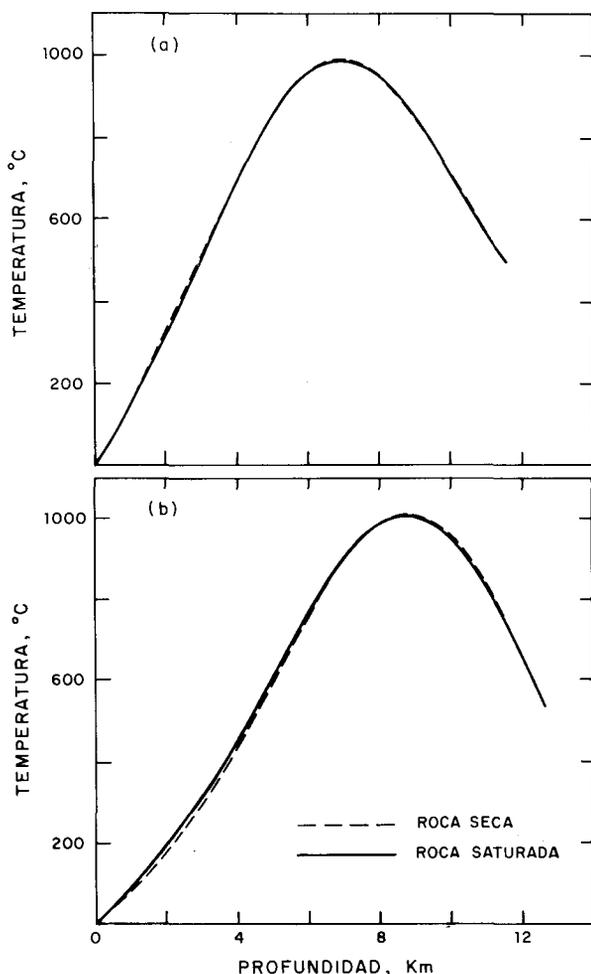


Fig. 8. Comparación de las curvas de temperaturas obtenidas con muestras de rocas secas y saturadas, a un tiempo de enfriamiento de 0.1 Ma. (a) 4 km y (b) 6 km de profundidad de la cámara magmática.

cuyo interior se presentan tres cuerpos de andesitas (figura 11).

Los modelos usados en la simulación se presentan en las figuras 9 y 11. Estos modelos han sido modificados para diferentes profundidades de la cámara magmática (4, 5 y 6 km). En los tres casos, los modelos presentan una longitud de 24 km en sentido horizontal y 15 km de profundidad. Nuevamente, las propiedades térmicas empleadas (Tabla 1) fueron tomadas del trabajo de Contreras y García (1989) y también de la bibliografía (Berman *et al.*, 1942). La simulación se llevó a cabo en tres aproximaciones: A) sin convección, B) sistema medianamente convectivo, y C) sistema altamente convectivo.

A) Se inició el enfriamiento desde  $t = 0.6$  Ma, para un periodo de  $t_0 = 0.36$  ma (tiempo transcurrido hasta 0.24 Ma, considerando esto el tiempo de la reinyección de magma basáltico en la cámara magmática). De esta manera, las nuevas condiciones iniciales fueron las temperaturas obte-

nidas para una cámara magmática enfriada durante 0.36 ma (hace  $\sim 0.24$  Ma) se desprecia el efecto de convección. Los resultados son presentados en las figuras 12a, 13a y 14a.

B) En esta simulación se emplea la misma condición inicial que en la simulación anterior. El efecto de convección se introduce en los últimos 0.04 ma (0.56 ma de enfriamiento), mediante el incremento de la conductividad térmica (10K) en las andesitas y calizas comprendidas dentro del intervalo convectivo (figura 11). Posteriormente se continuó la simulación convectiva hasta los 0.6 ma de enfriamiento (figuras 15a y 15b).

C) Esta simulación emplea las mismas condiciones iniciales que las dos anteriores. La diferencia con la simulación B es que la conductividad térmica fue elevada en veinte veces su valor (20K en vez de 10K; figura 11). Los resultados se presentan en las figuras 12b, 13b y 14b.

Cabe añadir que en las tres aproximaciones, el efecto de cristalización se ha tomado en cuenta de la manera descrita en la simulación I, o sea agregando 300°C a la temperatura inicial de la cámara, según el modelo propuesto por Giberti *et al.* (1984).

## RESULTADOS Y DISCUSIÓN DE LA SIMULACION I

En la figura 6a se observa que existe una fuerte diferencia en la distribución de temperatura conforme se varía la profundidad de la cámara magmática. Por ejemplo, a 2 km de profundidad, las temperaturas para  $t_1 = 0.1$  Ma, ascienden a  $\sim 190^\circ$ ,  $\sim 260^\circ$  y  $\sim 330^\circ\text{C}$ , para profundidades de la cámara de 6, 5 y 4 km respectivamente.

La figura 6b presenta las temperaturas a un tiempo  $t_1 = 0.6$  Ma, observándose que las diferencias en las profundidades de la cámara magmática resultan poco sensibles ( $\sim 20^\circ\text{C}$ ) en las temperaturas obtenidas y tienden hacia un gradiente normal.

La aplicación de esta metodología en la zona geotérmica de La Primavera (figura 1) podría dar buenos resultados en la estimación de la profundidad de la fuente de calor, ya que éste es un centro joven, con eventos volcánicos entre 0.14 y 0.03 ma (Mahood, 1980; Gilbert *et al.*, 1985; Ferriz y Mahood, 1986) y, como se ha demostrado en este trabajo, un cambio en la profundidad de la cámara magmática se reflejaría en diferencias apreciables en las isoterms.

El efecto de cristalización fue tomado en cuenta en la segunda aproximación (B). La solución de la ecuación de difusión mediante métodos analíticos, considerando el calor liberado gradualmente durante el proceso de cristalización, resultaría algo difícil, ya que es necesario conocer los efectos cinéticos inherentes a los procesos físico-químicos que tienen lugar dentro de las cámaras magmáticas. En forma global, se considera la cristalización con el incremento de

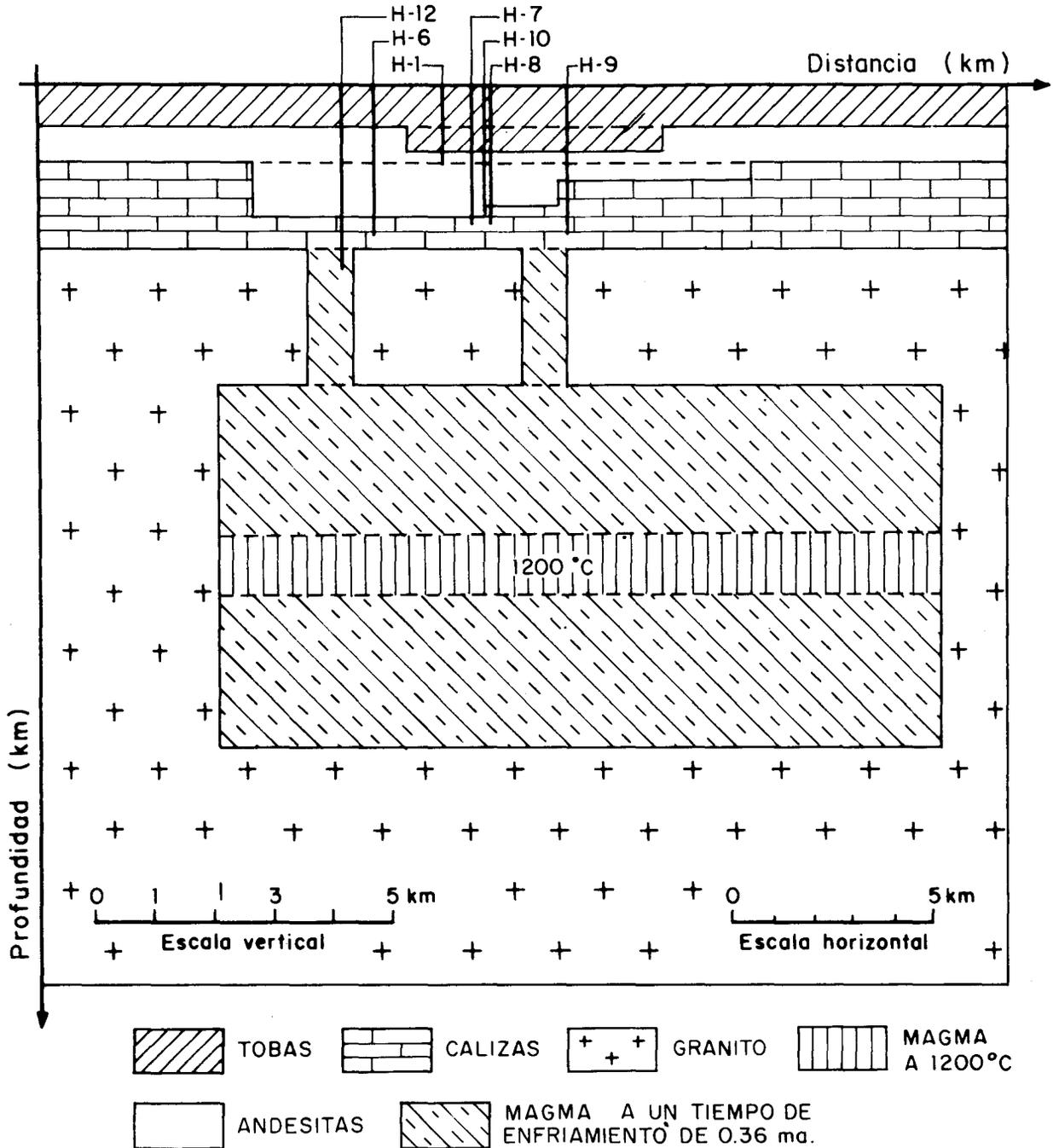


Fig. 9. Modelo utilizado en el programa de cómputo para las simulaciones, considerándose la re-inyección de magma basáltico en la parte central de la cámara.

300°C a la temperatura inicial de la intrusión, los resultados obtenidos para tiempos de 0.1 y 0.6 Ma se presentan en las figuras 7a y 7b respectivamente. Esta simulación puede considerarse más real que la aproximación (A). Sin embargo, las temperaturas en niveles más someros (1-2 km) no se ven muy afectadas por este proceso (figuras 6 y 7).

De las figuras 6 y 7 podemos decir que la distribución de temperaturas es sensible a la profundidad de la cámara

magnética cuando su evolución es reciente (~0.1 Ma). Por otra parte, a un tiempo mayor (~0.6 Ma), las temperaturas tienden a un gradiente geotérmico normal y el cuerpo magmático ha sido prácticamente solidificado, siendo las temperaturas máximas del orden de 400° a 500°C.

Las figuras 8a y 8b presentan los resultados de la simulación (C), donde se han comparado las curvas de temperatura obtenidas empleando diferentes propiedades de

Tabla 2

Parámetros físico-químicos de los eventos eruptivos del centro volcánico de Los Humeros (tomada de Verma, 1985b).

Formación y/o flujos	Magma (km <sup>3</sup> )	Edad (ma)	Temp. (°C)	SiO <sub>2</sub> (%)	Minerales precipitados (km <sup>3</sup> )
Basalto de Olivino	0.25	<0.02	1070	49	-
Riodacitas -Dacitas	10.0	0.03-0.02	910	59-69	70
Caldera el Xalapazco					
Toba Cuicuiltic	0.1			69-72	1
Limón y Andesitas	6.0	0.05-0.02	960	56-59	20
Ignimbrita And. Llano	0.1				
Toba Xoxoctic	0.6		890	65	2
Lavas Cueva Ahumada	0.1	0.06			
Caldera Los Potreros					
Ignimbrita Zaragoza	10.0	0.10	880-920	54-71	64
Ignim. Pre-Zaragoza	2.0		885	71	20
		? ? ?			
Toba Faby	10.0	0.24	875	69-73	100
Riol. Post-Xáltipan	4.7	0.36-0.22		73-76	54
Caldera Los Humeros					
Ignimbrita Xáltipan	115.0	0.46	800-875	69-77	~1200
Riol. Pre-Xáltipan	0.1	0.47			
Teziutlán	60.0	3.5-1.6			

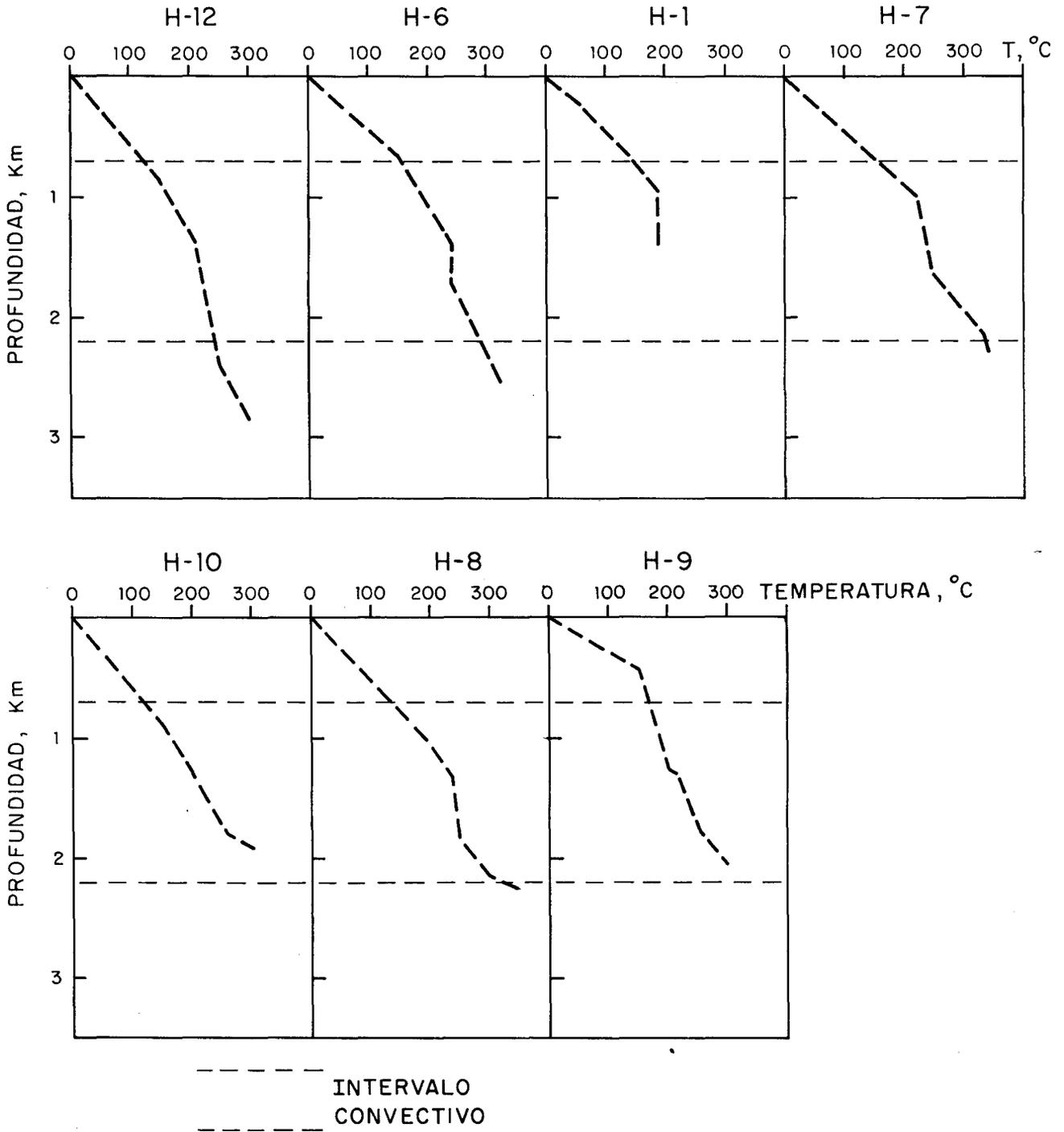


Fig. 10. Gradientes de temperaturas medidos en los pozos existentes cerca de la línea de modelación (Fig. 2). Las líneas horizontales discontinuas indican el **intervalo convectivo** comprendido entre ~700 y ~2200 m de profundidad.

rocas y con cámaras magmáticas a 4 y 6 km de profundidad respectivamente. Los resultados de esta simulación no varían significativamente entre sí al cambiar las propiedades de las rocas (secas o saturadas).

La poca sensibilidad que presenta la simulación (C) puede atribuirse a la escasez de los valores reales de las pro-

iedades térmicas. Para las andesitas se utilizó la media de 11 mediciones, mientras que para las tobas y cuerpos basálticos se tomaron los únicos valores disponibles para las muestras de Los Humeros (Contreras y García, 1989). Por otra parte, para calizas y granitos fue necesario tomar sus valores de la bibliografía (Berman *et al.*, 1942).

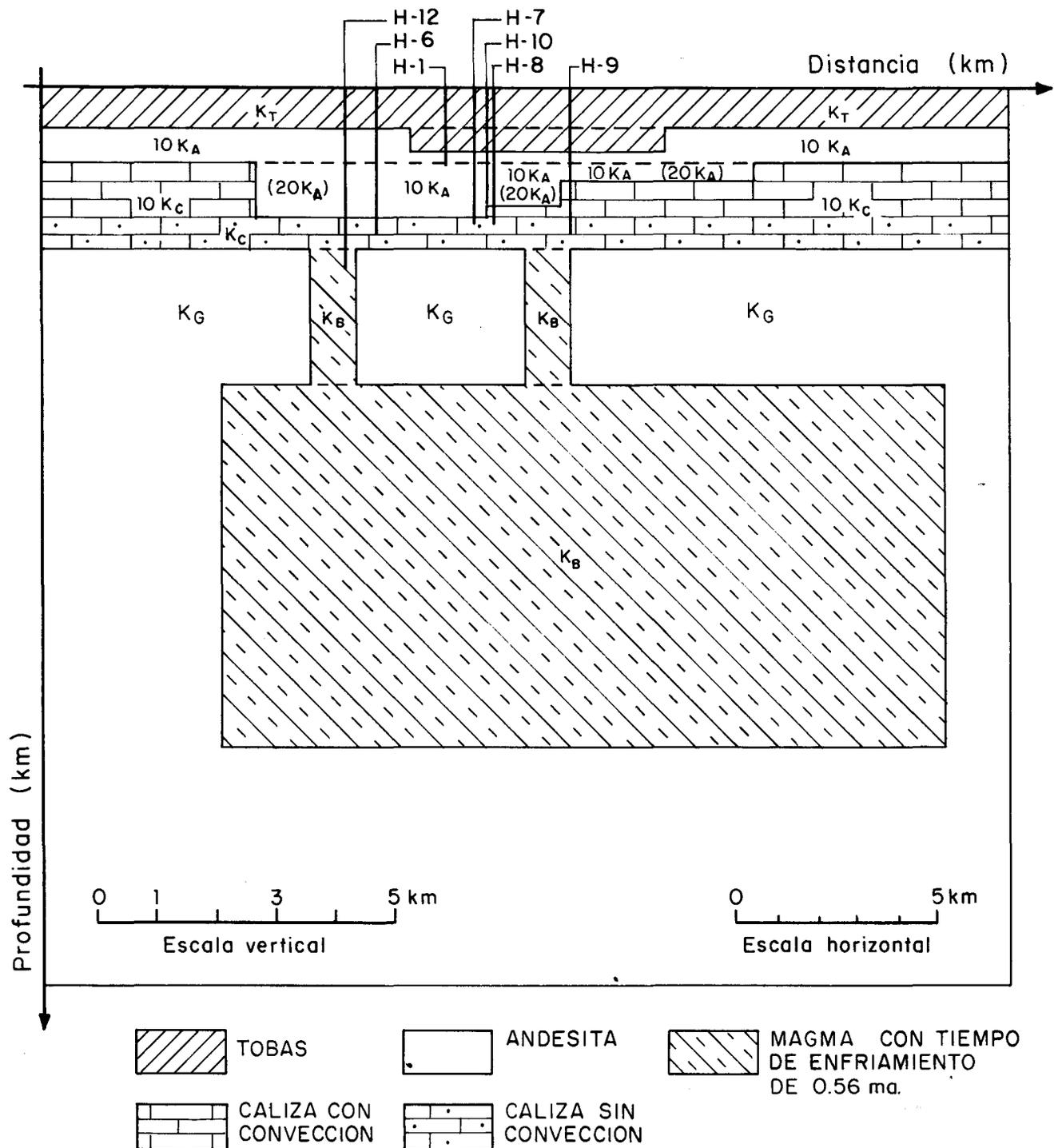


Fig. 11. Modelo empleado en las simulaciones mediana (valores de conductividad de 10 K) y altamente (20K) convectivas. El intervalo convectivo corresponde a los datos de profundidad de la figura 10.

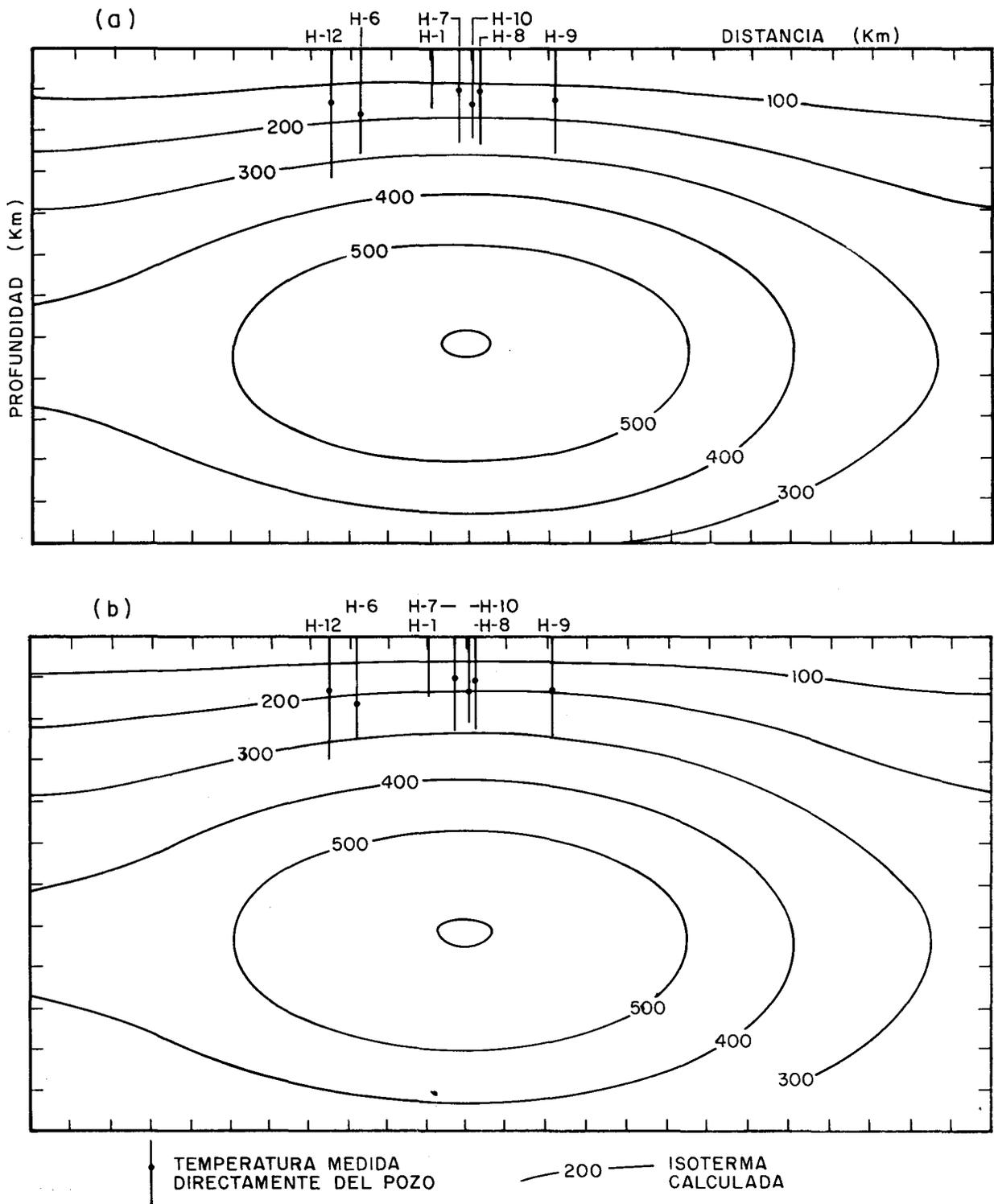


Fig. 12. Isothermas calculadas a partir de una cámara magmática colocada a 4 km, con un tiempo de enfriamiento de 0.6 ma. Los puntos en los pozos representan los sitios con temperaturas medidas de 200°C; (a) sin convección, (b) Sistema altamente convectivo.

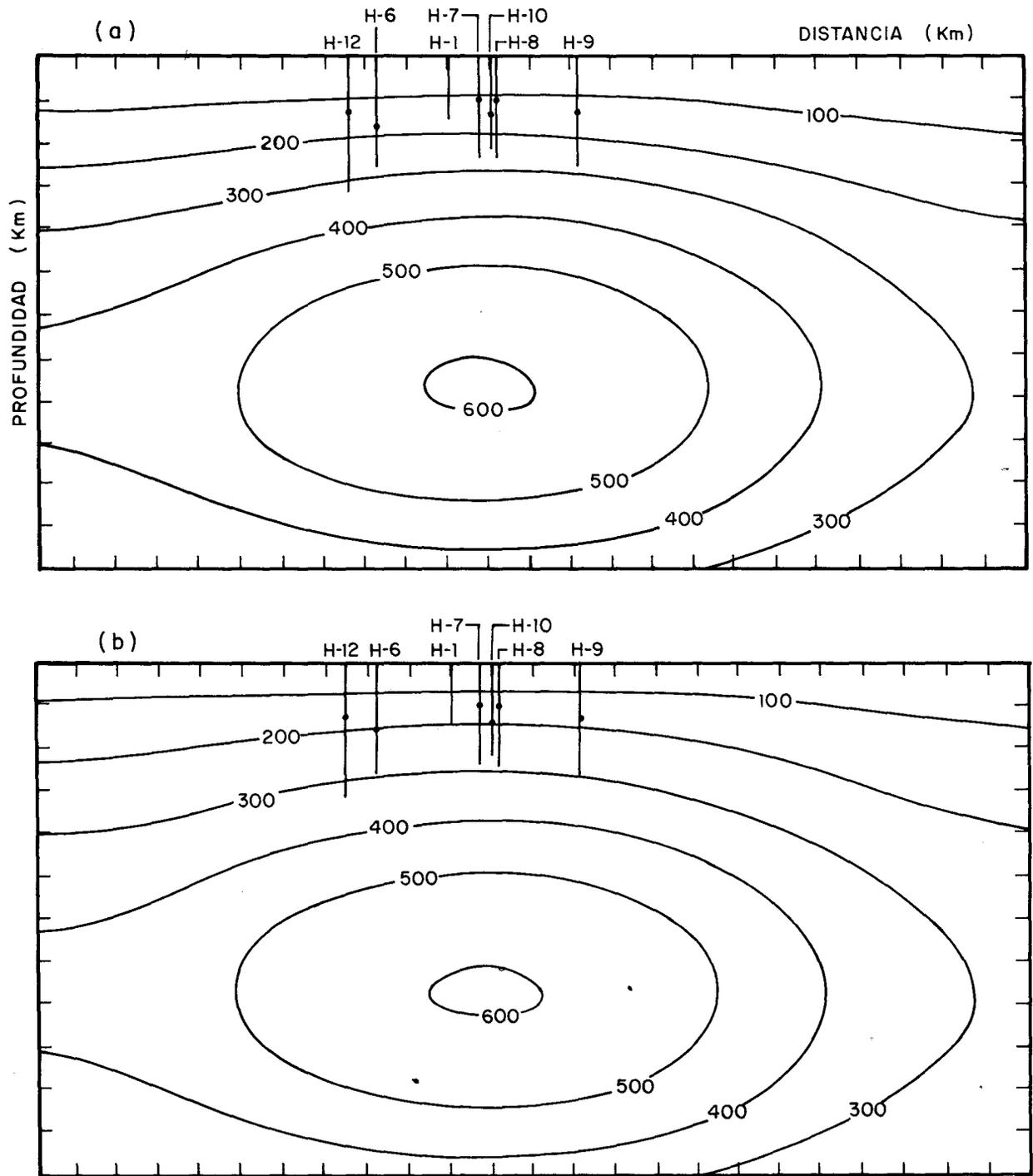


Fig. 13. Isothermas calculadas como en la figura 12, pero para una cámara magmática colocada a 5 km, con un tiempo de enfriamiento de 0.6 Ma. (a) Sin convección, (b) Sistema altamente convectivo.

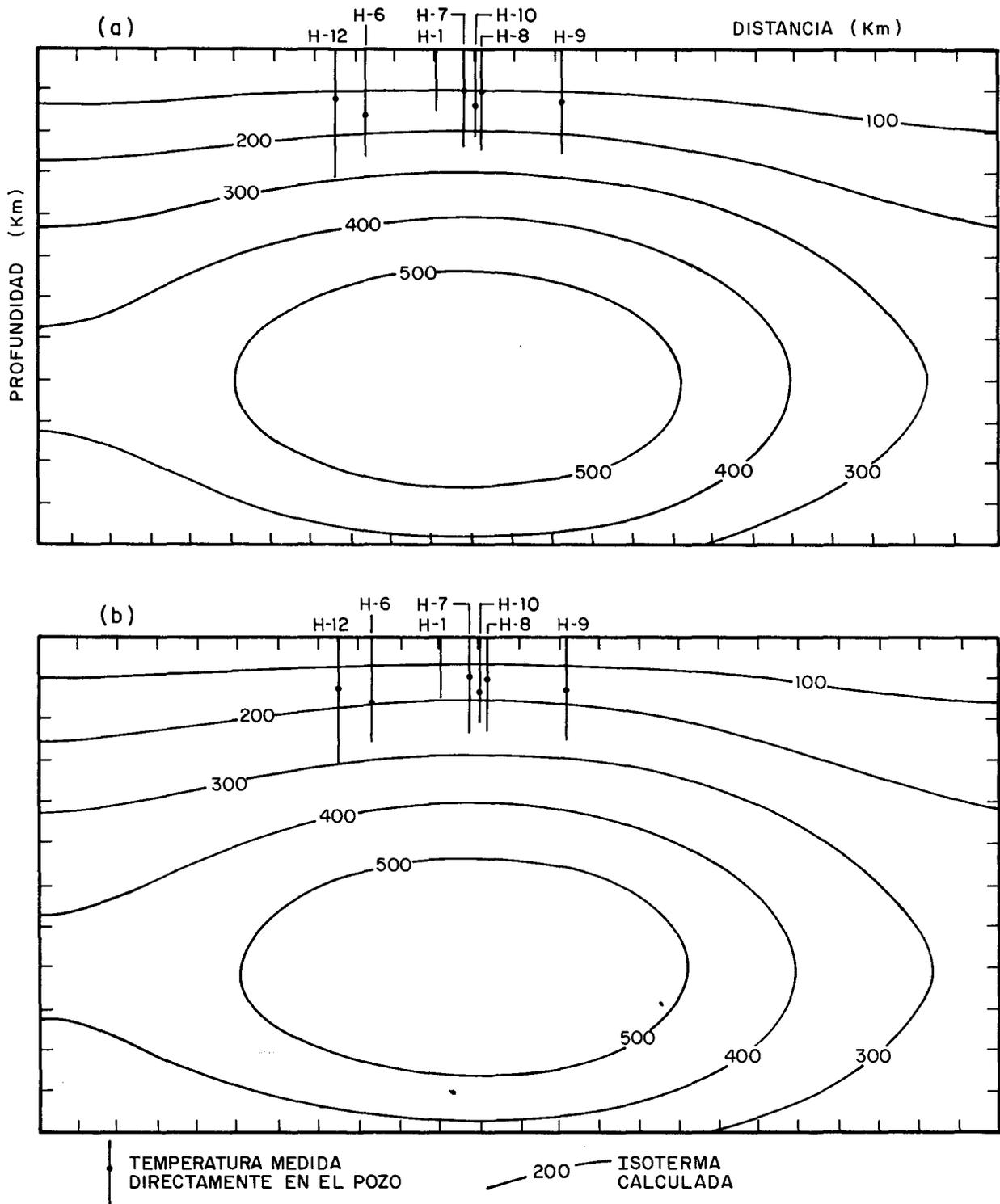


Fig. 14. Isothermas calculadas como en la figura 12, pero para una cámara magmática colocada a 6 km, con un tiempo de enfriamiento de 0.6 Ma. (a) Sin convección, (b) Sistema altamente convectivo.

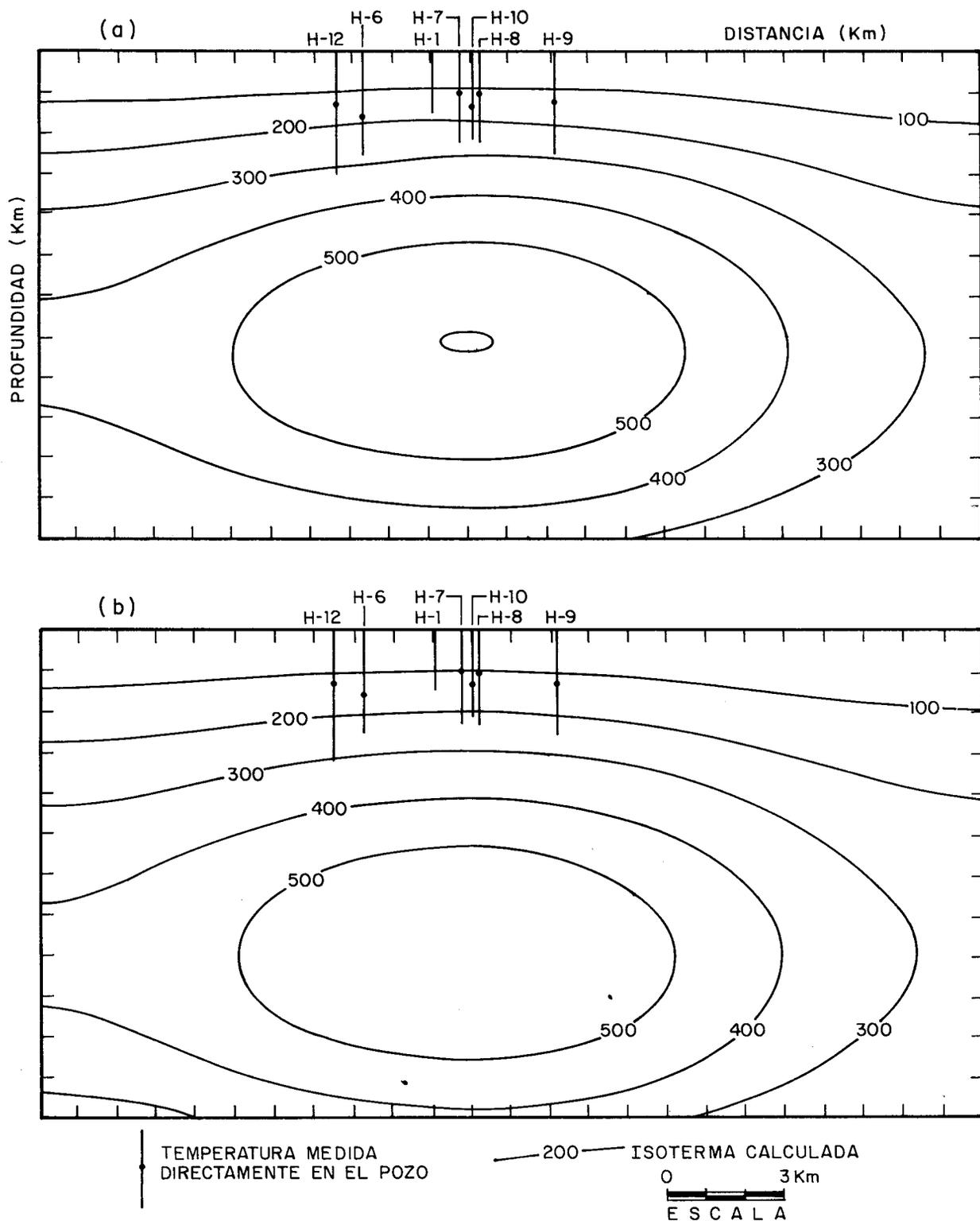


Fig. 15. Isothermas calculadas para un sistema medianamente convectivo. La cámara está localizada a (a) 4 km y (b) 6 km de profundidad.

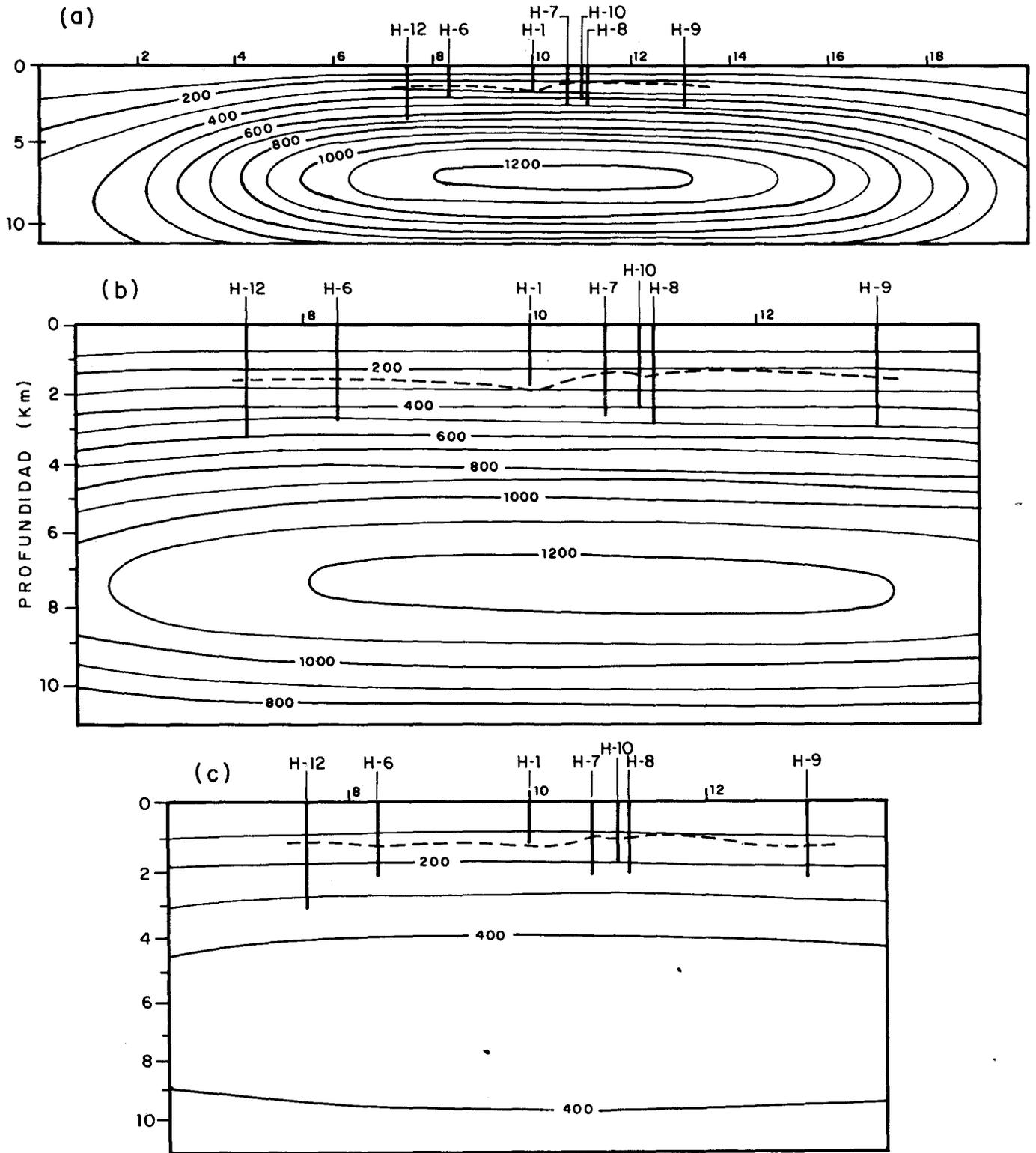


Fig. 16. Isothermas calculadas e isoterma de 200°C medida directamente en los pozos, para una cámara magmática a 4 km de profundidad. (a) en todo el corte estudiado, con un tiempo de enfriamiento de 0.1 Ma, (b) ampliación de una parte de la (a), y (c) con un tiempo de enfriamiento de 0.6 Ma.

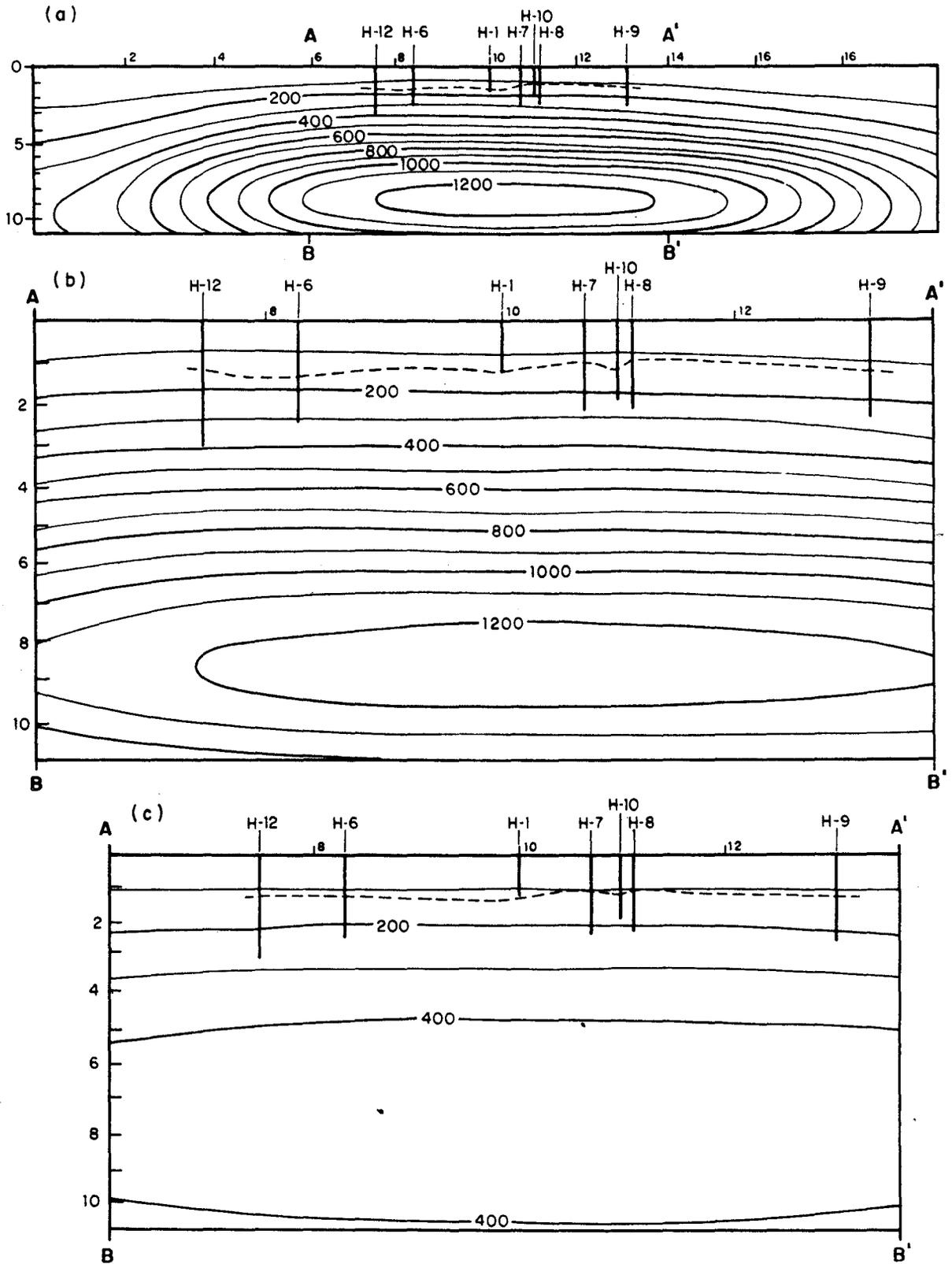


Fig. 17. Isothermas calculadas y comparación con la isoterma de 200°C medida directamente en los pozos, para una cámara magmática a 6 km de profundidad. (a) en todo el corte estudiado, con un tiempo de enfriamiento de 0.1 Ma, (b) ampliación de una parte de (a), y (c) con un tiempo de enfriamiento de 0.6 Ma.

En las figuras 16a y 17a se presenta la distribución de las isotermas calculadas bajo la línea de modelación (figura 2) con una cámara magmática colocada a 4 y 6 km de profundidad respectivamente, a un tiempo de enfriamiento de 0.1 Ma y considerando el efecto de cristalización, observándose que el interior de la cámara aún se encuentra fuertemente calentado. Las figuras 16b y 17b muestran ampliaciones de las figuras anteriores, con el objeto de poder observar mejor las diferencias de profundidades entre la isoterma de 200°C calculada y medida.

Por su parte, en la cámara magmática se ha desarrollado una estratificación en las temperaturas (800-1200°C) durante el proceso de enfriamiento, pudiéndose explicar como zoneamiento composicional dentro de la cámara magmática, o sea, magmas riolíticos (800-875°C) de menor densidad en la parte superior hasta magmas progresivamente máficos y densos (1000-1200°C) hacia la porción inferior (Pérez-Reynoso, 1978; Ferriz, 1985; Verma, 1985a, b). Cabe aclarar que en trabajos anteriores (Sanvicente, 1986; M. P. Verma *et al.*, 1990) esta estratificación es considerada explícitamente.

Las figuras 16c y 17c presentan las isotermas a un tiempo de enfriamiento de 0.6 Ma. Se puede ver que la cámara está prácticamente solidificada. Las temperaturas medidas en los pozos se encuentran muy por encima de las calculadas, ya que existen diferencias de 0.7-1 km entre las isotermas de 200°C calculadas y medidas. Esto permite suponer una alimentación de energía térmica en la cámara magmática, ya sea en forma de inyección episódica o continua de magma basáltico. Otra de las consideraciones que ayudarían a mejorar la aproximación de las isotermas calculadas con la medida sería el incluir efectos de convección en capas superficiales (1-2 km de profundidad). Por lo tanto, fue necesario realizar la simulación II, que toma en cuenta estas consideraciones.

## RESULTADOS Y DISCUSION DE LA SIMULACION II

Las figuras 12a, 13a y 14a presentan la distribución de isotermas hasta una profundidad de 12 km, bajo la línea de modelación (figura 2), causadas por una cámara magmática colocada a 4, 5 y 6 km de profundidad respectivamente y sin convección, de acuerdo con la aproximación (A). Se muestra la localización de los pozos en los cuales se midió la temperatura, señalándose los valores de 200°C; esto tiene la finalidad de compararla con la profundidad de la isoterma calculada. Se puede notar en estas figuras que la temperatura de 200°C medida en los pozos se localiza muy por encima de la isoterma de 200°C calculada, obteniéndose mejores ajustes para la cámara situada a 4 y 5 km.

Las figuras 15a y 15b presentan los resultados de la simulación II - B, para una cámara colocada a 4 y 6 km respectivamente, considerándose un sistema medianamente convectivo. Las diferencias mínimas y máximas en profundidad entre la temperatura medida y la isoterma calculada fueron de ~150-700 y ~350-1000 m respectivamente.

Las figuras 12b, 13b y 14b (simulación II - C), sistema altamente convectivo) muestran cómo la isoterma de 200°C se aproxima a la temperatura medida. Los pozos H-12, H-10, H-9 y H-6 son los que presentan mejores aproximaciones, para las diferentes profundidades de la cámara magmática.

De los resultados anteriores se observa que la simulación A (figuras 12a y 14a) presenta poca variación con respecto a la simulación B (figuras 15a y 15b). Esto demuestra que el incremento de la conductividad térmica en diez veces su valor normal no es lo suficiente como para provocar una elevación de la temperatura en estratos someros.

Las mejores aproximaciones se obtuvieron con el sistema altamente convectivo (simulación C; figuras 12b, 13b y 14b), en donde el incremento de la conductividad térmica (20K) en los cuerpos de andesita provocó un calentamiento en los estratos más superficiales, obteniéndose en esta forma mejores aproximaciones a la isoterma calculada. Esto sugiere que en el yacimiento bajo la caldera de Los Humeros existe una alta convección, provocada probablemente por el fracturamiento en las andesitas, así como por una convección moderada en las rocas permeables (calizas) y algunas zonas de andesitas más superficiales (~600-1200 m), donde el fracturamiento es parcialmente rellenado por una mineralización producida por la alteración hidrotermal (Cedillo-Rodríguez, 1986).

En esta simulación se observa que para una cámara colocada a 4 y 5 km de profundidad, las isotermas de 200°C se aproximan a las temperaturas medidas en los pozos H-10, H-9 y H-12 (figura 12b) y los pozos H-6, H-10 y H-9 (figura 13b) respectivamente, mientras que para la profundidad de 6 km las concordancias son menores (figura 14b).

Estimamos la profundidad de la cima entre 4 y 5 km, con temperaturas que oscilan entre los 400° y 500°C. Para el interior de la cámara se encuentran temperaturas entre 600° y 650°C a profundidades de 7 a 8 km (figuras 12 y 13). Las altas temperaturas en secciones internas de la cámara magmática son confirmadas a través de datos magnetotélúricos de Martínez *et al.* (1985), quienes reportan un estrato conductor alrededor de los 10 km.

La disponibilidad de datos geológicos y geoquímicos, así como su adecuada interpretación son fundamentales, con el fin de que el presente método para el modelado térmico proporcione resultados confiables (Verma, 1985b, 1990). Por otra parte, la incorporación de procesos geológicos en la cámara magmática (cristalización fraccionada, asimilación, mezcla de magmas, convección, etcétera) y en el yacimiento (cambios en las propiedades físicas de las rocas, convección, etcétera) nos permitiría disponer de un modelo más realista en la distribución de temperaturas. Sin embargo, este desarrollo se tiene que realizar gradualmente, como se ha propuesto recientemente para el proceso de la cristalización fraccionada en forma explícita (Andaverde *et al.*, 1991).

## CONCLUSIONES

1) La profundidad de una fuente de calor puede ser determinada mediante el modelado térmico con una buena aproximación, siempre y cuando esta fuente presente un tiempo de evolución relativamente joven (~0.1 ma), como sería el caso de la caldera de La Primavera, Jalisco.

2) Al cambiar los valores de las propiedades térmicas de las muestras secas a saturadas, existe poca sensibilidad en las isothermas simuladas.

3) Para una solución más ajustada a las temperaturas reales medidas en los pozos, es necesario suponer una inyección de nuevo material basáltico en la cámara magmática y tomar en cuenta el efecto de cristalización, así como también simular convección alta (20K) en estratos superficiales (Simulación II - C).

4) El modelo de cámara magmática con una reinyección de ~62 km<sup>3</sup> a 1200°C, con calor equivalente a un incremento de ~50°C en toda la cámara, y un sistema altamente convectivo (20K) en estratos someros, proporciona resultados de simulación concordantes con las temperaturas medidas, cuando la cámara se ubica entre 4 y 5 km de profundidad bajo la caldera de Los Humeros. La cima de la cámara presenta temperaturas de 400° a 500°C y la temperatura máxima que podría encontrarse oscila entre los 600° y 650°C a profundidades de ~7 a 8 km.

## AGRADECIMIENTOS

El primer autor (JCR) expresa su sincero agradecimiento al Dr. F. Schildknecht, investigador de la Facultad de Ciencias de la Tierra de la Universidad Autónoma de Nuevo León, unidad Linares, por su apoyo en el desarrollo de su tesis, de la cual este trabajo forma parte. Agradecemos al Ing. E. Contreras y al Dr. A. García por habernos permitido utilizar los datos sobre propiedades físicas de rocas de Los Humeros, al Ing. H. Sanvicente por las sugerencias en el manejo del programa, a CONACYT por su apoyo financiero al proyecto (convenio IIE-CONACYT "P221CCON891521") y al Sr. A. Patiño, quien realizó profesionalmente las figuras presentadas. Las críticas constructivas de los tres árbitros y del editor de la revista nos ayudaron a mejorar nuestra presentación.

## BIBLIOGRAFIA

ANDAVERDE, J., S. P. VERMA y F. SCHILDKNECHT, 1991. Aporte de calor al medio por el proceso de cristalización fraccionada en la cámara magmática del campo geotérmico de Los Azufres, Mich., México. Actas, Fac. Ciencias Tierra UANL Linares (Editores, S. P. Verma, J. A. Ramírez F., C. O. Rodríguez de B., J. M. Barbarín C., G. Izquierdo M., M. A. Armienta H. y J. Terrell), 6, 137-141.

ARREDONDO-FRAGOSO, J. J., 1986. Levantamiento magnetométrico en el campo geotérmico de Los Humeros, Pue., Comisión Federal de Electricidad (Informe 8/86) 9 pp.

BERMAN, H., R. A. DALY and H. C. SPICER, 1942. Density at room temperature and 1 atmosphere. In: Handbook of physical constants. Geol. Soc. Am., Spec. paper 36, 7-26.

BUNTEBARTH, G., 1984. Geothermics, an Introduction. Springer-Verlag, New York, USA, 144 pp.

CASTILLO-ROMAN, J., 1990. Optimización de programas de cómputo para el modelado térmico y su aplicación en la caldera de Los Humeros, Puebla, México. Tesis prof., Facultad de Ciencias de la Tierra, Universidad Autónoma de Nuevo León, 87 pp.

CASTILLO-ROMAN, J. y S. P. VERMA, 1989. Modelado térmico como una herramienta en estudios de áreas geotérmicas y volcánicas. *Un. Geofís. Mex. Bol.*, época II, *Geos* 9, 217-230.

CEDILLO-RODRIGUEZ, F., 1986. Descripción del fracturamiento en núcleos de Los Humeros, Puebla. Comisión Federal de Electricidad. Informe Interno, 12 pp.

CONTRERAS-LOPEZ, E. y A. GARCIA-GUTIERREZ, 1989. Estudio petrofísico en núcleos de perforación del campo geotérmico Los Humeros. Informe IIE/11/3753-1/P, 20 pp. (Informe inédito).

DEL RIO, L., 1982. Búsqueda de zonas con tectonismo extremo, teoría y aplicación a la geotermia: Caldera de Los Humeros. *Geofís. Int.*, 21, 265-294.

DEMANT, A., 1981. L'axe néo-volcanique transmexicain. Etude volcanologique et petrographique signifiant géodynamique. Ph. D. Thesis, Univ. de Droit, d'Economie et des Sciences d'Aix-Marseille, 259 pp et appendix, 106 pp.

DONALDSON, I. G., 1982. Heat and mass circulation in geothermal systems. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 10, 377-395.

ELDERS, W. A., D. K. BIRD, A. E. WILLIAMS and P. SCHIFFMAN, 1984. Hydrothermal flow regime and magmatic heat source of the Cerro Prieto geothermal system, Baja California, Mexico. *Geothermics*, 13, 27-47.

FERRIZ, H., 1985. Zoneamiento composicional y mineralógico en los productos eruptivos del centro volcánico de Los Humeros, Puebla, Mexico. *Geofís. Int.*, Volumen Especial sobre el Cinturón Volcánico Mexicano (Editor, S. P. Verma), Parte 1, 24, 97-157.

- FERRIZ, H. and G. A. MAHOOD, 1984. Eruption rates and compositional trends at Los Humeros volcanic center, Puebla, Mexico., *J. Geophys. Res.*, 89, 8511-8524.
- FERRIZ, H. y C. YAÑEZ, 1981. Mapa geológico del centro volcánico de Los Humeros (Edición preliminar). Comisión Federal de Electricidad, México.
- FLORES-LUNA, C., R. ALVAREZ, S. K. SINGH and J. URRUTIA, 1978. Aeromagnetic survey of Los Humeros caldera, Mexico. *Geofís. Int.*, 17, 415-428.
- GARDUÑO-MONROY, V. H., F. ROMERO-RIOS y R. TORRES-HERNANDEZ, 1985. Estudio estructural y de teledetección en la región de Libres-Oriental (Pue.-Ver.). Comisión Federal de Electricidad, Informe Interno.
- GIBERTI, G., S. MORENO and G. SARTORIS, 1984. Evaluation of aproximations in modelling the cooling of magmatic bodies. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 20, 297-310.
- GILBERT, C. M., G. A. MAHOOD and S. E. CARMICHAEL, 1985. Volcanic stratigraphy of the Guadalajara area, Mexico. *Geofís. Int.*, Special Volume on Mexican Volcanic Belt (Editor: S. P. Verma), Parte 1, 24, 163-191.
- GONZALEZ-MORAN, T. y V. SURO-PEREZ, 1982. Obtención de parámetros físicos de las estructuras principales localizadas en la caldera de Los Humeros, Puebla. *Geofís. Int.*, 21, 295-307.
- HENLEY, R. W., A. H. TRUESDELL and P. B. BARTON, 1984. Fluid-Mineral equilibria in hydrothermal systems 1, *Soc. Econ. Geol., U.S.A.*, 267 pp.
- HUPPERT, H. E., 1984. Double-diffusive convection due to crystallization in magmas. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 12, 11-37.
- KAPPELMEYER, O. and R. HAENEL, 1974. Geothermics: Geopublication Associates, Berlin-Stuttgart, 235 pp.
- MAHOOD, G. A., 1980. Geological evolution of a pleistocene rhyolitic center - Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 8, 199-230.
- MARSH, B. D., 1989. Magma Chambers. *Ann. Rev. Earth Planet. Sci.*, 12, 439-479.
- MARTINEZ, M., J. H. ROMO y R. VEGA, 1985. Levantamiento magnetotélúrico en la caldera de Los Humeros, Puebla. Mem. Reun. Anu. Un. Geofís. Mex. Oaxaca, 10-16 Noviembre 1985, 16-24.
- MENA, M. and T. GONZALEZ-MORAN, 1978. Regional gravity of Los Humeros volcanic area. *Geofís. Int.*, 17, 429-443.
- PALACIOS-HERTWEG, L. H. y H. GARCIA-VELAZQUEZ, 1981. Informe geofísico del proyecto geotérmico Los Humeros - Las Derrumbadas, estados de Puebla y Veracruz. Comisión Federal de Electricidad. Informe Interno, 96 pp.
- PEREZ-REYNOSO, J., 1978. Geología y petrografía de Los Humeros. *Geomimet*, 91, 97-106.
- PROL, R. M. y T. GONZALEZ-MORAN, 1982. Modelado preliminar del régimen térmico conductivo en la caldera de Los Humeros, Puebla. *Geofís. Int.*, 21, 295-307.
- PROL, R. M., T. GONZALEZ-MORAN y S. P. VERMA, 1984. Modelado matemático del régimen térmico de la caldera de Los Humeros, Puebla, México. *GEOS Bol.*, A-6 (resumen).
- ROMERO RIOS, F., 1988. Análisis de las estructuras en el subsuelo de Los Humeros, Pue., Comisión Federal de Electricidad, Informe Interno, 5 pp.
- SANVICENTE, H., 1986. Desarrollo de programas de cómputo para el modelado térmico de campos geotérmicos y su aplicación a un campo geotérmico de México. Tesis Prof., Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, 242 pp.
- VERMA, M. P., S. P. VERMA and H. SANVICENTE, 1990. Temperature field simulation with stratification model of magma chamber under Los Humeros, Puebla, Mexico, *Geothermics*, 19, 187-197.
- VERMA, S. P., 1981. Los Humeros caldera, Puebla, México:  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  and LILE evidence for its petrogenesis. IAVCEI Symp. - ArcVolcanism - Tokyo and Hakone, 404-405 (resumen extenso).
- VERMA, S. P., 1983. Neodymium and strontium isotope geochemistry of Los Humeros caldera, Puebla, Mexico: Implications on magma genesis and magma chamber processes. *Nature*, 301, 52-55.
- VERMA, S. P., 1984a. Alkali and alkaline earth element geochemistry of Los Humeros caldera, Puebla, Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 20, 21-40.
- VERMA, S. P., 1984b. La petrogénesis y la fuente de calor en la caldera de Los Humeros, Puebla, México. Curso Internacional Post-Universitario en Geotermia, 1er Seminario de Actualización (IILA-IIRG), Bogotá, 23-28 enero 1984, 343-355.

- VERMA, S. P., 1985a. Heat source in Los Humeros geothermal area, Puebla, Mexico. *Geotherm. Resour. Coun. Trans.*, 9, 521-525.
- VERMA, S. P., 1985b. On the chamber characteristics as inferred from surface geology and geochemistry: examples from Mexican geothermal areas. *Phys. Earth Planet. Int.*, 41, 207-214.
- VERMA, S. P., 1990. Metodología para el estudio del Cinturón Volcánico Mexicano. *Bol. IIE*, 14, 224-229.
- VERMA, S. P. y M. LOPEZ-M., 1982. Geochemistry of Los Humeros Caldera, Puebla, Mexico. *Bull. Volcanol.*, 45, 63-79.
- YAÑEZ-GARCIA, C. 1980. Informe geológico del proyecto geotérmico Los Humeros-Derrumbadas, Estados de Puebla y Veracruz. Comisión Federal de Electricidad, Informe Interno, 59 pp.
- YAÑEZ-GARCIA, C. y S. GARCIA-DURAN, 1982. Exploración de la región geotérmica Los Humeros-Las Derrumbadas, estados de Puebla y Veracruz. Comisión Federal de Electricidad, Informe Interno, 96 pp.
- 
- J. Castillo-Román, S. P. Verma y J. Andaverde,  
*Depto. de Geotermia, Div. Fuentes de Energía, Instituto de Investigaciones Eléctricas,*  
*Apdo. Postal 475,*  
*Cuernavaca, Mor., 62000, México.*