



UNIVERSIDAD NACIONAL
AVENIDA DE
MEXICO

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

**PROGRAMA DE MAESTRÍA Y DOCTORADO EN
INGENIERÍA**

CENTRO DE INVESTIGACIÓN EN ENERGÍA

PROGRAMA COMPUTACIONAL EN 3-D PARA EL CONJUNTO
DE YACIMIENTO GEOTÉRMICO Y CÁMARA MAGMÁTICA:
APLICACIÓN EN EL CAMPO GEOTÉRMICO DE LOS
HUMEROS, PUEBLA.

T E S I S

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:

DOCTOR EN INGENIERÍA

ENERGÍA - GEOTERMIA

P R E S E N T A:

M.I. EFRAÍN GÓMEZ ARIAS

TUTORES:

**DR. SURENDRA P. VERMA JAISWAL
DR. JORGE A. ANDAVERDE ARREDONDO**



TEMIXCO, MOR.

ENERO, 2012



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

JURADO ASIGNADO:

Presidente: Dr. Campos Enríquez J. Oscar
Secretario: Dr. Verma Jaiswal Surendra P.
Vocal: Dr. Andaverde Arredondo Jorge A.
1er. Suplente: Dr. Torres Alvarado Ignacio S.
2do. Suplente: Dr. Kailasa Pandarinath

Centro de Investigación en Energía (CIE-UNAM), Temixco,
Morelos

TUTORES DE TESIS:

Dr. Verma Jaiswal Surendra P.

Dr. Andaverde Arredondo Jorge A.

AGRADECIMIENTOS

Al **Dr. Surendra Pal Verma**, por su apoyo, consejos y dirección para lograr el desarrollo del presente trabajo de tesis de doctoral.

Al **Dr. Jorge A. Andaverde Arredondo**, por su apoyo y dirección para lograr el desarrollo del presente trabajo de tesis de doctorado y por haberme brindado tu confianza y la oportunidad para dirigir nuevamente este proyecto, gracias.

Al **Dr. Ignacio S. Torres Alvarado**, por su valiosa orientación y por su apoyo incondicional durante el desarrollo de este trabajo.

Al **Dr. Pandarinat Kailasa**, por la revisión y sugerencias para enriquecer el presente trabajo de tesis.

Al **Dr. J. Oscar Campos Enríquez**, por la revisión y sugerencias para enriquecer el presente trabajo de tesis.

A La **M. C. Mirna Guevara** por su apoyo académico durante el desarrollo del presente trabajo de tesis.

Al Ing. **Alfredo Quiroz Ruíz** por su apoyo durante la etapa del desarrollo del programa de computo.

A **Fernando García Pérez, Patricia García y Carlos Alberto Ramírez Vázquez** por su apoyo durante el desarrollo del presente trabajo en cuanto al material bibliográfico.

A La **Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM)** a través del **Centro de Investigación en Energía (CIE)**, por haberme permitido realizar mis estudios de doctorado y al **Centro de investigación en Ingeniería y Ciencias aplicadas (CIICAp)** de la **Universidad Autónoma del Estado de Morelos (UAEM)**, donde realicé parte de este trabajo.

Al **Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT)** por su apoyo económico brindado durante los estudios de Doctorado.

A Lourdes Araujo y Cristina Sánchez por su gran apoyo administrativo y por soportarme durante mis estudios de doctorado.

Un agradecimiento a mis compañeros y amigos: Daniel, Mario, Wong, Basam, Orlando, Christian, Teresa, Michelle, José, Saúl, Alejandra, Hugo, (si me faltó alguno mil disculpas).

DEDICATORIAS

A mi esposa

Diana M. Trujillo Sánchez por tu valioso apoyo y comprensión, por ser tan paciente con migo, por hacerme feliz y por darme ánimos en los momentos difíciles, sabes que una parte de mi corazón es tuyo, sin ti esto no hubiera sido posible, TE AMO.

A mis padres

Virginia Arias Amaro y Efraín Gómez Rojas, por su valioso apoyo y comprensión y por estar a mi lado en mi caminar, gracias los quiero mucho y que dios me los bendiga y los colme de salud y mucha vida.

A mis hermanos

Karla Gómez Arias, por tu cariño y por contagiarme de tu buen humor, te quiero mucho. Adoración Efrata Gómez Arias, por tus oraciones y el gran cariño que me tienes, Dios sabe que si solo hubiera una pequeña puertita daría mi vida por la plena salud tuya, te quiero mucho y siempre estás en mi corazón. Andrés Efraín Gómez Arias, carnal que te puedo decir, gracias por aguantar mi carácter, sabes que te quiero mucho y que siempre estaré presto cuando lo necesites, gracias por ser mi hermano, mi amigo y por dejar que comparte momentos de mi vida junto a ti.

ÍNDICE

<i>Contenido</i>	<i>Página</i>
NOMENCLATURA	8
SIMBOLOGIA	9
LISTA DE FIGURAS	10
LISTA DE TABLAS	12
RESUMEN	13
ABSTRACT	14
INTRODUCCIÓN	15
Propiedades reológicas de fluidos	16
Simulación de Cámaras Magmáticas	17
Modelado de yacimiento geotérmicos	20
Objetivo del proyecto de investigación	25
Justificación del proyecto de investigación	25
Objetivos alcanzados	26
Estructura de la tesis	27
Capítulo 1: VISCOSIDAD DE FLUIDOS DE PERFORACIÓN: DETERMINACIÓN, EVALUACIÓN ESTADÍSTICA Y MODELOS DE REGRESIÓN	29
1.1.- Introducción	29
1.2.- Modelos de regresión	30
1.3.- Bases de datos y pruebas estadísticas	31
1.4.- Aplicación y eficiencia de las pruebas estadísticas	31
1.5.- Aplicación al campo geotérmicos de Los Humeros (CGLH)	33
1.6.- Conclusiones	33
Capítulo 2: SENSIBILIDAD TÉRMICA DEL EMPLAZAMIENTO DE LA CÁMARA MAGMÁTICA BAJO LA CALDERA DE LOS HUMEROS	35
2.1.- Introducción	35
2.2.- Campo geotérmico de Los Humeros Puebla (CGLH)	36
2.3.- Simulación térmica de la cámara magmática del CGLH	36
2.4.- Análisis de sensibilidad	37
2.5.- Conclusiones	39
Capítulo 3: SIMULACIÓN TÉRMICA DE LA CÁMARA MAGMÁTICA BAJO LA CALDERA DE LA PRIMAVERA, JALISCO, MÉXICO	41
3.1.- Introducción	41
3.2.- Campo geotérmico de La Primavera (CGLP)	42
3.3.- Simulación térmica de la cámara magmática del CGLP	42
3.4.- Análisis de sensibilidad	43
3.5.- Conclusiones	45
Capítulo 4: SIMULACIÓN TÉRMICA Y QUÍMICA DE LA CÁMARA MAGMÁTICA EN EL CAMPO GEOTÉRMICO DE LOS HUMEROS, PUEBLA, MÉXICO	47
4.1.- Introducción	47
4.2.- Simulación térmica y química de la cámara magmática del CGLH	48
4.3.- Análisis de sensibilidad	49

4.3.1.- Simulación térmica	49
4.3.2.- Simulación química	50
4.5.- Conclusiones	51
Capítulo 5: SIMULADOR EN 3-D DE UN YACIMIENTO GEOTÉRMICO: APLICACIÓN AL CAMPO GEOTÉRMICO DE LOS HUMEROS	53
5.1.- Introducción	53
5.2.- Desarrollo y estructura del simulador del yacimiento	54
5.3.- Geología superficial y estructural del campo geotérmico de Los Humeros (CGLH)	54
5.3.1.- Geología del subsuelo del CGLH	56
5.3.2.- Propiedades termofísicas del subsuelo del CGLH	58
5.3.3.- Termodinámica del yacimiento del CGLH	59
5.4.- Desarrollo de la malla geológica del CGHL	61
5.4.1.- Descripción de la metodología y solución aplicada de cada rutina de la malla geológica	62
5.4.2.- Resultados y validación de la malla geológica del CGLH	68
5.4.3.- Temperaturas Estabilizadas de Formación (TEF)	72
5.5.- TCHEMSYS: modelo matemático	73
5.6.- Análisis del efecto térmico en dos tipos de mallas en el CGLH	78
5.6.1.- Modelos de análisis	79
5.6.2.- Independencia de malla fina	80
5.7.- Simulador del yacimiento del CGLH	83
5.7.1.- Hipótesis del modelo	84
5.7.2.- Algoritmo del modelos convectivo del yacimiento	85
5.7.2.1.- Ecuación de balance de masa en medio poroso: determinación del campo de presión en el yacimiento	85
5.7.2.2.- Ecuación de momentum en medio poroso: determinación del campo de velocidades	87
5.7.2.3.- Ecuación de balance de energía: determinación del campo de temperaturas en el yacimiento	88
5.8.- Acoplamiento GEREWASYM-TCHEMSYS	92
5.9.- Validación del simulador GEREWASYM	95
5.9.1.- Modelos de análisis	95
5.9.2.- Análisis de residuales	99
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	102
BIBLIOGRAFÍA	104
Apéndice A: Gómez-Arias, E., Andaverde, J., Santoyo, E., Urquiza, G., 2009, Determinación de la viscosidad y su incertidumbre en fluidos de perforación usados en la construcción de pozos geotérmicos: aplicación en el campo de Los Humeros, Puebla, México. <i>Revista Mexicana de Ciencias Geológicas</i> , 26 (2), 516-529.	111
Apéndice A-1: SUPLEMENTO ELECTRONICO 26_02_03 (Gómez-Arias <i>et al.</i> , 2009)	127
Apéndice B: Verma, S.P., Gómez-Arias, E., Andaverde, J., 2011, Thermal sensitivity analysis of emplacement of the magma Chamber in Los Humeros caldera, Puebla, México. <i>International Geology Review</i> , 53 (8), 905-925.	141

Apéndice C: Verma, S.P., Arredondo-Parra, U.C., Andaverde, J., Gómez-Arias, E., Guerrero-Martínez, F.J., 2011, Three-dimensional temperature field simulation of cooling of a magma chamber, La Primavera caldera, Jalisco, Mexico. *International Geology Review*, (en prensa). 165

Apéndice D: Andaverde, J., Gómez-Arias, E., Verma, S.P., 2011, Simulación térmica y química para el análisis de sensibilidad de volumen y profundidad de la cámara magmática en el campo geotérmico de Los Humeros, Puebla, México. Sometido a la *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 179

NOMENCLATURA

CGCP	Campo geotérmico Cerro Prieto
CGLA	Campo geotérmico Los Azufres
CGLH	Campo geotérmico Los Humeros
CGLPJ	Campo geotérmico La Primavera
CGLTV	Campo geotérmico Las Tres Vírgenes
CFE	Comisión Federal de Electricidad
CM	Cámara Magmática
CVM	Cinturón Volcánico Mexicano
DODESYS	D iscordant O utlier D etection and Separation S ystem
GEREWASYM	G eothermal R eservoir W ater S ymulating
EOS	Equation Of State
LBL	Laboratory Berkeley Lawrence
MCM	Multi-Component Model
RES	Residuales estudentizados
SHAFT	Simultaneous Heat and Fluid Transport
TCHEMSYS	T hermal and C hemical M odeling of a volcanic-geothermal S ystem
TDMA	TriDiagonal Matrix Algorittm
TEF	Temperatura Estática de Formación
TOUGH	Transport of Unsaturated Groundwater and Heat
VC	Volumen de control

SIMBOLOGÍA

A, B, C, D	Constantes
A_{xy}, A_{xz}, A_{yz}	Área de transferencia de calor (m^2)
C_p	Capacidad calorífica a presión constante ($J/km^\circ C$)
d	Distancia (m)
d_{cham}	Profundidad a la cima de la cámara magmática (km)
F_x, F_y, F_z	Factor convectivo en las direcciones x, y, z
K	Conductividad térmica ($W/m^\circ C$)
K	Conductividad hidráulica o permeabilidad (m/s)
P	Presión (N/m^2 , Bares)
T	Temperatura ($^\circ C$)
T_s	Temperatura en la superficie ($^\circ C$)
V_{cham}	Volumen de la cámara magmática (km^3)
V_{celda}	Volumen de la celda en la malla (km^3)
z	Profundidad (m)
u, v, w	Componentes de velocidad (m/s)
$\lambda_x, \lambda_y, \lambda_z$	Factor conductivo en las direcciones x, y, z
ϕ	Porosidad (adimensional)
τ	Esfuerzo cortante (Pa)
γ	Velocidad de corte (s^{-1})
μ	Viscosidad (Bares.s)
ρ	Densidad (kg/m^3)
$\Delta x, \Delta y, \Delta z$	Diferencial de distancia en la dirección x, y, z
ΔT	Gradiente de temperatura ($^\circ C/km$)

Subíndices

e	Este
w	Oeste
n	Norte
s	Sur
t	Parte superior
b	Base

LISTA DE FIGURAS

Las Figuras sólo corresponden al capítulo 5.

- 1.- Localización de los pozos en el CGLH (modificado de López, 2006). Se muestra el sistema de calderas en las cuales se encuentra el campo (Los Humeros, Los Potreros, Colapso Central y El Xalapazco).
- 2.- Diagrama de flujo a detalle del modelo desarrollado para generar la malla geológica del CGLH llamado Detailed Geothermal Mesh Forming. La descripción de la solución y funcionamiento de cada rutina se explica en la sección 5.4.1.
- 3.- Localización del perfil seleccionado para la validación de las rocas simuladas con las reportadas en la literatura. El perfil pasa por los pozos H-8, H-7, H-1 y H-13 (dirección nort-sur).
- 4.- Geología del subsuelo de los pozos H-13, H-1, H-7 y H-8 (perfil seleccionado) simulado. Se muestran los volúmenes de control en z (NVCZ) correspondientes a cada unidad geológica reportada por los núcleos perforados por los pozos en el campo geotérmico de Los Humeros. La sección corresponde a un corte en $x=65$ (NVCX) y en $y=94-130$ (NVCY).
- 5.- Campo de temperaturas conductivo para un modelo de volumen de la CM de 1000 km^3 y la cima de la cámara se localiza a una profundidad de: (i) 5 km para el caso A; y (ii) 10 km para el caso B.
- 6.- Campo de temperaturas conductivo para un modelo de volumen de la CM de 1400 km^3 y la cima de la cámara se localiza a una profundidad de: (i) 5 km para el caso A; y (ii) 10 km para el caso B.
- 7.- Errores de las normas estimadas de las simulaciones realizadas. Se consideró el dominio utilizado en el TCHEMSYS el cual corresponde a 30 km en dirección x-y con $\Delta x = \Delta y = 0.25$ km, 20 km en dirección z considerando dos deltas, el primero de la superficie a 5 km (de profundidad) variando los $\Delta z_1 =$; y el segundo de 5 km a 20 km con $\Delta z_2 = 0.25$ km (constante). El modelo utilizado considera un $\Delta z_1 = 0.050$ km, lo que permitió simular un dominio con 2,304,000 VC.
- 8.- Diagrama de flujo del código numérico que resuelve la ecuación de continuidad para simular el campo de presiones en el yacimiento.
- 9.- Diagrama de flujo del código numérico que resuelve la ecuación de Darcy para simular el campo de velocidades en el yacimiento.
- 10.- Diagrama de flujo del código numérico que resuelve la ecuación de convección-conducción para simular el campo de temperaturas en el yacimiento.
- 11.- Diagrama de flujo del acoplamiento del simulador **GEREWASYS** de yacimiento geotérmico al de la fuente de calor **TCHEMSYS**.

- 12.- Campo de temperaturas convectivo-conductivo para un modelo de CM de volumen de 1000 km^3 y la cima de la cámara se localiza a una profundidad de: (i) 4 km para el caso A; y (ii) 10 km para el caso B.
- 13.- Campo de temperaturas convectivo-conductivo para un modelo de CM de volumen de 1400 km^3 y la cima de la cámara se localiza a una profundidad de: (i) 4 km para el caso A; y (ii) 10 km para el caso B.

LISTA DE TABLAS

Las Tablas sólo corresponden al capítulo 5.

- 1.- Geología del subsuelo del CGLH (Tomado de Cedillo-Rodríguez, 1999, 2000).
- 2.- Propiedades termofísicas de rocas de la litología del subsuelo que corresponden a la caldera del CGLH (Tomado de Contreras *et al.*, 1990).
- 3.- Características termodinámicas de las zonas productoras del CGLH (tomado de Jiménez y Herrera, 2000).
- 4.- Profundidad de pozos perforados en el CGLH (Tomado de Gómez-Arias *et al.*, 2009).
- 5.- Temperaturas Estabilizadas de Formación (TEF) y elevación de pozos localizados en el campo geotérmico de Los Humeros.
- 6.- Condiciones iniciales y de frontera para el modelo de la caldera del campo geotérmico de Los Humeros (CGLH), Puebla, México.
- 7.- Valores del error de ajuste de las simulaciones de cada modelo con respecto a las Temperaturas Estabilizadas de Formación (TEF) reportadas en la literatura para el campo geotérmico de Los Humeros (CGLH), utilizando en las simulaciones: a) el TCHEMSYS y b) el GERESYM acoplado al TCHEMSYS.

RESUMEN

Actualmente, la simulación de yacimientos geotérmicos representa una herramienta útil e importante para estudiar el flujo de fluido y calor en sistemas geotérmicos, además de poder estimar la reserva de calor en estos sistemas naturales. Sin embargo, los simuladores existentes para el modelado y simulación de yacimientos, sólo consideran el flujo de calor como una condición de frontera y no como flujo de calor real de la fuente primaria (cámara magmática).

El objetivo principal de este trabajo fue el desarrollo de un simulador de yacimientos, en el que al estar acoplado a un simulador de cámara magmática se estudiara, en tres dimensiones, la evolución térmica de un yacimiento geotérmico. Para lograr el objetivo del trabajo se abordaron cuatro aspectos importantes: (i) el estudio de propiedades reológicas principalmente en la determinación de la viscosidad de fluidos geotérmicos (capítulo 1); (ii) análisis de sensibilidad térmica durante el emplazamiento de una cámara magmática, considerando las variables volumen, profundidad y tiempo de emplazamiento, aplicado a dos campos de México, Los Humeros, Puebla, y La Primavera, Jalisco (capítulo 2 y 3); (iii) evolución térmica (estimación del gradiente de temperatura en la base del yacimiento) y química (distribución espacial de elementos mayores para un periodo de 0.050 Ma, tiempo suficiente para que tuviera lugar la erupción de la Ignimbrita Xáltipan, 115 km³) de la cámara magmática bajo la caldera de Los Humeros (capítulo 4); y (iv) el desarrollo de un simulador de yacimiento geotérmico en 3-D, acoplado a un simulador de cámara magmática para estudiar el efecto térmico de la fuente de calor primaria en el yacimiento, y conocer el proceso termodinámico (presión-temperatura) que predomina en el yacimiento, y su aplicación al campo geotérmicos de Los Humeros (capítulo 5).

Los resultados de la investigación desarrollada en el presente trabajo doctoral han sido publicados en tres artículos internacionales. Estos artículos se anexan al final de la presente tesis (Apéndices).

ABSTRACT

Currently, geothermal reservoir simulation is a useful and important tool to study fluid flow and heat in geothermal systems, as well as to estimate the total heat in these natural systems. However, existing simulators for modeling and simulation at present only consider the heat flow as a boundary condition rather than actual heat flow from the primary source (magma chamber).

The main objective of this work was the development of a reservoir simulator coupled to a magma chamber in 3-D to study the thermal evolution of a geothermal reservoir. To achieve the objective of the work, we considered four major aspects: (i) rheological properties study principally in determining the viscosity of geothermal fluids (chapter 1); (ii) Thermal sensitivity analysis for emplacement of a magma chamber, considering the variables of volume, depth and time of emplacement, applied to two fields of Mexico, The Humeros, Puebla, and La Primavera, Jalisco (chapter 2 y 3); (iii) thermal evolution (estimation of the temperature gradient at the base of the reservoir) and chemistry (spatial distribution of major elements for a period of 0.050 My, sufficient time to take place the Xáltipan Ignimbrite eruption, 115 km³) of the magma chamber beneath the caldera of Los Humeros (chapter 4) and (iv) development of a geothermal reservoir simulator 3-D coupled to a magma chamber simulator to study the thermal effect of the primary heat source at the site and to know the thermodynamic process (pressure, temperature) that dominates the site, and its application to The Humeros geothermal field.

The results of research conducted in this PhD work have been published in three international papers. These articles are appended at the end of this thesis (Appendices).

INTRODUCCIÓN

En muchos países del mundo, incluyendo México, el uso de energías renovables tiene un fuerte impulso en cuanto a generación de energía eléctrica (Bertani, 2005, 2010; Gutiérrez-Negrín *et al.*, 2010; Méndez *et al.*, 2011) debido al problema de la demanda futura de energía y el agotamiento de las reservas del petróleo. Dentro de este contexto, se encuentra la energía geotérmica (recursos geoenergéticos), la cual es una de las fuentes alternas que ha mostrado una mayor madurez tecnológica y bajo impacto al medio ambiente (Demirbas, 2006; Lund, 2007; Gómez-Arias *et al.*, 2009). Actualmente, la utilización de los recursos geotérmicos ha sido posible gracias a la disponibilidad de yacimientos, en los cuales las condiciones geológicas facilitan el transporte de calor a través de un fluido (fase líquida y/o vapor), desde zonas profundas de alta temperatura hacia zonas menos profundas (Cedillo-Rodríguez, 1999, 2000; Gutiérrez-Negrín y Quijano-León, 2005; Gutiérrez-Negrín *et al.*, 2010).

En México se cuenta con un gran potencial geotérmico, lo cual es demostrado a través de tres factores: (i) la actual producción de energía eléctrica usando recursos geotérmica de 958 Mwe (CFE, 2011; Ordaz-Méndez *et al.*, 2011) y una producción estimada de 1140 Mwe para el 2015 (Bertani, 2010), la cual es generada en cuatro campos geotérmicos: Cerro Prieto (Baja California, CGCP, 720 Mwe), Los Azufres (Michoacán, CGLA, 199.5 Mwe), Los Humeros (Puebla, CGLH, 40 Mwe) y Las Tres Vírgenes (Baja California, CGLTV, 10 Mwe). Esto representa ~3% de la capacidad total instalada en México (6,282 GWh; Bertani, 2005, 2010; Gómez-Arias *et al.*, 2009; Gutiérrez-Negrín *et al.*, 2010, CFE, 2011; Verma *et al.*, 2011a), lo cual coloca al país en el cuarto lugar mundial, detrás de Estados Unidos, Filipinas e Indonesia (Gutiérrez-Negrín *et al.*, 2010; Lund *et al.*, 2010); (ii) las ~ 8000 estructuras volcánicas localizadas en el Cinturón Volcánico Mexicano (CVM, Velasco-Tapia y Verma, 2001; Andaverde, 2007); y (iii) las más de 191 estructuras circulares que pudieran estar relacionadas con la presencia de calderas y posibles cámaras magmáticas (Anguita *et al.*, 2001). Estos últimos dos factores han sido de gran interés para estimar la vida útil de sistemas geoenergéticos a partir del estudio de las cámaras magmáticas (Andaverde, 2007; Verma y Andaverde, 2007; Verma *et al.*, 2011a).

El gran potencial geoenergético que prevalece en estos sistemas ha impulsado el desarrollo de varias investigaciones enfocadas al estudio de la evolución térmica y química de cámaras magmáticas con el fin de reconstruir los eventos eruptivos (geología superficial y del subsuelo) y entender los procesos químicos y termodinámicos que gobiernan en los yacimientos geotérmicos (Verma, 1985, 2000; Andaverde, 2007; Verma y Andaverde, 2007; Verma *et al.*, 2011a). Entre los estudios de interés destacan: (i) extracción de fluidos geotérmicos mediante la construcción de pozos geotérmicos; (ii) la evolución térmica y química de cámaras magmáticas; y (iii) determinación del campo de temperaturas conductivo y convectivo en los yacimientos geotérmicos.

Propiedades reológicas de fluidos

La explotación del recurso natural geoenergético requiere la extracción de los fluidos geotérmicos (almacenados en los yacimientos) mediante pozos perforados similares a los petroleros. Durante las operaciones de construcción, se requiere el uso de fluidos (lodos) de perforación. Estos fluidos deben ser evaluados y controlados en cuanto a sus propiedades reológicas con la finalidad de que realicen, de una forma óptima, tareas primordiales como: (i) lubricación de la barrena; (ii) enfriamiento de la tubería de perforación; y (iii) transporte de los recortes de la formación (rocas) hacia la superficie, en donde la viscosidad del fluido juega un papel importante como propiedad reológica para mantener suspendidos los recortes formados por el proceso de perforación (Chilangarian y Vorabutr, 1983; Gómez-Arias, 2008; Gómez-Arias *et al.*, 2009). Esta propiedad es estimada a partir del uso de modelos reológico-matemáticos, los cuales requieren de datos experimentales sobre mediciones de velocidad de corte (γ) y esfuerzo cortante (τ).

El estudio de la determinación de las propiedades físicas y composición química de los fluidos de perforación ha sido objeto de varios trabajos (p. ej., Wooley, 1980; Santoyo, 1997; Caldiño-Villagómez *et al.*, 2002; Santoyo *et al.*, 2001, 2003) y su viscosidad es determinada a partir de mediciones experimentales (utilizando reómetros) de velocidad de corte (γ) y esfuerzo cortante (τ) mediante el uso de modelos reológicos de regresión (principalmente no lineales) ya que los fluidos obedecen en la mayoría de los casos un comportamiento no-Newtoniano (Lauzon *et al.*,

1980; Wooley, 1980; Weir y Bailey, 1996; Caldiño-Villagómez *et al.*, 2002; Kok y Alikaya, 2004; Kelessidis *et al.*, 2006; Gómez-Arias, 2008), lo cual incide en forma significativa en su viscosidad dinámica.

Weir y Bailey (1996) realizaron un análisis estadístico en la eficiencia de modelos reológicos más comúnmente utilizados encontrando que el modelo Sisko (1958) es el que mejor ajusta los datos experimentales. Santoyo *et al.* (2001) evaluaron las propiedades reológicas de fluidos de perforación base agua y determinaron sus valores de viscosidad a partir del uso de un reómetro. Kok y Alikaya (2004) evaluaron la eficiencia de modelos reológicos convencionales para fluidos de perforación no-Newtonianos, y determinaron estadísticamente que el modelo Ley de Potencia (Oswald, 1925) es el que mejor ajusta los datos experimentales. Kelessidis *et al.* (2006) evaluaron la eficiencia de dos modelos convencionales y concluyeron que el modelo Herschel-Bulkley (Herschel y Bulkley, 1926) es el que mejor ajusta los datos experimentales. Recientemente, Gómez-Arias *et al.* (2009) determinaron la viscosidad de fluidos de perforación al evaluar estadística y numéricamente la eficiencia de modelos reológicos más comunes en la literatura, reafirmado que el modelo Herschel-Bulkley es más eficiente con respecto a los demás modelos convencionales en la determinación de las propiedades reológicas de los fluidos de perforación de pozos.

El estudio de propiedades reológicas de fluidos, ha sido de gran interés, principalmente en la geotermia, donde se busca determinar la viscosidad y su estabilidad con la presencia de un régimen térmico. Esta variable (viscosidad) es importante no sólo en el estudio fluidos de perforación, también es útil para el estudio del comportamiento de magmas, así como de fluidos presentes en los yacimientos geotérmicos (variable importante la cual debe ser considerada en la solución de ecuaciones gobernantes).

Simulación de cámaras magmáticas

En la mayoría de los campos geotérmicos, la cámara magmática (CM) forman la fuente de calor primaria y el estudio de estos sistemas es ineludible desde dos puntos de vista: (i) con fines tecnológicos, para la generación de energía eléctrica mediante la transformación del calor interno

de la Tierra (energía almacenada en un yacimiento); y (ii) realizar estudios sobre el comportamiento térmico y químico durante el emplazamiento y evolución de una cámara magmática con el objeto de predecir el régimen térmico y vida útil de los sistemas geoenergéticos (Andaverde, 2007; Verma y Andaverde, 2007; Verma *et al.*, 2011a).

El estudio de las CM en cuanto a los procesos de evolución térmica y química ha sido objeto de varias investigaciones como parte de un creciente interés en las Ciencias de la Tierra (p. ej., Verma, 1983, 1984, 1985, 2000, 2001; Giberti *et al.*, 1984a,b; Sanders, 1984; Ferriz y Mahood, 1984, 1987; Ferriz, 1985; Aguilar-y-Vargas y Verma, 1987; Giberti y Sartoris, 1989; Andaverde *et al.*, 1993; Verma y Rodríguez-González, 1997; Bohrson y Spera, 2001, 2003; Spera y Bohrson, 2001, 2002; Stimac y Wohletz, 2001, Valentine, 2002; Jellinek y DePaolo, 2003; Kuritani, 2004; Andaverde, 2007; Verma y Andaverde, 2007; Verma *et al.*, 2011a). En cada uno de estos trabajos se determinó el campo de temperaturas a partir del enfriamiento de una CM, variando las condiciones de emplazamiento y sus geometrías (tanto de la CM como del medio que la contiene).

La complejidad de los modelos numéricos desarrollados para explicar la evolución de una CM ha variado desde modelos químicos adimensionales (Bohrson y Spera, 2001, 2003; Spera y Bohrson, 2001, 2002), a modelos para simular el régimen térmico en una dimensión (Giberti *et al.*, 1984a,b; Giberti y Sartoris, 1989), dos dimensiones (Prol y González-Morán, 1982; Campos-Enríquez y Durán, 1986; Verma *et al.* 1990; Andaverde *et al.* 1993; Verma y Andaverde, 1996; Verma y Rodríguez-González, 1997; García-Estrada, 2000; Stimac *et al.*, 2001; Kuritani, 2004), y en tres dimensiones (Verma y Andaverde, 2007).

De estos trabajos, algunos han sido enfocados al estudio de CM localizadas en campos geotérmicos de México (p. ej., Prol y González-Morán, 1982; Campos-Enríquez y Durán, 1986; Verma *et al.*, 1990; Andaverde *et al.*, 1993; Verma y Andaverde, 1996; Verma y Rodríguez-González, 1997; García-Estrada, 2000).

El trabajo de Prol y González-Morán (1982) consideró un modelo bidimensional para determinar el campo de temperaturas de Los Humeros (los autores suponen una CM de $\sim 100 \text{ km}^3$, este

volumen está por debajo de los estimados en modelos de evolución petrológica en donde se considera que la CM tiene un volumen $\sim 1500 \text{ km}^3$; Verma, 1985; Verma y Andaverde, 2007). Campos-Enríquez y Durán (1986) determinaron el campo de temperaturas en Los Humeros en dos dimensiones y supusieron el flujo de calor necesario en la base de la sección geológica modelada para reproducir las temperaturas estabilizadas de formación en los pozos del campo. Verma *et al.*, (1990) en el mismo sitio determinaron el campo de temperaturas en dos dimensiones, asumiendo una CM estratificada térmicamente y consideraron reinyección de magma. Verma y Andaverde (1996) simularon el régimen de temperaturas en el campo de Los Azufres, Michoacán, y su principal contribución fue incluir aporte de calor por cristalización fraccionada. Verma y Rodríguez-González (1997) simularon la distribución de temperaturas en el campo de La Primavera, Jalisco, incorporando el aporte de calor por desintegración radioactiva. García-Estrada (2000) determinó el campo de temperaturas en Los Azufres asumiendo recargas de magma en la CM durante los últimos 0.4 millones de años (Ma).

En el último trabajo reportado en la literatura por Verma y Andaverde (2007), los autores desarrollaron un simulador llamado TCHMSYS (Thermal and CHEmical Modeling of a volcanic-geothermal SYStem) y lo aplicaron al campo geotérmico de Los Humeros (CGLH), para determinar la evolución en forma acoplada en 3-D, tanto térmica como química de la cámara magmática, además de que consideraron en el modelo (como parte de una nueva aportación a la investigación) los procesos petrológicos de cristalización fraccionada, asimilación, re-inyección y mezcla de magmas. Los autores consideran que para el modelado térmico-químico se requiere cuantificar las características de dicha cámara, tales como espesor, geometría, profundidad, temperatura inicial y final, así como su composición química, a fin de poder estimar la cantidad de energía térmica que se transfiere entre la cámara magmática y el medio que la rodea (Verma, 1985; Castillo-Román *et al.*, 1991; Andaverde *et al.*, 1993; Andaverde, 2007; Verma y Andaverde, 2007).

A pesar de la variedad de investigaciones sobre el modelado térmico y químico de una CM, sólo en el trabajo de Verma y Andaverde (2007) se tomó en cuenta la naturaleza de la Tierra al considerar un modelo en 3-D y la combinación tanto térmica como química de una cámara magmática. Es importante mencionar que en este trabajo, los autores determinaron el campo de

temperaturas a partir de un modelo de cámara magmática localizada a una profundidad de 5 km y un volumen de 1500 km³ (Verma, 1983, 1984, 1985). El programa desarrollado fue validado al comparar las temperaturas simuladas con las temperaturas estabilizadas de formación en pozos del CGLH (Andaverde *et al.*, 2005), y la composición química de elementos mayores simulada con la composición medida de la formación geológica de mayor volumen, la Ignimbrita Xáltipan eruptada hace 0.46 millones de años (magma riolítico que dio origen al colapso de la caldera de Los Humeros; Verma, 1983, 1984, 1985; Ferriz, 1985; Ferriz y Mahhod, 1987).

El programa TCHEMSYS está escrito en el lenguaje de programación Fortran90 y estructurado en 8 módulos (estos serán explicados a detalle en los siguientes capítulos), y resuelve las ecuaciones de conservación de masa y momentum dentro de la cámara magmática y energía entre la cámara magmática y el medio (incluye el yacimiento) mediante el método de volúmenes de control. Para el caso del CGLH, Verma y Andaverde (2007) consideraron un dominio que corresponde a 30x30x20 km en las direcciones x-y-z respectivamente, y una malla con volúmenes de control de 250 m de arista (lo que da un total de 1,152,000 volúmenes simulados). Un módulo del programa fue desarrollado como primera aproximación para evaluar el campo de temperaturas del yacimiento, considerando una geología homogénea e isotrópica. En el presente trabajo, se propone realizar un estudio más amplio sobre el modelado térmico de un yacimiento, en el cual se considera el desarrollo de un modelo de geología heterogénea e isotrópica en función de las rocas perforadas y reportadas de los pozos geotérmicos del campo de Los Humeros. Igualmente, se desarrolla una malla más fina de volúmenes de control de 50 m de arista, lo que podría resultar en un mejor acercamiento entre las temperaturas simuladas y las reportadas en la literatura de pozos del campo geotérmico y poder cuantificar el calor almacenado dentro del yacimiento. Con el desarrollo de esta investigación será anexado un nuevo módulo sobre modelado de yacimiento geotérmico al simulador TCHEMSYS, como parte de la investigación doctoral.

Modelado de yacimientos geotérmicos

El modelado de un yacimiento geotérmico, en cuanto a la simulación, representa una herramienta útil e importante para estudiar el flujo de fluido y calor en estos sistemas geoenergéticos (Sorey,

1978; Faust y Mercer, 1979; Smith y Chapman, 1983; Pruess, 1988, 1990, 2004; Domenico y Schwartz, 1998; Pearson y Tardy, 2002; O'sullivan *et al.*, 2001; Xu *et al.*, 2006; Croucher y O'sullivan, 2008; Meakin y Tartakovsky, 2009; Shaik *et al.*, 2011). Para construir un modelo conceptual y desarrollar una simulación numérica del yacimiento geotérmico que pueda predecir la conducta del sistema en forma confiable, es necesario conocer todos los datos de campo posibles, como son las propiedades del yacimiento (permeabilidades y porosidades), el estado termodinámico del fluido geotérmico (presión, temperatura), la historia de explotación del campo (flujos, entalpías, características químicas y presión del yacimiento), y si el sistema que prevalece en el yacimiento es monofásico, bifásico o multifásico.

A partir de 1970 en Estados Unidos y principalmente el Laboratorio de Lawrence Berkeley, California (LBL, por sus siglas en inglés), se inició una serie de investigaciones y se desarrollaron programas de cómputo para perfeccionar las tecnologías energéticas, las cuales pudieran proporcionar alternativas al empleo de combustibles de hidrocarburos. Los principales esfuerzos fueron aplicados en el campo de la energía geotérmica, iniciando el desarrollo de simuladores para interpretar los procesos físicos y químicos que ocurren dentro de un yacimiento geotérmico, tanto en su estado natural y en explotación (extracción de los fluidos geotérmicos mediante la perforación de pozos). Con esta herramienta computacional se trató de entender y perfeccionar los conocimientos de los recursos geotérmicos como un auxiliar de la ingeniería de yacimientos para estimar las reservas de fluido, calor y también para conocer el comportamiento de los yacimientos tanto en el presente como en el futuro (Pruess, 1988; O'sullivan *et al.*, 2001; Xu *et al.*, 2006; Croucher y O'sullivan, 2008).

Los primeros esfuerzos encaminados en el desarrollo de la simulación de yacimientos geotérmicos en el LBL dio como resultado el simulador bidimensional (2-D) llamado SHAFT, cuyo acrónimo hace referencia al “*Transporte Simultáneo de Fluido y Calor*” (*Simultaneous Heat and Fluid Transport*, por sus siglas en inglés). Los primeros resultados de este simulador fueron presentados por Lasseter *et al.* (1975). Los autores simularon los procesos que ocurren dentro del yacimiento y resolvieron las ecuaciones de balance de masa, energía y momentum que gobiernan a estos sistemas e iniciaron sus estudios considerando sistemas con flujo bifásico y cambio de fases. Este simulador se enfoca a yacimientos conceptualizados como *sistemas de roca*

porosa con fluido de un sólo componente (agua). El fluido se puede presentar en estado líquido o vapor, o bien como una mezcla bifásica de líquido y vapor. Los procesos físicos considerados por este modelo incluyen flujo de fluido y calor por conducción y convección. La roca y el fluido se consideran que están en equilibrio termodinámico. Los procesos físicos se abordan por medio de balances de masa y energía con una versión de la ley de Darcy. Para la solución de las ecuaciones, se utilizó el método de diferencias finitas integradas (Narasimhan y Witherspoon, 1976).

Con el desarrollo del SHAFT surgió la necesidad de realizar cambios en los conceptos originales, dando origen al código SHAFT78 (Pruess *et al.*, 1979 a, b). Este simulador está desarrollado en 3-D y resuelve en forma acoplada las ecuaciones de balance de masa, energía y momentum, además de que también se considera un equilibrio térmico entre la roca y el fluido geotérmico. SHAFT78 Considera el método de interpolación de las propiedades del agua y de tablas de vapor, para satisfacer las propiedades termodinámicas involucradas en las ecuaciones gobernantes. El SHAFT78 fue desarrollado para resolver problemas de ingeniería en yacimientos geotérmicos, incluyendo estudios de perforación y producción y además de caídas de presión en yacimientos con flujos bifásicos.

Investigaciones enfocadas al estudio de simulación de yacimientos geotérmicos, y de los resultados obtenidos por Faust y Mercer (1979) y Zylvoski *et al.* (1979) concluyeron que una metodología práctica para obtener una simulación viable requiere de los siguientes pasos: (i) resolver las ecuaciones de balance de masa, energía y momentum mediante acoplación simultánea; (ii) los sistemas de ecuaciones no lineales deben ser resueltas utilizando algún método iterativo; y (iii) las ecuaciones lineales mediante matrices. Esta metodología está implementada en el programa conocido como SHAFT79 desarrollado por Pruess *et al.* (1980). El simulador está desarrollado en 3-D y la solución de las ecuaciones lineales se realiza con el paquete MA28 de la *United Kingdom Atomic Energy Authority Harwell* (Duff, 1977). Este simulador resuelve las ecuaciones de balance de masa, energía y momentum, además de modelar condiciones mono y bifásicas. A este código se le acopló una rutina denominada MINC (Interacción Múltiple Continua; *Multiple Interacting Continua*, por sus siglas en inglés) para resolver el flujo en medio poroso y fracturado (Pruess y Narasimham, 1982; Pruess y

Narasimham, 1985; Pruess, 1990). El SHAFT79 asume que el sistema físico es de roca porosa con un fluido de un sólo componente (agua) de forma monofásica o bifásica. Con excepción de la porosidad, la cual puede variar con la presión y temperatura, todas las demás propiedades del medio poroso (densidad, calor específico, conductividad térmica, permeabilidad) son independientes de la presión, temperatura o saturación de vapor. El modelo considera al líquido, vapor y medio poroso en equilibrio termodinámico (igual temperatura y presión en todo el tiempo).

Posterior al SHAFT79 surge el simulador MCM cuyo acrónimo hace referencia al “*Modelo Multi-Componente*” (*Multi-Component Model*, por sus siglas en inglés). Este simulador fue desarrollado por Pruess (1983) y resuelve el flujo simultáneo de multicomponentes (flujo de calor y fluido multifásico) en medio poroso o fracturado. Las ecuaciones y los métodos numéricos que resuelve son similares a los manejados por SHAFT. La solución numérica del MCM se basa en el método integral de diferencias finitas. Las ecuaciones son formuladas de una manera completamente implícita, lo cual proporciona una gran estabilidad en etapas prolongadas de tiempo. El cálculo de las propiedades termofísicas es similar al SHAFT79, y para evitar el requerimiento de almacenamiento excesivo cuando se tiene más de dos variables de estado (existencia de más de un componente), MCM emplea correlaciones para estimar las propiedades termofísicas. Las transiciones de fase son manejadas por medio de un cambio de variables independientes. MCM ha sido usado para estudiar yacimientos geotérmicos, campos de gas, de petróleo, depósitos de desechos nucleares y para el diseño y análisis de experimentos a nivel laboratorio (Pruess, 1991).

El interés creciente sobre el modelado de yacimientos llevó al desarrollo del simulador TOUGH (Pruess, 1991) el cual fue creado como un módulo de MCM para modelar flujo no isotérmico de una mezcla agua-aire. Con el TOUGH se simulaban las condiciones termo-hidrológicas de los desechos nucleares localizados en depósitos de aguas saturadas de formaciones geológicas. A esta versión particular de MCM le fue dado el nombre de TOUGH que es el acrónimo de “*Transporte de Agua no Saturada y Calor en un Sistema Subterráneo*” (*Transport of Unsaturated Groundwater and Heat*). Este módulo fue desarrollado para simular las formaciones de las tobas de la montaña de Yucca, Nevada, y evaluar los depósitos subterráneos como medios

de almacenamientos de desechos nucleares de alto nivel. Este proyecto fue desarrollado por el Departamento de Energía de los Estados Unidos, y el módulo TOUGH fue desarrollado por Pruess (1987, 1991). Las ecuaciones de balance de masa, energía y momentos, son las empleadas en el simulador MCM.

Ante este contexto enfocado al desarrollo de simuladores que persiguen el objetivo de conocer los procesos físicos, químicos y térmicos que prevalecen en un yacimiento geotérmico, se ha tomado como punto de partida el simulador TOUGH para modificar y crear nuevas “Ecuaciones de Estado” (*EOS, Equation Of State*, por sus siglas en inglés, que expresan las propiedades termofísicas de la mezcla de fluidos multifásicos que definen el estado termodinámico del sistema geotérmico; Pruess *et al.*, 1996; Talman *et al.*, 2004). La generación de nuevas EOS se ve reflejado en nuevos códigos como: (i) TOUGHREACT, creado para resolver el flujo no-isotérmico de fluidos multifásicos (reacción química líquido-vapor-CO₂) y flujo de calor en 3-D (Pruess, 2004; Xu *et al.*, 2006; Croucher y O’sullivan, 2008); (ii) TOUGHREAC-FLAC, creado para resolver el flujo simultáneo multicomponentes (agua-vapor- CO₂) y flujo de calor en 3-D, en medio porosos o fracturado (Pruess, 2004); y (iii) TMVOC desarrollado para flujo no-isotérmico multifásico (agua-aire-gases no condensables - CO₂-) en medio poroso heterogéneo y flujo de calor en 3-D (Pruess y Battistelli, 2002; Pruess, 2004). Estos simuladores son los más comúnmente usados y reportados en la literatura para el modelado de yacimientos.

Sin embargo, los simuladores existentes para el modelado y simulación de yacimientos geotérmicos sólo consideran el flujo de calor como una condición de frontera y no como flujo de calor real de la fuente primaria (cámara magmática). Ante este contexto, se ha propuesto el desarrollo de un tema de frontera, enfocado al desarrollo de un código (programa computacional) en 3-D de un yacimiento geotérmico, acoplado a un simulador de cámara magmática que permita evaluar el efecto térmico de la fuente de calor primaria en el yacimiento, y conocer el proceso termodinámico (régimen térmico) que predomina en el yacimiento, con aplicación al CGLH. Esta investigación requiere el desarrollo y solución de las ecuaciones que gobiernan en el yacimiento: (i) balance de masa; (ii), balance de energía (solución de la ecuación de transferencia de calor por conducción-convección dentro del yacimiento y sólo por conducción para el dominio fuera del

yacimiento); y (iii) balance de momentum (en direcciones x, y, z). El sistema será resuelto para el flujo de calor y fluido monofásico (un solo estado -agua- y una sola fase –líquido-) en 3-D.

Objetivo del Proyecto de Investigación

El presente proyecto está enfocado en el estudio del CGLH, el cual está situado en el Estado de Puebla, a 140 km al este de la ciudad de México, cerca de los límites con el estado de Veracruz. Este campo se localiza dentro de una caldera de origen volcánico, en la parte oriental del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM; Verma, 1985, Verma y Andaverde, 2007; Gómez-Arias *et al.*, 2009; Verma *et al.*, 2011a). El campo cuenta con 43 pozos geotérmicos, con profundidades entre los 1450 y 3200 m. La capacidad instalada de energía eléctrica en Los Humeros es de 40 Mwe, distribuidos en 8 unidades (Cedillo-Rodríguez, 1999, 2000; Gutiérrez-Negrín y Quijano-León, 2005; Romero, 2006; Gutiérrez-Negrín *et al.*, 2010).

Atendiendo a los resultados reportados a la fecha en cuanto al estudio de propiedades reológicas de fluidos geotérmicos y las limitaciones detectadas en los modelos de simulación de yacimientos existentes, en el proyecto de investigación doctoral se puede establecer que el objetivo central es adquirir un conocimiento sobre el comportamiento termodinámico (campo de temperaturas) en un yacimiento geotérmico durante el emplazamiento y evolución térmica y química de una CM. Para lograr lo anterior se desarrolló un código de cómputo que permite calcular numéricamente la distribución espacial en 3-D del campo de temperaturas en un yacimiento geotérmico, acoplado al TCHEMSYS. El trabajo se aplicó al CGLH. Para validar los resultados de este trabajo se compararon estadísticamente las temperaturas obtenidas en las simulaciones con los datos medidos en los pozos del CGLH. Por otra parte, se obtuvieron nuevas ecuaciones cuadráticas multivariantes que nos permiten entender la sensibilidad de variables físicas de la profundidad de la CM y su volumen.

Justificación del Proyecto de Investigación

Como se ha descrito, en la actualidad existe en la literatura una variedad de simuladores de yacimientos geotérmicos desarrollados para tratar de entender los procesos termodinámicos que

prevalecen en estos sistemas geoenergéticos. Sin embargo, se ha detectado que estas herramientas de software no consideran el efecto que causa la fuente de calor primaria (cámara magmática) limitándose a considerarla solamente como una condición de frontera. Por consiguiente, en el trabajo de investigación se propuso el desarrollo de un simulador numérico de yacimiento geotérmico, que resuelva las ecuaciones que gobiernan a estos sistemas (masa, energía y momentum) en 3-D acoplado a un simulador ya existente de una cámara magmática y desarrollado en el CIE (Verma y Andaverde, 2007). Este acoplamiento es la parte innovadora del presente trabajo de investigación, ya que por primera vez se puede simular conjuntamente la fuente de calor (cámara magmática que causa las anomalías térmicas) con el yacimiento geotérmico. Este trabajo de frontera se aplicó al CGLH, Puebla, por ser un lugar ampliamente estudiado y caracterizado, además de que el simulador TCHEMSYS ha sido validado con la química de la Ignimbrita Xáltipan eruptada hace 0.45 Ma (Millones de años, la cual dio origen al colapso de la caldera de Los Humeros; Verma, 1983, 1984, 1985, 2000; Ferriz 1985; Verma *et al.*, 1990; Castillo-Román *et al.*, 1991; Verma y Andaverde 2007; Verma *et al.*, 2011a) y la parte térmica con los datos de temperaturas estabilizadas de formación estimadas y reportadas en la literatura de pozos del CGLH.

Objetivos alcanzados

Del trabajo desarrollado y los resultados obtenidos en la presente tesis se tienen: dos artículos publicados, en prensa (uno) y uno enviado a una revista internacional, los cuales se presentan en los apéndices A, B, C y D. Además se trabaja en la preparación de un quinto manuscrito que se someterá a la revista Energy. Estos trabajos se citan a continuación:

Artículos publicados

A.- Gómez-Arias, E., Andaverde, J., Santoyo, E., Urquiza, G., 2009, Determinación de la viscosidad y su incertidumbre en fluidos de perforación usados en la construcción de pozos geotérmicos: aplicación en el campo de Los Humeros, Puebla, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26 (2), 516-529, (reproducción en Apéndice A).

A-1: SUPLEMENTO ELECTRONICO 26_02_03 (Gómez-Arias *et al.*, 2009, reproducción en Apéndice A-1)

B.- Verma, S.P., Gómez-Arias, E., Andaverde, J., 2011, Thermal sensitivity analysis of emplacement of the magma Chamber in Los Humeros caldera, Puebla, México. *International Geology Review*, 53 (8), 905-925, (reproducción en Apéndice B).

Artículo en prensa

C.- Verma, S.P., Arredondo-Parra, U.C., Andaverde, J., Gómez-Arias, E., Guerrero-Martínez, F.J., 2011, Three-dimensional temperature field simulation of cooling of a magma chamber, La Primavera caldera, Jalisco, Mexico. *International Geology Review*, (en prensa), (reproducción en Apéndice C).

Artículo enviado

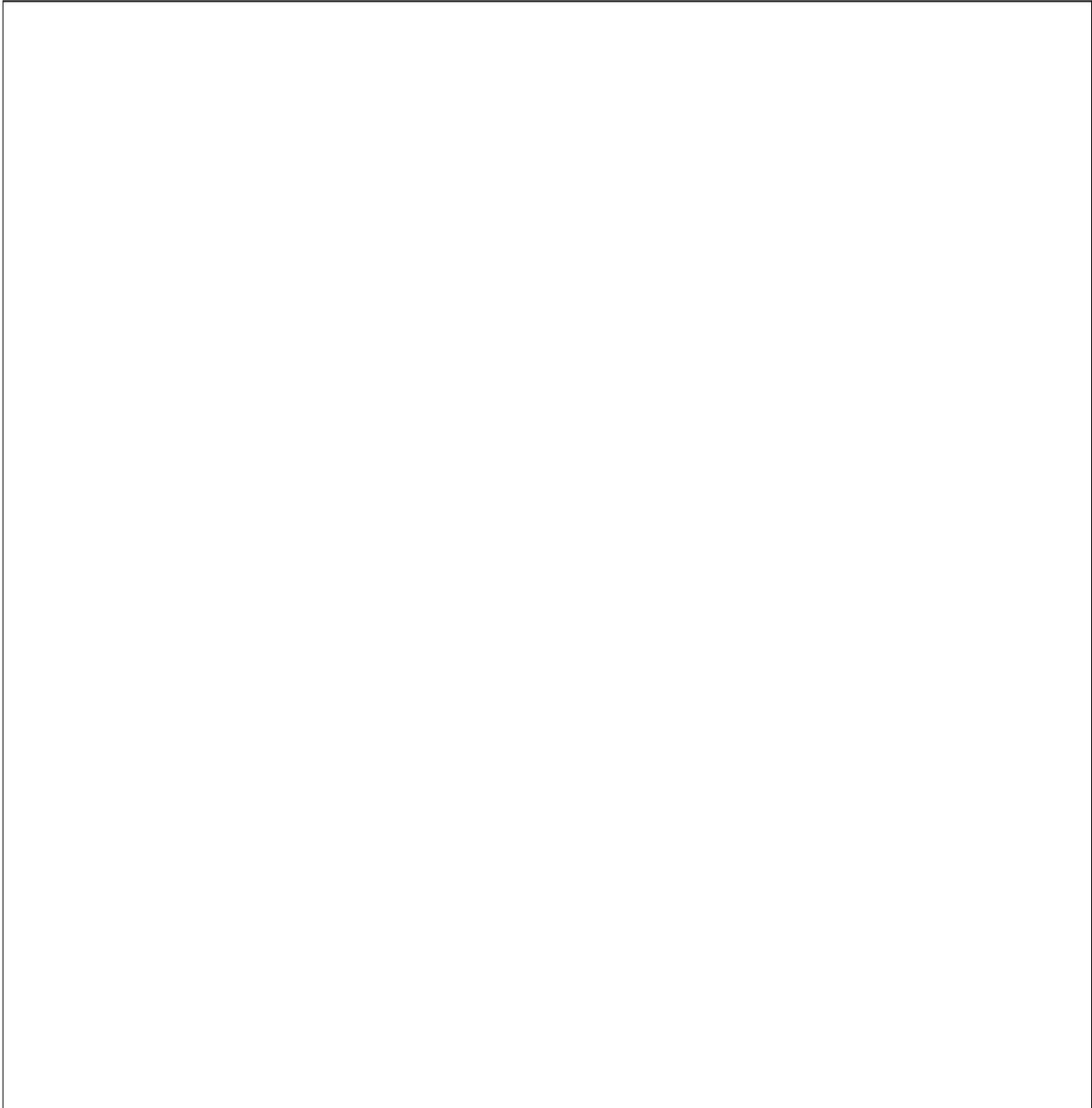
D.- Andaverde, J., Gómez-Arias, E., Verma, S.P., 2011, Simulación térmica y química para el análisis de sensibilidad de volumen y profundidad de la cámara magmática en el campo geotérmico de Los Humeros, Puebla, México. Sometido a la *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, (reproducción en Apéndice D).

Cabe aclarar que se hará uso del material publicado para describir la investigación doctoral sin repetición del mismo, por ello dentro del texto se utilizará la letra y el número correspondiente para referirse a cada uno de los artículos.

Estructura de la tesis

El presente trabajo de tesis está estructurado en cinco capítulos. En el primero se presentan los resultados de la evaluación estadística de modelos reológicos para estimar en forma más realista la viscosidad de los fluidos en un yacimiento geotérmico. En el segundo capítulo, se sintetizan los resultados obtenidos del análisis de sensibilidad térmica durante el emplazamiento de la CM bajo la caldera del CGLH. En el tercer capítulo, se presentan los resultados obtenidos de la simulación térmica del campo de temperaturas a partir del enfriamiento de la CM bajo la caldera

del campo geotérmico de la Primavera (CGLP). En el cuarto capítulo, se muestran los resultados de la simulación térmica y química (de elementos mayores) de la CM bajo la caldera del CGLH. Por último, en el capítulo cinco, se describe la metodología utilizada para el desarrollo del simulador de yacimiento geotérmico en 3-D acoplado al simulador TCHEMSYS aplicado al [CGLH](#).



Capítulo 1

VISCOSIDAD DE FLUIDOS DE PERFORACIÓN: DETERMINACIÓN, EVALUACIÓN ESTADÍSTICA Y MODELOS DE REGRESIÓN

1.1.- Introducción

El proceso de perforación de rocas en sistemas geotérmicos para la construcción de pozos es considerado como una tarea complicada y costosa. Esta tarea de perforación tiene un costo que oscila entre uno y dos millones de dólares, lo que puede llegar a representar hasta el 40% del costo total del proyecto (Santoyo, 1997; Augustine *et al.*, 2006; Gómez-Arias *et al.*, 2009). Este costo depende de la geología del subsuelo (tipo de roca, permeabilidad o fracturamiento), propiedades termofísicas y el gradiente geotérmico que prevalece en estos sistemas.

Ante este contexto, los fluidos de perforación de alta viscosidad son requeridos para las operaciones de perforación. Estos fluidos deben ser analizados para la evaluación de sus propiedades reológicas, las cuales son fundamentales para el transporte de recortes de formaciones geológicas a la superficie, entre otras importantes aplicaciones (Chilangarian y Vorabutr, 1983; Gómez-Arias, 2008). El análisis de los fluidos se realiza básicamente para determinar el comportamiento de la viscosidad y su estabilidad con el cambio de temperatura. Para el caso de pozos geotérmicos, los fluidos son generalmente mezclas de bentonita (arcillas) y agua, con lo que se busca estabilidad de la viscosidad y resistencia a la alta temperatura (Bourgoyne *et al.*, 1986; Santoyo *et al.*, 2001, 2003). El estudio de la determinación de las propiedades físicas y composición química de los fluidos de perforación ha sido objeto de varios trabajos (p. ej., Wooley, 1980; Santoyo, 1997; Caldiño-Villagómez *et al.*, 2002; Santoyo *et al.*, 2001, 2003) y su viscosidad es determinada a partir de mediciones experimentales (utilizando reómetros) de velocidad de corte ($\dot{\gamma}$) y esfuerzo cortante (τ) mediante el uso de modelos reológicos de regresión (principalmente no lineales) ya que los fluidos obedecen en la mayoría de los casos un comportamiento no-Newtoniano (Wooley, 1980; Weir y Bailey, 1996; Caldiño-Villagómez *et al.*, 2002; Kok y Alikaya, 2004; Gómez-Arias, 2008), lo cual incide en forma significativa en su viscosidad dinámica (μ , corresponde a la pendiente de cada punto de medición experimental, mostrada en la ecuación A1 y Figura A2, a partir de este momento, se usará la

nomenclatura A#, para referirse a Figuras, Tablas o ecuaciones que se encuentran en el Apéndice A).

Por este motivo, se planteó como primer objetivo del presente trabajo evaluar estadísticamente una base de datos de diferentes series de mediciones reológicas experimentales (efectuadas en diferentes formulaciones y reportadas en la literatura) y aplicar metodologías estadísticas para el tratamiento de datos univariados (pruebas de discordancia) a nueve modelos reológicos de regresión (comúnmente utilizados en la literatura) para estimar en forma confiable los valores de viscosidad dinámica, así como una aplicación práctica en la determinación de las velocidades críticas para el arrastre de las rocas del subsuelo del campo geotérmico de Los Humeros.

1.2.- Modelos de regresión

Los modelos reológicos más usados en la industria de la perforación de pozos tanto geotérmicos como petroleros, y reportados comúnmente en la literatura, fueron utilizados en el presente trabajo: (i) plástico de Bingham, M-BN (Bingham, 1922); (ii) Ley de Potencia, M-PL (Oswald, 1925); (iii) Robertson-Stiff, M-RS (Robertson y Stiff, 1976); (iv) Casson, M-CS (Casson, 1957); (v) Sisko, M-SK (Sisko, 1958); (vi) Herschel-Bulkley, M-HB (Herschel y Bulkley, 1926); (vii) el modelo cuadrático, M-QR (Andaverde *et al.*, 2005); (viii) Robertson y Stiff modificado M-RSM (Robertson y Stiff, 1976); y (ix) Sisko modificado, M-SKM (Sisko, 1958). Estos nueve modelos reológicos fueron seleccionados dado que su algoritmo de solución representa un caso particular de la expresión generalizada y mostrada en la ecuación A2 y Tabla A2. El esquema de solución de los modelos reológicos fue: (i) los modelos BN, PL, RS, y CS, fueron programados en Fortran, para esto sus ecuaciones se transformaron a lineales, y sus coeficientes estimados mediante regresión lineal (Miller y Miller, 2000; Verma, 2005); (b) los modelos no-lineales de SK, HB, RSM y SKM, fueron resueltos de forma iterativamente mediante el uso del programa MOD_REOL.FOR (codificado en lenguaje Fortran) para estimar sus coeficientes, ajustar los datos experimentales y minimizar las diferencias absolutas de los residuales a través de simulaciones numérica; y (c) el modelo Cuadrático fue resuelto con el software comercial STATISTICA para la determinación de sus coeficientes mediante el algoritmo clásico de optimización (StatSoft, 2003).

1.3.- Base de datos y pruebas estadísticas

La base de datos fue creada a partir de la revisión de artículos publicados en revistas internacionales (p. ej., Robertson y Stiff, 1976; Weir y Bailey, 1996; Kok y Alikaya, 2004; Kelessidis *et al.*, 2006). Esta base de datos contiene información de 813 series, con registros de variables reológicas de velocidad de corte ($\dot{\gamma}$) y esfuerzo cortante (τ).

Se aplicaron pruebas de linealidad a la base de datos utilizando dos métodos (en el Apéndice A se presenta a detalle la descripción de la metodología). El primero, regresión por subconjunto o subset, lo que permite estimar las pendientes de cada subconjunto de datos ordenados x-y, y su comparación mediante las pruebas F de Fisher y t de Student (Andaverde *et al.*, 2005; Verma, 1998, 2005, 2009). El segundo método, la suma de residuales cuadrados o de ajuste (por sus siglas en inglés Residual Sum of Squares – RSS-) en donde se determina la mejor ecuación de ajuste de la serie de datos x-y (lineal, cuadrática o de orden n; Andaverde *et al.*, 2005; Verma y Quiroz-Ruiz, 2008; Verma, 2009). Para estimar los valores de viscosidad dinámica, sólo se consideró una base de datos de 19 series de mediciones reológicas (muestra representativa de la base de datos a un nivel de confianza del 99%).

1.4.- Aplicación y eficiencia de las pruebas de discordancia

Una metodología estadística utilizada fue la aplicación de las pruebas de discordancia en muestras univariadas para detectar la presencia de valores desviados (Verma, 1997, 2005; Guevara *et al.*, 2001; Velasco-Tapia *et al.*, 2001). Aunque en la actualidad se dispone del programa DODESSYS (Discordant Outlier DEtection and Separation SYStem; Verma y Díaz-González, 2011) para aplicar 33 pruebas estadísticas, en el presente trabajo se incluyó en el programa MOD_REOL.FOR sólo las pruebas estadísticas con k=1 (13 pruebas de discordancia, que permiten evaluar un dato a la vez; en la Tabla A1 del Apéndice A-1 se muestra la clasificación de estas pruebas). Estas pruebas sólo es posible aplicarlas en datos univariados. Por lo tanto, para efectuar la bondad de ajuste entre los datos experimentales y los calculados de esfuerzo cortante, se realizó la transformación de datos bivariados a univariados utilizando la ecuación A3, para estimar residuales simples (RES). Verma y Quiroz-Ruiz (2006a, b) sugirieron

que las pruebas de discordancia para datos univariados se pueden aplicar a los residuales de los datos bivariados.

La base de datos de 19 series fue evaluada en cada modelo reológico. El análisis de resultados permitió observar que los datos no mostraban una distribución Gaussiana, por lo que fue necesario transformar los RES mediante la transformación natural logarítmica sugerida por Verma (2009) y finalmente la aplicación de las pruebas de discordancia para detectar los datos desviados. La eficiencia de cada prueba fue calculada en función de la prueba que detectó un mayor número de datos desviados utilizando la ecuación A4. La eficiencia de las pruebas se muestra en la Tabla A2-1 (del Apéndice A-1) y se observa que las pruebas con mayor eficiencia son N14 (sesgo), N15 (curtosis) y N1 (Grubbs). Los resultados son congruentes con los obtenidos por González-Ramírez *et al.* (2009) y Verma *et al.* (2009), los cuales aplicaron las pruebas $k=1$ en una base de datos de materiales de referencia geoquímica. En los histogramas de la Figura A1-1 (del Apéndice A-1), se muestra la eficiencia de cada una de las 13 pruebas en cada uno de los modelos reológicos, en donde se observa la eficiencia de las pruebas N14, N15 y N1.

Con la información obtenida, se determinó que el modelo que mejor ajusta los datos experimentales es el M-HB, siendo el segundo el M-CS y el tercero el M-RS. Estos resultados se observan en los diagramas box-plot de la Figura 3a-bA que muestra los RES estimados por cada modelo reológico al evaluar la base de datos antes y después de aplicar las pruebas de discordancia, encontrando que el M-HB tiene menor desviación estándar, una media cercana a cero y el menor número de datos desviados. Con los datos normalizados, se estimaron las viscosidades de los 19 fluidos por cada modelo reológico. Los valores de viscosidad y sus incertidumbres se estimaron para cuatro casos diferentes como se muestran en la Tabla A3. Después de aplicar las pruebas de discordancia, en el primer caso se detectaron cuatro datos desviados al igual que el caso tres. En el segundo caso, sólo se detectó un dato desviado para el fluido F-901. En el último caso, se detectaron 77 datos desviados. Las pruebas de discordancia más eficientes para estos casos fueron N14, N15. Las pruebas N1, N4A y N2 también detectaron datos desviados, lo que indica un comportamiento análogo al del análisis de los RES.

1.5.- Aplicación al campo geotérmico de Los Humeros (CGLH), Puebla, México

Como ejemplo de aplicación práctico, los valores de viscosidad dinámica fueron utilizados para el cálculo de la velocidad crítica de inyección de los fluidos de perforación para el transporte de recortes de la formación en pozos, construidos en el CGLH (en la Figura 5A se muestra la ubicación del campo, en la Figura 6A se presentan las características y una sección geológica del campo). En el CGLH se han perforado 40 pozos (Figura 7A; López, 2006), lo que hasta el momento se tiene una longitud perforada de aproximadamente 86 km (Tabla adjunta de la Figura A7). Para lograr mantener suspendidos los recortes de la formación, se requiere que el fluido que circula en el ánulo sobrepase un valor crítico de su velocidad, el cual según Chilingarian y Vorabutr (1983) puede ser determinado mediante la ecuación 6A. En la Tabla A4, se muestran los valores utilizados de viscosidad los cuales fueron 7 valores (0.010 Pa.s a 0.040 Pa.s, incluyen todo el intervalo mostrado en la Tabla A3). La densidad del fluido se consideró constante (valor promedio de fluidos reportados en la literatura; Santoyo, 1997). Se consideró la densidad de 7 rocas perforadas en el CGLH (Castillo-Román *et al.*, 1991) y el diámetro de las partículas suspendidas fue considerada constante (Bourgoyne *et al.*, 1986). Se realizó una comparación de los valores de viscosidad y de velocidad del fluido para cada roca en estudio, encontrando un comportamiento no lineal como se observa en la Figura A8. Con la información obtenida, se concluye que la variable viscosidad es uno de los parámetros que influye de manera significativa en la extracción de recortes de la formación durante las operaciones de perforación de pozos.

1.6.- Conclusiones

Cabe mencionar el rol importante que juegan las pruebas de discordancia, ya que en datos experimentales esta herramienta estadística permite la detección de datos desviados (Barnett y Lewis, 1994; Verma y Díaz-González, 2011) y con ello lograr una distribución normal, en donde a partir de esta distribución se pueda realizar estimaciones o cálculos de parámetros como la media y desviación estándar.

El estudio de propiedades reológicas en fluidos que obedecen a un comportamiento no-Newtoniano ha sido de gran interés, principalmente en la determinación de la viscosidad y su

estabilidad en presencia de un régimen térmico. El desarrollado de este estudio reológico-estadístico, es una metodología que puede ser utilizado para el estudio de fluidos de yacimientos geotérmicos ya que actualmente no se ha reportado en la literatura datos reológicos de estos fluidos.

El trabajo desarrollado está publicado en la Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, por lo que en este capítulo sólo se describen los objetivos alcanzados y se puede ver en detalle en el Apéndice A.



Capítulo 2

SENSIBILIDAD TÉRMICA DEL EMPLAZAMIENTO DE LA CÁMARA MAGMÁTICA BAJO LA CALDERA DE LOS HUMEROS

2.1.- Introducción

En la introducción se ha descrito la importancia del estudio de las cámaras magmáticas como fuente de calor primaria en calderas, volcanes y en la mayoría de campos geotérmicos. La importancia del estudio de una CM se centra en la predicción del régimen de temperaturas que ésta cede a su entorno y principalmente en el yacimiento geotérmico en función del emplazamiento y evolución (térmica y química) de la misma.

El estudio de la CM ha sido posible gracias al “modelado térmico” y para ello se requiere cuantificar las características de dicha cámara, tales como espesor, geometría, profundidad, temperatura inicial y final, así como su composición química (modelado petrogénico), a fin de poder estimar la cantidad de energía térmica que se transfiere entre la MC y el medio que la rodea (Verma, 1985; Verma *et al.*, 1990; Castillo-Román *et al.*, 1991; Andaverde *et al.*, 1993; Bohrson y Spera, 2001, 2003; Spera y Bohrson, 2001, 2002; Valentine *et al.*, 2002, Verma y Andaverde, 2007; Verma *et al.*, 2011a).

De acuerdo a la literatura, de los trabajos sobre estudio y modelado de CM, sólo en el desarrollado por Verma y Andaverde (2007), los autores consideraron el modelado térmico y químico de una CM en 3-D (Simulador TCHEMSYS) el cual supera los trabajos existentes al considerar dos aspectos importantes: (i) emplazamiento de una CM con la opción de variar su volumen; y (ii) profundidad de la CM (donde el usuario puede considerar diferentes profundidades de emplazamiento de la CM). También se avanzó al considerar en 3-D los procesos de cristalización fraccionada, asimilación, reinyección y mezcla de magma.

El objetivo del trabajo realizado para este capítulo se centró en el desarrollo del análisis de sensibilidad térmica del emplazamiento de la CM del CGLH, como parte del entendimiento, estructura y aplicación del simulador TCHEMSYS, esto al evaluar el régimen de temperaturas

(entre la CM y el medio) al considerar diferentes valores de los parámetros volumen y profundidad del emplazamiento, además de estimar la temperatura de exceso (temperatura simulada menos el gradiente térmico natural) en lo que corresponde al yacimiento (antes del colapso y formación de la caldera).

2.2.- Campo Geotérmico de Los Humeros Puebla (CGLH)

El CGLH se localiza en el estado de Puebla cerca de los límites con el estado de Veracruz dentro del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM, Figura 1B, a partir de este momento, se usará la nomenclatura B#, para referirse a Figuras, Tablas o ecuaciones que se encuentran en el Apéndice B). Es el tercer campo de producción de energía eléctrica en México, a partir de fluidos extraídos de rocas volcánicas que conforman el reservorio geotérmico (Ferriz, 1985; Cedillo-Rodríguez, 1999, 2000; Verma, 2001; Gómez-Arias *et al.*, 2009; Gutiérrez-Negrín *et al.*, 2010; Verma *et al.*, 2011a).

La geología del CGLH ha sido documentada por diversos autores (p. ej., Pérez-Reynoso, 1979; Verma y López, 1982; Ferriz, 1985; Verma, 1985; Verma *et al.*, 1990; Andaverde *et al.*, 1993) y se describe en el Apéndice B y en el capítulo 5. El basamento de rocas corresponde a rocas intrusivas y metamórficas de edad paleozoica, secuencias sedimentarias del Mesozoico, granodioritas terciarias y rocas andesíticas del Plioceno. La geología simplificada del basamento del CGLH se muestra en la Figura B2 y en la Figura B3, se muestra una sección litológica del CGLH basado en la información de las rocas perforadas de los pozos H1, H6, H7, H8, H9, H10 y H11.

2.3.- Simulación térmica de la Cámara Magmática del CGLH

Para generar un modelo conceptual en la simulación térmica de una CM se requiere de información sobre la geología, geoquímica y geofísica del campo en estudio. Además, se requiere información de los parámetros del volumen y profundidad de la CM, condiciones de frontera, temperatura y composición química del magma y los valores de las propiedades termofísica de las rocas (conductividad térmica; Verma, 1985; Castillo-Román *et al.*, 1991; Andaverde *et al.*,

1993; Verma *et al.*, 2011a). Con esta información, el modelo conceptual puede ser utilizado para inferir el régimen térmico que prevalece en el área de estudio. En numerosos trabajos se han enfocado los esfuerzos en el modelado térmico de una CM, y sólo en el trabajo de Verma y Andaverde (2007) los autores desarrollaron un modelo que considera en forma más realista la naturaleza de la Tierra, esto al desarrollar un simulador en 3-D que combina los aspectos térmico y químico de una CM. Verma y Andaverde (2007) desarrollaron el simulador TCHEMSYS y determinaron el campo de temperaturas bajo la caldera del CGLH a partir de una CM de 1500 km³ y una profundidad de la cima de la CM de 5 km. Los autores validaron el programa al comparar las temperaturas simuladas con las estabilizadas de pozos (Andaverde *et al.*, 2005) y con la simulación de la composición química de óxidos mayores (elementos mayores; Ver capítulo 4) con la actual composición química medida de la más voluminosa formación química (Ignimbrita Xáltipan, 115 km³; Ferriz, 1985; Verma 1985; Ferriz y Mahood, 1987). El TCHEMSYS está escrito en el lenguaje de programación Fortran y resuelve las ecuaciones de balance de masa, energía y momento mediante el método numérico de volumen de control en 3-D. el simulador se estructura en ocho módulos. En el presente trabajo se consideró sólo el primer módulo llamado HEAT_FORMING (Figura B4), el cual permite el emplazamiento de una CM de acuerdo a las condiciones del modelo geológico del campo en estudio (más detalles de este módulo se muestra en el Apéndice B).

2.4.- Análisis de sensibilidad

Para el modelado térmico del CGLH consideramos un modelo de cómputo para una región de 30 km en dirección x, 30 km en dirección y, y 20 km en dirección z, simulando un volumen total de 18,000 km³. Se consideró una malla de volúmenes de control cúbicos de 0.25 km de arista (un total de 1,152,000 volúmenes en el espacio simulado). La forma de la CM corresponde a un cuerpo cilíndrico el cual fue emplazado en un tiempo de 30,000 años. La figura B5 muestra el modelo geológico del CGLH y el volumen simulado de las rocas consideradas. En la Tabla 1B, se muestran las condiciones iniciales y de frontera consideradas para el modelado térmico de la caldera del CGLH.

Se utilizó el módulo HEAT_FORMING para simular el efecto térmico del volumen y profundidad de la CM en el CGLH. El análisis se limitó únicamente al estado inicial de la CM antes de la erupción del mayor volumen registrado en el campo (Ignimbrita Xáltipan) y formación de la caldera de los Humeros (CLH, Figura B2), considerando sólo el régimen conductivo del modelo.

Se consideraron dos variables: (i) el volumen de la CM, el cual se varió de 1000 a 1400 km³, en intervalos de 100 km³, obteniendo 5 casos de aplicación para cada profundidad de la cámara, los espesores de la cámara cilíndrica fueron de 4.5 a 6.5 km (se tiene un intervalo de 0.5 km); (ii) la profundidad de la cima de la CM se varió de 5 a 10 km, en intervalos de 1 km, obteniendo seis casos de aplicación para cada volumen de la CM. Con la combinación de estos parámetros (volumen-profundidad) resultó un total de 30 combinaciones o casos de aplicación. En la Tabla B2 se muestran las condiciones de emplazamiento para evaluar la sensibilidad térmica del CGLH.

Para visualizar la información obtenida de cada combinación simulada e interpretar el gradiente térmico tanto vertical como horizontal, se consideró construir dos perfiles: (i) el perfil vertical 1 localizado en el centro y cima de la CM; y (ii) el perfil 2 localizado a lado de la CM muy cercano a la cima de la misma (la Figura B6 muestra los modelos extremos de la combinaciones analizadas y los perfiles considerados). Como ejemplo de la distribución espacial en las Figuras B7-B8 se muestra el caso de una CM de 1000 km³ y una profundidad de 5 km. Para el perfil 1 de la Figura B8 la temperatura simulada fuera de la CM varía de 295°C a 620°C y dentro de la CM varía de 715°C a 1020°C. La Temperatura de exceso (corresponde a la contribución neta del calor de la CM) varía de 155°C a 440°C fuera de la CM y 450°C a 810°C dentro de la CM. Para el perfil 2 de la Figura B8, la temperatura simulada fuera de la CM varía de 255°C a 420°C y dentro de la CM varía de 470°C a 675°C. La Temperatura de exceso (corresponde a la contribución neta del calor de la CM) varía de 70°C a 230°C fuera de la CM y 285°C a 485°C dentro de la CM. Para el análisis de sensibilidad del volumen de la CM de 1000 a 1400 km³ a una profundidad de la cima de la CM de 5 km, se tiene una influencia poco significativa del parámetro volumen en la distribución del exceso de temperatura (una diferencia cercana a los 4°C entre cada modelo, Figuras 9B-B10).

Los gradientes térmicos vertical y horizontal de los perfiles, fueron estimados para cada una de las 30 combinaciones simuladas, y la Tabla B3 contiene los resultados de cada una de estas. Para el perfil 1, el gradiente incrementa de 306 a 317 °C/km para diferentes volúmenes de la CM a una profundidad de 5 km, y de 265 a 275 °C/km a una profundidad de 10 km (Figura B10). Esto indica un decremento de ~40°C al incrementar la profundidad de la CM. Por otra parte, se observa un incremento de ~10°C para cualquier profundidad del CM al incrementar el volumen de la misma. Un comportamiento similar se presenta en el caso del perfil 2 (Figura B10). Los resultados del análisis de sensibilidad térmica fueron interpretados mediante ecuaciones de regresión múltiple (Bevington y Robinson, 2003; Verma, 2005) que involucran los parámetros independientes volumen-profundidad y dependiente gradiente térmico, los cuales se muestran en las ecuaciones B1 y B2 para cada perfil, respectivamente. Las ecuaciones muestran que el gradiente térmico es más sensible a la profundidad de la cima de la CM que al volumen de la misma (los coeficientes de la variable profundidad es mayor con respecto a la del volumen), lo que también se observa en la Figura B11.

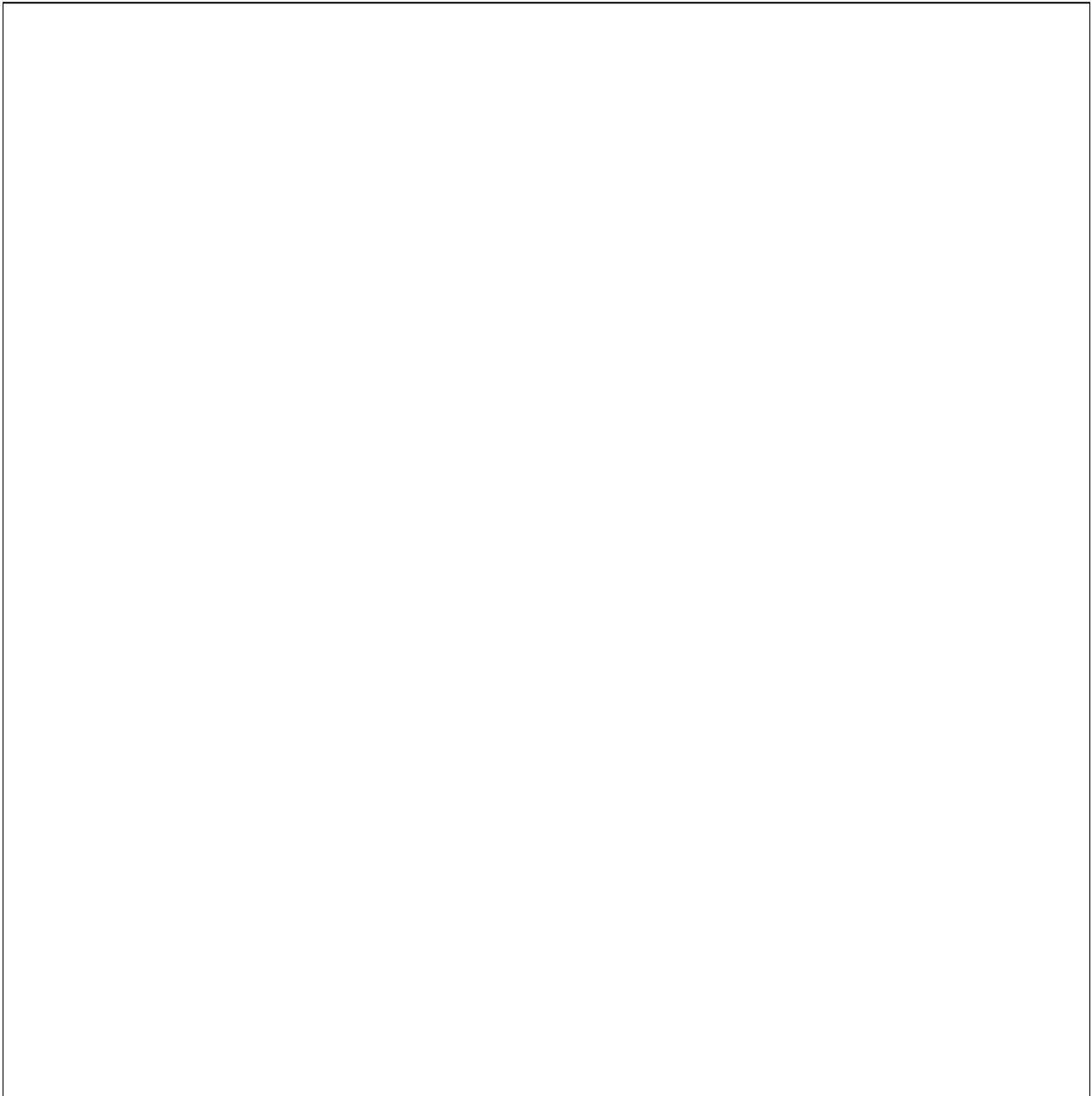
Finalmente, se evaluó la temperatura de exceso, particularmente en un intervalo de profundidad de 2-3 km (la región del yacimiento geotérmico). Los resultados fueron interpretados por la formulación de una ecuación (B3) que describe la temperatura de exceso en función del volumen y profundidad de la CM. La ecuación obedece a un comportamiento cuadrático que probablemente es más realista que una simple ecuación lineal, en donde se observa un mismo comportamiento que en las ecuaciones antes citadas, donde el efecto de la profundidad es más sensible que el volumen de la CM.

2.5.- Conclusiones

El análisis de sensibilidad térmica de los parámetros volumen (1000 a 1400 km³) y profundidad (5 a 10 km) de una CM considerando dos perfiles (vertical y horizontal), así como en la región del yacimiento geotérmico del CGLH, mostraron que los gradientes térmicos y las temperaturas de excesos, son más sensibles a la profundidad que al volumen de la CM. Las ecuaciones de regresión generadas a partir de la información obtenida de las simulaciones de cada uno de los 30 modelos confirman este resultado. Los resultados de este trabajo son la base para continuar

con el análisis de la evolución térmica y química de la CM en el CGLH que será explicado en el capítulo 4 y del desarrollo de un simulador de yacimiento geotérmico que será abordado en el capítulo 5.

Este trabajo está publicado en la revista *International Geology Review*, por lo que en este capítulo sólo se describen los objetivos alcanzados y se puede ver en detalle en el Apéndice B.



Capítulo 3

SIMULACIÓN TÉRMICA DE LA CÁMARA MAGMÁTICA BAJO LA CALDERA DE LA PRIMAVERA, JALISCO, MÉXICO

3.1.- Introducción

El campo geotérmico de la Primavera, Jalisco (CGLP) se localiza en la parte occidental dentro del CVM, casi en la intersección de tres sistemas estructurales regionales que son: Tepic-Zacoalco, Colima y Chapala (Verma y Rodríguez-González, 1997; Verma *et al.*, 2011b; Figura C1, a partir de este momento, se usará la nomenclatura C#, para referirse a Figuras, Tablas o ecuaciones que se encuentran en el Apéndice C). Actualmente, el campo cuenta con 13 pozos perforados (el más profundo de 2,986 m), y corresponde a un campo aún en estudio. Sin embargo, es un campo en el cual se ha estimado un potencial de 75 Mw (Gutiérrez-Negrín y Quijano-León, 2005; Bertani, 2010).

De acuerdo a la literatura, en el CGLP se ha desarrollado sólo un estudio en cuanto a la simulación del campo de temperaturas a partir de una CM (Verma y Rodríguez-González, 1997). Los autores del trabajo consideraron un modelo en 2-D (malla de 0.25 km en x-z), asumiendo una CM localizada a una profundidad de 5 a 7 km y variando el diámetro de la CM de 10 a 12 km. Las temperaturas simuladas en 2-D fueron comparadas con las temperaturas de fondo de pozo (Verma y Rodríguez-González, 1997).

Con la información antes descrita, el objetivo del trabajo motivo del presente capítulo se centró en el desarrollo del análisis de sensibilidad térmica del emplazamiento de la CM del CGLP, al simular el campo de temperaturas en 3-D (un modelado que considera de manera más realista la naturaleza de la Tierra) utilizando el módulo HEAT_FORMING del simulador TCHEMSYS (Verma y Andaverde, 2007), y considerando diferentes valores de los parámetros volumen y profundidad del emplazamiento de la CM. Es importante resaltar dos aspectos en los que se ha logrado avance: (i) la simulación en 3-D, mejorando el trabajo desarrollado por Verma y Rodríguez-González (1997) realizado en 2-D; y (ii) el simulador TCHEMSYS fue desarrollado y aplicado al CGLH, por lo que parte de la investigación fue aplicar uno de los módulos,

considerando el modelo geológico correspondiente al CGLP (en cuanto a propiedades termofísicas, Figuras C3-C4). Esto permite proyectar el funcionamiento del TCHEMSYS no sólo al CGLH sino también a otros campos geotérmicos con evidencia de la existencia de una CM bajo estos sistemas geoenergéticos.

3.2.- Campo Geotérmico de La Primavera (CGLP)

La geología del CGLP ha sido documentada por diversos autores (p. ej., Mahood, 1981 a, b; Villa Merlo *et al.*, 1987; Alatorre-Zamora y Campos-Enríquez, 1991; Yokoyama y Mena, 1991; Verma y Rodríguez-González, 1997; Campos-Enríquez *et al.*, 2005; Verma *et al.*, 2011b; más detalles se muestran en el Apéndice C), en donde diferentes eventos eruptivos (0.145 – 0.025 Ma) han ocurrido en el campo. La caldera del CGLP es un complejo volcánico joven (Pleistoceno) y en la Figura C2 se muestra la geología simplificada de la superficie del CGLP. En el campo se han perforado 13 pozos y en la Figura C3, se muestra una sección litológica del CGLP basado en la información de las rocas perforadas de los pozos LP1, LP 2, LP 5, LP 8, LP 9 y LP 12.

3.3.- Simulación térmica de la Cámara Magmática del CGLP

El módulo HEAT_FORMING requiere de un archivo con información de la geología del subsuelo para el campo en estudio (como el caso del CGLH): (i) para el caso del CGLP, el modelo geológico considera 3 tipos de rocas (riolitas, andesitas y granito-granodiorita, Figuras C3-C4); (ii) el diámetro de la CM se consideró de 12 km (similar al diámetro de la caldera); y (iii) las rocas del subsuelo se consideraron como rocas predominantemente riolíticas.

Para la simulación térmica se considera un modelo de cómputo 3-D para una región de 30 km en dirección x, 30 km en dirección y, y 20 km en dirección z, simulando un volumen total de 18,000 km³. Se consideró una malla de volúmenes de control cúbicos de 0.25 km de arista (un total de 1,152,000 volúmenes en el espacio simulado) y la forma de la CM corresponde a un cuerpo cilíndrico. Las condiciones iniciales de frontera y las propiedades de las rocas consideradas se muestran en la Tabla C2. El módulo requiere de tres archivos de entrada: condiciones de frontera, condiciones de emplazamiento y construcción de la malla.

Para simular el campo de temperaturas se consideraron tres variables: (i) el volumen de la CM, el cual se varió de 500 a 700 km³, en intervalos de 100 km³, obteniendo 3 casos de aplicación, los espesores de la cámara cilíndrica (de 4.4 a 6.2 km); (ii) la profundidad de la cima de la CM se varió de 4 a 7 km, en intervalos de 1 km, obteniendo 4 casos de aplicación para cada volumen de la CM; y (iii) el tiempo de emplazamiento de la CM de 0.095 Ma, 0.120 Ma y 0.240 Ma, obteniendo 3 casos de aplicación. Para efecto de comparación de las temperaturas simuladas con respecto a las temperaturas reportadas de los pozos del campo, se consideró variar la conductividad térmica efectiva de las rocas consideradas en el modelo en la zona del yacimiento geotérmico (una profundidad de 2-3 km). Con la combinación de estos parámetros (volumen-profundidad-tiempo de emplazamiento) resultó un total de 36 combinaciones o casos de aplicación.

Los volúmenes estimados de la CM son razonables de acuerdo al estudio reportado por Verma (1985) al volumen eruptado de magma diferenciado que formó la caldera del campo (45 km³) y a los domos prácticamente emplazados hace 0.95 Ma. Con la evidencia de magma riolítico diferenciado emplazado en la caldera y de magmas básicos en los alrededores, es razonable asumir que la CM inicialmente se emplazó con magma básico con una temperatura inicial de 1350 °C (Nielsen, 1990). Estas suposiciones son similares a las utilizadas en la CM del CGLH (Verma *et al.*, 2011a).

3.4.- Análisis de sensibilidad

Con la simulación térmica, se estimaron las temperaturas en la base del yacimiento del CGLP (a una profundidad de 2-3 km de la superficie) considerando los 36 modelos (combinaciones) en estudio. Los datos obtenidos se muestran en la Tabla C4, en la cual se ha considerado para el análisis cualitativo la profundidad del centro de la CM. Para cualquier valor de volumen y profundidad de la CM, un incremento del tiempo de emplazamiento provoca un incremento en la temperatura en la base del yacimiento (3 km de la superficie). Por ejemplo, para una CM de 500 km³ a una profundidad de 4 km y una profundidad del centro de la CM de 6.125 km, la temperatura incrementa de 338°C para un tiempo de emplazamiento de 0.095 Ma a 360°C para 0.120 Ma y 400°C a 0.240 Ma (la Figura C5 muestra un ejemplo del perfil del campo de

temperaturas de un modelo que corresponde a un volumen de 600 km^3 , una profundidad de la cima de la CM de 4 km y un tiempo de emplazamiento de 0.120 Ma).

Caso contrario ocurre cuando: (i) se analiza un mismo tiempo de emplazamiento y volumen y se varía la profundidad de la CM. Por ejemplo, para un tiempo de emplazamiento de 0.095 Ma y un volumen de 500 km^3 , las temperaturas en la base del yacimiento decrecen de 338°C para una CM emplazada a una profundidad de 4 km, 179°C a 5 km, 128°C a 6 km y 120°C a 7 km. (ii) al considerar un mismo tiempo de emplazamiento y profundidad de la cima de CM y se varía el volumen. Por ejemplo, para un tiempo de emplazamiento de 0.095 Ma y una profundidad de 4 km, las temperaturas en la base del yacimiento decrecen de 338°C a 500 km^3 , 333°C a 600 km^3 y 278°C a 700 km^3 .

Con esta información se desarrollaron dos ecuaciones (C1-C2) mediante el uso de regresión multivariable (Verma, 2005) para predecir la temperatura en la base del yacimiento geotérmico y obtener de manera cuantitativa una interpretación de los datos obtenido. La calidad de estas ecuaciones es caracterizada por el coeficiente de correlación múltiple (R^2 , Bevington y Robinson, 2003). El tamaño de los coeficientes de las ecuaciones muestran una mayor dependencia del tiempo de emplazamiento y profundidad de la CM que al volumen de la misma. Para comparar las temperaturas simuladas del CGLP con los obtenidos en el CGLH (Verma *et al.*, 2011a), se generaron tres ecuaciones de regresión (C3-C5) para cada tiempo de emplazamiento de la CM (0.095 Ma, 0.120 Ma y 0.240 Ma). Estas ecuaciones muestran un comportamiento similar a las antes citadas, donde el gradiente es más sensible a la variable profundidad que el volumen de la CM.

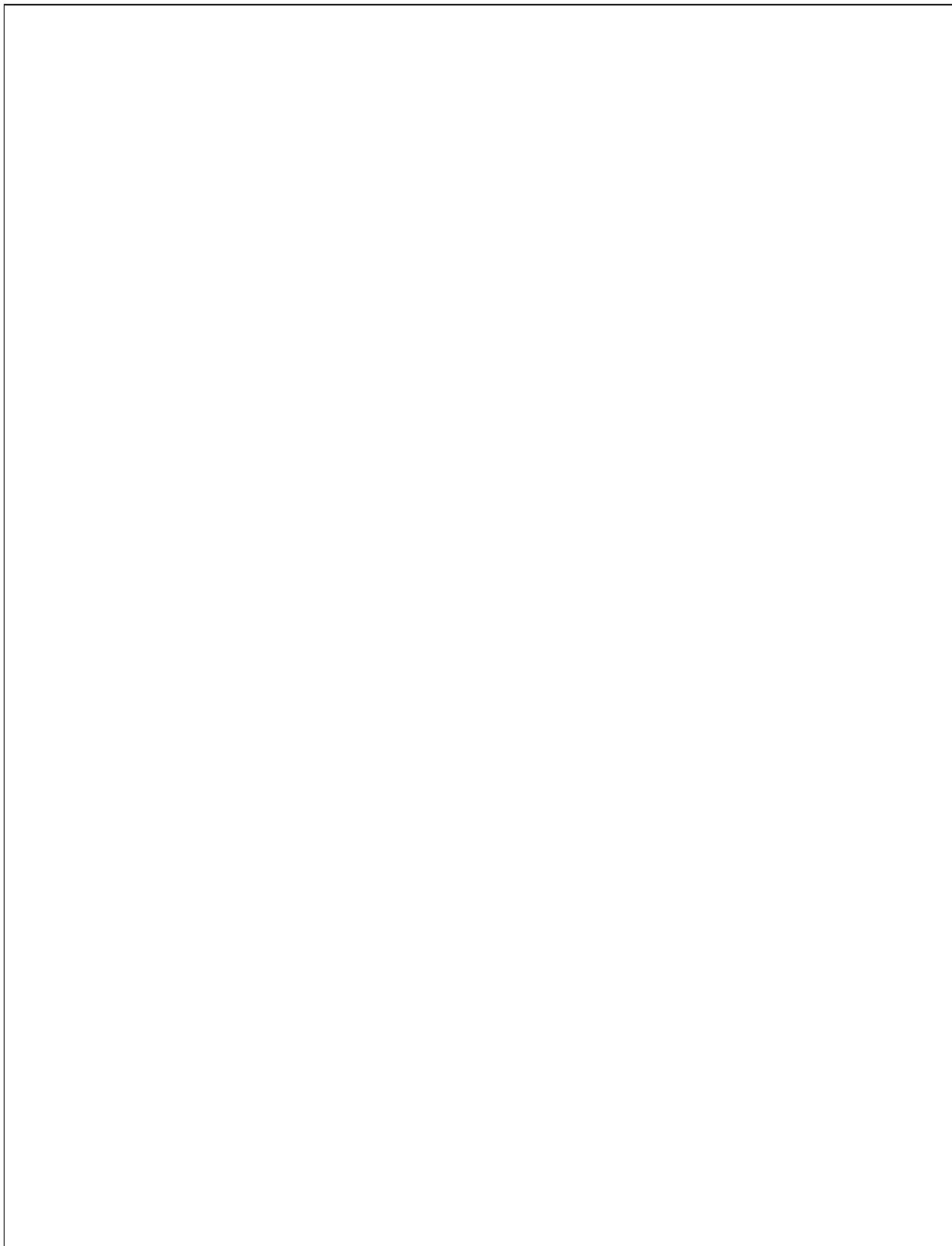
La ecuación 6C corresponde a una regresión a partir de los datos simulados de temperatura en el CGLH en la base del yacimiento a una profundidad de 3 km (mismo valor para el caso del CGLP). Esta ecuación fue comparada con las obtenidas en el CGLP (C3-C5). Los resultados obtenidos en ambos campos geotérmicos son consistentes, en donde el gradiente es más sensible a la profundidad que el volumen de la CM.

Por otra parte, las temperaturas de los 36 modelos considerados fueron comparadas con las temperaturas de fondo de pozos reportados en la literatura del CGLP (Villa Merlo *et al.*, 1987). Los modelos más cercanos a estas temperaturas se muestran en la Figura C6 y en la Tabla C5. Tres de los modelos mostrados en la Figura C6 (A, B, C) corresponden a los mejores modelos de las 36 combinaciones propuestas. En cada uno de estos, se consideró una recarga de magma (5%, 10% y 5 % respectivamente) a los 0.095 Ma y modificaciones en la conductividad térmica de las rocas dentro y fuera del yacimiento para mejorar el proceso de transferencia de calor en el yacimiento (más detalles en el Apéndice C). Sin embargo, estos modelos no fueron suficientes para reproducir las temperaturas de fondo de pozo, por lo que se consideró el modelo D, que corresponde a un tiempo de emplazamiento de 0.150 Ma, con recarga de magma del 10% a los 0.095 Ma y 5% a los 0.075 y 0.040 Ma y variación en la conductividad de las rocas para mejorar la eficiencia de la transferencia de calor en el yacimiento geotérmico (Figura 6C, Tabla C5).

3.5.- Conclusiones

El análisis de sensibilidad térmica de los parámetros volumen (500 a 700 km³), profundidad (4 a 7 km) y tiempo de emplazamiento (0.095-0.240 Ma), muestran que el gradiente de temperatura es más sensible a la profundidad y el tiempo que al volumen de la CM. Los resultados son similares a los obtenidos en el trabajo desarrollado por Verma y colaboradores (2011a) para el CGLH. Para mejorar las temperaturas simuladas con las reportadas en la literatura es conveniente refinar la construcción de la malla para lograr resultados más consistentes en la zona más somera donde se localiza el yacimiento, lo que posiblemente permita reducir los errores de los coeficientes de las ecuaciones desarrolladas. También es importante considerar los procesos petrogénicos como cristalización fraccionada, asimilación, mezcla de magmas y generación de calor por el decaimiento radioactivo de elementos naturales presentes en las rocas. Otra de las necesidades muy importantes es considerar un modelo convectivo que permita mejorar el campo de temperaturas en el yacimiento geotérmico.

Este trabajo fue sometido y aceptado en la revista *International Geology Review*, por lo que en este capítulo sólo se describen los objetivos alcanzados y se puede ver en detalle en el Apéndice C.



Capítulo 4

SIMULACIÓN TÉRMICA Y QUÍMICA DE LA CÁMARA MAGMÁTICA EN EL CAMPO GEOTÉRMICO DE LOS HUMEROS, PUEBLA, MÉXICO

4.1.- Introducción

Ya se ha señalado la importancia del modelado de CM, lo cual ha sido posible al utilizar herramientas de cómputo que nos permiten simular no sólo la distribución del campo de temperaturas, sino también la evolución química de la CM cuando el modelo conceptual propuesto es el más adecuado de acuerdo a la información geológica del campo en estudio (procesos petrogénicos como magma inicial, cristalización fraccionada, asimilación, reinyección y mezcla de magmas).

Los modelos numéricos desarrollados para explicar la evolución térmica y química de una CM han variado de modelos adimensionales (Bohrson y Spera, 2001, 2003; Spera y Bohrson, 2001, 2002) a modelos en 1-D (Giberti *et al.*, 1984; Gberti y Sartoris, 1989), en 2-D (Prol y González-Morán, 1982; Campos-Enríquez y Duran, 1986; Gberti y Sartoris, 1989; Verma *et al.*, 1990; Andaverde *et al.*, 1993; Verma y Andaverde, 1996; Verma y Rodríguez-González, 1997; Stimac *et al.*, 2001; Kuritani, 2004), y en 3-D (Verma y Andaverde, 2007).

Se han desarrollado diversos estudios específicamente en el CGLH (Prol y González-Morán, 1982; Campos-Enríquez y Duran, 1986; Verma *et al.*, 1990; Castillo-Román *et al.*, 1991; Verma y Andaverde, 2007; Verma *et al.*, 2011a), en donde el proceso de recarga de magma fue considerado en varios de estos trabajos. En el trabajo de Verma y Andaverde (2007), los autores reportaron un nuevo simulador (TCHEMSYS) en 3-D, el cual considera la evolución térmica y química de una CM, considerando los procesos de cristalización fraccionada, asimilación, recarga y mezcla de magma.

En el último trabajo desarrollado por Verma y colaboradores (2011a) los autores utilizaron y aplicaron sólo un módulo del TCHEMSYS al CGLH para evaluar el régimen de temperaturas durante el emplazamiento de la CM bajo la caldera (capítulo 2 y Apéndice B). Por esta razón, el

interés del presente capítulo fue utilizar cinco módulos (Figura D5, a partir de este momento, se usará la nomenclatura D#, para referirse a Figuras, Tablas o ecuaciones que se encuentran en el Apéndice D) del simulador TCHEMSYS para: (i) determinar las condiciones térmicas en la base del yacimiento geotérmico y (ii) estudiar la evolución química en cuanto a óxidos mayores durante la evolución inicial de la CM del CGLH a fin de empatar el volumen de magma de la Ignimbrita Xáltipan y mostrar la distribución espacial del magma en el interior de la CM.

4.2.- Simulación térmica y química de la Cámara Magmática del CGLH

El CGLH se localiza en el estado de Puebla cerca de los límites con el estado de Veracruz dentro del CVM (Figura D1). La geología del campo se describe en el Apéndice D y los periodos de actividad volcánica se observan en la Tabla D1. En la Figura D2 se muestra el mapa geológico simplificado de la caldera del CGLH. La Figura D3 muestra la sección litológica del campo, basado en las rocas encontradas durante la perforación de pozos.

Para realizar la simulación térmica y química de la CM, se utilizó el TCHEMSYS (resuelve las ecuaciones de balance de masa, energía y momento mediante el método de diferencias finitas en 3-D) el cual se estructura en ocho módulos. En el presente trabajo se utilizaron los módulos del 1 al 5 (Figura D5) llamados HEAT_FORMING, BALANCE_MASS_FORMING, HEAT_CONVEC_BALANCE_MASS_CONVEC y MOV_MAG_CONVEC. Estos módulos funcionan de forma acoplada, lo que permite simular la transferencia de calor entre la CM y el dominio (rocas consideradas en el modelo geológico) y la evolución química de la CM considerando los procesos de cristalización fraccionada, asimilación, reinyección y mezcla de magma (ver detalles de los módulos en el Apéndice D).

Para el modelado térmico, se consideró un modelo de cómputo para una región de 30 km en las direcciones x-y, y 20 km en z, simulando un volumen total de $18,000 \text{ km}^3$. Se consideró una malla de volúmenes de control cúbicos de 0.25 km de arista (un total de 1,152,000 volúmenes en el espacio simulado). La forma de la CM corresponde a un cuerpo cilíndrico, el cual fue emplazado en un tiempo de 30,000 años (0.03 Ma, con un diámetro de 19 km similar al de la caldera del CGLH). La sección geológica mostrada en la Figura D6 presenta en forma

esquemática los tipos de rocas utilizados y en la Tabla D2 se muestran las condiciones iniciales y de frontera consideradas en el modelo. El régimen térmico es considerado conductivo durante el proceso de emplazamiento de la CM, posterior a éste, se considera la convección en la CM. En cuanto a las dimensiones de la cámara se consideraron dos variables: (i) el volumen de la CM, el cual se varió de 1000 a 1400 km³ (en intervalos de 100 km³) obteniendo 5 casos de aplicación; y (ii) la profundidad de la cima de la CM se varió de 5 a 10 km (en intervalos de 1 km) obteniendo seis casos de aplicación (también se consideró el valor del centroide la CM como profundidad). De lo anterior, resultaron 30 combinaciones simuladas en el TCHEMSYS.

El tiempo total de simulación fue de 0.080 Ma. El tiempo de los primeros 0.030 Ma fue considerado para el emplazamiento de la CM. Posterior al emplazamiento, se simuló la evolución química de la CM para las 30 combinaciones cada 0.001 Ma durante un tiempo total de 0.050 Ma (50 ciclos de tiempo simulados en cada combinación). Los procesos tomados en cuenta durante la evolución química de la cámara fueron: cristalización fraccionada, asimilación, reinyección y mezcla de magma.

4.3.- Análisis de sensibilidad

4.3.1 Simulación térmica

Para evaluar el gradiente de temperaturas en la base del yacimiento, se consideraron tres perfiles (Figura 7D). Los gradientes de cada perfil se estimaron a partir de los datos de temperatura simulados de los volúmenes de control localizados a una profundidad de 3-4 km (en cada combinación simulada se estimaron los gradientes de los tres perfiles asumiendo que el yacimiento se localiza a una profundidad de 2-3 km). El perfil 1 se sitúa en el centro de la CM a la base del yacimiento, el perfil 2 entre el centro de la cámara y el extremo derecho de la misma a la base del yacimiento, y el perfil 3 en el extremo derecho de la cámara a la base del yacimiento (el análisis corresponde a una mitad de la CM dado que la otra es simétrica). Dos de los casos extremos de volumen y profundidad de la CM se muestran en la Figura D7 (a, b).

En la Tabla D3 se muestran los resultados obtenidos de los gradientes en la base del yacimiento, en el cual los valores obtenidos para los perfiles 1 y 2 son similares, esto debido a que se

encuentran por encima de la CM, en donde el flujo de calor se considera predominantemente vertical. Para el caso del perfil 3 los valores son menores a los dos anteriores, lo que puede deberse a que se encuentra hacia el final de la CM, en donde el flujo de calor se da en varias direcciones. Por ejemplo, para un volumen de 1000 km^3 y una profundidad de 5 km (a 7.125 km se localiza el centroide de la CM) se tiene un gradiente de temperatura de $140^\circ\text{C}/\text{km}$ para el perfil-1, $140^\circ\text{C}/\text{km}$ para el perfil-2 y $83^\circ\text{C}/\text{km}$ para el perfil-3. Si se incrementa la profundidad de la CM decrece el valor del gradiente térmico en la base del yacimiento. Para comparar los gradientes de los perfiles, se realizaron regresiones multivariadas (Verma, 2005) donde las variables independientes fueron: (i) el volumen de la cámara y la profundidad, y (ii) el volumen de la cámara y la ubicación del centroide. La variable dependiente fue el gradiente térmico. Las regresiones corresponden a las ecuaciones D1-D6. La calidad de estas ecuaciones es evaluada por el coeficiente de correlación múltiple (R^2 , Bevington y Robinson, 2003). El tamaño de los coeficientes de las ecuaciones muestran una mayor dependencia de la variable profundidad y del producto de la profundidad-volumen en el gradiente térmico que la variable volumen de la CM. Un comportamiento similar ocurre en los coeficientes de las ecuaciones al considerar el centroide de la CM.

4.3.2 Simulación química

En la Tabla D5 se presentan los resultados de las 30 combinaciones simuladas para un tiempo de evolución de 0.05 Ma. También se presenta el número de volúmenes de control (VC) que cumplen con la composición química de elementos mayores de la Ignimbrita Xáltipan y el volumen de la CM que cumple con la química de la Xáltipan. Estos resultados permiten mostrar si la evolución de la CM puede reproducir al menos los 115 km^3 referidos en la literatura como el volumen eruptado de la Ignimbrita Xáltipan (Ferriz y Mahood, 1984, 1987; Ferriz, 1985, Verma, 1985) y mostrar la distribución espacial de los VC que cumplen con la química de elementos mayores de la Ignimbrita. Los resultados de la Tabla D5, muestran que el volumen sobrepasa los 115 km^3 para cualquiera de las 30 combinaciones simuladas (por ejemplo, para dos casos extremos: (i) un volumen de 1000 km^3 y una profundidad de 5 km se tienen 320 km^3 de magma equivalente a la Ignimbrita Xáltipan en la CM; y (ii) un volumen de 1400 km^3 y una profundidad de 10 km se tienen 445 km^3 de magma tipo Ignimbrita Xáltipan en la CM).

Para relacionar el volumen y el centroide de la CM con el volumen de magma tipo Xáltipan (simulado en cada combinación), se realizó una regresión multivariable que corresponde a la ecuación D7. El tamaño de los coeficientes de la ecuación muestra una mayor dependencia de la variable centroide en el volumen de magma tipo Xáltipan que el volumen de la CM.

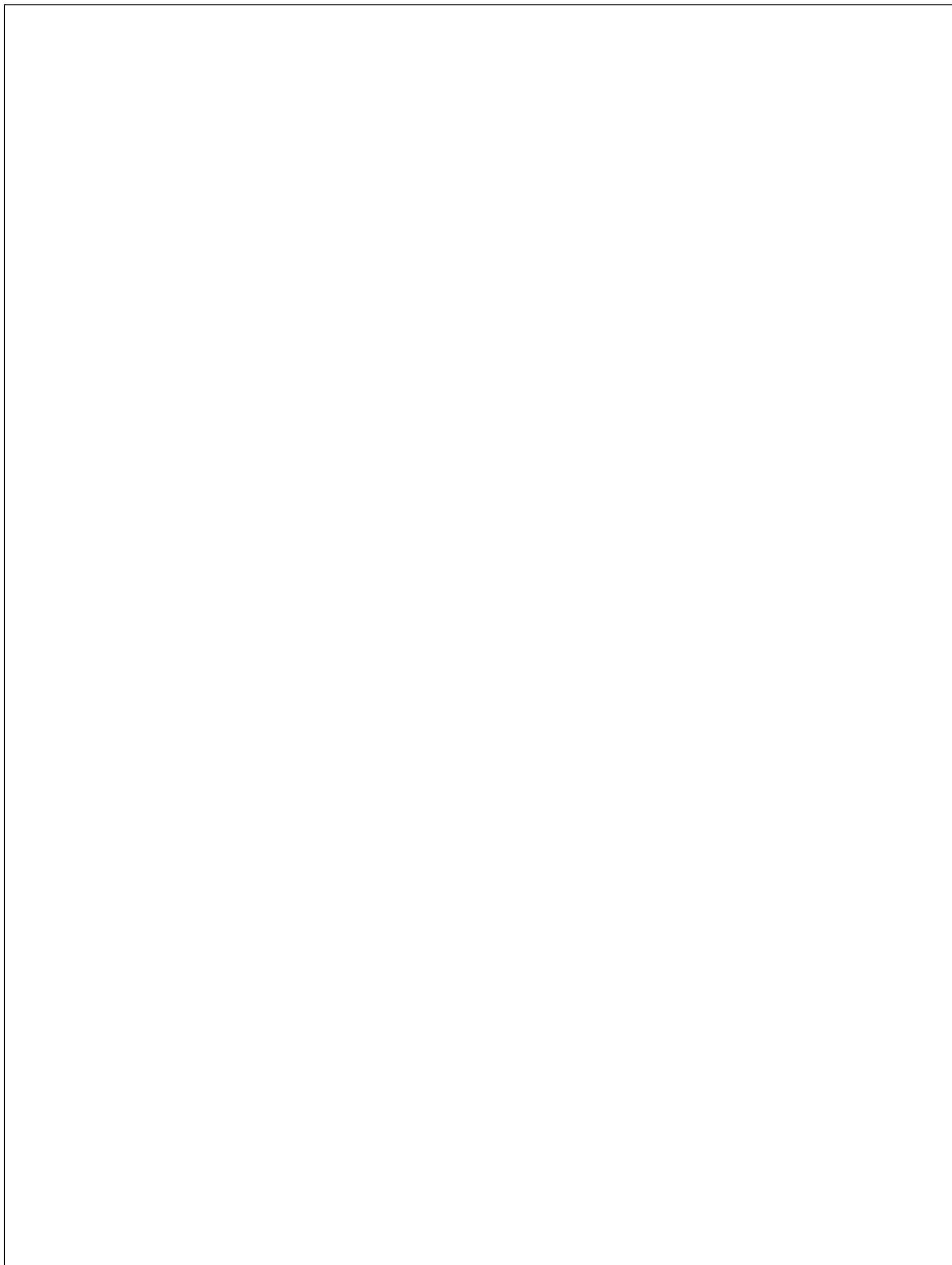
Finalmente, en la Figura D9, se muestran la distribución espacial de los VC que cumplen con la química de óxidos mayores de la Ignimbrita Xáltipan (SiO_2 , Al_2O_3 , CaO y MgO) para un tiempo de evolución de 0.05 Ma, en donde se observa que los VC que cumplen con la química se posicionan en la orilla de la CM y dentro de la celdas convectivas.

4.4.- Conclusiones

El análisis de sensibilidad térmica y química de la CM del CGLH, considerando las variables volumen (1000 a 1400 km^3) y profundidad (5 a 10 km), muestran que la profundidad es más sensible que el volumen de la CM. Los resultados son similares a los obtenidos en el trabajo desarrollado por Verma *et al.* (2011a) para el CGLH y por Verma *et al.* (2011b) para el CGLP.

Los resultados sugieren que, para acercar las temperaturas simuladas con las reportadas en la literatura se requiere: (i) un modelo de malla más fina (0.05 km de arista); (ii) una geología más detallada del subsuelo del CGLH; y (iii) un modelo de transferencia de calor convectivo-conductivo en el yacimiento, deben ser integradas al simulador TCHEMSYS (investigación descrita en el capítulo 5), lo que permitirá describir e interpretar en forma más realista los procesos que prevalecen en un yacimiento geotérmico y la sensibilidad térmica debido a la presencia de una CM, con lo que se espera reducir los errores de los coeficientes de las ecuaciones desarrolladas.

Este trabajo fue sometido a la Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, y en este capítulo sólo se describen los objetivos alcanzados y se puede ver en detalle en el Apéndice D.



Capítulo 5

SIMULADOR EN 3-D DE UN YACIMIENTO GEOTÉRMICO: APLICACIÓN AL CAMPO GEOTÉRMICO DE LOS HUMEROS

5.1.- Introducción

En la presente tesis se ha descrito que para el modelado del flujo de calor y fluido en un sistema geotérmico (yacimiento) se requiere el uso de un programa flexible que ayude a entender el comportamiento termodinámico que prevalece en estos sistemas. Para que un simulador numérico proporcione resultados confiables es necesario conocer todos los datos de campo posibles, como son las propiedades del yacimiento (tipo de rocas, permeabilidades y porosidades), el estado termodinámico del fluido geotérmico (presión, temperatura) y la historia de explotación del campo (flujos, características químicas y presión del yacimiento). Si todos estos datos son conocidos, es posible construir un modelo conceptual que pueda predecir la conducta del sistema en forma confiable. El flujo de calor y fluido en los yacimientos geotérmicos, a diferencia de los yacimientos de gas y petróleo, es no-isotérmico, dado que ocurre un intercambio de calor entre el fluido y la matriz rocosa. Debido a que el flujo de agua y vapor modifican la distribución de masa y energía en el yacimiento, es necesario considerar: (i) las fases presentes en el sistema, y (ii) las ecuaciones gobernantes de transporte de masa, energía y momento (o de fuerzas; Sorey, 1978; Pruess, 1988).

Como se ha mencionado en la introducción, se tiene una gran variedad de códigos enfocados a resolver diferentes escenarios dentro del yacimiento geotérmicos y en todos los simuladores de yacimientos, el flujo de calor se considera sólo como una condición de frontera y no como flujo de calor real de la fuente de calor primaria (cámara magmática). Ante este contexto, se ha propuesto el desarrollo de una investigación de frontera, enfocada al desarrollo de un código (programa computacional) para considerar en 3-D un yacimiento geotérmico acoplado a un simulador de cámara magmática que permita evaluar el efecto térmico de la fuente de calor primaria en el yacimiento, y conocer el proceso termodinámico (campos de temperatura) que predomina en el yacimiento, con aplicación al CGLH. Esta investigación está enfocada en el desarrollo de: (i) simulación del subsuelo del CGLH tomando en cuenta aspectos geológicos (a

partir de este momento se denominará malla geológica); y (ii) la solución de las ecuaciones que gobiernan en el yacimiento, balance de masa, balance de energía (solución de la ecuación de transferencia de calor por conducción-convección dentro del yacimiento y sólo por conducción para el dominio fuera del yacimiento), y balance de momento (en las direcciones x, y, z). En el presente trabajo, el sistema será resuelto para el flujo de calor y fluido monofásico (un solo estado -agua y una sola fase -líquido). Trabajos posteriores podrían tomar en cuenta las complejidades de la existencia de diferentes fases en el yacimiento.

5.2.- Desarrollo y estructura del simulador del yacimiento

La simulación de los sistemas geotérmicos ha sido una herramienta de cómputo con la visión de reproducir bajo la suposición de modelos, los procesos físicos, químicos y termodinámicos que prevalecen en estos sistemas renovables. Para ello, el modelo matemático y numérico del yacimiento geotérmico desarrollado en la presente investigación está diseñado en 3-D y se estructura en tres etapas: (i) desarrollo de la malla geológica, (ii) solución de las ecuaciones gobernantes en el sistema, y (iii) acoplación al TCHEMSYS y validación del simulador.

5.3.- Geología superficial y estructural del Campo Geotérmico de Los Humeros (CGLH)

El CGLH está situado en el estado de Puebla cerca de los límites con Veracruz, en la parte este del CVM (Verma, 1985; Aguilar-Y-Vargas y Verma, 1987; Figura D1) El campo se encuentra a una elevación promedio de 2806 metros sobre el nivel del mar (m.s.n.m.) y localizado entre las coordenadas geográficas 19° 35' y 19° 45' latitud Norte, y 97° 23' y 97° 35' de longitud Oeste (Gómez-Arias *et al.*, 2009; Verma *et al.*, 2011a; Figura D1). El CGLH genera electricidad a partir de fluidos contenidos en rocas volcánicas (Ferriz, 1985; Cedillo-Rodríguez, 2000; Verma, 2001). Es el tercer campo geotérmico en importancia en la República Mexicana (después de Cerro Prieto en Baja California y Los Azufres en Michoacán) y tiene una capacidad de 40 MW distribuidos en 8 unidades de 5 MWe cada una para generar energía eléctrica (Bertani, 2010; Gutiérrez-Negrín *et al.*, 2010). La caldera de Los Humeros tiene un diámetro de 18 km, dentro de esta estructura volcánica circular se encuentran las calderas (donde se localizan los pozos del campo geotérmico, Figura 1): (i) Los Potreros; (ii) Colapso Central; y (iii) EL Xalapaxco.

El CGLH ha sido un lugar de intensa actividad volcánica, de gran interés y ampliamente estudiado por diversas disciplinas: geología (Pérez-Reynoso, 1979; Ferriz, 1985), geoquímica (Verma y López, 1982; Verma, 1983, 1984, 1985, 2000; Ferriz, 1985; Ferriz y Mahood, 1987), geocronología (Ferriz y Mahood, 1984), geofísica (Flores *et al.*, 1978; González-Morán y Suro-Pérez, 1982; Campos-Enríquez y Arredondo-Fragoso, 1992; Campos-Enríquez *et al.*, 2005), alteración hidrotermal (González-Partida *et al.*, 2001; Martínez-Serrano, 2002; Bienkowski *et al.*, 2005), propiedades termofísicas (Contreras *et al.*, 1990), yacimiento y pozos geotérmicos (Medina-Martínez, 2000; Tello-Hinojosa, 1992; Cedillo-Rodríguez, 1999, 2000), y modelado térmico (Prol y González-Morán, 1982; Campos-Enríquez y Duran, 1986; Verma *et al.*, 1990; Castillo-Román *et al.*, 1991; Verma y Andaverde, 2007).

La geología de Los Humeros ha sido ampliamente estudiada y documentada por varios autores (Pérez-Reynoso, 1979; Verma y López, 1982; Ferriz y Mahood, 1984; Ferriz, 1985; Verma 1985; Campos-Enríquez y Garduño-Monroy, 1987; Verma *et al.*, 1990; Andaverde *et al.*, 1993). Durante los últimos 0.46 Ma, tres grandes erupciones plinianas y dos periodos de emplazamiento de derrames de lava periódicamente muestrearon la cámara magmática de Los Humeros (Ferriz, 1985). La primera actividad volcánica está representada por la erupción de lavas andesíticas y ferrobasálticas de la Formación Teziutlán (3.6 y 1.6 Ma). Poco después (0.46 Ma) tuvo lugar una erupción que llevó al emplazamiento de la Ignimbrita Xáltipan, lo que dio origen al colapso de la caldera Los Humeros, cuyas dimensiones han sido estimadas en 21 x 15 km. La Ignimbrita Xáltipan que representa aproximadamente 115 km³ de magma es predominantemente riolítica. Posterior al colapso, se formaron varios domos silícicos de 0.3 Ma. Una tercera etapa de erupción tuvo lugar hace 0.1 Ma, 12 km³ de magma formaron la Ignimbrita Zaragoza, lo que provocó el colapso de la Caldera de Los Potreros, la cual tiene un diámetro promedio de 10 km, y está anidada en la Caldera de Los Humeros. Las emisiones de andesitas, andesitas basálticas y lavas, pómez y cenizas (0.08 – 0.04 Ma) dieron origen al colapso de la Caldera Xalapazco, de 1.7 km de diámetro, en el extremo sur de la Caldera de Los Potreros. La última actividad volcánica está representada por la eyección de aproximadamente 0.25 km³ de basaltos de olivino, durante los últimos 0.02 Ma, en los pisos de las Calderas de Los Potreros y El Xalapazco. En relación con los 0.46 Ma de vida activa del sistema de estas erupciones representan eventos esencialmente instantáneos, de tal manera que es razonable suponer que las variaciones en composición de cada

una de estas unidades representa el zoneamiento composicional que prevalecía en la cámara magmática cuando la erupción tuvo lugar. Estos periodos de actividad volcánica se muestran en forma resumida en la Tabla 1D (Apéndice D), donde se muestra la actividad volcánica, edad y volumen erupcionado.

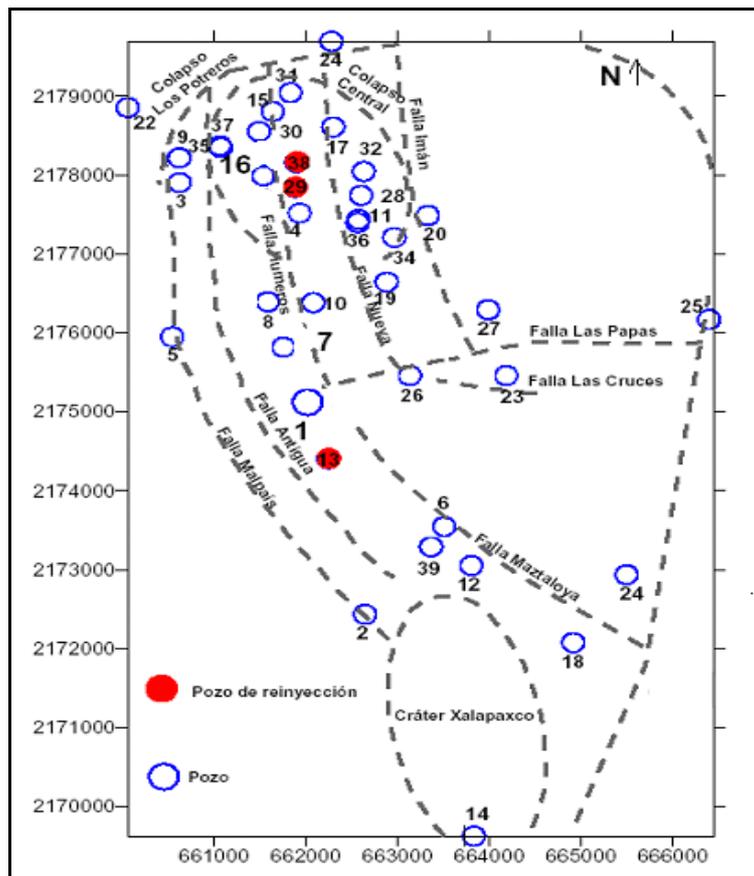


Figura 1. Localización de los pozos en el CGLH (modificado de López, 2006). Se muestra el sistema de calderas en las cuales se encuentra el campo (Los Humeros, Los Potreros, Colapso Central y El Xalapaxco).

5.3.1.- Geología del subsuelo del CGLH

Con el fin de conocer la distribución y límites en el subsuelo de los diferentes tipos de rocas (en cuanto a espesores y litología), se han desarrollado trabajos encaminados a dar respuesta a estas cuestiones (Cedillo-Rodríguez, 1999, 2000). Las características geológicas del subsuelo del CGLH han sido de gran utilidad como herramienta de apoyo a las áreas de la ingeniería de yacimiento, perforación, geoquímica, geofísica y a la hidrogeología. La geología del subsuelo del

CGLH se agrupó inicialmente en cuatro secciones (Viggiano y Camacho, 1998; Jiménez y Herrera, 2000; Cedillo-Rodríguez, 1999, 2000), y actualmente se hace referencia de la existencia de nueve unidades litológicas (Cedillo-Rodríguez, 1999, 2000; Tabla 1):

I.- Está constituida por una unidad de pómez, basaltos y andesitas con un espesor de esta varía entre 200 y 300 m. Estas rocas tienen la característica hidrológica de formar acuíferos superficiales fríos o calientes, además de que se caracterizan por tener alta permeabilidad.

II.- Está formada por tres unidades litológicas (que subyacen a la primera), una de tobas líticas con espesores que varían entre los 250 - 450 m de espesor con poca permeabilidad, una segunda unidad de ignimbritas con espesores de 200 - 300 m, con una permeabilidad casi nula, y una tercera unidad de intercalaciones de andesitas e ignimbritas con espesores entre 200 - 250 m, con baja permeabilidad.

III.- Se constituye por cuatro unidades litológicas: la primera unidad se compone de andesita de augita, donde se localiza el yacimiento superior del CGLH, esta unidad se caracteriza por tener alta permeabilidad, con espesores entre los 500 - 700 m. La segunda unidad es la toba vítrea Humeros, tiene la función de ser una frontera impermeable entre la andesita de augita y la andesita de hornblenda (tercera unidad), con espesores entre los 150 - 250 m. La tercera unidad es una andesita de hornblenda, donde se localiza el yacimiento inferior del CGLH, tiene una permeabilidad moderada y espesores entre los 200 - 350 m. La cuarta unidad de basaltos, con espesores entre 200 - 300 m, y una permeabilidad baja.

IV.- Esta sección está constituida por una unidad litológica de calizas e intrusivos con espesores superiores a 200 m y una permeabilidad baja.

La información anterior describe en forma resumida las unidades litológicas perforadas por los pozos geotérmicos, quedando como incógnita el material existente a una mayor profundidad, llevando a suponer la existencia de rocas intrusivas. Con la información de la geología del subsuelo del CGLH se desarrolló una metodología y el diseño de un código de cómputo de un simulador de un yacimiento geotérmico.

Tabla 1. Geología del subsuelo del CGLH (Tomado de Cedillo-Rodríguez, 2000)

<i>Unidad litológica</i>	<i>Litología</i>	<i>Permeabilidad</i>
1	Pómez, basaltos y andesitas	Alta permeabilidad
2	Tobas líticas	Permeabilidad media
3	Ignimbritas líticas y tobas	De baja permeabilidad
4	Andesitas e ignimbritas	Baja permeabilidad
5	Andesita de auguita	Permeabilidad media
6	Toba vítrea Humeros	Baja permeabilidad
7	Andesita de hornblenda	Permeabilidad media
8	Basaltos	Permeabilidad media
9	Calizas e intrusivos	Baja permeabilidad

5. 3.2.- Propiedades termofísicas de rocas del subsuelo del CGLH

El conocimiento de las propiedades de las rocas es una herramienta necesaria para estudiar campos de temperatura, flujo de calor y de fluido que prevalece en el subsuelo de un yacimiento. Diferentes autores han reportado estas propiedades (Campos-Enríquez y Durán, 1986; Castillo-Román *et al.*, 1991; Contreras *et al.*, 1990; Verma, 1985; Verma *et al.*, 1990; Verma y Andaverde, 2007). En la Tabla 2, se muestra los valores correspondientes a las propiedades termofísicas de las capas litológicas (rocas) que forman el subsuelo del CGLH.

Tabla 2. Propiedades termofísicas de rocas de la litología del subsuelo que corresponden a la caldera del CGLH (Tomado de Contreras *et al.*, 1990)

Roca	Densidad (Kg/m ³)	Conductividad (W/m °C)	Calor específico (J/Kg °C)
Pómez, basaltos y andesitas	2680	1.85	906
Tobas líticas	2180	1.25	920
Ignimbritas	2200	1.60	970
Andesitas e ignimbritas	2300	1.84	990
Andesita de augita	2400	1.58	1000
Toba vítrea	2450	1.98	870
Andesita de hornblenda	2440	1.75	1050
Basaltos	2700	1.90	900
Calizas e intrusivos	2600	2.71	1000

5.3.3.- *Termodinámica del yacimiento del CGLH*

Los estudios de geoquímica de gases y de ingeniería de yacimientos indican la existencia de dos sistemas geotérmicos en el CGLH (Cedillo-Rodríguez, 1999, 2000), uno superior no agresivo con pH neutro (7-9) y fluido bicarbonatado-sódico alojado en andesita de augita; el otro inferior de alta temperatura y pH ácido (5-6), alojado en andesita de hornblenda con fluidos clorurados-sódicos. Con las características e información del segundo yacimiento, conlleva a que el fluido no sea de gran utilidad, ya que al extraerlos, provocan la corrosión y desgaste de la tubería del pozo geotérmico (lo que implica gastos de mantenimiento), quedando explotable sólo el yacimiento superior. El CGLH ha sido ampliamente estudiado, haciendo referencia para fines de este trabajo de investigación básicamente al área de la termodinámica del yacimiento, en el cual trabajos desarrollados han sido enfocados al estudio e interpretación de la distribución de presión y temperaturas no perturbadas de los fluidos alojados en los yacimientos del CGLH.

El primer yacimiento (zona productora superior) se encuentra localizado a una profundidad entre 1800 y 1100 m.s.n.m. (metros sobre el nivel del mar) y es un yacimiento de líquido dominante (Jiménez y Herrera, 2000). La segunda zona productora se encuentra localizada entre los 900 hasta los 200 m.s.n.m. y es un yacimiento de baja saturación del líquido, encontrándose una saturación del agua menor al 10 % en donde el vapor predomina y controla la presión (Jiménez y Herrera, 2000). Los datos de presión reportados en la literatura indican que esta variable termodinámica varía de 90 hasta 176 bares. En cuanto a datos de temperatura, estudios realizados han reportado que en la sección de la zona productora superior se han registrado temperaturas en los pozos entre los 290 y 300°C. Los registros de pozos localizados en la zona inferior muestran temperaturas mayores entre 300 y 400°C (Hernández, 1995; Jiménez y Herrera, 2000; Gutiérrez, 2009). La información antes mencionada está resumida en la Tabla 3. La información de datos de presión y temperatura de los fluidos geotérmicos ha permitido reafirmar la existencia de los dos yacimientos, siendo actualmente la zona más rentable para la explotación y generación de energía eléctrica la que corresponde al yacimiento superior. Esta zona productora se localiza en el colapso Central (dentro de la caldera de Los Potreros) y en el corredor de Maztaloya. Cabe mencionar que a la fecha, la producción total de los pozos perforados en el CGLH es de 88,150,730 toneladas de fluido al año, de los cuales el 82.1% es vapor y el 17.9% es líquido (Gutiérrez, 2009). A la fecha se han perforado 40 pozos en el campo con profundidades que

oscilan entre los 1450 a 3250 m (Herrera y Jiménez, 1999; Jiménez y Herrera, 2000; López, 2006; Tabla 4). Los pozos con mayor producción de gasto de vapor (t/h) son el H9, H7, H12, H20, H34, H31, H32, H15, H6, H19 y H37 (en orden de producción de 60 a 30 t/h). El pozo H1 (primer pozo perforado) es el único en el campo que produce a la fecha un considerable gasto de agua (66.20 t/h) y 18.4 t/h de vapor.

Tabla 3. Características termodinámicas de las zonas productoras del CGLH (tomado de Jiménez y Herrera, 2000).

Yacimiento	Litología	Profundidad (m.s.n.m.)	Presión (Bares)	Temperatura (°C)	Permeabilidad (mD)
Superior	Andesita de auguita	1800 - 1100	90 - 176	290 - 330	1 - 26
Inferior	Andesita de Horblenda	900 - 200	90 - 176	300 - 350	1 - 10

Tabla 4. Profundidad de los pozos perforados en el CGLH (Tomado de Gómez-Arias *et al.*, 2009).

Pozo	Profundidad (m)	Pozo	Profundidad (m)
1	1842	21	2220
2	2304	22	1546
3	1689	23	2620
4	1884	24	3280
5	1905	25	2300
6	2541	26	2546
7	2340	27	2600
8	2388	28	2575
9	2500	29	2021
10	2158	30	1911
11	1449	31	1926
12	3104	32	2200
13	2300	33	1600
14	1388	34	1800
15	1973	35	1690
16	2048	36	1800
17	2265	37	1727
18	2900	38	2202
19	2292	39	2164
20	2402	40	2164
		Σ PP	86564

La información sobre las condiciones termodinámicas del fluido alojado en el yacimiento del CGLH ha sido de gran utilidad para sustentar el objetivo del presente capítulo, el cual está enfocado al desarrollo de un simulador del yacimiento geotérmico, caracterizado por trabajar con

un solo componente (agua), en una sola fase (líquido), por lo que se sugiere trabajar en el diagrama de fases del agua sólo en la región de líquido.

5.4.- Desarrollo de la malla geológica del CGLH

Con la información geológica reportada, se desarrolló un modelo de malla geológica más fina con volúmenes de control de 50 m de arista (en las direcciones x - y - z) el cual considera una geología heterogénea, lo que permite considerar en forma más realista las propiedades termofísicas de las rocas que prevalecen en el subsuelo (evaluar la transferencia de calor y el flujo de fluido) y principalmente en el yacimiento geotérmico.

La primera etapa del trabajo para definir los alcances del simulador, consistió en el desarrollo de la malla geológica de todo el dominio del CGLH. Esta etapa se considera muy importante, ya que ésta proveerá toda la información termofísica de las rocas y del fluido (agua) alojado en el yacimiento, el cual alimentará cada variable que interviene en las ecuaciones de balance de masa, energía y momento. Esta etapa requiere la siguiente información:

- a) Geología superficial
- b) Geología del subsuelo
- c) Propiedades termofísicas de las rocas del subsuelo
- d) Límites de cada unidad litológica que prevalece en el subsuelo
- e) Ubicación de los pozos perforados en el CGLH
- f) Fallas inferidas en el CGLH

La simulación de la malla geológica del CGLH se desarrolló en el lenguaje de programación Fortran90. El código está desarrollado en 3-D, las dimensiones del dominio simulado son 8 km en dirección norte, 10 km en dirección sur (dimensiones de la caldera Los Potreros) y 3.5 km en dirección vertical, lo que da como resultado un volumen de 280 km³. Cada volumen de control (VC) tienen una arista de 50 m, dando un total de 3,200,000 nodos en todo el dominio del modelo. El programa se estructura en cinco rutinas que permiten generar la malla y asignar a cada nodo (VC) sus propiedades térmicas (densidad, conductividad y calor específico) correspondiente

a la unidad litológica en la que se localice el nodo (x, y, z) generando un archivo con esta información. Es importante mencionar que el simulador del yacimiento es completamente automatizado, es decir, a partir de la lectura de archivos de información, genera una malla y un archivo el cual contiene la información que resulta de la simulación. En la Figura 2, se muestra el diagrama a detalle del funcionamiento del programa desarrollado y se explica el mecanismo de solución de cada rutina.

5.4.1.- Descripción de la metodología y solución aplicada de cada rutina de la malla geológica

A la serie de rutinas utilizadas para la simulación de la geología del subsuelo del CGLH se le ha dado el nombre Detailed Geothermal Mesh Forming (Formación de malla geológica fina). La rutina uno “solución de la ecuación en el plano” se basó en la información correspondiente de la geología superficial del CGLH, así como la geología del subsuelo obtenida de los pozos perforados. Con la ubicación del campo y de los pozos (40), se desarrolló un sistema triangulado, utilizando como restricción que un pozo no podía pertenecer a más de dos triángulos. Esto quiere decir, que cada vértice del triángulo corresponde a un pozo y éste a su vez sólo a dos triángulos. Esta técnica generó un total de 70 triángulos trazados en el campo, y, considerando la geología del subsuelo del CGLH, en cada triángulo, en la dirección z, se determinaron los límites de cada unidad litológica (profundidad en m.s.n.m.), encontrando 10 valores que van desde la superficie (topografía) hasta el límite inferior de la última unidad, estimando para cada triángulo un sistema de tres coordenadas (x,y,z) en cada límite. La información del sistema de coordenadas de cada triángulo, permite resolver la ecuación del plano en el espacio (ecuación 1, método de solución tomado de Lehmann, 1992):

$$Ax+By+Cz+D=0 \quad \text{Ec. (1)}$$

donde A, B, C y D son las constantes de la ecuación que se obtienen mediante una solución de matrices y, al sustituir los valores de x, y, z de cada sistema de coordenadas del triángulo, la ecuación debe igualar a cero. Si esto ocurre, entonces, se ha generado un plano en el espacio único para cada sistema de coordenadas. Este modelo matemático genera un total de 700 ecuaciones (10 ecuaciones para cada triángulo).

En la rutina dos “*nodos dentro y fuera de cada triángulo*”, el programa determina el valor máximo y mínimo del sistema de coordenadas de cada triángulo. Estos valores establecen un rectángulo dentro del cual se localiza el triángulo y se procede a realizar un barrido sólo en la dirección x-y, en el cual se evalúan todos los nodos y como primera etapa, el programa selecciona sólo los que se localizan dentro del rectángulo. Una vez que se han seleccionado los nodos, se estima el valor de la pendiente de la posición del nodo a cada vértice del triángulo y el ángulo formado (3 ángulos). Si el nodo se localiza dentro de él, la suma de los ángulos será igual a 180°. Con esta rutina se determinan los nodos (i,j) pertenecientes a cada triángulo trazado en el CGLH y con ellos se genera un archivo que contiene los nodos (i,j) y el triángulo al que pertenecen. El área correspondiente a la zona de triángulos se denominó área central.

En la rutina tres “*nodos pertenecientes a pozos orilla*”, se apoya de un archivo que contiene la información de los pozos que rodean al CGLH (8 pozos que delimitan al campo denominados pozos orilla: H2, H5, H22, H21, H25, H24, H18, H14). Es importante mencionar que no se tiene datos reportados en la literatura sobre la geología del subsuelo fuera del área donde se localiza el CGLH, llevando a suponer un modelo de la geología del subsuelo en esta área. Los volúmenes de control localizados fuera del área central (periferia), se evaluaron con la siguiente metodología: (i) el programa determina la distancia de los nodos (i,j) a cada pozo orilla; (ii) se estiman ocho distancias; y (iii) el nodo toma la información correspondiente al pozo cuya distancia es la más corta. El resultado es la generación de un archivo que contiene información de cada nodo (i,j) y el pozo orilla que le corresponde.

La rutina cuatro “*asignación de propiedades termofísicas*” tiene el siguiente esquema: (i) lectura de archivo con la información de la propiedades termofísicas de cada unidad litológica (densidad, conductividad y calor específico); (ii) se evalúa cada nodo (i,j) de cada triángulo en dirección “z” (un barrido vertical) y con ello determinar los límites de las unidades litológicas (en la rutina uno, se estimaron las ecuaciones del plano en el espacio de cada triángulo y para cada límite de las unidades, y en esta rutina se estiman los límites de cada nodo dentro del triángulo desde la superficie hasta el límite inferior del último estrato. Este valor se obtiene al despejar z (profundidad) de la ecuación 1 y sustituir las constantes ya calculadas (A,B,C y D del triángulo) y los valores de las coordenadas (x, y, z) del nodo evaluado (ecuación 2); (iii) las profundidades

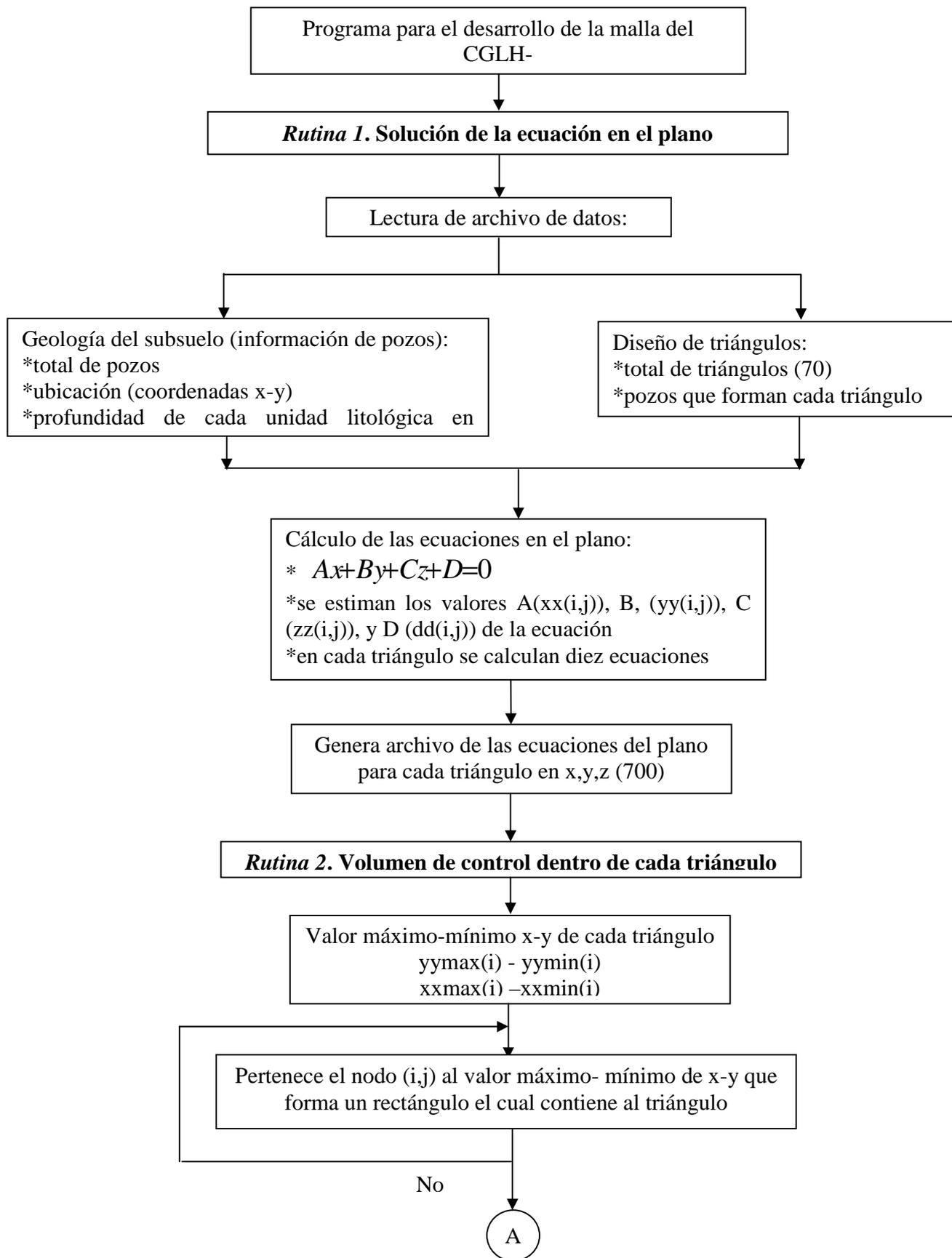
obtenidas de los límites son las fronteras (entre cada roca) y por tanto cada volumen de control (i,j,k) toma las propiedades termofísicas de la unidad en la que se localice, además de estimar un valor ponderado de estas propiedades si el volumen del nodo se localiza entre dos unidades; y (iv) este esquema está desarrollado en el programa para asignar las propiedades termofísicas en las áreas central y periferia.

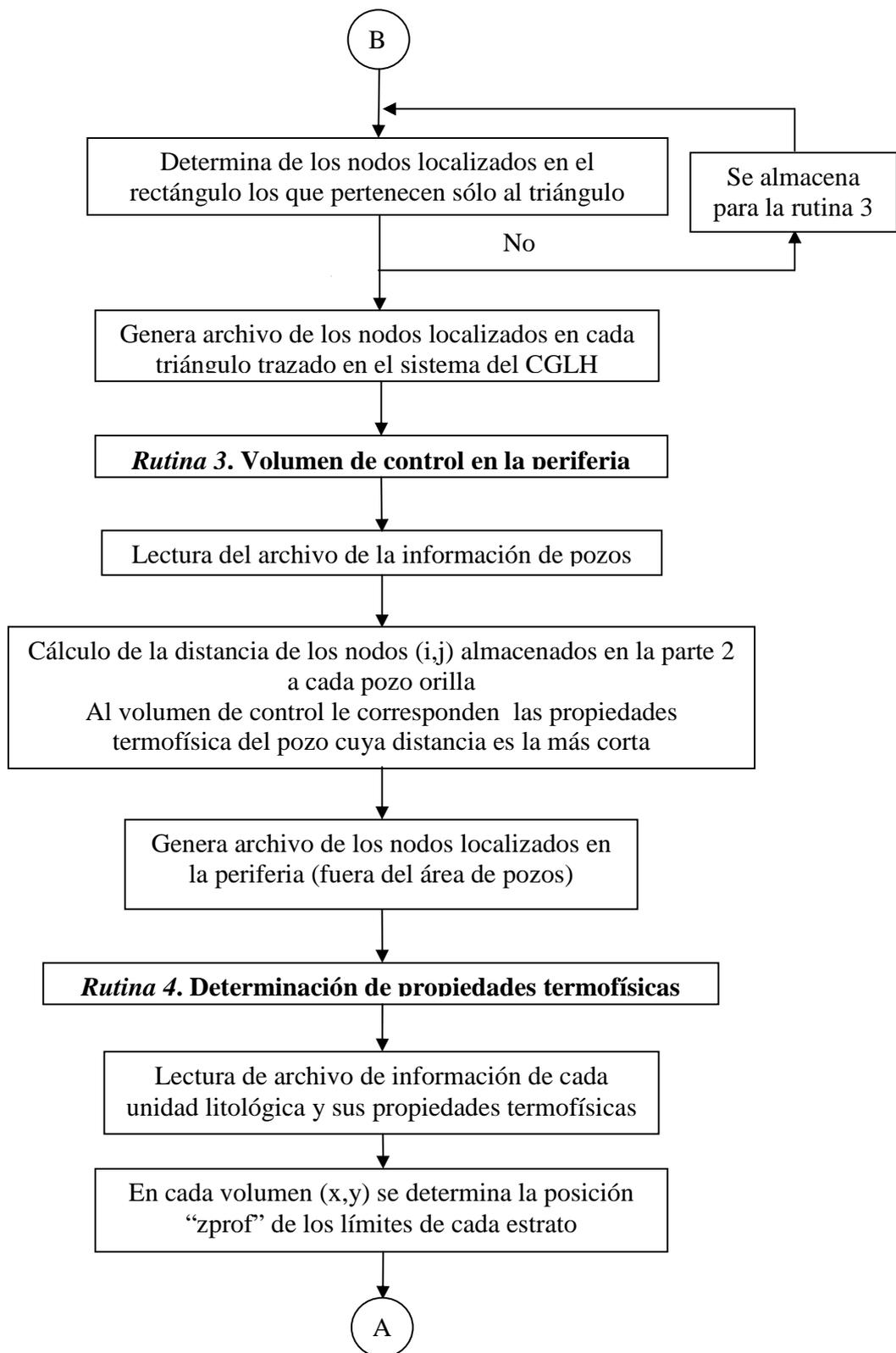
$$z = \frac{-Ax - By - D}{C} \quad \text{Ec. (2)}$$

La rutina cinco “*simulación de fallas*” se apoya del archivo que contiene la información de las fallas inferidas (subsuelo) localizadas en el CGLH, así como de sus respectivas propiedades termofísicas (densidad, conductividad y calor específico). Las fallas consideradas en este bloque son: Malpaís, Antigua, pH, Nueva, Imán, Giseano, Atecas, Potros, Humeros, Parajes, Morelia, Pamela (Cedillo, 1999, 2000). La información corresponde a la ubicación de las fallas establecidas por un sistema de tres coordenadas (x, y, z). Con esta información se cumple con el siguiente esquema: (i) cálculo de la ecuación del plano en el espacio para cada falla; (ii) se realiza un barrido en todo el dominio x, y, z, y determina las distancias de cada volumen a las diferentes fallas, la cual debe satisfacer la ecuación 3, con un valor de tolerancia de 76 m, para considerar al menos dos volúmenes de control (se considera este valor ya que la distancia calculada debe ser igual a cero), y (iii) el volumen que satisface el esquema anterior corresponde a la falla analizada y toma las propiedades termofísicas de la misma.

$$d = \frac{Ax + By + Cz + D}{\sqrt{A^2 + B^2 + C^2}} \quad \text{Ec. (3)}$$

Esta rutina no fue considerada, ya que no existe información sobre propiedades en el área de fallas, como valores referentes a la conductividad térmica e hidráulica de las rocas cercanas al sistema de fallas. Por lo tanto, se considera hacer uso de esta rutina en futuros trabajos.





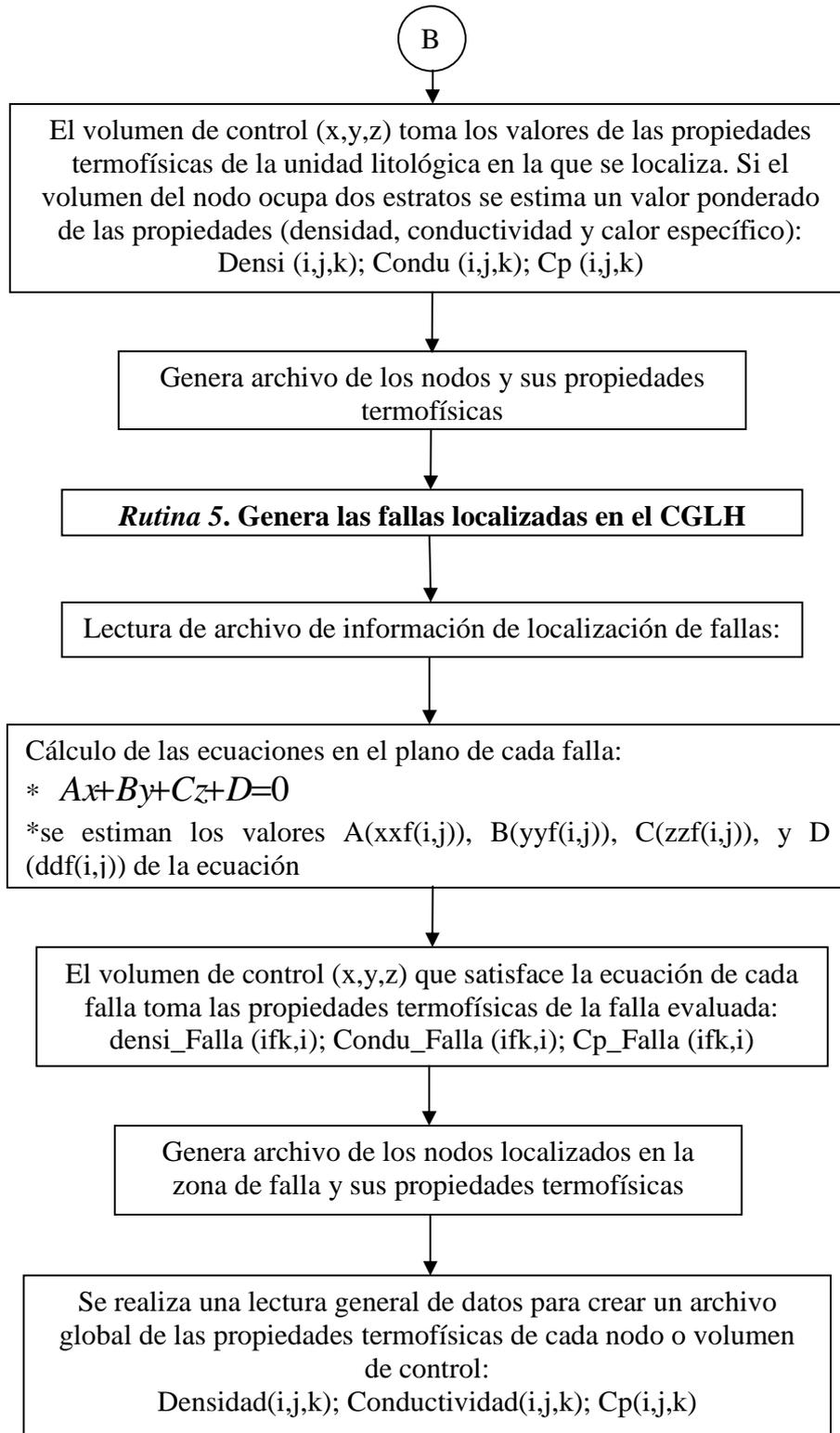


Figura 2. Diagrama de flujo a detalle del modelo desarrollado para generar la malla geológica del CGLH llamado Detailed Geothermal Mesh Forming. La descripción de la solución y funcionamiento de cada rutina se explica en la sección 5.4.1.

5.4.2.- Resultados y validación de la malla geológica del CGLH

Se ha descrito el funcionamiento del modelo numérico para generar la malla geológica del CGLH, así como la información recopilada de propiedades termofísicas de las rocas encontradas durante las operaciones de perforación y con ello la asignación de valores a cada volumen de control de la malla. De lo anterior, es posible tener un archivo de salida en el que se muestra para cada volumen el valor correspondiente a la unidad litológica, densidad, conductividad térmica y calor específico. Para validar el correcto funcionamiento del módulo se realizó la comparación de las rocas simuladas con respecto a las reportadas en la literatura.

Cedillo-Rodríguez (1999, 2000), Pizano-Herrera y Machorro-Jiménez (1999) y Machorro-Jiménez y Pizano-Herrera (1999) han realizado estudios sobre la geología del subsuelo del CGLH además de reportar las unidades geológicas de pozos del campo. En los trabajos antes mencionados se reporta la información geológica a partir de perfiles trazados en el campo en los Colapsos Los Potreros y Central, lugar donde se localizan los pozos geotérmicos. Para comparar la geología simulada con la información reportada en los trabajos antes mencionados, se trazó un perfil para poder comparar la información obtenida (simulada) con pozos seleccionados. El perfil seleccionado corresponden a los pozos H-8, H-7, H-1 y H-13 (ver Figura 3) y la geología del subsuelo simulada fue comparada con la reportada en la literatura de estos pozos (Figura 4).

Como ejemplo, se seleccionó el perfil antes descrito para validar el funcionamiento del código que genera una malla fina con la geología del subsuelo del CGLH. El análisis corresponde a una sección norte-sur el cual corresponde a la sección analizada por Cedillo-Rodríguez (1999, 2000), y por Herrera y Jiménez (1999). Además, se consideró simular hasta una profundidad de 3500 m (de acuerdo al pozo más profundo, el H-24 con una profundidad de 3280 m). Para comparar las unidades litológicas reportadas (Figura 4A, Herrera y Jiménez, 1999; Jiménez y Herrera, 2000) con las simuladas (Figura 4B), se consideró los VC en z para cada unidad, logrando los siguientes resultados:

- (i) Para el pozo H-13 se reporta la siguiente geología: de la superficie a 390 m pómez-basaltos y andesitas (400 m simulados utilizando el programa de la malla geológica desarrollado, en adelante se escribe entre paréntesis el espesor simulado de cada roca), de 391 m a 920 m toba

lítica (500 m simulados), de 901 m a 1050 m andesitas e ignimbritas (150 m simulados), de 1051 m a 1880 m andesita de augita (800 m simulados), de 1861 m a 1970 m toba vítrea (100 m simulados), de 1971 m a 2380 m andesita de hornblenda (400 m simulados), y de 2381 m a 3500 m calizas e intrusivos (1150 m simulados).

- (ii) Para el pozo H-1 se reporta la siguiente geología: de la superficie a 320 m pómez-basaltos y andesitas (350 m simulados), de 321 m a 700 m toba lítica (350 m simulados), de 701 m a 910 m ignimbritas líticas y vítreas (200 m simulados), de 911 m a 1100 m andesitas e ignimbritas (200 m simulados), de 1101 m a 1820 m andesita de augita (700 m simulados), de 1821 m a 1850 m toba vítrea (50 m simulados), y de 1851 m a 3500 m calizas e intrusivos (1650 m simulados).
- (iii) Para el pozo H-7 se reporta la siguiente geología: de la superficie a 300 m pómez-basaltos y andesitas (300 m simulados), de 301 m a 600 m toba lítica (250 m simulados), de 601 m a 920 m ignimbritas líticas y vítreas (400 m simulados), de 921 m a 1060 m andesitas e ignimbritas (100 m simulados), de 1061 m a 1600 m andesita de augita (600 m simulados), de 1601 m a 1680 m toba vítrea (50 m simulados), de 1681 m a 2110 m andesita de hornblenda (450 m simulados), de 2111 m a 2350 m basaltos (200 m simulados), y de 2351 m a 3500 m calizas e intrusivos (1150 m simulados).
- (iv) Para el pozo H-8 se reporta la siguiente geología: de la superficie a 280 m pómez-basaltos y andesitas (250 m simulados), de 281 m a 540 m toba lítica (350 m simulados), de 601 m a 920 m ignimbritas líticas y vítreas (400 m simulados), de 921 m a 1100 m andesitas e ignimbritas (150 m simulados), de 1101 m a 1650 m andesita de augita (550 m simulados), de 1651 m a 1800 m toba vítrea (150 m simulados), de 1801 m a 1920 m andesita de hornblenda (200 m simulados), de 1921 m a 2120 m basaltos (150 m simulados), y de 2121 m a 3500 m calizas e intrusivos (1300 m simulados).
- (v) Para concluir, se tienen validados los pozos restantes considerados en el modelo de construcción de la malla geológica fina de 50 m de arista y validados con la información reportada en la literatura.

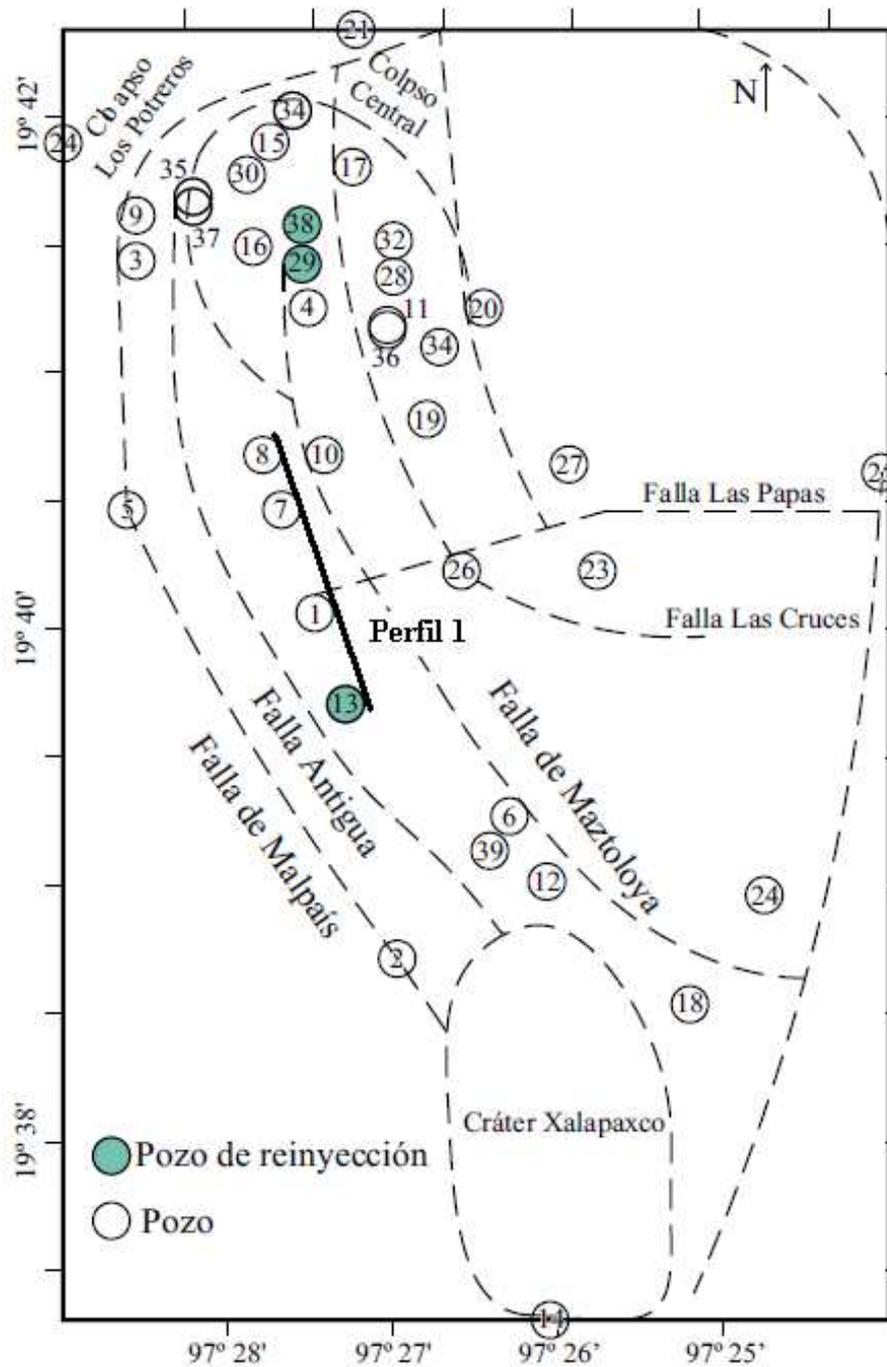


Figura 3. Localización del perfil seleccionado para la validación de las rocas simuladas con las reportadas en la literatura. El perfil pasa por los pozos H-8, H-7, H-1 y H-13 (dirección norte-sur).

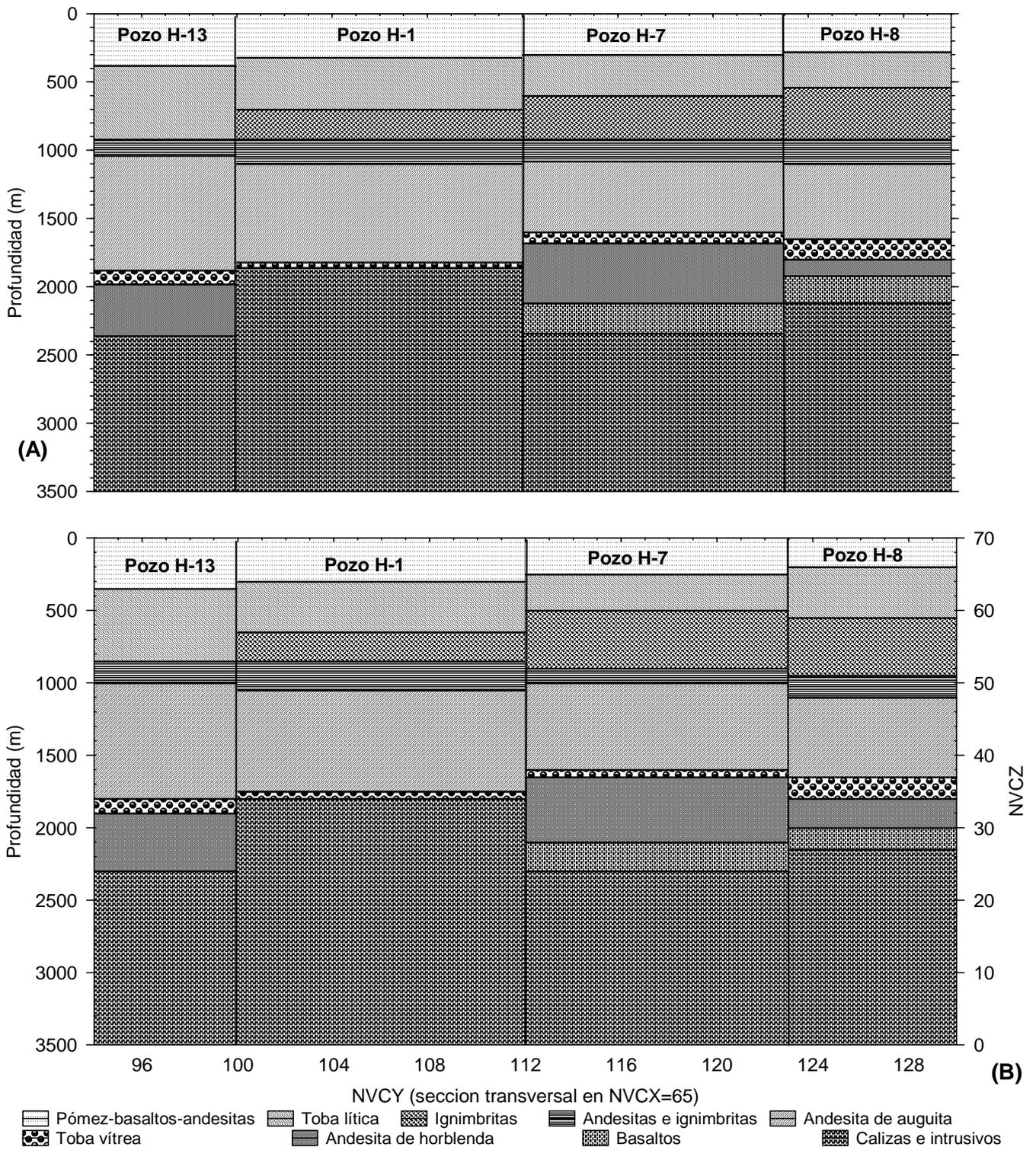


Figura 4. Geología del subsuelo de los pozos H-13, H-1, H-7 y H-8 (perfil seleccionado) simulado. Se muestran los volúmenes de control en z (NVCZ) correspondientes a cada unidad geológica reportada por los núcleos perforados por los pozos en el campo geotérmico de Los Humeros. La sección corresponde a un corte en x=65 (NVCX) y en y=94-130 (NVCY).

5.4.3- Temperatura Estabilizada de Formación (TEF)

La temperatura estabilizada de formación (temperatura de equilibrio o estática de formación, EFT, por sus siglas en inglés) se determina a partir de las mediciones de temperatura del fondo del pozo (BHT, por sus siglas en inglés). Principalmente, el conocimiento de la TEF es requerida para: (i) la estimación de los gradientes geotérmicos; (ii) determinación del flujo de calor; (iii) estimación de la reserva de calor; y (iv) evaluación de propiedades termofísicas y de transporte de la formación (Espinoza-Ojeda, 2011). Como se ha descrito, se desarrolló un simulador de yacimiento geotérmico y para su validación se recopiló de la literatura datos de TEF de los pozos localizados en el CGLH (Tello-Hinojosa, 1992; Cedillo-Rodríguez, 1999; Pizano-Herrera y Machorro-Jiménez, 1999; García *et al.*, 2000; Machorro-Jiménez y Pizano-Herrera, 2000; García, 2009). En la Tabla 5 se muestra una parte de la información sobre las TEF del CGLH.

Tabla 5. Temperaturas Estabilizadas de Formación (TEF) y elevación de pozos localizados en el campo geotérmico de Los Humeros.

<i>Pozo</i>	<i>Elevación (msnm)</i>	<i>TEF (°C)</i>	<i>Pozo</i>	<i>Elevación (msnm)</i>	<i>TEF (°C)</i>
1	1410	240	18	100	332
1	1013	267	19	540	325
2	675	342	20	535	370
2	598	312	21	660	300
3	1255	315	22	1218	300
3	1156	256	23	375	345
4	1210	314	24	100	308
5	1054	252	25	540	220
6	344	349	26	375	397
7	500	337	27	315	350
8	570	394	28	310	366
9	678	353	29	700	390
9	1352	302	30	1320	300
10	1020	318	31	910	350
11	510	403	32	640	383
11	1363	324	32	1290	317
12	1050	383	33	1610	300
13	434	330	34	1015	296
14	1440	140	35	1450	310
15	1396	322	36	1220	332
15	1290	294	37	1240	290
16	790	364	38	600	335
17	663	322	39	400	340
17	1122	315	40	600	279

5.5.- TCHEMSYS: modelo matemático

Las ecuaciones que se considera gobiernan los procesos físicos y químicos que tienen lugar durante la evolución de una CM y el medio que la rodea son la conservación de masa (Ec. 4), la conservación de momentum (Ec. 5a-c) y la conservación de energía (convección-difusión, Ec. 6; Patankar, 1980; Versteeg y Malalasekera, 1995). Las ecuaciones se muestran a continuación en coordenadas cartesianas:

$$\left(\frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} \right) = 0 \quad \text{Ec. (4)}$$

$$\rho \left(\frac{\partial u}{\partial t} + u \frac{\partial u}{\partial x} + v \frac{\partial u}{\partial y} + w \frac{\partial u}{\partial z} \right) = -\frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\mu \frac{\partial u}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\mu \frac{\partial u}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\mu \frac{\partial u}{\partial z} \right) + \rho g \quad \text{Ec. (5a)}$$

$$\rho \left(\frac{\partial v}{\partial t} + u \frac{\partial v}{\partial x} + v \frac{\partial v}{\partial y} + w \frac{\partial v}{\partial z} \right) = -\frac{\partial P}{\partial y} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\mu \frac{\partial v}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\mu \frac{\partial v}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\mu \frac{\partial v}{\partial z} \right) + \rho g \quad \text{Ec. (5b)}$$

$$\rho \left(\frac{\partial w}{\partial t} + u \frac{\partial w}{\partial x} + v \frac{\partial w}{\partial y} + w \frac{\partial w}{\partial z} \right) = -\frac{\partial P}{\partial z} + \frac{\partial}{\partial x} \left(\mu \frac{\partial w}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\mu \frac{\partial w}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\mu \frac{\partial w}{\partial z} \right) + \rho g \quad \text{Ec. (5c)}$$

$$\frac{\partial(\rho T)}{\partial t} + \frac{\partial(\rho u T)}{\partial x} + \frac{\partial(\rho v T)}{\partial y} + \frac{\partial(\rho w T)}{\partial z} = \frac{\partial}{\partial x} \left(K_x \frac{\partial T}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(K_y \frac{\partial T}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(K_z \frac{\partial T}{\partial z} \right) + S \quad \text{Ec. (6)}$$

donde el primero y segundo término del lado derecho de las ecuaciones (5a-5c) son las referentes a las fuerzas de superficie y el tercer término es referente a las fuerzas del cuerpo. Las variables ρ , P , μ y g corresponden a la densidad, presión, viscosidad y gravedad, respectivamente. u, v, w son las componentes de la velocidad en x , y y z . La solución de las ecuaciones diferenciales se realizó mediante el método de volumen de control, el cual ha sido aplicado de manera exitosa en otros trabajos de simulación (p. ej., García-Valladares *et al.*, 2004, 2006). La discretización se

llevó a cabo en tres dimensiones. Al integrar la ecuación de convección-difusión (Ec. 6) sobre un volumen de control rectangular finito, la ecuación toma la forma:

$$\frac{\rho_p(T_p - T_p^0)\Delta x\Delta y\Delta z}{\Delta t} + \rho_p\Delta y\Delta z(T_e u_e - T_w u_w) + \rho_p\Delta x\Delta z(T_n v_n - T_s v_s) + \rho_p\Delta x\Delta y(T_t w_t - T_b w_b) =$$

$$\left(\frac{k_x\Delta T_{yz}}{\Delta x}\right)_e - \left(\frac{k_x\Delta T_{yz}}{\Delta x}\right)_w + \left(\frac{k_y\Delta T_{xz}}{\Delta y}\right)_n - \left(\frac{k_y\Delta T_{xz}}{\Delta y}\right)_s + \left(\frac{k_z\Delta T_{xy}}{\Delta z}\right)_t - \left(\frac{k_z\Delta T_{xy}}{\Delta z}\right)_b \quad (\text{Ec. 7})$$

donde las variables ρ , C_p , T y k corresponden a la densidad, calor específico, temperatura y conductividad térmica, respectivamente. u, v, w son las componentes de la velocidad en x , y y z . Con la finalidad de simplificar y resolver la Ec. 7 se definen las siguientes ecuaciones:

para el término acumulativo:

$$a_p = \frac{\rho C_p \Delta x \Delta y \Delta z}{\Delta t} \quad (\text{Ec. 8})$$

para la parte convectiva:

$$F_x = \rho C_p \Delta y \Delta z / 4 \quad (\text{Ec. 9})$$

$$F_y = \rho C_p \Delta x \Delta z / 4 \quad (\text{Ec. 10})$$

$$F_z = \rho C_p \Delta x \Delta y / 4 \quad (\text{Ec. 11})$$

$$T_e u_e - T_w u_w = (T_E u_E + T_E u_P + T_P u_E - T_P u_W - T_W u_W - T_W u_P) \quad (\text{Ec. 12})$$

$$T_n v_n - T_s v_s = (T_N v_N + T_N v_P + T_P v_N - T_P v_S - T_S v_S - T_S v_P) \quad (\text{Ec. 13})$$

$$T_t w_t - T_b w_b = (T_T w_T + T_T w_P + T_P w_T - T_P w_B - T_B w_B - T_B w_P) \quad (\text{Ec. 14})$$

donde F_x, F_y, F_z corresponden al factor convectivo en las direcciones x, y, z

para la parte conductiva:

$$\lambda_x = k_x \Delta y \Delta z / \Delta x \quad (\text{Ec. 15})$$

$$\lambda_y = k_y \Delta x \Delta z / \Delta y \quad (\text{Ec. 16})$$

$$\lambda_z = k_z \Delta x \Delta y / \Delta z \quad (\text{Ec. 17})$$

$$\left(\frac{k_x \Delta T A_{yz}}{\Delta x} \right)_e - \left(\frac{k_x \Delta T A_{yz}}{\Delta x} \right)_w = \lambda_x T_E - 2\lambda_x T_P + \lambda_x T_W \quad (\text{Ec. 18})$$

$$\left(\frac{k_y \Delta T A_{xz}}{\Delta y} \right)_n - \left(\frac{k_y \Delta T A_{xz}}{\Delta y} \right)_s = \lambda_y T_N - 2\lambda_y T_P + \lambda_y T_S \quad (\text{Ec. 19})$$

$$\left(\frac{k_z \Delta T A_{xy}}{\Delta z} \right)_t - \left(\frac{k_z \Delta T A_{xy}}{\Delta z} \right)_b = \lambda_z T_T - 2\lambda_z T_P + \lambda_z T_B \quad (\text{Ec. 20})$$

donde $\lambda_x, \lambda_y, \lambda_z$ corresponden al factor convectivo en las direcciones x, y, z . Sustituyendo las ecuaciones 8 a la 20 en la ecuación 7, se tiene:

$$\begin{aligned} & T_P (a_P + F_x(u_E - u_W) + F_y(v_N - v_S) + F_z(w_T - w_B) + 2\lambda_x + 2\lambda_y + 2\lambda_z) = \\ & T_E (\lambda_x - F_x(u_E - u_P)) + T_W (\lambda_x - F_x(u_W + u_P)) + \lambda_y (T_N + T_S) + \lambda_z (T_T + T_B) - \\ & F_y (T_N v_N + T_N v_P - T_S v_S - T_S v_P) - F_z (T_T w_T + T_T w_P - T_B w_B - T_B w_P) + a_P T_P^0 \end{aligned} \quad (\text{Ec. 21})$$

En la ecuación 21 tenemos un sistema de ecuaciones con 7 incógnitas ($T_P, T_E, T_W, T_N, T_S, T_T, T_B$), cuya solución se resolvió utilizando el método numérico conocido como Matriz Tridiagonal (TDMA, por su acrónimo TriDiagonal-Matrix Algorithm; Patankar, 1980). Para aplicar el método se determinan los cuatro elementos que lo forman (a,b,c,d):

$$a = a_P + F_x(u_E - u_W) + F_y(v_N - v_S) + F_z(w_T - w_B) + 2\lambda_x + 2\lambda_y + 2\lambda_z \quad (\text{Ec. 22})$$

$$b = \lambda_x - F_x(u_E + u_P) \quad (\text{Ec. 23})$$

$$c = \lambda_x - F_x(u_W + u_P) \quad (\text{Ec. 24})$$

$$d = \lambda_y(T_N + T_S) + \lambda_z(T_T + T_B) - F_y(T_N v_N + T_N v_P - T_S v_S - T_S v_P) - F_z(T_T w_T + T_T w_P - T_B w_B - T_B w_P) + a_P T_P^0 \quad (\text{Ec. 25})$$

y finalmente, obtenemos la ecuación tridiagonal (Ec. 26) para cada volumen de control, generándose un sistema de ecuaciones que puede ser resuelto por el método TDMA. La ecuación de conservación de energía se resuelve en las tres direcciones, aunque sólo se presenta la discretización para la dirección x; TCHEMSYS resuelve las ecuaciones discretizadas en las tres direcciones. Es importante indicar que para evitar repeticiones de las ecuaciones, en lo siguiente sólo se citarán las ecuaciones antes descritas.

$$aT_p = bT_E + cT_W + d \quad (\text{Ec. 26})$$

En TCHEMSYS se ha considerado como condiciones iniciales para la ecuación de energía que la temperatura de emplazamiento del magma es de 1350 °C (Ferriz, 1985; Ferriz y Mahood, 1987) y la del dominio en el que se encuentra la cámara se calculó suponiendo un gradiente geotérmico de 30 °C/km. En cuanto a la composición inicial del magma se ha tomada aquella que representa la roca menos evolucionada que se encuentra en el CGLH. Esta roca corresponde a la HF117 reportada por Verma (1983, 1984, 1985) y Ferriz y Mahood (1987). Como condiciones de frontera para la ecuación de energía se tiene una temperatura de 25 °C en $z = 0$ km y de 625 °C en $z = 20$ km. Para las fronteras laterales las temperaturas se han fijado de acuerdo al gradiente geotérmico antes mencionado. Se ha supuesto que en las fronteras existe la condición de igualdad de temperatura ($T_1 = T_2$) y de flujo de calor $k_1(\partial T_1 / \partial z) = k_2(\partial T_2 / \partial z)$ (Tabla 6).

Tabla 6. Condiciones iniciales y de frontera para el modelo de la caldera del campo geotérmico de Los Humeros (CGLH), Puebla, México.

Parámetro físico (unidades)	valor
Condiciones de frontera	
Temperatura de la superficie (T_s) (°C)	25
Gradiente de temperatura (ΔT_g) (°C/km)	30
Condiciones de emplazamiento	
Volumen (V_{cham}) (km ³)	1000-1400
Radio (r_{cham}) (km)	8.5
Profundidad a la cima de la cámara (d_{cham}) (km)	5-10
Centroide de la cámara magmática (dc_{cham}) (km)	7.125-13.125
Temperatura de emplazamiento (T_{cham}) (°C)	1350
Construcción de la malla	
Longitud – x (km)	30
Número de volúmenes de control en dirección x	120
Longitud – y (km)	30
Número de volúmenes de control en dirección y	120
Longitud – z (km)	20
Número de volúmenes de control en dirección z	80
Volumen de control (δx , δy , δz) (km)	(0.25, 0.25, 0.25)
Espesor de la unidad (granitos) 1 (km)	17.00
Conductividad térmica (W/mK)	2.843
Calor específico (J/kg K)	914
Densidad (kg/m ³)	2680
Espesor de la unidad 2 (calizas) (km)	1
Conductividad térmica (W/mK)	2.705
Calor específico (J/kg K)	854
Densidad (kg/m ³)	2180
Espesor de la unidad 3 (andesitas) (km)	1
Conductividad térmica (W/mK)	1.673
Calor específico (J/kg K)	1009
Densidad (kg/m ³)	2394
Espesor de la unidad 4 (tobas) (km)	1
Conductividad térmica (W/mK)	1.738
Calor específico (J/kg K)	885
Densidad (kg/m ³)	2360
Tiempo de simulación	
Delta de tiempo (Δt) (años)	250
Tiempo de simulación total (t) (años)	450000

5.6.- Análisis del efecto térmico en dos tipos de malla en el CGLH

En capítulos anteriores se hace mención de la necesidad de generar una malla geológica heterogénea del subsuelo del CGLH, además de considerar que los volúmenes de control (VC) de la malla correspondan a un $\Delta = 0.05$ km de arista en x, y y z , y el TCHEMSYS permite generar una malla de VC de 0.25 km de arista. Sin embargo, generar en el dominio utilizado por el TCHEMSYS una malla más fina, no fue posible, ya que el número de VC se incrementa de 1,152,000 a 144,000,000 lo que implica el incremento del número de soluciones tanto térmica (en todo el dominio) como química dentro de la CM. Esto hace imposible realizar la simulación numérica en una computadora personal (PC o Laptop), ya que se requiere de una memoria de al menos 16 GB. Para hacer frente al problema, se realizó una serie de simulaciones para determinar el máximo número de VC en función de Δx , Δy y Δz . El análisis de las simulaciones realizadas permitió encontrar el tamaño adecuado al considerar un dominio correspondiente a 30 km en dirección x - y con $\Delta x = \Delta y = 0.25$ km, 20 km en dirección z considerando dos deltas, el primero de la superficie a 5 km (de profundidad) con $\Delta z_1 = 0.05$ km y el segundo de 5 km a 20 km con $\Delta z_2 = 0.25$ km, lo que permitió simular un dominio con 2,304,000 VC.

Para evaluar el efecto térmico entre las dos mallas (utilizando el TCHEMSYS), se consideró la siguiente metodología: (i) se utilizó el TCHEMSYS que considera una malla geológica homogénea con VC de un $\Delta = 0.25$ km para las direcciones x - y y z (que considera 120 VC en x , 120 VC en y y 80 VC en z , *en adelante se describirá como una malla gruesa*); y (ii) una malla geológica heterogénea (con información de las rocas del subsuelo del CGLH) integrado al TCHEMSYS con VC de un $\Delta = 0.25$ km para las direcciones x - y , $\Delta z_1 = 0.05$ km de la superficie a 5 km de profundidad y $\Delta z_2 = 0.25$ km de 5 km a 20 km (que considera 120 VC en x , 120 VC en y y 160 VC en z , *en adelante se describirá como una malla fina*). En ambos casos se consideran los procesos petrológicos en la CM (cristalización fraccionada, asimilación, reinyección y mezcla de magma) y sólo se consideró la transferencia de calor por conducción en el dominio fuera de la CM, por lo que de acuerdo a la ecuación 7, se considera en estado transitorio (en función del tiempo) y se desprecia la parte convectiva.

5.6.1.- Modelos de análisis

Para realizar el análisis comparativo entre las mallas gruesa-fina, se consideró para las dimensiones de la CM dos variables: (i) el volumen de la cámara, el cual se varió de 1000 a 1400 km³ (en intervalos de 100 km³) obteniendo 5 casos de aplicación; y (ii) la profundidad de la cima de la CM el cual se varió de 5 a 10 km (en intervalos de 1 km) obteniendo seis casos de aplicación. De lo anterior resultaron 30 combinaciones simuladas en el TCHEMSYS tanto para malla gruesa como para malla fina, y el tiempo total de simulación fue de 0.53 Ma. Los primeros 0.03 Ma fueron el tiempo simulado para el emplazamiento de la CM. Posterior al emplazamiento, se simuló la evolución térmica y química de la CM considerando las 30 combinaciones durante un tiempo total de 0.05 Ma. Posteriormente, se considera el colapso de la caldera de Los Humeros y la transferencia de calor por conducción entre la CM y el dominio durante un tiempo de 0.45 Ma. Los procesos considerados durante la evolución química de la cámara fueron: cristalización fraccionada, asimilación, reinyección y mezcla de magma.

De esta manera se tienen 30 modelos (combinaciones) correspondientes a una malla gruesa e igual número de combinaciones para una malla fina (un total de 60 combinaciones simuladas). En las Figuras 5-6 se muestra el campo de temperaturas simulados para los casos extremos. En la Figura 5A se muestra el campo de temperaturas conductivo para un modelo de CM de 1000 km³ y la cima de la cámara se localiza a una profundidad de 5 km. El campo de temperaturas corresponde a una sección para $x = 15$ km ($VC_x = 60$), para $y = 15$ km ($VC_y = 60$), y 20 km en z . Los diamantes corresponden a la temperatura simulada para una malla gruesa (con 80 VC en z), mientras que los círculos abiertos son el campo de temperaturas simuladas utilizando una malla fina (con 160 VC en z). Las líneas punteadas indican las regiones antes (de la superficie a 1.0 km de profundidad) y después (de 2.5 a 4.5 km de profundidad) del yacimiento geotérmico (se ha considerado que el yacimiento se localiza a una profundidad entre 1.0 – 2.5 km). Las líneas continuas indican la localización de la CM (de 5.0 a 9.4 km). El esquema es similar para la Figura 5B y el modelo corresponde a una CM de 1000 km³ y la cima de la cámara se localiza a una profundidad de 10 km. En la Figura 6A se muestra el campo de temperaturas conductivo para un modelo de CM de 1400 km³ y la cima de la cámara se localiza a una profundidad de 5 km. El campo de temperaturas corresponde a una sección para $x = 15$ km ($VC_x = 60$), para $y = 15$ km ($VC_y = 60$), y 20 km en z . Los diamantes corresponden a la temperatura simulada para una malla

gruesa (con 80 VC en z), mientras que los círculos abiertos son el campo de temperaturas simuladas utilizando una malla fina (con 160 VC en z). Las líneas punteadas indican las regiones antes (de la superficie a 1.0 km de profundidad) y después (de 2.5 a 4.5 km de profundidad) del yacimiento geotérmico (se ha considerado que el yacimiento se localiza a una profundidad entre 1.0 – 2.5 km). Las líneas continuas indican la localización de la CM (de 5.0 a 9.4 km). El esquema es similar para la Figura 6B y el modelo corresponde a una CM de 1400 km³ y la cima de la cámara se localiza a una profundidad de 10 km.

5.6.2.- Independencia de malla

La metodología implementada para seleccionar el mejor tamaño de celda en la malla geológica fue en función de lo que en métodos numéricos se conoce como *norma* de una matriz. La norma es una función de valor real que proporciona una medida del tamaño o magnitud de las entidades matemáticas multicomponentes (como es el caso de una matriz) y por lo tanto, se puede emplear para cuantificar el tamaño de la misma. La ecuación 27 muestra la forma matemática para determinar el valor de la norma, la cual está en función de la sumatoria de los volúmenes de cada celda (VC) al considerar los valores de Δx , Δy y Δz y la temperatura correspondiente al VC.

$$\|N\| = \sqrt{\left(\sum V_{celda(\Delta x \cdot \Delta y \cdot \Delta z)} \bullet T_{(i,j,k)} \right)^2} \quad (\text{Ec. 27})$$

Para determinar el volumen adecuada del VC en la malla se realizó la siguiente comparación (se considera en cada caso el dominio utilizado en el TCHEMSYS y $\Delta x = \Delta y = 0.250$ km permanecen constantes, los cambios en los Δz_1 corresponden a una profundidad de 5 km a partir de la superficie, después de esta profundidad los Δz_2 son de 0.250km): (i) se consideró la norma del dominio con $\Delta z_1 = 0.250$ km y $\Delta z_2 = 0.250$ km obteniendo un valor de 61054 km³°C; (ii) la norma del dominio con $\Delta z_1 = 0.200$ km y $\Delta z_2 = 0.250$ km obteniendo un valor de 61051 km³°C; (iii) la norma del dominio con $\Delta z_1 = 0.125$ km y $\Delta z_2 = 0.250$ km obteniendo un valor de 61043 km³°C; (iv) la norma del dominio con $\Delta z_1 = 0.100$ km y $\Delta z_2 = 0.250$ km obteniendo un valor de 61039 km³°C; y (v) la norma del dominio con $\Delta z_1 = 0.500$ km y $\Delta z_2 = 0.250$ km obteniendo un valor de 61029 km³°C. En la Figura 7 se muestra el comportamiento de las normas obtenidas con respecto a los Δz_1 utilizados en las simulaciones.

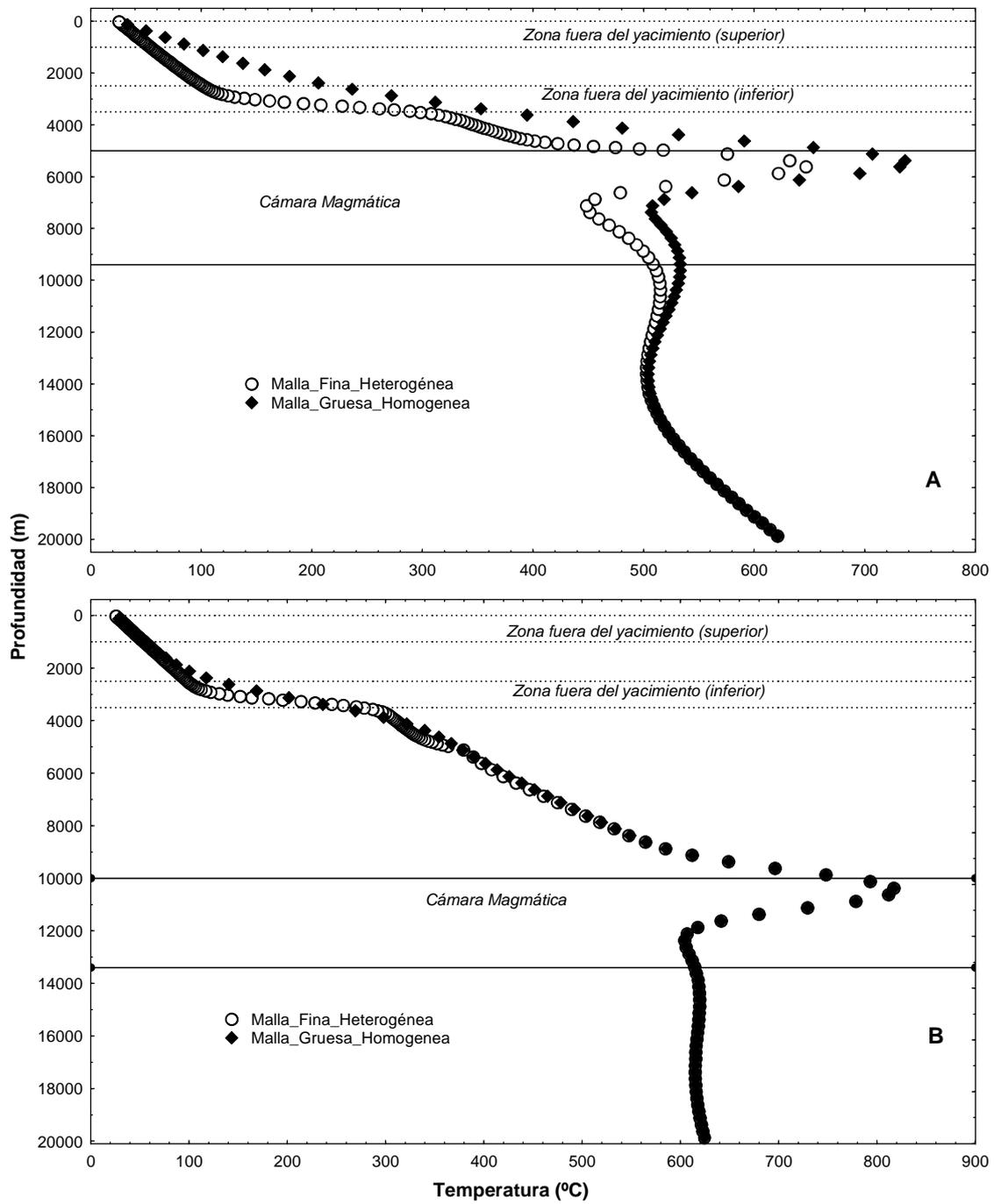


Figura 5.- Campo de temperaturas conductivo para un modelo de volumen de la CM de 1000 km^3 y la cima de la cámara se localiza a una profundidad de: (i) 5 km para el caso A; y (ii) 10 km para el caso B.

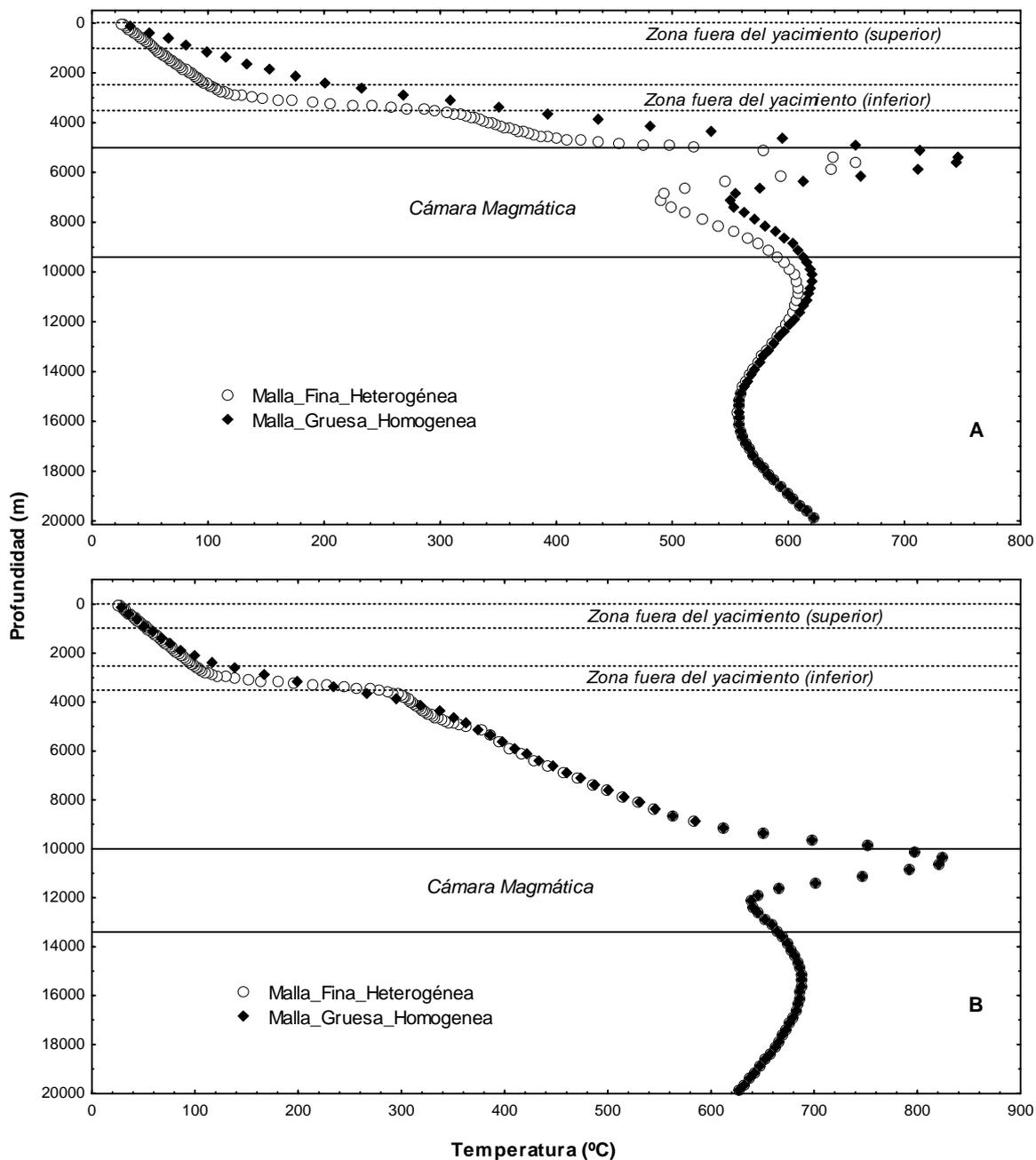


Figura 6.- Campo de temperaturas conductivo para un modelo de volumen de la CM de 1400 km^3 y la cima de la cámara se localiza a una profundidad de: (i) 5 km para el caso A; y (ii) 10 km para el caso B.

Es importante mencionar el hecho de haber considerado sólo el cambio del Δ (delta) en la dirección z, esto debido a dos limitaciones: La primera, se requiere mayor capacidad de memoria en PC si se considera del mismo valor de los deltas en x,y,z , lo que limitaría al usuario el uso del

TCHMESYS. La segunda limitación corresponde a los tiempos prologados de cómputo del orden de horas y días. Los resultados del análisis desarrollado indican que utilizar una Δz_1 menor a 0.050 km ya no muestra un cambio significativo en las normas, además de que se requiere mayor tiempo de cómputo.

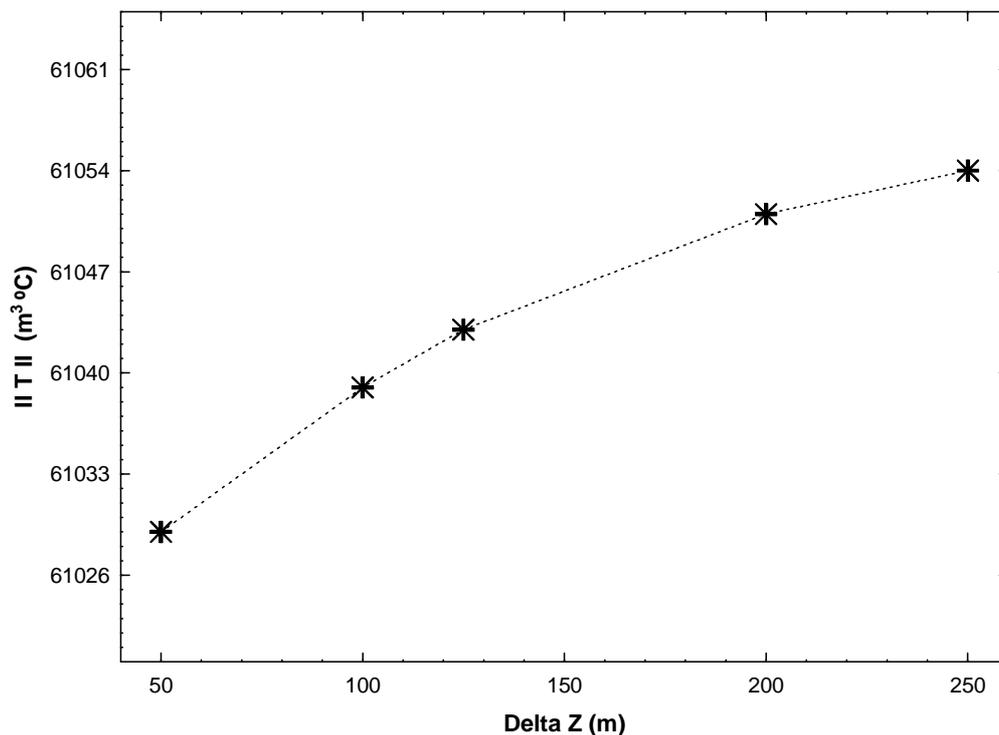


Figura 7.- Errores de las normas estimadas de las simulaciones realizadas. Se consideró el dominio utilizado en el TCHEMSYS el cual corresponde a 30 km en dirección x-y con $\Delta x = \Delta y = 0.25$ km, 20 km en dirección z considerando dos deltas, el primero de la superficie a 5 km (de profundidad) variando los $\Delta z_1 =$; y el segundo de 5 km a 20 km con $\Delta z_2 = 0.25$ km (constante). El modelo utilizado considera un $\Delta z_1 = 0.050$ km, lo que permitió simular un dominio con 2,304,000 VC.

5.7.- Simulador del yacimiento del CGLH

El estudio del comportamiento termodinámico en un yacimiento ha sido objeto de varios trabajos de investigación (p. ej., Sorey, 1978; Kobr *et al.*, 2005), con el propósito de establecer las

ecuaciones que gobiernan y predicen tal comportamiento en el sistema, y enfocado principalmente al estudio de las rocas como medio de almacenamiento y retención en su interior de una determinada masa de fluido (Neuman y Witherspoon, 1969; Mercer *et al.*, 1975; Pearson y Tardy, 2002; Kobr *et al.*, 2005; Meakin y Tartakovsky, 2009).

Las propiedades de las rocas importantes que se discuten en la literatura y que aparecen como variables en las ecuaciones gobernantes son: (i) *porosidad*, que se define como la fracción del volumen total de la roca ocupada por su espacio poroso (representa el porcentaje del espacio total que puede ser ocupada por un fluido y puede ser primaria (intergranular) o secundaria (fallas o fracturas)); (ii) *coeficiente de permeabilidad* que determina la velocidad a la que se desplaza el fluido en la roca por unidad de tiempo y relaciona proporcionalmente el caudal del fluido (Q) en movimiento (con una viscosidad) con la diferencia de presión ejercida sobre la superficie libre del fluido que existe en un área A de longitud L . Esta relación es conocida como la Ley de Darcy (formulada en 1956) mostrada en la ecuación 28; y (iii) la *conductividad hidráulica (permeabilidad intrínseca)*; en su planteamiento, Darcy no consideró que el flujo de agua estaba controlado además de las propiedades del medio, por las propiedades del fluido. Este coeficiente llamado también permeabilidad K , se refiere al comportamiento sistema roca-fluido como se muestra en la ecuación 29:

$$Q = KA \frac{dh}{dl} \quad \text{Ec. (28)}$$

$$K = \frac{k\gamma}{\mu} \quad \text{Ec. (29)}$$

donde k está en función de las propiedades del medio (factor de forma F y diámetro del grano d) y $\frac{\gamma}{\mu}$ está en función del fluido (γ representa el producto de la densidad por la gravedad, y μ es la viscosidad). Las propiedades antes descritas juegan un papel importante en las variables que intervienen en las ecuaciones que gobiernan al yacimiento.

5.7.1.- Hipótesis del modelo

El desarrollo del modelo integrado al simulador TCHEMSYS requirió la consideración de las siguientes hipótesis:

- i) La transferencia de calor se realiza por convección y conducción, en tres dimensiones en el dominio que corresponde al yacimiento geotérmico
- ii) Se considera un flujo monofásico, un solo estado “agua” y una sola fase “líquido”
- iii) El fluido se considera Newtoniano (ligeramente compresible), como primer modelo de un yacimiento geotérmico acoplado a una fuente de calor primaria (CM)
- iv) El dominio se dividió en volúmenes de control regulares de forma cúbica ($\Delta x = \Delta y = \Delta z$)
- v) Las condiciones de frontera son de flujo constante de calor (tipo Neumann) y en la base del modelo se supone un flujo de calor correspondiente a la temperatura simulada por la CM
- vi) Se considera un modelo de geología heterogénea e isotrópica; esto es de gran interés al considerar las propiedades termofísicas de las rocas simuladas
- vii) Se considera que existe la convección de agua en el yacimiento geotérmico después de la última etapa de actividad volcánica en el campo (0.020 Ma).

5.7.2.- Algoritmo del modelo convectivo del yacimiento

5.7.2.1.- Ecuación de balance de masa en medio poroso: determinación del campo de presión en el yacimiento

Después de haber desarrollado el simulador para generar la malla geológica, la segunda etapa corresponde a la solución de las ecuaciones que gobiernan en el yacimiento. En esta etapa se han desarrollado tres códigos numéricos para la solución de cada ecuación gobernante. La primera ecuación a resolver es la de balance de masa (ecuación 30) para un fluido ligeramente compresible (agua; Mercer *et al.*, 1975; Brownell *et al.*, 1977; Sorey, 1978; Faust y Mercer, 1979; Smith y Chapman, 1983; Versteeg y Malalasekera, 1995; Domenico y Schwartz, 1998; Chen *et al.*, 2006; Chen, 2007; Meakin y Tartakovsky, 2009).

$$\frac{\partial(\phi\rho)}{\partial t} = -\left(\frac{\partial(\phi\rho u)}{\partial x} + \frac{\partial(\phi\rho v)}{\partial y} + \frac{\partial(\phi\rho w)}{\partial z}\right) \quad \text{Ec. (30)}$$

donde ϕ , ρ , u , v y w corresponden a la porosidad, densidad del fluido y velocidad en las direcciones x , y y z , respectivamente. La solución de esta ecuación es en 3-D en estado transitorio, además de utilizar el método de volumen de control, el cual ha sido aplicado

exitosamente en otros trabajos de simulación (García-Valladares *et al.*, 2006; Verma y Andaverde, 2007). La solución del sistema de ecuaciones fue alcanzada utilizando en método numérico TDMA (TriDiagonal Matrix Algorithm, por sus siglas en inglés, Patankar, 1990; Versteeg y Malalasekera, 1995) y el lenguaje de programación utilizado fue Fortran 90. En la ecuación de balance de masa, el primer término que corresponde al cambio de la masa en el tiempo (transitorio), ha sido tratado con dos ecuaciones de estado, una en función de la compresibilidad del fluido (*cf*) y la otra en función de la compresibilidad del medio (roca, *cr*), ambos afectados por la presión en el sistema (P, Ecs. 31-32), y una compresibilidad total en el sistema dado por la expresión 33 (*ct*):

$$cf = \frac{1}{\rho} \frac{\partial \rho}{\partial P} \quad \text{Ec. (31)}$$

$$cr = \frac{1}{\phi} \frac{\partial \phi}{\partial P} \quad \text{Ec. (32)}$$

$$ct = cf + \frac{\phi^o}{\phi} cr \quad \text{Ec. (33)}$$

El tratamiento matemático dado al término transitorio de la ecuación de balance es válido (Chen *et al.*, 2006; Chen, 2007), debido a que en la mayoría de las ecuaciones gobernantes, la *presión* (P) no es conocida. Al sustituir las ecuaciones 31, 32 y 33 en el primer término (transitorio) de la ecuación 30, la expresión matemática queda como:

$$\begin{aligned} \frac{\partial(\phi\rho)}{\partial t} &= \left(\rho \frac{\partial \phi}{\partial P} + \phi \frac{\partial \rho}{\partial P} \right) \\ \frac{\partial(\phi\rho)}{\partial t} &= \rho\phi ct \frac{\partial P}{\partial t} \end{aligned} \quad \text{Ec. (34)}$$

Para el segundo término de la ecuación 30, y utilizando la ecuación de la Ley de Darcy (Ec. 35) el cual se requiere para determinar la velocidad en la dirección x, y, z, la ecuación de balance de masa en términos de presión queda como se muestra en la ecuación 36.

$$\bar{V} = -\frac{K}{\mu} (\nabla P - \rho g) \quad \text{Ec. (35)}$$

$$\rho\phi c_t \frac{\partial P}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\rho \frac{k_x}{\mu} \frac{\partial P}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\rho \frac{k_y}{\mu} \frac{\partial P}{\partial y} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\rho \frac{k_z}{\mu} \left(\frac{\partial P}{\partial z} - \rho g \right) \right) \quad \text{Ec. (36)}$$

La ecuación 36 ha sido programada y es un código numérico el cual ofrece ser automatizado e iterativo para el cálculo del campo de presiones. Este requiere de la lectura del archivo de salida generado por el código de la malla geológica. Estos archivos contienen información sobre las propiedades termofísicas de las rocas, principalmente donde se encuentra almacenado el fluido geotérmicos, e información de las propiedades del fluido como son la densidad y la viscosidad. En la Figura 8, se muestra el diagrama de flujo de la estructura y funcionamiento del programa que permite el cálculo del campo de presiones en el yacimiento.

5.7.2.2.- Ecuación de momentum en medio poroso: determinación del campo de velocidades

La Ecuación de balance de momentum en la dirección x,y,z, obedece a la Ley de Darcy y es una cantidad vectorial (Brownell et al. 1977; Sorey 1978; Faust y Mercer 1979; Smith y Chapman 1983; Chen et al. 2006; Chen 2007; Meakin y Tartakovsky 2009). La ecuación de Darcy (Ec. 37; en medio poroso) que representa una cantidad de flujo volumétrico que al dividirlo por un área resulta una velocidad. Darcy desarrolló esta expresión para el flujo de un fluido en un medio poroso, en el cual interviene una conductividad hidráulica (K), la cual está en función del medio y del fluido. En un yacimiento, la roca que entrapa al fluido esta fracturada, razón por la que fue necesario utilizar una expresión que involucrara la apertura de la fractura y que es un equivalente a medio poroso el cual interviene en la conductividad hidráulica (Ec. 38-39).

$$Q = KA(\nabla P - \rho g) \quad \text{Ec. (37)}$$

$$\bar{V} = K(\nabla P - \rho g)$$

$$K \rightarrow f(\text{medio} - \text{fluido})$$

$$K = \frac{k\rho g}{\mu} \quad \text{Ec. (38)}$$

$$k \rightarrow \text{equivalent e en fractura}$$

$$\nabla P = \frac{\partial P}{\partial x} + \frac{\partial P}{\partial y} + \frac{\partial P}{\partial z}$$

$$\begin{aligned}
u_x &= -\frac{b^2}{12\mu} \left(\frac{\partial P}{\partial x} \right) \\
v_y &= -\frac{b^2}{12\mu} \left(\frac{\partial P}{\partial y} \right) \\
w_z &= -\frac{b^2}{12\mu} \left(\frac{\partial P}{\partial w} - \rho g \frac{\partial z}{\partial z} \right)
\end{aligned}
\tag{39}$$

Las expresiones de la ecuación 39 han sido programadas y es un código numérico el cual permite ser también automatizado e iterativo para el cálculo del campo de velocidades en el yacimiento. Este requiere de la lectura de los archivos de presión generada en el código utilizado para calcular el campo de presiones y de la información de las propiedades del fluido como son la densidad y la viscosidad. En la Figura 9, se muestra el diagrama de flujo de la estructura y funcionamiento de este programa.

5.7.2.3.- Ecuación de balance de energía: determinación del campo de temperaturas en el yacimiento

En el yacimiento predomina el flujo de fluido, lo que resulta ser un proceso importante para la transferencia de calor por convección-conducción. Esta ecuación corresponde al balance del flujo en cada volumen de control para determinar el campo de temperaturas del sistema. La ecuación en 3-D en estado transitorio está expresada como se muestra en la ecuación 6; las ecuaciones de la 7 a la 25 muestran el esquema de la ecuación discretizada y el método de solución del sistema de ecuaciones. La ecuación ha sido utilizada y reportada en la literatura para resolver la transferencia de calor en el yacimiento geotérmico (Brownell *et al.* 1977; Sorey 1978; Faust y Mercer 1979; Smith y Chapman 1983; Chen *et al.* 2006; Chen 2007; Meakin y Tartakovsky 2009), además de ser utilizada para resolver la transferencia de energía en una CM (Verma y Andaverde, 2007). La ecuación 6 ha sido programada en 3-D y es un código numérico que ofrece ser automatizado e iterativo para el cálculo del campo de temperaturas. Para la solución se requiere de la siguiente información: (i) archivo de salida de las propiedades termofísicas de las rocas (generada en la rutina referente a la construcción de la malla geológica); y (ii) campo de velocidades en el yacimiento (generada en la rutina de la solución de la ecuación de momentum). En la Figura 10, se muestra el diagrama de flujo de la estructura y funcionamiento del programa

que permite el cálculo del campo de temperaturas convectivo-conductivo en el yacimiento. El simulador desarrollado en 3-D resuelve la transferencia de calor convectivo-conductivo en un yacimiento geotérmico, y se encuentra anexado al TCHEMSYS como un nuevo módulo llamado “Sistema de Agua en Reservorio Geotérmico” (por su acrónimo en inglés “**GE**othermal **RE**servoir **WA**ter **SY**stem”).

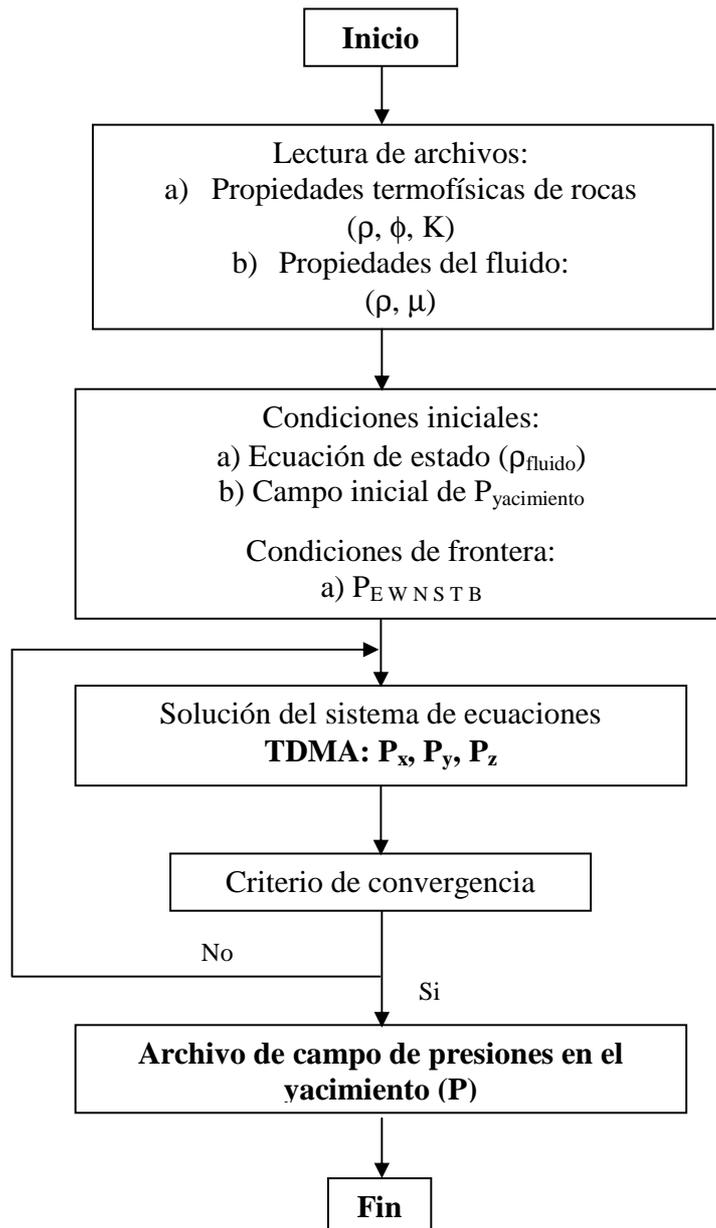


Figura 8. Diagrama de flujo del código numérico que resuelve la ecuación de continuidad para simular el campo de presiones en el yacimiento.

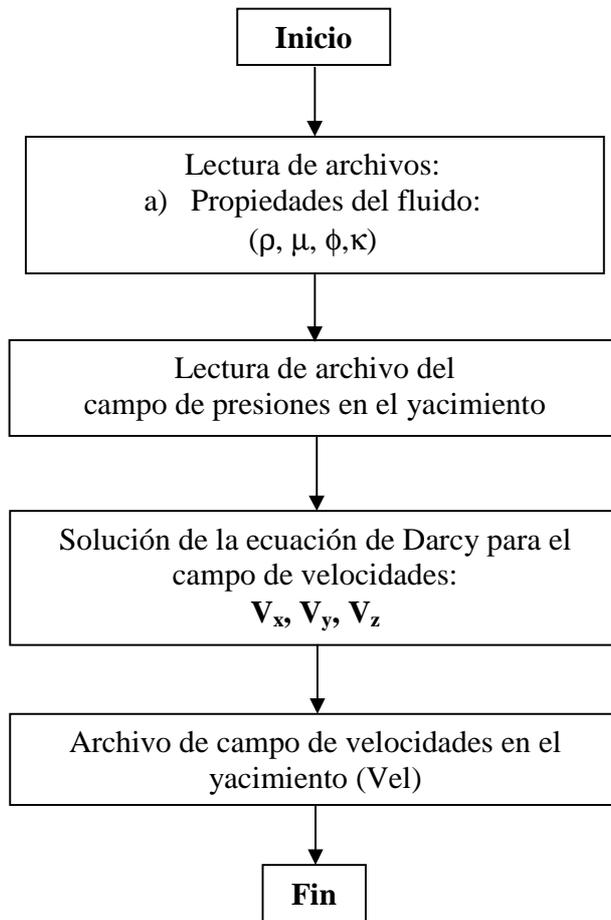


Figura 9. Diagrama de flujo del código numérico que resuelve la ecuación de Darcy para simular el campo de velocidades en el yacimiento.

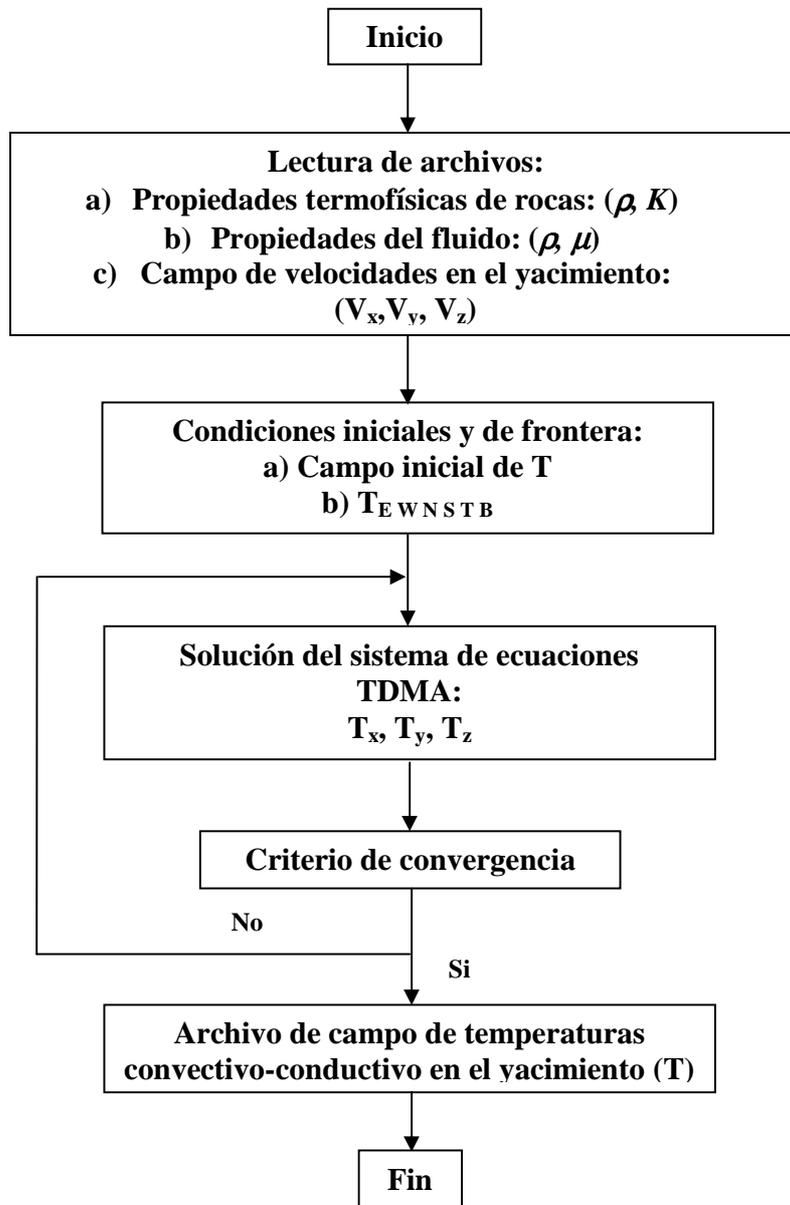


Figura 10. Diagrama de flujo del código numérico que resuelve la ecuación de convección-conducción para simular el campo de temperaturas en el yacimiento.

5.8.- Acoplamiento GEREWASYS -TCHEMSYS

El simulador TCHEMSYS está compuesto por ocho módulos que permiten la modelación térmica y química de una cámara magmática. En este trabajo fueron utilizados siete de ellos: HEAT_FORMING, BALANCE_MASS_FORMING, HEAT_CONVEC, BALANCE_MASS_CONVEC, MOV_MAG_CONVEC, NEWMESH_FORMING_ERUPT y HEAT_CONDUC. En la Figura 14 se muestra el diagrama de flujo del TCHEMSYS. El primer módulo simula el emplazamiento de la cámara magmática. Esta etapa requiere tres archivos de datos: (i) condiciones de frontera, (ii) condiciones de emplazamiento, y (iii) construcción de la malla. El segundo módulo calcula la composición química del magma en cada volumen de control. En el tercer módulo se simula la evolución térmica en estado transitorio utilizando los campos de temperatura y velocidades obtenidos del módulo HEAT_FORMING. El cuarto módulo es similar al BALANCE_MASS_FORMING, en él se calcula para cada volumen de control las fracciones de sólidos y líquidos presentes, y el aporte de calor por cristalización fraccionada. La parte novedosa de este módulo es que incorpora el proceso de asimilación. En el quinto módulo se calcula *in-situ* la composición química (elementos mayores) en 3-D de cada volumen de control de la cámara magmática. Durante esta etapa se espera que se cumplan las condiciones químicas de poder reproducir la química de las rocas eruptadas. El sexto módulo simula el colapso de la caldera del CGLH y modifica dos secciones del modelo geológico: el primero en la CM, ya que parte de ella resultó eruptada y además, para considerar la reinyección de magma en ella, y la segunda es la parte que sobreyace a la CM, ya que el colapso modifica la distribución geológica espacial. Debido a lo anterior se modifica la distribución de las temperaturas de lo VC que se han movido. En el módulo siete calcula la distribución de temperaturas por conducción en todo el dominio considerado en la simulación y considera reinyección de magma en la cámara.

El módulo ocho llamado HEAT_RESERVOIR_CONVEC resuelve la transferencia de calor por conducción en el dominio y además considera un modelo análogo de convección en el yacimiento al utilizado en la CM. Particularmente, el nuevo módulo GEREWASYS se ha integrado al TCHEMSYS el cual corresponde a un nuevo modelo convectivo en la zona del yacimiento geotérmico, además de que también se ha considerado la aplicación de la rutina

Detailed Geothermal Mesh Forming para considerar una geología heterogénea. Para el acoplamiento fue necesario un riguroso cuidado utilizando el siguiente esquema: (i) se ha mencionado que la erupción de la Ignimbrita Xáltipan (115 km^3) provocó el colapso de la caldera de Los Humeros hace 0.45 Ma, y más reciente (0.02 Ma) se ha tenido la erupción de Basaltos de olivino. Además, se ha descrito que en el primer módulo se emplaza la CM (0.03 Ma), los módulos del 2 al 5 simulan la evolución térmica y química de la CM para un periodo de 0.05 Ma, el módulo 6 simula el colapso de la caldera, el módulo 7 resuelve la transferencia de calor por conducción en todo el dominio (0.43 Ma) y el módulo 8 resuelve un modelo convectivo en el yacimiento y conductivo en el resto del dominio para un periodo de 0.02 Ma (tiempo en el que se supone se formó el yacimiento). Por lo tanto, se utilizó la información del campo de temperaturas simuladas hasta el módulo 7 bajo las siguientes suposiciones: (ii) de todo el dominio simulado se consideró únicamente la sección correspondiente al colapso de Los Potreros (localizada dentro de la caldera de Los Humeros, donde se localiza el yacimiento y, que corresponde a un dominio de 10 km en x , 8 km en y y 3.5 km en z a partir de la superficie, ver sección de construcción de malla) para integrar la nueva malla con la geología heterogénea y asignación de propiedades termofísicas; (iii) se transformaron los VC del dominio seleccionado de 250 m de arista a 50 m de arista (para cada volumen de 250 m le corresponden 125 Vc de 50 m); (iv) para el dominio seleccionado se generó un campo de presiones a partir de los datos reportados en la literatura y el yacimiento se consideró con un espesor de 1.5 km localizado a una profundidad de 1.0 - 2.5 km, por lo que resolviendo el campo de presiones estas equivalen a cero antes (de la superficie a 1.0 km) y después del yacimiento (2.5 a 3.5 km); (v) con la información del campo de presiones se generó un campo de velocidad, teniendo datos de este parámetro sólo en el yacimiento, antes y después se consideran valores igual a cero; (vi) se resuelve el modelo convectivo en la región del yacimiento geotérmico y en el resto del dominio sólo se resuelve la transferencia de calor por conducción. En esta parte del código se cumple un criterio de convergencia estricto, es decir, para el campo de temperaturas la convergencia se logra cuando en dos etapas sucesivas de solución los valores de temperatura no difieren en más de 1×10^{-4} ; (vii) se transforma el dominio de VC de 50 m a VC de 250 m (125 VC de 50 m corresponde a un VC de 250 m); y (viii) los datos simulados se integran al TCHEMSYS para evaluar la convección (en el yacimiento) y conducción en el resto del dominio para los últimos 0.02 Ma. La estructura del acoplamiento GEREWASYS al TCHEMSYS se muestra en la Figura 11.

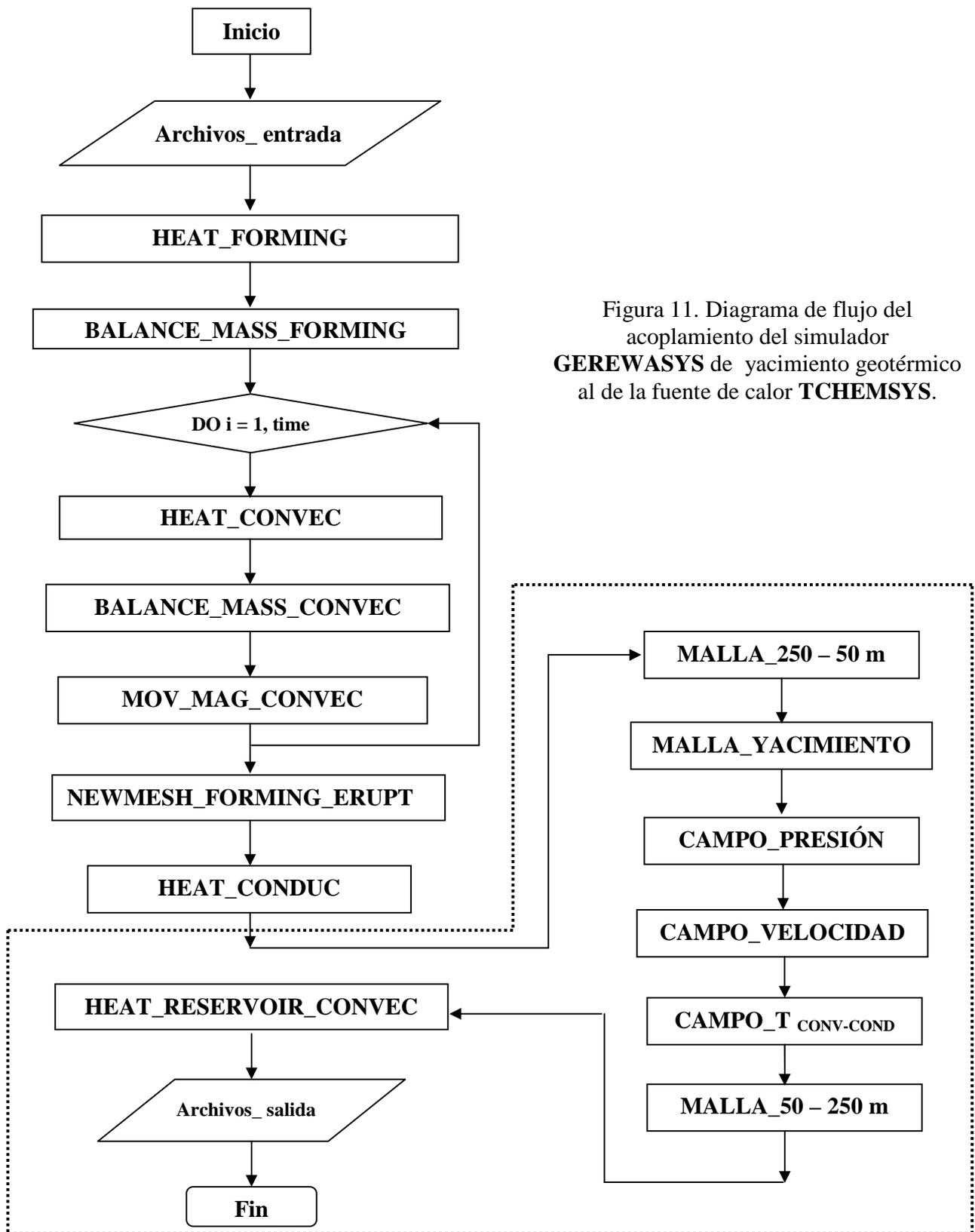


Figura 11. Diagrama de flujo del acoplamiento del simulador **GEREWASYS** de yacimiento geotérmico al de la fuente de calor **TCHMSYS**.

5.9.- Validación del simulador GEREWASYS

5.9.1.- Modelos de análisis

Para realizar el análisis comparativo en la determinación del campo de temperaturas convectivo-conductivo en el yacimiento del CGLH, se consideró simular dos casos: (i) utilizando los ocho módulos del TCHMESYS desarrollado por Verma y Andaverde (2007) ; y (ii) utilizando los primeros siete y el nuevo módulo GEREWASYS integrado al TCHEMSYS. Las variables consideradas fueron: (i) el volumen de la cámara, el cual se varió de 1000 a 1400 km³ (en intervalos de 100 km³) obteniendo 5 casos de aplicación; y (ii) la profundidad de la cima de la CM el cual se varió de 4 a 10 km (en intervalos de 1 km) obteniendo siete casos de aplicación. De lo anterior, resultaron 35 combinaciones simuladas en el TCHEMSYS y 35 combinaciones en el módulo GEREWASYS integrado al TCHEMSYS (un total de 70 simulaciones), y el tiempo total de simulación fue de 0.53 Ma. Los primeros 0.03 Ma constituyen el tiempo simulado para el emplazamiento de la CM. Posterior al emplazamiento, se simuló la evolución térmica y química de la CM considerando las 35 combinaciones durante un tiempo total de 0.05 Ma. Posteriormente, se considera el colapso de la caldera de Los Humeros, la transferencia de calor por conducción entre la CM y el dominio durante un tiempo de 0.43 Ma. Por último, se simuló la transferencia de calor convectivo en el yacimiento y conductivo en el resto del dominio en los últimos 0.02 Ma.

Para lograr un mejor acercamiento entre las temperaturas simuladas y las TEF se plantearon diferentes espesores del yacimiento considerando espesores de 1.00 km, 1.25 km y 1.50 km en el yacimiento a partir de una profundidad de 1.00 km. Estos resultados indican que se requiere no sólo modificar las condiciones geométricas del yacimiento, sino además evaluar diferentes condiciones de celda convectiva y propiedades termofísicas de las rocas presentes dentro del yacimiento. Por lo tanto, se consideró: (i) proponer una celda convectiva en todo el dominio del yacimiento geotérmico; (ii) una celda convectiva en tres partes del yacimiento; (iii) una celda convectiva en la mitad del yacimiento; y (iv) variar la conductividad térmica de las rocas localizadas dentro del yacimiento.

Con las condiciones antes descritas, se ha encontrado que las mejores condiciones utilizadas en el modelado convectivo para el yacimiento y que mejor se acerca a las TEF son: (i) un espesor de

1.5 km a partir de una profundidad de 1.0 km (el yacimiento se ha propuesto a una profundidad de 1.0 a 2.5 km); (ii) una celda convectiva sólo en la mitad del dominio del CGLH (de norte a sur completo y del oeste a este sólo la mitad); y (iii) se consideró utilizar 2 veces la conductividad térmica de las rocas localizadas en el yacimiento para mejorar la transferencia de calor (se considera un área de fallas y fracturas).

Como ejemplo de los resultados obtenidos, en las Figuras 12-13 se muestra el campo de temperaturas simulados para los casos extremos. En la Figura 12A se muestra el campo de temperaturas conductivo para un modelo de CM de 1000 km^3 y la cima de la cámara se localiza a una profundidad de 5 km. El campo de temperaturas corresponde a una sección para $x=15 \text{ km}$ ($VC_x = 60$), para $y = 15 \text{ km}$ ($VC_y = 60$), y 20 km en z . Los símbolos de diamantes corresponden a la temperatura simulada por el TCHEMSYS (con 80 VC en z), mientras que los círculos abiertos son el campo de temperaturas simuladas en el GEREWASYS integrado al TCHEMSYS. Las líneas punteadas indican la localización del yacimiento geotérmico (se ha considerado que el yacimiento se localiza a una profundidad entre 1.0 – 2.5 km). Las líneas continuas indican la localización de la CM (de 5.0 a 9.4 km). El esquema es similar para la Figura 12B y el modelo corresponde a una CM de 1000 km^3 y la cima de la cámara se localiza a una profundidad de 10 km.

En la Figura 13A se muestra el campo de temperaturas para un modelo de CM de 1400 km^3 y la cima de la cámara se localiza a una profundidad de 5 km. El campo de temperaturas corresponde a una sección para $x = 15 \text{ km}$ ($VC_x = 60$), para $y = 15 \text{ km}$ ($VC_y = 60$), y 20 km en z . Los símbolos de diamantes corresponden a la temperatura simuladas por el TCHEMSYS, mientras que los círculos abiertos son el campo de temperaturas simuladas en el GEREWASYS integrado al TCHEMSYS. Las líneas punteadas indican la localización del yacimiento geotérmico (se ha considerado que el yacimiento se localiza a una profundidad entre 1.0-2.5 km). Las líneas continuas indican la localización de la CM (de 5.0 a 9.4 km). El esquema es similar para la Figura 13B y el modelo corresponde a una CM de 1400 km^3 y la cima de la cámara se localiza a una profundidad de 10 km.

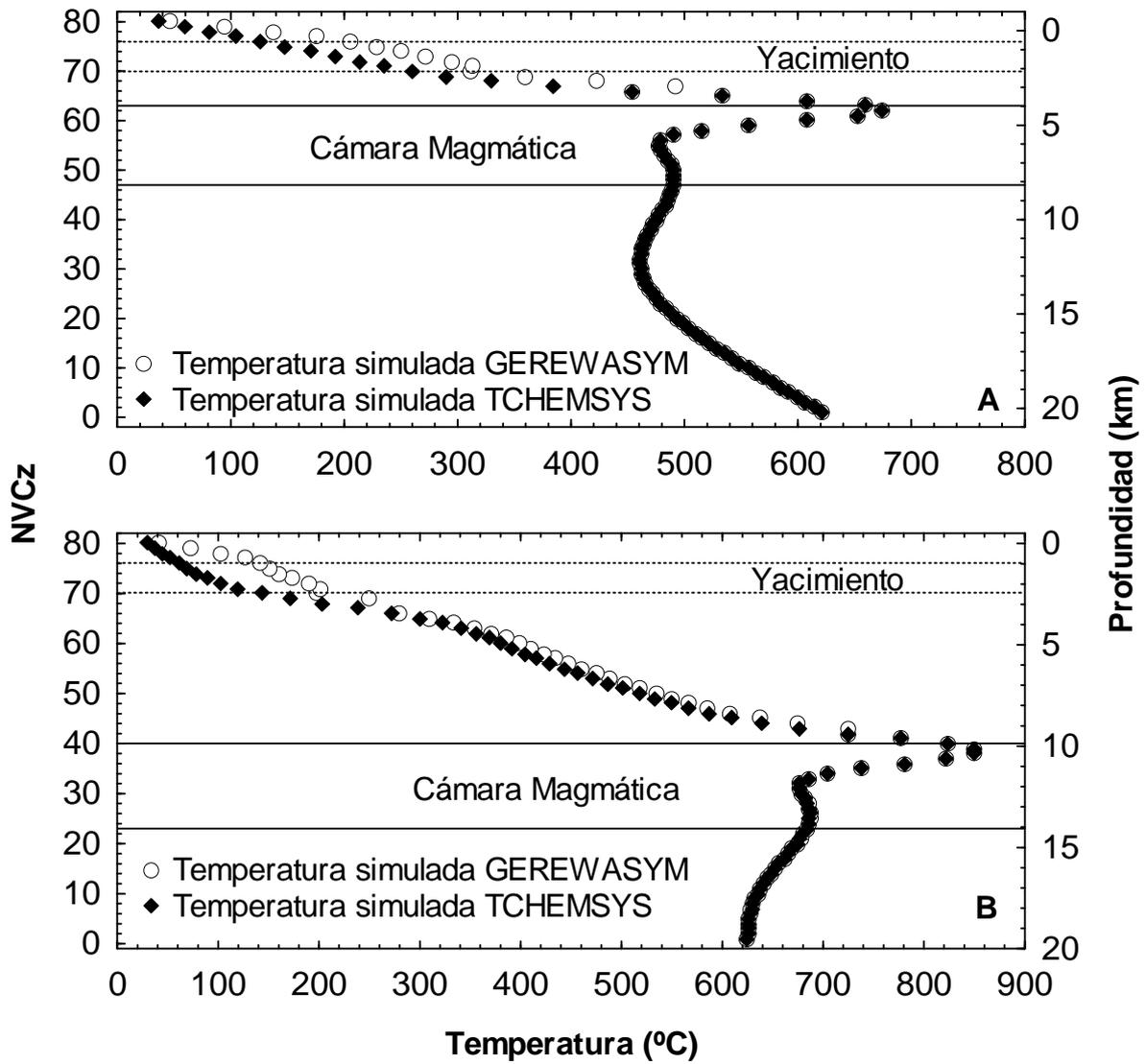


Figura 12.- Campo de temperaturas convectivo-conductivo para un modelo de CM de volumen de 1000 km^3 y la cima de la cámara se localiza a una profundidad de: (i) 4 km para el caso A; y (ii) 10 km para el caso B.

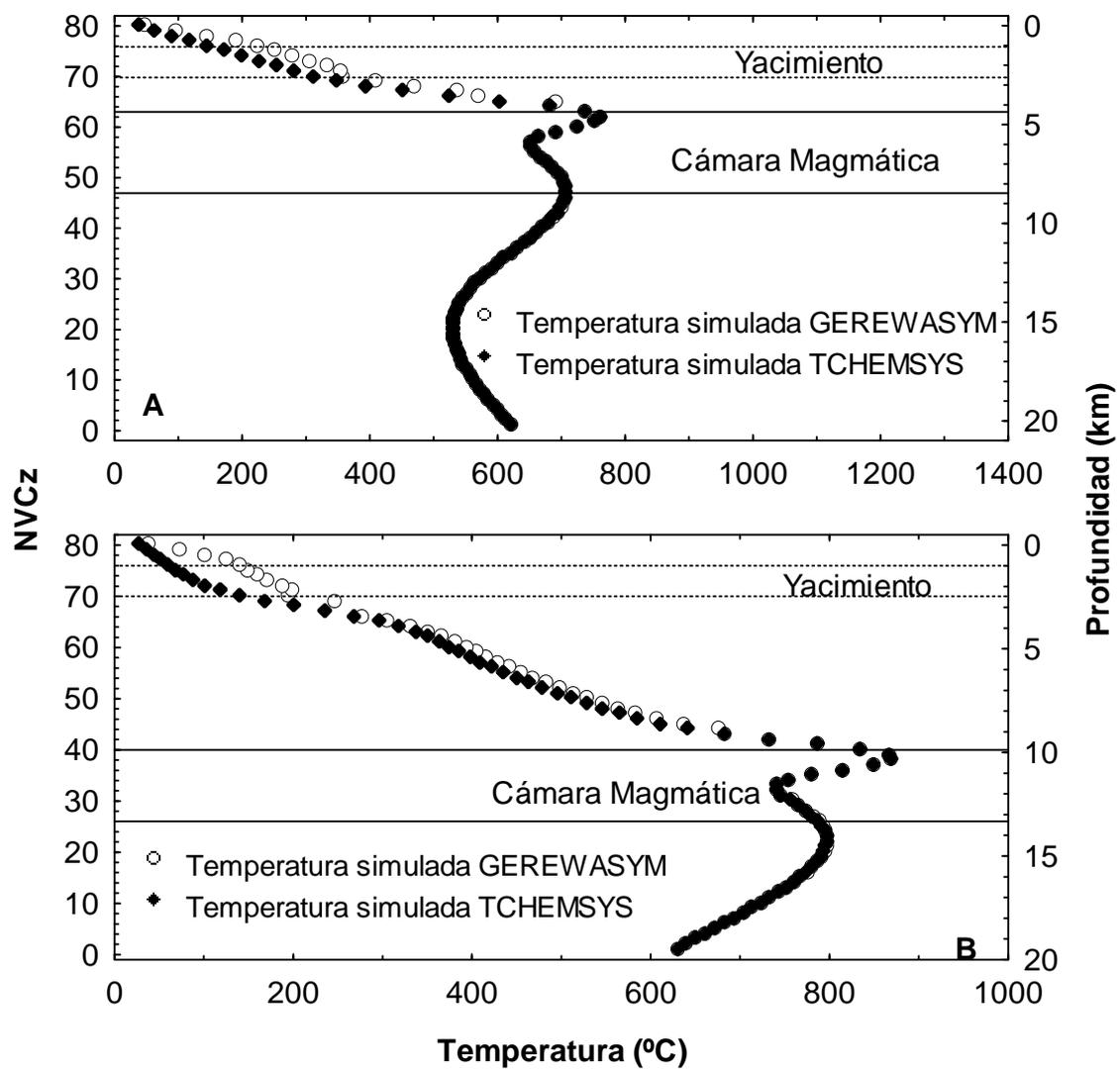


Figura 13.- Campo de temperaturas convectivo-conductivo para un modelo de CM de volumen de 1400 km^3 y la cima de la cámara se localiza a una profundidad de: (i) 4 km para el caso A; y (ii) 10 km para el caso B.

5.9.2.- Análisis de residuales

El análisis de las temperaturas simuladas para los dos casos considerados se llevó a cabo mediante su comparación con las TEF reportadas en la literatura del CGLH, por lo que en cada combinación simulada se comparó la temperatura con la TEF a una misma profundidad. El análisis de la calidad de ajuste se realizó utilizando la ecuación 40, donde los errores se normalizan con respecto al valor reportado en la literatura. En la Tabla 7, se muestran los datos obtenidos de los errores para cada combinación para los dos casos de estudio.

$$RESIDUAL = \sqrt{\frac{\sum \left(\frac{T_{simulada} - TEF}{TEF} \right)^2}{n}} \quad (\text{Ec. 40})$$

Se observa un comportamiento similar al variar la profundidad a un mismo volumen de la CM. Por ejemplo, en el caso donde se utiliza el módulo GEREWASYS acoplado al TCHEMSYS para una CM de 1000 km³ y la cima de la misma a una profundidad de 4 km el error incrementa de 0.0266 a 0.2010 a una profundidad de 10 km, y para el caso donde se utiliza el TCHEMSYS a las mismas condiciones el error incrementa de 0.1426 a 0.4880.

Además se realizaron regresiones multivariantes (Verma, 2005) para generar una ecuación en función de las variables independientes que son el volumen y profundidad de la CM y la variable dependiente que es el error estimado, tanto para el caso uno (TCHEMSYS, ϵ_{caso1} ; Ec. 41) como para el caso dos (GEREWASYS-TCHEMSYS, ϵ_{caso2} ; Ec.42).

$$\epsilon_{caso1} = (-30 \pm 35) + (1.32 \times 10^{-1} \pm 1.7 \times 10^{-2})d_{cham} - (4.7 \times 10^{-3} \pm 1.2 \times 10^{-3})d_{cham}^2 - (1.1 \times 10^{-4} \pm 5.4 \times 10^{-4})V_{cham} + (5.7 \times 10^{-8} \pm 2.4 \times 10^{-7})V_{cham}^2 \quad (\text{Ec. 41})$$

$$\epsilon_{caso2} = -(0.07 \pm 0.17) + (4.18 \times 10^{-2} \pm 8.4 \times 10^{-3})d_{cham} - (6.2 \times 10^{-4} \pm 6.0 \times 10^{-4})d_{cham}^2 - (1.5 \times 10^{-5} \pm 3.0 \times 10^{-4})V_{cham} + (6.7 \times 10^{-8} \pm 1.2 \times 10^{-7})V_{cham}^2 \quad (\text{Ec. 42})$$

La calidad de las ecuaciones se caracteriza por el coeficiente de correlación múltiple (Bevington y Robinson, 2003) de 0.97295 y 0.97192 para la ecuación 40 y 41 respectivamente. El análisis de regresión y los errores de los coeficientes indican que la variable profundidad (d_{cham}) de la regresión es estadísticamente significativo a un nivel de confianza del 99% en ambas ecuaciones. Los resultados son consistentes y similares a los resultados obtenidos en el modelado térmico de la CM en el CGLH (Verma *et al.*, 2011a; Ec. 3B) y el CGLP (Verma *et al.*, 2011b; Ecs. 1-2C, 6C) en donde la variable profundidad de la CM es más sensible que al volumen de la misma.

Tabla 7.- Valores del error de ajuste de las simulaciones de cada modelo con respecto a las Temperaturas Estabilizadas de Formación (TEF) reportadas en la literatura para el campo geotérmico de Los Humeros (CGLH), utilizando en las simulaciones: a) el TCHEMSYS y b) el GEREWASYM acoplado al TCHEMSYS.

Volumen (km ³)	Profundidad (km)	Error de ajuste – TCHEMSYS	Error de ajuste – GERESYM-TCHEMSYS
1000	4	0.1426	0.0266
1000	5	0.1590	0.0323
1000	6	0.2564	0.0704
1000	7	0.3501	0.1184
1000	8	0.4204	0.1589
1000	9	0.4643	0.1858
1000	10	0.4880	0.2010
1100	4	0.1339	0.0252
1100	5	0.1521	0.0303
1100	6	0.2517	0.0681
1100	7	0.3477	0.1169
1100	8	0.4194	0.1582
1100	9	0.4640	0.1851
1100	10	0.4880	0.2010
1200	4	0.1267	0.0238
1200	5	0.1464	0.0288
1200	6	0.2479	0.0663
1200	7	0.3457	0.1169
1200	8	0.4186	0.1578
1200	9	0.4638	0.1855
1200	10	0.4879	0.2010
1300	4	0.1550	0.0301
1300	5	0.1754	0.0372
1300	6	0.2794	0.0812
1300	7	0.3709	0.1298
1300	8	0.4350	0.1676
1300	9	0.4729	0.1912
1300	10	0.4923	0.2038
1400	4	0.0876	0.0251
1400	5	0.1707	0.0376
1400	6	0.2761	0.0795
1400	7	0.3691	0.1288
1400	8	0.4343	0.1672
1400	9	0.4727	0.1911
1400	10	0.4923	0.2038

CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Durante el desarrollo del trabajo de investigación doctoral se logró lo siguiente:

- (1) Se aplicaron por vez primera, pruebas de discordancia en datos reológicos de fluidos geotérmicos para estimar valores de viscosidad (media y desviación estándar) y su estabilidad con la presencia de un régimen térmico. Esta variable es importante en el estudio del comportamiento de magmas, así como de los fluidos presentes en los yacimientos geotérmicos. Los resultados de este análisis fueron publicados en una revista internacional.
- (2) El análisis de sensibilidad térmica de los parámetros volumen y profundidad de una cámara magmática en dos campos geotérmicos de México (Los Hornos y La Primavera) mostraron que los gradientes térmicos y las temperaturas de excesos obtenidos son más sensibles a la profundidad que al volumen de la cámara magmática. Las ecuaciones de regresión generadas a partir de la información obtenida de las simulaciones de cada uno de los 30 modelos apoyan esta conclusión. Con estos resultados se lograron dos publicaciones y un manuscrito sometido en revistas internacionales.
- (3) Para mejorar las temperaturas simuladas con las reportadas en la literatura, un modelo de malla más fina (0.05 km de arista) con una representación de la geología más detallada del subsuelo del campo geotérmico de los Hornos y un modelo de yacimiento (GEREWASYS), fueron integradas al simulador TCHEMSYS, lo que permitió describir e interpretar en forma más realista los procesos convectivo-conductivo que ocurren en el yacimiento geotérmico y la sensibilidad térmica debido a la presencia de una cámara magmática.
- (4) Se encontró que las mejores condiciones para el modelado del régimen de temperaturas convectivo-conductivo requiere un yacimiento con un espesor de 1.5 km (entre la base y la cima del yacimiento) y una celda convectiva en la mitad del dominio del CGLH. Con los resultados de esta investigación se enviará un manuscrito a la revista *Energy* y posteriormente se propone enviar uno más a la revista *Journal of Volcanology and Geothermal Research*.

Los resultados obtenidos en el presente trabajo forman parte de un primer modelo de yacimiento acoplado a uno de cámara magmática, lo que indica un primer avance en el estudio y modelado de yacimiento geotérmicos considerando los efectos de la fuente de calor primaria. Para avanzar en estos modelos se sugieren las siguientes recomendaciones:

- (1) Buscar alternativas de cómputo para transformar el dominio del simulador TCHEMSYS en volúmenes de control con $\Delta x = \Delta y = \Delta z = 50$ m de arista.
- (2) Considerar un sistema multifásico en el yacimiento geotérmico, ya que como primer modelo se usó un fluido.
- (3) Considerar un modelo de más de una celda convectiva en el yacimiento y evaluar sus eficiencias en cuanto a la estimación del campo de temperaturas.
- (4) Aplicar el modelo convectivo propuesto a otros yacimientos y evaluar su funcionalidad.
- (5) Evaluar el código que genera la malla con geología fina (en función de la rocas del subsuelo) en otros campo geotérmicos y evaluar su funcionamiento.

BIBLIOGRAFÍA

- Aguilar-y-Vargas, V.H., Verma, S.P., 1987, Composición química (elementos mayores) de los magmas en el Cinturón Volcánico Mexicano: *Geofísica Internacional*, 26, 195-272.
- Alatorre-Zamora, M.A., Campos-Enríquez, J.O., 1991, La Primavera caldera (Mexico): structure inferred from gravity and hydrogeological considerations: *Geophysics*, 56, 992-1002.
- Andaverde, J., 2007, Simulación numérica en 3-D de temperaturas y elementos químicos mayores en el campo geotérmico de Los Humeros, Puebla: Tesis Doctoral, Instituto de Geofísica, UNAM, 162 p.
- Andaverde, J., Verma, S.P., Schildknecht, F., 1993, Aporte de calor por cristalización en dos campos geotérmicos del cinturón volcánico Mexicano: *Geofísica Internacional*, 32, 331-339.
- Andaverde J., Verma S.P., Santoyo E., 2005, Uncertainty estimates of static formation temperatures in boreholes and evaluation of regression models: *Geophysical Journal International*, 160, 1112-1122.
- Augustine, C., Tester, J.W., Anderson, B., 2006, A comparison of geothermal with oil and gas well drilling costs: *Geothermal Reservoir Engineering*, Stanford University, Stanford, California, Proceedings, 15 p.
- Barnett, V., Lewis, T., 1994, *Outliers in statistical data*: Chichester, Wiley, Third Edition, 584 p.
- Bevington, P.R., Robinson, D.K., 2003, *Data reduction and error analysis for the physical sciences*: Boston, Mc-Graw Hill, 320 p.
- Bertani, R., 2005, World geothermal power generation in the period 2001-2005: *Geothermics*, 34, 651-690.
- Bertani, R., 2010, Geothermal power generation in the world 2005-2010 update report: *Proceedings World Geothermal Congress*, Bali, Indonesia, 41 p.
- Bienkowski, R., Torres-Alvarado, I.S., Hinderer, M., 2005, Geochemical modeling of acid fluids in Los Humeros geothermal field, México, *in Proceedings World Geothermal Congress 2005*, Antalya, Turkey.
- Bingham, E.C., 1922, An investigation of the laws of plastic flow: A Scientific Paper of the Bureau of Standards, Dept. of Commerce, Washington DC, 13, 309-353.
- Bohrson, W.A., Spera, F.J., 2001, Energy-constrained open-system magmatic processes II: application of energy-constrained assimilation-fractional crystallizations (EC-AFC) model to magmatic system: *Journal of Petrology*, 42, 1019-1041.
- Bohrson, W.A., Spera, F.J., 2003, Energy-constrained open-system magmatic processes IV: Geochemical, thermal and mass consequences of energy-constrained recharge, assimilation and fractional crystallization (EC-RAFC): *Geochemistry Geophysics Geosystem*, 4, 8002, doi:10.1029/2002GC000316.
- Bourgoyne, A.T. Jr., Chenevert, M.E., Millheim, K.K., Young, F.S. Jr., 1986, *Applied drilling engineering*: SPE Textbook Series, Society of Petroleum Engineers, Richardson, TX Chapter 2, 4.
- Brownell, D.H., Garg, S.K., Pritchett, J.W., 1977, Governing equations for geothermal reservoirs: *Water Resources Research*, 13, 929-933.
- Caldiño-Villagómez, I.A., Bonola-Alonso I., Salgado-Maldonado G., 2002, Determinación en laboratorio de los parámetros reológicos de mezclas agua-sedimentos para el cálculo de flujos de lodos y debris: *Ingeniería Hidráulica en México*, 17, 27-35.
- Campos-Enríquez, J.O., Arredondo-Fragoso, J.J., 1992, Gravity study of Los Humeros caldera complex, Mexico: Structure and associated geothermal system: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 49, 69-90.
- Campos-Enríquez, J.O., Durán, M.F., 1986, Determinación preliminar del campo de temperaturas en Los Humeros, Pue.: *Geotermia Revista Mexicana de Geoenergía*, 2, 141-152.
- Campos-enríquez, J.O., Garduño-Monroy, V.H., 1987, The shallow structure of Los Humeros and Las Derrumbadas geothermal fields, Mexico: *Geothermics*, 16, 539-554.
- Campos-Enríquez, J.O., Domínguez-Méndez, F., Lozada-Zumaeta, M., Morales-Rodríguez, H.F., Andaverde-Arredondo, J.A., 2005, Application of the Gauss theorem to the study of silicic calderas:

- the calderas of La Primavera, Los Azufres, and Los Humeros (Mexico): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 147, 39-67.
- Casson, N., 1957, A flow equation for pigment-oil suspensions of the printing Ink type: *Proceedings Published as Rheology of Disperse Systems*, London, 84 p.
- Castillo-Román, J., Verma, S.P., Andaverde, J., 1991, Modelación de temperaturas bajo la caldera de Los Humeros, Puebla, México, en términos de profundidad de la cámara magmática: *Geofísica Internacional*, 30, 149-172.
- Cedillo-Rodríguez, F., 1999, Modelo hidrogeológico de los yacimientos geotérmicos de Los Humeros, Pue., México: *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía*, 15, 159-170.
- Cedillo-Rodríguez, F., 2000, Geología del subsuelo del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla, México: *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía*, 16, 7-16.
- CFE, 2009, Comisión Federal de Electricidad, Generación de electricidad, SENER (en línea) México: actualización 12 de junio de 2009.
<<http://www.cfe.gob.mx/es/LaEmpresa/generacionelectricidad/>>.
- Chen, Z., 2007, Reservoir simulation mathematical techniques in oil recovery: *Society for Industrial and Applied Mathematics*, Philadelphia.
- Chen, Z., Huan, G., Ma, Y., 2006, Computational methods for multiphase flows in porous media: *Society for Industrial and Applied Mathematics*, Philadelphia.
- Chilingarian, G.V., Vorabutr, P., 1983, *Drilling and Drilling Fluids*: Amsterdam, Elsevier, *Developments in Petroleum Science*, 770 p.
- Contreras, E., Dominguez, B., Rivera, M.O., 1990, Mediciones petrofísicas en núcleos de perforación del campo geotérmico Los Humeros: *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía*, 6, 9-42.
- Croucher, A.E., O'sullivan, M.J., 2008, Application of the computer code TOUGH2 to the simulation of supercritical conditions in geothermal system: *Geothermics*, 37, 622-634.
- Demirbas, A., 2006, Global renewable energy resources. *Energy Sources*, 28, 779-792.
- Domenico, P.A., Schwartz, F.W., 1998, *Physical and chemical hydrogeology*: John Wiley & Sons, Inc. All Rights Reserved, Second Edition, Chapter 3, 24 p.
- Espinoza-Ojeda, O., 2011, Evaluación de modelos matemáticos y de transferencia de calor en el desarrollo de un Nuevo método analítico para la determinación de temperaturas estabilizadas en sistemas geoenergéticos (pozos geotérmicos, petroleros y permafrost): Tesis Doctoral, UNAM, 150 p.
- Faust, C.R., Mercer, J.W., 1979, Geothermal reservoir simulation, numerical solution techniques for liquid and vapor-dominated hydrothermal system: *Water Resources Research*, 15, 31-46.
- Ferriz, H., 1985, Zoneamiento composicional y mineralógico en los productos eruptivos del entro volcánico de Los Humeros, Puebla, México: *Geofísica*, 24, 97-157.
- Ferriz, H., Mahood, G.A., 1984, Eruption rates and compositional trends at Los Humeros volcanic center, Puebla, Mexico: *Journal of Geophysical Research*, 89, 8511-8524.
- Ferriz, H., Mahood, G.A., 1987, Strong compositional zonation in a silicic magmatic system: Los Humeros, Mexican Neovolcanic Belt: *Journal of Petrology*, 28, 171-209.
- Fischer, M., Roller, K., Kuster, M., Stockhert, B., Mcconnell, V.S., 2003, Open fissure mineralization at 2600 m depth in Long Valley exploratory well (California) – insight into the history of the hydrothermal system: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 127, 347-363.
- Flores, L.C., Álvarez, R., Singh, S.K., Urrutia, J., 1978, Aeromagnetic survey of Los Humeros caldera, Mexico: *Geofísica Internacional*, 17, 415-428.
- García, G.A., Arellano, V., Aragón, A., Barragán, R.M., Izquierdo, G., Pizano, A., 2000, Distribución de temperaturas inicial en el campo geotérmico de Los Humeros, Puebla: *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía*, 16, 97-115.
- García-Estrada, G.H., 2000, Modelado del estado térmico inicial del campo geotérmico de Los Azufres, Michoacán, México, Tesis Doctoral, UNAM, México.
- García, G.A., 2009, Estado térmico inicial del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla, México: *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía*, 22, 59-70.

- García-Valladares, O., Pérez-Segarra, C.D., Rigola, J., 2004, Numerical simulation of double-pipe condenser and evaporators: *International Journal of Refrigeration*, 27, 656-670.
- García-Valladares, O., Sánchez-Upton, P., Santoyo, E., 2006, Numerical modeling of flow processes inside geothermal Wells: an approach for predicting production characteristics with uncertainties: *Energy Conversion Management*, 47, 1621-1643.
- Giberti, G., Sartoris, G., 1989, Evaluation of approximations in modelling the thermal history of a volcanic area: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 36, 233-240.
- Giberti, G., Moreno, S., Sartoris, G., 1984a, Evaluation of approximations in modelling the cooling of magmatic bodies: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 20, 297-310.
- Giberti, G., Moreno, S., Sartoris, G., 1984b, Thermal history of Phlegraean fields (Italy) in the last 50,000 years: A schematic numerical model: *Bulletin Volcanologique*, 47, 331-341.
- González-Morán, T., Suro-Pérez, V., 1982, Obtención de parámetros físicos de las estructuras principales localizadas en la caldera de los Humeros, Puebla: *Geofísica Internacional*, 21, 57-68.
- González-Partida, E., Tello-Hinojosa, E., Verma, M.P., 2001, Interacción agua geotérmica-manantiales en el campo geotérmico de Los Humeros, Puebla, México: *Ingeniería Hidráulica en México*, 16, 185-194.
- González-Ramírez, R., Díaz-González, L., Verma, S.P., 2009, Eficiencia relativa de las 33 pruebas de discordancia para valores desviados basados en datos geoquímicos de materiales de referencia: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26, 501-515.
- Gómez-Arias, E., 2008, Evaluación estadística y reológica de la viscosidad en fluidos de perforación geotérmicos y su implicación en el cálculo del coeficiente de transferencia de calor convectivo: Tesis de Maestría, Centro de Investigación en Energía, UNAM, 163 p.
- Gómez-Arias, E., Andaverde, J., Santoyo, E., Urquiza, G., 2009, Determinación de la viscosidad y su incertidumbre en fluidos de perforación usados en la construcción de pozos geotérmicos: aplicación en el campo de Los Humeros, Puebla, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26, 516-529.
- Guevara, M., Verma, S.P., Velasco-Tapia, F., 2001, Evaluation of GSJ intrusive rocks JG1, JG2, JG3, JG1a, and JGb1: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18, 74-88.
- Gutiérrez, A.G., 2009, Estado térmico inicial del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla, México: *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía*, 22, 59-70.
- Gutiérrez-Negrín, L.C.A., Quijano-León, J.L., 2005, Update of Geothermics in Mexico: *Geotermia*, 17, 21-30.
- Gutiérrez-Negrín, L.C.A., Maya-González, R., Quijano-León, J.L., 2010, Current status of geothermal in Mexico: *Proceedings World Geothermal Congress, Bali, Indonesia*, 11 p.
- Hernández, A.L., 1995, Estudio regional volcánico y estructural del campo geotérmico de Los Humeros, Pu., México: *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía*, 11, 17-36.
- Herrera, A.P., Jiménez, M.M., 1999, Estudio y caracterización termodinámico del sector centro del campo geotérmico Los Humeros, Pue., México: *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía*, 15, 195-211.
- Herschel, W.H., Bulkley, R., 1926, Measurement of consistency as applied to rubber – benzene Solutions: *Proc. 29th Annual Meeting of the American Soc. Testing Materials, Atlantic City NJ (June 21-25)*, 26, 621-629.
- Jellinek, A.M., DePaolo, D.J., 2003, A model for the origin of large silicic magma chambers: Precursors of caldera-forming eruptions: *Bulletin of Volcanology*, 65, 363-381.
- Jiménez, M.M., Herrera, A.P., 2000, Estudio y caracterización termodinámica del sector noroeste del campo geotérmico Los Humeros, Puebla: *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía*, 16, 71-82.
- Kelessidis, V.C., Maglione, R., Tsamantaki, C., Aspirtakis, Y., 2006, Optimal determination of rheological parameters for Herschel-Bulkley drilling fluids and impact on pressure drop, velocity profiles and penetration rates during drilling: *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 53, 203-224.
- Kok, M. V., Alikaya, T., 2004, Determination of rheological models for drilling fluids (a statistical approach): *Energy Sources*, 26, 153-165.

- Kobr, M., Huizar, R., Campos-Enrriquez, J.O., 2005, Evaluación hidrogeológica de pozos a través de registros geofísicos (fundamentos): Monografías del Instituto de Geofísica, UNAM, 87 p.
- Kuritani, T., 2004, Magmatic differentiation examined with a numerical model considering multicomponent thermodynamics and momentum, energy and species transport: *Lithos*, 74, 117-130.
- Lasseter, T.J., Witherpoon, P.A., Lippmann, M.J., 1975, The numerical simulation of heat and mass transfer in multidimensional two-phase geothermal reservoir: *Proceedings, 2nd U.N. Symposium on Development and Use of Geothermal Resources*, 3, 1715.
- Lehmann, C.H., 1992, Geometría analítica: Limusa, Grupo Noriega Editores, Capítulos 13-14, 54 p.
- López, O. R., 2006, Actualización del modelo geoquímico de Los Humeros, Pue., México: *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía*, 19, 23-32.
- Lund, J.W., 2007, World geothermal generation in 2007: *Proceedings European Geothermal Congress*, 11 p.
- Machorro-Jiménez, M., Pizano-Herrera, A., 2000, Estudio y caracterización del sector noroeste del campo geotérmico Los Humeros, Puebla: *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía*, 16, 71-82.
- Mahood, G.A., 1981a, Chemical evolution of a Pleistocene rhyolitic center- sierra La Primavera, Jalisco, Mexico: *Contribution to Mineralogy and Petrology*, 77, 129-149.
- Mahood, G.A., 1981b, A summary of the geology and petrology of the sierra La Primavera, Jalisco, Mexico: *Journal of Geophysical Research*, 86, 10137-10152.
- Mahood G.A., Drake R.E., 1982, K-Ar dating young rhyolitic rocks: a case study of the Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 93, 1232-1241.
- Martínez-Serrano, R.G., 2002, Chemical variations in hydrothermal minerals of the Los Humeros geothermal system, Mexico: *Geothermics*, 31, 579-612.
- Meakin, P., Tartakovsky, A.M., 2009, Modeling and simulation of pore-scale multiphase fluid flow and reactive transport in fracture and porous media: *Reviews of Geophysics*, RG3002, doi: 10.1029/2008RG000263.
- Medina-Martínez, M., 2000, Intervalos productores de fluidos en los pozos H-35 y H-39 del campo geotérmico Los Humeros, Puebla, México: *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía*, 16, 51-60.
- Méndez, C.A.O., Armenta, M.F., Silva, G.R., 2011, Potencial geotérmico de la República Mexicana: *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía*, 24, 50-58.
- Mercer, J.W., Pinder, G.F., Donaldson, I.G., 1875, A Galerkin-finite element analysis of the hydrothermal system at Wairakei, New Zealand: *Journal of Geophysical Research*, 80, 2608-2621.
- Miller, J.N., Miller, J.C., 2000, *Statistics and chemometrics for analytical chemistry*: Prentice Hall, Essex England, 271 p.
- Narasimham, T.N., Witherspoon, P.A., 1976, An integrated finite difference method for analyzing fluid flow in porous media: *Water Resources Research*, 12, 57-64.
- Neuman, S.P., Witherspoon, P.A., 1969, Theory of flow in a confined two aquifer system: *Water Resources Research*, 5, 803-814.
- Nielsen R.L., 1990, Simulation of igneous differentiation processes. In: Nicholls J., Russell J.K., Eds., *Modern methods of igneous petrology: understanding magmatic processes: Reviews of Mineralogy*, 24, 63-105.
- Ordaz-Méndez, C.A, Flores-Armenta, M., Ramírez-Silva, G., 2011, Potencial geotérmico de la República Mexicana: *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía*, 24, 50-58.
- O'sullivan, M.J., Pruess, K., Lippman, M.J., 2001, State of the art of geothermal reservoir simulation: *Geothermics*, 30, 395-429.
- Oswald, W., 1925, Ueber die geschwindigkeitsfunktion der viskositat disperser systeme (the velocity of viscosity of disperse systems): *Kolloid z.*, 36, 99-117.
- Patankar, S.V., 1980, *Numerical heat transfer and fluid flow*: Taylor & Francis 198 p.
- Pearson, J.R.A., Tardy, P.M.J., 2002, Models for flow of non-Newtonian and complex fluids through porous media: *Journal of Non-Newtonian Fluid Mechanics*, 102, 447-473.
- Pérez-Reynoso, J., 1979, Geografía y petrografía de la caldera de Los Humeros: *Geomiment*, 91, 97-106.

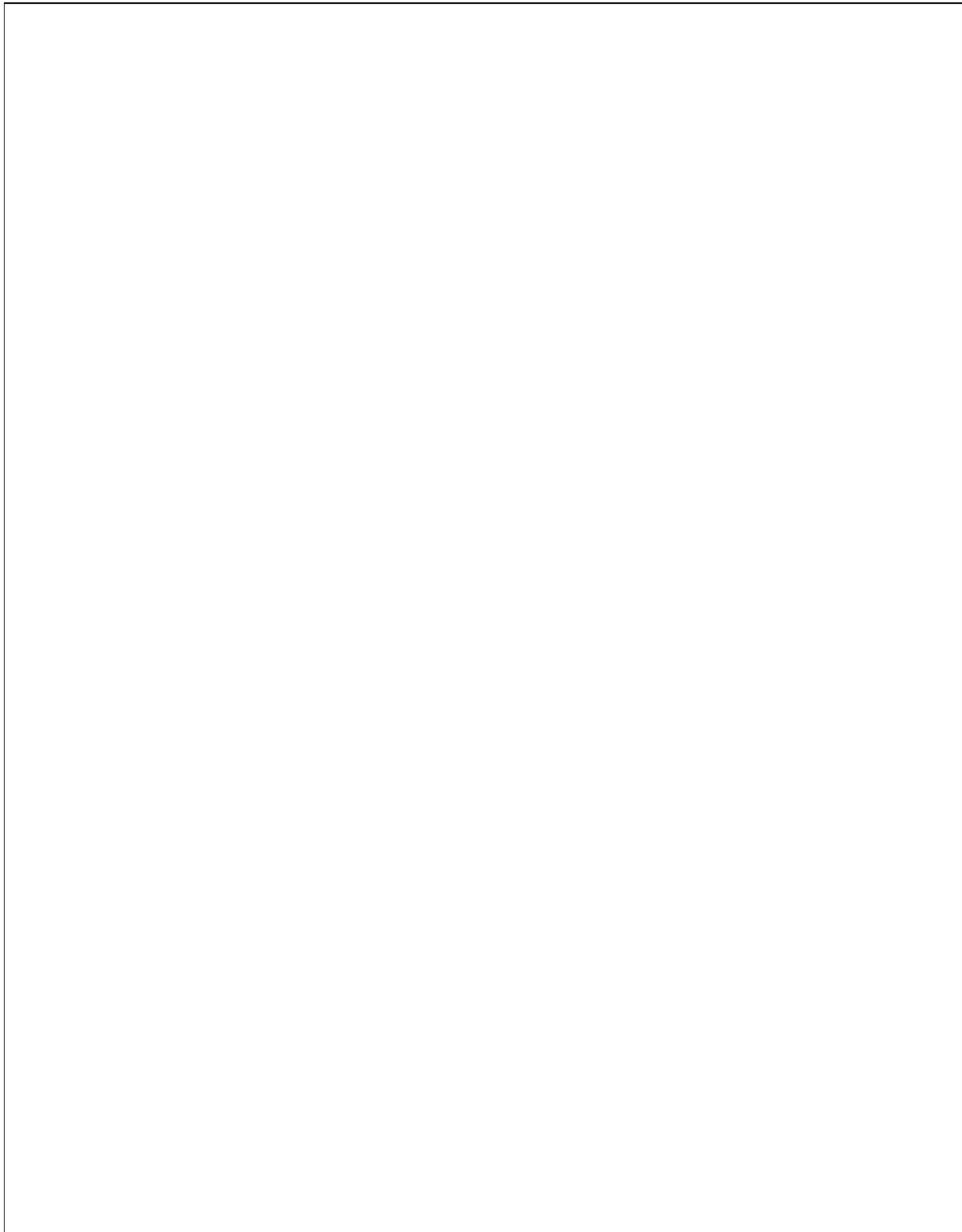
- Pizano-Herrera, A., Machorro-Jiménez, M., 1999, Estudio y caracterización termodinámica del sector centro del campo geotérmico Los Humeros, Pue., México: Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía, 15, 195-211.
- Prol, R.M., González-Morán, T., 1982, Modelo preliminar del régimen térmico conductivo en la caldera de Los Humeros, Puebla: Geofísica Internacional, 21, 295-307.
- Pruess, K., 1983b, Development of the general purpose simulator MULKOM, Annual Report 1982: Earth Sciences Division, Report LBL-15500, Lawrence Berkeley Laboratory, California.
- Pruess, K., 1988, SHAFT, MULKOM, TOUGH,: A set of numerical simulators for multiphase fluid and heat flow: Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía, 4, 185-200.
- Pruess, K., 1990, Modeling of geothermal reservoir: fundamentals processes, computer simulation and field applications: Geothermics, 19, 3-15.
- Pruess, K., 2004, The TOUGH code- a family of simulation tools for multiphase flow and transport processes in permeable media: Vadose Zone Journal, 3, 738-746.
- Pruess, K., Battistelli, 2002, TMVOC, a numerical simulator for three-phase non-isothermal flows of multicomponent hydrocarbon mixtures in saturated-unsaturated heterogeneous media: Report LBL-20700, Lawrence Berkeley Laboratory, Berkeley, California.
- Pruess, K., Narasimham, T.N., 1982, On fluid reserves and the production of superheated steam from fractured, vapor-dominated geothermal reservoir: Journal of Geophysical Research, 87(B11), 9329-9339.
- Pruess, K., Narasimham, T.N., 1985, A practical method for modeling fluid and heat flow in fractured porous media: Society of Petroleum Engineers Journal, 25, 14-26.
- Pruess, K., Schroeder, R.C., Witherspoon, P.A., Zerzan, J.M., 1979 a, SHAFT78, a two-phase multidimensional computer program for geothermal reservoir simulation: Lawrence Berkeley Laboratory, Report LBL-8264, Berkeley, California.
- Pruess, K., Zerzan, J.M., Schroeder, R.C., Witherspoon, P.A., 1979 b, Description of the three-dimensional two-phase simulator SHAFT78 for use in geothermal reservoir studies: Paper SPE-7699, presented at the fifth SPE symposium on Reservoir Simulation, Denver, Colorado.
- Pruess, K., Finsterle, S., Moridis, G., Oldenburg, C., Antunez, E., Wu, Y.S., 1996, Advances in the TOUGH2 family of general purpose reservoir simulators: Lawrence Berkeley California, Report LBL-38573, Berkeley, California.
- Robertson, R. E., Stiff, H. A., 1976, An improved mathematical model for relating shear stress to shear rate in drilling fluids and cement slurries: Society of Petroleum Engineers Journal, 31-36.
- Romero, O.L., 2006, Actualización del modelo geoquímico de Los Humeros, Pue., México: Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía, 19, 23-32.
- Sanders, C.O., 1984, Location and configuration of magma bodies beneath Long Valley, California determined from anomalous earthquake signals: Journal of Geophysical Research, 89, 8287-8302.
- Santoyo, E., 1997, Transient numerical simulation of heat transfer processes during drilling of geothermal wells: Ph.D Thesis, University of Salford, U.K., 351 p.
- Santoyo, E., García, A., Espinosa, G., Santoyo-Gutiérrez, S., González-Partida, E., 2003, Convective heat-transfer coefficients of non-Newtonian geothermal drilling fluids: Journal of Geochemical Exploration, 78-79, 249-255.
- Santoyo, E., Santoyo-Gutiérrez, S., García, A., Espinosa, G., Moya, S. L., 2001, Rheological property measurement of drilling fluids used in geothermal wells: Applied Thermal Engineering, 21, 283-302.
- Shaik, A.R., Rahman, S.S., Tran, N.H., Tran, T., 2011, Numerical simulation of fluid-rock coupling heat transfer in naturally fractured geothermal system: Applied Thermal Engineering, 31, 1600-1606.
- Sisko, A.W., 1958, The flow of lubricating greases: Industries and Engineering Chemical, 50, 1789-1792.
- Smith, L., Chapman, D.S., 1983, On the thermal effects of groundwater flow 1. Regional scale system: Journal of Geophysical Research, 88, 593-608.
- Sorey, M.J., 1978, Numerical modeling of liquid geothermal system: Geohydrology of geothermal system, 1044_D, 25 p.

- Spera, F.J., Bohrsen, W.A., 2001, Energy-constrained open-system magmatic processes I: general model and energy-constrained assimilation and fractional crystallization (EC-AFC) formulation: *Journal of Petrology*, 42, 999-1018.
- Spera, F.J., Bohrsen, W.A., 2002, Energy-constrained open-system magmatic processes 3: energy-constrained recharge, assimilation and fractional crystallization (EC-RAFC): *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 3, 1-20, doi:8010.1029/2002GC000315.
- StatSoft, Inc., 2003, STATISTICA (data analysis software system), version 6. www.statsoft.com.
- Stimac, J.A., Goff, F., Wohletz, K., 2001, Thermal modeling of the clear lake magmatic-hydrothermal system, California, USA: *Geothermics*, 30, 349-390.
- Talman, S.J., Adams, J.J., Chalaturnyk, R.J., 2004, Adapting TOUGH2 for general equations of state with application to geological storage of CO₂: *Computers & Geosciences*, 30, 543-552.
- Tello-Hinojosa, E., 1992, Composición química de la fase líquida a descarga total y a condiciones de reservorio de pozos geotérmicos de Los Humeros, Puebla, México: *Geofísica Internacional*, 31, 383-390.
- Tiampo, K.F., Rundle, J.B., Fernandez, J., Langbein, J.O., 2000, Spherical and ellipsoidal volcanic sources at Long Valley caldera, California, using a genetic algorithm inversion technique: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102, 189-206.
- Valentine, G.A., Zhang, D., Robinson, B.A., 2002, Modeling complex, nonlinear geological processes: *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 30, 35-64.
- Velasco-Tapia, F., Guevara, M., Verma, S.P., 2001, Evaluation of concentration data in geochemical reference materials: *Chemie der Erde*, 61, 69-91.
- Verma, M.P., Verma, S.P., Sanvicente, H., 1990, Temperature field simulation with stratification model of magma chamber under Los Humeros caldera, Puebla, México: *Geothermics*, 19, 187-197.
- Verma, S.P., 1983, Magma genesis and chamber processes at Los Humeros caldera, Mexico – Nd and Sr isotope data: *Nature*, 301, 52-55.
- Verma, S.P., 1984, Alkali and alkaline earth element geochemistry of Los Humeros caldera, Puebla, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 20, 21-40.
- Verma, S.P., 1985, On the magma chamber characteristics as inferred from surface geology and geochemistry: examples from Mexican geothermal areas: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 41, 207-214.
- Verma, S.P., 1997, Sixteen statistical tests for outlier detection and rejection in evaluation of international geochemical reference materials: example of microgabbro PM-S: *Geostandards Newsletter*, 21, 59-75.
- Verma, S.P., 1998, Improved concentration data in two international geochemical reference materials (USGS basalt BIR-1 and GSJ peridotite JP-1) by outlier rejection. *Geofísica Internacional*, 37(3): 215-250.
- Verma, S.P., 2000, Geochemical evidence for a lithospheric source for magmas from Los Humeros caldera, Puebla, Mexico: *Chemical Geology*, 164, 35-60.
- Verma, S.P., 2001, Geochemical evidence for a lithospheric source for magmas from Acoculco caldera, eastern Mexican Volcanic Belt: *International Geology Review*, 43, 31-51.
- Verma, S.P., 2005, Estadística básica para el manejo de datos experimentales: Aplicación en la Geoquímica (Geoquimiometría): México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, 186 p.
- Verma, S.P., 2009, Evaluation of polynomial regression models for the Student t and Fisher F critical values, the best interpolation equations from double and triple natural logarithm transformation of degrees of freedom up to 1000, and their applications to quality control in science and engineering: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26, 79-92.
- Verma, S.P., Andaverde, J., 1996, Temperature distributions from cooling of a magma chamber in Los Azufres geothermal field, Michoacan, Mexico: *Geofísica Internacional*, 35, 105-113.
- Verma, S.P., Andaverde, J., 2007, Coupling of Thermal and Chemical Simulations in a 3-D Integrated Magma Chamber-Reservoir Model: A New Energy Research Frontier, Edited Book *Geothermal Energy Research Frontiers*, 42 p.

- Verma, S.P., Díaz-González, L., 2011, Application of the discordant outlier detection and separation system in the geosciences: *International Geology Review*, DOI: 10.1080/00206814.2011.569402, *en prensa*.
- Verma, S.P., López, M.M., 1982, Geochemistry of Los Humeros caldera, Mexico: *Bulletin Volcanologique*, 45, 63-79.
- Verma, S.P., Quiroz-Ruiz, A., 2006a, Critical values for six Dixon tests for outliers in normal samples up to sizes 100, and applications in science and engineering: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 23, 133-161.
- Verma, S.P., Quiroz-Ruiz, A., 2006b, Critical values for 22 discordancy tests for outliers in normal samples up to sizes 100, and applications in science and engineering: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 23, 302-319.
- Verma, S.P., Quiroz-Ruiz, A., 2008, Critical values for 33 discordancy test variants for outliers in normal samples for very large sizes of 1,000 to 30,000 and evaluation of different regression models for the interpolation and extrapolation of critical values: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 23, 369-381.
- Verma, S.P., Rodríguez-González, U., 1997, Temperatura field distribution from cooling of a magma chamber in La Primavera caldera, Jalisco, Mexico: *Geothermics*, 26, 25-42.
- Verma, S.P., Díaz-González, L., González-Ramírez, R., 2009, Relative efficiency of single-outlier discordancy tests for processing geochemical data of reference materials and application to instrumental calibrations by a weighted least-squares linear regression models: *Geostandards and Geoanalytical Research*, 33, 29-49.
- Verma, S.P., Gómez-Arias, E., Andaverde, J., 2011a, Thermal sensitivity analysis of emplacement of the magma chamber in Los Humeros caldera, Puebla, Mexico: *International Geology Review*, 53, 905-925.
- Verma, S.P., Arredondo-Parra, U.C., Andaverde, J., Gómez-Arias, E., Guerrero-Martínez, F.J., 2011b, Three-dimensional temperature field simulation of cooling of a magma chamber, La Primavera caldera, Jalisco, Mexico: *International Geology Review*, (en prensa).
- Verma S.P., Pandarinath, K., and Santoyo, E., 2008, SolGeo: a new computer program for solute geothermometers and its application to Mexican geothermal fields: *Geothermics*, 37, 597-621.
- Versteeg, H.K., Malalasekera, W., 1995, An introduction to computational fluid dynamics the finite volumen method: Pearson Education Limited, 258 p.
- Viggiano, J.C.G., Camacho, J.R., 1998, Mineralogía hidrotermal en el campo geotérmico de Los Humeros, Pueb. I: sus usos como indicadores de temperatura y del régimen hidrológico: *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía*, 4, 15-28.
- Villa Merlo, S.J., Chacón Franco, M., Medina Orozco, G., 1987, Utilización de la relación atómica Na^+/K^+ para identificar zonas de mayor actividad hidrotermal en el campo geotérmico de la Primavera, Jalisco: *Geotermia Revista Mexicana de Geoenergía*, 3, 241-254.
- Weir, I.S. y Bailey, W.J., 1996, A statistical study of rheological models for drilling fluids: *Society of Petroleum Engineers Journal*, 12, 473-486.
- Wooley, G.R., 1980, Computing downhole temperatures in circulation, injection, and production wells: *Journal Petroleum Technology*, 9, 1509-1522.
- Xu, T., Sonnenthal, E., Spycher, N., Pruess, K., 2006, TOUGHREACT, a simulation program for non-isothermal multiphase reactive geochemical transport in variably saturated geologic media: applications to geothermal injectivity and CO_2 geological sequestration: *Computers & Geosciences*, 32, 145-165.
- Yokoyama, I., Mena, M., 1991, Structure of La Primavera caldera, Jalisco, Mexico, deduced from gravity anomalies and drilling results: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 47, 183-193.
- Zyvoloski, G.A., O'Sullivan, M.J., Krol, D.E., 1979, Finite difference technique for modeling geothermal reservoir: *International Journal Numerical and Analytical Methods in Geomechanics*, 3, 355-366.

APÉNDICE A

Gómez-Arias, E., Andaverde, J., Santoyo, E., Urquiza, G., 2009, Determinación de la viscosidad y su incertidumbre en fluidos de perforación usados en la construcción de pozos geotérmicos: aplicación en el campo de Los Humeros, Puebla, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26 (2), 516-529.



Determinación de la viscosidad y su incertidumbre en fluidos de perforación usados en la construcción de pozos geotérmicos: aplicación en el campo de Los Humeros, Puebla, México

Efraín Gómez-Arias¹, Jorge Andaverde^{2*}, Edgar Santoyo³ y Gustavo Urquiza²

¹ Posgrado en Ingeniería (Energía), Centro de Investigación en Energía, Universidad Nacional Autónoma de México, Priv. Xochicalco s/n, Col. Centro, 62580 Temixco, Morelos, México.

² Centro de Investigación en Ingeniería y Ciencias Aplicadas, Universidad Autónoma del Estado de Morelos, Av. Universidad 1001, Colonia Chamilpa, 62209 Cuernavaca, Morelos, México.

³ Centro de Investigación en Energía, Universidad Nacional Autónoma de México, Priv. Xochicalco s/n, Col. Centro, 62580 Temixco, Morelos, México.

* jaaa@cie.unam.mx

RESUMEN

La perforación de rocas en sistemas geotérmicos para la construcción de pozos es ampliamente reconocida como una tarea complicada y costosa. Los fluidos de perforación de alta viscosidad son requeridos para las operaciones de perforación. Estos fluidos deben ser analizados para la evaluación de sus propiedades reológicas, las cuales son fundamentales para el transporte de recortes de formaciones geológicas a la superficie, entre otras importantes aplicaciones. El objetivo del presente trabajo fue desarrollar una nueva metodología reológica-estadística para calcular la viscosidad dinámica de fluidos de perforación a partir de 813 series de datos reológicos (velocidad de corte y esfuerzo cortante). La metodología involucra la selección y cálculo mediante programas de cómputo de nueve modelos reológicos de regresión (Plástico de Bingham, Power Law, Robertson-Stiff, Casson, Herschel-Bulkley, Sisko, Cuadrático, Robertson-Stiff modificado, y Sisko Modificado) para encontrar el mejor ajuste entre los datos experimentales. Los residuales estandarizados fueron estimados y posteriormente evaluados mediante la aplicación de trece pruebas de discordancia tipo sencillo. El análisis reológico-estadístico del conjunto de datos mostró que las pruebas de discordancia más eficientes fueron la N14 (skewness), N15 (kurtosis) y N1 (Grubbs). Así mismo, se encontró que la ecuación de Herschel-Bulkley proporciona el mejor modelo de regresión, el cual fue utilizado para estimar la viscosidad dinámica de fluidos de perforación a velocidades de corte establecidas en el intervalo de 100 a 1100 s⁻¹. La viscosidad dinámica de fluidos de perforación y sus incertidumbres fueron estimadas a partir de datos reológicos "normalizados". Estas viscosidades junto con algunas propiedades físicas de las rocas fueron finalmente utilizadas para calcular la velocidad crítica requerida en los fluidos de perforación para transportar los recortes de las formaciones de algunos pozos (de diferentes litologías) perforados en el campo geotérmico de Los Humeros. Detalles de todos los resultados de aplicación obtenidos en este trabajo son presentados.

Palabras clave: reología, fluidos no Newtonianos, valores desviados, regresión lineal, regresión polinomial, pruebas de discordancia, muestras univariadas, residuales simples.

ABSTRACT

Drilling the hard-rock found in and around geothermal systems for the completion of wells is widely recognized as a difficult and costly task. Drilling fluids of high viscosity (also called muds) are required for the well drilling operations. These fluids must be analyzed for the evaluation of their rheological properties, which are crucial for transporting geological formation cuttings to the surface, among other important applications. The goal of the present work was to develop a new rheological-statistical methodology to calculate dynamic viscosities of drilling fluids using 813 rheological data sets (i.e., shear stress and shear rate measurements). The methodology involved the selection and computer programming of nine rheological-regression models (Bingham Plastic, Power Law, Robertson-Stiff, Casson, Herschel-Bulkley, Sisko, Quadratic, Modified Robertson-Stiff, and Modified Sisko) for finding out the "best fit" line or curve through the experimental data. "Studentized" residuals were calculated and later used for the data fitting evaluation through the application of thirteen univariate discordant tests of single-outlier types. The rheological-statistical analysis of the data sets showed that the most efficient discordant tests were the N14 (skewness), N15 (kurtosis), and N1 (Grubbs). It was also found that the Herschel-Bulkley equation provided the best regression model which enabled to estimate dynamic viscosities of drilling fluids at shear rates ranging from 100 to 1100 s⁻¹. Drilling fluid viscosities and their uncertainties were estimated using "normalized" rheological data sets. These viscosities together with some physical properties of rocks were finally used for calculating the critical velocities of drilling fluids required to transport the formation cuttings in some wells (of different lithologies) drilled in Los Humeros geothermal field. Details of all the application results obtained in this survey are outlined.

Keywords: rheology, non-Newtonian fluids, discordant outliers, linear regression, polynomial regression, univariate discordant tests, studentized residuals.

INTRODUCCIÓN

Dentro de las fuentes renovables se encuentra la geotermia, energía que es actualmente usada para la generación de electricidad (Hiriart-LeBert y Gutiérrez-Negrín, 1994; Verma, 2002a; Bertani, 2005; Gutiérrez-Negrín y Quijano-León, 2005). Hasta ahora, la utilización de los recursos geotérmicos ha estado limitada a yacimientos en los cuales las condiciones geológicas facilitan el transporte de calor a través de un fluido (fase líquida o vapor), desde zonas profundas de alta temperatura hacia la superficie (Gutiérrez-Negrín y Quijano-León, 2005). México ocupa el cuarto lugar a nivel mundial en la generación de electricidad a partir del recurso geotérmico, con una producción actual de 964.5 MWe (Bertani, 2005, 2007), lo cual representa ~3% de la capacidad total instalada (177,795 GWh al cierre de septiembre del 2008; CFE, 2008a, 2008b).

La explotación de esta energía renovable requiere de la extracción de fluidos geotérmicos mediante pozos perforados, similares a los petroleros. Esta perforación tiene un costo elevado que oscila aproximadamente entre uno y dos millones de dólares, lo cual puede llegar a representar hasta el 40% del costo total del proyecto (Santoyo, 1997; Augustine *et al.*, 2006). Este costo depende de la geología (tipos de rocas y características de permeabilidad o fracturamiento) del subsuelo a perforar, el gradiente geotérmico, así como de las propiedades petrofísicas y termofísicas de las formaciones geológicas encontradas durante la perforación del pozo geotérmico. Durante las operaciones de construcción de los pozos, se requiere el uso de fluidos de perforación (también conocidos como lodos de perforación).

La propiedades reológicas de estos fluidos deben ser evaluados y controlados con la finalidad de que realicen, en forma óptima y económica, algunas tareas principales como: (a) la lubricación de la barrena; (b) el enfriamiento de la tubería de perforación; y (c) el transporte de los recortes de la formación hacia la superficie, en donde la viscosidad del fluido se considera un factor importante para mantener suspendidos los recortes de perforación (Chilangarian y Vorabutr, 1983).

La evaluación de los fluidos de perforación se lleva a cabo mediante estudios de reología, en donde se busca determinar el comportamiento de la viscosidad y su estabilidad con la temperatura. Los fluidos de perforación usados en la geotermia son generalmente mezclas de bentonita y agua (formulaciones base agua) resistentes a la alta temperatura y con una viscosidad estable a ésta (Bourgoyne *et al.*, 1986; Santoyo *et al.*, 2001, 2003).

La determinación de las propiedades físicas y la composición química de los fluidos de perforación han sido objeto de numerosos trabajos, ya que éstas inciden en los procesos térmicos y de transporte de los fluidos (p. ej., Wooley, 1980; Santoyo, 1997; Caldiño-Villagómez *et al.*, 2002; Santoyo *et al.*, 2001, 2003). La viscosidad de un fluido (como propiedad fundamental de transporte) es determinada a partir de mediciones de velocidad de corte y de esfuerzo cortante mediante el uso de modelos reológicos de regresión (no lineales), por ser generalmente estos fluidos de tipo no Newtoniano (Weir y Bailey, 1996; Santoyo, 1997; Kok y Alikaya, 2004). Los fluidos no Newtonianos se clasifican en tres subgrupos: (i) independientes del tiempo; (ii) dependientes del tiempo; y (iii) de características sólido-

das. Los fluidos que se utilizan durante las operaciones de perforación de pozos geotérmicos son generalmente del tipo no Newtoniano e independiente del tiempo, los cuales a su vez pueden tener un comportamiento plástico de Bingham, pseudoplástico, o dilatante (Figura 1).

El comportamiento no Newtoniano de los fluidos de perforación incide en forma significativa en su viscosidad dinámica (μ) (Caldiño-Villagómez *et al.*, 2002), la cual se define simplemente como la resistencia a la deformación de un fluido (Chilingarian y Vorabutr, 1983). Dicho concepto está implícito en la Ley de Newton (Ecuación 1) y para efectos del presente trabajo se consideró la viscosidad dinámica (en $Pa \cdot s$) como la derivada del esfuerzo cortante (τ) con respecto a la velocidad de corte ($\dot{\gamma}$) (Lauzon y Reid, 1979; API, 1980).

$$\mu = \frac{d\tau}{d\dot{\gamma}} \left[\frac{Pa}{1/s} \right] \Rightarrow [Pa \cdot s] \quad (1)$$

La terminología y unidades usadas en este trabajo se muestran en la Tabla 1.

Dentro de este contexto científico, es importante aplicar un análisis estadístico correcto a las mediciones reológicas experimentales usando metodologías para el tratamiento de datos univariados o bivariados y la evaluación de modelos de regresión (Verma, 2005). En el presente trabajo de investigación se aplicaron este tipo de herramientas estadísticas para evaluar una base de datos de series de mediciones reológicas efectuadas en diferentes formulaciones de fluidos de perforación usados en la construcción de pozos geotérmicos, para que a partir de esta evaluación se puedan inferir confiablemente los valores de viscosidad dinámica.

El objetivo del presente trabajo fue evaluar estadísticamente (mediante pruebas de discordancia aplicadas a residuales studentizados) nueve modelos reológicos (los más usados en la construcción de pozos), a partir de una base de datos compilada con mediciones de velocidad de corte ($\dot{\gamma}$) y esfuerzo cortante (τ) realizadas en 813 fluidos de perforación. Los modelos reológicos evaluados fueron: (i) plástico de Bingham, M-BN (Bingham, 1916); (ii) Ley de Potencia, M-PL (Oswald, 1925); (iii) Robertson-Stiff, M-RS (Robertson y Stiff, 1976); (iv) Casson, M-CS (Casson, 1959); (v) Sisko, M-SK (Sisko, 1958); (vi) Herschel-Bulkley, M-HB (Herschel y Bulkley, 1926); (vii) el modelo cuadrático, M-QR (Andaverde *et al.*, 2005); (viii) Robertson y Stiff modificado M-RSM (Robertson y Stiff, 1976) y (ix) Sisko modificado, M-SKM (Sisko, 1958). Una vez evaluados los modelos reológicos, se determinó la viscosidad dinámica de fluidos de perforación. Por último y como un ejemplo práctico, se presenta una aplicación de la viscosidad dinámica en el cálculo de la velocidad crítica de inyección de los fluidos de perforación que garantiza el transporte de recortes de la formación en pozos de diferentes litologías, construidos en el campo geotérmico de Los Humeros, Puebla, México.

METODOLOGÍA

La metodología reológica-estadística desarrollada para lograr el objetivo del presente trabajo consta de siete pasos, los cuales se describen a continuación:

- 1) Creación de una base de datos reológicos de velo-

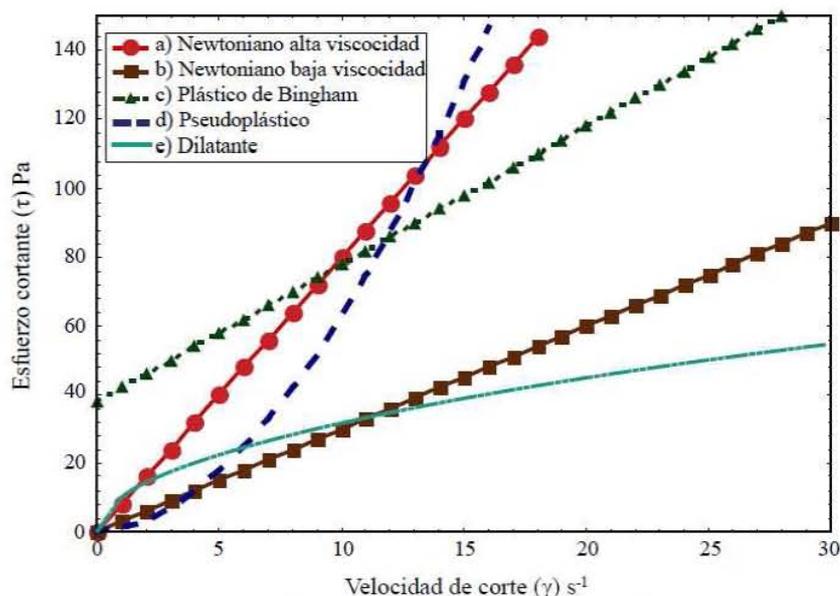


Figura 1. Muestra la clasificación de los fluidos en dos grupos: el primero del tipo Newtoniano (a y b) y el segundo del tipo no Newtoniano (c, d y e), el segundo, a su vez, muestra la clasificación de fluidos independientes del tiempo en: plástico de Bingham (c); pseudoplástico (d); y dilatante (e).

Tabla 1. Nomenclatura. Se presenta una síntesis de los términos y abreviaturas usadas en este trabajo.

Abreviatura	Término	Unidades
τ	Esfuerzo cortante	Pa
γ	Velocidad de corte	(1/s)
a, b, c, d y n	Parámetros a estimar en cada modelo reológico	
μ	Viscosidad dinámica	(Pa·s)
v_{exp}	Velocidad de corte experimental	
v_{cal}	Velocidad de corte calculada	
CA	Calidad de ajuste	
Ca_i	Calidad de ajuste en cada modelo	
M-BN	Modelo de Bingham	
M-PL	Modelo Ley de Potencia	
M-RS	Modelo Robertson-Stiff	
M-CS	Modelo de Casson	
M-SK	Modelo de Sisko	
M-HB	Modelo de Herschel-Bulkley	
M-QR	Modelo cuadrático	
M-RSM	Modelo Robertson-Stiff modificado	
M-SKM	Modelo de Sisko modificado	
N_j	Eficiencia de cada prueba de discordancia	
N_{max}	Prueba de discordancia con mayor eficiencia	
RES	Estimación de residuales	

cidad de corte (γ) y esfuerzo cortante (τ).

2) Aplicación de pruebas estadísticas de linealidad a la base de datos para determinar el comportamiento lineal o no lineal de las mediciones reológicas.

3) Aplicación del programa MOD_REOL.FOR (en

Fortran, no-publicado) y del Software Statistica® para calcular los coeficientes y exponentes de cada uno de los modelos reológicos usados en este trabajo y cuyas ecuaciones empíricas se presentan en la Tabla 2. El criterio de selección de estos modelos fue que las ecuaciones de los modelos reológicos a evaluar, tal y como se presentan o su transformación a modo logarítmico, representan un caso particular de la expresión generalizada mostrada en la ecuación (2):

$$\tau = a + b\gamma + c(d + \gamma)^n \tag{2}$$

4) Selección, aplicando criterios estadísticos, de una muestra de series reológicas (19 series) para la evaluación de los modelos reológicos de regresión.

5) Análisis de ajuste de modelos reológicos mediante criterios estadísticos basados en el cálculo de residuales studentizados.

6) Determinación de la viscosidad dinámica mediante derivación numérica de la ecuación de esfuerzo cortante de cada uno de los modelos reológicos (Figura 2).

7) Aplicación de pruebas de discordancia a los datos estimados de viscosidad para estimación de la viscosidad promedio y su desviación estándar asumiendo que todos los datos de viscosidad muestran distribución normales o Gaussianas.

Las principales pruebas estadísticas aplicadas al presente trabajo fueron:

a) Pruebas de linealidad entre dos variables, mediante dos métodos: (i) regresión por subconjunto (*subset*) que permite calcular las pendientes de cada subconjunto de

Tabla 2. Modelos reológicos y ecuaciones derivadas para el cálculo de la viscosidad y su incertidumbre.

Modelo reológico	Ecuación	Ecuación de μ (dada por la derivada)
Plástico de Bingham (M-BN)	$\tau = a + b\gamma$	$\frac{d\tau}{d\gamma} = b$
Ley de Potencia (M-PL)	$\tau = c\gamma^n$	$\frac{d\tau}{d\gamma} = cn \gamma^{n-1}$
Robertson y Stiff (M-RS)	$\tau = c(d + \gamma)^n$	$\frac{d\tau}{d\gamma} = cn (d + \gamma)^{n-1}$
Casson (M-CS)	$\sqrt{\tau} = \sqrt{a} + \sqrt{b\gamma}$	$\frac{d\tau}{d\gamma} = \sqrt{\frac{ab}{\gamma}} + b$
Sisko (M-SK)	$\tau = b\gamma + c\gamma^n$	$\frac{d\tau}{d\gamma} = b + cn \gamma^{n-1}$
Herschel y Bulkley (M-HB)	$\tau = a + c\gamma^n$	$\frac{d\tau}{d\gamma} = cn \gamma^{n-1}$
Cuadrática (M-QR)	$\tau = a + b\tau + c\gamma^2$	$\frac{d\tau}{d\gamma} = b + 2c\gamma$
Robertson y Stiff Modificado (M-RSM)	$\tau = a + c(d + \gamma)^n$	$\frac{d\tau}{d\gamma} = cn (d + \gamma)^{n-1}$
Sisko modificado (M-SKM)	$\tau = a + b\gamma + c\gamma^n$	$\frac{d\tau}{d\gamma} = b + cd \gamma^{n-1}$

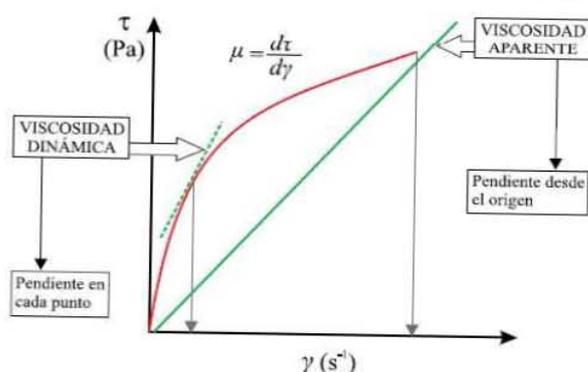


Figura 2. Comportamiento esquemático: la línea recta muestra la relación proporcional entre la velocidad de corte y el esfuerzo cortante dando como resultado la viscosidad aparente (línea recta continua), mientras que la viscosidad dinámica es evaluada en cualquier punto (pendiente: línea recta discontinua) de la curva que caracteriza al fluido no Newtoniano.

datos ordenados x y y , y su comparación mediante pruebas F y t (Andaverde *et al.*, 2005; Verma, 1998, 2005, 2009); y (ii) suma de residuales cuadrados (por sus siglas en inglés Residual Sum of Squares "RSS") o ajustes, en donde a partir del arreglo ordenado de datos de la serie x y y , se busca determinar la ecuación (lineal, cuadrática, cúbica o de orden n) que permita ajustar confiablemente la serie de datos (Andaverde *et al.*, 2005; Verma y Quiroz-Ruiz, 2008; Verma, 2009). Estas pruebas ayudan concurrentemente a determinar si el comportamiento de una serie de datos reológicos es lineal (Newtoniano) o no lineal (no Newtoniano).

b) Pruebas de discordancia en muestras univariadas que permiten evaluar si los datos extremos $x_{(1)}$ o $x_{(n)}$ o $x_{(2)}$ o $x_{(n-1)}$ (o una combinación de estos valores) son valores desviados. Un valor desviado (también llamado "discordant outlier") se define como una observación en un conjunto de observaciones que parece inconsistente con el resto de los datos en el mencionado conjunto (Verma, 1997, 2005; Velasco-Tapia *et al.*, 2001; Guevara *et al.*, 2001). Aunque actualmente se dispone del programa DODESYS (Verma y Díaz-González, en preparación) para aplicar 33 pruebas estadísticas, en este trabajo se incluyeron en el programa MOD_REOL.FOR sólo las pruebas estadísticas con $k=1$ con el fin de aplicarlas; éstas se clasifican en cuatro tipos principales (ver Tabla A1, en el suplemento electrónico de este trabajo): (1) El estadístico de la desviación o la dispersión (N1 para $x_{(n)}$; N1 para $x_{(1)}$; N2 para $x_{(n)}$ o $x_{(1)}$); (2) El estadístico de la suma de cuadrados (N4K=1 para $x_{(n)}$ y N4K=1 para $x_{(1)}$); (3) El estadístico de exceso o de dispersión (N7 para $x_{(n)}$; N8 para $x_{(n)}$ o $x_{(1)}$; N9 para $x_{(n)}$; N9 para $x_{(1)}$; N10 para $x_{(n)}$; N10 para $x_{(1)}$); y (4) El estadístico de momento de alto orden (N14 y N15 para $x_{(n)}$ o $x_{(1)}$). Se optó por solamente estas pruebas por ser de la naturaleza de pruebas de tipo un valor desviado a la vez.

Estas pruebas de discordancia forman parte del método de pruebas múltiples inicialmente propuesto por Verma (1997) y usadas recientemente por muchos investigadores

para el manejo de datos experimentales, entre los trabajos se encuentran: Rodríguez-Ríos *et al.* (2007); Castellon-Uribe *et al.* (2008); Díaz-González *et al.* (2008); Jafarzadeh y Hosseini-Barzi (2008); Nagarajan *et al.* (2008); Obeidat *et al.* (2008); Palabiyik y Serpen (2008); Vargas-Rodríguez *et al.* (2008); Vattuone *et al.* (2008); González-Ramírez *et al.* (2009); Marroquín-Guerra *et al.* (2009); Pandarinath (2009); Torres-Alvarado *et al.* (2009); y Verma *et al.* (2009a, 2009b). Con la experiencia y eficiencia reportada sobre estas pruebas (González-Ramírez *et al.*, 2009), se asume que la aplicación de esta metodología puede ser extendida confiablemente al manejo de los datos de viscosidad.

RESULTADOS

Base de datos y pruebas estadísticas

La base de datos experimental se generó a partir de la revisión de artículos publicados en revistas (Robertson y Stiff, 1976; Remont *et al.*, 1977; Lauzon y Reid, 1979; Wang y Tang, 1982; Speers, 1984; Wanneng *et al.*, 1986; Ranjit *et al.*, 1987; Alderman *et al.*, 1988; Okafor y Evers, 1992; Hughes *et al.*, 1993; Sâ *et al.*, 1994; Clark, 1995; Maglione y Robotti, 1996; Al-Zahrani, 1997; Weir y Bailey, 1996; Davidson y Stewart, 1997; Hemphill, 1998; Kumar *et al.*, 2000; Power y Zamora, 2003; Kok y Alikaya, 2004; Kislenco *et al.*, 2005; Mamdouh y Nabil, 2005; Kelessidis *et al.*, 2006). Esta base de datos contiene información de 813 series, de las cuales se registraron las variables reológicas de velocidad de corte ($\dot{\gamma}$) y esfuerzo cortante (τ).

Posteriormente a un análisis estadístico de la base de datos experimental, se determinó que los datos registrados de cada serie varían de 4 a 20 mediciones, encontrándose que 772 series, lo que equivale a aproximadamente el 95%, reportaron solamente seis mediciones por serie reológica. Estas mediciones se efectúan a velocidades de corte de 10.2, 170, 340, 510 y 1021 s^{-1} . Las velocidades de rotación de la sarta de perforación usada en pozos (geotérmicos o petroleros) dependen del tipo de formación a perforar y comúnmente oscilan entre los 170 y 510 s^{-1} . De lo anterior, se puede concluir que el intervalo de las mediciones de laboratorio incluye a las velocidades de rotación usadas en las operaciones de perforación.

Se aplicaron las pruebas de linealidad (regresión por subconjunto y RSS) a las 813 series, resultando que 520 series son de tipo no Newtoniano (64.0% de la base de datos); 13 de tipo caótico (1.6%) y 280 series presentan un comportamiento lineal (34.4%). Las de tipo caótico son aquellas que no presentan una tendencia evidente (y que podría deberse a errores experimentales de los instrumentos), razón por la cual el ajuste con los modelos reológicos (sujetos a evaluación) no puede ser aplicado.

La evaluación y análisis de la base de datos experimental (520 series) de mediciones reológicas de fluidos de perforación se llevó a cabo de la siguiente forma:

(a) los modelos Plástico de Bingham, Ley de Potencia, Robertson-Stiff y Casson fueron programados en Fortran y sus parámetros calculados mediante regresión lineal usando el método de mínimos cuadrados para seleccionar los coeficientes de la regresión (Miller y Miller, 2000; Verma, 2005); (b) los modelos no lineales de Herschel-Bulkley, Sisko, Sisko Modificado y Robertson-Stiff Modificado, fueron resueltos iterativamente mediante el uso del programa MOD_REOL (codificado en lenguaje Fortran) para estimar sus coeficientes, ajustar los datos experimentales y minimizar las diferencias absolutas de los residuales a través de simulaciones numérica; y (c) el modelo Cuadrático fue resuelto con el software comercial STATISTICA para la determinación de sus coeficientes mediante el algoritmo clásico de optimización (StatSoft, 2003).

En la estimación de los valores de viscosidad se consideró la base de datos de 19 series de mediciones reológicas. Los criterios usados para considerar que esta base de datos es una muestra representativa fueron: (a) se tienen las propiedades físicas y químicas de los 19 fluidos de perforación (densidad, tipo de bentonita, tipo de polímero, pH, concentración de NaOH y filtración); y (b) se realizaron pruebas estadísticas *F* de Fisher y *t* de Student (Verma, 1998, 2005, 2009) para demostrar que la muestra combinada ($n=114$) de los 19 fluidos no tiene diferencias significativas a un nivel de confianza del 99% (0.01) con la muestra combinada ($n = 3047$) de los 501 fluidos restantes.

Aplicación de pruebas de discordancia

Para efectuar la comparación de bondad de ajuste entre los datos experimentales y calculados de esfuerzo cortante, se transformaron los datos bivariados (esfuerzo cortante experimental y calculado según regresiones) a univariados usando la Ecuación 3. La justificación de tal transformación es que solamente existen valores críticos reportados por Barnett y Lewis (1994) para muestras bivariadas de tamaño ($n = 100$), condición que evidentemente invalida su aplicación en la base de datos reológicos. Por otra parte, no se conoce la exactitud ni la precisión de estos valores críticos (Barnett y Lewis, 1994; Díaz-González *et al.*, 2008; Verma, y Quiroz-Ruiz, 2006a, 2006b, 2008).

Debido a esta problemática, Verma y Quiroz-Ruiz (2006a, 2006b) sugirieron que las pruebas de discordancia para datos univariados (Barnett y Lewis, 1994; Verma, 1997, 1998, 2005) se pueden aplicar a los residuales de datos bivariados. Esto se debió a la sugerencia original de Shoemaker *et al.* (1996) quienes propusieron que la prueba de Dixon (N7) podría utilizarse en estas situaciones. Verma (2005) y Verma y Quiroz-Ruiz (2006a, 2006b), por su parte, argumentaron que, en realidad, todas las pruebas de discordancia podrían aplicarse para datos univariados en vez de sólo una prueba.

Aprovechando esta sugerencia, recientemente Díaz-González (2008) y Díaz-González y Santoyo (2008) rea-

lizaron la aplicación de las pruebas de discordancia para muestras univariadas de geotermómetros de Na/K para la evaluación del mejor ajuste entre sus variables (log Na/K y temperatura). Esta metodología se aplicó exitosamente dado que actualmente se disponen de valores críticos para las pruebas de discordancia para $n = 1000$, inclusive hasta 30,000 (Verma y Quiroz-Ruiz, 2006a, 2006b, 2008; Verma *et al.*, 2008).

La base de datos (19 fluidos) fue evaluada en cada modelo reológico y cuenta con un total de 114 mediciones reológicas, por lo que se crearon nueve archivos, uno por cada modelo reológico. Al analizar cada uno de los archivos, se observó que los datos de éstos no mostraban una distribución Gaussiana, por lo que fue necesario transformar los RES (Ecuación 3) mediante la transformación natural logarítmica, doble natural logarítmica sugeridas por Verma (2009) y finalmente la aplicación de las pruebas de discordancia para detectar los posibles datos desviados.

$$RES = \frac{(y_{\text{exp}} - y_{\text{cal}})}{y_{\text{exp}}} \quad (3)$$

Eficiencia de pruebas de discordancia

Información sobre la eficiencia de las pruebas de discordancia ha sido presentada, con anterioridad, en forma implícita por Verma (1997, 1998), Verma *et al.* (1998), Guevara *et al.* (2001), Velasco-Tapia *et al.* (2001) y en forma explícita por Velasco y Verma (1998), Velasco *et al.* (2000), González-Ramírez *et al.* (2009) y Verma *et al.* (2009a). En resumen, estos autores han reportado que las pruebas de Grubbs (p. ej., N1) y las de sesgo (N14) y curtosis (N15) presentan mayor eficiencia que las pruebas de Dixon (p. ej., N7). Cabe aclarar que los datos evaluados por estos autores provienen de materiales de referencia geoquímica, mientras que, en el presente trabajo, se trata de datos experimentales de viscosidad.

En este contexto, se realizó un análisis para determinar la eficiencia de las pruebas de discordancia en la detección de datos desviados en cada archivo de RES. La eficiencia de cada prueba (Outliers N_i) fue calculada con relación a la prueba que detectó un mayor número de datos desviados (Outliers con N_{max} , Ecuación 4) en cada modelo.

$$(4) \quad \text{Eficiencia} = \frac{\text{Outliers } N_i}{\text{Outliers } N_{\text{max}}}$$

Con los resultados de las pruebas de discordancia y con el fin de asignar una característica cualitativa, se consideraron los siguientes intervalos de eficiencia en forma arbitraria: baja (0.0–0.33); mediana (0.34–0.67); y alta (0.68–1.0). La eficiencia de las pruebas aplicadas se muestran en la Tabla A2 (suplemento electrónico). Se observa que, en general, las pruebas N1B, N4BK=1, N7, N9A, N9B, N10A y N10B presentan una baja eficiencia; las pruebas N1A, N4AK=1 y N2 muestran una eficiencia

mediana, y, las pruebas N14 y N15 tienen alta eficiencia. Estos resultados concuerdan con los obtenidos recientemente por González-Ramírez *et al.* (2009) y Verma *et al.* (2009a), quienes evaluaron las pruebas de discordancia para $k = 1$, en una base de datos de materiales de referencia geoquímica, encontrando que las pruebas más eficientes corresponden a la N15 y N14.

La eficiencia de cada una de las trece pruebas de discordancia en cada uno de los nueve modelos individualmente y de forma global es presentada mediante histogramas en la Figura A1 (suplemento electrónico).

Datos de viscosidad y calidad de ajustes

La calidad del ajuste (CA) de los datos experimentales (velocidad de corte y esfuerzo cortante) en cada uno de los modelos reológicos bajo estudio puede ser determinado aplicando la Ecuación 5. Para aplicar esta ecuación, se determinó primero la prueba estadística que mayor cantidad de datos discordantes detectó en cada modelo reológico, y de ésta se registró el número de datos detectados ($NMAX_i$), siendo $i = 1$ a 9, según el modelo reológico de que se trate. De todas las $NMAX_i$ analizadas se determina el valor máximo al cual se le denomina NSUP

$$CA(i) = 1 - \frac{NMAX_i}{NSUP} \quad (5)$$

Según los valores de $CA(i)$ de cada modelo, éstos se pueden clasificar en tres categorías, nuevamente asignadas en forma arbitraria: baja (0.00–0.33); mediana (0.34–0.66); y alta (0.67–1.0). El único modelo de baja CA es M-SK (0.0); los modelos de mediana CA son M-BN (0.40) y M-RSM (0.48); y de alta CA son M-QR (0.68), M-SKM (0.72), M-PL (0.88), M-RS (0.88), M-CS (0.92) y el M-HB (0.96).

De lo anterior, se deduce que el método de Herschel-Bulkley es el modelo reológico que mejor ajusta los datos experimentales. Por otra parte, en la Figura 3 se presenta el diagrama *box-plot* para los residuales de los nueve modelos bajo estudio, encontrándose nuevamente que el modelo Herschel-Bulkley es el que tiene menor desviación estándar y su media está muy cercana a cero. Este comportamiento lo muestra tanto para el caso de los datos originales de RES, como para los obtenidos después de aplicar las pruebas de discordancia.

Como puede observarse, el método que mejor ajusta los datos reológicos es aquel que presenta la media más cercana a cero y además tiene la menor desviación estándar. En la Figura 3a, se presenta el diagrama *box-plot* de los residuales antes de aplicar las pruebas de discordancia (RES) y según el criterio antes mencionado, el método M-HB es el que mejor logra el ajuste deseado. En la Figura 3b, se presenta el diagrama *box-plot* de los RES después de aplicar las pruebas de discordancia. Se observa que, en algunos de los métodos, la desviación estándar disminuyó

considerablemente (p. ej., método de Bingham, método de Sisko y método de Sisko modificado); sin embargo, el método de Herschel-Bulkley continua presentando la menor desviación estándar, y por ende es el que mejor ajusta los datos reológicos experimentales.

El cálculo de las viscosidades (μ) de fluido de perforación se realiza en cinco etapas: (i) Calcular, a partir de las variables ($\gamma - \tau$), las ecuaciones de regresión según cada modelo reológico; (ii) derivar las ecuaciones de regresión para obtener la correspondiente ecuación de viscosidad; (iii) las ecuaciones de viscosidad se programan en lenguaje Fortran para facilitar el cálculo de viscosidad; (iv) se determinan las viscosidades a diferentes valores de velocidad de corte; y (v) se efectúan las pruebas de discordancia en los valores de μ obtenidos.

Las viscosidades de los lodos fueron calculadas con los nueve modelos reológicos en los 19 lodos seleccionados, para 11 valores de velocidad corte que van de los $100s^{-1}$ a los $1100s^{-1}$ (ver Tabla A3 en el suplemento electrónico). De

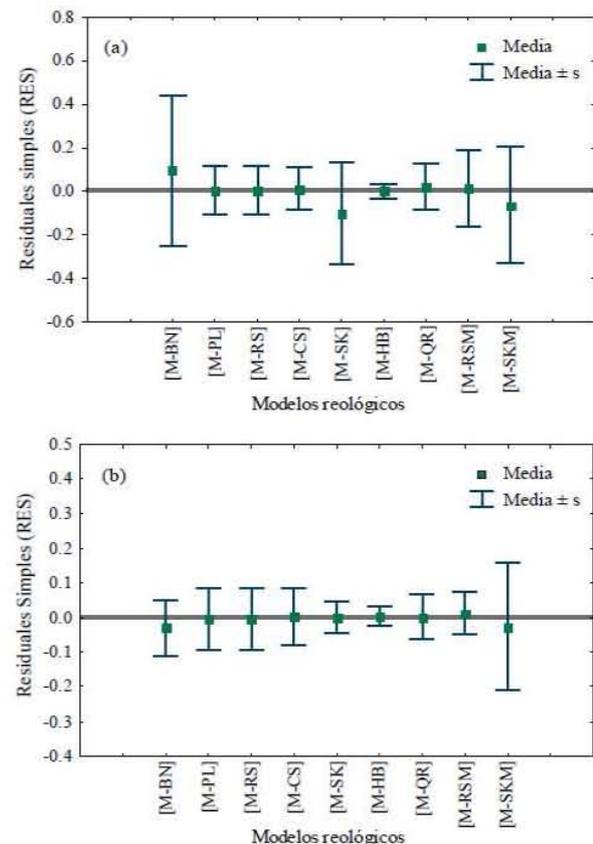


Figura 3. Los diagramas muestran para el caso (a) los residuales calculados por cada modelo reológico al evaluar la base de datos antes de ser sometida a las pruebas de discordancia (datos discordantes) y para el caso (b) se muestran los residuales de cada modelo después de haber sido tratada con las pruebas de discordancia (datos concordantes). En cada diagrama, las barras muestran la media y la media $\pm s$ (desviación estándar).

la combinación anterior, resulta una base de datos general de 1881 valores. A estos datos se les aplicaron las pruebas de discordancia antes descritas. Estas pruebas se aplicaron en cuatro casos o muestras: (a) para un fluido seleccionado de manera aleatoria a 11 velocidades de corte ($n = 99$; velocidades de 100–1100 s^{-1}), (b) a los 19 fluidos a una misma velocidad de corte de 500 s^{-1} , ($n = 171$, velocidad más común en las operaciones de perforación); (c) a los 19 fluidos a cinco diferentes velocidades de corte ($n = 855$; velocidad de corte de 200, 400, 600, 800 y 1000 s^{-1}), y (d) para tres fluidos aleatorios a una velocidad de corte de 500 s^{-1} ($n = 9$ para cada fluido).

En la Tabla 3, se presentan los resultados de la aplicación de las pruebas. En el caso (a) fueron detectados cuatro datos desviados, al igual que para el caso (b). En el caso (c) se detectaron 77 datos desviados, lo que podría ser un prueba de que la muestra (19 lodos) no es homogénea. En el caso (d) solamente se detectó un dato desviado. Cabe aclarar que un dato se consideró como desviado si una o más pruebas lo detectaban a un nivel de confianza de 99% (Verma, 1997, 1998, 2005; Verma *et al.*, 2008). En esta tabla también se presentan los valores de viscosidad promedio, así como su desviación estándar para los seis casos antes comentados. Además se presentan los valores de la desviación estándar relativa (DER) para los datos originales y para los que resultaron después de aplicar las pruebas de discordancia. Los valores de DER son en todos los casos menores después de la aplicación de dichas pruebas, siendo más evidente en el caso (d) para el fluido 901.

Se aplicaron las pruebas de discordancia a los datos del caso (c) antes descrito en donde $n = 855$. Se detectaron en total 77 datos desviados, lo que equivale al 9 % de los datos originales. Las pruebas más eficientes fueron las N14 y N15, aunque las pruebas N1A, N4A y N2 también detectaron datos desviados (Figura A2; suplemento electrónico).

En la Figura 4, se muestra una gráfica de viscosidad para tres fluidos (632, 694 y 901) a 11 velocidades de corte. Para cada punto de velocidad se graficó la media y la desviación estándar de la viscosidad. Se observa que para viscosidades entre 300 y 500 s^{-1} , la desviación estándar es mínima, mientras que para valores extremos (100 ó 1100

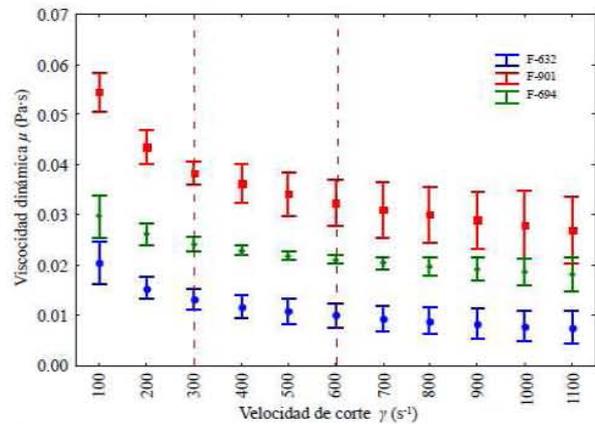


Figura 4. Variación de la viscosidad dinámica versus la velocidad de corte para tres fluidos de perforación. Se incluye los límites de confianza de las estimaciones de viscosidad al 99% a diferentes velocidades de corte (100 – 1100 s^{-1}), para los cuales los valores de t-Student fueron tomados de Verma (2009).

s^{-1}) la desviación es máxima. Lo anterior puede ser explicado a partir del hecho de que con los modelos de regresión evaluados en este trabajo se obtienen mejores ajustes en la parte intermedia de las curvas que en las partes extremas. Como último resultado, se puede mencionar que los valores de viscosidad obtenidos mediante la aplicación de la metodología descrita en este trabajo, son similares a los reportados por Chilingarian y Vorabutr (1983), Santoyo (1997), Santoyo *et al.* (2001, 2003), Kelessidis *et al.* (2006), y Kok y Alikaya (2004).

APLICACIÓN

Campo geotérmico de Los Humeros

El campo geotérmico de Los Humeros (CLH) está situado en el estado de Puebla cerca de los límites con Veracruz, en la parte este del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM, *Mexican Volcanic Belt*, Pal *et al.*, 1978; Verma,

Tabla 3. Resultados de estimaciones promedio de viscosidad (μ) y su desviación estándar (s) usando pruebas de discordancia y detección de datos desviados. Las estimaciones de μ se realizaron con respecto a los datos finales normalizados, es decir, sin la presencia de datos desviados. DER: Desviación estándar relativa.

Nº de fluidos	Velocidad de corte γ (s^{-1})	Datos iniciales	% DER	Datos finales	% DER	$\bar{\mu} \pm s_{\mu}$ (Pa·s)
1 (F-685)	100 – 1100	99	45.454	95	40.909	0.022 ± 0.009
1 (F-901)	500	9	140.000	8	3.196	0.0219 ± 0.0007
1 (F-694)	500	9	11.436	9	11.436	0.0341 ± 0.0039
1 (F-632)	500	9	20.370	9	20.370	0.0108 ± 0.0022
19	500	171	76.923	167	45.833	0.024 ± 0.011
19	200, 400, 600, 800 y 1000	855	80.769	778	50.000	0.022 ± 0.011

1985a; Aguilar-y-Vargas y Verma, 1987) y genera electricidad a partir de fluidos contenidos en rocas volcánicas. Es el tercer campo geotérmico en importancia en la República Mexicana, después de Cerro Prieto en Baja California y Los Azufres en Michoacán. El campo está en un valle que pertenece a la cuenca de Libres-Oriental, encontrándose a una elevación promedio de 2806 metros sobre el nivel del mar y localizado entre las siguientes coordenadas geográficas: 19°35' y 19°45' de latitud Norte, 97° 23' y 97° 35' de longitud Oeste (Figura 5). Es pertinente señalar que un origen extensional ha sido propuesto para los magmas en la parte este del CVM (Verma, 2002b, 2004), donde se localiza este campo geotérmico. Además existe una serie de calderas que han sido identificadas y en las cuales se pueden realizar estudios de exploración con fines geotérmicos. Algunas de estas calderas se señalan en la Figura 5 (Verma, 2001).

Geología de Los Humeros

La geología y la geoquímica del campo de Los Humeros ha sido descrita por varios autores, entre los que se encuentran los siguientes: Verma y López (1982); Ferriz y Mahood (1984, 1987); Verma (1984, 1985b, 2000); Ferriz (1985); Verma *et al.* (1990); Andaverde *et al.* (1993); Martínez-Serrano y Dubois (1998); González-Partida *et al.* (2001); y Campos-Enríquez *et al.* (2005). El basamento está constituido por un complejo paleozoico metamórfico e intrusivo, una secuencia sedimentaria mesozoica plegada,

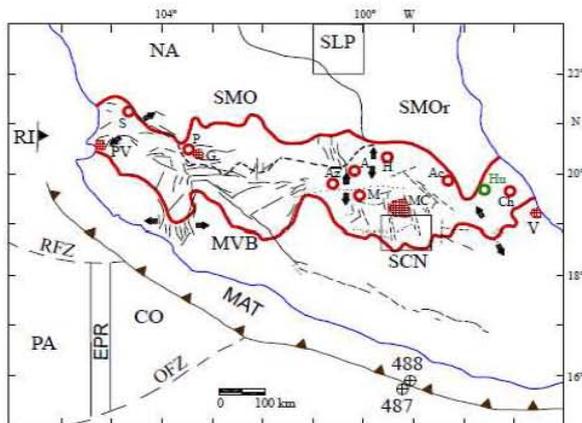


Figura 5. Localización y escenario tectónico del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM; modificado de Verma, 2001). Abreviatura: MAT: Trinchera de la Cordillera de América; EPR: Dorsal del Pacífico Este; OFZ: Zona de Fractura Orozco; RFZ: Zona de Fractura Rivera; CO: Placa de Cocos; RI: Placa Rivera; PA: Placa Pacífico; NA: Placa de América del Norte; SMO: Provincia Sierra Madre Occidental; SMOr: Provincia Sierra Madre Oriental; SCN: Campo monogenético de la Sierra de Chichinautzin; SLP: Área de San Luis Potosí. Calderas del CVM: S: Santa María del Oro; P: La Primavera; Az: Los Azufres; A: Amealco; M: Mazahua; H: Huichapan; Ac: Acapulco; Hu: Los Humeros; Ch: Chiconquiaco. Ciudades: MC: Ciudad de México; V: Veracruz; PV: Puerto Vallarta; G: Guadalajara.

intrusiones sieníticas y granodioríticas del Terciario inferior y andesitas pliocénicas.

La primera actividad volcánica en el área está representada por la erupción de lavas andesíticas y ferrobásalticas de la formación Teziutlán (3.6 a 1.6 Ma). El colapso de la Caldera de Los Humeros fue provocado por la erupción de la Ignimbrita Xáltipan (0.46 Ma) que representa aproximadamente 115 km³ de magma y es predominantemente de composición riolítica. Posterior 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, dentro de la Caldera de Los Humeros. Las emisiones de andesitas, andesitas basálticas, así como lavas, pómez y cenizas de composición andesítica a riolítica (0.08–0.04 Ma) dieron origen a otra estructura circular (Calderita El Xalapazco) dentro de las anteriores. La última actividad volcánica está representada por la eyección de aproximadamente 0.25 km³ de basaltos de olivino, durante los últimos 0.02 Ma. En la sección geológica que se presenta en la Figura 6, se pueden observar las diferentes unidades geológicas que han sido encontradas durante la perforación de pozos en el CLH (Verma *et al.*, 1990).

En el CLH se han perforado 40 pozos (Figura 7; López-Romero, 2006), de ellos 19 son productores (H-1, 3, 6, 7, 8, 9, 11, 12, 15, 16, 17, 19, 20, 30, 31, 32, 35, 36 y 37), cuatro se utilizan o han utilizado para reinyección (H-13, 29, 38 y 40) y los restantes 17 son pozos exploratorios o de monitoreo (H-2, 4, 5, 10, 14, 18, 21, 22, 23, 24, 25, 26, 27, 28, 33, 34 y 39). La profundidad de los pozos oscila entre 1450 a 3250 m (Cedillo, 1999, 2000; Pizano y Jiménez, 1999) y nos da un total de longitud perforada de aproximadamente 86 km (Figura 7).

Una de las funciones importantes de los fluidos de perforación es el transporte a la superficie de los recortes generados en el fondo de un pozo en construcción. Para lograr extraerlos se requiere que la velocidad del fluido que circula en el anillo sobrepase un valor crítico, el cual según Chilingarian y Vorabutr (1983) puede ser determinado mediante la Ecuación 6:

$$V = \frac{2g(\rho_s - \rho_f)\theta^2}{9\mu} \quad (6)$$

donde: V es la velocidad del fluido de perforación (m/s); ρ_s es la densidad de la roca (kg/m³); ρ_f es la densidad del fluido (kg/m³); θ es diámetro de la partícula (m), y μ es viscosidad del fluido de perforación (Pa·s).

En la Tabla 4, se presentan los valores utilizados para calcular las velocidades críticas (mínimas) en pozos perforados en el campo geotérmico de Los Humeros. Las densidades de las rocas se han tomado de Castillo-Román *et al.* (1991), los valores típicos de densidad del fluido de Santoyo (1997) y el diámetro de las partículas de Bourgoyne *et al.* (1986). Los valores de viscosidad son los calculados en el presente trabajo y se seleccionaron de modo que incluyeran todo el intervalo mostrado en la Tabla 3.

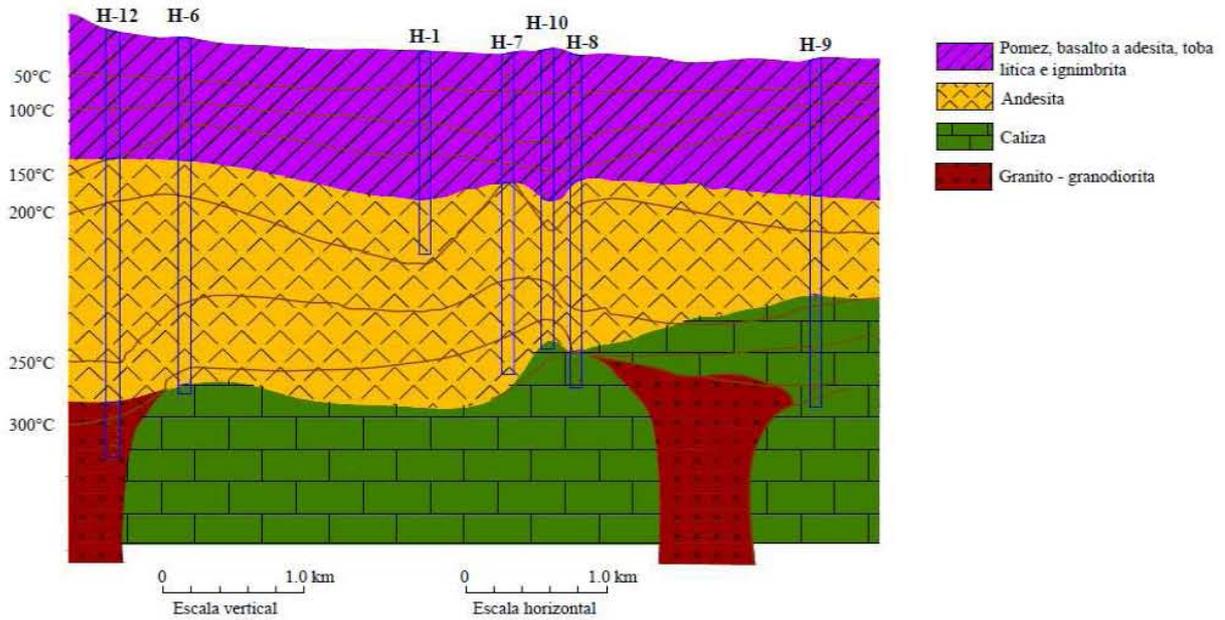


Figura 6. Sección geológica del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla (modificada de Verma *et al.*, 1990).

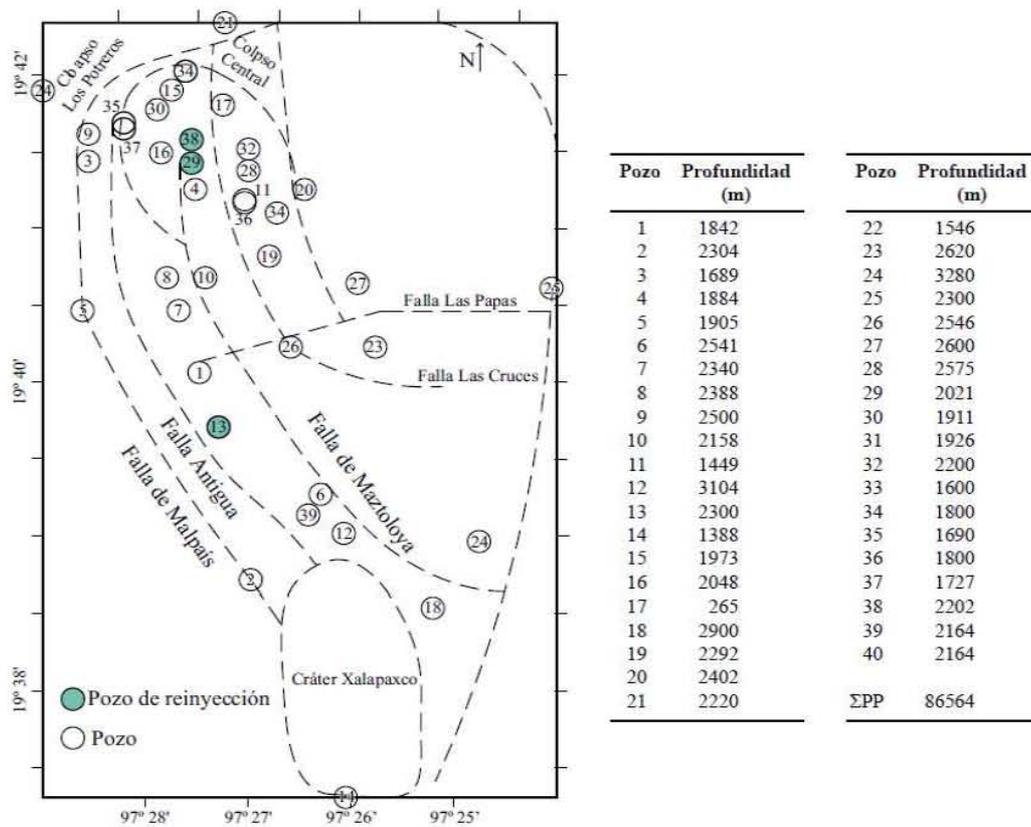


Figura 7. Localización de pozos en el campo geotérmico de Los Humeros, Puebla, México. En la tabla se muestra la profundidad de cada uno de los pozos. ΣPP: Suma de las profundidades de los pozos.

En la Figura 8 se han graficado los valores de velocidad crítica del fluido de perforación contra los valores de viscosidad para los cinco tipos de rocas representativas de la geología del CLH. Se observa que la relación entre las variables graficadas es no lineal e inversa, resaltando que, a mayor viscosidad, la densidad de las rocas no es tan significativa para determinar la velocidad del fluido de perforación. De lo anterior se destaca que la variable viscosidad es uno de los parámetros que influye de modo determinante en las tareas de extracción de recortes.

Tabla 4. Datos utilizados para el cálculo de velocidad mínima del fluido de perforación para arrastre de partículas (recortes de perforación) de diferentes densidades y litología.

μ_{fluido} (Pa·s)	v_{fluido} (m/s)	Variables constantes asumidas
<i>Toba</i>		
0.010	2.27	$\rho_{\text{roca}} = 2220 \text{ kg/m}^3$ $\rho_{\text{fluido}} = 1200 \text{ kg/m}^3$ $\theta_{\text{roca}} = 0.01 \text{ m}$
0.015	1.51	
0.020	1.31	
0.025	0.91	
0.030	0.76	
0.035	0.65	
0.040	0.57	
<i>Andesita</i>		
0.010	2.67	$\rho_{\text{roca}} = 2400 \text{ kg/m}^3$ $\rho_{\text{fluido}} = 1200 \text{ kg/m}^3$ $\theta_{\text{roca}} = 0.01 \text{ m}$
0.015	1.78	
0.020	1.34	
0.025	1.07	
0.030	0.89	
0.035	0.76	
0.040	0.67	
<i>Caliza</i>		
0.010	3.11	$\rho_{\text{roca}} = 2600 \text{ kg/m}^3$ $\rho_{\text{fluido}} = 1200 \text{ kg/m}^3$ $\theta_{\text{roca}} = 0.01 \text{ m}$
0.015	2.07	
0.020	1.56	
0.025	1.24	
0.030	1.04	
0.035	0.89	
0.040	0.78	
<i>Granito</i>		
0.010	3.24	$\rho_{\text{roca}} = 2660 \text{ kg/m}^3$ $\rho_{\text{fluido}} = 1200 \text{ kg/m}^3$ $\theta_{\text{roca}} = 0.01 \text{ m}$
0.015	2.16	
0.020	1.62	
0.025	1.29	
0.030	1.08	
0.035	0.93	
0.040	0.82	
<i>Basalto</i>		
0.010	2.60	$\rho_{\text{roca}} = 2370 \text{ kg/m}^3$ $\rho_{\text{fluido}} = 1200 \text{ kg/m}^3$ $\theta_{\text{roca}} = 0.01 \text{ m}$
0.015	1.74	
0.020	1.30	
0.025	1.04	
0.030	0.87	
0.035	0.74	
0.040	0.65	

μ : viscosidad dinámica del fluido de perforación; v : velocidad del fluido; ρ : densidad; θ : diámetro de la partícula.

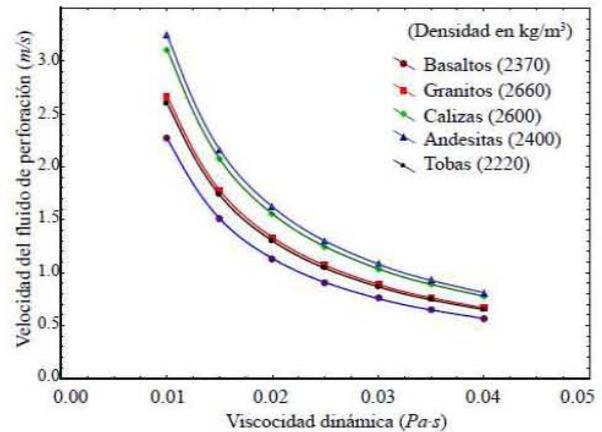


Figura 8. Comportamiento de la velocidad de flujo del fluido de perforación con respecto a su viscosidad dinámica al perforarse diferentes tipos de formaciones geotérmicas (mediante la consideración de la densidad de las rocas).

CONCLUSIONES

Se creó y evaluó una nueva base de datos de 813 series (velocidad de corte y esfuerzo cortante) de fluidos de perforación de pozos geotérmicos, logrando separar mediante pruebas de linealidad los fluidos que presentan una tendencia lineal (Newtoniana) de los de tendencia no lineal (no Newtoniana). Se evaluaron nueve modelos reológicos para el análisis de ajuste de los datos experimentales y aplicando la metodología de los residuales (RES) se determinó que el modelo de Herschel-Bulkley es el más eficiente para reproducir las mediciones experimentales. Se aplicaron las pruebas de discordancia en el análisis de bondad de ajuste de modelos reológicos encontrándose que las pruebas de mayor eficiencia son la N14 (sesgo), N15 (curtosis) y N1 (Grubbs). Además, se desarrolló un programa para el cálculo de viscosidades y sus incertidumbres de fluidos de perforación. Estas viscosidades fueron estimadas a velocidades de 100 a 1100 s⁻¹ para cada fluido, obteniéndose con la aplicación de la presente metodología valores similares a los reportados en la literatura internacional. Con esta información fue posible estimar datos de las velocidades críticas de fluidos de perforación necesarias para el arrastre de los recortes de la formación hacia la superficie como aplicación en el campo geotérmico de Los Humeros.

AGRADECIMIENTOS

Los autores agradecen al Dr. Surendra P. Verma por el apoyo en el análisis estadístico y crítica al presente trabajo. El primer autor expresa su agradecimiento a CONACYT por la beca de posgrado otorgada para realizar los estudios de maestría y doctorado. Los autores agradecen a dos árbitros – Eduardo González Partida y anónimo – por sus altas apre-

ciaciones de este trabajo y por las sugerencias constructivas que ayudaron a mejorar la presentación. Expresamos nuestro agradecimiento a Roberto Carlos García Sánchez por ayudarnos a adecuar las Figuras 5 y 6 del presente trabajo.

APÉNDICE. SUPLEMENTO ELECTRÓNICO

Información adicional a este artículo se encuentra disponible en el sitio web de la revista <<http://rmcg.unam.mx/>>, en la tabla de contenido de este número (suplemento electrónico 26-2-03).

BIBLIOGRAFÍA

- Aguilar-y-Vargas, V.H., Verma, S.P., 1987, Composición química (elementos mayores) de los magmas en el Cinturón Volcánico Mexicano: *Geofísica Internacional*, 26(2), 195-272.
- Alderman, N.J., Gavignet, A., Guillot, O., Maitland, G.C., 1988, High-temperature, high-pressure rheology of water-based muds: Society of Petroleum Engineers (SPE), Annual Technical Conference, Paper 18035, 187-195.
- Al-Zahrani, S.M., 1997, A generalized rheological model for shear thinning fluids: *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 17, 211-215.
- American Petroleum Institute (API), 1980, The rheology of oil-well drilling fluids: Washington, D.C. American Petroleum Institute, First edition, 13D, 28 pp.
- Andaverde, J., Verma, S.P., Schildknecht, F., 1993, Aporte de calor por cristalización en dos campos geotérmicos del cinturón volcánico Mexicano: *Geofísica Internacional*, 32(2), 331-339.
- Andaverde, J., Verma, S.P., Santoyo, E., 2005, Uncertainty estimates of static formation temperatures in boreholes and evaluation of regression models: *Geophysical Journal International*, 160, 1112-1122.
- Augustine, C., Tester, J.W., Anderson, B., 2006, A comparison of geothermal with oil and gas well drilling costs, *en* Thirty-First Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Proceedings: Stanford, California, Stanford University, SGP-TR-179, 15 pp.
- Barnett, V., Lewis, T., 1994, *Outliers in Sstatistical Data*: Chichester, Wiley, , Third Edition, 584 pp.
- Bertani, R., 2005, World geothermal power generation in the period 2001-2005: *Geothermics*, 34, 651-690.
- Bertani, R., 2007, World Geothermal Generation in 2007: *Geo-Heat Center Quarterly Bulletin*, 28(3), 8-19.
- Bingham, E.C., 1916, An investigation of the laws of plastic flow: Washington DC, United States Bureau of Standards, 13(278), 309-353.
- Bourgoyne, A.T.Jr., Chenevert, M.E., Millheim, K.K., Young, F.S.Jr., 1986, *Applied drilling engineering*: Richardson, TX, Society of Petroleum Engineers, Textbook Series, 2, 502 pp.
- Caldño-Villagómez, I.A., Bonola-Alonso, I., Salgado-Maldonado, G., 2002, Determinación en laboratorio de los parámetros reológicos de mezclas agua-sedimentos para el cálculo de flujos de lodos y debris: *Ingeniería Hidráulica en México*, 17(3), 27-35.
- Campos-Enriquez, J.O., Domínguez-Méndez, F., Lozada-Zumaeta, M., Morales-Rodríguez, H.F., Andaverde, J.A., 2005, Application of the Gauss theorem to the study of silicic calderas: The calderas of La Primavera, Los Azufres and Los Humeros (México): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 147(1-2), 39-67.
- Casson, N., 1959, A flow equation for pigment-oil suspensions of the printing Ink type, *en* Mill, C.C. (ed.), *Rheology of Disperse Systems*: London, Pergamon, 84-104.
- Castillo-Román, J., Verma, S.P., Andaverde, J., 1991, Modelación de temperaturas bajo la Caldera de Los Humeros, Puebla, México, en términos de profundidad de la cámara magmática: *Geofísica Internacional*, 30(3), 149-172.
- Castrellon-Urbe, J., Cuevas-Arteaga, C., Trujillo-Estrada, A., 2008, Corrosion monitoring of stainless steel 304L in lithium bromide aqueous solution using transmittance optical detection technique: *Optics and Lasers in Engineering*, 46(6), 469-476.
- Cedillo, F.R., 1999, Modelo hidrogeológico de los yacimientos geotérmicos de Los Humeros, Puebla, México: *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía*, 15(3), 159-170.
- Cedillo, F.R., 2000, Geología del subsuelo del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla, México: *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía*, 16(1-3), 7-16.
- Chilingarian, G.V., Vorabutr, P., 1983, *Drilling and Drilling Fluids*: Amsterdam, Elsevier, *Developments in Petroleum Science*, 770 pp.
- Clark, P.E., 1995, Drilling mud rheology and the API recommended measurements, *en* Production Operation Symposium, Oklahoma City, OK: Society of Petroleum Engineers, paper SPE 29543, 933-941.
- Comisión Federal de Electricidad (CFE), 2008a , Generación de electricidad [en línea]: México, Secretaría de Energía, actualización 04 de diciembre de 2008 <<http://www.cfe.gob.mx/es/LaEmpresa/generacionelectricidad/>>.
- Comisión Federal de Electricidad (CFE), 2008b, Estadísticas [en línea]: México, Secretaría de Energía, actualización 04 de diciembre de 2008, <<http://www.cfe.gob.mx/es/LaEmpresa/queescfe/Estadistica/>>.
- Davidson, E., Stewart, S., 1997, Open hole completions: drilling fluid selection, *en* Middle East Drilling Technology Conference, 23-25 November, Bahrain: Society of Petroleum Engineers, paper SPE 39284, 313-327.
- Díaz-González, L., 2008, Desarrollo de nuevas herramientas estadísticas y geotermométricas para la industria geotérmica: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Posgrado en Ingeniería (Energía), Tesis de Doctorado, 65 pp.
- Díaz-González, L., Santoyo, E., 2008, A new precise calibration of the Na/K geothermometer using a world database of geothermal fluids and improved geochemometric techniques (resumen): *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 72(12), Supplement 1, A215.
- Díaz-González, L., Santoyo, E., Reyes-Reyes, J., 2008, Tres nuevos geotermómetros mejorados de Na/K usando herramientas computacionales y geoquimiométricas: aplicación a la predicción de temperaturas de sistemas geotérmicos: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(3), 465-482.
- Ferriz, H., 1985, Zoneamiento composicional y mineralógico en los productos eruptivos del centro volcánico de Los Humeros, Puebla, México: *Geofísica Internacional*, 24(1), 97-157.
- Ferriz, H., Mahood, G.A., 1984, Eruption rates and compositional trends at Los Humeros volcanic center, Puebla, México: *Journal Geophysics Research*, 89, 8511-8524.
- Ferriz, H., Mahood, G.A., 1987, Strong compositional zonation in a silicic magmatic system: Los Humeros, Mexican Neovolcanic Belt: *Journal of Petrology*, 28(1), 171-209.
- González-Partida, E., Tello-Hinojosa, E., Verma, M.P., 2001, Interacción agua geotérmica-manantiales en el campo geotérmico de Los Humeros, Puebla, México: *Ingeniería Hidráulica en México*, 16(2), 185-194.
- González-Ramírez, R., Díaz-González, L., Verma, S. P., 2009, Eficiencia relativa de las 33 pruebas de discordancia para valores desviados basada en datos geoquímicos de materiales de referencia: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(2), 501-515.
- Guevara, M., Verma, S.P., Velasco-Tapia, F., 2001, Evaluation of GSJ intrusive rocks JG1, JG2, JG3, JG1a, and JG1b: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18(1), 74-88.
- Guevara, M., Verma, S.P., Velasco-Tapia, F., Lozano-Santa Cruz, R., Girón, P., 2005, Comparison of linear regression models for quantitative geochemical analysis: Example of X-ray fluorescence spectrometry: *Geostandards and Geoanalytical Research*, 29(3), 271-284.

- Gutiérrez-Negrín, L.C.A., Quijano-León, J.L., 2005, Update of Geothermics in Mexico: *Geothermia*, 17(1), 21-30.
- Hemphill, T., 1998, Prediction of rheological behavior of ester-based drilling fluids under down hole conditions, *en* International Petroleum Conference and Exhibition 5-7 Marzo 1996, Villahermosa, Mexico: Society of Petroleum Engineers, paper SPE 35330, 243-253.
- Herschel, W.H., Bulkley, R., 1926, Measurement of consistency as applied to rubber-benzene solutions, *en* 29th Annual Meeting of the American Society of Testing Materials, Atlantic City, NJ, Junio 21-25, Proceedings, 26(82), 621-629.
- Hiriart-LeBert, G., Gutiérrez-Negrín, L.C.A., 1994, Geothermal development in Mexico: *Geothermal Resources Council Transactions*, 18, 269-274.
- Hughes, T.L., Jones, T.G.J., Houwen, O.H., 1993, Chemical characterization of CMC and its relationship to drilling-mud rheology and fluid loss: Society of Petroleum Engineers, SPE Drilling & Completion, SPE 20000, 157-164.
- Jafarzadeh, M., Hosseini-Barzi, M., 2008, Petrography and geochemistry of Ahwaz Sandstone Member of Asmari Formation, Zagros, Iran: implications on provenance and tectonic setting: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(2), 247-260.
- Kelessidis, V.C., Maglione, R., Tsamantaki, C., Aspirtakis, Y., 2006, Optimal determination of rheological parameters for Herschel-Bulkley drilling fluids and impact on pressure drop, velocity profiles and penetration rates during drilling: *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 53, 203-224.
- Kislenko, V., Oliynyk, L., Golachowski, A., 2005, The model of the rheological behavior of gelatinized starch at low concentrations: *Journal of Colloid and Interface Science*, 294, 79-86.
- Kok, M.V., Alikaya, T., 2004, Determination of rheological models for drilling fluids (a statistical approach): *Energy Sources*, 26, 153-165.
- Kumar, A., Saboo, S., Sheth, S., Pilehvari, A., Serth, R., 2000, Correlation of rheometric data and hydraulic calculations using rational polynomials: *Chemical Engineering Communications*, 183, 99-117.
- Lauzon, R.V., Reid, K.I., 1979, New rheological model offers field alternative: *Oil & Gas Journal*, 51-57.
- López-Romero, O., 2006, Actualización del modelo geoquímico de Los Humeros, Pue., México: *Geothermia*, *Revista Mexicana de Geoenergía*, 19(1), 23-32.
- Maglione, R., Robotti, G., 1996, Field rheological parameters improve stand pipe pressure prediction while drilling: Society of Petroleum Engineers, SPE 36099, 271-279.
- Mamdouh, T.G., Nabil E., 2005, Yield stress behavior for crude oil-polymer emulsions: *Journal of Petroleum Science and Engineering*, 47, 105-115.
- Marroquín-Guerra, S.G., Velasco-Tapia, F., Díaz-González, L., en prensa, Evaluación estadística de Materiales de Referencia Geoquímica del Centre de Recherches Péetrographiques et Géochimiques (Francia) aplicando un esquema de detección y eliminación de valores desviados: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(2), 530-542.
- Martínez-Serrano, R.G., Dubois, M., 1998, Chemical variations in chlorite at the Los Humeros geothermal system, México: *Clays and Clay Minerals*, 40, 6, 615-628.
- Miller, J.N., Miller, J.C., 2000, *Statistics and Chemometrics for Analytical Chemistry*: Essex, England, Prentice Hall, 271 pp.
- Nagarajan, R., Sial, A.N., Armstrong-Altrin, J.S., Madhavaraju, J., Nagendra, R., 2008, Carbon and oxygen isotope geochemistry of Neoproterozoic limestones of the Shahabad Formation, Bhima basin, Karnataka, southern India: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(2), 225-235.
- Obeidat, M.M., Ahmad, F.Y., Hamouri, N.A.A., Massadeh, A.M., Athamneh, F.S., 2008, Assessment of Nitrate Contamination of Karst Springs, Bani Kanana, Northern Jordan: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(3), 426-437.
- Okafor, M.N., Evers, J.F., 1992, Experimental comparison of rheology models for drilling fluids, *en* Society of Petroleum Engineers, Western Regional Meeting, 30 March-1 April 1992, Bakersfield, California: Society of Petroleum Engineers, paper SPE 24086, 575-581.
- Oswald, W., 1925, Ueber die Geschwindigkeitsfunktion der Viskosität disperser Systeme (the velocity of viscosity of disperse systems): *Kolloid Zeitung*, 36, 99-117.
- Pal, S., Lopez, M., Pérez R., J., Terrell, D.J., 1978, Magma characterization of the Mexican Volcanic Belt (Mexico): *Bulletin Volcanologique*, 41(4), 379-389.
- Palabiyik, Y., Serpen, U., 2008, Geochemical Assessment of Simav Geothermal Field, Turkey: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(3), 408-425.
- Pandarínath, K., 2009, Clay minerals in SW Indian continental shelf sediments cores as indicators of provenance and paleomonsoonal conditions: a statistical approach: *International Geology Review*, 51(2), 145-165.
- Pizano, A.H., Jiménez, M.M., 1999, Estudio y caracterización termodinámica del sector centro del campo geotérmico de Los Humeros, Pue., México: *Geothermia*, *Revista Mexicana de Geoenergía*, 15(3), 195-211.
- Power, D., Zamora, M., 2003, Drilling fluid yield stress: measurement techniques for improved understanding of critical drilling fluid parameters, *en* National Technology Conference "Practical Solutions for Drilling Challenges": American Association of Drilling Engineers, Technical Conference papers, AADE-03-NTCE-35, 9 pp.
- Ranjit S., Koshel, K., Virmani, S.S., 1987, A computer program to evaluate the power law parameters from Fann meter data: Society of Petroleum Engineers, Proceedings, 11 pp.
- Remont, L.J., McDonald, W.J., Maurer, W.C., Rehm, W.A., 1977, Improved Geothermal Drilling Fluids: Energy Research and Development Administration, Technical report, IDO-1603-1, 151 pp.
- Robertson, R.E., Stiff, H.A., 1976, An improved mathematical model for relating shear stress to shear rate in drilling fluids and cement slurries: Society of Petroleum Engineers Journal, 16, 31-36.
- Rodríguez-Ríos, R., Aguillón-Robles, A., Leroy, J.L., 2007, Evolución petrológica y geoquímica de un complejo de domos topacíferos en el campo volcánico de San Luis Potosí (México): *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 24(3), 328-343.
- Sá, C.H.M., Martins, A.L., Amaral, M.S., 1994, A computer programmed for drilling hydraulics optimization considering realistic rheological models, *en* European Petroleum Computer Conference, 15-17 Marzo 1994, Aberdeen, UK: Society of Petroleum Engineers, SPE 27554, 137-146.
- Santoyo, E., 1997, Transient numerical simulation of heat transfer processes during drilling of geothermal wells: United Kingdom, University of Salford, tesis doctoral, 351 pp.
- Santoyo, E., Santoyo-Gutiérrez, S., García, A., Espinosa, G., Moya, S.L., 2001, Rheological property measurement of drilling fluids used in geothermal wells: *Applied Thermal Engineering*, 21, 283-302.
- Santoyo, E., García, A., Espinosa, G., Santoyo-Gutiérrez, S., González-Partida, E., 2003, Convective heat-transfer coefficients of non-Newtonian geothermal drilling fluids: *Journal of Geochemical Exploration*, 78-79, 249-255.
- Shoemaker, D.P., Garland, C.W., Nibler, J.W., 1996, *Experiments in Physical Chemistry*: New York, McGraw Hill, 6th edition, 778 pp.
- Sisko, A.W., 1958, The flow of lubricating greases: *Industrial and Engineering Chemistry*, 50, 1789-1792.
- Speers, R.A., 1984, Computer-aided rheological analysis of drilling fluids: *Oil & Gas Journal*, 82(47), 118-135.
- StatSoft, Inc., 2003, STATISTICA (data analysis software system), version 6, <www.statsoft.com>
- Torres-Alvarado, I.S., Smith, A.D., Castillo-Román, J., en prensa, Sr, Nd, and Pb isotopic and geochemical constraints for the origin of magmas in Popocatepetl volcano (Central Mexico) and their relationship with the adjacent volcanic fields: *International Geology Review*.
- Vargas-Rodríguez, Y.M., Gómez-Vidales, V., Vázquez-Labastida, E., García-Bórquez, A., Aguilar-Sahagún, G., Murrieta-Sánchez, H., Salmón, M., 2008, Caracterización espectroscópica, química y

- morfológica y propiedades superficiales de una montmorillonita Mexicana: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(1), 135-144.
- Vattuone, M.E., Leal, P.R., Crosta, S., Berbeglia, Y., Gallegos, E., Martínez-Dopico, C., 2008, Paragénesis de zeolitas alcalinas en un afloramiento de basaltos olivínicos amigdaloides de Junín de Los Andes, Neuquén, Patagonia, Argentina: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(3), 483-493.
- Velasco, F., Verma, S.P., 1998, Importance of skewness and kurtosis statistical tests for outlier detection and elimination in evaluation of Geochemical Reference Materials: *Mathematical Geology*, 30(1), 109-128.
- Velasco, F., Verma, S.P., Guevara, M., 2000, Comparison of the performance of fourteen statistical tests for detection of outlying values in geochemical reference material databases: *Mathematical Geology*, 32(4), 439-464.
- Velasco-Tapia, F., Guevara, M., Verma, S.P., 2001, Evaluation of concentration data in geochemical reference materials: *Chemie der Erde*, 61(1), 69-91.
- Verma, S.P., 1984, Alkali and alkaline earth element geochemistry of Los Humeros caldera, Puebla, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 20(1), 21-40.
- Verma, S.P., 1985a, Mexican Volcanic Belt. Part 1 (Preface): *Geofísica Internacional*, 24(1), 7-18.
- Verma, S.P., 1985b, On the magma chamber characteristics as inferred from surface geology and geochemistry: examples from Mexican geothermal areas: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 41, 207-214.
- Verma, S.P., 1997, Sixteen statistical tests for outlier detection and rejection in evaluation of international geochemical reference materials: example of microgabbro PM-S: *Geostandards Newsletter*, 21(1), 59-75.
- Verma, S.P., 1998, Improved concentration data in two international geochemical reference materials (USGS basalt BIR-1 and GSJ peridotite JP-1) by outlier rejection: *Geofísica Internacional*, 37(3), 215-250.
- Verma, S.P., 2000, Geochemical evidence for a lithospheric source for magmas from Los Humeros caldera, Puebla, México: *Chemical Geology*, 164, 35-60.
- Verma, S.P., 2001, Geochemical evidence for a lithospheric source for magmas from Acozucal caldera, eastern Mexican volcanic belt: *International Geology Review*, 43, 31-51.
- Verma, S.P., 2002a, Optimisation of the exploration and evaluation of geothermal resources, *en* Chandrasekhar, D., Bundschuh, J. (eds.), *Geothermal Energy Resources for Developing Countries*: Rotherdam, Swets & Zeitlinger, B.V., A.A. Balkema Publishers, 195-224.
- Verma, S.P., 2002b, Absence of Cocos plate subduction-related basic volcanism in southern Mexico: a unique case on Earth?: *Geology*, 30(12), 1095-1098.
- Verma, S.P., 2004, Solely extension-related origin of the eastern to west-central Mexican Volcanic Belt (Mexico) from partial melting inversion model: *Current Science*, 86(5), 713-719.
- Verma, S.P., 2005, *Estadística Básica para el Manejo de Datos Experimentales: Aplicación en la Geoquímica (Geoquimiometría)*: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, 186 pp.
- Verma, S.P., 2009, Evaluation of polynomial regression models for the Student t and Fisher F critical values, the best interpolation equations from double and triple natural logarithm transformation of degrees of freedom up to 1000, and their applications to quality control in science and engineering: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26(1), 79-92.
- Verma, S.P., López-Martínez, M., 1982, Geochemistry of Los Humeros Caldera, Puebla, Mexico: *Bulletin of Volcanology*, 45, 63-79.
- Verma, S.P., Quiroz-Ruiz, A., 2006a, Critical values for six Dixon tests for outliers in normal samples up to sizes 100, and applications in science and engineering: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 23(2), 133-161.
- Verma, S.P., Quiroz-Ruiz, A., 2006b, Critical values for 22 discordancy tests for outliers in normal samples up to sizes 100, and applications in science and engineering: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 23(3), 302-319.
- Verma, S.P., Quiroz-Ruiz, A., 2008, Critical values for 33 discordancy test variants for outliers in normal samples for very large sizes of 1,000 to 30,000 and evaluation of different regression models for the interpolation and extrapolation of critical values: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 23(3), 369-381.
- Verma, M.P., Verma, S.P., Sanvicente, H., 1990, Temperature field simulation with stratification model of magma chamber under Los Humeros caldera, Puebla, México: *Geothermics*, 19(2), 187-197.
- Verma, S.P., Orduña-Galván, L.J., Guevara, M., 1998, SIPVADE: A new computer programme with seventeen statistical tests for outlier detection in evaluation of international geochemical reference materials and its application to Whin Sill dolerite WS-E from England and Soil-5 from Peru: *Geostandards Newsletter: Journal of Geostandards and Geoanalysis*, 22(2), 209-234.
- Verma, S.P., Quiroz-Ruiz, A., Díaz-González, L., 2008, Critical values for 33 discordancy tests variants for outliers in normal samples up to sizes 1000, and applications in quality control in earth science: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(1), 82-96.
- Verma, S.P., Díaz-González, L., González-Ramírez, R., 2009a, Relative efficiency of single-outlier discordancy tests for processing geochemical data on reference materials and application to instrumental calibrations by a weighted least-squares linear regression model: *Geostandards and Geoanalytical Research*, 33(1), 29-49.
- Verma, S.P., Pandarinath, K., Velasco-Tapia, F., Rodríguez-Ríos, R., 2009b, Evaluation of the odd-even effect in limits of detection for electron microprobe analysis of natural minerals: *Analytica Chimica Acta*, 638, 126-132.
- Wang, Z., Tang, A., 1982, Casson rheological model in drilling fluid mechanics, *en* International Petroleum Exhibition and Technical Symposium, 17-24 Marzo 1982, Beijing, China: Society of Petroleum Engineers, SPE 10564, 397-433.
- Wanneng, S., Jianping, C., Zhenxue, I., 1986, Comparison of rheological models in high shear rate range and experimental relationship between penetration rate and high shear viscosities, *en* International Meeting on Petroleum Engineering, 17-20 Marzo 1986, Beijing, China: Society of Petroleum Engineers, SPE 14858, 267-276.
- Weir, I.S., Bailey, W.J., 1996, A statistical study of rheological models for drilling fluids: *Society of Petroleum Engineers, SPE Journal*, 1(4), 473-486.
- Wooley, G.R., 1980, Computing downhole temperatures in circulation, injection, and production wells: *Journal Petroleum Technology*, 32(9), 1509-1522.

Manuscrito recibido: Diciembre 9, 2008

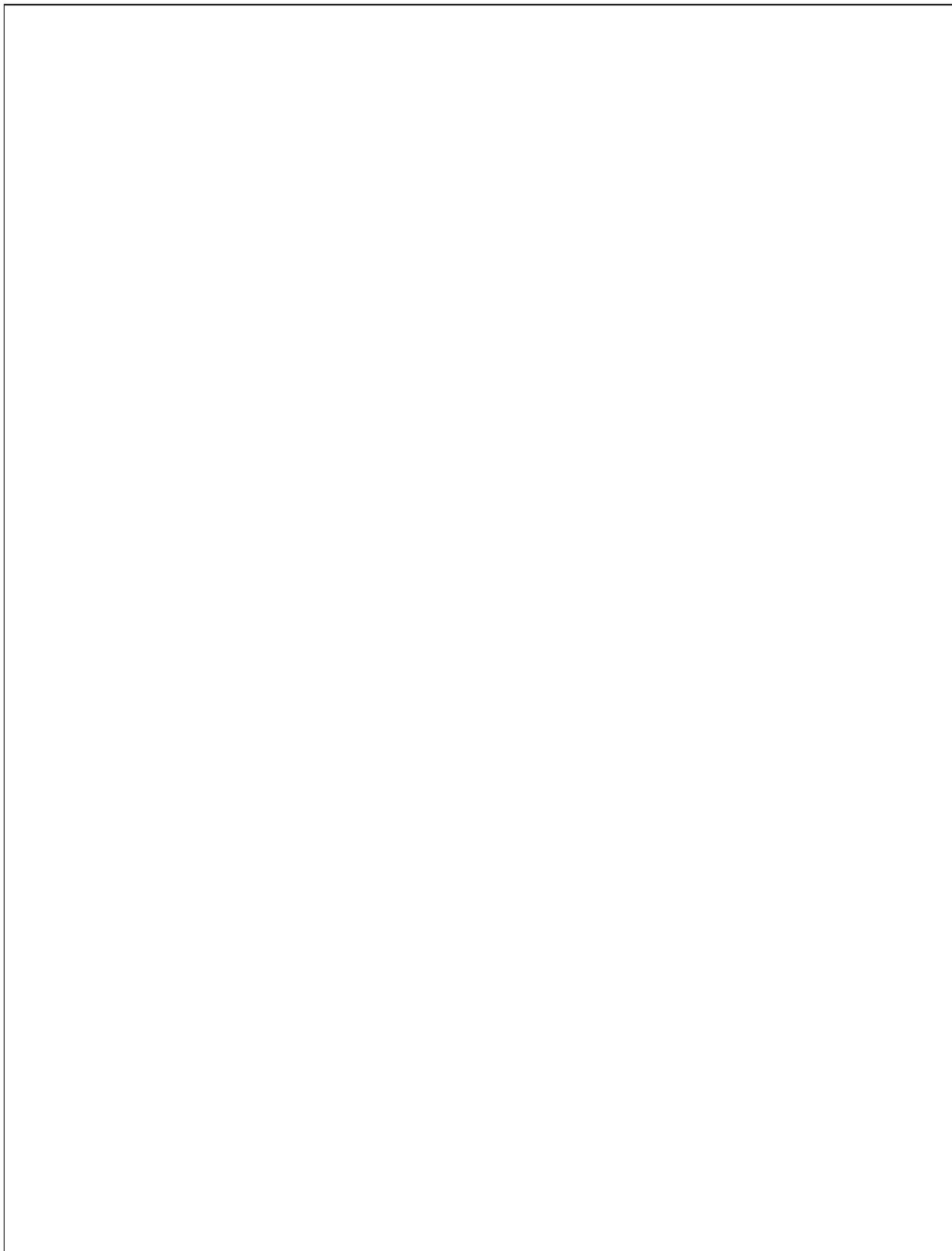
Manuscrito corregido recibido: Abril 1, 2009

Manuscrito aceptado: Abril 1, 2009

APÉNDICE A-1

SUPLMENTO ELECTRONICO 26_02_03

Gómez-Arias, E., Andaverde, J., Santoyo, E., Urquiza, G., 2009, Determinación de la viscosidad y su incertidumbre en fluidos de perforación usados en la construcción de pozos geotérmicos: aplicación en el campo de Los Humeros, Puebla, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26



Suplemento electrónico 26-2-03

al artículo

Determinación de la viscosidad y su incertidumbre en fluidos de perforación usados en la construcción de pozos geotérmicos: aplicación en el campo de Los Humeros, Puebla, México

por

Efraín Gómez-Arias, Jorge Andaverde, Edgar Santoyo y Gustavo Urquiza

publicado en

Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, 2009, 26(2), 516-529

Contenido

Figura A1. Eficiencia de las 13 pruebas de discordancia para muestra univariadas.

Figura A2. Histograma de la eficiencia de la pruebas de discordancia aplicadas a los valores de viscosidad (μ) calculados

Tabla A1. Pruebas de discordancia para las muestra univariadas normales con $k = 1$.

Tabla A2. Eficiencia de las pruebas de discordancia aplicadas en cada modelo reológico y en forma global.

Tabla A3. Análisis de datos de viscosidad dinámica estimados por los nueve modelos reológico-estadísticos a 11 velocidades de corte, después de haber sido tratados con la pruebas de discordancia para detectar datos desviados.

Bibliografía

Este suplemento contiene 12 páginas.

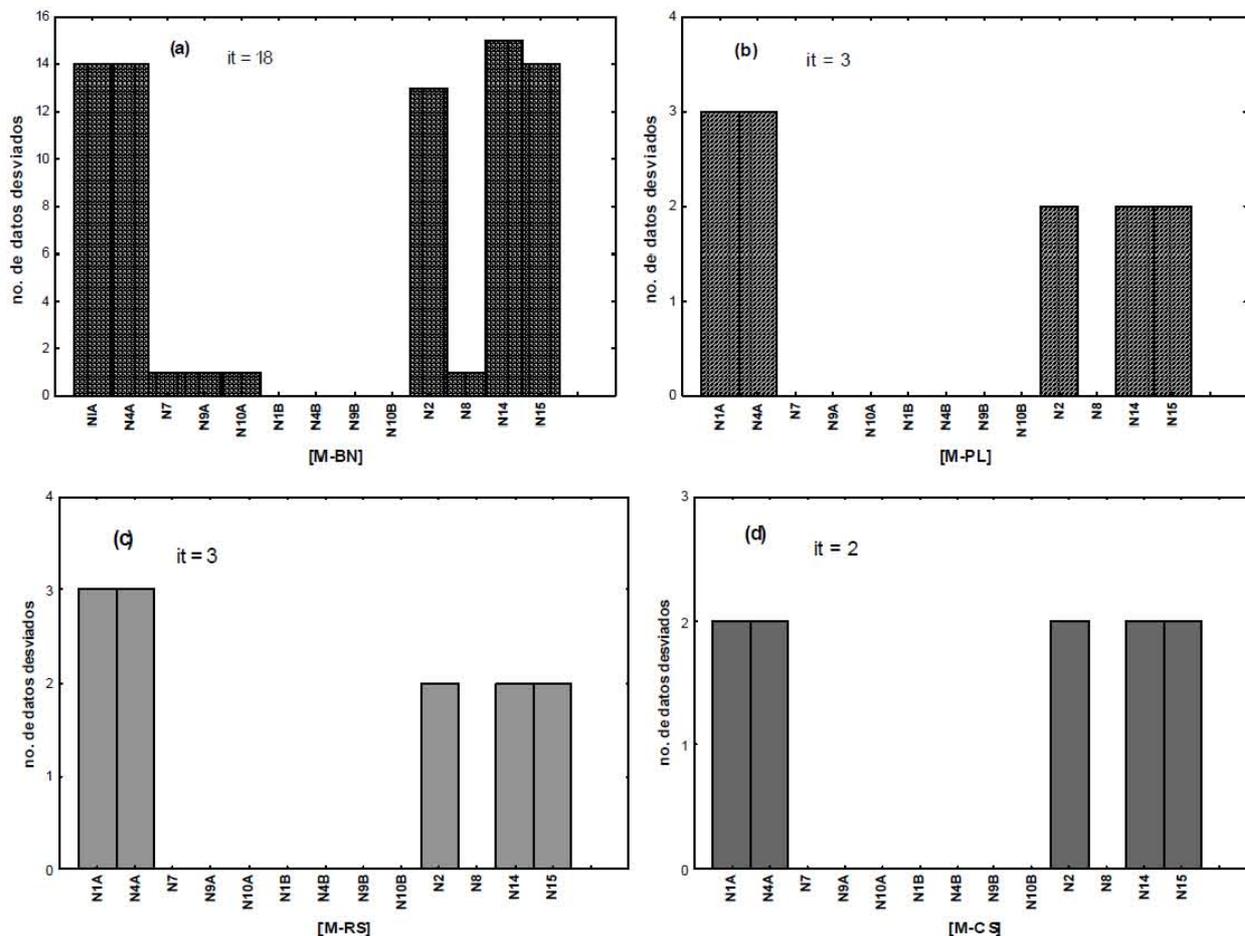


Figura A1. Eficiencia de las 13 pruebas de discordancia para muestra univariadas aplicada a los RES (estimación de residuales) calculados por los modelos reológicos. La figura (a) muestra la eficiencia de las pruebas para el M-BN, (b) M-PL, (c) M-RS, (d) M-CS, (e) M-SK, (f) M-HB (g) M-QR, (h) M-RSM, (i) M-SKM y (j) en forma global. Para las Figuras a- i el total de la muestra es de 114 datos, para el global (j) el total de datos es de 1023. El orden de las pruebas en los gráficos para el valor alto ó $x_{(n)}$ es (N1A, N4A, N7, N9a y N10A), para el valor bajo ó $x_{(1)}$ es (N1B, N4B, N9B y N10B) y para valores extremos $x_{(a)}$ ó $x_{(l)}$ es (N2, N8, N14 y N15). Para cada figura se muestra el número de iteraciones desarrolladas (it) en las cuales se detectó al menos un dato desviado.

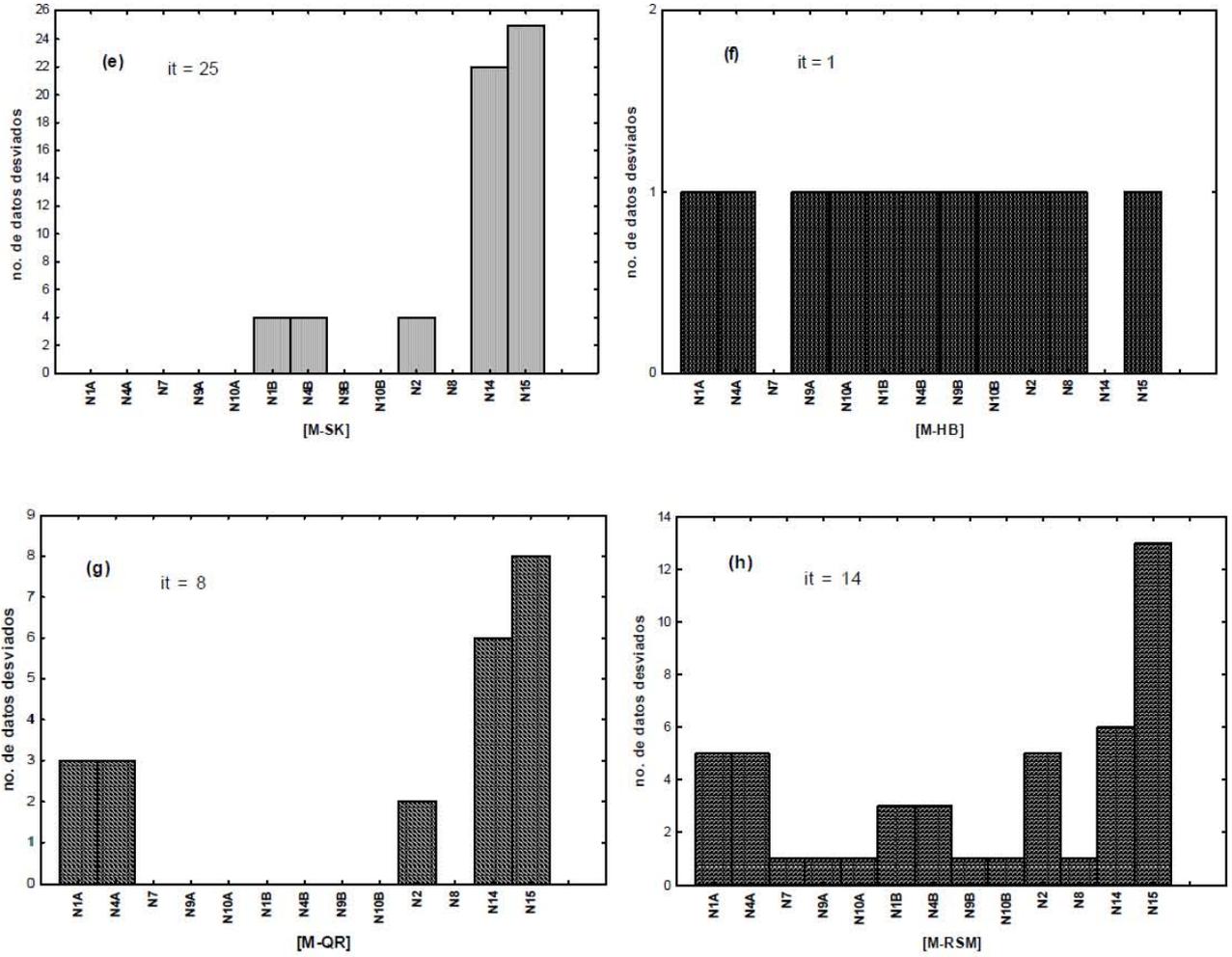


Figura A1. (continuación).

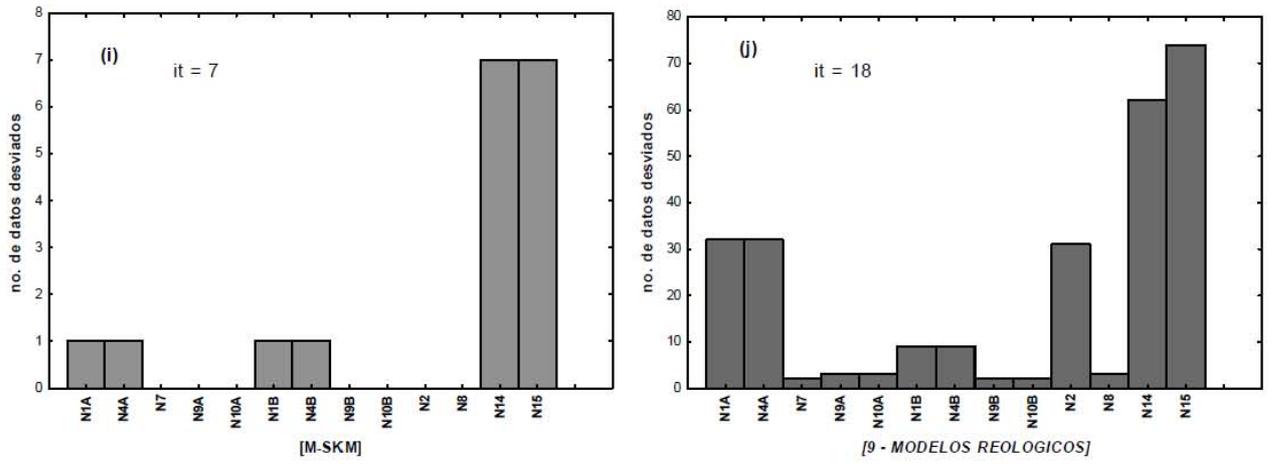


Figura A1. (continuación).

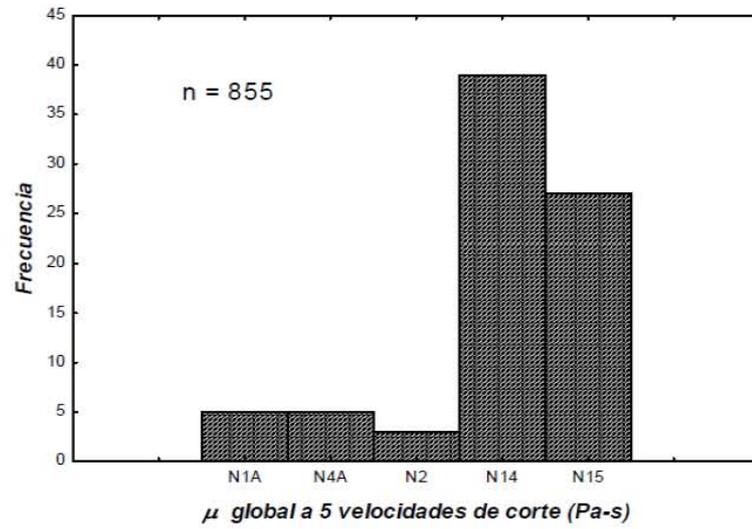


Figura A2. Histograma muestra la eficiencia de las pruebas de discordancia aplicadas a los valores de viscosidad (μ) calculados. Solamente las pruebas N1A, N4A, N2, N14 Y N15 detectaron datos desviados, siendo la prueba N14 la de mayor eficiencia.

Tabla A1. Pruebas de discordancia para las muestra univariadas normales con $k = 1$ (13 pruebas), las cuales fueron aplicadas en el presente trabajo (modificado de Verma, 2005).

Tipo de Estadístico*	Clave**	Descripción de la prueba**	Valores probados**	Estadístico de la prueba**	Significado de la prueba***
(i)	N1A	Más alto	$x_{(n)}$	$TN1_{(a)} = (x_{(n)} - \bar{x}) / s$	Mayor que
	N1B	Más bajo	$x_{(1)}$	$TN1_{(b)} = (\bar{x} - x_{(1)}) / s$	Mayor que
	N2	Extremo	$x_{(n)}$ ó $x_{(1)}$	$TN2 = Max : \left[\begin{array}{l} (x_{(n)} - \bar{x}) / s; \\ (\bar{x} - x_{(1)}) / s \end{array} \right]$	Mayor que
(ii)	N4A	Más alto	$x_{(n)}$	$TN4_{(a)} = S^2_{(n)} / S^2$	Menor que
	N4B	Más bajo	$x_{(1)}$	$TN4_{(b)} = S^2_{(1)} / S^2$	Menor que
(iii)	N7	Más alto	$x_{(n)}$	$TN7_{(a)} = (x_{(n)} - x_{(n-1)}) / (x_{(n)} - x_{(1)})$	Mayor que
	N8	Extremo	$x_{(n)}$ ó $x_{(1)}$	$TN8 = \left[\begin{array}{l} (x_{(n)} - x_{(n-1)}) / \\ (x_{(n)} - x_{(1)}); \\ (x_{(2)} - x_{(1)}) / \\ (x_{(n)} - x_{(1)}), \end{array} \right]$	Mayor que
	N9A	Más alto	$x_{(n)}$	$TN9_{(a)} = (x_{(n)} - x_{(n-1)}) / (x_{(n)} - x_{(2)})$	Mayor que
	N9B	Más bajo	$x_{(1)}$	$TN9_{(b)} = (x_{(2)} - x_{(1)}) / (x_{(n-1)} - x_{(1)})$	Mayor que
	N10A	Más alto	$x_{(n)}$	$TN10_{(a)} = (x_{(n)} - x_{(n-1)}) / (x_{(n)} - x_{(3)})$	Mayor que
	N10B	Más bajo	$x_{(1)}$	$TN10_{(b)} = (x_{(2)} - x_{(1)}) / (x_{(n-2)} - x_{(1)})$	Mayor que

Tabla A1 (continuación). Pruebas de discordancia para las muestra univariadas normales con K = 1 (13 pruebas), las cuales fueron aplicadas en el presente trabajo (modificado de Verma, 2005).

Tipo de Estadístico*	Clave**	Descripción de la prueba**	Valores probados**	Estadístico de la prueba**	Significado de la prueba***
(iv)	N14	Extremo	$x_{(n)}$ ó $x_{(1)}$	$TN14 = \frac{n^{1/2} \left\{ \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^3 \right\}}{\left\{ \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \right\}^{3/2}}$	Mayor que
	N15	Extremo	$x_{(n)}$ ó $x_{(1)}$	$TN15 = n \frac{\left\{ \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^4 \right\}}{\left\{ \sum_{i=1}^n (x_i - \bar{x})^2 \right\}^2}$	Mayor que

* Muestra el tipo de prueba de discordancia para datos univariados (i: el estadístico de la desviación o la dispersión; ii: el estadístico de la suma de cuadrados; iii: el estadístico de exceso o de dispersión; y iv: el estadístico de momento o de alto orden).

** Define el tipo de prueba, el dato a probar y el estadístico de la prueba

*** El valor obtenido en cada estadístico es comparado con un valor crítico a un nivel de confianza del 99% (0.01) sugerido por Verma, 2005 y para el caso el cual resulte mayor que el dato analizado es rechazado y si el caso es viceversa, es decir, menor que el dato analizado o probado es rechazado. Los valores críticos se encuentran en los siguientes trabajos: Verma (2005), Verma y Quiroz-Ruiz (2006a, 2006b), Verma et al. (2008).

Tabla A2. Muestra la eficiencia de las pruebas de discordancia aplicadas en cada modelo reológico y en forma global.

Modelo	Baja eficiencia (0.00 – 0.33)	Mediana eficiencia (0.34 – 0.67)	Alta eficiencia (0.68 – 1.00)
M-BN	N1B; N4B; N9B; N10B		N1A; N4A; N7; N9A; N10A; N2; N8; N14; N15
M-PL	N7; N9A; N10A; N1B; N4B; N9B; N10B; N8	N2; N14; N15	N1A; N4A
M-RS	N7; N9A; N10A; N1B; N4B; N9B; N10B; N8	N2; N14; N15	N1A; N4A
M-CS	N7; N9A; N10A; N1B; N4B; N9B; N10B; N8		N1A; N4A; N2; N14; N15
M-SK	N1A; N4A; N7; N9A; N10A; N1B; N4B; N9B; N10B; N2; N8		N14; N15
M-HB	N7; N14		N1A; N4A; N9A; N10A; N1B; N4B; N9B; N10B; N2; N8; N15
M-QR	N7; N9A; N10A; N1B; N4B; N9B; N10B; N2 N8	N1A; N4A	N14; N15
M-RSM	N7; N9A; N10A; N1B; N4B; N9B; N10B; N8	N1A; N4A; N2	N15; N14
M-SKM	N1A; N4A; N7; N9A; N10A; N1B; N4B; N9B; N10B; N2; N8		N14; N15
GLOBAL	N7; N9A; N10A; N1B; N4B; N9B; N10B; N8	N1A; N4A; N2	N15; N14

Tabla A3. Análisis de datos de viscosidad dinámica estimados por los nueve modelos reológico-estadísticos a 11 velocidades de corte, después de haber sido tratados con la pruebas de discordancia para detectar datos desviados.

Fluido	100 s ⁻¹				200 s ⁻¹				300 s ⁻¹				400 s ⁻¹			
	X ^a	S ^b	Cv ^c	n ^d	X ^a	S ^b	Cv ^c	n ^d	X ^a	S ^b	Cv ^c	n ^d	X ^a	S ^b	Cv ^c	n ^d
632	0.0204	0.0037	0.1814	9	0.0154	0.0019	0.1234	9	0.0132	0.0019	0.1439	9	0.0118	0.0020	0.1695	9
679	0.050	0.001	0.020	7	0.036	0.001	0.028	7	0.0302	0.0012	0.0397	8	0.0280	0.0031	0.1107	9
680	0.025	0.005	0.200	9	0.0184	0.0024	0.1304	9	0.0156	0.0023	0.1474	9	0.0138	0.0023	0.1667	9
681	0.0342	0.0022	0.0643	8	0.0240	0.0012	0.0500	8	0.0210	0.0026	0.1238	9	0.0187	0.0028	0.1497	9
682	0.030	0.005	0.167	9	0.0230	0.0023	0.100	9	0.0197	0.0024	0.1218	9	0.0177	0.0026	0.1469	9
683	0.053	0.011	0.207	9	0.039	0.007	0.179	9	0.033	0.007	0.212	9	0.030	0.007	0.233	9
685	0.0459	0.0037	0.0806	8	0.0322	0.0044	0.1366	9	0.0259	0.0027	0.1042	8	0.0238	0.0039	0.1639	9
686	0.110	0.011	0.100	8	0.076	0.018	0.237	9	0.063	0.018	0.286	9	0.055	0.017	0.309	9
689	0.066	0.012	0.182	9	0.052	0.005	0.096	9	0.0451	0.0039	0.0865	9	0.0433	0.0012	0.0277	7
690	0.079	0.007	0.089	7	0.059	0.006	0.102	9	0.051	0.005	0.098	9	0.046	0.006	0.130	9
691	0.036	0.007	0.194	9	0.0271	0.0038	0.1402	9	0.0229	0.0036	0.1572	9	0.0204	0.0038	0.1863	9
692	0.039	0.008	0.205	9	0.029	0.005	0.172	9	0.024	0.005	0.208	9	0.021	0.005	0.238	9
693	0.042	0.006	0.143	9	0.0339	0.0026	0.0767	9	0.0300	0.0027	0.0900	9	0.0276	0.0032	0.1159	9
694	0.0544	0.0033	0.0607	8	0.0436	0.0030	0.0688	9	0.0384	0.0019	0.0495	8	0.0363	0.0035	0.0964	9
701	0.0278	0.0022	0.0791	8	0.0197	0.0014	0.0711	8	0.0167	0.0010	0.0599	8	0.0153	0.0021	0.1373	9
900	0.053	0.015	0.2830	9	0.041	0.007	0.171	9	0.0361	0.0040	0.1108	9	0.0330	0.0037	0.1121	9
901	0.0297	0.0036	0.1212	8	0.0261	0.0019	0.0728	8	0.0242	0.0012	0.0496	8	0.0229	0.0008	0.0349	8
902	0.057	0.008	0.140	9	0.0497	0.0006	0.0121	7	0.0438	0.0015	0.0342	9	0.04114	0.00029	0.00705	6
684	0.0075	0.0043	0.5733	8	0.0063	0.0036	0.5714	8	0.0057	0.0033	0.5789	8	0.0053	0.0032	0.6038	8

^avalor de la media; ^bvalor de la desviación estándar; ^cvalor del coeficiente de variación; ^dnúmero de datos.

Tabla A3 (cont.). Análisis de datos de viscosidad dinámica estimados por los nueve modelos reológico-estadístico a 11 velocidades de corte, después de haber sido tratados con la pruebas de discordancia para detectar datos desviados.

Fluido	500 s ⁻¹				600 s ⁻¹				700 s ⁻¹				800 s ⁻¹			
	X ^a	S ^b	Cv ^c	n ^d	X ^a	S ^b	Cv ^c	n ^d	X ^a	S ^b	Cv ^c	n ^d	X ^a	S ^b	Cv ^c	n ^d
632	0.0108	0.0022	0.2037	9	0.0101	0.0022	0.2178	9	0.0094	0.0023	0.2447	9	0.0089	0.0024	0.2697	9
679	0.0255	0.0031	0.1216	9	0.0236	0.0034	0.1441	9	0.0220	0.0039	0.1773	9	0.021	0.005	0.2381	9
680	0.0126	0.0024	0.1905	9	0.0116	0.0025	0.2155	9	0.0108	0.0026	0.2407	9	0.0101	0.0028	0.2772	9
681	0.0170	0.0029	0.1706	9	0.0157	0.0031	0.1974	9	0.0146	0.0032	0.2192	9	0.0137	0.0035	0.2555	9
682	0.0163	0.0029	0.1779	9	0.0151	0.0030	0.1987	9	0.0142	0.0031	0.2183	9	0.0134	0.0033	0.2463	9
683	0.027	0.007	0.259	9	0.025	0.007	0.280	9	0.023	0.007	0.304	9	0.022	0.008	0.364	9
685	0.0214	0.0038	0.1776	9	0.0196	0.0038	0.1939	9	0.0180	0.0041	0.2278	9	0.017	0.005	0.294	9
686	0.050	0.017	0.340	9	0.045	0.017	0.378	9	0.041	0.018	0.439	9	0.038	0.019	0.500	9
689	0.038	0.006	0.158	9	0.036	0.006	0.167	9	0.034	0.007	0.206	9	0.033	0.007	0.212	9
690	0.042	0.006	0.143	9	0.040	0.006	0.150	9	0.037	0.007	0.189	9	0.035	0.007	0.200	9
691	0.0186	0.0040	0.2151	9	0.0172	0.0041	0.2384	9	0.0161	0.0042	0.2609	9	0.0152	0.0043	0.2829	9
692	0.019	0.005	0.263	9	0.018	0.005	0.278	9	0.017	0.005	0.294	9	0.016	0.005	0.313	9
693	0.0258	0.0036	0.1395	9	0.0244	0.0039	0.1598	9	0.0233	0.0042	0.1803	9	0.0223	0.0044	0.1973	9
694	0.0341	0.0039	0.1144	9	0.0324	0.0042	0.1296	9	0.031	0.005	0.161	9	0.030	0.005	0.167	9
701	0.0140	0.0023	0.1643	9	0.0129	0.0024	0.1860	9	0.0121	0.0026	0.2149	9	0.0113	0.0028	0.2478	9
900	0.0309	0.0042	0.1359	9	0.029	0.005	0.172	9	0.028	0.005	0.179	9	0.027	0.006	0.222	9
901	0.0219	0.0007	0.0319	8	0.0211	0.0008	0.0379	8	0.0204	0.0011	0.0539	9	0.0198	0.0015	0.0758	8
902	0.0386	0.0023	0.0596	9	0.0369	0.0029	0.0786	9	0.0368	0.0024	0.0652	7	0.0357	0.0030	0.0840	7
684	0.0050	0.0031	0.6200	8	0.0048	0.0031	0.6458	8	0.0047	0.0031	0.6596	8	0.0045	0.0030	0.6667	8

^avalor de la media; ^bvalor de la desviación estándar; ^cvalor del coeficiente de variación; ^dnúmero de datos.

Tabla A3 (cont.). Análisis de datos de viscosidad dinámica estimados por los nueve modelos reológico-estadístico a 11 velocidades de corte, después de haber sido tratados con la pruebas de discordancia para detectar datos desviados.

Fluido	900 s ⁻¹				1000 s ⁻¹				1100 s ⁻¹			
	X ^a	S ^b	Cv ^c	n ^{od}	X ^a	S ^b	Cv ^c	n ^{od}	X ^a	S ^b	Cv ^c	n ^{od}
632	0.0084	0.0026	0.3095	9	0.0079	0.0027	0.3418	9	0.0076	0.0029	0.3816	9
679	0.020	0.005	0.250	8	0.020	0.005	0.250	8	0.019	0.006	0.316	8
680	0.0095	0.0030	0.3158	9	0.0089	0.0033	0.3708	9	0.0084	0.0037	0.4405	9
681	0.0129	0.0038	0.2946	9	0.0122	0.0043	0.3524	9	0.011	0.005	0.455	9
682	0.0127	0.0035	0.2756	9	0.0121	0.0037	0.3058	9	0.0115	0.0040	0.3478	9
683	0.021	0.008	0.381	9	0.019	0.008	0.421	9	0.018	0.009	0.500	9
685	0.016	0.005	0.313	9	0.014	0.006	0.429	9	0.013	0.007	0.538	9
686	0.035	0.022	0.628	9	0.032	0.025	0.781	9	0.029	0.028	0.965	9
689	0.031	0.008	0.258	9	0.030	0.008	0.267	9	0.029	0.008	0.276	9
690	0.033	0.008	0.242	9	0.032	0.009	0.281	9	0.030	0.010	0.333	9
691	0.0143	0.0045	0.3147	9	0.014	0.005	0.357	9	0.013	0.005	0.385	9
692	0.015	0.006	0.400	9	0.014	0.006	0.429	9	0.013	0.006	0.462	9
693	0.021	0.005	0.238	9	0.021	0.005	0.238	9	0.020	0.005	0.250	9
694	0.029	0.005	0.172	9	0.028	0.006	0.214	9	0.027	0.006	0.222	9
701	0.0107	0.0031	0.2897	9	0.0101	0.0035	0.3465	9	0.0095	0.0039	0.4105	9
900	0.026	0.006	0.231	9	0.026	0.007	0.269	9	0.025	0.007	0.280	9
901	0.0192	0.0019	0.0990	8	0.0187	0.0023	0.1230	9	0.0182	0.0028	0.1538	8
902	0.0331	0.0044	0.1329	9	0.032	0.005	0.156	9	0.031	0.005	0.161	9
684	0.0044	0.0030	0.6818	8	0.0043	0.0030	0.6977	8	0.0042	0.0030	0.7143	8

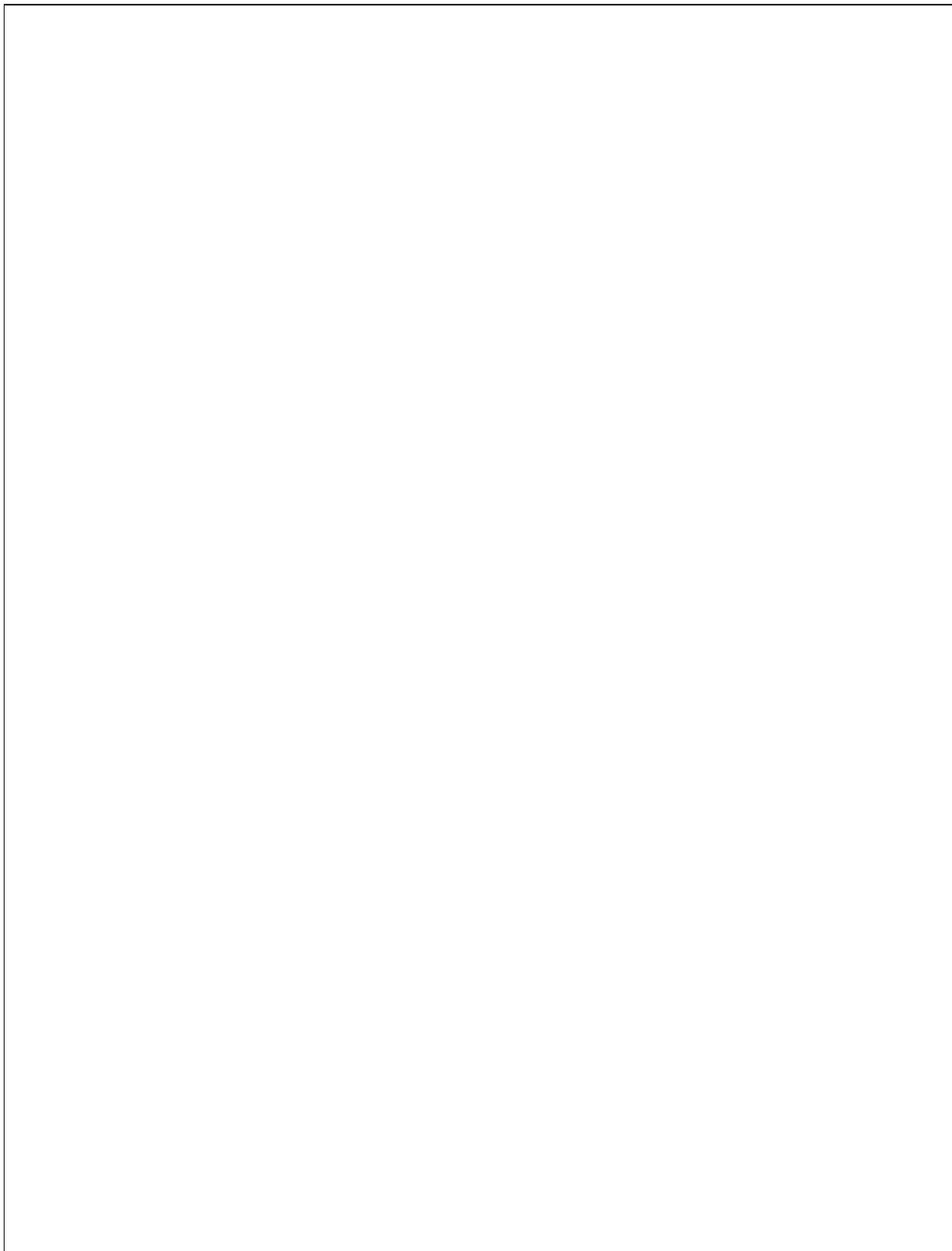
^avalor de la media; ^bvalor de la desviación estándar; ^cvalor del coeficiente de variación; ^dnúmero de datos.

Bibliografía

- Verma, S.P., 2005, *Estadística Básica para el Manejo de Datos Experimentales: Aplicación en la Geoquímica (Geoquimiometría)*: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, 186 p.
- Verma, S.P., Quiroz-Ruiz, A., 2006a, Critical values for six Dixon tests for outliers in normal samples up to sizes 100, and applications in science and engineering: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 23(2), 133-161.
- Verma, S.P., Quiroz-Ruiz, A., 2006b, Critical values for 22 discordancy tests for outliers in normal samples up to sizes 100, and applications in science and engineering: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 23(3), 302-319.
- Verma, S. P., Quiroz-Ruiz, A., Díaz-González, L., 2008, Critical values for 33 discordancy tests variants for outliers in normal samples up to sizes 1000, and applications in quality control in earth science: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(1), 82-96.

APÉNDICE B

Verma, S.P., Gómez-Arias, E., Andaverde, J., 2011, Thermal sensitivity analysis of emplacement of the magma Chamber in Los Humeros caldera, Puebla, México. *International Geology Review*, 53 (8), 905-925.



Thermal sensitivity analysis of emplacement of the magma chamber in Los Humeros caldera, Puebla, Mexico

Surendra P. Verma^{a*}, Efraín Gómez-Arias^b and Jorge Andaverde^c

^aCentro de Investigación en Energía, Universidad Nacional Autónoma de México, Temixco, Morelos, México; ^bPosgrado en Ingeniería (Energía), Universidad Nacional Autónoma de México, Temixco, Morelos, México; ^cCentro de Investigación en Ingeniería y Ciencias Aplicadas, Universidad Autónoma del Estado de Morelos, Cuernavaca, Morelos, México

(Accepted 3 August 2009)

We present results of our simulation study of the effects of the depth (top of the magma chamber at 5–10 km) and volume (1000–1400 km³) of the primary heat source beneath the Los Humeros caldera. The thermal gradient in the vicinity of the magma chamber calculated from the temperature excess (difference between the simulated and the initial temperatures prior to emplacement of the magma) is more sensitive to its depth of intrusion than to its volume. This relationship was quantified from multiple linear regression equations. The temperature excess at 2–3 km depth due to the emplacement of magma and its conductive cooling is also more dependent on the chamber depth than on its volume. Therefore, in the study of calderas, volcanoes, and geothermal fields, constraining the chamber depth is more important than its volume. Similarly, comparison of the thermal regime inferred along vertical and horizontal profiles shows the importance of solving the thermal transport equations in three dimensions instead of one or two dimensions.

Keywords: temperature gradient; isotherms; heat budget; geothermal field

Introduction

Magma chambers constitute the primary heat source in calderas, volcanoes, and most geothermal fields. The study of magma chambers is important for predicting the temperature regime as a function of melt emplacement and evolution. Such studies are also relevant for geothermal systems to constrain their useful lifespans. Petrogenetic and thermal modelling of magma chambers or intrusive bodies has been a subject of worldwide interest (Spera 1980; Spera *et al.* 1982; Giberti *et al.* 1984a, 1984b; Verma 1985a; Tait 1988; Giberti and Sartoris 1989; Verma *et al.* 1990; Castillo-Román *et al.* 1991; Valentine 1992; Andaverde *et al.* 1993; Verma and Andaverde 1996, 2007; Bohrson and Spera 2001, 2003; Spera and Bohrson 2001, 2002; Stimac *et al.* 2001; Valentine *et al.* 2002). Only in one of these papers (Castillo-Román *et al.* 1991) was the thermal regime determined from the cooling of a magma chamber emplaced at a depth of 4–6 km, but the effect of different chamber volumes was not evaluated. On the other hand, with the exception of the work by Verma and Andaverde (2007), in which the authors attempted thermal modelling in three dimensions,

*Corresponding author. Email: spv@cie.unam.mx

all other papers were concerned with either non-dimensional simulation or simulation in one or two dimensions.

Mexican geology is dominated by numerous Quaternary volcanoes and circular structures (Robin 1982; Verma 1985b; Anguita *et al.* 2001; Luhr *et al.* 2006). In this context, Mexico possesses a great geothermal potential as indicated by several lines of evidence: (i) The current electricity production from four geothermal fields exceeds 960 MWe (Cerro Prieto, Baja California, 720 MWe; Los Azufres, Michoacán, 199.5 MWe; Los Humeros, Puebla, 35 MWe; and Las Tres Vírgenes, Baja California Sur, 10 MWe; Bertani 2005; CFE 2009; Gómez-Arias *et al.* 2009). (ii) Approximately 8000 Miocene to Recent volcanic structures are present in the Mexican Volcanic Belt (MVB) alone (Robin 1982; Velasco-Tapia and Verma 2001), which is important because of a close relationship between volcanoes and geothermal energy (Henley *et al.* 1984; Dickson and Fanelli 2003). (iii) More than 190 circular structures occur in the MVB (Anguita *et al.* 2001), many of which might be underlain by magma chambers. And (iv) the geology of other areas of Mexico, in particular the presence of Quaternary volcanism (Luhr *et al.* 2006), is consistent with this geothermal potential. Accordingly, it would be worthwhile to evaluate new methodologies for estimating the geothermal potential of promising areas whether already under exploitation or not, or for future developments. Another important application would be the study of active volcanoes.

This paper deals with relatively new simulation studies of magma chambers in three dimensions and follows up the recent work by Verma and Andaverde (2007). The solution of mass, energy, and momentum balance equations in three dimensions is an important issue because it takes into account the three-dimensional nature of the Earth. We evaluate the effects of two variables, the depth and the volume of a magma chamber and use as an example the Los Humeros caldera (LHC) located in the eastern part of the MVB (Figure 1).

Los Humeros caldera

The LHC is located in the state of Puebla, close to the limits of the state of Veracruz (see inset in Figure 1), at the eastern part of the MVB and, as the third important geothermal field of Mexico, it generates electricity from hot fluids extracted from volcanic rocks of the geothermal reservoir (Ferriz 1985; Cedillo-Rodríguez 2000; Verma 2000). The LHC (19°30'–19°50' N latitude, 97°20'–97°35' W longitude; Figure 2) at an average elevation of 2806 m above sea level is located in an E–W valley. In spite of the ongoing subduction, an extension-related origin of magmas in the eastern and central parts of the MVB has been proposed (Verma 2002, 2004, 2009), in which the LHC is located. In fact, more than 25 years ago, Verma (1983) proposed that magmas of the LHC originated from the mantle without the involvement of the subducted Cocos plate.

The geology of the LHC has been documented by several workers (e.g. Pérez-Reynoso 1979; Verma and Lopez 1982; Ferriz and Mahood 1984, 1987; Ferriz 1985; Verma 1985a; Verma *et al.* 1990; Andaverde *et al.* 1993). The basement rocks are metamorphic and intrusive rocks of Palaeozoic age and are overlain by a Mesozoic folded sedimentary sequence, Tertiary granodiorite and syenite intrusive rocks, and Pliocene andesitic rocks. Simplified geology is presented in Figure 2.

The initial volcanic activity in this area is represented mainly by andesitic and ferrobasaltic lavas of Teziutlán Formation about 3.6–1.6 Ma. The origin of the LHC has been related to the voluminous (115 km³) eruption of rhyolitic magma of Xáltipan ignimbrite

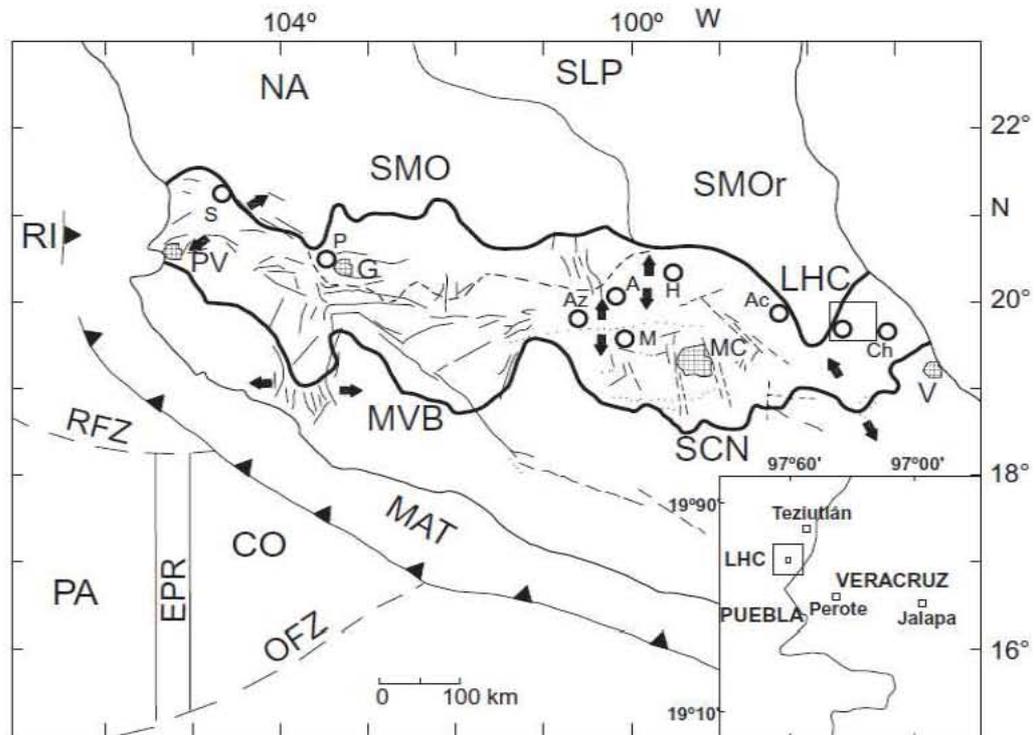


Figure 1. Location of the Los Humeros caldera (LHC), Puebla, Mexico, at the eastern part of the Mexican Volcanic Belt (MVB) (modified after Verma 2001, 2004). The inset shows the location of LHC in the state of Puebla, close to the state of Veracruz. The abbreviations are MAT = Middle America Trench; EPR = East Pacific Rise; OFZ = Orozco fracture zone; RFZ = Rivera fracture zone; CO = Cocos plate; RI = Rivera plate; PA = Pacific plate; NA = North American plate; SMO = Sierra Madre Occidental; SMOOr = Sierra Madre Oriental; SCN = Sierra de Chichinautzin; SLP = San Luis Potosí area. Calderas of the MVB are S = Santa María del Oro; P = La Primavera; Az = Los Azufres; A = Amealco; M = Mazahua; H = Huichapan; Ac = Acoculco; Hu = Los Humeros (LHC); Ch = Chiconquiaco. Cities are MC = Mexico City; V = Veracruz; PV = Puerto Vallarta; G = Guadalajara.

about 0.46 Ma (Ferriz and Mahood 1984, 1987). At about 0.3 Ma, several silicic domes were emplaced, and at about 0.1 Ma, another ignimbrite eruption (Zaragoza ignimbrite) resulted in the formation of a smaller Los Potrerillos caldera within the LHC. This was followed by the eruption of andesitic and basaltic andesite lavas and andesitic to rhyodacitic pumice and ash, resulting in the yet smaller circular structure of El Xalapazco calderita at about 0.08–0.04 Ma, within the other two structures. The most recent volcanic activity in the LHC is represented by olivine basaltic lava flows at about 0.02 Ma. The geologic section (Figure 3) was constructed from the study of actual rocks encountered during well drilling operations (Verma *et al.* 1990).

The LHC has been studied from diverse disciplines: geology (Pérez-Reynoso 1979; Ferriz 1985), geochemistry (Verma and Lopez 1982; Verma 1983, 1984, 1985a, 2000; Ferriz 1985; Ferriz and Mahood 1987), geochronology (Ferriz and Mahood 1984), geophysics (Flores *et al.* 1978; González-Morán and Suro-Pérez 1982; Campos-Enríquez and Arredondo-Fragoso 1992; Campos-Enríquez *et al.* 2005), hydrothermal alteration (Arnold and González-Partida 1987; González-Partida *et al.* 2001; Martínez-Serrano 2002;

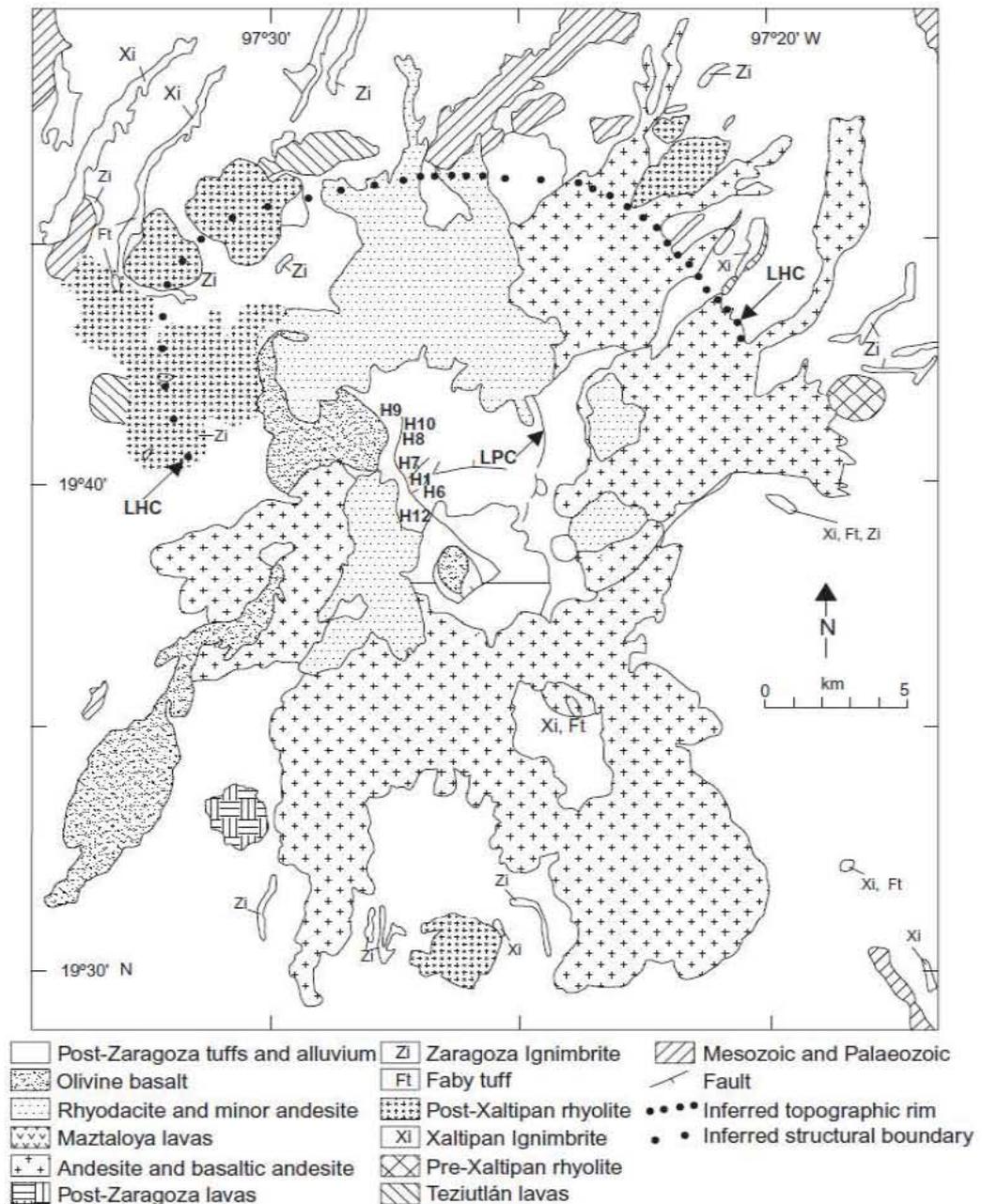


Figure 2. Simplified geologic map of the Los Humeros caldera, Puebla, Mexico (modified after Ferriz 1985; Ferriz and Mahood 1987; Verma 2000). Filled circles represent topographic limits of the inferred Los Humeros caldera (LHC). LPC is Los Potreros caldera emplaced within the LHC. The Xaltipan ignimbrite (Xi) represents about 115 km³ of magma.

Bienkowski *et al.* 2005), thermophysical properties (Contreras *et al.* 1990), geothermal well properties (Medina-Martínez 2000), reservoir studies (Tello-Hinojosa 1992), and thermal modelling (Prol and González-Morán 1982; Campos-Enríquez and Duran 1986; Verma *et al.* 1990; Castillo-Román *et al.* 1991).

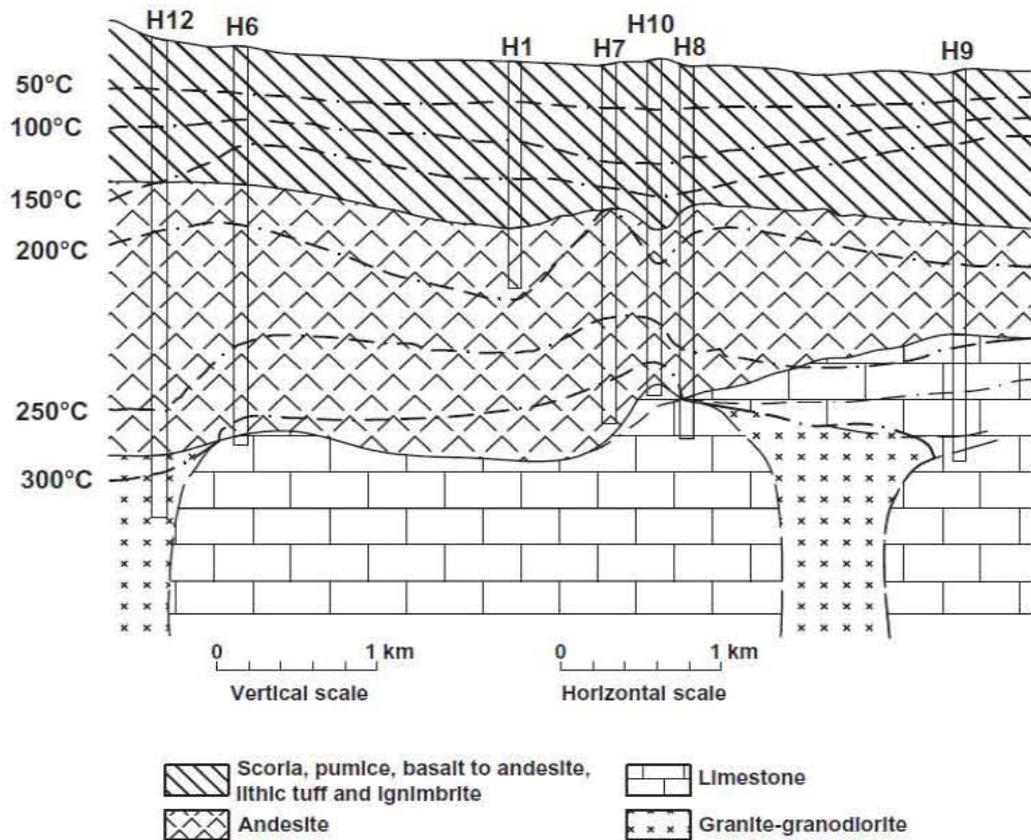


Figure 3. Lithologic section of the Los Humeros geothermal field (LHC), Puebla, Mexico, based on drill wells H1, H6, H7, H8, H9, H10, and H12 (modified after Verma *et al.* 1990). For locations of these wells see Figure 2.

Thermal simulation of a magma chamber

In most geothermal fields, a magma chamber constitutes the primary heat source whose thermal modelling has been facilitated from petrogenetic studies of surface or subsurface rocks, which provide a framework of magmatic processes such as fractional crystallization, crustal assimilation, re-injection of magma, and magma mixing (Verma 1984, 1985a; Andaverde *et al.* 1993). Thus, initial constraints on the underlying magma chamber can be inferred, and thermal modelling of such primary heat sources can be carried out (Castillo-Román *et al.* 1991).

To obtain an initial conceptual model, all geological, geochemical, and geophysical information must be taken into account. The required parameters are depth and volume of the magma chamber, initial boundary constraints on magma temperature and composition and on temperatures outside the magma chamber, and rock thermal properties (Verma 1985a; Castillo-Román *et al.* 1991; Andaverde *et al.* 1993). Then, this conceptual model can be used to infer the thermal regime prevailing in the area.

The complexity of numerical models thus far developed to explain the evolution of a magma chamber has varied from non-dimensional models proposed for chemical modelling (Bohrson and Spera 2001, 2003; Spera and Bohrson 2001, 2002) to models that simulate

the thermal regime in one dimension (1D; Giberti *et al.* 1984a, 1984b; Giberti and Sartoris 1989), two dimensions (2D; Prol and González-Morán 1982; Campos-Enríquez and Duran 1986; Giberti and Sartoris 1989; Verma *et al.* 1990; Andaverde *et al.* 1993; Verma and Andaverde 1996; Verma and Rodríguez-González 1997; Stimac *et al.* 2001), or three dimensions (3D; Verma and Andaverde 2007).

Several simulation studies have been carried out in Mexican geothermal fields: Los Humeros (Prol and González-Morán 1982; Campos-Enríquez and Duran 1986; Verma *et al.* 1990; Castillo-Román *et al.* 1991; Verma and Andaverde 2007), Los Azufres (Verma and Andaverde 1996), and La Primavera (Verma and Rodríguez-González 1997). All of these studies have considered the magma recharge process. In addition to this process, an additional process of heat contribution from fractional crystallization of magma was invoked by Verma and Andaverde (1996) for the Los Azufres geothermal field of Mexico. For thermal simulation of yet another geothermal field of La Primavera, Jalisco, Mexico, Verma and Rodríguez-González (1997) considered all three processes of magma recharge, fractional crystallization, and radioactive decay.

For the LHC, Prol and González-Morán (1982) considered a two-dimensional model based on the solution of conductive heat transfer equations by the finite difference method of a small magma chamber of only 100 km³, with its top at a subsurface depth of 5 km. Such a small chamber obviously was incapable of providing the eruption of the voluminous caldera-forming ignimbrite event (115 km³ of rhyolitic magma mapped by Ferriz and Mahood 1984, 1987). In another study, Campos-Enríquez and Duran (1986) determined the temperature field from the conductive heat transfer equation in steady state in two dimensions using the finite element method. In the same area, Verma *et al.* (1990) determined the temperature field from a thermally and chemically stratified magma chamber and, in addition, simulated the magma recharge process. The latest work in this area (LHC) was carried out by Verma and Andaverde (2007), who reported a new simulator TCHEMSYS (*Temperature and CHEmistry of Earth's Magmatic SYStem*) in three dimensions and attempted a combined thermal and chemical model for the magma chamber taking into account the processes of fractional crystallization, crustal assimilation, magma recharge, and magma mixing. This was the first attempt to solve the thermal conduction and convection equations in three dimensions. We will use this TCHEMSYS simulator to study the effects of magma chamber depth and volume in the LHC.

TCHEMSYS simulator

Although numerous papers have been written on the subject of thermal modelling of a magma chamber, none of them, except Verma and Andaverde (2007), has taken into account the actual three-dimensional nature of the Earth or has simulated the combined thermal and chemical aspects of the magma chamber. Verma and Andaverde (2007) developed a 3D simulation program (TCHEMSYS) and determined the temperature field of the Los Humeros geothermal system from modelling of a magma chamber assumed at a depth of 5 km and with a volume of 1500 km³. The program was validated through the comparison of simulated temperatures with stabilized well temperatures (Andaverde *et al.* 2005) and of simulated major element chemical composition with the actually measured compositions of the most voluminous geological formation (Ferriz 1985; Verma 1985a; Ferriz and Mahood 1987). TCHEMSYS, written in Fortran, solves mass and energy conservation equations from control volumes in 3D. The program takes into account the following: (i) stable or transient state; (ii) magma circulation assuming forced convection

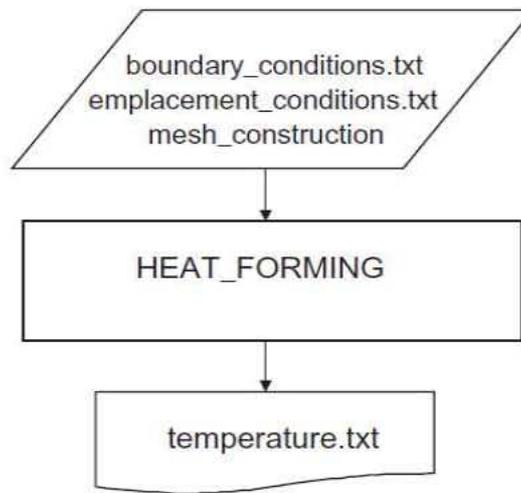


Figure 4. HEAT_FORMING module of TCHEMSYS used for simulating the emplacement magma chamber during 30,000 years.

under a pre-established velocity field; (iii) boundary conditions based on either temperature or temperature gradient or both; (iv) thermophysical rock properties as a function of rock types, space, and temperature dependence; (v) latent heat of solidification of magma (minerals) undergoing fractional crystallization and the latent heat of melting of country rocks; (vi) change of the thermal properties of the materials at any stage of simulation; (vii) addition of new geological units during the magma chamber evolution; and (viii) processes of magma recharge and magma crystallization as well as assimilation of country rocks.

TCHEMSYS is structured in eight modules that enable the thermal and chemical modelling of a magma chamber. For this work, the module of HEAT_FORMING was used (Figure 4). This module provides the emplacement of the magma chamber according to the geological model for a geothermal field, which requires the input from three data files: (i) boundary conditions; (ii) emplacement conditions; and (iii) mesh construction (Figure 4). The initial sub-surface conditions, such as the surface temperature (T_s in °C) and the temperatures of the N, S, E, and W boundaries, were obtained from the local surface conditions and pre-volcanic average geothermal gradient (ΔT_g in °C/km) and the subsurface depth of each domain. The geometry of the magma chamber was assumed to be of a cylindrical shape with volume V_{cham} and radius r_{cham} (Verma and Andaverde 2007).

Geological and computational model of magma chamber

For the thermal modelling of the LHC (Table 1), we formulated a 3D computational model in a region of 30 km (E–W) \times 30 km (N–S) \times 20 km (vertical), which amounted to about 18,000 km³ of total simulation volume. The section shown in Figure 5 schematically presents the rock types that range from intrusive rocks of about 17 km thickness (although metamorphic rocks could also exist at such depths), overlain by about 1 km thick mesozoic limestones, about 1 km of volcanic rocks of intermediate composition, and 1 km of tuffs and ignimbrite of acid composition. The control volumes were assumed to

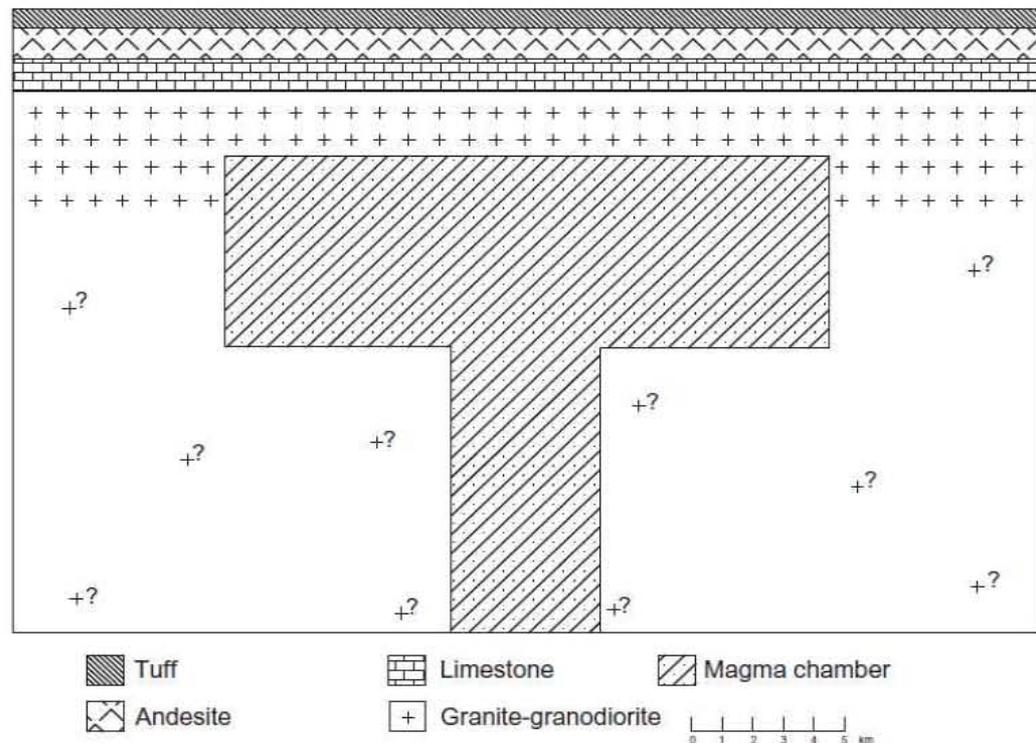


Figure 5. Geological model of the Los Humeros geothermal field (LHC), Puebla, Mexico, and the simulated volume using TCHESYS. The question mark (?) shows schematically the lack of information on the rock types at such depths.

be cubic with 0.25 km on each side, which amounted to about 1,152,000 units for the entire simulated space. For boundary conditions, the assumed surface temperature was 25°C and the geothermal gradient was 30°C/km (Table 1). The vertical boundaries and the bottom were assumed to be fixed at the resulting temperatures from these assumptions. The initial thermal field in the entire simulated region was also similarly estimated.

An emplacement model of layer by layer was assumed to fill the magma chamber, for example, 22 layers in total were necessary for the emplacement of 1200 km³ of basaltic magma. The process of fractional crystallization of basaltic magma was modelled from Nielsen *et al.* (1990). The thermophysical properties of the rocks (conductivity and thermal diffusivity) and their density were taken from the actually measured values (Contreras *et al.* 1990). We simulated through heat conduction for a total time of 30,000 years for the magma chamber emplacement. Because convection in the magma chamber and geothermal reservoir were assumed to occur only after the emplacement, only the dominant process of heat conduction was taken into account for the present modelling. This simulation is useful for understanding the thermal effects of magma chamber emplacement conditions and of the changes in depth and volume of the chamber.

The HEAT_FORMING module of TCHESYS was used for simulating the effects of depth and volume of the magma chamber in the LHC. The simulated temperatures above and around the magma chamber were inferred. Our analysis is limited to the initial stages of the magma chamber development just before the eruption of the most voluminous ignimbrite unit resulting in the formation of the LHC (Figure 2), during which a conductive regime was likely to prevail.

Table 1. Initial and boundary conditions for the model of the Los Humeros caldera (LHC).

Physical property (units)	Emplacement of magma chamber
Boundary conditions	
Surface temperature (T_s) ($^{\circ}\text{C}$)	25
Temperature gradient (ΔT_g) ($^{\circ}\text{C}/\text{km}$)	30
Emplacement conditions	
Volume (V_{cham}) (km^3)	1200
Radius (r_{cham}) (km)	8.5
Depth of the top the chamber (d_{cham}) (km)	5.0
Magma emplacement temperature (T_{cham}) ($^{\circ}\text{C}$)	1350
Mesh construction	
Length – x (km)	30
Number of control volumes in x -direction	120
Length – y (km)	30
Number of control volumes in y -direction	120
Number of geological strata	4
Control volume ($\delta x, \delta y, \delta z$) (km)	(0.25, 0.25, 0.25)
Geological strata (1–4)	
Strata 1 width (km)	17
Thermal conductivity (W/mK)	2,853
Specific heat (J/kg K)	914
Density (kg/m^3)	2680
Strata 2 width (km)	1
Thermal conductivity (W/mK)	2,705
Specific heat (J/kg K)	854
Density (kg/m^3)	2180
Strata 3 width (km)	1
Thermal conductivity (W/mK)	1,673
Specific heat (J/kg K)	1009
Density (kg/m^3)	2394
Strata 3 width (km)	1
Thermal conductivity (W/mK)	1,738
Specific heat (J/kg K)	885
Density (kg/m^3)	2360
Time constraints	
Time step (Δt) (year)	250
Total simulation time (t) (year)	30,000

The initial temperature of basaltic magma that fed the magma chamber was assumed to be 1350°C (Ferriz 1985; Ferriz and Mahood 1987). Two variables were considered: (i) the depth of the top of the magma chamber that was varied from 5 to 10 km, at intervals of 1 km, thus obtaining six application cases for any given chamber volume; and (ii) the volume of the magma chamber that was varied from approximately 1000 to 1400 km^3 , in intervals of 100 km^3 , with the thickness of the cylindrical chamber from 4.5 to 6.5 km, in intervals of 0.5 km, thus obtaining five application cases for any given chamber depth. Because all possible cases of both parameters – depth and volume – were considered, this resulted in a total of 30 combinations or application cases.

The magma chamber depths of 5–10 km are reasonable from other studies (e.g. Sanders 1984; Tiampo *et al.* 2000; Fischer *et al.* 2003; Jellinek and DePaolo 2003). The volume of the magma chamber was estimated to be about 1500 km^3 by Verma (1985a) based on the dominant fractional crystallization. Nevertheless, a more recent geochemical study

(Verma 2000) suggested a significantly greater contribution from crustal sources, which would reduce the initial magma volume to smaller values. Therefore, the volume estimates of 1000 to 1400 km³ used for the present modelling are also consistent with the findings of other researchers (e.g. Crisp 1984; Shaw 1985; Wohletz *et al.* 1999; Stimac *et al.* 2001), who have inferred the erupted volume to chamber volume ratio of 1:4 to 1:16. Finally, the total simulation time of 30,000 years for the magma chamber may also be appropriate from other studies such as Jellinek and DePaolo (2003), who elaborated on the origin of large silicic magma chambers as precursors of caldera-forming eruptions.

All 30 combinations of these cases were eventually considered. The initial conditions in the HEAT_FORMING module of TCHEMSYS were accordingly adjusted before running the program (Table 2). The chamber emplacement was modelled as filling of magma layers of 0.25 km thickness, whose total number, required for simulating the 4.5–6.5 km thickness, ranged from 18 to 26 in steps of 2. This means that the centre of the chamber descended from 7.375 to 12.375 km as the top of the magma chamber changed from 5 to 10 km and the chamber volume increased from 1000 to 1400 km³ (for the extreme cases, see Figure 6). The results of each temperature simulation of this module were saved in the output file – temperatura.txt. A set of 30 such files were obtained and handled by commercial software Statistica®. Thermal sensitivity of the two variables under study was thus quantified and interpreted. A new computer program in Fortran was written to read each output file from the HEAT_FORMING module and infer the temperature in any control volume as a function of its x , y , and z coordinates, because control volumes are identified by their (x, y, z) coordinates.

In order to visualize the data and to interpret the vertical and horizontal thermal gradients, two profiles were constructed for each of the 30 combinations (Figure 6): (i) Profile 1 – a vertical profile at the middle part of the top of the magma chamber, with five control volumes within the chamber and five above it; and (ii) Profile 2 – a horizontal profile at the side of the magma chamber located at the control volume just below the shallowest set of horizontal volumes, also with five control volumes within the chamber and five outside it. Thus, for the extreme cases of the depth and volume of the magma chamber, the locations of the profiles are presented in Figure 6a–d. For example, for 5 km depth and 1000 km³ volume (Figure 6a), the vertical Profile 1 varied from control volume (60, 60, 56) to (60, 60, 65) whereas the horizontal Profile 2 was represented by (60, 90, 59) and (60, 99, 59). For 5 km depth and 1400 km³ volume (Figure 6b), Profile 1 varied from control volume (60, 60, 56) to (60, 60, 65) whereas Profile 2 was represented by (60, 90, 59) and (60, 99, 59). For 10 km depth and 1000 km³ volume (Figure 6c), Profile 1 varied from control volume (60, 60, 36) to (60, 60, 45) whereas Profile 2 was represented by (60, 90, 39) and (60, 99, 39). For 10 km depth and 1400 km³ volume (Figure 6d), Profile 1 varied from control volume (60, 60, 36) to (60, 60, 45) whereas Profile 2 was represented by (60, 90, 39) and (60, 99, 39).

Table 2. Emplacement conditions for sensitivity evaluation of the Los Humeros geothermal field (LHC).

Physical property (units)	Emplacement of magma chamber
Depth of the top the chamber (d_{cham}) (km)	5–10
Volume (V_{cham}) (km ³)	1000–1400
Thickness (E_{cham}) (km)	4.5–6.5
Radius (r_{cham}) (km)	8.5
Magma emplacement temperature (T_{cham}) (°C)	1350

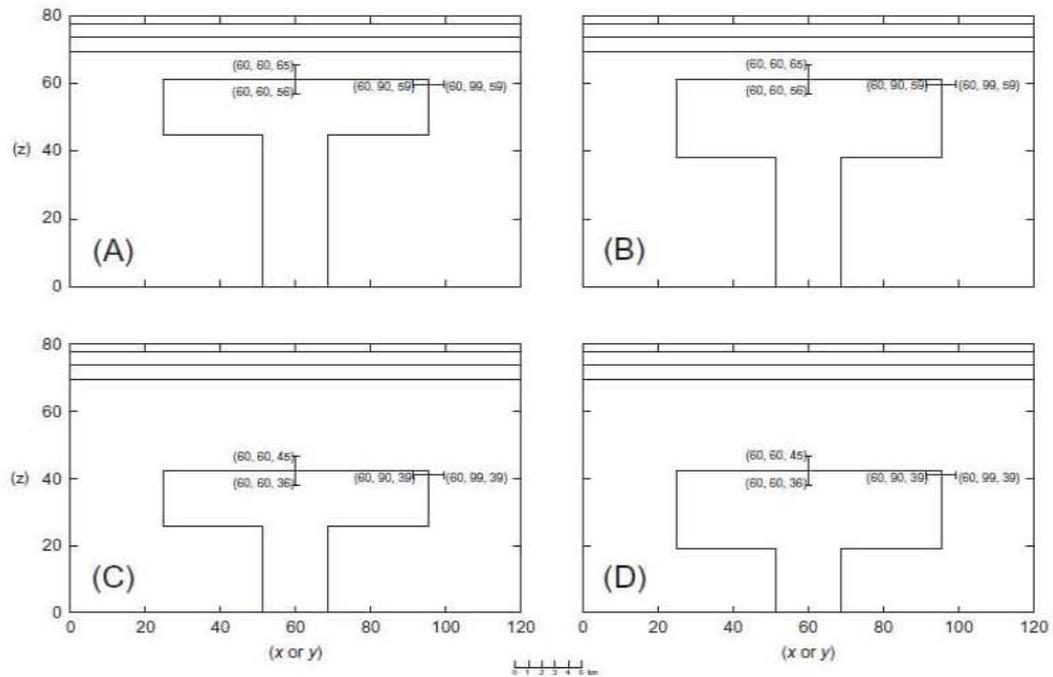


Figure 6. Four extreme computation models for the Los Humeros geothermal field (LHC), Puebla, Mexico. The two profiles used to exemplify the results are also shown in each diagram. The axes represent control volumes number (cvn) along the horizontal (x or y) and the vertical (z) direction. (a) Model of the magma chamber at 5 km depth and of 1000 km^3 volume, the vertical Profile 1 is from (60, 60, 65) to (60, 60, 56) whereas the horizontal Profile 2 is from (60, 99, 59) to (60, 90, 59); (b) model of the magma chamber at 5 km depth and of 1400 km^3 volume model; (c) model of the magma chamber at 10 km depth and of 1000 km^3 volume; and (d) model of the magma chamber at 10 km depth and of 1400 km^3 volume.

Thermal sensitivity analysis of magma chamber variables

The results are summarized in Table 2 and Figures 7–11. Figure 7 presents the results of our simulation study for the magma chamber at 5 km depth and of 1000 km^3 volume. For Figures 8–10, we decided to use two ideally suited profiles (Profiles 1 and 2; Figure 6) that provide, respectively, the maximum conductive heat flow and the lateral thermal regime around the magma chamber. Finally, the thermal regime from the surface to about 5 km depth for all simulation models is shown in Figure 11.

According to the mesh construction, a magma chamber with its top at a depth of 5 km and of 1000 km^3 volume (Figure 6a) will be located at the nodes numbered 60 and 43 (5.0 and 9.5 km, respectively) of the depth axis. In this case, the nodes 80–61 (depth axis in Figure 7) show the area from the surface to the top of the magma chamber at 5 km depth. The temperature regime within the magma chamber (nodes 60–43) is about $800\text{--}1050^\circ\text{C}$ (Figure 7) although the initial emplacement temperature of the magma was assumed to be around 1350°C . The region above (nodes 80–61) and below (nodes 42–1) the magma chamber contained within the nodes 60–43 shows the temperature field simulated for 30,000 years. Note the asymmetric cooling of the magma chamber (Figure 7), because its upper part has cooled much more than its lower part. This asymmetric cooling could be due to the lower ambient temperatures initially prevailing above the chamber than below it

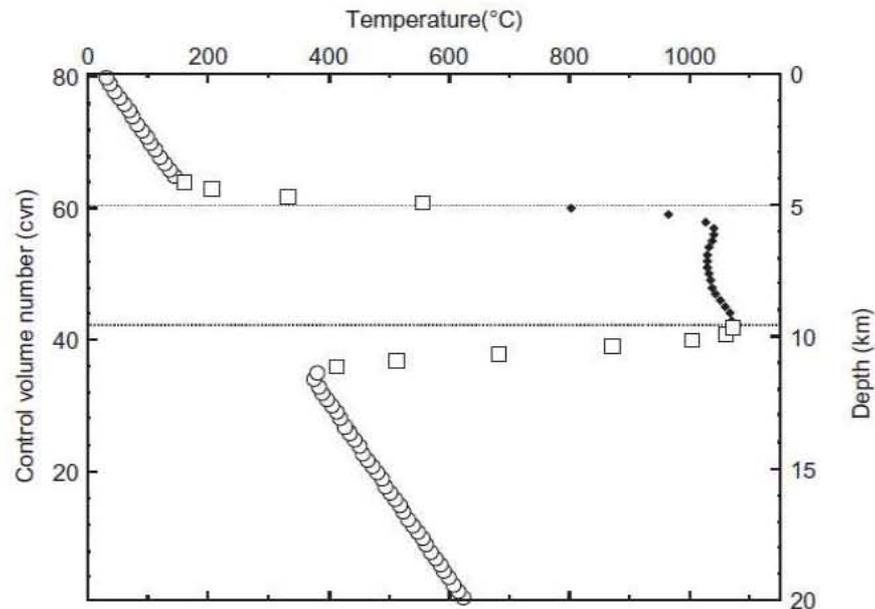


Figure 7. Temperature field distribution as a function of the depth in kilometres (vertical axis on the right side of the diagram) or in control volumes number (cvn: see vertical axis (z) in Figure 6a, magma chamber at 5 km depth and 1000 km^3 volume). The magma chamber is schematically shown by dotted lines. The diagram shows temperature distribution along a vertical line (80–1) of 20 km depth, at the centre of the chamber ($x = 60$ and $y = 60$), that is, between the surface (60, 60, 80) and the deepest part of the simulated volume (60, 60, 1). The thermal anomaly due to the magma chamber is readily seen within the magma chamber (see filled diamonds), as well as both above and below it (see open squares).

(see the open circles in Figure 7). The curvature at the middle part of the chamber is due to the assumption about the layer by layer filling of the chamber commencing from the central layer. Figure 7 also shows that a significant perturbation is observed in the region of 1 km above and 2 km below the magma chamber.

Profile 1 (vertical profile in Figure 6a) shows (Figure 8a) that the actually simulated temperatures outside the magma chamber vary from 295°C (node 65) to 620°C (node 61) and those within the chamber from 715°C (node 60) to 1020°C (node 56). The 'temperature excess', being the net contribution to the thermal regime from the magma chamber, varies from 155°C (node 65) to 450°C (node 61) and those within the chamber from 440°C (node 60) to 810°C (node 56). For Profile 2 (horizontal profile in Figure 6a), Figure 8b shows that the actually simulated temperatures outside the magma chamber vary from 255°C (node 99) to 420°C (node 95) and those within the chamber from 470°C (node 94) to 675°C (node 90). The temperature excess varies from 70°C (node 99) to 230°C (node 95) and those within the chamber from 285°C (node 94) to 485°C (node 90).

Sensitivity analysis of magma chamber volume from 1000 to 1400 km^3 , with its top at 5 km, shows very little influence (differences of less than about 4°C) of the volume parameter on the distribution of the temperature excess, although the latter varies from about 0 to 540°C for the surface to the top of the magma chamber, respectively (Figure 9).

Vertical and horizontal thermal gradients along the two profiles (Figure 6a–d) were estimated for all 30 simulation models (Figure 10; Table 3). Note that although Table 3

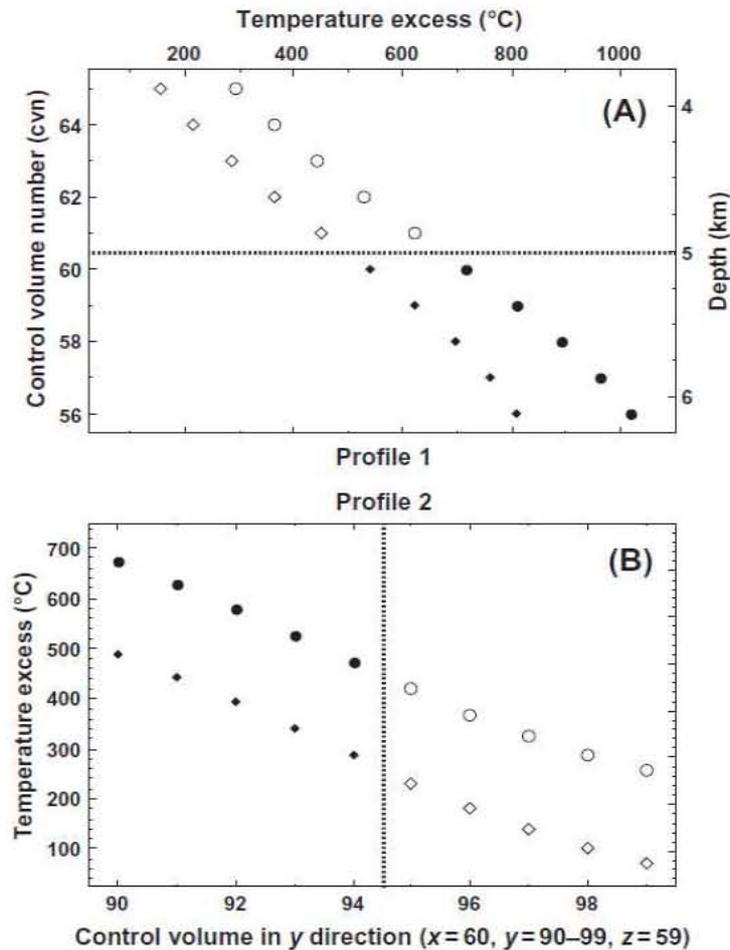


Figure 8. Temperature distributions – actual simulated temperature and temperature excess (difference between the simulated temperature and normal geothermal gradient temperature) – from a magma chamber at 5 km depth and 1000 km³ volume. See Figures 6a and 7 for more details. Filled and open circles represent the simulated temperatures within and outside the magma chamber, respectively, whereas filled and open diamonds are the ‘temperature excess’, that is, the temperature differences between the simulated and those assumed from ‘normal’ geothermal gradient. (a) Profile 1 (vertical profile; see Figure 6a): the top of the magma chamber is schematically shown by a horizontal dotted line; and (b) Profile 2 (horizontal profile; see Figure 6a): the side of the magma chamber is schematically shown by a vertical dotted line.

contains the results of all 30 models, Figures 6a–d and 10a,b show only the extreme models. We use the terminology of ‘thermal gradient’ and not ‘geothermal gradient’, because we are referring to the thermal perturbation (temperature excess) around the magma chamber caused by its emplacement at different depths. Thus, this vertical thermal gradient refers only to the space in and above the magma chamber (Profile 1 in Figure 6a), for example, for a magma chamber at 5 km depth and of 1000 km³, the vertical thermal gradient of $306.1 \pm 6.2^\circ\text{C}/\text{km}$ was estimated from 10 temperature excess values of Profile 1 (Figure 8a; Table 3). Similarly, for this magma chamber, the horizontal thermal gradient along Profile 2 (Figure 6a) was estimated as $193.1 \pm 4.7^\circ\text{C}/\text{km}$ (Figure 8b; Table 3).

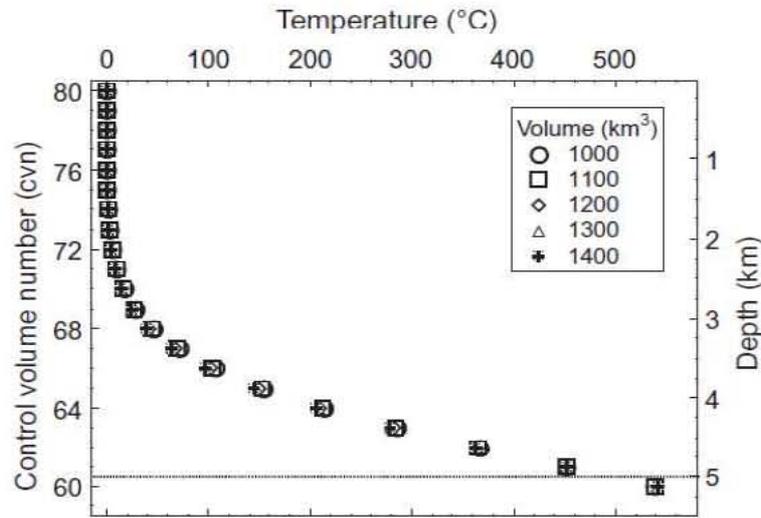


Figure 9. Temperature contribution from a magma chamber at 5 km depth (see dotted line representing the top of the magma chamber) as a function of chamber volume (1000–1400 km³). The top of the magma chamber is schematically shown by a horizontal dotted line at 5 km depth. See Figures 6a and 7 for more details. Note overlapping distribution from changes in chamber volume.

Along Profile 1, the gradient decreased from about 306–317°C/km for the magma chamber at 5 km depth to about 265–275°C/km at 10 km depth (Figure 10a; Table 3). Thus, the thermal gradient decreased by about 40°C/km as the depth of the magma chamber increased from 5 to 10 km. On the other hand, at any given depth of the top of the magma chamber from 5 to 10 km, an increase of only about 10°C/km was observed as the chamber volume increased from 1000 to 1400 km³ (Figure 10a; Table 3). Along Profile 2, the gradient decreased from about 193–201°C/km for the magma chamber at 5 km depth to about 168–175°C/km at 10 km depth (Figure 10a; Table 3). In this case, the thermal gradient decreased by about 25°C/km as the depth of the magma chamber increased from 5 to 10 km. Similarly, an increase of only about 8°C/km was observed as the magma chamber volume increased from 1000 to 1400 km³ (Figure 10b; Table 3). As expected, the vertical thermal gradient inferred along Profile 1 (265–317°C/km) was greater than the horizontal thermal gradient along Profile 2 (167–201°C/km).

The thermal sensitivity results of all 30 simulation models (Table 3) can also be interpreted by multiple regression equations involving both magma chamber depth and volume variables. From these equations, thermal gradient along the two profiles $-(\delta T_t)_{P1}$ for Profile 1 and $(\delta T_t)_{P2}$ for Profile 2 – can then be estimated. For Profiles 1 and 2, respectively, Equations (1) and (2) (with significantly high values of linear correlation coefficient r , of 0.99992 and 0.99983, respectively; number of data $n = 30$) were as follows:

$$(\delta T_t)_{P1} = (321.81 \pm 0.33) - (8.279 \pm 0.020)d_{\text{cham}} + (0.02610 \pm 0.00025)V_{\text{cham}} \quad (1)$$

$$(\delta T_t)_{P2} = (200.38 \pm 0.32) - (5.163 \pm 0.019)d_{\text{cham}} + (0.01860 \pm 0.00023)V_{\text{cham}} \quad (2)$$

The coefficients in these equations are rounded values as suggested by Bevington and Robinson (2003) and Verma (2005). Equations (1) and (2) clearly demonstrate that the

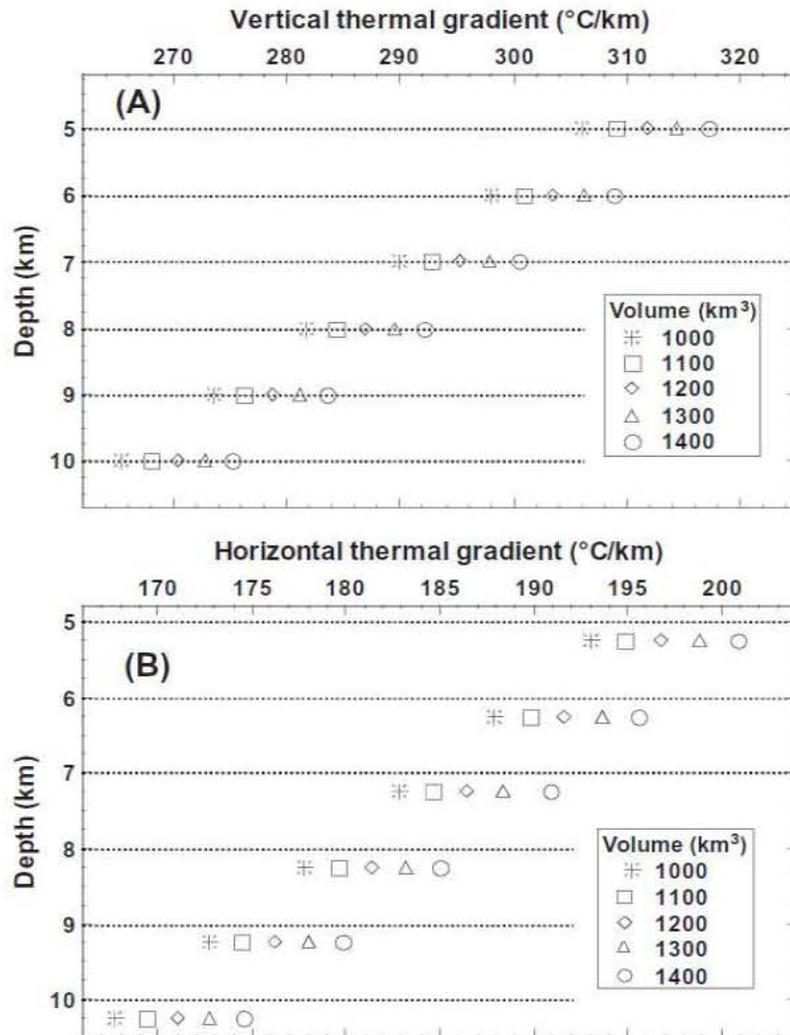


Figure 10. Temperature gradient for all 30 simulation models (magma chamber depth from 5 to 10 km and volume from 1000 to 1400 km³). The top of the magma chamber is schematically shown by horizontal dotted lines from 5 to 10 km. See Figures 6a–d and 7 for more details. (a) Profile 1 and (b) Profile 2.

thermal gradients are more sensitive to the depth of the top of the magma chamber (d_{cham}) than to its volume (V_{cham}), because the absolute values of the coefficient of the former are much greater than those for the latter. The thermal gradient along any of the two profiles increases as the depth of the magma chamber decreases, because the d_{cham} coefficients in both equations are negative. On the other hand, the thermal gradient increases with the increase of the magma chamber volume, because the V_{cham} coefficients in both equations are positive. A careful consideration of these equations (e.g. compare the first term in Equations (1) and (2)) also shows that the temperature excess is greater along the vertical Profile 1 than along the horizontal Profile 2. Thus, these equations not only confirm the earlier qualitative description based on Figure 8 and Table 3, but also provide a quantitative way of interpreting these simulated data. Finally, because the regression coefficients in both Equations (1) and (2) are of similar magnitude, the heat propagation in the horizontal

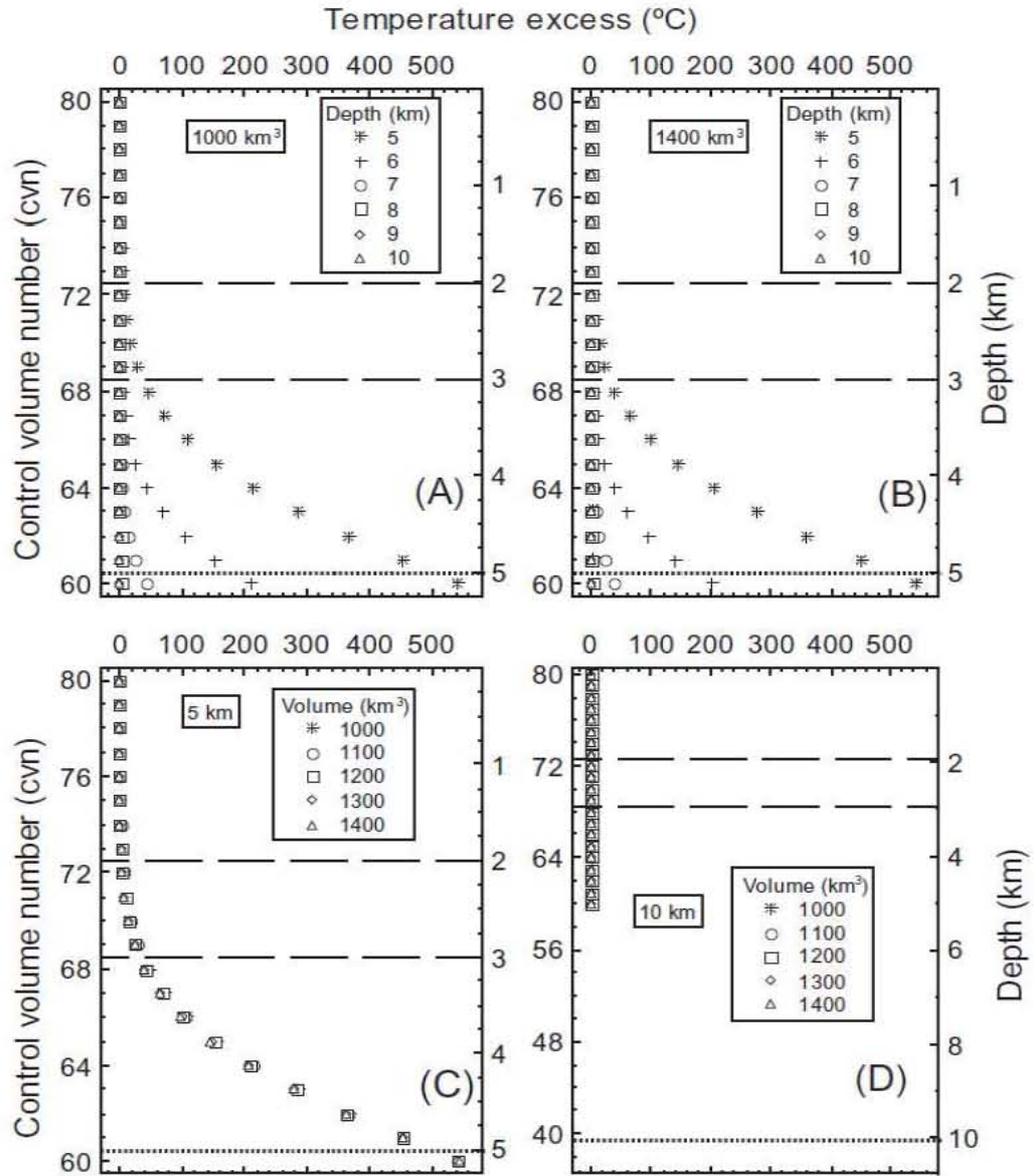


Figure 11. Temperature contribution from a magma chamber for all 30 simulation models (magma chamber depth from 5 to 10 km and volume from 1000 to 1400 km³) as a function of the depth (km). The horizontal dashed lines at 2 and 3 km depths schematically represent the geothermal reservoir, whereas the horizontal dotted line is the top of the magma chamber. See Figures 6a–d and 7 for more details. (a) Magma chamber at 5–10 km depth, with the volume of 1000 km³; (b) magma chamber at 5–10 km depth, volume of 1400 km³; (c) magma chamber at 5 km depth, with the volume of 1000–1400 km³; and (d) magma chamber at 10 km depth, with the volume of 1000–1400 km³.

direction cannot be neglected as done in 1D and 2D simulation models. It is, therefore, important to take into account the 3D nature of the Earth in all thermal simulation studies.

The temperature excess at the surface up to about 5 km depth is schematically shown in Figure 11a–d for four extreme models, although all 30 simulation models were evaluated. Particularly important is the region of 2–3 km depth, which presently houses the geothermal

Table 3. Temperature excess and thermal gradient resulting from conductive cooling of a magma chamber along the two profiles in the Los Humeros geothermal field (LHC).

Depth (km)	Volume (km ³)	Profile 1	Profile 2
		Vertical thermal gradient	Horizontal thermal gradient
5	1000	306.1 ± 6.2	193.1 ± 4.7
6	1000	298.0 ± 6.1	187.9 ± 4.6
7	1000	289.9 ± 5.9	182.9 ± 4.5
8	1000	281.7 ± 5.8	177.8 ± 4.3
9	1000	273.6 ± 5.6	172.8 ± 4.2
10	1000	265.4 ± 5.5	167.7 ± 4.1
5	1100	309.0 ± 6.3	194.9 ± 4.8
6	1100	300.8 ± 6.2	189.8 ± 4.7
7	1100	292.6 ± 6.0	184.6 ± 4.6
8	1100	284.4 ± 5.9	179.5 ± 4.4
9	1100	276.2 ± 5.7	174.4 ± 4.3
10	1100	268.0 ± 5.6	169.3 ± 4.3
5	1200	311.8 ± 6.5	196.8 ± 4.9
6	1200	303.5 ± 6.3	191.6 ± 4.8
7	1200	295.2 ± 6.2	186.5 ± 4.7
8	1200	287.0 ± 6.0	181.3 ± 4.6
9	1200	278.7 ± 5.8	176.2 ± 4.4
10	1200	270.4 ± 5.7	171.0 ± 4.3
5	1300	314.5 ± 6.6	198.8 ± 5.1
6	1300	306.2 ± 6.5	193.6 ± 4.9
7	1300	297.8 ± 6.3	188.4 ± 4.8
8	1300	289.5 ± 6.2	183.2 ± 4.7
9	1300	281.1 ± 6.0	178.0 ± 4.5
10	1300	272.8 ± 5.8	172.8 ± 4.4
5	1400	317.3 ± 6.8	200.9 ± 5.2
6	1400	308.9 ± 6.6	195.6 ± 5.1
7	1400	300.5 ± 6.5	190.9 ± 4.9
8	1400	292.0 ± 6.3	185.0 ± 4.8
9	1400	283.6 ± 6.1	179.8 ± 4.7
10	1400	275.2 ± 6.0	174.6 ± 4.5

reservoir. For the magma chamber of 1000 km³ at 5 km depth (Figure 11a), the temperature excess amounted to only about 5–28°C whereas for the chamber at greater depths, this excess was much smaller (<2°C) or practically nonexistent (≈0°C). For a larger magma chamber of 1400 km³ at 5 km depth (Figure 11b), the temperature excess was about 4–24°C, with smaller values for greater depths. For the chamber volume of 1000–1400 km³ at 5 km depth (Figure 11c), the temperature excess was practically the same (about 4–26°C), that is, independent of the chamber volume. Finally, for different chamber volumes at 10 km depth (Figure 11d), no perceptible temperature excess was observed in the depth range of surface to 5 km.

The above results can also be interpreted by formulating an equation (Equation 3 below) that describes the temperature excess (εT_{2-3}) in the depth range of 2–3 km as a function of both the magma chamber depth (d_{cham}) and the volume (V_{cham}):

$$\varepsilon T_{2-3} = (83 \pm 37) - (20.0 \pm 2.5)d_{\text{cham}} + (1.20 \pm 0.17)d_{\text{cham}}^2 - (1.7 \times 10^{-3} \pm 6.0 \times 10^{-2})V_{\text{cham}} + (1.5 \times 10^{-7} \pm 2.5 \times 10^{-5})V_{\text{cham}}^2 \quad (3)$$

A quadratic fit was probably more realistic than a simple linear relationship. Although the depth terms (d_{cham} and d_{cham}^2) are statistically significant (show relatively small errors), the volume terms (V_{cham} and V_{cham}^2) are not (show unacceptably large errors). This may be because the temperature excess is more sensitive to the depth variable than to the magma chamber volume. Here also, the importance of the magma chamber depth variable as compared to the volume variable is established (note in Equation (3) the absolute values of the coefficients of d_{cham} terms are much greater than those of the V_{cham} terms).

Implications of thermal modelling for future studies

Besides calderas and geothermal fields, such simulation studies will be useful in deciphering the thermal behaviour of active volcanoes such as Popocatepetl (e.g. Torres-Alvarado *et al.* 2011). Numerous studies (e.g. Crisp 1984; Shaw 1985; Wohletz *et al.* 1999; Stimac *et al.* 2001) report constraints on magma chamber volumes but not on their locations. However, from the geothermal point of view, it would be more important to constrain the depth of magma bodies rather than their volume, because the thermal regime is more sensitive to the former than to the latter. High temperature hydrothermal minerals are also likely to form in the country rock above and around such magma bodies, the study of which should provide further constraints on magma chambers. Active seismology studies should be useful for constraining the depth of 'hot', still molten magma chambers. For such simulation studies, the most important initial step is the integration of geological, geochemical, and geophysical information.

Conclusions

Thermal sensitivity analysis of the depth (5–10 km) and volume (1000–1400 km³) of a magma chamber as determined along two profiles (vertical and horizontal), as well as between 2 and 3 km depths, shows that both thermal gradient and temperature excess are more sensitive to the depth variable than to the chamber volume. Regression equations put forth from the simulation results of 30 models confirm these qualitative inferences.

Acknowledgements

The second author (EGA) is grateful to Conacyt for granting him a scholarship for PhD studies. We thank Mario Barrena Echeverría and Carlos García Sánchez for help with the preparation of some figures (1, 2, 3, 5, and 6).

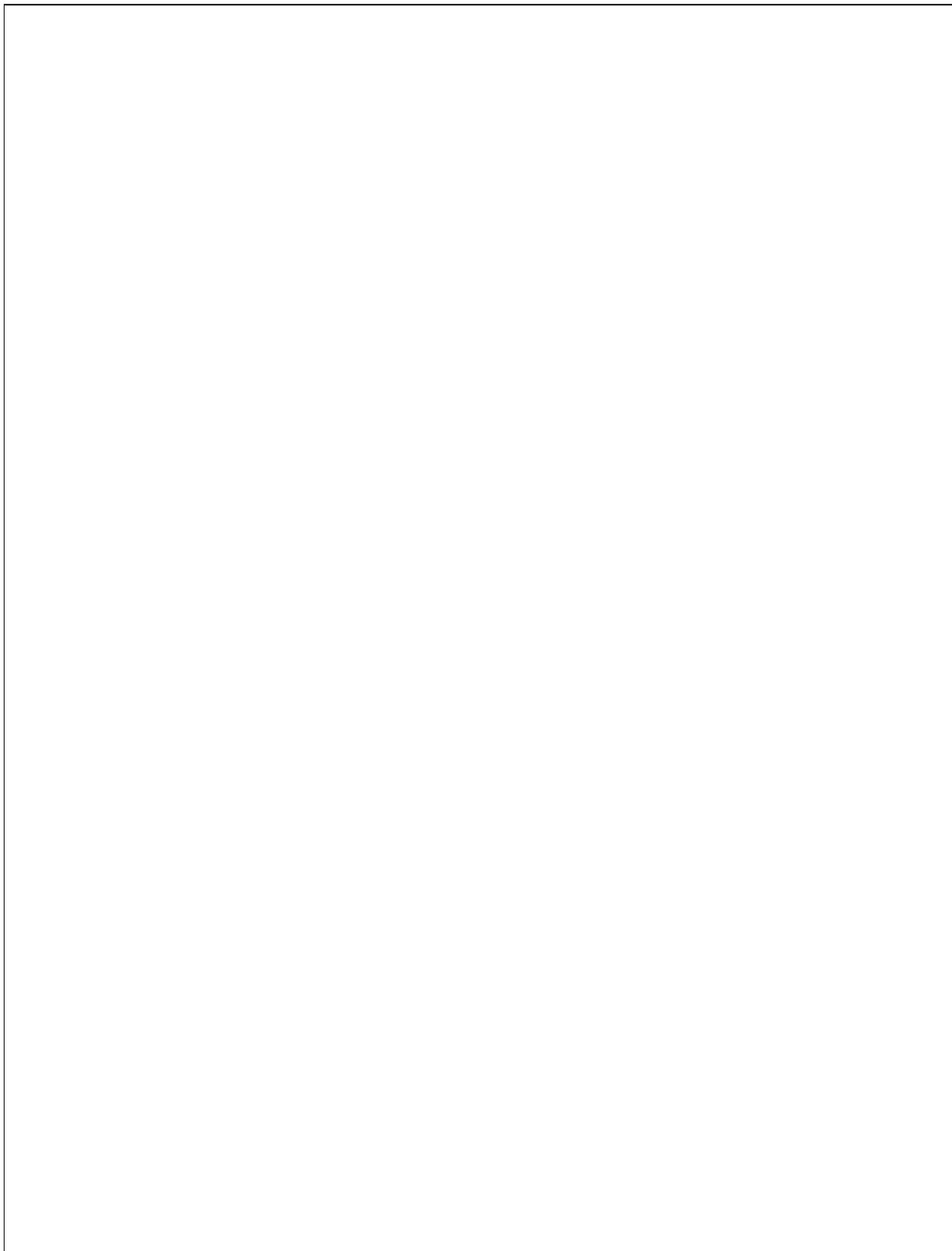
References

- Andaverde, J., Verma, S.P., and Santoyo, E., 2005. Uncertainty estimates of static formation temperatures in boreholes and evaluation of regression models: *Geophysical Journal International*, v. 160, p. 1112–1122.
- Andaverde, J., Verma, S.P., and Schildknecht, F., 1993. Aporte de calor por cristalización fraccionada en dos campos geotérmicos del Cinturón Volcánico Mexicano: *Geofísica Internacional*, v. 32, p. 331–339.
- Anguita, F., Verma, S.P., Márquez, A., Vasconcelos, F.M., López, I., and Laurieta, A., 2001. Circular features in the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 107, p. 265–274.
- Arnold, M., and González-Partida, E., 1987. Le système hydrothermal actuel de Los Hornos (Mexique): Etat du système SO_4^- - SH_2 à 300°C, origine du soufre et phénomènes d'oxydation associés à l'ébullition du fluide ascendant: *Mineralium Deposita*, v. 22, p. 90–98.

- Bertani, R., 2005, World geothermal power generation in the period 2001–2005: *Geothermics*, v. 34, p. 651–690.
- Bevington, P.R., and Robinson, D.K., 2003, *Data reduction and error analysis for the physical sciences*: Boston, Mc Graw Hill, 320 p.
- Bienkowski, R., Torres-Alvarado, I.S., and Hinderer, M., 2005, Geochemical modeling of acid fluids in Los Humeros geothermal field, México, *in* *Proceedings World Geothermal Congress 2005*, Antalya, Turkey.
- Bohrson, W.A., and Spera, F.J., 2001, Energy-constrained open-system magmatic processes II: Application of energy-constrained assimilation – fractional crystallization (EC-AFC) model to magmatic systems: *Journal of Petrology*, v. 42, p. 1019–1041.
- Bohrson, W.A., and Spera, F.J., 2003, Energy-constrained open-system magmatic processes IV: Geochemical, thermal and mass consequences of energy-constrained recharge, assimilation and fractional crystallization (EC-RAFC): *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 4, p. 1–25, doi:8010.1029/2002GC000316.
- Campos-Enriquez, J.O., and Arredondo-Fragoso, J.J., 1992, Gravity study of Los Humeros caldera complex, Mexico: Structure and associated geothermal system: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 49, p. 69–90.
- Campos-Enriquez, J.O., Domínguez-Méndez, F., Lozada-Zumaeta, M., Morales-Rodríguez, H.F., and Andaverde-Arredondo, J., 2005, Application of the Gauss theorem to the study of silicic calderas: The calderas of La Primavera, Los Azufres and Los Humeros (Mexico): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 147, p. 39–67.
- Campos-Enriquez, J.O., and Duran, M.F., 1986, Determinación preliminar del campo de temperaturas en Los Humeros, Puebla: *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía*, v. 2, p. 141–152.
- Castillo-Román, J., Verma, S.P., and Andaverde, J., 1991, Modelación de temperaturas bajo la caldera de Los Humeros, Puebla, México, en términos de profundidad de la cámara magmática: *Geofísica Internacional*, v. 30, p. 149–172.
- Cedillo-Rodríguez, F., 2000, Modelo hidrogeológico de los yacimientos geotérmicos de Los Humeros, Pue., México: *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía*, v. 15, p. 159–170.
- CFE, 2009, Comisión Federal de Electricidad, Generación de electricidad, SENER, México, <http://www.cfe.gob.mx/es/LaEmpresa/generacionelectricidad/> (Accessed 16 June 2009).
- Contreras, E., Domínguez, B., and Rivera, M.O., 1990, Mediciones petrofísicas en núcleos de perforación del campo geotérmico Los Humeros: *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía*, v. 6, p. 9–42.
- Crisp, J.A., 1984, Rates of magma emplacement and volcanic output: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 20, p. 177–211.
- Dickson, M.H., and Fanelli, M., 2003, *Geothermal energy: Utilizations and technology*: UNESCO.
- Ferriz, H., 1985, Zoneamiento composicional y mineralógico en los productos eruptivos del entro volcánico de Los Humeros, Puebla, México: *Geofísica*, v. 24, p. 97–157.
- Ferriz, H., and Mahood, G.A., 1984, Eruption rates and compositional trends at Los Humeros volcanic center, Puebla, Mexico: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 8511–8524.
- Ferriz, H., and Mahood, G.A., 1987, Strong compositional zonation in a silicic magmatic system: Los Humeros, Mexican Neovolcanic Belt: *Journal of Petrology*, v. 28, p. 171–209.
- Fischer, M., Roller, K., Kuster, M., Stockhert, B., and Mcconnell, V.S., 2003, Open fissure mineralization at 2600 m depth in Long Valley exploratory well (California) – insight into the history of the hydrothermal system: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 127, p. 347–363.
- Flores, L.C., Álvarez, R., Singh, S.K., and Urrutia, J., 1978, Aeromagnetic survey of Los Humeros caldera, Mexico: *Geofísica Internacional*, v. 17, p. 415–428.
- Giberti, G., Moreno, S., and Sartoris, G., 1984a, Evaluation of approximations in modelling the cooling of magmatic bodies: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 20, p. 297–310.
- Giberti, G., Moreno, S., and Sartoris, G., 1984b, Thermal history of Phlegraean fields (Italy) in the last 50,000 years: A schematic numerical model: *Bulletin Volcanologique*, v. 47, p. 331–341.
- Giberti, G., and Sartoris, G., 1989, Evaluation of approximations in modelling the thermal history of a volcanic area: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 36, p. 233–240.
- Gómez-Arias, E., Andaverde, J., Santoyo, E., and Urquiza, G., 2009, Determinación de la viscosidad y su incertidumbre en fluidos de perforación usados en la construcción de pozos geotérmicos: Aplicación en el campo de Los Humeros, Puebla, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 26, p. 516–529.

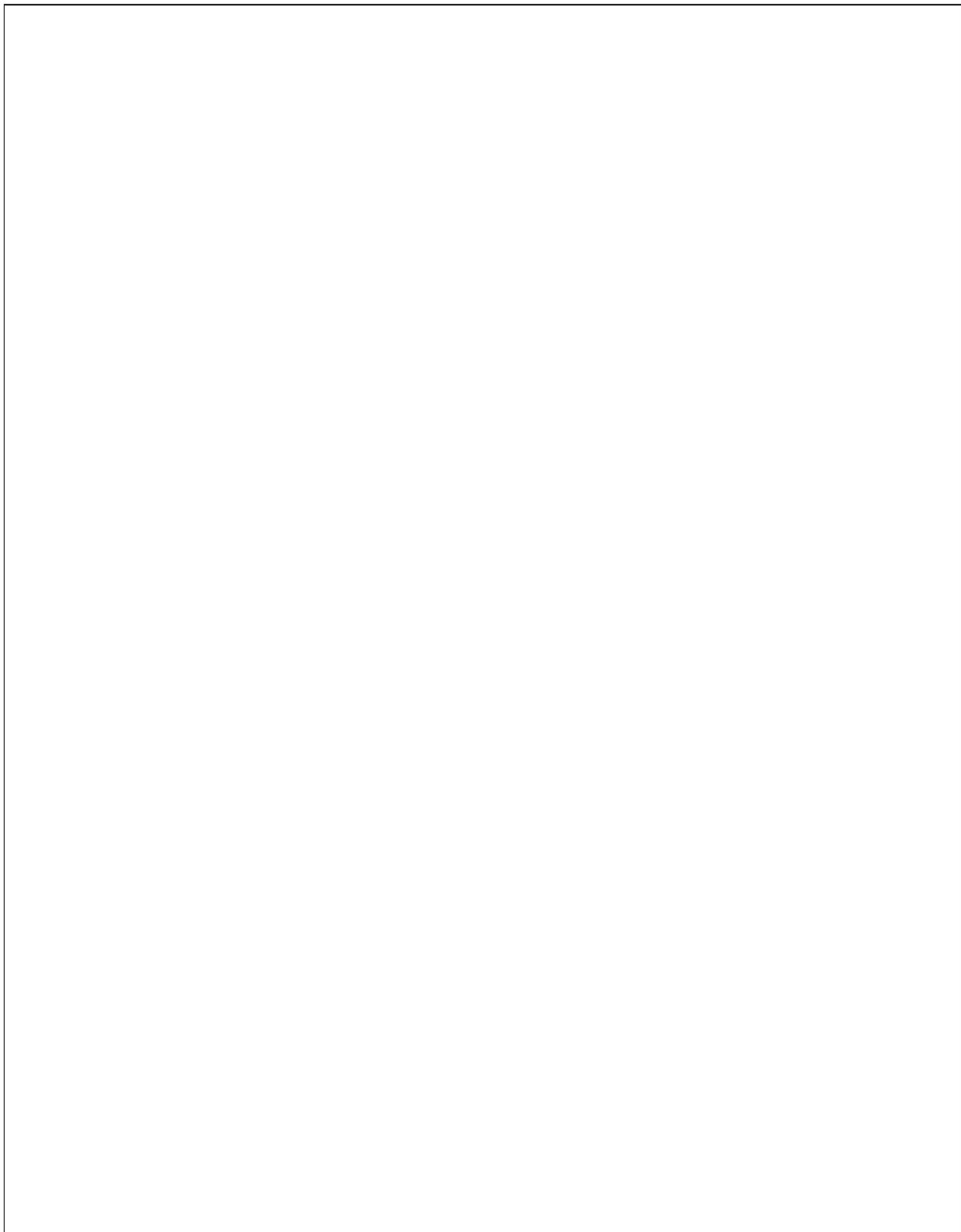
- González-Morán, T., and Suro-Pérez, V., 1982, Obtención de parámetros físicos de las estructuras principales localizadas en la caldera de los Humeros, Puebla: *Geofísica Internacional*, v. 21, p. 57–68.
- González-Partida, E., Tello-Hinojosa, E., and Verma, M.P., 2001, Interacción agua geotérmica-manantiales en el campo geotérmico de Los Humeros, Puebla, México: *Ingeniería Hidráulica en México*, v. 16, p. 185–194.
- Henley, R.W., Truesdell, A.H., Barton, P.B., and Whitney, J.A., 1984, Fluid-mineral equilibria in hydrothermal systems: El Paso, TX, Society of Economic Geologists, v. 1.
- Jellinek, A.M., and DePaolo, D.J., 2003, A model for the origin of large silicic magma chambers: Precursors of caldera-forming eruptions: *Bulletin of Volcanology*, v. 65, p. 363–381.
- Luhr, J.F., Kimberly, P., Siebert, L., Aranda-Gomez, J.J., Housh, T.B., and Mattiotti, G.K., 2006, México's Quaternary volcanic rocks: Insights from the MEXPET petrological and geochemical database, *in*: Siebe, C., Macías, J.L., and Aguirre-Díaz, G.J., eds., *Neogene-Quaternary continental margin volcanism: A perspective from México*: Boulder, CO, Geological Society of America Special Paper 402.
- Martínez-Serrano, R.G., 2002, Chemical variations in hydrothermal minerals of the Los Humeros geothermal system, Mexico: *Geothermics*, v. 31, p. 579–612.
- Medina-Martínez, M., 2000, Intervalos productores de fluidos en los pozos H-35 y H-39 del campo geotérmico Los Humeros, Puebla, México: *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía*, v. 16, p. 51–60.
- Nielsen, S.B., Balling, N., and Christian, H.S., 1990, Formation temperatures determined from stochastic inversion of borehole observations: *Geophysical Journal International*, v. 101, p. 581–590.
- Pérez-Reynoso, J., 1979, Geografía y petrografía de la caldera de Los Humeros: *Geomimet*, v. 91, p. 97–106.
- Prol, R.M., and González-Morán, T., 1982, Modelo preliminar del régimen térmico conductivo en la caldera de Los Humeros, Puebla: *Geofísica Internacional*, v. 21, p. 295–307.
- Robin, C., 1982, Mexico, *in* Thorpe, R.S., ed., *Andesites*: Chichester, John Wiley & Sons.
- Sanders, C.O., 1984, Location and configuration of magma bodies beneath Long Valley, California determined from anomalous earthquake signals: *Journal of Geophysical Research*, v. 89, p. 8287–8302.
- Shaw, H.R., 1985, Links between magma-tectonic rate balances, plutonism, and volcanism: *Journal of Geophysical Research*, v. 90, p. 11275–11288.
- Spera, F.J., 1980, Thermal evolution of plutons: A parametrized approach: *Science* v. 207, p. 299–301.
- Spera, F.J., and Bohron, W.A., 2001, Energy-constrained open-system magmatic processes I: General model and energy-constrained assimilation and fractional crystallization (EC-AFC) formulation: *Journal of Petrology*, v. 42, p. 999–1018.
- Spera, F.J., and Bohron, W.A., 2002, Energy-constrained open-system magmatic processes 3: Energy-constrained recharge, assimilation and fractional crystallization (EC-RAFC): *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 3, p. 1–20, doi:10.1029/2002GC000315.
- Spera, F.J., Yuen, D.A., and Kirschvink, S.J., 1982, Thermal boundary layer convection in silicic magma chambers: Effects of temperature-dependent rheology and implications for thermogravitational chemical fractionation: *Journal of Geophysical Research*, v. 87, p. 8755–8767.
- Stimac, J.A., Goff, F., and Wohletz, K., 2001, Thermal modeling of the Clear Lake magmatic-hydrothermal system, California, USA: *Geothermics*, v. 30, p. 349–390.
- Tait, S.R., 1988, Samples from the crystallising boundary layer of a zoned magma chamber: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 100, p. 470–483.
- Tello-Hinojosa, E., 1992, Composición química de la fase líquida a descarga total y a condiciones de reservorio de pozos geotérmicos de Los Humeros, Puebla, México: *Geofísica Internacional*, v. 31, p. 383–390.
- Tiampo, K.F., Rundle, J.B., Fernandez, J., and Langbein, J.O., 2000, Spherical and ellipsoidal volcanic sources at Long Valley caldera, California, using a genetic algorithm inversion technique: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 102, p. 189–206.
- Torres-Alvarado, I.S., Smith, A.D., and Castillo-Román, J., 2011, Sr, Nd and Pb isotopic and geochemical constraints for the origin of magmas in Popocatepetl volcano (Central Mexico) and their relationship with the adjacent volcanic fields: *International Geology Review*, v. 53, p. 84–115.
- Valentine, G.A., 1992, Magma chamber dynamics, *in* Nierenberg, W.A., ed., *Encyclopedia of Earth system science*: New York, Academic Press, v. 3, p. 1–17.

- Valentine, G.A., Zhang, D., and Robinson, B.A., 2002, Modeling complex, nonlinear geological processes: *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, v. 30, p. 35–64.
- Velasco-Tapia, F., and Verma, S.P., 2001, Estado actual de la investigación geoquímica en el campo monogenético de la Sierra de Chichinautzin: Análisis de información y perspectivas: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 18, p. 1–36.
- Verma, M.P., Verma, S.P., and Sanvicente, H., 1990, Temperature field simulation with stratification model of magma chamber under Los Humeros caldera, Puebla, Mexico: *Geothermics*, v. 19, p. 187–197.
- Verma, S.P., 1983, Magma genesis and chamber processes at Los Humeros caldera, Mexico – Nd and Sr isotope data: *Nature*, v. 301, p. 52–55.
- Verma, S.P., 1984, Alkali and alkaline earth element geochemistry of Los Humeros caldera, Puebla, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 20, p. 21–40.
- Verma, S.P., 1985a, On the magma chamber characteristics as inferred from surface geology and geochemistry: Examples from Mexican geothermal areas: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 41, p. 207–214.
- Verma, S.P., 1985b, Mexican Volcanic Belt. Part 1 (Preface): *Geofísica Internacional*, v. 24, p. 7–18.
- Verma, S.P., 2000, Geochemical evidence for a lithospheric source for magmas from Los Humeros caldera, Puebla, Mexico: *Chemical Geology*, v. 164, p. 35–60.
- Verma, S.P., 2001, Geochemical evidence for a lithospheric source for magmas from Aocolco caldera, eastern Mexican Volcanic Belt: *International Geology Review*, v. 43, p. 31–51.
- Verma, S.P., 2002, Absence of Cocos plate subduction-related basic volcanism in southern Mexico: A unique case on Earth?: *Geology*, v. 30, p. 1095–1098.
- Verma, S.P., 2004, Solely extension-related origin of the eastern to west-central Mexican Volcanic Belt (Mexico) from partial melting inversion model: *Current Science*, v. 86, p. 713–719.
- Verma, S.P., 2005, Estadística básica para el manejo de datos experimentales: Aplicación en la Geoquímica (Geoquimiometría): Mexico, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, 186 p.
- Verma, S.P., 2009, Continental rift setting for the central part of the Mexican Volcanic Belt: A statistical approach: *The Open Geology Journal*, v. 3, p. 8–29.
- Verma, S.P., and Andaverde, J., 1996, Temperature distributions from cooling of a magma chamber in Los Azufres geothermal field, Michoacán, Mexico: *Geofísica Internacional*, v. 35, p. 105–113.
- Verma, S.P., and Andaverde, J., 2007, Coupling of thermal and chemical simulations in a 3-D integrated magma chamber-reservoir model: A new geothermal energy research frontier, *in* Ueckermann, H.I., ed., *Geothermal energy research trends*: New York, Nova Science Publishers, p. 149–188.
- Verma, S.P., and Lopez, M.M., 1982, Geochemistry of Los Humeros caldera, Puebla, Mexico: *Bulletin Volcanologique*, v. 45, p. 63–79.
- Verma, S.P., and Rodríguez-González, U., 1997, Temperature field distribution from cooling of a magma chamber in La Primavera caldera, Jalisco, México: *Geothermics*, v. 26, p. 25–42.
- Wohletz, K., Civetta, L., and Orsi, G., 1999, Thermal evolution of the Phlegraean magmatic system: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 91, p. 381–414.



APÉNDICE C

Verma, S.P., Arredondo-Parra, U.C., Andaverde, J., Gómez-Arias, E., Guerrero-Martínez, F.J., 2011, Three-dimensional temperature field simulation of cooling of a magma chamber, La Primavera caldera, Jalisco, Mexico. *International Geology Review*, (en prensa).



Three-dimensional temperature field simulation of cooling of a magma chamber, La Primavera caldera, Jalisco, Mexico

AQ1

Surendra P. Verma^{a*}, Usy C. Arredondo-Parra^a, Jorge Andaverde^b, Efraín Gómez-Arias^c and Fernando J. Guerrero-Martínez^c

5 ^aDepartamento de Sistemas Energéticos, Centro de Investigación en Energía, Universidad Nacional Autónoma de México, Temixco, Morelos 62580, Mexico; ^bFacultad de Ciencias Químicas, Universidad Veracruzana, Coatzacoalcos, Veracruz 96538, Mexico; ^cPosgrado en Ingeniería, Centro de Investigación en Energía, Universidad Nacional Autónoma de México, Temixco, Morelos 62580, Mexico

AQ2

(Accepted 21 April 2011)

10 The La Primavera caldera lies close to the triple junction of the Tepic-Zacoalco, Colima, and Chapala rifts in the western part of the Mexican Volcanic Belt. It is a promising geothermal field with 13 deep wells already drilled. We calculated solute geothermometric temperatures (Na/K and SiO₂) from the chemistry of geothermal water samples; determined values are generally between 99°C and 202°C for springs and between 131°C and 298°C for wells. Thermal modelling is an important geophysical tool as documented in the study of this and other Mexican geothermal areas. Using the computer program TCHEMSYS, we report new simulation results of three-dimensional (3-D) thermal modelling of the magma chamber underlying this caldera through its entire eruptive history. Equations (quadratic fit) describing the simulated temperatures as a function of the age, volume and depth of the magma chamber are first presented; these indicate that both the depth and the age of the magma chamber are more important parameters than its volume. A comparison of 3-D modelling of the La Primavera and Los Humeros calderas also shows that the depth of the magma chamber is more important than its volume. The best model for the La Primavera caldera has 0.15 million year as the emplacement age of the magma chamber, its top at a depth of 4 km, and its volume as 600 km³. Fresh magma recharge events within the middle part of the magma chamber were also considered at 0.095, 0.075, and 0.040 Ma. The simulation results were evaluated in the light of actually measured and solute geothermometric temperatures in five geothermal wells. Future work should involve a smaller mesh size of 0.050 or 0.10 km on each side (instead of 0.25 km currently used) and take into account the topography of the area and all petrogenetic processes of fractional crystallization, assimilation, and magma mixing as well as heat generation from natural radioactive elements.

Keywords: heat budget; temperature field; modelling; geothermal field; magma chamber

AQ3

Introduction

30 Temperature field simulation from a magma chamber constitutes an important area of research to understand the origin and evolution of calderas and assess their geothermal potential (Spera *et al.* 1982; Giberti *et al.* 1984; AQ4 Verma 1985a, 1985b; Tait 1988; Giberti and Sartoris 1989; AQ5 Valentine 1992; Stimac *et al.* 2001). In Mexico, numerous AQ6 studies (Verma 1985a; Verma *et al.* 1990; Castillo-Román AQ7 1991; Verma and Andaverde 1996, 2007; Verma *et al.* 2011a) have been carried out mainly in the Los Humeros caldera of the eastern part of the Mexican Volcanic Belt (MVB; see Figure 1).

40 The La Primavera caldera is situated in the western part of the MVB near the triple junction of three rifts or graben systems, namely, Tepic-Zacolaco rift, Colima rift, and Chapala rift (Figure 1). Exploratory well-drilling work to 2.986 km subsurface depth indicated high temperatures

(Mahood 1977; Mahood *et al.* 1983; Villa Merlo *et al.* 45 1987; Yokoyama 1991; Maciel-Flores and Rosas-Elguera AQ8 1992).

The only available temperature field simulation study in this caldera (Verma and Rodríguez-González 1997) was carried out in two dimensions (2-D), assuming the top of 50 the magma chamber at 5–7 km depth and horizontal dimensions of 10–12 km width. The resulting isotherms were qualitatively compared with the actually measured bottom hole temperatures.

In this work our aim was to carry out thermal simulation in three dimensions (3-D) of several different models 55 of a magma chamber assumed to underlie this caldera as the primary heat source. The entire eruption history of the caldera was simulated for different models of the magma chamber (volume and depth), its emplacement age, 60 as well as different physical properties of the region. These

*Corresponding author. Email: spv@cie.unam.mx

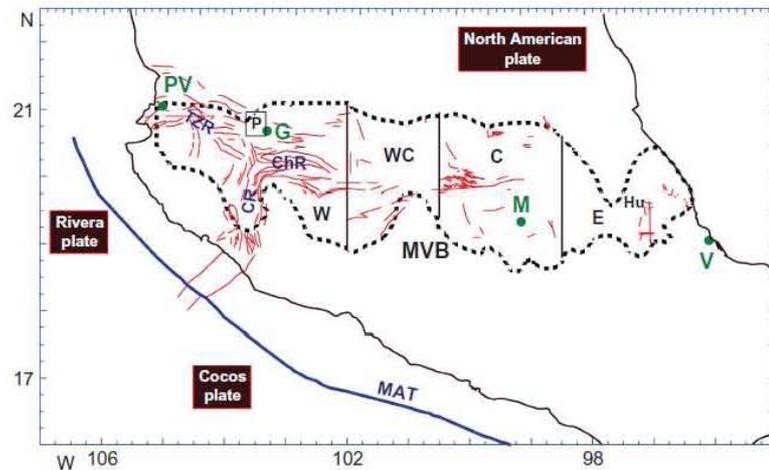


Figure 1. Location of the La Primavera caldera (P), Jalisco, in the western part of the Mexican Volcanic Belt (MVB; modified after Verma 2000). MAT, Middle America Trench; TZR, Tepic-Zacoalco rift; CR, Colima rift; ChR, Chapala rift; PV, Puerto Vallarta; V, Veracruz; G, Guadalajara; M, Mexico City; Hu, Los Humeros caldera; W, WC, C, and E refer to, respectively, the western, west-central, central, and eastern parts of the MVB. Major geological faults and fractures and the subdivision of the MVB (after Verma *et al.* 2011b) are also shown schematically.

results enabled us to propose five equations that were used to understand the sensitivity of these parameters to the simulated temperature field.

65 Geological synthesis

The geology of the La Primavera caldera (about 12 km diameter) has been summarized by several researchers (Mahood 1977; 1980, 1981a, 1981b; Wright 1981; Mahood and Drake 1982; Mahood *et al.* 1983; Villa Merlo *et al.* 1987; Mahood and Halliday 1988; Michael 1988; Alatorre-Zamora and Campos-Enriquez 1991; Yokoyama 1991; Maciel-Flores and Rosas-Elguera 1992; Verma and Rodríguez-González 1997; Campos-Enriquez *et al.* 2005). Different eruptive events were dated by Mahood and Drake (1982) using K–Ar method. These dates vary from about 0.145 to 0.025 Ma. Figure 2 presents a simplified geologic map of the area as well as the locations of drill wells.

The nature of regional basement in the La Primavera area is not clearly known because of an extensive, thick cover of younger volcanic rocks. Drilling (Figure 3) has revealed that the oldest units consist of granitic and granodioritic rocks mainly below about 3000 m subsurface depth. This deeper layer is overlain by dominantly andesitic rocks about 1150 m thick. The third lithologic unit about 100 m thick consists of rhyolites. The upper unit is a sequence of lithic tuffs and minor andesites of an average thickness of about 750 and 1000 m, respectively.

The La Primavera caldera is a very young (late Pleistocene) volcanic complex, in which the oldest

pre-caldera lavas are about 65 m-thick peralkaline rhyolites at about 400 m depth. The earliest eruptions of pre-caldera lavas took place between about 0.145 and 0.100 Ma. The eruption of caldera-forming event (40 km³ of Tala tuff) occurred at about 0.095 Ma. Tala tuff and caldera-lake sediments overlie these peralkaline rocks. Soon afterwards, central domes and older ring domes (about 5 km³) were emplaced. Eruption of younger ring domes (about 3 km³) took place at about 0.075 Ma, which was followed by uplift and final eruption of southern arc lavas (about 7 km³) at about 0.060–0.025 Ma (Figure 3).

Geothermometric temperatures

Thermal manifestations (hot springs with actually measured temperatures around 65°C associated with geological faults and fumaroles related to caldera collapse and to later magma resurgence) were also studied by Mahood *et al.* (1983) for estimating subsurface temperatures from solute geothermometers. Using solute geothermometers for spring water, Mahood *et al.* (1983; their table 3) reported moderately high subsurface temperatures at La Primavera (148–199°C from Na–K geothermometer (White 1970; Fournier 1979) and 93–163°C from Na–K–Ca geothermometer (Fournier and Truesdell 1973; Fournier and Potter 1979)). The $\delta^{18}\text{O}$ (SO₄–H₂O) geothermometer (McKenzie and Truesdell 1977) provided slightly higher temperature estimates of 184–192°C.

Our own estimates of geothermometric temperatures of spring data presented by Mahood *et al.* (1983) through computer program SolGeo (Verma *et al.* 2008) provided

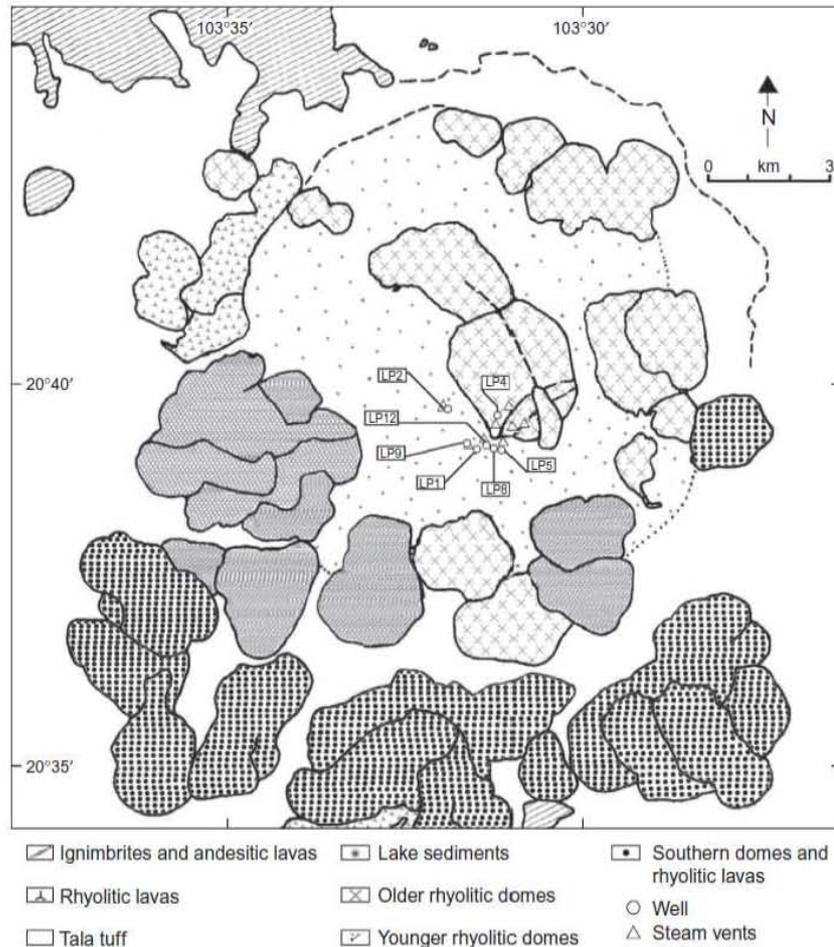


Figure 2. Simplified surface geology of the La Primavera caldera, modified after Mahood (1977, 1980, 1981a, 1981b). The wells referred to in the text are identified.

120 the following results (Table 1, only those temperatures for
 125 which respective errors could be determined are tabulated):
 (1) for Na–K geothermometers from $140^{\circ}\text{C} \pm 43^{\circ}\text{C}$ to
 $199^{\circ}\text{C} \pm 53^{\circ}\text{C}$ (Fournier 1979), from $146^{\circ}\text{C} \pm 35^{\circ}\text{C}$ to
 $202^{\circ}\text{C} \pm 42^{\circ}\text{C}$ (Verma and Santoyo 1997), $102^{\circ}\text{C} \pm 8^{\circ}\text{C}$
 130 to $170^{\circ}\text{C} \pm 11^{\circ}\text{C}$ (Díaz-González *et al.* 2008), and $99^{\circ}\text{C} \pm 7^{\circ}\text{C}$ to
 $167^{\circ}\text{C} \pm 9^{\circ}\text{C}$ (these temperatures were calculated
 from the equation reported by Verma and Díaz-González
 2011); (2) for Na–Li geothermometers from $84^{\circ}\text{C} \pm 22^{\circ}\text{C}$
 to $166^{\circ}\text{C} \pm 30^{\circ}\text{C}$ (Fouillac and Michard 1981) and from
 $93^{\circ}\text{C} \pm 20^{\circ}\text{C}$ to $176^{\circ}\text{C} \pm 27^{\circ}\text{C}$ (Verma and Santoyo
 1997); and (3) for SiO_2 geothermometers from $149^{\circ}\text{C} \pm 4^{\circ}\text{C}$
 to $190^{\circ}\text{C} \pm 5^{\circ}\text{C}$ (Fournier and Potter 1982) and
 135 from $149^{\circ}\text{C} \pm 2^{\circ}\text{C}$ to $189^{\circ}\text{C} \pm 3^{\circ}\text{C}$ (Verma and Santoyo
 1997). Although the various estimates of Na–K and Na–Li
 geothermometers are in general consistent, SiO_2 geother-
 mometric temperatures are somewhat higher, especially
 when the minimum values are compared.

We also used SolGeo for calculating geothermomet-
 ric temperatures for wells LP2, LP9, LP1, LP8, LP5, and
 LP4 (Figure 2) and obtained the following results (Table 1, 140
 well data from Mahood *et al.* 1983; Villa Merlo *et al.*
 1987): (1) Na–K geothermometers from $168^{\circ}\text{C} \pm 48^{\circ}\text{C}$
 to $296^{\circ}\text{C} \pm 71^{\circ}\text{C}$ (Fournier 1979), $173^{\circ}\text{C} \pm 38^{\circ}\text{C}$ to
 $295^{\circ}\text{C} \pm 56^{\circ}\text{C}$ (Verma and Santoyo 1997), $134^{\circ}\text{C} \pm 9^{\circ}\text{C}$
 to $298^{\circ}\text{C} \pm 16^{\circ}\text{C}$ (Díaz-González *et al.* 2008), and $131^{\circ}\text{C} \pm 8^{\circ}\text{C}$
 to $295^{\circ}\text{C} \pm 14^{\circ}\text{C}$ (Verma and Díaz-González 2011);
 145 (2) Na–Li geothermometers for only two wells (LP2 and
 LP1) from $85^{\circ}\text{C} \pm 22^{\circ}\text{C}$ to $323^{\circ}\text{C} \pm 48^{\circ}\text{C}$ (Fouillac and
 Michard 1981) and from $95^{\circ}\text{C} \pm 20^{\circ}\text{C}$ to $331^{\circ}\text{C} \pm 43^{\circ}\text{C}$
 (Verma and Santoyo 1997); and (3) SiO_2 geothermometers
 150 from $190^{\circ}\text{C} \pm 5^{\circ}\text{C}$ to $289^{\circ}\text{C} \pm 16^{\circ}\text{C}$ (Fournier and Potter
 1982) and from $189^{\circ}\text{C} \pm 3^{\circ}\text{C}$ to $289^{\circ}\text{C} \pm 4^{\circ}\text{C}$ (Verma and
 Santoyo 1997).

The actually measured bottom hole temperatures for
 LP2, LP9, LP1, LP8, and LP5 were between 210°C and 155

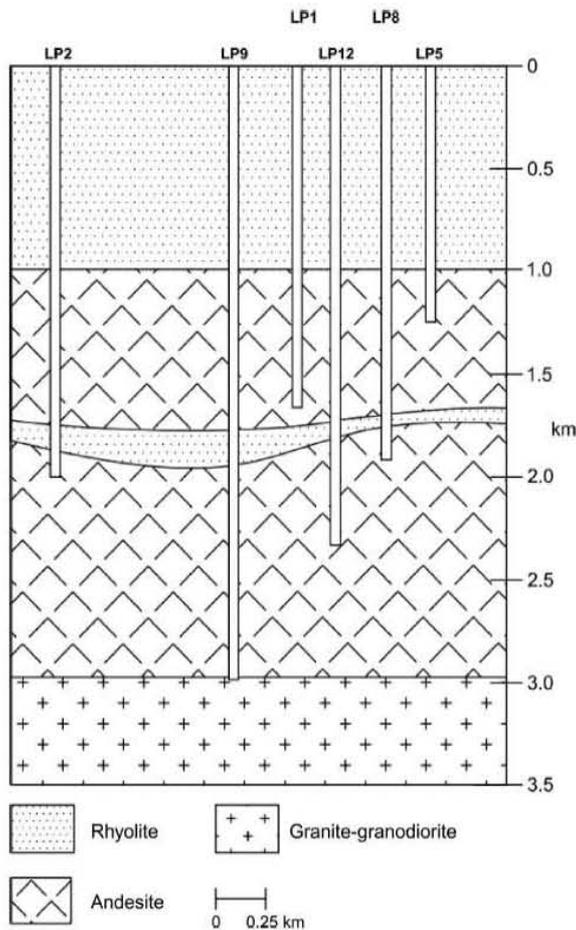


Figure 3. Simplified lithology from the drilling information of wells in the La Primavera caldera (modified after Yokoyama and Mena 1991). The wells (LP – La Primavera) along the approximate section are numbered as follows: LP2 (about 2.005 km depth), LP9 (about 2.986 km depth), LP1 (about 1.822 km depth), LP12 (about 2.560 km depth), LP8 (about 1.861 km depth), LP5 (about 1.215 km depth), and LP4 (about 0.668 km depth; this well is not shown because it lies far away from the section of this figure). The lowermost stratum is assumed to be of granitic and granodioritic composition.

303°C (Villa Merlo *et al.* 1987). For comparison, the solute geothermometric temperatures varied from 131°C to 298°C for Na–K, from 85°C to 331°C for Na–Li, and from 215°C to 289°C for SiO₂.

160 Conceptual model

165 Figure 4 presents a simplified conceptual model for simulating temperature field distribution in the La Primavera caldera. The diameter of the magma chamber was assumed to be 12 km, similar to the caldera diameter. It was supposed to be surrounded by granitic and granodioritic rocks

170 actually encountered at deeper levels during drilling operations. For simulation purposes, the drill well geology (Figure 3) was simplified as three distinct layers, the deepest one consisting of granitic–granodioritic rocks. The geothermal reservoir was assumed to be at 2–3 km sub-surface depth. The shallowest layer was assumed to be dominantly rhyolite.

175 Thermal modelling

We used the computer program TCHEMSYS (*T*hermal and *C*HEMical Modeling of a Volcanic-Geothermal *S*Ystem) by Verma and Andaverde (2007), written in Fortran and consisting of 8 modules that can simulate thermal and chemical evolution of a cylindrical magma chamber in a maximum domain of 30 km in horizontal directions and 20 km in the vertical direction, that is, in a space of 30 × 30 × 20 (18,000) km³. The 3-D heat flow and chemical mass-balance equations are solved by the control volume method, with the volume size of 0.250 km in each direction, that is, 0.250 × 0.250 × 0.250 (0.015625) km³ amounting to 1,152,000 control volumes for the entire simulated region.

185 Verma and Andaverde (2007) used this program to simulate the temperature field and chemical compositions in the Los Humeros geothermal field from the cooling of a magma chamber. The results were validated by comparing the simulated temperatures with the stabilized temperatures from actual bottom hole temperature measurements reported by Andaverde *et al.* (2005) and the simulated major-element chemistry with that of the most-voluminous caldera-forming ignimbrite reported by Verma (2000). More recently, Verma *et al.* (2011a) also used TCHEMSYS to understand the dependence of spatial distribution of simulated temperatures.

195 In this work HEAT_FORMING module of TCHEMSYS (for details on this program, see Verma *et al.* 2011a) was used to simulate temperature field in 3-D for a magma chamber underlying the La Primavera caldera. The initial and boundary conditions as well as other information on the simulation models of the La Primavera caldera are summarized in Table 2. The input data for the program come from three files, which contain information on boundary conditions, emplacement conditions, and mesh construction (Table 2).

200 To simulate and compare the results of different magma chamber models, the volume of the magma chamber was varied from 500 to 700 km³, with its top at depths varying from 4 to 7 km. Correspondingly, the depth of the centroid of the magma chamber ranged from 6.125 to 9.875 km. These chamber volume estimates are reasonable from the geochemical modelling reported by Verma (1985b) and the erupted volumes of differentiated magmas which amount to about 45 km³ for the main caldera-forming event and the related domes emplaced practically during the same

Table 1. Geothermometric temperatures (°C) of springs and wells from the La Primavera geothermal field.

Spring/well	Na-K				Na-Li		SiO ₂	
	F79	VS97	DSR08	VD11	FM81	VS97	FP82	VS97
Springs								
Orfanato	151 (±45)	157 (±36)	114 (±9)	111 (±8)	154 (±29)	164 (±26)	187 (±5)	186 (±3)
Río Caliente	148 (±45)	154 (±36)	111 (±9)	108 (±7)	154 (±28)	163 (±26)	190 (±5)	189 (±3)
Agua Brava	159 (±46)	164 (±37)	124 (±9)	121 (±8)	155 (±29)	165 (±26)	183 (±5)	183 (±3)
Arroyo Verde	151 (±45)	156 (±36)	114 (±9)	111 (±8)	153 (±28)	162 (±26)	186 (±5)	185 (±3)
Agua Caliente	140 (±43)	146 (±35)	102 (±8)	99 (±7)	166 (±30)	176 (±27)	172 (±5)	172 (±3)
Cañón de las flores	199 (±53)	202 (±42)	170 (±11)	167 (±9)	84 (±22)	93 (±20)	149 (±4)	149 (±2)
Wells								
LP2	168 (±48)	173 (±38)	134 (±9)	131 (±8)	85 (±22)	95 (±20)	215 (±7)	215 (±3)
	-175 (±49)	-179 (±39)	-142 (±10)	-139 (±8)	-175 (±31)	-185 (±28)	-289 (±16)	-289 (±4)
LP9	296 (±71)	295 (±56)	298 (±16)	295 (±14)	-	-	-	-
LP1	262 (±64)	262 (±51)	251 (±14)	248 (±12)	323 (±48)	331 (±43)	280 (±15)	281 (±4)
	-278 (±67)	-278 (±53)	-273 (±15)	-270 (±13)	-	-	-	-
LP8	281 (±68)	280 (±54)	276 (±15)	273 (±13)	-	-	-	-
LP5	197 (±52)	201 (±42)	169 (±11)	166 (±9)	-	-	236 (±8)	236 (±3)
	-259 (±63)	-260 (±50)	-247 (±14)	-244 (±12)	-	-	-283 (±15)	-283 (±4)
LP4	199 (±53)	203 (±42)	171 (±11)	168 (±9)	-	-	190 (±5)	189 (±3)

Notes: F79, Fournier (1979); VS97, Verma and Santoyo (1997); DSR08, Díaz-González *et al.* (2008); VD11, Verma and Díaz-González (2011); FM81, Fouillac and Michard (1981); FP82, Fournier and Potter II (1982).

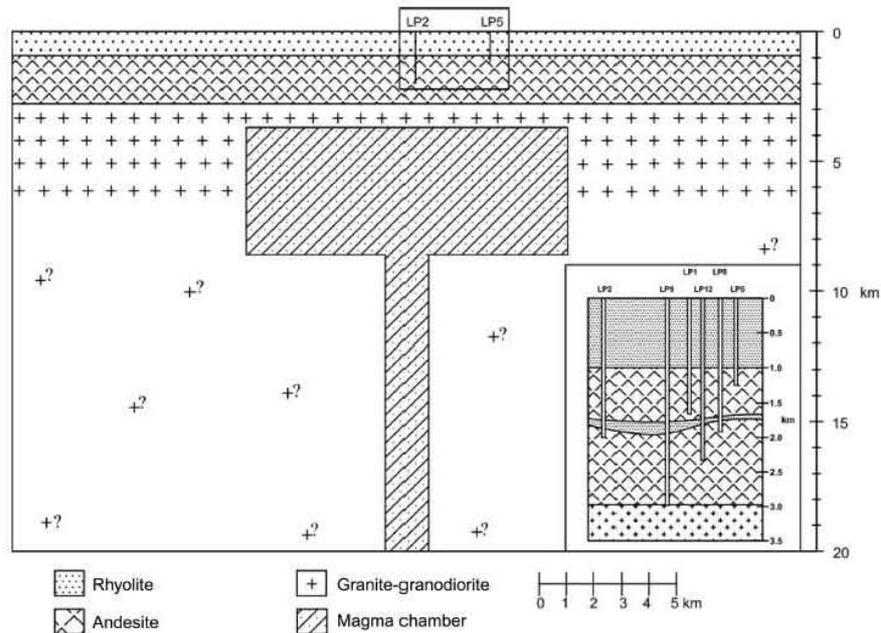


Figure 4. Simplified geological model of geothermal reservoir and magma chamber in the La Primavera caldera. The question marks in the lowermost stratum (assumed to be an intrusive body) represent its hitherto unknown chemical and mineralogical characteristics.

Table 2. Initial and boundary conditions for the model of the La Primavera caldera, Jalisco, Mexico.

Physical property (units)	Emplacement of magma chamber
Boundary conditions	
Surface temperature (T_s) ($^{\circ}\text{C}$)	25
Temperature gradient (ΔT_g) ($^{\circ}\text{C}/\text{km}$)	30
Emplacement conditions	
Volume (V_{cham}) (km^3)	500–700
Radius (r_{cham}) (km)	6
Depth of the top the chamber (d_{cham}) (km)	4–7
Magma emplacement temperature (T_{cham}) ($^{\circ}\text{C}$)	1350
Mesh construction	
Length – x (km)	30
Number of control volumes in x -direction	120
Length – y (km)	30
Number of control volumes in y -direction	120
Number of geological strata	5
Control volume ($\delta x, \delta y, \delta z$) (km)	(0.25, 0.25, 0.25)
Geological strata (1–5)	
Stratum 1 (deepest layer) width (km)	17.00
Rock thermal conductivity (W/mK)	2.60
Specific heat (J/kg K)	1073
Density (kg/m^3)	2460
Stratum 2 width (km)	1.15
Rock thermal conductivity (W/mK)	1.28
Specific heat (J/kg K)	1151
Density (kg/m^3)	2180
Stratum 3 width (km)	0.10
Rock thermal conductivity (W/mK)	2.68
Specific heat (J/kg K)	1074
Density (kg/m^3)	2460
Stratum 4 width (km)	0.75
Rock thermal conductivity (W/mK)	1.28
Specific heat (J/kg K)	1073
Density (kg/m^3)	2460
Stratum 5 (shallowest layer) width (km)	1.00
Rock thermal conductivity (W/mK)	2.08
Specific heat (J/kg K)	900
Density (kg/m^3)	2200
Time constraints	
Time step (Δt) (year)	250
Total simulation time (t) (Ma)	0.095–0.24

time at about 0.095 Ma. The radius of the cylindrical magma chamber (6 km) was assumed to be similar to that of the caldera. Although only highly differentiated rhyolitic magmas are emplaced within the caldera (Mahood 1977; Mahood and Hildreth 1983; Mahood et al. 1983; Mahood and Halliday 1988), the latter is surrounded by volcanic centres that have erupted basic magmas (Mahood et al. 1983; Mahood and Halliday 1988; Michael 1988). Therefore, it is reasonable to assume that the magma chamber was initially formed by mantle-derived basic magmas whose initial temperature was also assumed at about

Table 3. Emplacement conditions for sensitivity evaluation of the La Primavera caldera, Jalisco, Mexico.

Physical property (units)	Emplacement of magma chamber
Depth of the top the chamber (d_{cham}) (km)	4–7
Depth of the chamber centre (ddc_{cham}) (km)	6.125–9.875
Volume (V_{cham}) (km^3)	500–700
Thickness (E_{cham}) (km)	4.4–6.2
Radius (r_{cham}) (km)	6
Magma emplacement temperature (T_{cham}) ($^{\circ}\text{C}$)	1350
Time of emplacement (Ma)	0.095–0.240
Time step (year)	250

1350 $^{\circ}\text{C}$ (Nielson 1990). This assumption is similar to that used for the magma chamber in the Los Humeros caldera (Ferriz 1985; Verma et al. 2011a).

For simulating temperature field from different models (Table 3), the time of emplacement of the magma chamber in the La Primavera was assumed to be 0.240, 0.120, and 0.095 Ma. The depth of the top of the magma chamber was assigned values of 4, 5, 6, and 7 km. The volume of the magma chamber was modelled as three different values of 500, 600, and 700 km^3 . For changing magma chamber volume for a given depth of the top of the chamber, its diameter was assumed to be fixed, that is, the chamber was assumed to grow at deeper levels. Therefore, we also report the subsurface depths of chamber centroid (Table 3).

Thus, TCHEMSYS was run 36 times to simulate temperature field for all combinations of emplacement time, magma chamber depth (either as the depth of the top of the magma chamber or as that of its centroid), and its volume. From these simulated temperatures, best-fit equations were obtained for predicting the temperatures as a function of the emplacement time, chamber depth, and volume variables.

Additional simulations were then carried out using the selected parameters of magma chamber and effective thermal conductivity values of the three layers (Figure 4), which varied as multiples of actual rock thermal conductivity data. These higher conductivity values were necessary to take into account the contribution of geological faults and fractures as well as varying porosity of the rocks. The actual distribution of these properties is difficult to establish, and therefore, different combinations of the effective thermal conductivity values were used for simulation. Besides fractional crystallization and assimilation of country rocks, an additional petrogenetic process of magma recharge was also considered.

Results and discussion

Best-fit equations

The results of temperature simulation at the base of the La Primavera geothermal reservoir (assumed from 2 to

Table 4. Temperature at the base of the geothermal reservoirs (3 km depth) resulting from conductive cooling of a magma chamber in the La Primavera caldera, Jalisco, Mexico.

Emplacement time t (Ma)	Depth of chamber top $d_{t\text{cham}}$ (km)	Chamber centroid $d_{c\text{cham}}$ (km)	Volume V_{cham} (km ³)	Temperature (°C)
0.095	4	6.125	500	338
0.095	5	7.125	500	179
0.095	6	8.125	500	128
0.095	7	9.125	500	120
0.095	4	6.625	600	333
0.095	5	7.625	600	175
0.095	6	8.625	600	127
0.095	7	9.625	600	119
0.095	4	6.875	700	278
0.095	5	7.875	700	154
0.095	6	8.875	700	123
0.095	7	9.875	700	119
0.120	4	6.125	500	360
0.120	5	7.125	500	204
0.120	6	8.125	500	138
0.120	7	9.125	500	122
0.120	4	6.625	600	357
0.120	5	7.625	600	200
0.120	6	8.625	600	137
0.120	7	9.625	600	121
0.120	4	6.875	700	306
0.120	5	7.875	700	175
0.120	6	8.875	700	130
0.120	7	9.875	700	120
0.240	4	6.125	500	400
0.240	5	7.125	500	273
0.240	6	8.125	500	189
0.240	7	9.125	500	145
0.240	4	6.625	600	402
0.240	5	7.625	600	272
0.240	6	8.625	600	188
0.240	7	9.625	600	144
0.240	4	6.875	700	366
0.240	5	7.875	700	246
0.240	6	8.875	700	173
0.240	7	9.875	700	138

3 km subsurface depths) for these different magma chamber models are summarized in Table 4. Qualitatively, for any given magma chamber depth and volume, an increase in emplacement time (t) from 0.095 to 0.240 Ma causes an increase in the temperature at 3 km subsurface depth. For example, for magma chamber of 500 km³ volume (V_{cham}) emplaced at 4 km depth (top of the magma chamber, $d_{t\text{cham}}$) or equivalently at 6.125 km depth of chamber centroid ($d_{c\text{cham}}$), the temperature increases from about 338°C for emplacement time of 0.095 Ma to 360°C for 0.120 Ma and to 400°C for 0.240 Ma (Table 4).

Figure 5 shows the results for one of the models, in which initial time of 0.120 Ma, volume of 600 km³, and chamber depth of 4 km were assumed. Thus, it appears that the magma chamber is still maintained at high temperatures

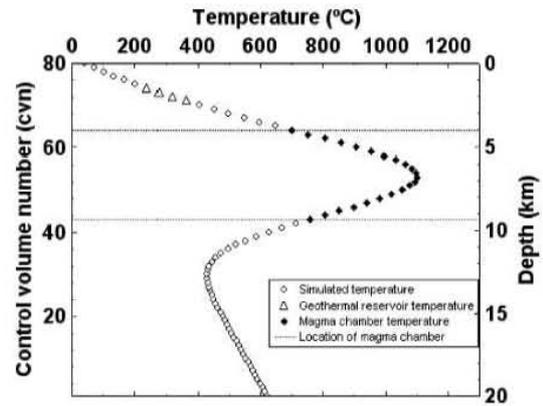


Figure 5. Temperature field distribution as a function of depth in kilometres (vertical axis at the right side of the diagram) or as the number of control volumes (cvn; vertical axis at the left side of the diagram). The magma chamber is schematically shown by dotted lines. The diagram shows the temperature distribution along a vertical line (coordinates 80, 1 in the control volume space) of 20 km depth, at the centre of the chamber ($x = 60$ and $y = 60$), that is, between the surface (coordinates 60, 60, 80) and the deepest part of the simulated volume (60, 60, 1). Note that the thermal anomaly due to the emplacement and cooling of the magma chamber is still observed within the magma chamber (see filled diamonds) as well as both above and below it (see open circles). Open triangles show the temperature field in the geothermal reservoir.

(about 700–1100°C), the centre of the magma chamber being at about 1100°C.

For a given t and V_{cham} , an increase in $d_{t\text{cham}}$ from 4 to 7 km significantly decreases the simulated temperature at 3 km depth (Table 4). For example, for t of 0.095 Ma and V_{cham} of 500 km³, the simulated temperature decreases from 338°C for $d_{t\text{cham}}$ of 4 km, to 179°C for $d_{t\text{cham}}$ of 5 km, to 128°C for $d_{t\text{cham}}$ of 6 km, and to 120°C for $d_{t\text{cham}}$ of 7 km (Table 4).

Finally, for a given t and $d_{t\text{cham}}$ or $d_{c\text{cham}}$, an increase in magma chamber volume slightly decreases the temperature at 3 km subsurface depth. For example, for t of 0.095 Ma and $d_{t\text{cham}}$ of 4 km or $d_{c\text{cham}}$ of 6.125 km, the simulated temperature at 3 km depth decreases from 338°C for V_{cham} of 500 km³ to 333°C for V_{cham} of 600 km³ and to 278°C for V_{cham} of 700 km³. This may be partly due to our magma chamber model, in which it is assumed that the increase in chamber volume at a given depth of the chamber top increases the depth of the chamber centroid, that is, the chamber is supposed to maintain its diameter and grows in the vertical direction only towards the deeper levels.

The best-fit equations for predicting temperatures at the base of the geothermal reservoir in terms of these parameters were obtained to quantitatively interpret the simulated data (Table 4). Two regression equations (1) and (2) for these subsurface temperatures, denominated

$T_{1(Z=3\text{ km})}$ for Equation (1) and $T_{2(Z=3\text{ km})}$ for Equation (2), respectively, were obtained as follows:

$$\begin{aligned} T_{1(Z=3\text{ km})} = & (1110 \pm 230) + (900 \pm 700)t \\ & - (1400 \pm 2100)t^2 + (1.04 \pm 0.70)V_{\text{cham}} \\ & - (1.0 \times 10^{-3} \pm 0.6 \times 10^{-3})V_{\text{cham}}^2 \\ & - (400 \pm 30)d_{\text{cham}} + (29.92 \pm 2.73)d_{\text{cham}}^2 \end{aligned} \quad (1)$$

310

$$\begin{aligned} T_{2(Z=3\text{ km})} = & (1280 \pm 300) + (900 \pm 900)t \\ & - (1400 \pm 2500)t^2 + (2.77 \pm 0.85)V_{\text{cham}} \\ & - (2.2 \times 10^{-3} \pm 0.7 \times 10^{-3})V_{\text{cham}}^2 \\ & - (443 \pm 44)d_{\text{cham}} + (23.04 \pm 2.74)d_{\text{cham}}^2 \end{aligned} \quad (2)$$

The quality of these best-fit equations is characterized by multiple correlation coefficient (R^2 ; Bevington and Robinson 2003) values of 0.97444 and 0.96191, respectively, for Equations (1) and (2). The regression analysis and examination of errors of the coefficients reveal that both intercept and d_{cham} are statistically significant at 99% confidence level in Equation (1) whereas intercept, V_{cham} , and d_{cham} are so in Equation (2). Further, the sizes of the coefficients indicate that the temperature at the base of the geothermal reservoir shows greater dependence on both t and d_{cham} (or d_{ccham}) than on V_{cham} . These results are consistent with similar thermal modelling of the magma chamber in Los Humeros geothermal field (Verma *et al.* 2011a), in which the greater importance of the magma chamber depth was suggested as compared with its volume.

Therefore, to better compare our simulation results for the La Primavera caldera with the Los Humeros caldera, we developed the following three regression equations for each emplacement time (Table 4; Equations (3–5), with R^2 values of 0.97380, 0.98544, 0.99714, respectively).

330

$$\begin{aligned} T_{(t=0.095\text{ Ma})} = & (1300 \pm 400) + (0.95 \pm 1.26)V_{\text{cham}} \\ & - (8.87 \times 10^{-4} \pm 10.5 \times 10^{-4})V_{\text{cham}}^2 \\ & - (450 \pm 50)d_{\text{cham}} + (35.1 \pm 5.0)d_{\text{cham}}^2 \end{aligned} \quad (3)$$

$$\begin{aligned} T_{(t=0.12\text{ Ma})} = & (1300 \pm 325) + (1.02 \pm 1.02)V_{\text{cham}} \\ & - (9.4 \times 10^{-4} \pm 8.5 \times 10^{-4})V_{\text{cham}}^2 \\ & - (441 \pm 44)d_{\text{cham}} + (33.55 \pm 4.02)d_{\text{cham}}^2 \end{aligned} \quad (4)$$

$$\begin{aligned} T_{(t=0.24\text{ Ma})} = & (1004 \pm 155) + (1.15 \pm 0.49)V_{\text{cham}} \\ & - (1.04 \times 10^{-3} \pm 0.41 \times 10^{-3})V_{\text{cham}}^2 \\ & - (314.5 \pm 21.2)d_{\text{cham}} + (21.1 \pm 1.9)d_{\text{cham}}^2 \end{aligned} \quad (5)$$

These equations also show that the depth of the magma chamber is a more important parameter than its volume.

For comparison, the simulation results for the Los Humeros caldera (Verma *et al.* 2011a) were used to obtain the following regression equation ($R^2 = 0.84332$):

335 AQ9

$$\begin{aligned} T_{(\text{LHC})} = & (375 \pm 108) - (3.4 \times 10^{-3} \pm 0.2)V_{\text{cham}} \\ & + (1.1 \times 10^{-7} \pm 7.4 \times 10^{-5})V_{\text{cham}}^2 \\ & - (61.8 \pm 7.4)d_{\text{cham}} + (3.69 \pm 0.49)d_{\text{cham}}^2 \end{aligned} \quad (6)$$

These results for the La Primavera and Los Humeros geothermal fields are in general consistent with the interpretation that the depth of the magma chamber is more important than its volume.

340

The best simulated model

These 36 simulated models used for obtaining the best-fit equations were also evaluated by comparing the simulated temperatures with the actually measured borehole temperatures (Villa Merlo *et al.* 1987). The best models are summarized in Figure 6 and Table 5. Three of these models (A–C) were, in fact, selected from these 36 simulations, with the additional process of magma recharge at 0.095 Ma and modification of physical properties to take into account more efficient heat transfer processes in the geothermal reservoir (see Figure 6 for more details on these models). Because even these models did not fully reproduce the measured temperatures (Table 5), we present a final model (D) (emplacement time 0.150 Ma, chamber volume 600 km³, chamber depth 4 km, magma recharge at 0.095, 0.075, and 0.040 Ma, higher conductivity in both the geothermal reservoir and other geological structures; see Figure 6) which provided somewhat better agreement of the simulated temperatures with the measured and geothermometric temperatures.

345

350

355

360

Finer mesh construction (e.g. 0.050 or 0.100 km on each side instead of 0.250 km currently used) could provide more consistent results with the measured subsurface temperatures. The actual topography of the simulated region will have to be taken into consideration instead of the presently assumed sub-horizontal surface. Additionally, all petrogenetic processes such as fractional crystallization, assimilation, and magma mixing as well as heat generation

365

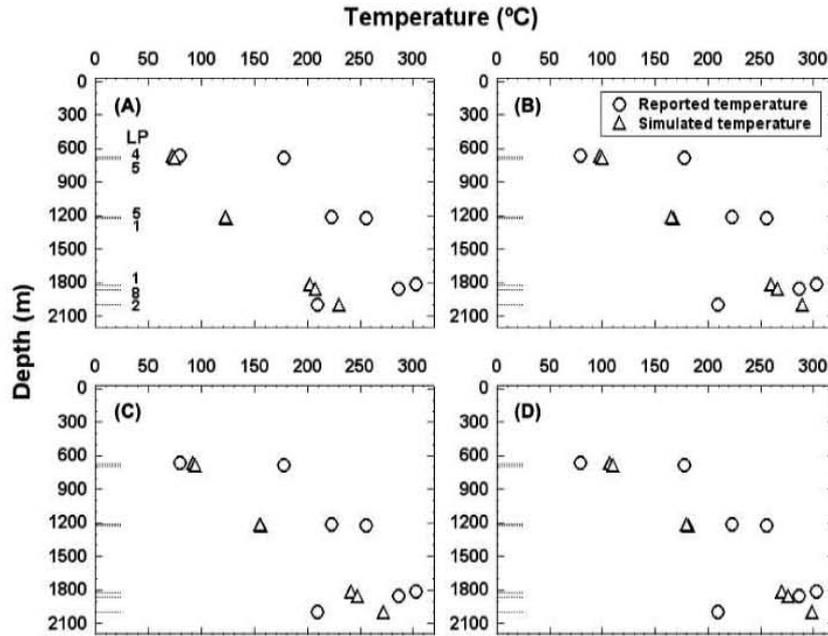


Figure 6. Comparison of simulated temperatures with the measured temperatures in La Primavera geothermal wells LP1, LP2, LP4, LP5, and LP8 (note the approximate depths in (A), where measured temperatures were reported, and see Figures 2 and 3 for locations of wells). The symbols used are shown as inset in (B). For rock thermal conductivity data see Table 2 and for effective conductivity as multiples of rock conductivities see Verma *et al.* (1990) or Castillo-Román *et al.* (1991) and references therein. The geothermal reservoir models were as follows: (A) magma chamber emplacement time (t), its top ($d_{t_{cham}}$), and its volume (V_{cham}) were, respectively, 0.120 Ma, 4 km depth, and 500 km³; magma recharge volume (mag_r) of 5% magma chamber volume at 0.095 Ma; assumed reservoir (2–3 km depth; ek_{res}) effective conductivity of 10 times the rock conductivity; and of the other two layers (upper 0–2 km of effective conductivity ek_{ul} and lower >3 km depth of effective conductivity ek_{ll}) of 1.5 times the respective rock conductivity. (B) Values of t , $d_{t_{cham}}$, and V_{cham} were, respectively, 0.120 Ma, 4 km depth, and 500 km³; mag_r of 10% magma chamber at 0.095 Ma; assumed ek_{res} of 20 times the rock conductivity; and both ek_{ul} and ek_{ll} of 4 times the respective rock conductivity. (C) Values of t , $d_{t_{cham}}$, and V_{cham} were, respectively, 0.120 Ma, 4 km depth, and 500 km³; mag_r of 5% magma chamber at 0.095 Ma; assumed ek_{res} of 20 times the rock conductivity; and both ek_{ul} and ek_{ll} of 4 times the respective rock conductivity. (D) Values of t , $d_{t_{cham}}$, and V_{cham} were, respectively, 0.15 Ma, 4 km depth, and 600 km³; mag_r of 10% magma chamber at 0.095 Ma; mag_r of 5% magma chamber at 0.075 and 0.040 Ma; assumed ek_{res} of 20 times the rock conductivity; and both ek_{ul} and ek_{ll} of 4 times the respective rock conductivity values.

370 from radioactive elements naturally present in rocks should be taken into account. Besides, convection processes in the geothermal reservoir will have to be simulated. We also envision the need of running TCHEMSYS in an automatic

way, which could efficiently provide the best model(s) for each application. Unfortunately, in order to achieve these goals, we would need better computing facilities than those currently available to us. On the other hand, stabilized

375

Table 5. Measured and geothermometric (Na–K and SiO₂) temperatures versus temperature resulting from conductive cooling of a magma chamber in the La Primavera caldera (LPC), Jalisco, Mexico.

Well	Depth (km)	Measured temperature (°C)	Geothermometric temperature (°C)	Simulated temperature Model A (°C)	Simulated temperature Model B (°C)	Simulated temperature Model C (°C)	Simulated temperature Model D (°C)
LP2	2000	210	131–289	230	290	272	299
LP1	1226	256	–	124	168	156	182
LP1	1822	303	248–281	203	260	242	270
LP8	1861	287	273–281	209	266	248	276
LP5	690	178	–	74	100	94	110
LP5	1215	223	166–283	123	166	155	180
LP4	668	80	168–203	72	98	92	107

formation temperatures (Andaverde *et al.* 2005) will be necessary for a better comparison of the results.

380 Conclusions

Using 3-D simulations of the La Primavera caldera, we present two equations describing the simulated temperature at the base of the geothermal reservoir as a function of the age, volume, and depth of the magma chamber, as well as three equations for its volume and depth. The best model was obtained for a magma chamber emplacement age of 0.15 million year, with its top at a depth of 4 km, and a volume of 600 km³. Our temperature simulation results were evaluated in the light of the actually measured temperatures in five geothermal wells (Table 5, model D).

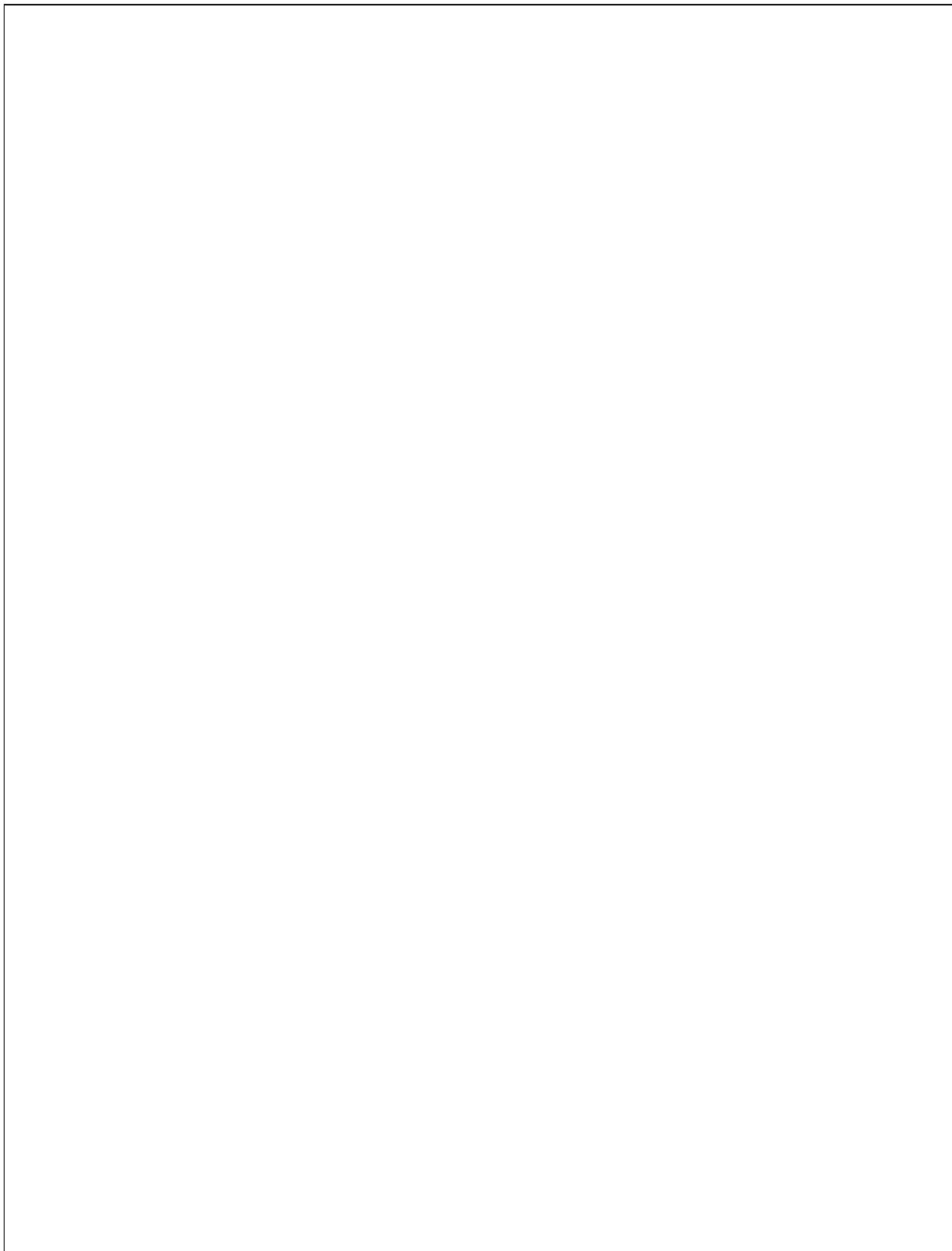
Acknowledgements

Efraín Gómez-Arias and Fernando Guerrero-Martínez benefited from doctoral and master's fellowships from Conacyt, respectively, and Usy C. Arredondo-Parra did so partly from Sistema Nacional de Investigadores as Ayudantes de Investigador Nacional nivel 3. Jorge Andaverde is grateful to his university for granting him permission to periodically travel to Morelos and participate in this research. We also thank Carlos García Sánchez and Luis Eduardo Aguilar Pavón for help with the preparation of Figures 3 and 4. We are grateful to Oscar Silva Aguilar for kindly reviewing an earlier version of this article.

References

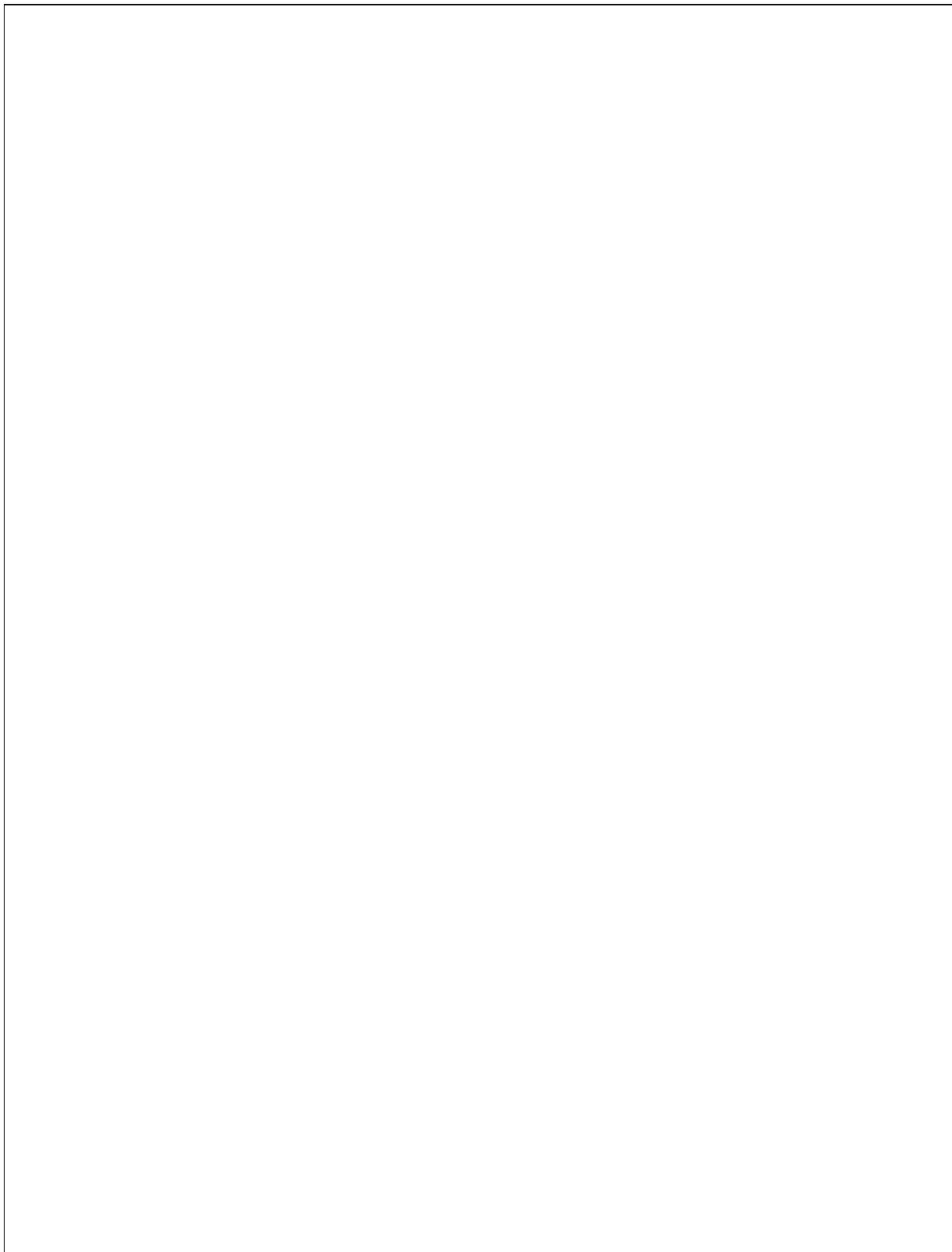
- Alatorre-Zamora, M.A., and Campos-Enriquez, J.O., 1991, La Primavera caldera (Mexico): Structure inferred from gravity and hydrogeological considerations: *Geophysics*, v. 56, p. 992–1002.
- AQ10 Andaverde, J., Verma, S.P., and Schildknecht, F., 1993, Aporte de calor por cristalización fraccionada en dos campos geotérmicos del Cinturón Volcánico Mexicano: *Geofísica Internacional*, v. 32, p. 331–339.
- 410 Andaverde, J., Verma, S.P., and Santoyo, E., 2005, Uncertainty estimates of static formation temperatures in boreholes and evaluation of regression models: *Geophysical Journal International*, v. 160, p. 1112–1122.
- 415 Bevington, P.R., and Robinson, D.K., 2003, *Data reduction and error analysis for the physical sciences*: Boston, MA, McGraw-Hill, 320 p.
- Campos-Enriquez, J.O., Domínguez-Méndez, F., Lozada-Zumaeta, M., Morales-Rodríguez, H.F., and Andaverde-Arredondo, J.A., 2005, Application of the Gauss theorem to the study of silicic calderas: The calderas of La Primavera, Los Azufres, and Los Humeros (Mexico): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 147, p. 39–67.
- 425 Castillo-Román, J., Verma, S.P., and Andaverde, J., 1991, Modelación de temperaturas bajo la caldera de Los Humeros, Puebla, México, en términos de profundidad de la cámara magmática: *Geofísica Internacional*, v. 30, p. 149–172.
- 430 Díaz-González, L., Santoyo, E., and Reyes-Reyes, J., 2008, Tres nuevos geotermómetros mejorados de Na/K usando herramientas computacionales y geoquimiométricas: Aplicación a la predicción de temperaturas de sistemas geotérmicos: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 25, p. 465–482.
- Ferriz, H., 1985, Zoneamiento composicional y mineralógico en los productos eruptivos del centro volcánico de Los Humeros, Puebla, México: *Geofísica Internacional*, v. 24, p. 97–157.
- 435 Fouillac, C., and Michard, G., 1981, Sodium/lithium ratio in water applied to geothermometry of geothermal reservoirs: *Geothermics*, v. 10, p. 55–70.
- Fournier, R.O., 1979, A revised equation for the Na/K geothermometer: *Geothermal Resources Council Transactions*, v. 3, p. 221–224.
- 440 Fournier, R.O., and Truesdell, A.H., 1973, An empirical Na-K-Ca geothermometer for natural waters: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 37, p. 1255–1275.
- 445 Fournier, R.O., and Potter, R.W., II, 1979, Magnesium correction to the Na-K-Ca chemical geothermometer: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 43, p. 1543–1550.
- Fournier, R.O., and Potter, R.W., II, 1982, A revised and expanded silica (quartz) geothermometer: *Geothermal Resources Council Bulletin*, v. 11, p. 3–12.
- 450 Giberti, G., Moreno, S., and Sartoris, G., 1984, Thermal history of Phlegraean fields (Italy) in the last 50,000 years: A schematic numerical model: *Bulletin Volcanologique*, v. 47, p. 331–341.
- 455 Giberti, G., and Sartoris, G., 1989, Evaluation of approximations in modeling the thermal history of a volcanic area: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 36, p. 233–240.
- Maciel-Flores, R., and Rosas-Elguera, J., 1992, Modelo geológico y evaluación del campo geotérmico La Primavera, Jalisco: *Geofísica Internacional*, v. 31, p. 359–370.
- 460 Mahood, G.A., 1977, A preliminary report on the comenditic dome and ash flow complex of Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico: *Revista del Instituto de Geología UNAM*, v. 1, p. 177–190.
- 465 Mahood, G.A., 1980, Geological evolution of a Pleistocene rhyolitic center - sierra La Primavera, Jalisco, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 8, p. 199–230.
- Mahood, G.A., 1981a, Chemical evolution of a Pleistocene rhyolitic center: Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 77, p. 129–149.
- 470 Mahood, G.A., 1981b, A summary of the geology and petrology of the Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico: *Journal of Geophysical Research*, v. 86, p. 10137–10152.
- 475 Mahood, G.A., and Drake, R.E., 1982, K-Ar dating young rhyolitic rocks: A case study of the Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, v. 93, p. 1232–1241.
- Mahood, G., and Hildreth, W., 1983, Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 47, p. 11–30.
- 480 Mahood, G.A., Truesdell, A.H., and Templos, M.L.A., 1983, A reconnaissance geochemical study of La Primavera geothermal area, Jalisco, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 16, p. 247–261.
- 485 Mahood, G.A., and Halliday, A.N., 1988, Generation of high-silica rhyolite: A Nd, Sr, and O isotopic study of Sierra La Primavera, Mexican Neovolcanic Belt: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 100, p. 183–191.
- 490 McKenzie, W.F., and Truesdell, A.H., 1977, Geothermal reservoir temperature estimated from the oxygen isotope compositions of dissolved sulfate and water from hot springs and shallow drillholes: *Geothermics*, v. 5, p. 51–61.
- 495 Michael, P.J., 1988, Partition coefficients for rare earth elements in mafic minerals of high silica rhyolites: The importance of accessory mineral inclusions: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 52, p. 275–282.

- AQ11 Nielson, R.L., 1990, Simulation of igneous differentiation processes. *in* Nicholls, J., and Russell, J.K., eds., *Modern methods of igneous petrology: Understanding magmatic processes: Reviews of Mineralogy*, v. 24, p. 63–105. 540
- 500 Spera, F.J., Yuen, D.A., and Kirschvink, S.J., 1982, Thermal boundary layer convection in silicic magma chambers: Effects of temperature-dependent rheology and implications for thermogravitational chemical fractionation: *Journal of Geophysical Research*, v. 87, p. 8755–8767.
- 505 Stimac, J.A., Goff, F., and Wohletz, K., 2001, Thermal modeling of the Clear Lake magmatic-hydrothermal system, California, USA: *Geothermics*, v. 30, p. 349–390.
- 510 Tait, S.R., 1988, Samples from the crystallizing boundary layer of a zoned magma chamber: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 100, p. 470–483.
- 515 Valentine, G.A., 1992, Magma chamber dynamics, *in* Nierenberg, W.A. ed., *Encyclopedia of earth system science*, 3: New York, Academic Press, p. 1–17.
- Verma, S.P., 1985a, Heat source in Los Humeros geothermal area, Puebla, Mexico: *Geothermal Resources Council Transactions*, v. 9, p. 521–525.
- 520 Verma, S.P., 1985b, On the magma chamber characteristics as inferred from surface geology and geochemistry: Examples from Mexican geothermal areas: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, v. 41, p. 207–214.
- 525 Verma, S.P., 2000, Geochemical evidence for a lithospheric source for magmas from Los Humeros caldera, Puebla, Mexico: *Chemical Geology*, v. 164, p. 35–60.
- Verma, M.P., Verma, S.P., and Sanvicente, H., 1990, Temperature field simulation with stratification model of magma chamber under Los Humeros caldera, Puebla, Mexico: *Geothermics*, v. 19, p. 187–197.
- 530 Verma, S.P., and Andaverde, J., 1996, Temperature distributions from cooling of a magma chamber in Los Azufres geothermal field, Michoacán, Mexico: *Geofísica Internacional*, v. 35, p. 105–113.
- 535 Verma, S.P., and Rodríguez-González, U., 1997, Temperature field distribution from cooling of a magma chamber in La Primavera caldera, Jalisco, Mexico: *Geothermics*, v. 26, p. 25–42.
- Verma, S.P., and Santoyo, E., 1997, New improved equations for Na/K, Na/Li and SiO₂ geothermometers by outlier detection and rejection: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 79, p. 9–23. 540
- Verma, S.P., and Andaverde, J., 2007, Coupling of thermal and chemical simulations in a 3-D integrated magma chamber-reservoir model: A new geothermal energy research frontier, *in* Ueckermann, H.I., ed., *Geothermal energy research trends: New York, Nova Science Publishers*, p. 149–189. 545
- Verma, S.P., Pandarinath, K., and Santoyo, E., 2008, SolGeo: A new computer program for solute geothermometers and its application to Mexican geothermal fields: *Geothermics*, v. 37, p. 597–621. 550
- Verma, S.P., and Díaz-González, L., 2011, Application of the discordant outlier detection and separation system in the geosciences: *International Geology Review* (in press). AQ12
- Verma, S.P., Gómez-Arias, E., and Andaverde, J., 2011a, Thermal sensitivity analysis of emplacement of the magma chamber in Los Humeros caldera, Puebla, Mexico: *International Geology Review*, v. 53, p. 905–925. 555
- Verma, S.P., Verma, S.K., Pandarinath, K., and Rivera-Gómez, M.A., 2011b, Evaluation of recent tectonomagmatic discrimination diagrams and their application to the origin of basic magmas in Southern Mexico and Central America: *Pure and Applied Geophysics*, doi: 10.1007/s00024-010-0173-2 (in press). 560
- Villa Merlo, S.J., Chacón Franco, M., and Medina Orozco, G., 1987, Utilización de la relación atómica Na⁺/K⁺ para identificar zonas de mayor actividad hidrotermal en el campo geotérmico de la Primavera, Jalisco: *Geotermia Revista Mexicana de Geoenergía*, v. 3, p. 241–254. 565
- White, D.E., 1970, Geochemistry applied to Discovery, evaluation, and exploitation of geothermal energy resource: *Geothermics*, special issue, p. 58–70. 570
- Wright, J.V., 1981, The Rio Caliente ignimbrite: Analysis of a compound intraplinian ignimbrite from a major Late Quaternary Mexican eruption: *Bulletin Volcanologique*, v. 44, p. 189–212. 575
- Yokoyama, I., and Mena, M., 1991, Structure of La Primavera caldera, Jalisco, Mexico, deduced from gravity anomalies and drilling results: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 47, p. 183–193.



APÉNDICE D

Andaverde, J., Gómez-Arias, E., Verma, S.P., 2011, Simulación térmica y química para el análisis de sensibilidad de volumen y profundidad de la cámara magmática en el campo geotérmico de Los Humeros, Puebla, México. Sometido a la *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*.



Simulación térmica y química para análisis de sensibilidad de volumen y profundidad de la cámara magmática en el campo geotérmico de Los Humeros, Puebla, México

Thermal and chemical simulation for sensitivity analysis of volume and depth of the magma chamber in the Los Humeros geothermal field, Puebla, Mexico

Jorge Andaverde^{1,*}, Efraín Gómez-Arias², Surendra P. Verma³

¹*Facultad de Ciencias Químicas, Universidad Veracruzana, Campus Coatzacoalcos, Av. Universidad Veracruzana, Col. Santa Isabel, km 7.5, Coatzacoalcos, Veracruz. 96538, México*

²*Posgrado en Ingeniería (Centro de Investigación en Energía), Universidad Nacional Autónoma de México, Privada Xochicalco s/n, Centro, Temixco, Mor., 62580, México.*

³*Centro de Investigación en Energía, Universidad Nacional Autónoma de México, Privada Xochicalco s/n, Centro, Temixco, Mor., 62580, México.*

Cornisa título: Simulación térmica y química de la cámara magmática de Los Humeros.

Manuscrito enviado a la

Revista Mexicana de Ciencias Geológicas (14 de diciembre del 2010)

* Autor para correspondencia: jaaa@cie.unam.mx

RESUMEN

El estudio de la evolución de las cámaras magmáticas se ha llevado a cabo mediante herramientas computacionales que nos permiten simular la distribución del campo de temperatura y la composición química de dichas cámaras. Además, con estas herramientas se ha podido determinar la influencia térmica de las cámaras en zonas poco-profundas de la corteza donde puede existir un sistema geotérmico. En este trabajo, se presentan los resultados de las simulaciones térmicas y químicas (elementos mayores) realizadas a la cámara magmática bajo la caldera de Los Humeros, Puebla, utilizando el simulador TCHEMSYS (Thermal and CHEmical Modeling of a Volcanic-Geothermal SYStem). Una serie de simulaciones fueron realizadas al campo geotérmico de Los Humeros, Puebla, evaluando la evolución tanto térmica como química de la cámara magmática para un periodo de 0.05 millones de años, siendo el tiempo suficiente para que tuviera lugar la erupción de la ignimbrita Xáltipan (115 km^3 de magma riolítico) que dio origen a la formación de la Caldera Los Humeros. Las variables analizadas en cuanto a su sensibilidad fueron la profundidad de la cima de la cámara (de 5 km a 10 km en intervalos de 1 km) y el volumen de la misma (de 1000 km^3 a 1400 km^3 en intervalos de 100 km^3), lo que representa un total de 30 combinaciones realizadas. Así mismo, el campo de temperaturas en todo el dominio (roca encajonante de la cámara magmática) y principalmente en el yacimiento del campo geotérmico de Los Humeros (a una profundidad de 2 a 3 km) fue simulado usando TCHEMSYS. La validación del código y de los modelos se logró al poder reproducirse en la cámara magmática la química de la ignimbrita Xáltipan, siendo el principal evento eruptivo en esta zona. Tanto el gradiente térmico como el volumen del magma riolítico tipo Xáltipan generado, son más sensibles a la variable profundidad o centroide de la cámara magmática que su volumen.

Palabras clave: yacimiento geotérmico, cristalización fraccionada, gradiente geotérmico, procesos petrogenéticos

ABSTRACT

Study of the evolution of magma chambers has been carried out using computational tools that allow us to simulate the temperature field distribution and chemical composition of these chambers. These tools can determine thermal influence of the magma chamber in shallow crust where a geothermal system may be located. In this paper, we present the results of thermal and chemical simulations of magma chamber in the Los Humeros geothermal field. This work was performed by the simulator TECHMSYS (**T**hermal and **CHE**mical **M**odeling of a Volcanic-Geothermal **SYS**tem). A series of simulations were conducted in the Los Humeros geothermal field, Puebla, evaluating the thermal and chemical (major elements) evolution of the magma chamber for a period of 0.05 million years, which was shown to be long enough for the eruption of Xáltipan ignimbrite (115 km³ of rhyolitic magma) that formed the Los Humeros caldera. The variables analyzed for their sensitivity were the depth of the top of the chamber (5 km to 10 km in intervals of 1 km) and its volume (1000 km³ to 1400 km³ in intervals of 100 km³). Thus, a total of 30 simulations were performed. Similarly, the temperature field throughout the domain (host rock surrounding the magma chamber) but mainly in the Los Humeros geothermal field (depth of 2-3 km), was simulated by TCHEMSYS. The computer code and simulated models were validated when the chemistry of the Xáltipan ignimbrite (main eruptive event) was reproduced in the magma chamber. The geothermal gradient as well as the volume of Xáltipan type rhyolitic magma generated, are more sensitive to the depth or centroid of the magma chamber than to its volume.

Keywords: Geothermal reservoir, fractional crystallization, geothermal gradient, petrogenetic processes

INTRODUCCIÓN

Las cámaras magmáticas constituyen la fuente de calor primaria en las calderas y los volcanes así como, en muchos casos, en los yacimientos geotérmicos. Los estudios sobre el emplazamiento y evolución de estos cuerpos magmáticos permiten la predicción del régimen de temperatura en un yacimiento, además de poder estimar la vida útil de estos sistemas geotérmicos. Se han realizado muchos estudios sobre el modelado petrogenético y térmico de las cámaras magmáticas (e.g., Spera, 1980; Prol y González-Morán, 1982; Spera *et al.*, 1982; Giberti *et al.*, 1984a, b; Verma, 1985a; Tait, 1988; Giberti y Sartoris, 1989; Verma *et al.*, 1990; Castillo-Román *et al.*, 1991; Valentine, 1992; Andaverde *et al.*, 1993; Verma y Andaverde, 1996, 2007; Bohrson y Spera, 2001, 2003; Spera y Bohrson 2001, 2002; Stimac *et al.*, 2001; Valentine *et al.*, 2002; Kuritani, 2004; Verma *et al.*, 2011a, b). Sin embargo, pocos de ellos (e.g., Verma y Andaverde, 2007) presentan evaluación térmica y química mediante un modelado en 3 dimensiones (3-D).

En México, la geología es dominada por numerosos volcanes cuaternarios y estructuras circulares (Robin, 1982; Verma, 1985a, Anguita *et al.*, 2001; Luhr *et al.*, 2006). Ante este contexto, México posee un gran potencial geotérmico como se indica por varias líneas de evidencia: (i) la actual producción de energía eléctrica de 964.5 MWe, gracias a la explotación de cuatro campos geotérmicos (Cerro Prieto en Baja California, 720 MWe; Los Azufres en Michoacán, 199.5 MWe; Los Humeros en Puebla, 35 MWe; y Las Tres Vírgenes en Baja California Sur, 10 MWe; Bertani, 2005; Gómez-Arias *et al.*, 2009; Gutiérrez-Negrín *et al.*, 2010), que representa ~3% de la electricidad producida en México (CFE, 2010; Gutiérrez-Negrín *et al.*, 2010); (ii) aproximadamente 8000 estructuras volcánicas localizadas solamente en el Cinturón Volcánico Mexicano (CVM, Figura 1; Robin, 1982; Velasco-

Tapia y Verma, 2001), lo cual es importante debido a la estrecha relación entre los volcanes y la energía geotérmica (Henley *et al.*, 1984; Dickson y Fanelli, 2003); (iii) más de 190 estructuras circulares en el CVM (Anguita *et al.*, 2001), muchas de ellas pudieran estar relacionadas con la presencia de cámaras magmáticas; y (iv) la geología de otras áreas de México, en particular la presencia de vulcanismo cuaternario (Verma, 1985a, b; Velasco-Tapia *et al.*, 2001; Luhr *et al.*, 2006; Torres-Alvarado, 2002; Pandarinath *et al.*, 2008; Torres-Alvarado *et al.*, 2011) consistente con el potencial geotérmico. Por lo tanto, en las metodologías existentes es importante implementar aspectos de simulación tanto térmica como química de las fuentes de calor de los campos geotérmicos.

La complejidad de los modelos numéricos desarrollados para explicar la evolución de una cámara magmática ha variado de modelos químicos adimensionales (Bohrson y Spera, 2001, 2003; Spera y Bohrson, 2001, 2002) a modelos para simular el régimen térmico en una dimensión (Giberti *et al.*, 1984a, b; Giberti y Sartoris, 1989), dos dimensiones (Prol y González-Morán, 1982; Campos-Enríquez y Duran, 1986; Giberti y Sartoris, 1989; Verma *et al.*, 1990; Andaverde *et al.*, 1993; Verma y Andaverde, 1996; Verma y Rodríguez-González, 1997; Stimac *et al.*, 2001; Kuritani, 2004), y 3-D (Verma y Andaverde, 2007).

Diversos estudios de simulación han sido desarrollados en diferentes campos geotérmicos de México, tales como Los Humeros (Prol y González-Morán, 1982; Campos-Enríquez y Duran, 1986; Verma *et al.*, 1990; Castillo-Román *et al.*, 1991; Verma y Andaverde, 2007; Verma *et al.*, 2011a), Los Azufres (Verma y Andaverde, 1996), y La Primavera (Verma y Rodríguez-González, 1997; Verma *et al.*, 2011b). El proceso de recarga de magma fue considerado en muchos de estos trabajos. Además de este proceso, Verma y Andaverde (1996) consideraron la cristalización fraccionada en el campo geotérmico de Los Azufres. Para la simulación térmica del campo geotérmico de La Primavera,

Jalisco, Verma y Rodríguez-González (1997) consideraron tres procesos: recarga de magma, cristalización fraccionada y decaimiento radioactivo. La asimilación de rocas adyacentes a la cámara magmática no había sido considerada en estos modelos.

Para el campo geotérmico de Los Humeros (CGLH), Prol y González-Morán (1982) consideraron un modelo en 2-D, el cual resuelve la ecuación de transferencia de calor conductivo en dos dimensiones (2-D), utilizando el método de diferencias finitas para una cámara magmática de 100 km³ y una profundidad de la cima de la cámara de 5 km. Esta pequeña cámara magmática supuesta sin tomar en cuenta la geología del área, no es capaz de proporcionar el volumen eruptado de la ignimbrita que ocasionó el colapso de la caldera de Los Humeros (115 km³ de magma riolítico; Ferriz y Mahood, 1984, 1987; Ferriz, 1985). En otro estudio, Campos-Enríquez y Duran (1986) determinaron el campo de temperaturas al resolver la ecuación de transferencia de calor por conducción en estado estable en 2-D, utilizando el método de elemento finito. En el mismo lugar, Verma *et al.* (1990) determinaron el campo de temperaturas de una cámara magmática estratificada térmica y químicamente, resolviendo la ecuación de conducción en 2-D en estado transitorio, además de considerar el proceso de recarga de magma.

En relación con el efecto de la profundidad de cámaras magmáticas, Castillo-Román *et al.* (1991) determinaron el campo de temperaturas en CGLH, mediante modelado en 2-D a partir del enfriamiento de una cámara magmática emplazada a profundidades de 4-6 km, pero el efecto del cambio en el volumen de la cámara no fue considerado. Por otra parte, con la excepción del trabajo desarrollado por Verma y Andaverde (2007), en el que los autores desarrollaron un modelo térmico en 3-D, los demás trabajos proponen modelado térmico adimensionales o de una o dos dimensiones.

El objetivo de este trabajo es evaluar la sensibilidad de las variables de profundidad y volumen de la cámara magmática para la predicción de campo de temperatura en el CGLH mediante la simulación en 3-D.

CAMPO GEOTÉRMICO DE LOS HUMEROS (CGLH)

El CGLH se localiza en el estado de Puebla, cerca de los límites con el estado de Veracruz (Figura 1), en la parte oriental del CVM. En cuanto a su producción, es el tercer campo en México que genera energía eléctrica a partir de fluidos calientes contenidos en rocas volcánicas (Ferriz, 1985; Cedillo-Rodríguez, 2000; Verma, 2000). El CGLH se ubica en un valle que pertenece a la cuenca de Libres-Oriental, localizado entre 19° 30' - 19° 50' latitud Norte y 97° 20' - 97° 35' longitud Oeste (Figura 1), y tiene una elevación promedio de 2800 metros sobre el nivel del mar.

El CGLH ha sido estudiado por diversas disciplinas: geología (Pérez-Reynoso, 1979; Ferriz, 1985), geoquímica (Verma y López, 1982; Verma, 1983, 1984, 1985a, 2000; Ferriz, 1985; Ferriz y Mahood, 1984, 1987), Andaverde *et al.* (1993); Martínez-Serrano (2002), geocronología (Ferriz y Mahood, 1984), geofísica (Flores *et al.*, 1978; González-Morán y Suro-Pérez, 1982; Campos-Enríquez y Garduño-Monroy (1987); Campos-Enríquez y Arredondo-Fragoso, 1992; Campos-Enríquez *et al.*, 2005), alteración hidrotermal (Arnold y González-Partida, 1987; González-Partida *et al.*, 2001; Martínez-Serrano, 2002; Bienkowski *et al.*, 2005), propiedades termofísicas (Contreras *et al.*, 1990), propiedades de pozos (Medina-Martínez, 2000), estudios de yacimiento (Tello-Hinojosa, 1992; Cedillo-Rodríguez, 2000), y modelado térmico (Prol y González-Morán, 1982; Campos-Enríquez y Duran, 1986; Verma *et al.*, 1990; Castillo-Román *et al.*, 1991; Verma y Andaverde, 2007; Verma *et al.*, 2011a).

El basamento está constituido por rocas metamórficas e intrusivos de edad paleozoica y cubiertas por una secuencia sedimentaria mesozoica plegada, intrusiones sieníticas y granodioríticas del Terciario inferior y andesita del Plioceno (Figura 2).

La primera etapa de actividad volcánica está representada por la erupción de lavas andesíticas y ferrobasálticas de la Formación Teziutlán. Edades de 3.6 y 1.6 Ma en dos lavas de esta unidad indican un largo período de magmas máficos (pobres en sílice) en la corteza como precursor a la etapa del magmatismo riolítico. Poco después (0.46 Ma) tuvo lugar una erupción que llevó al emplazamiento de la ignimbrita Xáltipan, dando origen al colapso de la caldera de Los Humeros (CLH; Figura 2), cuyas dimensiones han sido estimadas en 21 x 15 km (Ferriz, 1985). La ignimbrita Xáltipan que representa aproximadamente 115 km³ de magma es predominantemente riolítica (72-77% SiO₂), pero también se observa pómez riodacítica (69-72% SiO₂). Posterior al colapso, domos riolíticos hicieron erupción a lo largo o en la cercanía de la zona de fracturas anulares de la caldera. Estos domos están cubiertos por la toba Faby, una secuencia predominantemente riodacítica de tobas de caída libre datada en 0.24 Ma, esto representa aproximadamente 10 km³ de magma. Una tercera etapa de erupción tuvo lugar hace 0.1 Ma, aproximadamente 12 km³ de magma de composición riodacítica a andesítica formaron la ignimbrita Zaragoza, lo que provocó el colapso de la caldera de Los Potreros (CLP), la cual tiene un diámetro promedio de 10 km, y está anidada dentro de la CLH. Las emisiones de andesitas, andesitas basálticas y lavas, pómez y cenizas (0.08-0.04 Ma) dieron origen al colapso de la caldera Xalapazco, de 1.7 km de diámetro, en el extremo sur de la CLP. La actividad volcánica continuó hasta hace aproximadamente 0.02 Ma, con la erupción de 10 km³ de lavas riodacíticas y un volumen reducido de lavas andesíticas. La última actividad volcánica está representada por la

eyección de aproximadamente 0.25 km^3 de basaltos de olivino, durante los últimos 0.02 Ma, en los pisos de CLP y El Xalapazco y a lo largo de la porción sur de la fractura anular de la CLH.

La Figura 2 muestra el mapa geológico del CGLH y los periodos de actividad volcánica se observan en la Tabla 1. La sección geológica (Figura 3) fue construida a partir del estudio de las rocas encontradas durante las operaciones de perforación de pozos en el CGLH (Verma *et al.*, 1990; Verma *et al.*, 2011a). Los análisis químicos de óxidos mayores de las rocas de CGLH fueron graficados en el diagrama de Álcalis versus Sílice (Figura 4) después de ser procesados por el programa SINCLAS (Verma *et al.*, 2002) a base seca y ajuste de oxidación de hierro. Se observa que para un valor dado de sílice existe dispersión de los valores de álcalis, lo que hace suponer que el proceso de cristalización fraccionada no es el único que ha tenido lugar durante la evolución geoquímica de las rocas de dicho campo; evidencia adicional en favor del proceso de asimilación ha sido presentada por Verma (2000).

SIMULACIÓN TÉRMICA Y QUÍMICA

En la mayoría de los campos geotérmicos, la cámara magmática constituye la fuente de calor primaria. El modelado de estos cuerpos magmáticos requiere estudios petrogénicos de las rocas localizadas en la superficie y el subsuelo, mismas que contienen información sobre los procesos magmáticos que pudieran haber tenido lugar en la cámara, tales como cristalización fraccionada, asimilación de la roca (corteza), reinyección de magma y mezcla de magmas (Verma, 1984, 1985a; Andaverde *et al.*, 1993; Verma y Andaverde, 2007). Los procesos antes citados deben ser tomados en cuenta a fin de estimar la evolución térmica de una cámara magmática y poder así acoplar la evolución térmica con la petrogenética de dichos cuerpos magmáticos (Castillo-Román *et al.*, 1991; Verma y Andaverde, 2007).

Para proponer un modelo inicial del CGLH, la información geológica, geoquímica y geofísica deben ser tomados en cuenta a fin de determinar los parámetros geométricos y termofísicos de la cámara y del medio que la contiene. Los parámetros necesarios son la profundidad y volumen de la cámara magmática, condiciones iniciales y de frontera, temperatura y composición de la cámara, y propiedades termofísicas de las rocas (Verma, 1985a; Castillo-Román *et al.*, 1991; Andaverde *et al.*, 1993; Verma y Andaverde, 2007; Verma *et al.*, 2011a).

Verma y Andaverde (2007) reportaron un nuevo simulador llamado TCHEMSYS desarrollado en 3-D, el cual considera la evolución térmica y química de una cámara magmática, teniendo en cuenta los procesos de cristalización fraccionada, asimilación, recarga de magma, y mezcla de magma. Este simulador fue aplicado de manera preliminar en el CGLH. En el presente trabajo, utilizamos el simulador TCHEMSYS para estudiar: (i) la evolución química en cuanto a óxidos mayores durante la evolución inicial de la cámara magmática del CGLH a fin de empatar el volumen de magma de la ignimbrita Xáltipan y mostrar la distribución de dicho magma en el interior de la cámara y (ii) determinar las condiciones térmicas en la base del yacimiento geotérmico a fin de estimar los flujos de calor. Estos flujos de calor se pueden utilizar en trabajos posteriores como condiciones de frontera en el estudio de dicho yacimiento.

METODOLOGÍA

Simulador TCHEMSYS

A pesar de la variedad de artículos sobre el modelado térmico de una cámara magmática, sólo en el trabajo de Verma y Andaverde (2007) se tomó en cuenta la naturaleza de la Tierra al considerar

un modelo en 3-D y la combinación tanto térmica como química de una cámara magmática. En este trabajo los autores desarrollaron un simulador numérico en 3-D llamado TCHEMSYS y determinaron el campo de temperaturas del CGLH a partir de un modelo de cámara magmática localizada a una profundidad de 5 km y un volumen de 1500 km³. El programa y el modelo fueron validados al comparar las temperaturas simuladas con las temperaturas estabilizadas de formación en los pozos geotérmicos (Andaverde *et al.*, 2005) y la composición química de elementos mayores simulada con la composición medida de la formación geológica de mayor volumen (ignimbrita Xáltipan; Ferriz, 1985; Verma, 1985a, 2000; Ferriz y Mahood, 1987).

El programa TCHEMSYS, escrito en el lenguaje de programación Fortran, resuelve las ecuaciones de conservación de masa, momentum y energía en volúmenes de control en 3-D. Este programa considera: (i) estado estable o transitorio, (ii) circulación de magma, (iii) condiciones de frontera basado en la temperatura, gradiente de temperatura o ambos, (iv) propiedades termofísicas de la roca en función de los tipos de rocas (propuestos en el modelo), (v) calor latente por la solidificación del magma (cristalización fraccionada) y el calor latente de fusión de rocas locales (asimilación), y (vi) procesos de cristalización fraccionada, asimilación, recarga y mezcla de magma.

En la Figura 5, se muestra el diagrama de flujo simplificado del TCHEMSYS que permiten la modelación térmica y química de una cámara magmática. El primer módulo (HEAT_FORMING) simula el emplazamiento de la cámara magmática. Esta etapa requiere tres archivos de datos: (i) condiciones de frontera, (ii) condiciones de emplazamiento, y (iii) construcción de la malla. El segundo módulo (BALANCE_MASS_FORMING) calcula la composición química del magma en cada vc. En el tercer módulo (HEAT_CONVEC), se simula la evolución térmica en estado transitorio utilizando los campos de temperatura y velocidades obtenidos del módulo HEAT_FORMING. El

cuarto módulo (BALANCE_MASS_CONVEC) es similar al BALANCE_MASS_FORMING, en él se calcula para cada vc las fracciones de sólidos y líquidos presentes, y el aporte de calor por cristalización fraccionada. La parte novedosa de este módulo es que incorpora el proceso de asimilación. Finalmente, en el último módulo (MOV_MAG_CONVEC) se calcula *in-situ* la composición química (elementos mayores) en 3-D de cada vc de la cámara magmática. Durante esta etapa se espera que se cumplan las condiciones químicas de poder reproducir la química de las rocas eruptadas.

Modelo geológico

Para el modelado térmico del CGLH, se formuló un modelo conceptual en 3-D en una región de 30 km en dirección norte-sur, 30 km en este-oeste, y 20 km de profundidad (dirección vertical), este modelo corresponde a 18000 km³ de volumen total simulado. La sección mostrada en la Figura 6 presenta de manera esquemática los tipos de rocas. Se ha considerado un espesor de 17 km de rocas intrusivas (las rocas metamórficas podrían estar presentes a esta profundidad), cubierta por alrededor de 1 km de calizas mesozoicas, 1 km de rocas volcánica de composición intermedia, y 1 km de tobas e ignimbritas de composición ácida.

Parámetros para la simulación

Las ecuaciones resueltas de conservación de masa, momentum y energía (Versteeg y Malalasekera, 1995) consideradas en coordenadas cartesianas, se han resuelto numéricamente en 3-D, mediante el método de volumen de control (vc), utilizando el programa TCHEMSYS. El régimen térmico es considerado conductivo durante el proceso de emplazamiento de la cámara; posterior a

éste, se considera la convección en la cámara magmática. En la Tabla 2 se presentan las condiciones tomadas en cuenta para la simulación y que a continuación se describen.

La forma de los volúmenes de control es cúbica y tienen un tamaño de arista de 0.25 km. El total de vc para el presente trabajo es de 1,152,000 y las propiedades termofísicas de las rocas (conductividad y difusividad) y la densidad fueron tomados de los datos reportados por Contreras *et al.* (1990).

Se ha considerado como condiciones iniciales para la ecuación de energía que la temperatura de emplazamiento del magma es de 1350 °C (Ferriz, 1985; Ferriz y Mahood, 1987) y la del dominio en el que se encuentra la cámara, se calculó suponiendo un gradiente geotérmico de 30 °C/km (Tabla 2). En cuanto a la composición inicial del magma, se ha tomada aquella que representa la roca menos evolucionada que se encuentra en el CGLH. Esta roca corresponde a la muestra de basalto HF117 reportada por Ferriz y Mahood (1987) y analizada también por Verma y López (1982) y Verma (1983, 1984).

Como condiciones de frontera para la ecuación de energía se tiene una temperatura de 25 °C en $z = 0$ km y de 625 °C en $z = 20$ km. Para las fronteras laterales las temperaturas se han fijado de acuerdo al gradiente geotérmico antes mencionado. Se ha supuesto que en las fronteras existe la condición de igualdad de temperatura ($T_1 = T_2$) y de flujo de calor $k_1(\partial T_1 / \partial z) = k_2(\partial T_2 / \partial z)$.

La cámara magmática tiene una forma cilíndrica con un radio de 8.5 km. El llenado de la cámara magmática es un modelo de capas horizontales en forma de disco (por ejemplo, 22 capas

fueron necesarias para el emplazamiento de 1200 km³ de magma basáltico), considerando que cada uno de ellos se emplazó cada 1000 años. Lo anterior es con la finalidad de no considerar la formación de la cámara de manera instantánea, lo cual sería un proceso poco realista. En cuanto a las dimensiones de la cámara, se han considerado 5 tamaños (de 1000 a 1400 km³, en intervalos 100 km³) así como 6 modelos de profundidad (de 5 a 10 km, en intervalos de 1 km). De lo anterior, resultaron 30 combinaciones, las cuales fueron simuladas con el programa TCHEMSYS. Este programa fue acondicionado para simular los efectos de la profundidad y volumen de la cámara magmática en la evolución química del magma en CGLH.

Las profundidades de la cámara magmática de 5 a 10 km son aceptables y fueron considerados en otros estudios (Sanders, 1984; Tiampo *et al.*, 2000; Fischer *et al.*, 2003; Jellinek y DePaolo, 2003). El volumen de la cámara magmática fue estimado en alrededor de 1500 km³ (Verma, 1985a) basado en la cristalización fraccionada como el proceso dominante. Sin embargo, un estudio geoquímico más reciente realizado por Verma (2000), se sugirió una contribución significativa a partir de la corteza que rodea la cámara magmática al considerar el proceso de asimilación, lo que reduciría el volumen de magma inicial. Las estimaciones de volumen de 1000 a 1400 km³ utilizado para los propósitos del presente trabajo son consistentes también con los reportados por otros autores (Crisp, 1984; Shaw, 1985; Wohletz *et al.*, 1999; Stimac *et al.*, 2001), quienes han estimado una relación de volumen de magma eruptado a volumen de cámara magmática de 1:4 hasta 1:16.

El tiempo total de simulación fue de 80,000 años (0.08 Ma). Los primeros 30,000 años fue el tiempo simulado para el emplazamiento de la cámara magmática, el cual es apropiado de acuerdo a otros estudios (Jellinek y DePaolo, 2003) que se han desarrollado sobre el origen de grandes cámaras magmáticas como precursores de erupciones que dan origen a la formación de calderas. Posterior al

emplazamiento, se simuló la evolución química de la cámara magmática considerando las 30 combinaciones posibles cada 1000 años (usados como la unidad básica del tiempo en TCHEMSYS) durante un tiempo total de 50000 años (50 ciclos de tiempo simulados en cada combinación posible).

Los procesos considerados que tienen lugar durante la evolución petrogenética de la cámara son: cristalización fraccionada y asimilación. El proceso de cristalización fraccionada del magma basáltico se efectuó a partir del modelo propuesto por Nielsen *et al.* (1990). En cuanto a la asimilación se consideró que los vc cercanos a la cámara y que sobrepasaban la temperatura de fusión de los granitos, fueron incorporados a la cámara, mezclándose tanto química como térmicamente con el magma preexistente. De esta manera, el proceso de mezcla de magma también fue considerado.

RESULTADOS Y DISCUSIÓN

Simulación térmica de la cámara magmática

Una serie de simulaciones térmicas (30 en total) se realizaron con la finalidad de conocer el gradiente de temperatura bajo el yacimiento del CGLH. Para analizar dichos gradientes se preparó la Tabla 3, en la que se reportan dichos gradientes para tres perfiles verticales (Figura 7). Los gradientes de cada perfil se estimaron a partir de los datos de temperatura (simulados) de los volúmenes de control localizados a una profundidad de 3 a 4 km (el yacimiento se localiza a una profundidad de 2 a 3 km). Estos perfiles se sitúan como sigue: (i) el perfil 1 en el centro de la cámara magmática a la base del yacimiento; (ii) el perfil 2 entre el centro de la cámara y el extremo derecho de la misma a la base del yacimiento; y (iii) el perfil 3 en el extremo derecho de la cámara a la base del yacimiento (el análisis corresponde a una mitad de la cámara magmática dado que la otra mitad es simétrica; Figura

7). Para dos de los casos extremos de la profundidad y volumen de cámara magmática, la localización de los perfiles son presentados en la Figura 7(a, b). Para una profundidad de 10 km y un volumen de 1000 km³ (Figura 7a), el perfil 1 corresponde a los volúmenes de control (60, 60, 65) a (60, 60, 68); el perfil 2 está representado por (77, 60, 65) a (77, 60, 68); y el perfil 3 corresponde a (94, 60, 65) a (94, 60, 68). Para 10 km de profundidad y 1400 km³ de volumen (Figura 7b), los tres perfiles se encuentran en las mismas coordenadas que el caso de la Figura 7a.

Se puede observar que los valores de los perfiles 1 y 2 son muy similares ya que se encuentran directamente encima de la cámara, en donde el flujo de calor se considera predominantemente vertical debido a contraste de temperaturas. Para el caso del perfil 3 sus valores son menores que los dos anteriores; estos se puede deber a que se encuentra hacia el final de la cámara magmática, en donde el flujo de calor es significativa en varias direcciones.

Con la finalidad de comparar los gradientes de los perfiles se realizaron regresiones multivariantes (Verma, 2005). Las variables independientes o explicatorias fueron: (i) el volumen de la cámara (V_{cham}) y la profundidad de la cámara (d_{cham}) y (ii) el volumen de la cámara (V_{cham}) y la ubicación de su centroide (dc_{cham}). La variable dependiente fue el gradiente geotérmico $T_{Px-y(Z)}$, donde P_x se refiere al perfil 1 al perfil 3; y es 1 para la profundidad de la cima de la cámara y es 2 para la profundidad del centroide; (Z) se refiere al intervalo de profundidad (3 a 4 km) donde fue estimado el gradiente de temperatura $T_{Px-y(Z)}$.

Las ecuaciones obtenidas se presentan a continuación:

$$T_{P1-1(Z=3-4km)} = (770 \pm 310) - (0.14 \pm 0.47)V_{cham} - (5 \times 10^{-5} \pm 1.9 \times 10^{-4})V_{cham}^2 - (159 \pm 25)d_{cham} + (7.4 \pm 1.3)d_{cham}^2 + (0.029 \pm 0.013)V_{cham} \cdot d_{cham} \quad (1)$$

$$T_{P1-2(Z=3-4km)} = (710 \pm 310) + (0.25 \pm 0.47)V_{cham} - (7 \times 10^{-5} \pm 2.0 \times 10^{-4})V_{cham}^2 - (153 \pm 25)dc_{cham} + (7.5 \pm 1.0)dc_{cham}^2 - (0.009 \pm 0.015)V_{cham} \cdot dc_{cham} \quad (2)$$

$$T_{P2-1(Z=3-4km)} = (770 \pm 310) - (0.14 \pm 0.47)V_{cham} - (5 \times 10^{-5} \pm 1.9 \times 10^{-4})V_{cham}^2 - (158 \pm 25)d_{cham} + (7.4 \pm 1.3)d_{cham}^2 + (0.029 \pm 0.013)V_{cham} \cdot d_{cham} \quad (3)$$

$$T_{P2-2(Z=3-4km)} = (710 \pm 305) + (0.25 \pm 0.47)V_{cham} - (7 \times 10^{-5} \pm 2.0 \times 10^{-4})V_{cham}^2 - (152 \pm 25)dc_{cham} + (7.4 \pm 1.3)dc_{cham}^2 - (0.009 \pm 0.015)V_{cham} \cdot dc_{cham} \quad (4)$$

$$T_{P3-1(Z=3-4km)} = (370 \pm 140) - (0.07 \pm 0.22)V_{cham} - (2 \times 10^{-5} \pm 9 \times 10^{-5})V_{cham}^2 - (74 \pm 12)d_{cham} + (3.4 \pm 0.6)d_{cham}^2 + (0.013 \pm 0.006)V_{cham} \cdot d_{cham} \quad (5)$$

$$T_{P3-2(Z=3-4km)} = (350 \pm 140) + (0.12 \pm 0.21)V_{cham} - (3 \times 10^{-5} \pm 9 \times 10^{-5})V_{cham}^2 - (71 \pm 11)dc_{cham} + (3.5 \pm 0.6)dc_{cham}^2 + (0.004 \pm 0.007)V_{cham} \cdot dc_{cham} \quad (6)$$

Las ecuaciones (1), (3) y (5) son el resultado de regresiones múltiples, en donde se tiene como variable dependiente el gradiente de temperatura y como variables independientes el volumen y la profundidad de la cima de la cámara. Se obtuvieron valores de R^2 de 0.7777, 0.7775 y 0.7777 para las ecuaciones antes citadas, respectivamente (Bevington y Robinson, 2003; Verma, 2005). En forma similar, las ecuaciones (2), (4) y (6) son el resultado de regresiones múltiples en donde se tiene como

variable dependiente el gradiente de temperatura y como variables independientes el volumen y la profundidad del centroide de la cima de la cámara. Se obtuvieron valores de R^2 de 0.7739, 0.7737 y 0.7739 para las ecuaciones antes citadas, respectivamente.

Del análisis de los errores de los coeficientes de regresión se tiene que, a un nivel del 95% de confianza, la variable profundidad de la cima y el producto de esta profundidad y el volumen de la cámara son significativos, es decir el gradiente es sensible a las variables antes mencionadas. Al analizar la magnitud de los términos de las ecuaciones, se infiere que la profundidad de la cámara o de su centroide influye más en el gradiente térmico simulado que el volumen de la cámara.

Simulación química de la cámara magmática

Los resultados de la simulación química tienen por objeto el mostrar si la evolución de la cámara puede reproducir, al menos, los 115 km³ de la ignimbrita Xáltipan y de mostrar cual es la distribución de los volúmenes de control en la cámara magmática que cumplen con dicha química.

Es importante destacar que la composición química de los óxidos mayores de la ignimbrita Xáltipan es muy variada, tal y como lo reportan Ferriz y Mahood (1987) y Verma (2000). En la Tabla 4 se presentan los valores de los óxidos mayores de dichas rocas y algunos parámetros estadísticos relacionados con los mismos. Por otra parte, durante la simulación química se ha considerado el proceso de asimilación de la roca encajonante. En la Tabla 4, se presenta la composición química de un granito del área de la CGLH, el cual se ha considerado como la roca que contiene a la cámara magmática.

En la Tabla 5, se presentan los resultados de las 30 combinaciones de simulación para un tiempo de evolución de 50000 años para cada caso de volumen y profundidad de la cámara, a la que se encuentra el centroide. Además, se presenta el número de vc que cumplen con la química de la ignimbrita Xáltipan en cada uno de los óxidos mayores. Por último, se presenta un promedio de los nodos que cumplen en cada una de las combinaciones y el equivalente de volumen formado que tendría las condiciones químicas de la ignimbrita antes citada. Se puede observar (Tabla 5) que el volumen que se forma sobrepasa los 115 km³ referidos en la literatura como el volumen eruptado de la ignimbrita Xáltipan (Ferriz, 1985; Ferriz y Mahood, 1984, 1987).

Cabe aclarar que el K₂O no fue posible empatarse durante las simulaciones. Esto podría lograrse si se utiliza como roca asimilada una composición de granito con mayor contenido de este óxido mayor o un modelo más complejo de la cristalización fraccionada.

Con la finalidad de relacionar el volumen y el centroide de la cámara magmática con el volumen de magma tipo Xáltipan (V_{mtx}) producido en cada combinación se realizó un ajuste multivariable, resultando la ecuación (7) la cual tiene una R² de 0.9897.

$$\begin{aligned}
 V_{mtx} = & (930 \pm 60) - (0.82 \pm 0.10)V_{cham} + \\
 & (2.86 \times 10^{-4} \pm 4.1 \times 10^{-5})V_{cham}^2 - (46.7 \pm 5.1)dc_{cham} + \\
 & (0.78 \pm 0.27)dc_{cham}^2 + (0.0314 \pm 0.0031)dc_{cham} \cdot V_{cham}
 \end{aligned} \tag{7}$$

El volumen de magma riolítico aumenta al incrementar las variables profundidad y volumen de la cámara. Con base en el tamaño de los coeficientes de regresión, la variable que más influye en el

volumen de magma tipo Xáltipan producido durante las simulaciones es la variable centroide que el volumen de la cámara.

Con la finalidad de mostrar la relación del número de volúmenes de control tipo Xáltipan que se han formado durante el tiempo de evolución se construyó la Tabla 6. En ella se reportan los v_c que cumplen con dicha química para cada elemento, así como el volumen promedio acumulativo de los mismos. Los datos presentados en la Tabla 6 corresponden a una cámara magmática de 1400 km^3 y con un centroide en 8.125 km durante un tiempo de evolución total de $50,000$ años. Los resultados se muestran para incrementos de tiempo de 1000 años (unidad básica de tiempo en TCHEMSYS).

Para encontrar la relación entre el tiempo y el volumen de magma formado tipo Xáltipan, se graficaron los valores de volumen de magma tipo Xáltipan versus tiempo de evolución de la cámara magmática (Figura 8), en donde se observa un comportamiento asintótico a medida que aumenta el tiempo. Así mismo, se realizó una regresión racional polinomial de segundo orden tanto en el numerador como en el denominador a fin de determinar la relación entre el tiempo y el volumen de magma tipo ignimbrita Xáltipan V_{mtx} en km^3 (ec. 8).

$$V_{mtx} = \frac{641.8528 + 47.5114 t + 0.984515 t^2}{1 + 0.0496 t + 0.001132 t^2} \quad (8)$$

donde t es el tiempo de simulación expresado en miles de años, o los ciclos de simulación por TCHEMSYS.

Si se sustituye en la ecuación anterior un tiempo infinito, se tendrá un volumen máximo de de magma que cumple con las condiciones químicas de la ignimbrita Xáltipan de 870 km^3 .

Para mostrar la distribución espacial de los vc que cumplen con la composición deseada (ignimbrita Xáltipan) se construyeron cortes verticales de cámara en la posición central. En la Figura 9, se presentan dichas distribuciones para cuatro óxidos mayores (SiO_2 , Al_2O_3 , CaO y MgO) para un tiempo de evolución de 50000 años. Se observa que para los cuatro casos los nodos que cumplen con la química de la ignimbrita Xáltipan se encuentran en la orilla de la cámara y en las partes centrales de las celdas de convección.

Futuros estudios

Un modelo de malla (en desarrollo) más fina de volúmenes de control de 50 m de arista (volumen de control actual de 250 m) y un modelo de yacimiento, serán integrados como módulos al simulador TCHEMSYS, lo que permitirá describir e interpretar los procesos que prevalecen en un yacimiento geotérmico y la sensibilidad térmica debido a la presencia de una cámara magmática. Con una malla geológica más detallada y, con base a los estudios sobre simulación de cámaras magmática bajo calderas y campos geotérmicos, podrían ser de gran utilidad en la descripción del comportamiento térmico de volcanes activos como es el caso del volcán Popocatepetl (Torres-Alvarado *et al.*, 2011). Además, varios estudios (Crisp, 1984; Shaw, 1985; Wohletz *et al.*, 1999; Stimac *et al.*, 2001) se limitan sólo al estudio de los procesos que ocurren en la cámara magmática, pero no consideran su localización (Verma y Andaverde, 2007; Verma *et al.*, 2011a). Si se considera esta variable y el volumen de la cámara magmática, se puede simular el comportamiento de la misma y su efecto térmico en el yacimiento.

CONCLUSIONES

Se simuló la evolución térmica y química de la cámara magmática bajo la CLH, considerando profundidades de la cámara de 5 a 10 km y volúmenes de 1000 a 1400 km³ cada 1000 años en un tiempo total de 50000 años (50 ciclos simulados). Los resultados térmicos indican un gradiente de temperatura de 30 a 140 (°C/km) en la base del yacimiento geotérmico (2-3 km). Se generó una ecuación mediante regresión multivariable, en donde el gradiente de temperatura es más sensible a la profundidad de la cámara. En cuanto a la química de la cámara magmática, se simuló la composición química de elementos mayores de la ignimbrita Xáltipan, encontrando para cada combinación y en intervalos de 1000 años, que la cámara magmática cumple con el volumen necesario de esta ignimbrita eruptado (115 km³ de magma riolítico).

AGRADECIMIENTOS

El segundo autor (EGA) expresa su agradecimiento al CONACYT por la beca de posgrado otorgada para realizar los estudios de doctorado. Expresamos nuestro agradecimiento a Carlos García Sánchez y Mario Barrera Echeverría por ayudar a adecuar las Figuras 1, 2, 4, 6 y 7.

BIBLIOGRAFÍA

- Andaverde, J., Verma, S.P., Santoyo, E., 2005, Uncertainty estimates of static formation temperatures in boreholes and evaluation of regression models: *Geophysical Journal International*, 160, 1112-1122.
- Andaverde, J., Verma, S.P., Schildknecht, F., 1993, Aporte de calor por cristalización fraccionada en dos campos geotérmicos del Cinturón Volcánico Mexicano: *Geofísica Internacional*, 32, 331-339.
- Anguita, F., Verma, S.P., Márquez, A., Vasconcelos-F., M., López, I., Laurieta, A., 2001, Circular features in the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 107, 265-274.
- Arnold, M., González-Partida, E., 1987, Le système hydrothermal actuel de Los Humeros (Mexique): état du système $\text{SO}_4^{--}\text{-SH}_2$ á 300°C, origine du soufre et phénomènes d'oxydation associés á l'ébullition du fluide ascendant: *Mineralium Deposita*, 22, 90-98.
- Bevington, P.R., Robinson, D.K., 2003, *Data reduction and error analysis for the physical sciences*: McGraw-Hill, Boston, 320 p.
- Bertani, R., 2005, World geothermal power generation in the period 2001-2005: *Geothermics*, 34, 651-690.
- Bienkowski, R., Torres-Alvarado, I.S., Hinderer, M., 2005, Geochemical modeling of acid fluids in Los Humeros geothermal field, México, en *Proceedings World Geothermal Congress*, Antalya, Turkey, 1-5.
- Bohrson, W.A., Spera, F.J., 2001, Energy-constrained open-system magmatic processes II: application of energy-constrained assimilation - fractional crystallization (EC-AFC) model to magmatic systems: *Journal of Petrology*, 42, 1019-1041.
- Bohrson, W.A., Spera, F.J., 2003, Energy-constrained open-system magmatic processes IV: geochemical, thermal and mass consequences of energy-constrained recharge, assimilation and fractional crystallization (EC-RAFC): *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 4, 1-25, doi:8010.1029/2002GC000316.
- Campos-Enríquez, J.O., Arredondo-Fragoso, J.J., 1992, Gravity study of Los Humeros caldera complex, Mexico: structure and associated geothermal system: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 49, 69-90.
- Campos-Enríquez, J.O., Duran, M.F., 1986, Determinación preliminar del campo de temperaturas en Los Humeros, Puebla: *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía*, 2, 141-152.
- Campos-Enríquez, J.O., Garduño-Monroy, V.H., 1987, The shallow structure of los Humeros and Las Derrumbadas geothermal fields, Mexico: *Geothermics*, 16, 539-554.
- Campos-Enríquez, J.O., Domínguez-Méndez, F., Lozada-Zumaeta, M., Morales-Rodríguez, H.F., Andaverde-Arredondo, J., 2005, Application of the Gauss theorem to the study of silicic calderas: The calderas of La Primavera, Los Azufres and Los Humeros (Mexico): *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 147, 39-67.

- Castillo-Román, J., Verma, S.P., Andaverde, J., 1991, Modelación de temperaturas bajo la caldera de Los Humeros, Puebla, México, en términos de profundidad de la cámara magmática: *Geofísica Internacional*, 30, 149-172.
- Cedillo-Rodríguez, F., 2000, Geología del subsuelo del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla, México: *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía*, 16, 7-16.
- CFE, 2010, Comisión Federal de Electricidad, Generación de electricidad, SENER (en línea): México, actualización 23 de julio de 2010 <<http://www.cfe.gob.mx/es/LaEmpresa/generacionelectricidad/>>.
- Contreras, E., Dominguez, B., Rivera-M., O., 1990, Mediciones petrofísicas en núcleos de perforación del campo geotérmico de Los Humeros: *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía*, 6, 9-42.
- Crisp, J.A., 1984, Rates of magma emplacement and volcanic output: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 20, 177-211.
- Dickson, M.H., Fanelli, M., 2003, *Geothermal energy: utilizations and technology*, UNESCO.
- Ferriz, H., 1985, Zoneamiento composicional y mineralógico en los productos eruptivos del centro volcánico de Los Humeros, Puebla, México: *Geofísica Internacional*, 24, 97-157.
- Ferriz, H., Mahood, G.A., 1984, Eruption rates and compositional trends at Los Humeros volcanic center, Puebla, Mexico: *Journal of Geophysical Research*, 89, 8511-8524.
- Ferriz, H., Mahood, G.A., 1987, Strong compositional zonation in a silicic magmatic system: Los Humeros, Mexican Neovolcanic Belt: *Journal of Petrology*, 28, 171-209.
- Fischer, M., Roller, K., Kuster, M., Stockhert, B., McConnell, V.S., 2003, Open fissure mineralization at 2600 m depth in Long Valley exploratory well (California) - insight into the history of the hydrothermal system: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 127, 347-363.
- Flores, L.C., Álvarez, R., Singh, S.K., Urrutia, J., 1978, Aeromagnetic survey of Los Humeros caldera, Mexico: *Geofísica Internacional*, 17, 415-428.
- Giberti, G., Sartoris, G., 1989, Evaluation of approximations in modelling the thermal history of a volcanic area: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 36, 233-240.
- Giberti, G., Moreno, S., Sartoris, G., 1984a, Evaluation of approximations in modelling the cooling of magmatic bodies: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 20, 297-310.
- Giberti, G., Moreno, S., Sartoris, G., 1984b, Thermal history of Phlegraean fields (Italy) in the last 50,000 years: A schematic numerical model: *Bulletin Volcanologique*, 47, 331-341.
- Gómez-Arias, E., Andaverde, J., Santoyo, E., Urquiza, G., 2009, Determinación de la viscosidad y su incertidumbre en fluidos de perforación usados en la construcción de pozos geotérmicos: aplicación en el campo de Los Humeros, Puebla, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 26, 516-529.
- González-Morán, T., Suro-Pérez, V., 1982, Obtención de parámetros físicos de las estructuras principales localizadas en la caldera de los Humeros, Puebla: *Geofísica Internacional*, 21, 57-68.

- González-Partida, E., Tello-Hinojosa, E., Verma, M.P., 2001, Interacción agua geotérmica-manantiales en el campo geotérmico de Los Humeros, Puebla, México: *Ingeniería Hidráulica en México*, 16, 185-194.
- Gutiérrez-Negrín, L.C.A., Maya-González, R., Quijano-León, J.L., 2010, World Geothermal Congress, en *Proceedings*, Bali, Indonesia, 11 pp.
- Henley, R.W., Truesdell, A.H., Barton, P.B., Whitney, J.A., 1984, Fluid-mineral equilibria in hydrothermal systems: v. 1, Society of Economic Geologists, El Paso, Texas.
- Jellinek, A.M., DePaolo, D.J., 2003, A model for the origin of large silicic magma chambers: precursors of caldera-forming eruptions: *Bulletin of Volcanology*, 65, 363-381.
- Kuritani, T., 2004, Magmatic differentiation examined with a numerical model considering multicomponent thermodynamics and momentum, energy and species transport: *Lithos*, 74, 117-130.
- Le Bas, M.J., 1989, Nephelinitic and basanitic rocks: *Journal of Petrology*, 30(5), 276-282.
- Le Bas, M.J., 2000, IUGS reclassification of the high-Mg and picritic volcanic rocks: *Journal of Petrology*, 41(10), 1467-1470.
- Le Bas, M.J., Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986, A chemical classification of volcanic rocks on the total alkali-silica diagram: *Journal of Petrology*, 27(3), 745-750.
- Luhr, J.F., Kimberly, P., Siebert, L., Aranda-Gomez, J.J., Housh, T.B., Mattiotti, G.K., 2006, México's Quaternary volcanic rocks: insights from the MEXPET petrological and geochemical database, in C. Siebe, J.L. Macías, G.J. Aguirre-Díaz (Editors), *Neogene-Quaternary continental margin volcanism: a perspective from México*: Geological Society of America Special Paper 402, Boulder, Colorado.
- Martínez-Serrano, R.G., 2002, Chemical variations in hydrothermal minerals of the Los Humeros geothermal system, Mexico: *Geothermics*, 31, 579-612.
- Medina-Martínez, M., 2000, Intervalos productores de fluidos en los pozos H-35 y H-39 del campo geotérmico de Los Humeros, Puebla, México: *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía*, 16, 51-60.
- Nielsen, S.B., Balling, N., Christian, H.S., 1990, Formation temperatures determined from stochastic inversion of borehole observations: *Geophysical Journal International*, 101, 581-590.
- Pandarathna, K., Dulski, P., Torres-Alvarado, I.S., Verma, S.P., 2008, Element mobility during the hydrothermal alteration of rhyolitic rocks of the Los Azufres geothermal field, Mexico: *Geothermics*, 37, 53-72.
- Pérez-Reynoso, J., 1979, Geografía y petrografía de la caldera de Los Humeros: *Geomimet*, 91, 97-106.
- Prol, R.M., González-Morán, T., 1982, Modelo preliminar del régimen térmico conductivo en la caldera de Los Humeros, Puebla: *Geofísica Internacional*, 21, 295-307.
- Robin, C., 1982, Mexico, in R.S. Thorpe (ed.), *Andesites*: John Wiley & Sons, Chichester.
- Sanders, C.O., 1984, Location and configuration of magma bodies beneath Long Valley, California determined from anomalous earthquake signals: *Journal of Geophysical Research*, 89, 8287-8302.

- Shaw, H.R., 1985, Links between magma-tectonic rate balances, plutonism, and volcanism: *Journal of Geophysical Research*, 90, 11275-11288.
- Spera, F.J., 1980, Thermal evolution of plutons: a parametrized approach: *Science*, 207, 299–301.
- Spera, F.J., Bohron, W.A., 2001, Energy-constrained open-system magmatic processes I: general model and energy-constrained assimilation and fractional crystallization (EC-AFC) formulation: *Journal of Petrology*, 42, 999-1018.
- Spera, F.J., Bohron, W.A., 2002, Energy-constrained open-system magmatic processes 3: energy-constrained recharge, assimilation and fractional crystallization (EC-RAFC): *Geochemistry Geophysics Geosystems*, 3, 1-20, doi:8010.1029/2002GC000315.
- Spera, F.J., Yuen, D.A., Kirschvink, S.J., 1982, Thermal boundary layer convection in silicic magma chambers: effects of temperature-dependent rheology and implications for thermogravitational chemical fractionation: *Journal of Geophysical Research*, 87, 8755-8767.
- Stimac, J.A., Goff, F., Wohletz, K., 2001, Thermal modeling of the Clear Lake magmatic-hydrothermal system, California, USA: *Geothermics*, 30, 349-390.
- Tait, S.R., 1988, Samples from the crystallising boundary layer of a zoned magma chamber: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 100, 470-483.
- Tello-Hinojosa, E., 1992, Composición química de la fase líquida a descarga total y a condiciones de reservorio de pozos geotérmicos de Los Humeros, Puebla, México: *Geofísica Internacional*, 31, 383-390.
- Tiampo, K.F., Rundle, J.B., Fernandez, J., Langbein, J.O., 2000, Spherical and ellipsoidal volcanic sources at Long Valley caldera, California, using a genetic algorithm inversion technique: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 102, 189-206.
- Torres-Alvarado, I.S., 2002, Chemical equilibrium in hydrothermal systems: the case of Los Azufres geothermal field, Mexico: *International Geology Review*, 44, 1-13.
- Torres-Alvarado, I.S., Smith, A.D., Castillo-Román, J., 2011, Sr, Nd, and Pb isotopic and geochemical constraints for the origin of magmas in Popocatepetl volcano (Central Mexico) and their relationship with adjacent volcanic fields: *International Geology Review*, 53, 84-115.
- Valentine, G.A., 1992, Magma chamber dynamics, *in* Nierenberg, W.A., (ed.), *Encyclopedia of Earth System Science*: New York, Academic Press, v. 3, 1-17.
- Valentine, G.A., Zhang, D., Robinson, B.A., 2002, Modeling complex, nonlinear geological processes: *Annual Reviews of Earth and Planetary Sciences*, 30, 35-64.
- Velasco-Tapia, F., Guevara, M., Verma, S.P., 2001, Evaluation of concentration data in geochemical reference materials: *Chemie der Erde*, 61, 69–91.

- Velasco-Tapia, F., Verma, S.P., 2001, Estado actual de la investigación geoquímica en el campo monogenético de la Sierra de Chichinautzin: análisis de información y perspectivas: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18, 1-36.
- Versteeg, H.K., Malalasekera, W., 1995, An introduction to computational fluids dynamics the finite volume method: Pearson Prentice Hall, London, United Kingdom, 257 p.
- Verma, M.P., Verma, S.P., Sanvicente, H., 1990, Temperature field simulation with stratification model of magma chamber under Los Humeros caldera, Puebla, Mexico: *Geothermics*, 19, 187-197.
- Verma, S.P., 1983, Magma genesis and chamber processes at Los Humeros caldera, Mexico - Nd and Sr isotope data: *Nature*, 301, 52-55.
- Verma, S.P., 1984, Alkali and alkaline earth element geochemistry of Los Humeros caldera, Puebla, Mexico: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 20, 21-40.
- Verma, S.P., 1985a, On the magma chamber characteristics as inferred from surface geology and geochemistry: examples from Mexican geothermal areas: *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 41, 207-214.
- Verma, S.P. 1985b, Mexican Volcanic Belt. Part 1 (Preface): *Geofísica Internacional*, 24, 7-18.
- Verma, S.P., 2000, Geochemical evidence for a lithospheric source for magmas from Los Humeros caldera, Puebla, Mexico: *Chemical Geology*, 164, 35-60.
- Verma, S.P., 2001, Geochemical evidence for a lithospheric source for magmas from Acoculco caldera, eastern Mexican Volcanic Belt: *International Geology Review*, 43, 31-51.
- Verma, S.P., 2002, Absence of Cocos plate subduction-related basic volcanism in southern Mexico: A unique case on Earth?: *Geology*, 30, 1095-1098.
- Verma, S.P., 2004, Solely extension-related origin of the eastern to west-central Mexican Volcanic Belt (Mexico) from partial melting inversion model: *Current Science*, 86, 713-719.
- Verma, S.P., 2005, Estadística básica para el manejo de datos experimentales: aplicación en la Geoquímica (Geoquimiometría): México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, 186 pp.
- Verma, S.P., 2009, Continental rift setting for the central part of the Mexican Volcanic Belt: A statistical approach: *The Open Geology Journal*, 3, 8-29.
- Verma, S.P., Andaverde, J., 1996, Temperature distributions from cooling of a magma chamber in Los Azufres geothermal field, Michoacán, Mexico: *Geofísica Internacional*, 35, 105-113.
- Verma, S.P., Andaverde, J., 2007, Coupling of thermal and chemical simulations in a 3-D integrated magma chamber-reservoir model: a new geothermal energy research frontier, *in* Ueckermann, H.I., ed., *Geothermal Energy Research Trends*: Nova Science Publishers, 149-188.
- Verma, S.P., Lopez, M.M., 1982, Geochemistry of Los Humeros caldera, Puebla, Mexico: *Bulletin Volcanologique*, 45, 63-79.

- Verma, S.P., Rodríguez-González, U., 1997, Temperature field distribution from cooling of a magma chamber in La Primavera caldera, Jalisco, México: *Geothermics*, 26, 25-42.
- Verma, S.P., Gómez-Arias, E., Andaverde, J., 2011a, Thermal sensitivity of emplacement of the magma chamber in Los Hornos caldera, Puebla, Mexico: *International Geology Review* (en prensa desde 2010).
- Verma, S.P., Arredondo-Parra, U.C. Gómez-Arias, E., Andaverde, J., 2011b, Temperature field simulation in 3-D from cooling of a magma chamber in La Primavera caldera, Jalisco, Mexico: *International Journal of Energy Research* (en revisión, fue enviado en 2010).
- Verma, S.P., Torres-Alvarado, I.S., Sotelo-Rodríguez, Z.T., 2002, SINCLAS: standard igneous norm and rock classification system: *Computers & Geosciences*, 28, 711-715.
- Wohletz, K., Civetta, L., Orsi, G., 1999, Thermal evolution of the Phlegraean magmatic system: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 91, 381 - 414.

Lista de Figuras

Figura 1. Localización del campo geotérmico de Los Humeros (CGLH), Puebla, México, en la parte este del Cinturón Volcánico Mexicano (CVM) (modificado de Verma, 2001, 2004; Verma *et al.*, 2011a). El cuadro que abarca el CGLH en la parte este del CVM se amplía en la parte derecha inferior de la Figura. En este recuadro, se muestra la localización del CGLH en el estado de Puebla, en el límite con el estado de Veracruz. Las abreviaciones correspondientes son TCA=Trinchera de Centro-América; EPE=Elevación del Pacífico Este; ZFO=Zona de Fractura Orozco; ZFR=Zona de Fractura Rivera; PC=Placa de Cocos; PR=Placa Rivera; PP=Placa del Pacífico; PA=Placa de América del Norte; SMO=Sierra Madre Occidental; SMO_r=Sierra Madre Oriental; SCN=Sierra de Chicinauntzin; SLP= área de San Luis Potosí. Las calderas del CVM son S=Santa María del Oro; P= La Primavera; Az= Los Azufres; A=Amealco; M=Mazahua; H=Huichapan; Ac=Acoculco; Hu=Los Humeros (CGLH); Ch=Chiconquiaco. Las ciudades son MC=Ciudad de México; V=Veracruz; PV=Puerto Vallarta; G=Guadalajara. El cuadro CGLH dentro de la parte derecha inferior representa esquemáticamente el área de la Figura 2.

Figura 2. Mapa geológico simplificado de la caldera Los Humeros (CLH), Puebla, México (modificado de Ferriz y Mahood, 1987; Verma, 2000; Verma *et al.*, 2011a). Los círculos rellenos representan el límite topográfico de la CLH. CLP corresponde a la caldera de Los Potreros emplazada dentro de la CLH. La ignimbrita Xáltipan (Xi) representa aproximadamente 115 km³ de magma.

Figura 3. Sección litológica del campo geotérmico de Los Humeros (CGLH), Puebla, México, basado en las rocas encontradas durante la perforación de los pozos H1, H6 , H7 , H8 , H9 , H10 y H12 (tomados, como ejemplo, para mostrar la geología del subsuelos en el CGLH; modificado de Verma *et al.*, 1990; Verma *et al.*, 2011a).

Figura 4. Esquema de clasificación TAS ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ vs. SiO_2 , ambos parámetros tienen unidades en %m/m ajustados modificado de Verma *et al.*, 2002) para las rocas volcánicas, de acuerdo con la propuesta de Le Bas *et al.* (1986) y Le Bas (1989, 2000). En el esquema se muestra la clasificación de las rocas volcánicas del campo geotérmico de Los Humeros (CGLH). Los nombres de las abreviaciones son las siguientes: A=Andesita; B=Basalto; BA=Andesita basáltica;

BTA=Traquiandesita basáltica; D=Dacita; R=Riolita; T=Traquita; TA=Traquiandesita; TB=Traquibasalto; TD=Traquidacita.

Figura 5. Diagrama de flujo del simulador TCHEMSYS utilizado para la simulación térmica y química de la cámara magmática del campo geotérmico de Los Humeros (CGLH), Puebla, México (modificada de Verma y Andaverde, 2007; Verma *et al.*, 2011a). El funcionamiento de los módulos se presenta en el texto.

Figura 6. Modelo geológico del campo geotérmico de Los Humeros (CLH), Puebla, México (modificada de Verma y Andaverde 2007; Verma *et al.*, 2011a). Se muestra la geometría y área de simulación utilizando el TCHEMSYS. Las marcas de interrogación representan la falta de información sobre los tipos de roca localizados a esa profundidad.

Figura 7. Diagramas para ubicar los perfiles en los cuales se determinaron los gradientes geotérmicos en el campo geotérmico de Los Humeros (CGLH). Los tres perfiles utilizados para ejemplificar los resultados son mostrados en cada diagrama. Los ejes representan los volúmenes de control (vc) a lo largo de la dirección horizontal (x ó y) y vertical (z). (a) modelo de cámara magmática a 10 km de profundidad y 1000 km³ de volumen; y (b) modelo de cámara magmática a 10 km de profundidad y 1400 km³ de volumen.

Figura 8. Gráfica de tiempo versus volumen de magma tipo ignimbrita Xáltipan acumulado para cada paso de tiempo. Se observa el comportamiento asintótico. Se incluye la curva de ajuste de acuerdo con la ecuación (8) presentada en el texto.

Figura 9. Distribución a lo largo de un corte de los volúmenes de control que cumplen con la química de la ignimbrita Xáltipan para los óxidos. (a) SiO₂; (b) Al₂O₃; (c) CaO; y (d) MgO.

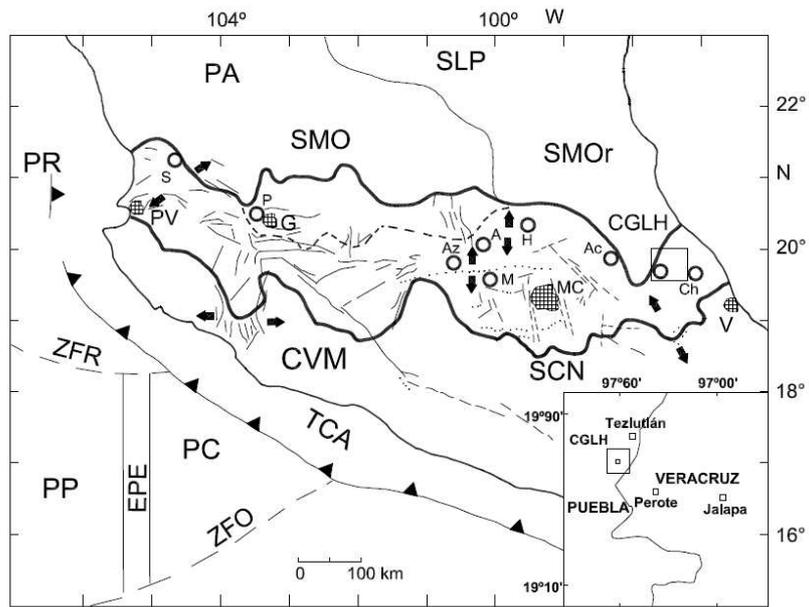


Figura 1

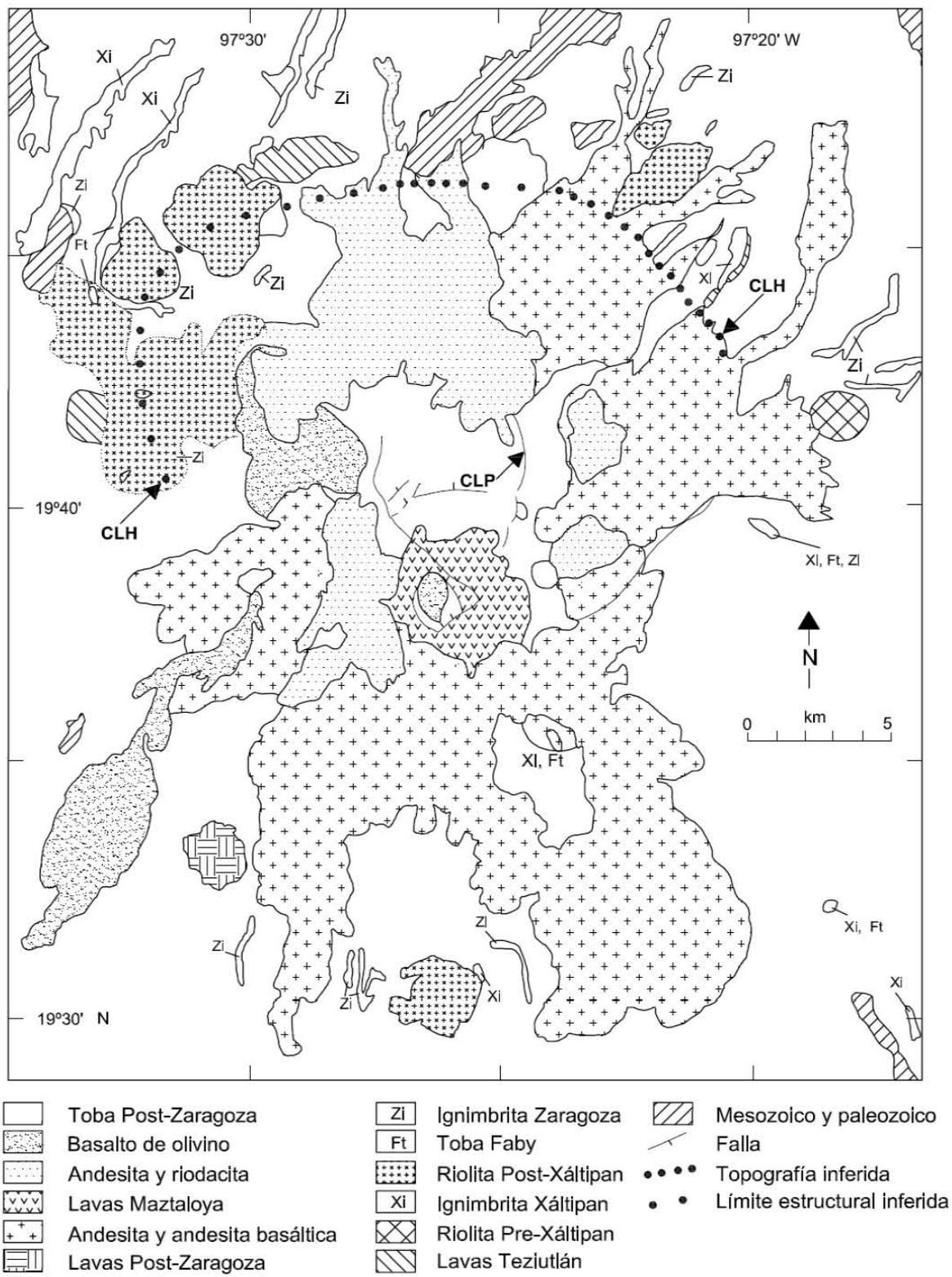


Figura 2

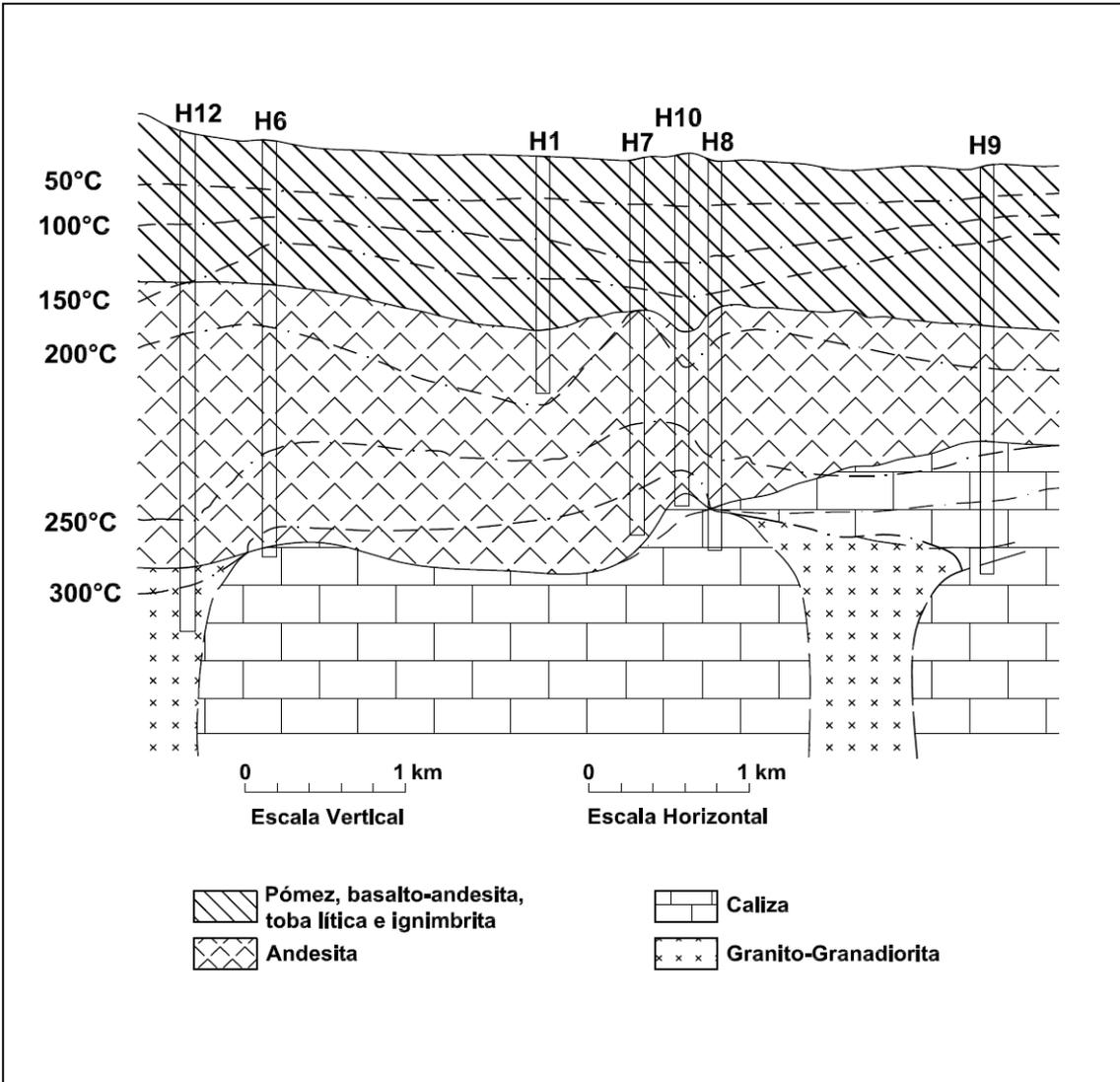


Figura 3

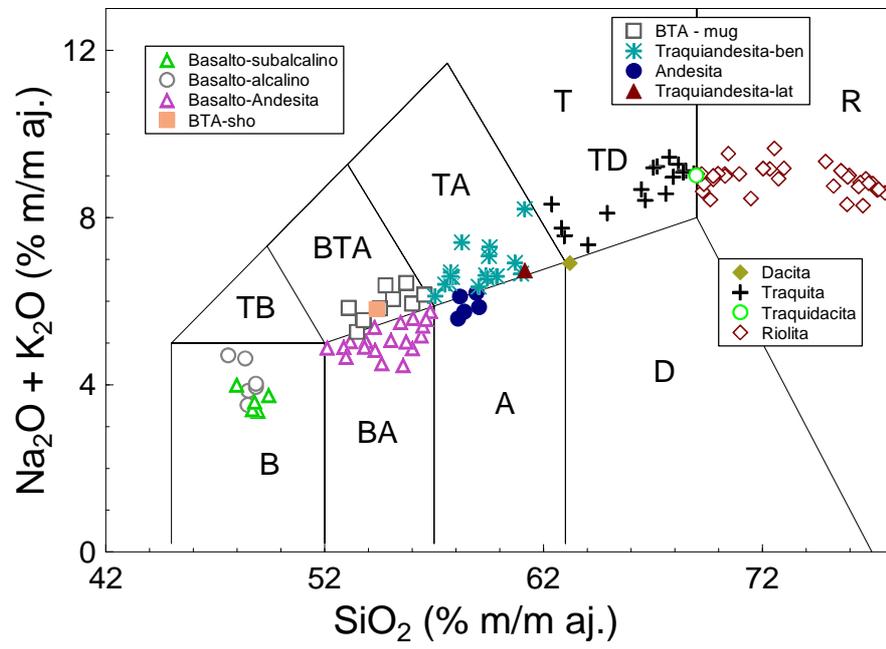


Figura 4

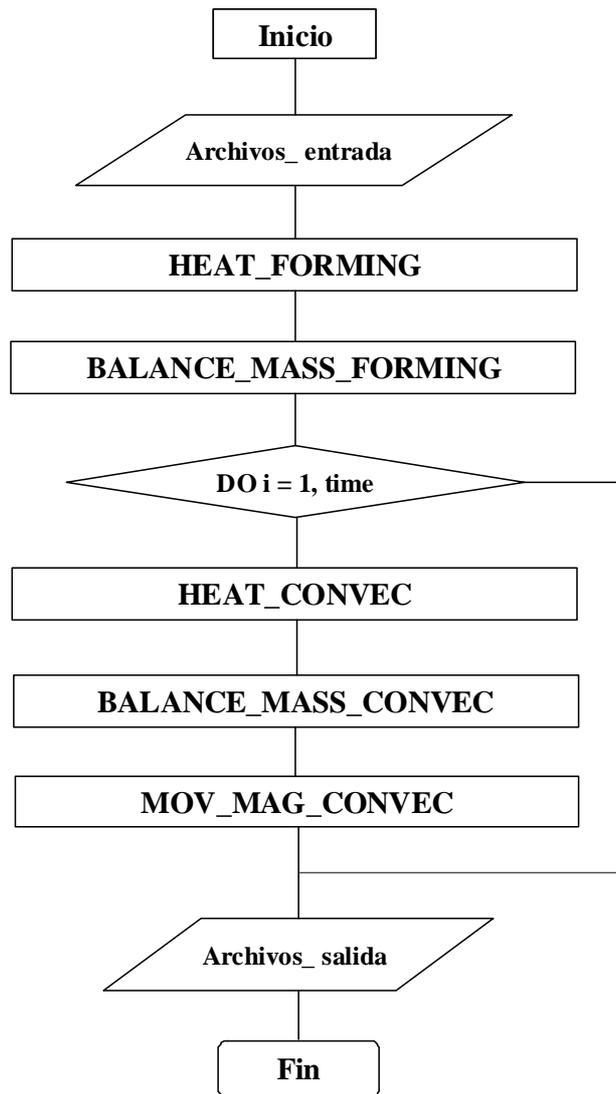


Figura 5

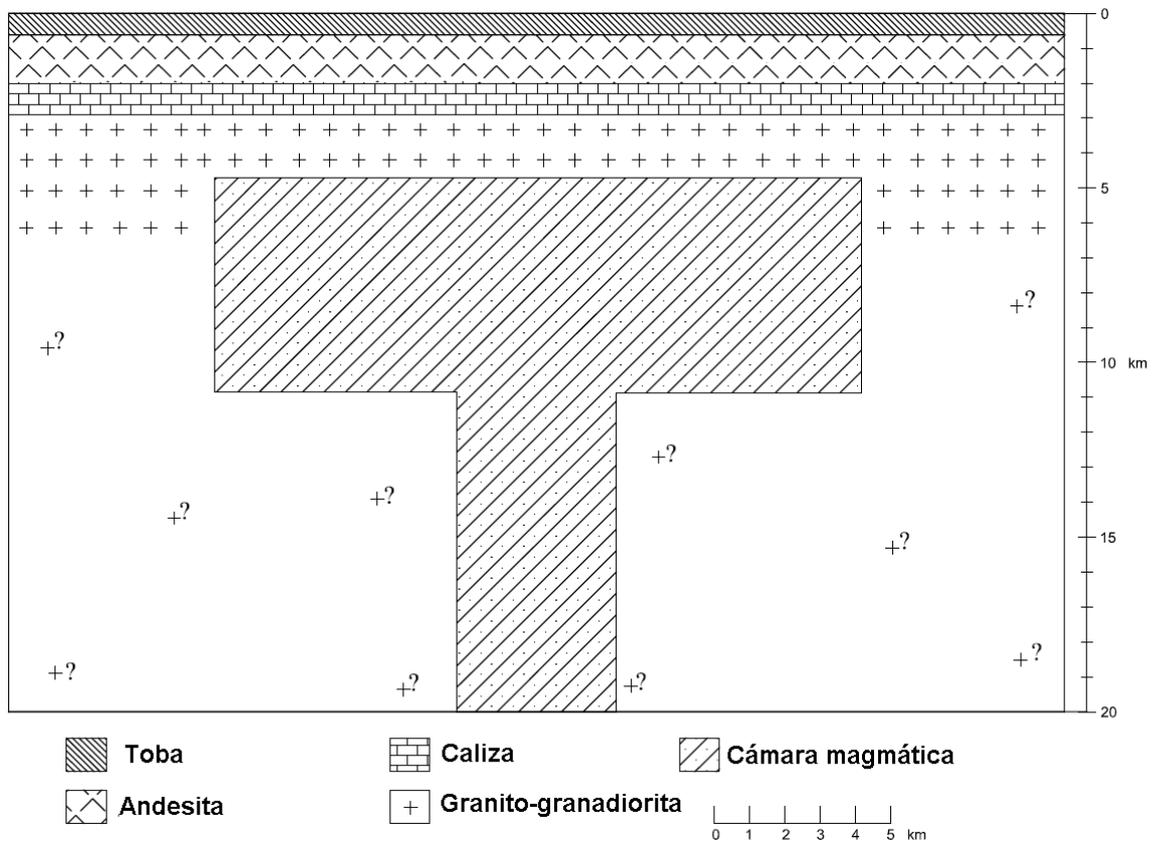


Figura 6

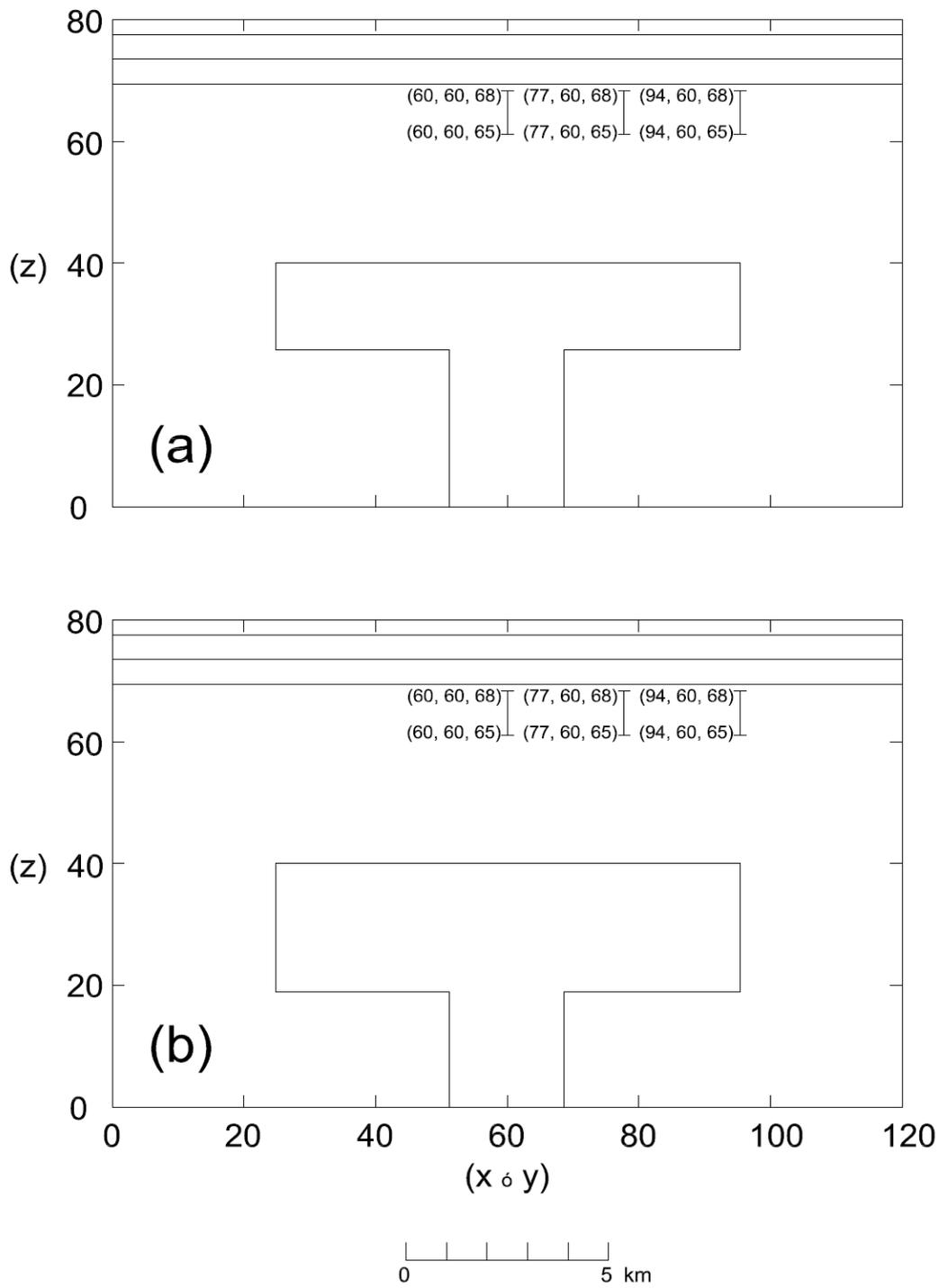


Figura 7

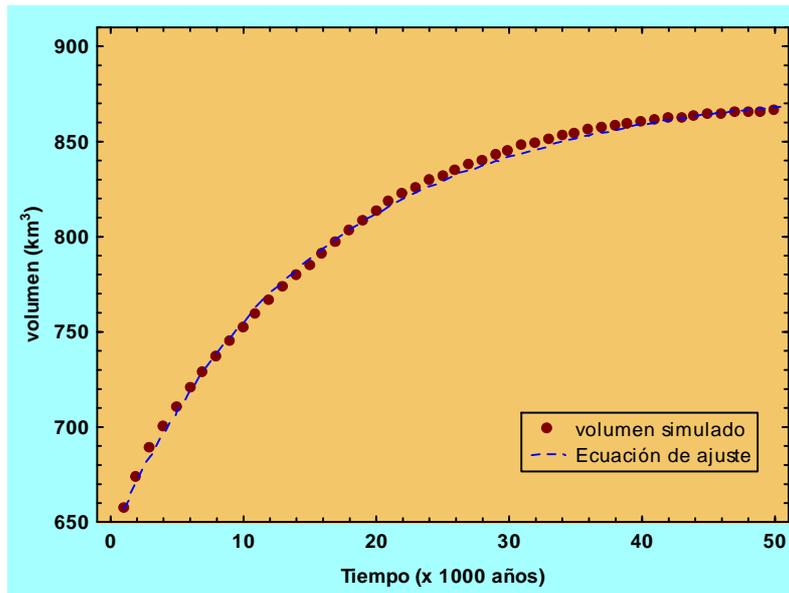


Figura 8

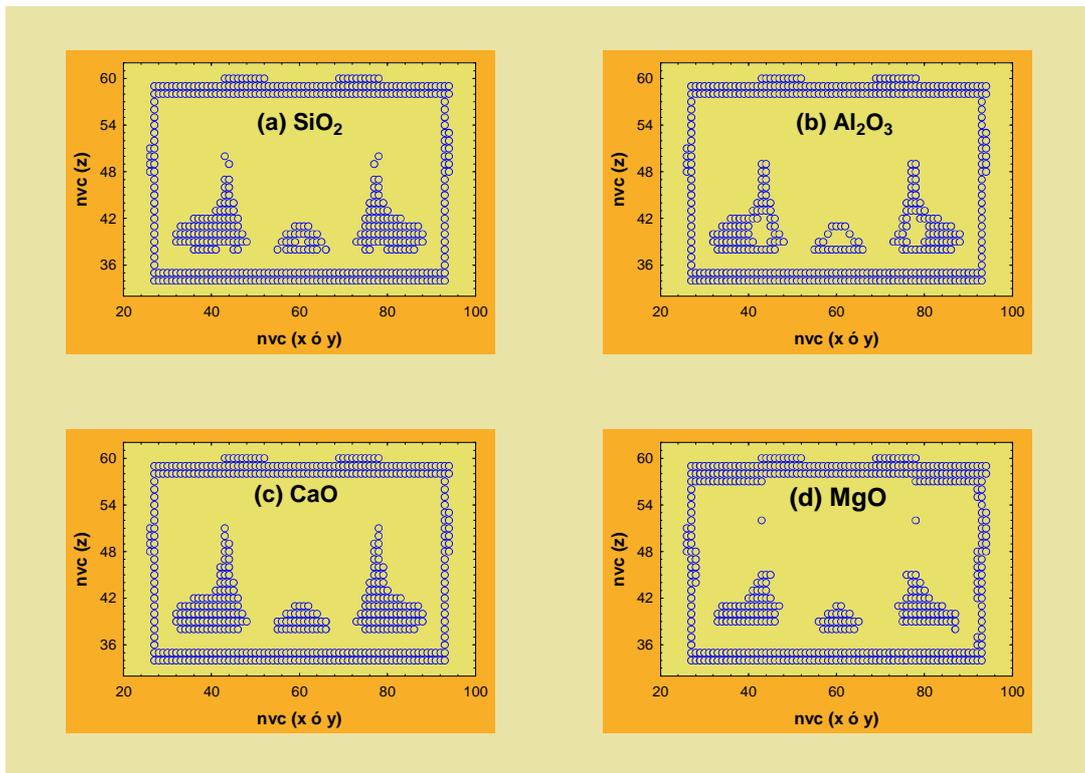


Figura 9

Tabla 1. Actividad volcánica del campo geotérmico de Los Humeros (CGLH), Puebla, México (simplificado de Ferriz y Mahood, 1984, 1987; Verma y Andaverde, 2007; Verma *et al.*, 2011a).

Evento	Edad (Ma)	Volumen de magma estimado en (km ³)
Erupción de lavas Teziutlán	> 1.6	60
<i>Colapso de la caldera de Los Humeros</i>		
Erupción de ignimbrita Xáltipan	0.46	115
Erupción de material riódacítico	0.24	10
<i>Colapso de la caldera de Los Potreros</i>		
Erupción de la ignimbrita Zaragoza	0.1	12
<i>Colapso de la caldera EL Xalapazco (Maztaloya)</i>		
Erupción de andesita y lavas	0.06	0.1
Erupción de andesitas y andesitas basálticas	0.04-0.02	10
Erupción de lavas Maztaloya		1
<i>Última actividad volcánica</i>		
Olivinos y basaltos	< 0.02	0.25

Tabla 2. Condiciones iniciales y de frontera para el modelo de la caldera del campo geotérmico de Los Humeros (CGLH), Puebla, México.

Parámetro físico (unidades)	valor
Condiciones de frontera	
Temperatura de la superficie (T_s) (°C)	25
Gradiente de temperatura (ΔT_g) (°C/km)	30
Condiciones de emplazamiento	
Volumen (V_{cham}) (km ³)	1000-1400
Radio (r_{cham}) (km)	8.5
Profundidad a la cima de la cámara (d_{cham}) (km)	5-10
Centroide de la cámara magmática (dc_{chma}) (km)	7.125-13.125
Temperatura de emplazamiento (T_{cham}) (°C)	1350
Construcción de la malla	
Longitud – x (km)	30
Número de volúmenes de control en dirección x	120
Longitud – y (km)	30
Número de volúmenes de control en dirección y	120
Longitud – z (km)	20
Número de volúmenes de control en dirección z	80
Volumen de control (δx , δy , δz) (km)	(0.25, 0.25, 0.25)
Espesor de la unidad (granitos) 1 (km)	17.00
Conductividad térmica (W/mK)	2.843
Calor específico (J/kg K)	914
Densidad (kg/m ³)	2680
Espesor de la unidad 2 (calizas) (km)	1
Conductividad térmica (W/mK)	2.705
Calor específico (J/kg K)	854
Densidad (kg/m ³)	2180
Espesor de la unidad 3 (andesitas) (km)	1
Conductividad térmica (W/mK)	1.673
Calor específico (J/kg K)	1009
Densidad (kg/m ³)	2394
Espesor de la unidad 4 (tobas) (km)	1
Conductividad térmica (W/mK)	1.738
Calor específico (J/kg K)	885
Densidad (kg/m ³)	2360
Tiempo de simulación	
Delta de tiempo (Δt) (años)	250
Tiempo de simulación total (t) (años)	80000

Tabla 3. Resultados del gradiente térmico de las diferentes combinaciones evaluados en el yacimiento del campo geotérmico de Los Humeros (CGLH), Puebla, México.

Volumen (km ³)	Profundidad (km)	Centroide (km)	Gradiente térmico Perfil 1 (°C/km)	Gradiente térmico Perfil 2 (°C/km)	Gradiente térmico Perfil 3 (°C/km)
1000	5	7.125	140±20	140±20	83±9
1000	6	8.125	37.0±2.0	37.0±2.0	33.2±0.9
1000	7	9.125	30.099±0.036	30.099±0.036	30.046±0.017
1000	8	10.125	30.00037±0.00015	30.00037±0.00015	30.00017±0.00007
1000	9	11.125	30.0000±0.0010	30.0000±0.0010	30.0000±0.0010
1000	10	12.125	30.0000±0.0010	30.0000±0.0010	30.0000±0.0010
1100	5	7.375	138±20	138±20	80±9
1100	6	8.325	35.4±1.6	35.4±1.6	32.5±0.7
1100	7	9.325	30.059±0.022	30.059±0.022	30.027±0.010
1100	8	10.325	30.00158±0.00007	30.00158±0.00007	30.000073±0.000032
1100	9	11.325	30.0000±0.0010	30.0000±0.0010	30.0000±0.0010
1100	10	12.325	30.0000±0.0010	30.0000±0.0010	30.0000±0.0010
1200	5	7.625	130±20	130.2±20.2	76.4±9.3
1200	6	8.625	34.0±1.2	34.0±1.2	31.85±0.60
1200	7	9.625	30.032±0.012	30.032±0.012	30.0150±0.0058
1200	8	10.625	30.000016±0.000027	30.000026±0.000027	30.0000±0.0010
1200	9	11.625	30.0000±0.0010	30.0000±0.0010	30.0000±0.0010
1200	10	12.625	30.0000±0.0010	30.0000±0.0010	30.0000±0.0010
1300	5	7.875	83±12	83±12	54.3±5.0
1300	6	8.875	31.38±0.46	31.38±0.46	30.64±0.21
1300	7	9.875	30.0077±0.0031	30.0077±0.0031	30.0036±0.0014
1300	8	10.875	30.0000±0.0010	30.0000±0.0010	30.0000±0.0010
1300	9	11.875	30.0000±0.0010	30.0000±0.0010	30.0000±0.0010
1300	10	12.875	30.0000±0.0010	30.0000±0.0010	30.0000±0.0010
1400	5	8.125	76±11	75±11	51±5
1400	6	9.125	30.91±0.32	30.91±0.32	30.42±0.15
1400	7	10.125	30.0036±0.0015	30.0036±0.0015	30.0017±0.0007
1400	8	11.125	30.0000±0.0010	30.0000±0.0010	30.0000±0.0010
1400	9	12.125	30.0000±0.0010	30.0000±0.0010	30.0000±0.0010
1400	10	13.125	30.0000±0.0010	30.0000±0.0010	30.0000±0.0010

Tabla 4. Composición química de un asimilante y parámetros estadísticos para la ignimbrita Xáltipan del CGLH (simplificado de Ferriz y Mahood, 1987; Verma y Andaverde, 2007).

Oxido mayor	Granito asimilado	n	X ± s	ignimbrita Xáltipan	
				Límite de confianza al 99%	R
SiO ₂	68.16	9	70 ± 5	64 – 76	60 – 76
TiO ₂	0.60	9	0.47 ± 0.40	0.03 – 0.92	0.05 – 1.13
Al ₂ O ₃	15.07	9	15.5 ± 1.5	13.3 – 16.8	12.4 – 16.6
Fe ₂ O ₃	3.48	9	3.0 ± 1.9	0.9 – 5.1	1.2 – 6.2
MnO	0.088	9	0.052 ± 0.031	0.020 – 0.092	0.020 – 0.100
MgO	1.27	9	0.9 ± 1.1	0.0 – 2.1	0.1 – 3.4
CaO	1.38	9	1.9 ± 1.7	0.0 – 3.9	0.4 – 5.2
Na ₂ O	4.89	9	3.8 ± 0.5	3.3 – 4.4	3.1 – 4.5
K ₂ O	3.64	9	4.6 ± 1.1	3.3 – 5.8	2.8 – 5.8
P ₂ O ₅	0.148	9	0.13 ± 0.11	0.01 – 0.28	0.05 – 0.36

Tabla 5. Resultados de la simulación química de la cámara magmática bajo el CGLH utilizando el simulador TCHEMSYS. Se muestra el número de volumen de control (nvc) que cumplen con la química de los óxidos mayores y el nvc que cumplen con la química de la ignimbrita Xáltipan, así como el volumen de la cámara que cumple con la química de la ignimbrita Xáltipan para un tiempo de evolución de 50000 años.

Volumen (km ³)	Prof. (km)	Centroid e (km)	nvc que cumplen con la composición química de elementos mayores										Comp. Ign-Xal (nvc)	Vol. Comp. Ign-Xal (km ³)
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	(FeO + Fe ₂ O ₃)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	P ₂ O ₅			
1000	5	7.125	19987	20000	19989	20000	20000	24078	20002	19987	20000	20449	320	
1000	6	8.125	20013	20042	20023	20000	20000	24078	20044	19987	20042	20470	320	
1000	7	9.125	20075	20136	20105	20028	20000	24108	20130	19987	20108	20520	321	
1000	8	10.125	20183	20242	20219	20118	20000	24210	20272	19987	20164	20599	322	
1000	9	11.125	20356	20364	20351	20195	20007	24389	20491	19987	20247	20710	324	
1000	10	12.125	20619	20535	20562	20293	20088	24619	20812	19987	20378	20877	326	
1100	5	7.375	20495	20526	20496	20464	20464	24633	20518	20452	20526	20953	327	
1100	6	8.325	20559	20658	20608	20505	20464	24682	20640	20452	20619	21021	328	
1100	7	9.325	20731	20806	20783	20620	20464	24813	20842	20452	20708	21135	330	
1100	8	10.325	20991	21005	21003	20734	20486	25034	21162	20452	20845	21301	333	
1100	9	11.325	21342	21230	21265	20884	20589	25393	21596	20452	20983	21526	336	
1100	10	12.325	21708	21443	21534	21072	20764	25865	22074	20452	21100	21779	340	
1200	5	7.625	21276	21384	21312	21198	21130	25605	21358	21111	21324	21744	340	
1200	6	8.625	21518	21611	21558	21328	21130	25783	21636	21111	21467	21905	342	
1200	7	9.625	21823	21817	21827	21500	21178	26097	22031	21111	21600	22109	345	
1200	8	10.625	22271	22117	22176	21685	21298	26517	22614	21111	21809	22400	350	
1200	9	11.625	22790	22451	22506	21912	21532	27195	23298	21111	21971	22752	355	
1200	10	12.625	23422	22832	23039	22223	21903	27989	24132	21111	22259	23212	363	
1300	5	7.875	22100	22090	22105	21838	21562	26479	22203	21546	21926	22428	350	
1300	6	8.875	22512	22395	22423	21990	21636	26807	22699	21546	22132	22682	354	
1300	7	9.875	23106	22786	22884	22249	21832	27373	23417	21546	22381	23064	360	
1300	8	10.875	23836	23389	23585	22552	22120	28168	24439	21546	22821	23606	369	
1300	9	11.875	24941	24143	24460	23059	22586	29556	25790	21546	23286	24374	381	
1300	10	12.875	26382	25104	25593	23716	23245	31417	27593	21546	23875	25386	397	
1400	5	8.125	23548	23381	23445	22769	22332	27935	23868	22134	23008	23602	369	
1400	6	9.125	24377	24060	24248	23143	22574	28740	24984	22134	23487	24194	378	
1400	7	10.125	25736	25066	25399	23732	22981	30196	26615	22134	24146	25112	392	
1400	8	11.125	27260	25990	26521	24590	23675	32480	28548	22134	24554	26195	409	
1400	9	12.125	28929	26702	27607	25262	24775	34762	30684	22134	25078	27326	427	
1400	10	13.125	30404	27391	28343	25890	26574	37590	32805	22134	25327	28495	445	

Tabla 6. Resultados de la simulación química de la cámara magmática bajo el CGLH utilizando el simulador TCHEMSYS. Se muestra para las condiciones de volumen, profundidad y centroide constante (ver Tabla 2) y la evolución durante 50000 años, el nvc *acumulados* que cumplen con la química de: (a) los óxidos mayores, y (b) de la ignimbrita Xáltipan, así como el volumen de la cámara magmática que cumple con la química de la ignimbrita Xáltipan.

Tiempo (Ma)	Volumen (km ³)	Prof. (km)	nvc que cumplen con la composición química de elementos mayores										
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	(FeO + Fe ₂ O ₃)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	P ₂ O ₅	<i>Comp. Ign-Xal (nvc)</i>	<i>Vol. Comp. Ign-Xal (km³)</i>
0.001	1400	5	45224	42061	45295	36141	38021	59810	56591	22134	32922	42022	657
0.002	1400	5	46915	43442	46326	37148	38021	60312	57121	22134	36216	43071	673
0.003	1400	5	48472	44710	47333	38144	38021	60780	57703	22134	39283	44064	689
0.004	1400	5	49719	45891	48206	39001	38021	61058	58305	22134	40906	44805	700
0.005	1400	5	50730	46931	49051	39847	38021	61146	58923	22134	42311	45455	710
0.006	1400	5	51558	47948	49901	40715	38021	61225	59499	22134	43678	46075	720
0.007	1400	5	52276	48907	50661	41491	38021	61269	60114	22134	44842	46635	729
0.008	1400	5	52969	49765	51344	42181	38021	61310	60694	22134	45918	47148	737
0.009	1400	5	53614	50581	52029	42856	38021	61330	61320	22134	47001	47654	745
0.010	1400	5	54276	51395	52702	43538	38021	61330	61958	22134	47986	48149	752
0.011	1400	5	54853	52118	53410	44233	38021	61324	62425	22134	48882	48600	759
0.012	1400	5	55500	52900	54076	44894	38021	61323	62795	22134	49744	49043	766
0.013	1400	5	56173	53641	54747	45559	38021	61321	63148	22134	50572	49480	773
0.014	1400	5	56643	54346	55454	46264	38021	61321	63453	22134	51275	49879	779
0.015	1400	5	57064	55021	56141	46955	38021	61318	63715	22134	52062	50270	785
0.016	1400	5	57415	55688	56822	47650	38021	61311	63955	22134	52873	50652	791
0.017	1400	5	57742	56375	57513	48341	38021	61304	64175	22134	53637	51027	797
0.018	1400	5	58042	57036	58216	49048	38021	61292	64398	22134	54347	51393	803
0.019	1400	5	58309	57684	58844	49678	38021	61281	64611	22134	55033	51733	808
0.020	1400	5	58587	58344	59320	50137	38021	61266	64761	22134	55704	52030	813
0.021	1400	5	58860	59059	59733	50559	38021	61259	64915	22134	56341	52320	818
0.022	1400	5	59130	59662	60085	50915	38021	61248	65020	22134	56986	52578	822
0.023	1400	5	59359	60163	60443	51277	38021	61242	65116	22134	57691	52827	825
0.024	1400	5	59529	60603	60768	51603	38021	61228	65205	22134	58339	53048	829
0.025	1400	5	59689	61035	61082	51921	38021	61222	65268	22134	58895	53252	832
0.026	1400	5	59807	61416	61405	52240	38021	61213	65342	22134	59419	53444	835
0.027	1400	5	59941	61782	61710	52543	38021	61207	65427	22134	59901	53630	838

Continuación de la Tabla 6.

Tiempo (ma)	Volumen (km ³)	Prof. (km)	nvc que cumplen con la composición química de elementos mayores										<i>Comp. Ign-Xal (nvc)</i>	<i>Vol. Comp. Ign-Xal (km³)</i>
			SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	(FeO + Fe ₂ O ₃)	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	P ₂ O ₅			
0.028	1400	5	60027	62107	61984	52819	38021	61204	65471	22134	60319	53787	840	
0.029	1400	5	60120	62464	62293	53126	38021	61198	65515	22134	60715	53954	843	
0.030	1400	5	60201	62767	62543	53372	38021	61191	65545	22134	61129	54100	845	
0.031	1400	5	60268	63063	62786	53615	38021	61189	65584	22134	61501	54240	848	
0.032	1400	5	60345	63401	62953	53790	38021	61186	65621	22134	61839	54366	849	
0.033	1400	5	60412	63673	63101	53942	38021	61184	65656	22134	62188	54479	851	
0.034	1400	5	60462	63927	63244	54084	38021	61180	65683	22134	62515	54583	853	
0.035	1400	5	60500	64154	63375	54211	38021	61178	65707	22134	62825	54678	854	
0.036	1400	5	60538	64349	63486	54322	38021	61175	65735	22134	63163	54769	856	
0.037	1400	5	60581	64519	63611	54443	38021	61175	65764	22134	63446	54855	857	
0.038	1400	5	60613	64686	63714	54542	38021	61175	65784	22134	63709	54931	858	
0.039	1400	5	60637	64797	63790	54626	38021	61173	65808	22134	63927	54990	859	
0.040	1400	5	60663	64916	63864	54696	38021	61173	65818	22134	64124	55045	860	
0.041	1400	5	60690	65032	63937	54763	38021	61171	65838	22134	64304	55099	861	
0.042	1400	5	60717	65135	64003	54824	38021	61169	65848	22134	64481	55148	862	
0.043	1400	5	60747	65231	64069	54889	38021	61168	65856	22134	64609	55192	862	
0.044	1400	5	60780	65314	64117	54931	38021	61164	65868	22134	64737	55230	863	
0.045	1400	5	60803	65417	64174	54988	38021	61164	65876	22134	64863	55271	864	
0.046	1400	5	60821	65485	64223	55037	38021	61164	65889	22134	64954	55303	864	
0.047	1400	5	60838	65543	64256	55070	38021	61164	65896	22134	65077	55333	865	
0.048	1400	5	60851	65594	64285	55099	38021	61164	65904	22134	65169	55358	865	
0.049	1400	5	60861	65637	64323	55137	38021	61164	65904	22134	65242	55380	865	
0.050	1400	5	60879	65700	64360	55174	38021	61164	65904	22134	65327	55407	866	