



UNIVERSIDAD MICHOACANA DE SAN NICOLÁS  
DE HIDALGO

INSTITUTO DE INVESTIGACIONES EN CIENCIAS DE LA TIERRA



**MODELO CONCEPTUAL Y NUMÉRICO DEL CAMPO GEOTÉRMICO  
CERRITOS COLORADOS, JALISCO**

**T E S I S**

PARA OBTENER EL GRADO DE:

**MAESTRA EN GEOCIENCIAS Y PLANIFICACIÓN DEL TERRITORIO**

PRESENTA:

**ADRIANA NADCIELLI SOTO RODRÍGUEZ**

**ASESOR:**

DR. VÍCTOR HUGO GARDUÑO MONROY

**COASESOR:**

DR. FRANCISCO JAVIER DOMÍNGUEZ MOTA



MORELIA, MICHOACÁN, MAYO, 2019





*Dedicado a mi familia  
y abuelos*



# Agradecimientos

Quiero agradecer a Dios por lo mucho que me ha dado en la vida sin ser una persona merecedora de ello. Porque muchas veces no entendí lo que viví pero haber estado aquí con todo lo vivido me permitió no perderme de lo mejor que me ha pasado.

Agradezco a la persona que me ha acompañado en toda mi vida y a quien le debo todo mi ser gracias mamá. Gracias a mi padre y hermanos por siempre brindarme su apoyo, consejos, comprensión en las buenas y en las malas, mis compañeros y amigos de toda la vida. Infinitamente gracias a toda mi familia. Agradezco a la vida por permitirme conocer a mis abuelos, personas extraordinarias que siempre me apoyaron, consintieron y divertieron con su gran sentido del humor. Donde quiera que estén sé que siempre nos desean lo mejor.

Quiero agradecer a todos mis profesores de la maestría por toda su paciencia, atención, conocimiento compartido y por su ejemplo con el compromiso que tienen de ayudar. De una manera muy especial quiero agradecer a la Dra. Isabel por su gran calidad humana, por siempre brindarnos su confianza, apoyo y cariño, porque cada una de sus clases era una historia para disfrutar, por mostrarnos que cuando las cosas se hacen con pasión y dedicación las cosas dejan de verse como una obligación. Muchas gracias Dr. Garduño por ser paciente y haber creído en mí para la realización de este trabajo y proporcionarme los medios para la creación del mismo. Gracias Dr. Alejandro por su ayuda y apoyo. Gracias Dr. Francisco por apoyarme en otro proceso de mi vida (otra tesis). Gracias Ing. Marco A. Torres Rodríguez por haber compartido parte de su tiempo y conocimiento.

Porque las palabras no me alcanzan para agradecerte todo lo que has hecho por mí, un ser maravi-

---

lloso mi Elizabeth Rivera, no sé que hubiera sido de mi sin ti, gracias por haber estado conmigo en cada momento de este largo camino, por animarme, ayudarme y sobre todo aguantarme. Gracias por compartir conmigo tu universo y por haberme mostrado la perfección de la naturaleza, porque antes pensaba que su lenguaje eran las matemáticas ahora me doy cuenta que la naturaleza tiene su propio lenguaje y que nunca nada alcanzará su perfección. Sin importar donde estemos siempre te llevaré en mi alma y mi corazón.

Gracias a todos mis compañeros, por las experiencias vividas y por sus bromas aún en momentos muy tensos.

Porque la vida siempre tiene caminos misteriosos y al haberme encontrado contigo parece ser un milagro, pues llegaste a mi vida en el momento que más te necesitaba gracias por todo mi niño, amigo y compañero, por ser demasiado tolerante, honesto y comprensivo, gracias Rubén.

# Índice general

Agradecimientos	v
Índice de figuras	xi
Resumen	xv
Abstract	xvii
<b>1. Aspectos Generales</b>	<b>1</b>
1.1. Introducción . . . . .	1
1.2. Justificación . . . . .	4
1.3. Objetivos . . . . .	5
1.3.1. Objetivo General . . . . .	5
1.3.2. Objetivos Específicos . . . . .	5
<b>2. Antecedentes</b>	<b>6</b>
2.1. Introducción . . . . .	6
2.2. Simulación Numérica de Sistemas Geotérmicos . . . . .	7
2.2.1. Campo Geotérmico Krafla, Islandia (Bodvarsson et al., 1984). . . . .	7
2.2.2. Campo Geotérmico Cerritos Colorados, México (JICA, 1989) . . . . .	8
2.2.3. Campo Geotérmico Cerro Prieto, México. . . . .	9
2.2.4. Campo Geotérmico Dubti, Etiopía (Battistelli et al., 2001). . . . .	11

2.2.5.	Campo Geotérmico Mutnovsky, Rusia (Vereina, 2003).	13
2.2.6.	Campo Geotérmico Larderello-Travale, Italia (Romagnoli et al., 2010)	14
2.2.7.	Campos Geotérmicos de Waiotapu, Waikite y Reporoa, Nueva Zelanda (Kaya et al., 2014).	16
2.2.8.	Campo Geotérmico Menengai, Kenia (Montegrossi et al., 2015).	17
2.2.9.	Campo Geotérmico Tolhuaca al Sur de los Andes en Chile (Sanchez-Alfaro et al., 2016)	19
2.2.10.	Campo Geotérmico en Cuitzeo y Tarimbaro, Michoacán (Avila-Villegas, 2017).	21
<b>3.</b>	<b>Marco Teórico</b>	<b>22</b>
3.1.	Sistemas Geotérmicos Hidrotermales	25
3.2.	Propiedades del Agua	28
3.3.	Modelo Conceptual	30
3.4.	Modelación Numérica de un Sistema Geotérmico	31
3.4.1.	Ecuaciones Gobernantes	33
3.4.2.	Simulador Numérico	36
3.4.3.	Condiciones Iniciales y de Frontera	40
3.5.	Problemas Inversos	40
<b>4.</b>	<b>Metodología</b>	<b>42</b>
4.1.	Revisión Bibliográfica	43
4.2.	Desarrollo del Modelo Conceptual	44
4.3.	Construcción y Calibración del Modelo Numérico	47
<b>5.</b>	<b>Estudios Geocientíficos</b>	<b>50</b>
5.1.	Historia geológica de La Caldera de La Primavera	52
5.2.	Estudios Geológicos	53
5.2.1.	Fallas y Fracturas en la Zona	53
5.3.	Estudios Geofísicos	57
5.3.1.	Gravimetría	57



5.3.2.	Sismología . . . . .	59
5.3.3.	Magnetometría . . . . .	60
5.3.4.	Resistividad . . . . .	60
5.3.5.	Potencial Espontáneo . . . . .	64
5.4.	Estudios Geoquímicos . . . . .	65
5.4.1.	Concentración de Mercurio . . . . .	65
5.4.2.	Entalpía y Concentración de Cloro . . . . .	66
5.4.3.	Concentración de Boro y Cloro . . . . .	68
5.4.4.	Geotermometría . . . . .	69
5.4.5.	Composición Isotópica de Agua Geotérmica y Manantiales Termales . . . . .	69
5.4.6.	Composición Química de las Manifestaciones Termales . . . . .	70
5.4.7.	Análisis Químico de los Gases en el Vapor . . . . .	73
5.4.8.	Alteración Hidrotermal . . . . .	74
5.5.	Marco Hidrológico . . . . .	77
5.6.	Marco Hidrogeológico . . . . .	78
5.7.	Pozos Geotérmicos Exploratorios . . . . .	79
<b>6.</b>	<b>Modelo Numérico</b>	<b>84</b>
6.1.	Diseño del Modelo Numérico . . . . .	84
6.2.	Condiciones Iniciales . . . . .	86
6.3.	Condiciones de Frontera . . . . .	86
6.4.	Fuentes de Masa . . . . .	87
6.5.	Distribución de la Permeabilidad (Fallas) . . . . .	88
<b>7.</b>	<b>Resultados</b>	<b>90</b>
7.1.	Modelo Conceptual del Campo Cerritos Colorados . . . . .	90
7.2.	Modelo Numérico . . . . .	93
<b>8.</b>	<b>Discusión de los Resultados</b>	<b>102</b>
8.1.	Modelo Conceptual . . . . .	102

8.2. Modelo Numérico . . . . .	104
<b>9. Conclusiones y Comentarios</b>	<b>107</b>
<b>Referencias</b>	<b>110</b>
<b>Anexo A. Aspectos importantes de TOUGH2</b>	<b>117</b>
<b>Anexo B. Programas</b>	<b>119</b>

# Índice de figuras

1.1. Capacidad de energía geotérmica instalada por país para la generación de electricidad. . . . .	2
1.2. Mapa de México que incluye las manifestaciones termales muestreadas por la Comisión Federal de Electricidad (imagen modificada de Ordaz-Méndez et al., 2011). . . . .	3
2.1. Modelo Conceptual y Numérico del Campo Geotérmico Krafla, Islandia . . . . .	8
2.2. Modelo 3D utilizado para la simulación del Campo Geotérmico La Primavera . . . . .	9
2.3. Estructura y condiciones del modelo numérico de Butler et al. (2000) del campo geotérmico Cerro Prieto (imagen modificada de Butler et al., 2000). . . . .	11
2.4. Perfiles de temperatura del Campo Geotérmico Dubti, Etiopía. . . . .	12
2.5. Modelo conceptual del Campo Geotérmico Dubti, Etiopía (imagen tomada de Battistelli et al., 2001). . . . .	12
2.6. Campo geotérmico Mutnovsky, Rusia (imagen tomada de Vereina, 2003). . . . .	13
2.7. Secciones transversales en dirección O–E del modelo geológico comparado con el modelo numérico. . . . .	15
2.8. Modelo Conceptual y Numérico de los Campos Geotérmicos de Waiotapu, Waikite y Reporoa, Nueva Zelanda . . . . .	16
2.9. Estructura del modelo computacional del Campo Geotérmico Menengai (imagen de Montegrossi et al., 2015). . . . .	18
2.10. Modelo conceptual del Campo Geotérmico Tolhuaca, Chile (imagen de Sanchez-Alfaro et al., 2016). . . . .	19

2.11. Geometría y condiciones iniciales del modelo numérico del Campo Geotérmico Tolhuaca, Chile (imagen modificada de Sanchez-Alfaro et al., 2016). . . . .	20
2.12. Isotermas del modelo numérico del Campo Geotérmico Cuitzeo, Michoacán (imagen modificada de Avila-Villegas, 2017). . . . .	21
3.1. Esquema de un sistema geotérmico hidrotermal (imagen tomada de Iglesias et al., 2015). . . . .	25
3.2. Perfil idealizado de un sistema hidrotermal de líquido dominante . . . . .	26
3.3. Perfil idealizado de un sistema hidrotermal de líquido dominante con capa de vapor .	26
3.4. Perfil idealizado de un sistema hidrotermal de vapor dominante. . . . .	27
3.5. Diagrama de fase del agua (imagen modificada de Pruess, 2002). . . . .	28
3.6. Diagrama de presión-entalpía para agua pura. . . . .	29
3.7. Curva de ebullición para agua pura. . . . .	30
3.8. Ejemplos de modelos conceptuales. . . . .	31
3.9. Diagrama de flujo para la elaboración de un modelo en estado natural (tomado de Pruess, 2002). . . . .	33
3.10. Ejemplo de la geometría espacial y discretización de algún elemento en el método de diferencias finitas integrales (Pruess et al., 1999). . . . .	38
3.11. Ejemplo de condiciones de frontera en un modelo numérico 3D (imagen de Franco y Vaccaro, 2014). . . . .	40
4.1. Fases que conforman la elaboración del trabajo. . . . .	42
4.2. Columnas estratigráficas reportadas por el JICA. . . . .	44
4.3. Pozos ficticios o puntos de control en GMS. . . . .	45
4.4. Ejemplo de una sección vertical construida en GMS. . . . .	45
4.5. Estructura del subsuelo construida en GMS usando sólidos. . . . .	46
4.6. <b>A.</b> Sección vertical de malla construida en GMS. <b>B.</b> Sección vertical del ajuste a malla rectangular. . . . .	47
5.1. Localización del campo geotérmico Cerritos Colorados. . . . .	51

5.2. Mapa geológico, localización de manifestaciones hidrotermales y pozos geotérmicos perforados. . . . .	55
5.3. Mapa de fallas presentado en el informe de JICA (1989). . . . .	56
5.4. Esquema 3D de la topografía de la secuencia basal de la caldera de La Primavera (Alatorre-Zamora y Campos-Enríquez, 1992). . . . .	58
5.5. Estudio gravimétrico por Yokoyama y Mena (1990). . . . .	59
5.6. Mapas de resistividad horizontal a diferentes altitudes (imagen modificada de JICA, 1989). . . . .	62
5.7. Mapas de resistividad vertical 2D (imagen modificada de JICA, 1989). . . . .	63
5.8. Mapa con anomalías geoelectricas y zonas con eventos sísmicos en la caldera de La Primavera (Palma-Pérez, 1992). . . . .	64
5.9. Mapa de potencial espontáneo (imagen modificada de Bolós et al., 2018). . . . .	64
5.10. Análisis de la concentración de mercurio (imagen modificada de JICA, 1989). . . . .	66
5.11. Relación entre la entalpía y la concentración de cloruro . . . . .	67
5.12. Relación entre la concentración de boro y cloro . . . . .	68
5.13. Composición isotópica de los manantiales termales. La imagen fue tomada de JICA (1989). . . . .	70
5.14. Clasificación química y condiciones de equilibrio químico para aguas de los manantiales y pozos geotérmicos. . . . .	71
5.15. Mapa geológico y localización de manifestaciones hidrotermales. . . . .	72
5.16. Tipos de alteración hidrotermal en el campo geotérmico Cerritos Colorados (tomada de Ruiz y Hernández-Zúñiga, 2015). . . . .	75
5.17. Subcuencas entre las que se encuentra La Sierra de La Primavera. . . . .	77
5.18. Modelo hidrogeológico de Cerritos Colorados tomado de Rocha-Ruiz (2013). . . . .	79
5.19. Localización de los pozos perforados dentro de la caldera y área de simulación. . . . .	80
5.20. Columna Integrada del pozo PR-1 (JICA, 1989). . . . .	82
5.21. Perfiles de Temperatura modificados del JICA (1989). BP es la curva de saturación. . . . .	83
6.1. Malla de simulación considerando únicamente las unidades hidrogeológicas. . . . .	85

---

6.2. Localización de flujos de masa en la capa veinte del modelo computacional. . . . .	87
6.3. Distribución de la permeabilidad en la capa dos. . . . .	88
6.4. Distribución de la permeabilidad en capas que constituyen el acuífero inferior. . . . .	89
7.1. Modelo Conceptual del campo geotérmico Cerritos Colorados. . . . .	92
7.2. Perfiles simulados (línea roja) y registros de temperaturas en los pozos (puntos verdes). . . . .	93
7.3. Perfiles simulados (línea roja) y registros de temperaturas en los pozos (puntos verdes). . . . .	94
7.4. Perfiles simulados (línea roja) y registros de temperaturas en los pozos (puntos verdes). . . . .	94
7.5. Perfil simulado (línea roja) y registro de temperaturas en el pozo (puntos verdes). . . . .	95
7.6. Distribución de la temperatura en la capa superficial. . . . .	96
7.7. Distribución de temperaturas simuladas en la línea AA' de la Figura 7.6. . . . .	96
7.8. Distribución de temperaturas simuladas en la línea BB' de la Figura 7.6. . . . .	97
7.9. Distribución de temperaturas simuladas en la línea CC' de la Figura 7.6. . . . .	97
7.10. Distribución de temperaturas simuladas en la línea D'D de la Figura 7.6. . . . .	98
7.11. Perfil AA' y BB' con la distribución de temperaturas en una sección horizontal a aproximadamente -500 m.s.n.m. . . . .	99
7.12. Perfiles AA' y BB', las flechas indican la dirección del flujo del fluido y su color la temperatura del mismo. . . . .	99
7.13. Perfiles CC' y DD', las flechas indican la dirección del flujo del fluido y su color la temperatura del mismo. . . . .	100
7.14. Distribución de la saturación de la fase gaseosa en el área de estudio. . . . .	100
7.15. Distribución de la presión de los perfiles AA', BB' y CC'. . . . .	101
7.16. Valores de temperatura vs. presión presentes al fondo de cada pozo. . . . .	101
A.1. Formato del archivo de entrada para TOUGH2. . . . .	118
B.1. Ejemplos de diferentes estructuras realizadas en GMS. . . . .	122

# Resumen

La energía geotérmica ha surgido como una fuente de energía alterna con el potencial de reducir el uso de los combustibles fósiles. Actualmente, varios países están implementando este tipo de energía, entre ellos México, que por sus condiciones geológicas y estructurales es favorable a la presencia de fuentes geotérmicas.

Cerritos Colorados es uno de los cinco campos geotérmicos identificados por la Comisión Federal de Electricidad (CFE). Este campo geotérmico está localizado en la porción oeste del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM), dentro de una caldera en un complejo volcánico conocido como La Sierra de La Primavera.

Los datos disponibles de estudios geológicos, geofísicos y geoquímicos son recabados para crear un modelo conceptual. El modelo constituye una representación gráfica de los procesos que ocurren en el sistema geotérmico. En general, el reservorio geotérmico Cerritos Colorados está contenido en flujos de ceniza silícica, flujos de lava y lavas de composición basáltica a andesítica del Mioceno-Plioceno cuya permeabilidad es principalmente secundaria. El estado termodinámico natural del sistema corresponde a un reservorio de líquido comprimido. El ascenso del fluido geotérmico está localizado alrededor de los pozos PR-1, PR-8, PR-9 y PR-12 donde el fluido tiende a moverse hacia el oeste y hacia al este a través de estructuras superficiales.

Basado en el modelo conceptual se construyó un modelo numérico usando TOUGH2 y la librería

de scripts de Python. El estado natural del campo fue calibrado con los perfiles de temperatura de los pozos existentes. El modelo obtenido permite predecir el desempeño futuro del reservorio en condiciones de explotación (producción e inyección). Esto se utiliza para estimar el impacto que la explotación geotérmica tendrá en el recurso y, por lo tanto, la posible degradación del reservorio.

Palabras Clave: Energía geotérmica, modelo conceptual, modelo numérico, TOUGH2 y PyTOUGH.



# Abstract

The geothermal energy has emerged as a alternate energy source that has the potential to reduce the use of fossil fuel. Actually, several countries are developing this kind of energy, among them is Mexico that by its geological and structural conditions it is favorable to the presence of geothermal resources.

Cerritos Colorados is one of the five identified geothermal fields by the Comision Federal de Electricidad (CFE). This geothermal field is located in the western portion of the Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB), within a volcanic caldera complex known as Sierra de La Primavera.

The available data of geological, geophysical and geochemical studies was collected for to create a conceptual model. This model constitutes a graphic representation of the process that occurs in the geothermal system. In general, the Cerritos Colorados geothermal reservoir is contained in the Miocene-Pliocene silicic ash-flow tuffs and lava flows, and andesitic to basaltic lavas, whose permeability is mainly secondary. The natural thermodynamics state of the system corresponds to a compressed liquid reservoir. The up flow of geothermal fluid is located around the wells PR-1, PR-8, PR-9 y PR-12 where the fluid tends to move towards the west and through surface structures towards the east.

Based in the conceptual model a numerical model was constructed using TOUGH2 and Python scripting library. The natural state was calibrated with the temperature profiles from existing wells.

The model obtained allows the forecast of the future performance of the reservoir under conditions of exploitation (production and injection). This is used to estimate the impact that geothermal exploitation will have on the resource, and hence possible degradation of the reservoir.

Keywords: Geothermal energy, conceptual model, numerical model, TOUGH2 and PyTOUGH.

# Capítulo 1

## Aspectos Generales

### 1.1. Introducción

Los humanos dependemos principalmente de fuentes de energía no renovables como los combustibles fósiles para cubrir nuestras necesidades energéticas, sin pensar que el suministro es limitado y su uso pone en riesgo las condiciones ambientales habitables para los seres vivos. Con este panorama desalentador es necesario proponer, investigar y explotar otras fuentes de energía.

La energía geotérmica, que no es más que aprovechar el calor proveniente desde el interior de la Tierra hacia niveles superficiales de la corteza terrestre (Santoyo-Gutiérrez y Torres-Alvarado, 2010), representa una de las formas de energía más prometedoras en todo el mundo por considerarse renovable, limpia, económica, eficiente y continua (Llopis-Trillo y Angulo, 2008), pero actualmente su explotación ha sido limitada a sistemas hidrotermales de alta entalpía para la generación de electricidad dejando a un lado los yacimientos de mediana y baja entalpía, que en México son más de 1,300 sitios que la CFE reportó con este tipo de recurso (Sánchez-Velasco, 2015).

No obstante, la mayoría de las fuentes geotérmicas en todo el mundo se catalogan como de baja y mediana entalpía (líquido dominante a una temperatura menor a 150°C y una presión inferior a 15 bares). Stefansson (2005) estimó que más del 70 % de la fuentes geotérmicas disponibles en el

mundo son de este tipo.

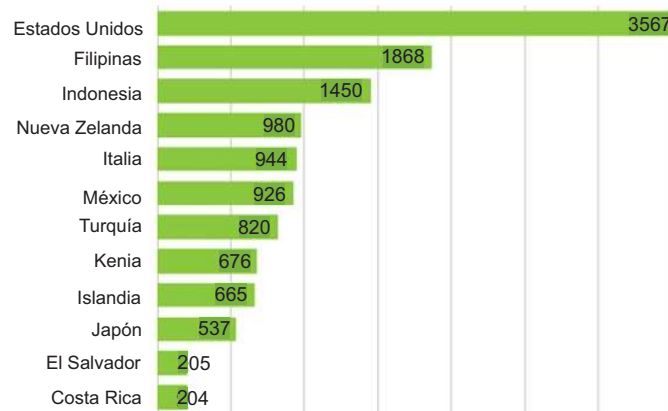


Figura 1.1: Capacidad de energía geotérmica instalada por país para la generación de electricidad, los números representan los MW.

Hasta la fecha, existen 13.3 GW (gigavatios) de capacidad geotérmica instalada para la generación de electricidad dividida en 24 países entre los que destacan Estados Unidos, Filipinas e Indonesia (ver Figura 1.1). Sin embargo, la Asociación de Energía Geotérmica (GEA) concluye que sólo se ha aprovechado entre el 6-7 % del potencial mundial del recurso. De acuerdo con los últimos informes se prevé que el mercado mundial llegue a los 21.443 GW en 2020 (Bertani, 2015).

La primera actividad que tiene que realizarse antes de instalar una planta de energía geotérmica es evaluar el potencial del campo, por lo que es necesario realizar estudios geológicos, geofísicos y geoquímicos en el área. Los resultados deberán ser integrados en un esquema (modelo conceptual) que en conjunto expliquen los mecanismos bajo los cuales se rige el campo y los patrones del flujo del fluido. El modelo conceptual es la base de la simulación numérica de cualquier campo geotérmico.

La finalidad de realizar una simulación de un campo geotérmico es proporcionar estimaciones cuantitativas de las condiciones en las que se encuentra el yacimiento (presión, temperatura, volumen del reservorio, etc.), para conocer y predecir su comportamiento futuro. A partir de este escenario, decidir si es factible su explotación en términos económicos y de ser positivo, diseñar las técnicas necesarias para su aprovechamiento.

La posición de México en la proximidad de la zona de subducción entre las placas del Pacífico y de Cocos con la placa Norteamérica, ha dado lugar a que se presenten condiciones geológicas favorables para la actividad geotérmica. La tectónica y el magmatismo desarrollados en la porción occidental y central del país concentraron en esas zonas la mayor cantidad de focos termales (ver Figura 1.2), dando lugar a que en los años 50's se iniciara la investigación del recurso geotérmico para la generación de la electricidad (Razo-Montiel, 1985).

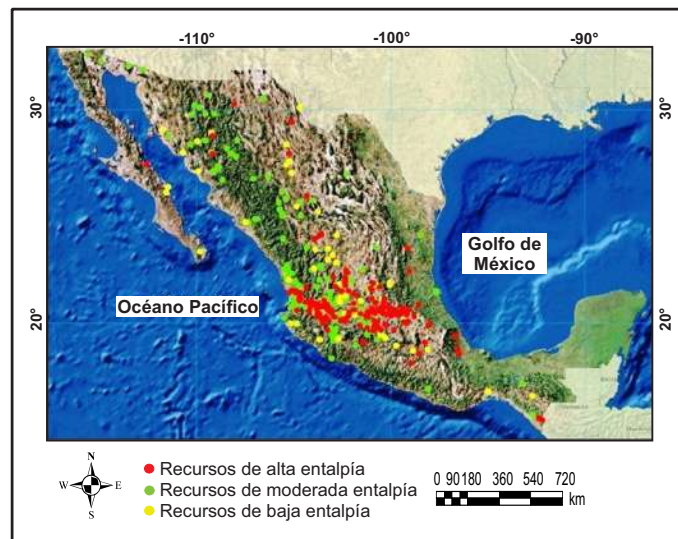


Figura 1.2: Mapa de México que incluye las manifestaciones termales muestreadas por la Comisión Federal de Electricidad (imagen modificada de Ordaz-Méndez et al., 2011).

Entre los años de 1964 y 1965 se realizó un censo de 106 focos termales en el centro del país, Los Azufres, Mich., La Primavera, Jal. y Los Humeros, Pue., se identificaron como zonas con mayor posibilidad de explotación geotérmica después de Cerro Prieto, pero no fue hasta 1978 cuando se inició la exploración superficial de Los Humeros y La Primavera (Razo-Montiel, 1985).

En este trabajo se presenta un modelo conceptual y numérico del área geotérmica que era conocida como “La Primavera” pero debido a conflictos ambientales y a la posible confusión del área ocupada por el campo geotérmico, CFE decidió cambiar el nombre a “Cerritos Colorados” (Sánchez-Velasco, 2003).

## 1.2. Justificación

El trabajo de exploración por parte de CFE en décadas pasadas para encontrar recursos geotérmicos manifiestan que la caldera de La Primavera alberga un sistema hidrotermal con características de un yacimiento de alta entalpía, es decir, el fluido puede utilizarse para generar electricidad. Sin embargo, en la literatura se ha reportado muy poco trabajo de simulación numérica del campo geotérmico Cerritos Colorados (CC), lo cual dificulta precisar las condiciones del yacimiento.

Debido a la gran necesidad de empezar a explotar fuentes alternas de energía que sean rentables en todos los ámbitos y la importancia de apoyar su desarrollo, fue que se propone este trabajo de tesis, en vista de que, una simulación numérica de un campo geotérmico es la herramienta más útil para la evaluación de su potencial y el único medio que permite estimar la evolución del mismo.

A partir de los principales resultados de los estudios geocientíficos realizados en el área Cerritos Colorados, se construye un modelo conceptual, el cual es el insumo principal para la realización del modelado numérico del estado natural del campo (pre-producción). Los resultados serán útiles para la toma de decisiones en el desarrollo o no de la idea de explotación del campo.

## 1.3. Objetivos

### 1.3.1. Objetivo General

Por medio del modelo conceptual del campo geotérmico Cerritos Colorados, construir un modelo numérico que describa el estado natural del campo geotérmico para conocer el potencial del mismo. Los resultados del modelo numérico deberán ajustarse con los datos medidos en los estudios geocientíficos y presentar congruencia con las condiciones del reservorio, de tal manera que el modelo sirva como punto de inicio para plantear diferentes escenarios de explotación.

### 1.3.2. Objetivos Específicos

Para cumplir con el objetivo general se plantean los siguientes objetivos específicos:

- Construir un modelo conceptual (sustentado por los resultados de los estudios geocientíficos) que incluya las principales características del campo geotérmico Cerritos Colorados. Por ejemplo, su litología, las fallas geológicas, los patrones de flujo del fluido, etc.
- Traducir el modelo conceptual a un modelo numérico que pueda ser procesado en TOUGH2.
- Calibrar el modelo numérico que defina el estado natural del campo geotérmico.

# Capítulo 2

## Antecedentes

### 2.1. Introducción

Una herramienta útil para el desarrollo de proyectos geotérmicos es la **modelación numérica** puesto que permite evaluar los recursos del yacimiento en estudios de prefactibilidad y estimar la respuesta a diferentes escenarios de explotación (estudiar como cambia la durabilidad del recurso según los diferentes gastos de extracción, las temperaturas de reinyección, la ubicación de los pozos, las fracturas posiblemente inducidas (Franco y Vaccaro, 2014), entre otros aspectos).

El comportamiento físico de un *sistema geotérmico* está regido por un modelo matemático que consiste principalmente de ecuaciones diferenciales parciales (ecuaciones de balance de masa y energía). La aparición de las computadoras digitales permitió solucionar de manera más eficiente pero robusta estas ecuaciones. A pesar de ello, no fue hasta los inicios de la década de los 70 que se desarrollaron códigos para el estudio de yacimientos geotérmicos. Desde entonces, un trabajo constante se ha realizado para mejorar las capacidades de los códigos de simulación aplicados a la geotermia (O’Sullivan et al., 2001).



O'Sullivan et al. (2001) expusieron una lista de simulaciones realizadas de más de 100 campos geotérmicos ubicados en diferentes partes del mundo. Para cada modelo señalan aspectos como el software utilizado, tamaño y geometría de la malla, condiciones de frontera, etc., observando que TOUGH2 es el simulador más recurrente y que la potencia de las computadoras limitaron el tamaño de las mallas, utilizando modelos basados en secciones verticales o de una sola capa. Los modelos 3D consistían de un número pequeño de bloques omitiendo probablemente muchos detalles.

## 2.2. Simulación Numérica de Sistemas Geotérmicos

La simulación numérica de un yacimiento geotérmico es un tema ampliamente abordado en la literatura. Sin embargo, todas las simulaciones son diferentes, ya sea por el tipo de campo geotérmico, tamaño y características del dominio, la finalidad de la simulación, el software utilizado, etc. En seguida se darán a conocer algunos trabajos de simulación de campos geotérmicos que sirvieron como punto de partida para la realización de este trabajo.

### 2.2.1. Campo Geotérmico Krafla, Islandia (Bodvarsson et al., 1984).

La figura 2.1 muestra el modelo conceptual y la malla creada a partir del mismo. Se menciona que la fuente de calor proviene de una cámara magmática que subyace el campo geotérmico localizada a profundidades superficiales (entre 3-7 km). Los estudios geoquímicos revelan 3 zonas de ascenso de fluidos con composición química diferente.

El modelo consta de una sección vertical dividida en 100 bloques repartidos en ocho zonas que representan diferentes características del campo. Los bloques más pequeños se adecuaron para representar la transferencia de calor conductivo de la roca sello y la capa confinante. Se anexaron algunos bloques a la periferia de la malla para aplicar condiciones de frontera. En la superficie se ajustaron condiciones atmosféricas (1 bar de presión a una temperatura de 5°C en el oeste y 100°C en el este), la frontera inferior modela el flujo de calor, la frontera lateral oeste controla la recarga y descarga del sistema hidrotermal, mientras que en la frontera lateral este no existe flujo de fluido.

A los bloques que representan las fallas se les asignó un flujo de masa. Por otro lado, los valores de los parámetros como la densidad, capacidad calorífica, conductividad térmica y porosidad fueron invariantes en las zonas identificadas, a excepción de la permeabilidad cuyo valor cambio para cada zona.

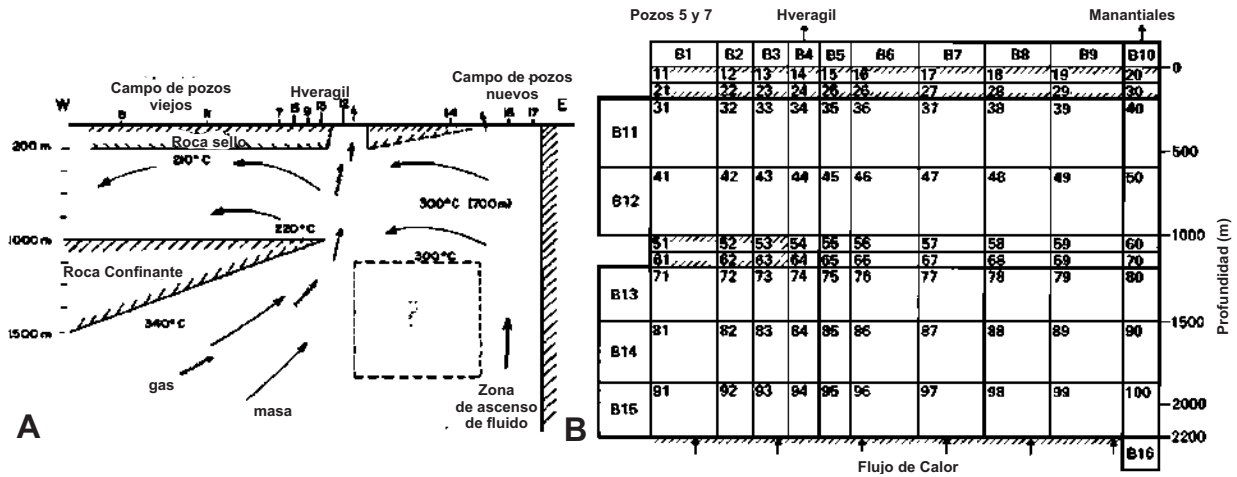


Figura 2.1: A. Modelo Conceptual y B. Malla computacional del Campo Geotérmico Krafla, Islandia.

La simulación partió de un reservorio caliente y zonas en dos fases (condiciones iniciales). Fue necesario simular un período de tiempo muy largo (del orden de cientos de miles de años) para que el modelo alcanzara un estado estable; la calibración fue un proceso por intento y error modificando algunos parámetros hasta que las condiciones de estabilidad reflejaran los datos medidos en campo. Para realizar el modelado numérico se utilizó el simulador MULKOM.

### 2.2.2. Campo Geotérmico Cerritos Colorados, México (JICA, 1989)

El JICA (Japanese International Cooperation Agency) fue contratada por la Gerencia de Estudios Geotérmicos de la CFE para realizar estudios en el área de la caldera de La Primavera, en su informe final muestra los resultados de la simulación numérica que efectuaron probando diferentes escenarios de producción abarcando el área de Cerritos Colorados. La malla computacional es rectangular, refinada en la parte central donde se localizan los pozos perforados, cubre un área

aproximadamente de 3 km<sup>2</sup> (cerca de 2 km en dirección NO-SE y 1.5 km en dirección NE-SO). Consiste de 5 capas con espesor variante divididas en 20×18 bloques cada una. Las condiciones de frontera son abiertas, es decir, permiten el flujo del fluido manteniendo la presión y la temperatura inicial. Se menciona que la distribución de temperatura inicial es ambigua debido a la insuficiencia de datos de temperatura. Sin embargo, se realizaron mapas de temperatura usando los registros en recuperación de los períodos más largos de cada pozo. En cuanto aquellos en el que el registro estático no se ha realizado y el tiempo de recuperación no es suficiente, como en el PR-5 y PR-9, se optaron por las temperaturas estimadas de los estudios. Por otro lado, el registro de la presión estática únicamente se efectuó en el pozo PR-2, el dato medido indicó una presión de 135 atm (atmósferas) a aproximadamente 2,000 m de profundidad.

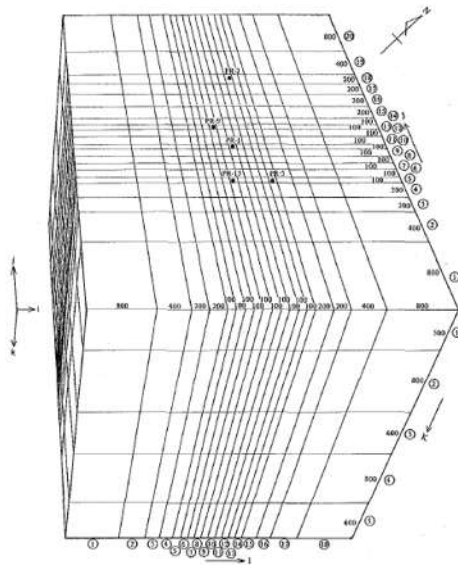


Figura 2.2: Modelo 3D utilizado para la simulación del Campo Geotérmico La Primavera ahora renombrado a Cerritos Colorados (imagen de JICA, 1989).

### 2.2.3. Campo Geotérmico Cerro Prieto, México.

El campo geotérmico de Cerro Prieto se localiza a 30 km al sur de la ciudad de Mexicali en Baja California, fue el primer campo desarrollado por la CFE y es considerado como el reservorio de

líquido dominante más grande del mundo. La producción comercial inició en Abril de 1973 con la instalación de una planta con una capacidad de 180 MW y actualmente la central geotérmica cuenta con cuatro plantas (Iglesias et al., 2015).

Basándose en los estudios hidrogeológicos y apoyándose del código numérico MULKOM Lippmann y Bodavarsson (1983) simularon el estado estable del campo empleando como modelo una sección vertical 2D. Los resultados obtenidos se utilizaron para modelar el comportamiento del reservorio en un periodo de producción entre los años 1973-1978. La respuesta del modelo a la extracción de fluido está en concordancia con los datos observados en campo o reportados por otros autores. Iglesias et al. (1986) efectuaron una simulación 3D del campo para estudiar las reservas de masa y de calor así como la calidad de liberación en relación a la primera central (CPI). Los resultados indicaron que la masa y el calor contenido en las capas que alimentan la central son adecuadas para mantener un buen rendimiento económico durante 30 años y que la calidad de producción de calor disminuirá con el tiempo a aproximadamente el 85 % de su valor máximo, por lo que el objetivo de las estaciones CPII y CPIII es mejorar la recarga de la zona que alimenta la CPI inyectando agua fría.

Por otro lado, Antunez et al. (1991) desarrollaron una simulación para reproducir las condiciones del campo después de 17 años de producción de tres plantas geotérmicas, puesto que el reservorio ha evolucionado de un sistema de líquido dominante, a un sistema que tiene zonas en dos fases, vapor seco y una zona con tendencia de enfriamiento debido a la afluencia de agua fría del acuífero superficial. El modelo también fue creado para evaluar el impacto del desarrollo de la cuarta estación en las áreas de producción.

Butler et al. (2000) actualizaron el modelo conceptual del campo (Figura 2.3) con la nueva información recabada hasta esa fecha con el propósito de desarrollar una simulación 3D y calibrarlo hasta reproducir el estado natural del campo. El proceso de calibración se efectuó por intento y error hasta alcanzar una correlación satisfactoria con el historial de producción. Después de lo-

grar la calibración se simuló el comportamiento del campo bajo ciertos escenarios de producción e inyección con la finalidad de extender la capacidad, dichas predicciones fueron las bases de la optimización de la gestión del campo.

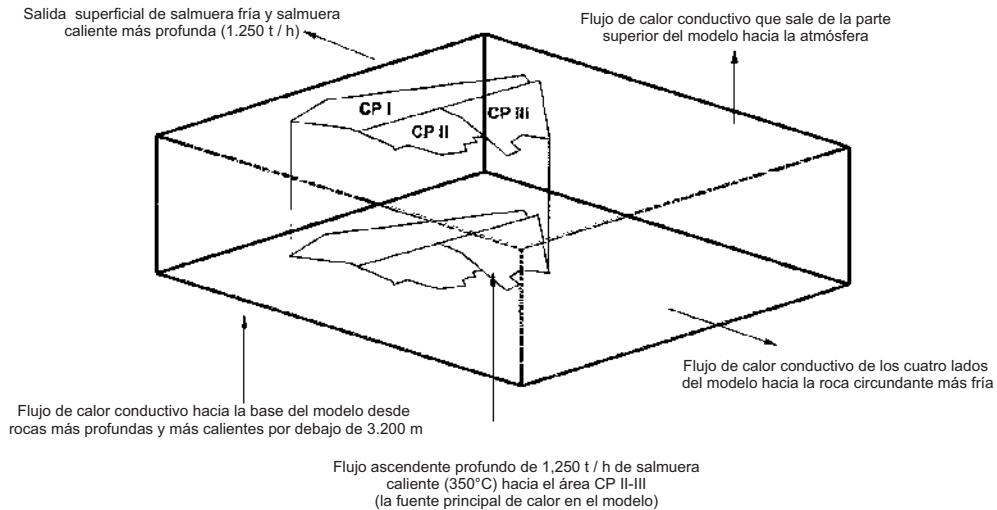


Figura 2.3: Estructura y condiciones del modelo numérico de Butler et al. (2000) del campo geotérmico Cerro Prieto (imagen modificada de Butler et al., 2000).

#### 2.2.4. Campo Geotérmico Dubti, Etiopía (Battistelli et al., 2001).

El trabajo de exploración junto con la perforación de pozos confirmó la existencia de un reservorio de líquido comprimido con temperaturas mayores a 200°C localizado en la parte central del Rift Tendaho Norte en Etiopía. Los registros de temperatura hechos en los pozos (Figura 2.4) siguen la curva de ebullición hasta los primeros 500 m de profundidad (salvo el perfil TD-3), mientras que a una profundidad mayor prevalecen condiciones de un reservorio de líquido comprimido (Battistelli et al., 2001). El perfil TD-3 no sigue en ningún punto la curva de ebullición, lo que sugieren que es indicio de que el pozo está alejado de la zona de ascenso del fluido geotérmico.

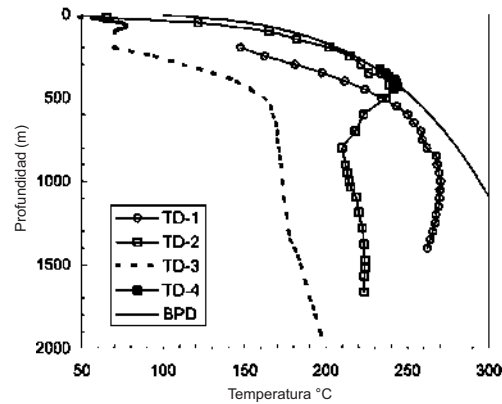


Figura 2.4: Perfiles de temperatura de pozos exploratorios comparados con la curva de ebullición (BPD) (imagen tomada de Battistelli et al., 2001).

Uno de los aspectos sobresalientes del modelo conceptual (Figura 2.5) es la falla Dubti que controla el flujo del fluido en la parte central del Rift Tendaho Norte. El modelo numérico considera la recarga de agua meteórica y un flujo horizontal y vertical, la temperatura inicial del flujo ascendente es de  $290^{\circ}\text{C}$  (Battistelli et al., 2001). Se usó TOUGH2 para realizar la simulación implementado la ecuación de estado EWASG desarrollada para considerar mezclas de agua con cloruro de sodio y  $\text{CO}_2$ .

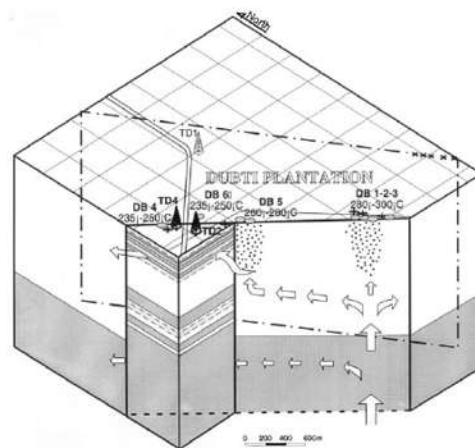


Figura 2.5: Modelo conceptual del Campo Geotérmico Dubti, Etiopía (imagen tomada de Battistelli et al., 2001).

### 2.2.5. Campo Geotérmico Mutnovsky, Rusia (Vereina, 2003).

El campo geotérmico de Mutnovsky se encuentra en una meseta volcánica a 700-900 m.s.n.m. y forma parte de un gran sistema hidrotermal cuya fuente de calor proviene de cámaras magmáticas ubicadas al pie del volcán Mutnovsky. Las manifestaciones como las fumarolas y los manantiales termales están ligadas a las intersecciones de fallas y fracturas. La extensión del reservorio es de 10 km<sup>2</sup> definida por un contorno de temperatura de 240°C con un espesor mayor a 1 km. El yacimiento es de tipo líquido dominante a una temperatura entre 240-280°C. Encima del reservorio principal se desarrolló una capa de vapor (Vereina, 2003). De acuerdo a los análisis químicos e isotópicos gran parte del fluido es de origen meteórico, donde la circulación del mismo está controlado por la tectónica de la zona. Actualmente, se han perforado alrededor de 100 pozos en el campo.

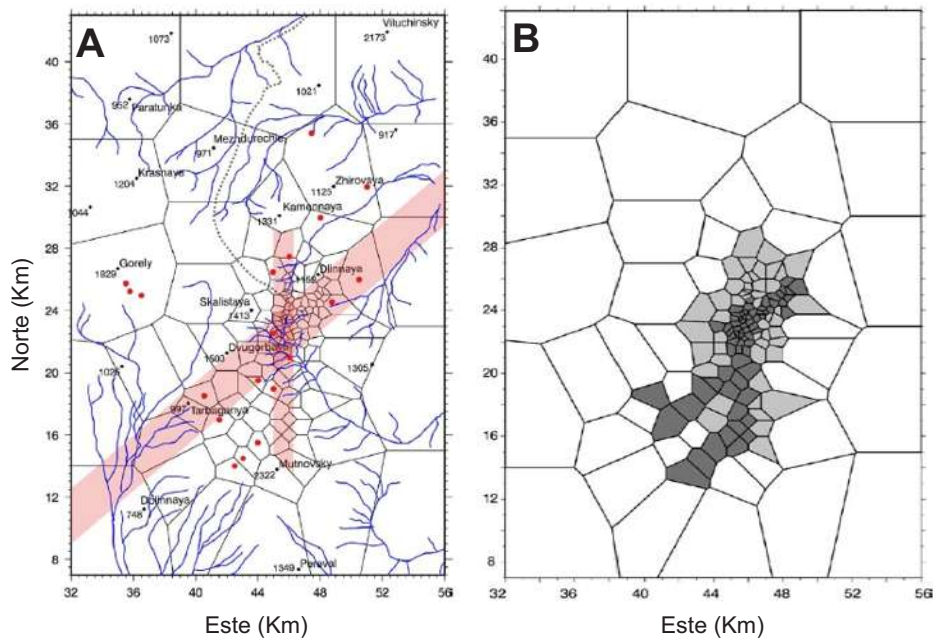


Figura 2.6: Campo geotérmico Mutnovsky, Rusia (imagen tomada de Vereina, 2003).

A. Malla numérica para la simulación del estado natural del campo, las zonas sombreadas indican las fallas.

B. Distribución de la permeabilidad en la capa B (-1250 m.s.n.m.), la permeabilidad aumenta con los tonos más oscuros.

La malla 3D irregular consta de un total de 800 celdas (Figura 2.6-A), repartidas en 5 capas, donde cada una representa un tipo de roca diferente. Algunas celdas corresponden a la localización de

pozos y manantiales termales, pero en general, su distribución es más densa y fina en zonas de falla. Todas las capas tienen un ancho de 500 m, la primera está a una altitud de 250 m.s.n.m.. A la capa superior se le asignó una presión constante (1 bar) y la temperatura de la capa inferior permanece invariante a 280°C (condiciones de frontera). Las condiciones iniciales están dadas por un gradiente de temperatura constante (100°C/km) y una presión hidrostática dependiente de la temperatura. Las permeabilidades de las celdas varían dependiendo de su localización (Figura 2.6-B). Uno de los parámetros que tuvo que modificarse durante la calibración del modelo fue el gasto y la entalpía de las fuentes ubicadas en la penúltima capa (-1,250 m.s.n.m), los valores con los que se obtuvo un mejor ajuste son 50-60 kg/s con una entalpía de 1,650 kJ/kg. Se utilizó TOUGH2 para realizar el modelado.

### **2.2.6. Campo Geotérmico Larderello-Travale, Italia (Romagnoli et al., 2010)**

La generación de electricidad a partir de recursos geotérmicos en Italia comenzó a principios del siglo XX en los campos geotérmicos de Larderello y Travale con la explotación de un reservorio poco profundo (500–1,500 m de profundidad). Desde mediados de la década de los 80's, los avances en tecnología de perforación permitieron la producción de fluido geotérmico de un reservorio más profundo que se aloja en rocas metamórficas a profundidades superiores a 3,000 m con temperaturas en el rango de 300–350°C y presiones de 40–70 bar. Este campo es uno de los pocos ejemplos existentes en la Tierra de un sistema de vapor sobrecalentado con aproximadamente 50°C de sobrecalentamiento. En la actualidad, la capacidad instalada en toda el área geotérmica de Larderello-Travale representa el 89% de la capacidad instalada total en Italia (Romagnoli et al., 2010).

Para predecir la evolución futura del campo y su sustentabilidad de producción, se llevó a cabo un modelado numérico por medio del código TOUGH2 estableciendo la ecuación de estado EOS1. La simulación numérica se basa en un modelo conceptual cuyo dominio de simulación cubre un área de 4,900 km<sup>2</sup> y un espesor máximo de 7,500 m (Figura 2.7). La malla numérica es subdividida en 16 capas con 625 celdas con tamaño variable (refinando en la parte central de estudio). En las fronteras laterales no se impuso algún flujo de masa, ya que existe una gran distancia entre los



límites de la malla y el área de producción que garantiza que el comportamiento del campo no se vea afectado por las condiciones de frontera. Se asumió una presión y una temperatura invariante en la capa superior (1 bar y 15°C) y en la capa inferior se fijó el valor de la temperatura entre 350-400°C en las celdas que se encuentran dentro del área de producción (Romagnoli et al., 2010).

La simulación del estado natural cubre un período de tiempo de 3 Ma, para que los resultados concordarán con la distribución de la temperatura en profundidad parámetros como la porosidad y la permeabilidad eran modificados. Una vez que se logró una estimación satisfactoria del estado natural del campo, se utilizaron las mismas distribuciones tridimensionales de permeabilidad y porosidad para simular el historial de producción del campo y predecir la evolución futura del sistema (Romagnoli et al., 2010).

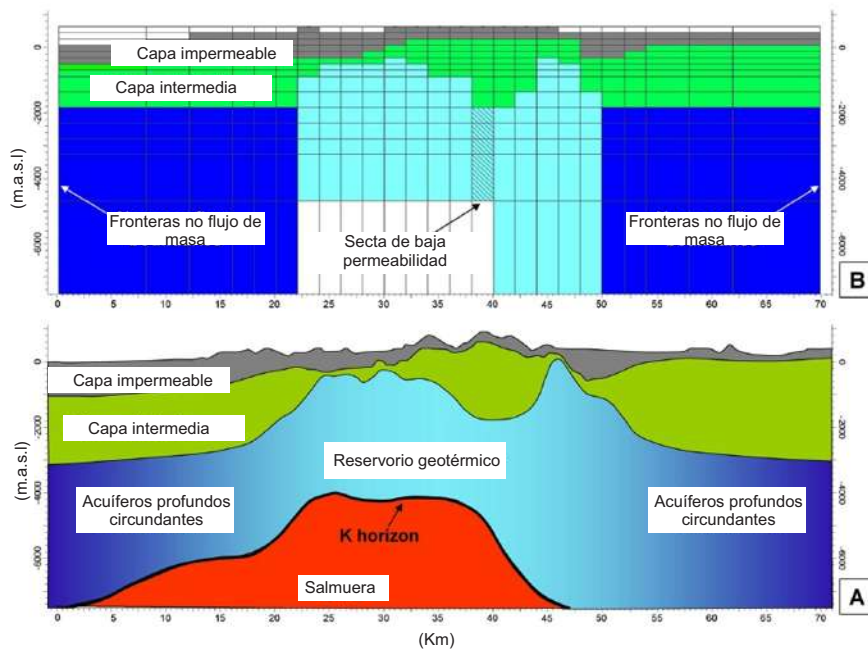


Figura 2.7: Secciones transversales en dirección O–E del modelo numérico (B), comparada con la geología del Campo Geotérmico (A) (las imágenes fueron modificadas de Romagnoli et al., 2010).

### 2.2.7. Campos Geotérmicos de Waiotapu, Waikite y Reporoa, Nueva Zelanda (Kaya et al., 2014).

Los campos geotérmicos de Waiotapu, Waikite y Reporoa se encuentran en el centro de la Zona Volcánica de Taupo (TVZ) que cubre la mayoría de las áreas geotérmicas activas en Nueva Zelanda. El modelo conceptual de la Figura 2.8-A se sustenta en los estudios geocientíficos, indicando la existencia de campos independientes, es decir, el campo Reporoa podría ser abastecido por una fuente diferente que los otros dos campos (Kaya et al., 2014). El modelo numérico fue empleado para investigar el flujo subterráneo, dilucidar las estructuras de permeabilidad dentro de la región y validar el modelo conceptual con el estado natural simulado, reproduciendo los perfiles de temperatura de los pozos exploratorios.

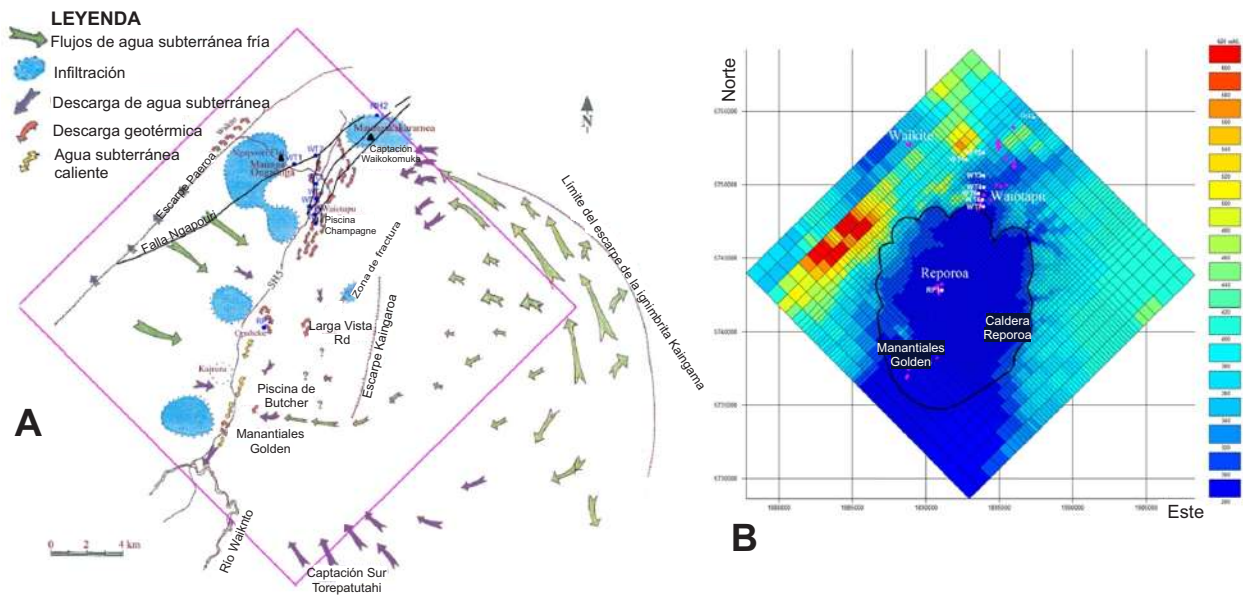


Figura 2.8: **A.** Modelo Conceptual y **B.** Malla computacional de los Campos Geotérmicos de Waiotapu, Waikite y Reporoa, Nueva Zelanda (las imágenes fueron modificadas de Kaya et al., 2014).

Kaya et al., 2014 construyeron una malla rectangular (Figura 2.8-B) con una orientación SO-NE que coincide con la tendencia de las fallas principales, la malla cubre un área de 450 km<sup>2</sup> a una altura que va desde los 600 m.s.n.m hasta los -3,000 m.s.n.m; consiste de 57×57 bloques con 16

capas de espesor variante, pues se refinaron cerca de la superficie (75-100 m de espesor). El fluido del reservorio se consideró como agua pura. El valor de parámetros como la densidad, la conductividad, etc., no cambiaron en los bloques de la malla a excepción de la permeabilidad, argumentando que dicho valor tiene mayor influencia en los resultados puesto que el mecanismo de transferencia de calor dominante es convectivo. En la base del modelo (-3,000 m.s.n.m) se consideró un flujo de calor de  $0.08 \text{ W/m}^2$  y se implementaron fuentes profundas asignando el flujo de agua caliente. La ubicación, el gasto y la entalpía de las fuentes fueron parámetros que variaron durante el proceso de calibración. La presión y la temperatura, ambas con valor atmosférico, permanecieron constantes en la capa superior bajo condiciones donde el agua y/o el vapor puedan fluir libremente hacia afuera y hacia adentro del modelo dependiendo de las presiones. Por otro lado, el modelo es lo suficientemente grande para considerar las fronteras laterales cerradas al flujo. El tiempo de la simulación requerido para alcanzar las condiciones del estado natural (pre-producción) fue entre un rango de 50,000 a 100,000 años. Para una calibración automática del modelo se utilizó iTOUGH2 que permite implementar un problema inverso, los programas utilizados para el procesamiento de los datos y visualización de los resultados fueron: PyTough, Mulgraph y Tim.

### **2.2.8. Campo Geotérmico Menengai, Kenia (Montegrossi et al., 2015).**

El campo geotérmico Menengai está ubicado en las afueras de la ciudad de Nakuru, Kenia. Los estudios de exploración comenzaron desde la década de los sesenta, pero el primer pozo exploratorio se perforó en el año 2011 y para el año 2013 ya existían 20 pozos en el área (Montegrossi et al., 2015). Con los resultados de los estudios geocientíficos se concluyó que la fuente de calor del sistema geotérmico es una cámara magmática cuya cima se detectó a una profundidad superficial (entre 5-10 km). La distribución de la permeabilidad dentro del campo se atribuye al tipo de alteración hidrotermal y al grado de esfuerzos tectónicos distinguiendo dos fallas con dirección NNO-SSE y NO-SE. La estructura del sistema consiste en un reservorio profundo de vapor dominante con temperaturas superiores a los  $300^\circ\text{C}$ , este reservorio está separado por una capa delgada impermeable de un reservorio de líquido dominante que presenta un rango de temperatura de  $130\text{-}210^\circ\text{C}$ . La zona por donde el fluido asciende se localiza en la parte central del área en correspondencia con

el sector donde la cámara magmática forma una estructura similar a una pluma acercándose a la superficie. La expansión de los fluidos parece estar restringida por las dos fallas que construyen una barrera hidrogeológica.

La malla 3D es de Voronoi (Figura 2.9), consta de 24 capas con 1,398 elementos cada una, abarcando un extensión de 76.692 km<sup>2</sup> con una elevación máxima de 2,268 m.s.n.m. y una profundidad de -1,300 m.s.n.m. El reservorio profundo se extiende hasta una profundidad de -300 m.s.n.m y se toma como límite térmico inferior la intrusión caliente con una temperatura fija de 330°C, que de acuerdo con las mediciones de temperatura, estas muestran una sección de flujo de calor conductivo en el fondo del reservorio. La temperatura en la capa superior permanece constante (85°C) y las propiedades de las unidades litológicas se diferencian en el valor de la permeabilidad y porosidad, pues se les asignó el mismo valor respectivamente de densidad, conductividad y calor específico. El modelo fue ejecutado durante largos periodos de tiempo de simulación hasta alcanzar condiciones termodinámicas estables. Para la simulación del estado natural y predicción de diferentes escenarios de explotación se utilizó Petrasim V.5.2.

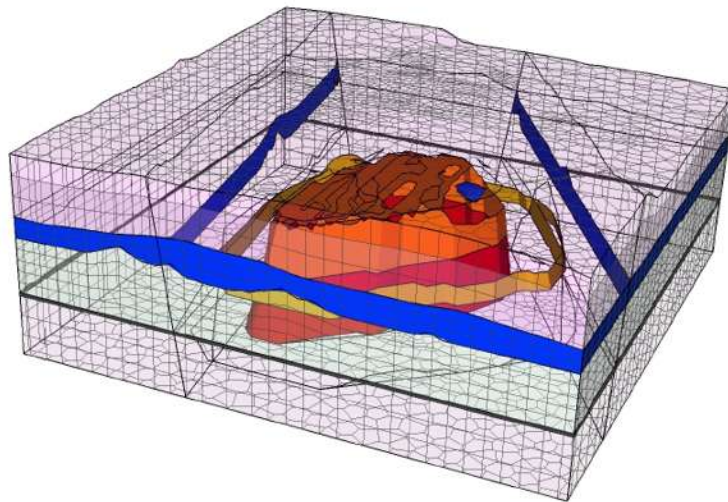


Figura 2.9: Estructura del modelo computacional del Campo Geotérmico Menengai (imagen de Montegrossi et al., 2015).

### 2.2.9. Campo Geotérmico Tolhuaca al Sur de los Andes en Chile (Sanchez-Alfaro et al., 2016)

El arco volcánico andino de Chile representa una de las provincias geotérmicas no desarrolladas más grandes del mundo con un potencial estimado de  $\sim 16,000$  MW por al menos 50 años. Bajo esa inquietud, se realizaron estudios químicos, físicos y mineralógicos que en conjunto con las mediciones de temperatura en los pozos determinaron las condiciones del fluido. Dichos estudios ayudaron a la construcción del modelo conceptual de la Figura 2.10 que incluye principalmente la litología, las fallas y las isotermas.

En resumen, se encontró un reservorio geotérmico de líquido dominante que alcanza temperaturas de  $\sim 300^{\circ}\text{C}$  debajo de una capa de arcilla (anomalía de baja resistividad en los estudios geofísicos). El límite superior del reservorio presenta condiciones de ebullición produciendo la fase de vapor que alimenta las fumarolas y que calienta al acuífero poco profundo. En el reservorio, es probable que el flujo de fluido este restringido a zonas altamente fracturadas cerca de fallas. Las rocas del basamento se comportan como barreras para el flujo de fluidos y actuar como el límite inferior para la convección hidrotermal. La recarga de fluidos puede darse por infiltración de agua meteórica (Sanchez-Alfaro et al., 2016).

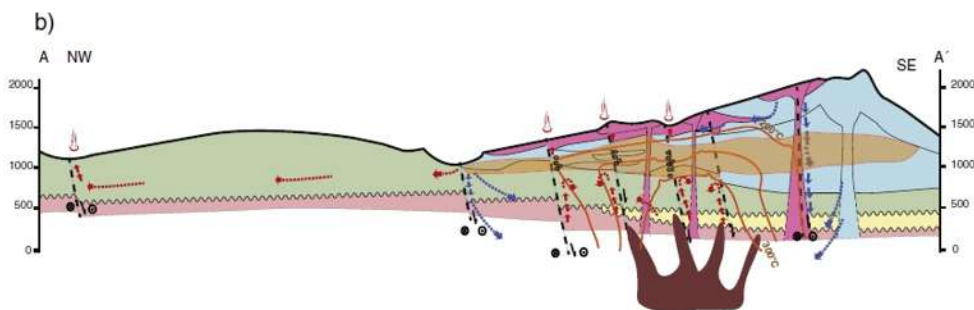


Figura 2.10: Modelo conceptual del Campo Geotérmico Tolhuaca, Chile (imagen de Sanchez-Alfaro et al., 2016).

La realización de simulaciones numéricas por medio del simulador HYDROTHERM tuvieron como objetivo examinar dos escenarios a saber, con y sin la presencia de la capa de arcilla que presenta una

baja permeabilidad. Sanchez-Alfaro et al., 2016 consideraron en su modelo un cuerpo magmático como fuente de calor localizado a  $\sim 3$  km por debajo de la cima del volcán. La Figura 2.11 muestra las condiciones iniciales y la geometría del modelo.

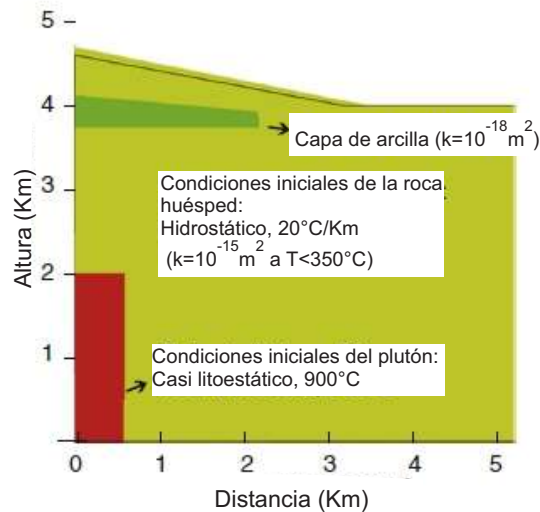


Figura 2.11: Geometría y condiciones iniciales del modelo numérico del Campo Geotérmico Tolhuaca, Chile (imagen modificada de Sanchez-Alfaro et al., 2016).

En ambos escenarios se produce un aumento en la entalpía del fluido y una disminución en las presiones como resultado de una transición del gradiente de presión hidrostática a un ambiente de líquido saturado (ebullición). En ausencia de una capa de arcilla, las condiciones de ebullición se limitan a la parte profunda del reservorio después de 10 ka y sólo ocurre por un corto período de tiempo ( $\sim 3$  ka). En contraste, en presencia de una capa de baja permeabilidad, el reservorio se calienta más rápido y alcanza condiciones de ebullición en un tiempo cerca de 5 ka a profundidades más superficiales y con fracciones de vapor de hasta 15 % vol (Sanchez-Alfaro et al., 2016).

### 2.2.10. Campo Geotérmico en Cuitzeo y Tarimbaro, Michoacán (Avila-Villegas, 2017).

Avila-Villegas (2017) elaboró un modelo conceptual en GMS de un área que abarca los acuíferos de Tarímbaro y Cuitzeo con el objetivo de caracterizar su sistema de flujo por medio de Modflow (Modelo Numérico que puede ser ejecutado desde GMS). Las estructuras hidrogeológicas contienen un sistema geotérmico clasificado como de mediana entalpía. El modelo conceptual engloba un área de 772 km<sup>2</sup> con un espesor de 4,360 m, para realizar la simulación se seleccionó aquella parte del modelo que contiene las manifestaciones, se implementó una extensión de TOUGH2 conocida como ECO2N que contempla sales como carbonatos de calcio y gases como el dióxido de carbono (CO<sub>2</sub>). Los resultados de Modflow se procesaron, ajustaron y se asignaron como condiciones iniciales.

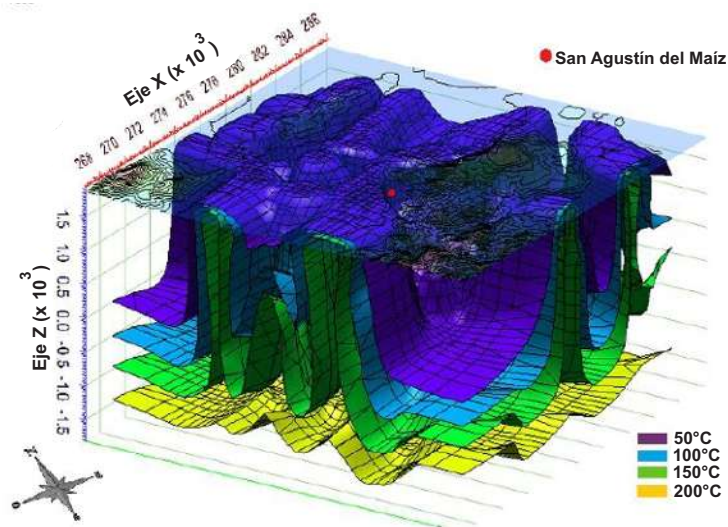


Figura 2.12: Isotermas del modelo numérico del Campo Geotérmico Cuitzeo, Michoacán (imagen modificada de Avila-Villegas, 2017).

## Capítulo 3

# Marco Teórico

Teóricamente la energía geotérmica es el calor contenido dentro de la Tierra, pero desde un punto de vista práctico, este término se usa para especificar que parte del calor puede ser económicamente explotable (Dickson y Fanelli, 1995).

La principal fuente de calor interno de la Tierra es el decaimiento de isotopos radioactivos, particularmente de uranio ( $U^{235}$ ,  $U^{238}$ ), torio ( $Th^{232}$ ) y potasio ( $K^{40}$ ) (Sigurdsson, 2005). El calor fluye lentamente a través del manto y la corteza hacia la superficie. Sin embargo, el magma emplazado en la corteza proporciona el calor más accesible para la producción geotérmica (Llopis-Trillo y Angulo, 2008).

En la corteza continental, la temperatura aumenta en un valor promedio de  $3^{\circ}C$  por cada 100 metros de profundidad. La relación entre el aumento de temperatura  $\Delta T$  y el intervalo de profundidad vertical  $\Delta z$  se llama “gradiente geotérmico”. Por lo que, el gradiente geotérmico en la corteza terrestre es  $\Delta T/\Delta z = 3^{\circ}C/100\text{ m} = 0.03\text{ }^{\circ}C\cdot\text{m}^{-1}$ . Para conocer la cantidad de calor que se transmite en las capas terrestres es necesario mencionar la ley de conducción de calor de Fourier, donde el flujo de calor  $q$  está asociado con un gradiente de temperatura  $\Delta T$  dado por:

$$q = -K\Delta T \tag{3.1}$$



---

donde  $K$  es la constante de proporcionalidad conocida como la conductividad térmica (Pruess, 2002).

Por lo tanto, los sistemas geotérmicos son más frecuentes en regiones de la Tierra que tienen un flujo de calor elevado y configuraciones estructurales que soportan la circulación de fluidos a través de redes de fracturas. Estas regiones generalmente se ubican a lo largo o cerca de los márgenes de las placas convergentes, transformantes y/o sobre los puntos calientes (hot spots) del manto (Sigurdsson, 2005).

Dickson y Fanelli (1995) describen a un sistema geotérmico como agua convectiva en la corteza superior de la Tierra dentro de un espacio confinado que transfiere calor desde una fuente térmica hasta la superficie libre. Los elementos esenciales para que exista un sistema geotérmico son:

1. **Fuente de calor.** La fuente de calor está en función de la geología y el ambiente tectónico. Puede ser asociada a una intrusión magmática que alcanza profundidades relativamente someras (5-10 km) o el agua puede calentarse mediante una circulación inusualmente profunda creada por el doblado de un horizonte permeable o fallamiento.
2. **Un reservorio.** Volumen de rocas calientes y permeables que contiene el fluido geotérmico. En la mayoría de los casos los reservorios están conectados a un área de recarga superficial a través de la cual el agua meteórica reemplaza al agua geotérmica que escapa a través de las fuentes termales o que es extraída mediante pozos.
3. **Un fluido geotérmico.** El fluido del reservorio puede ser agua en estado líquido, vapor o una combinación de ambos dependiendo de su temperatura y presión. En la mayoría de los casos el fluido puede ser agua meteórica que alcanza grandes profundidades a través de fallas y/o fracturas. Se han sugerido otras fuentes de agua en los sistemas geotérmicos (Nicholson, 1993), estas incluyen aguas evolucionadas en metamorfismo (aguas metamórficas) y de magmas (aguas juveniles).

Llopis-Trillo y Angulo (2008) mencionan que, un elemento que debe presentar un sistema geotérmico

---

co es una capa impermeable o capa sello que yace sobre el reservorio para evitar la disipación de la energía manteniendo el agua atrapada y la presión del campo.

La energía geotérmica ha sido explotada para diferentes fines durante muchas décadas, sin embargo, no existe una clara y única clasificación de los sistemas geotérmicos debido a su gran variabilidad ya que surgen en la naturaleza con diferentes características tanto geológicas como físicas y químicas. Uno de los criterios más utilizados para clasificar el recurso geotérmico es la entalpía del fluido que actúa como el transportador de la energía. Dickson y Fanelli (1995) presentan la Tabla 3.1 que muestra la clasificación de fuentes geotérmicas que usan varios autores de acuerdo con la temperatura del fluido.

Tabla 3.1: Clasificación de fuentes geotérmicas ( $^{\circ}\text{C}$ ).

	a)	b)	c)	d)
Fuentes de baja entalpía	<90	<125	<100	$\leq 150$
Fuentes de mediana entalpía	90 - 150	125 - 225	100 - 200	-
Fuentes de alta entalpía	>150	>225	>200	>150

a) Muffer and Cataldi (1978), b) Hochtein (1990), c) Benderitter and Corny (1990), d) Haenel et al. (1988).

Recientemente Moeck (2014) propone un esquema alternativo para clasificar los sistemas geotérmicos basado en las características geológicas (por el contexto estructural, la fuente de calor, la litología, etc.) denominado “geothermal plays”. Autores como Santoyo-Gutiérrez y Torres-Alvarado (2010); Llopis-Trillo y Angulo (2008) mencionan diferentes tipos de sistemas geotérmicos, los más estudiados e identificados son: los sistemas hidrotermales, los sistemas geotérmicos mejorados (Enhanced Geothermal Systems) y los sistemas geopresurizados. Grant y Bixley (2013) dividen los sistemas geotérmicos por el mecanismo de transferencia de calor ya sea sistemas convectivos o conductivos. Los sistemas convectivos engloban los sistemas hidrotermales.

Dedido a que al campo geotérmico “Cerritos Colorados” es clasificado como un sistema geotérmico hidrotermal, se pondrá mayor atención a este tipo de sistema que se describe a continuación.

### 3.1. Sistemas Geotérmicos Hidrotermales

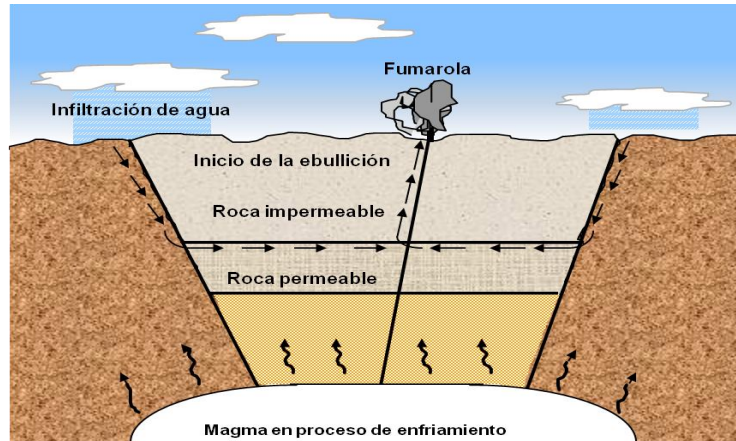


Figura 3.1: Esquema de un sistema geotérmico hidrotermal (imagen tomada de Iglesias et al., 2015).

El calor de los sistemas geotérmicos hidrotermales (Figura 3.1) proviene de fuentes cercanas a la superficie (como un cuerpo magmático emplazado), este calor es transferido a rocas porosas y al fluido contenido en ellas. Estos sistemas alcanzan temperaturas elevadas y casi siempre exhiben manifestaciones en la superficie (Grant y Bixley, 2013) como manantiales termales, fumarolas, géiseres, lagunas de lodo hirviente o suelos calientes.

Quijano-León (2007) subdivide los sistemas hidrotermales en cuatro grupos: líquido dominante, líquido dominante con capa de vapor, vapor dominante y por último los de baja permeabilidad.

- Los **sistemas de líquido dominante** son los yacimientos más comunes. Su estado natural (antes de ser explotado) se caracteriza por que predomina el fluido en fase líquida. Comúnmente, en zonas topográficamente altas las manifestaciones superficiales son fumarolas y en las zonas bajas, manantiales hirvientes de tipo clorurado sódico. El perfil de presiones del yacimiento corresponde a un gradiente hidrostático (ver la Figura 3.2).

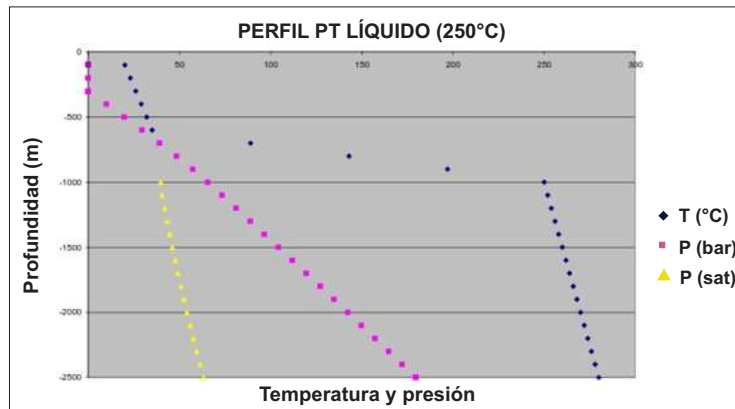


Figura 3.2: Perfil idealizado de un sistema hidrotermal de líquido dominante. La línea magenta representa el perfil hidrostático de presión, que es mayor que la presión de saturación (línea amarilla) a la temperatura del reservorio (línea azul) que es de 250°C (imagen de Quijano-León, 2007).

- Los **sistemas de líquido dominante con capa de vapor** a diferencia de los sistemas de líquido dominante desarrollan una capa de vapor por encima del reservorio, como consecuencia el perfil de presiones en la parte superior es menor al gradiente hidrostático (ver Figura 3.3).

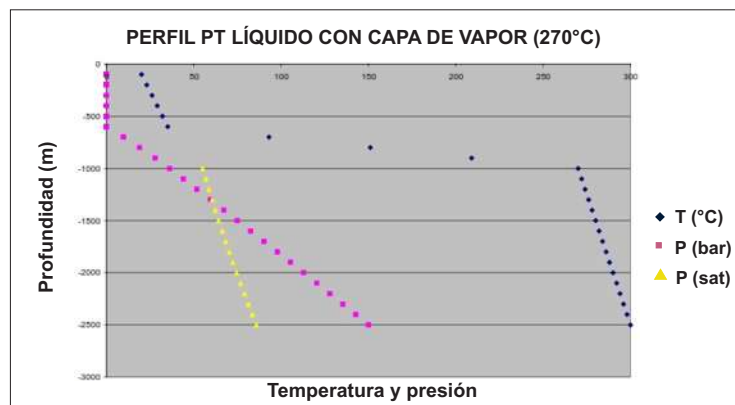


Figura 3.3: Perfil idealizado de un sistema hidrotermal de líquido dominante con capa de vapor. La línea magenta representa el perfil hidrostático de presión, que se cruza con el perfil de presión de saturación (línea amarilla), a la temperatura del reservorio (línea azul) que es de 270°C (imagen de Quijano-León, 2007).

- Los **sistemas de vapor dominante** son sistemas muy poco comunes; las manifestaciones superficiales son fumarolas y suelos vaporizantes. La fase dominante del fluido es el vapor y los pozos producen vapor seco generalmente sobrecalentado.

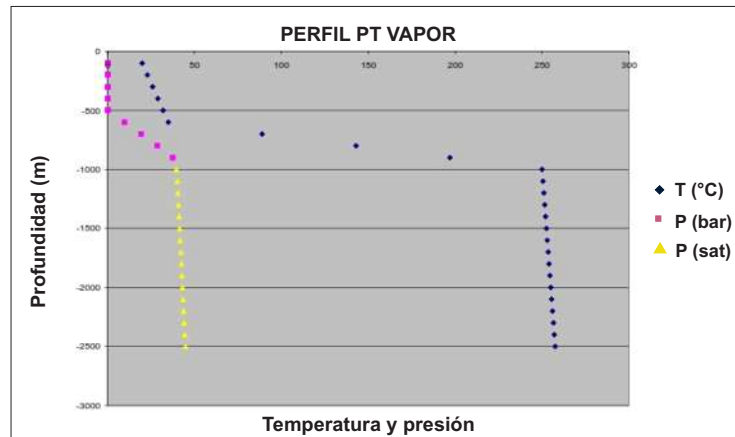


Figura 3.4: Perfil idealizado de un sistema hidrotermal de vapor dominante. La línea amarilla representa el perfil de presión de saturación a la temperatura del reservorio (línea azul) que es de 250°C (imagen de Quijano-León, 2007).

La presión del reservorio corresponde a la de saturación por lo que pareciera que el gradiente de presión no cambia, esto debido a la baja densidad del vapor (Figura 3.4). El vapor se localiza en las fracturas y fallas, mientras que el líquido se encuentra en los poros adheridos en la matriz de la roca, al evaporarse por transferencia de calor conductivo de la roca contribuye a la producción de vapor.

- Los **sistemas de baja permeabilidad** son sistemas también poco comunes. En estado natural se encuentra saturado de líquido, por lo que presenta un perfil de presión hidrostático. Cuando el fluido del reservorio se mueve hacia el pozo, la presión pasa de una condición de líquido comprimido a una condición de saturación e inicia la ebullición. El fluido que ingresa al fondo del pozo es en su totalidad vapor. Otro aspecto característico de este tipo de sistema es que las manifestaciones termales se limitan a suelos vaporizantes.

## 3.2. Propiedades del Agua

El fluido geotérmico generalmente consiste en una mezcla de agua y vapor líquido-gas, con sólidos disueltos y gases no condensables. Debido a su alta complejidad, casi siempre los reservorios se aproximan a sistemas de agua pura (Mercer y Faust, 1979).

El reservorio puede caracterizarse por medio de las condiciones termodinámicas. Si el fluido está en dos fases (vapor y líquido en contacto) esto significa que la presión y la temperatura están relacionadas por la curva de saturación (Figura 3.5), es decir, a una temperatura dada existe una única presión conocida como presión de vapor saturado ( $P_{\text{sat}}$ ) en la cual el vapor y el líquido pueden coexistir (de manera análoga existe la temperatura de saturación  $T_{\text{sat}}$ ) (Pruess, 2002; Grant y Bixley, 2013).

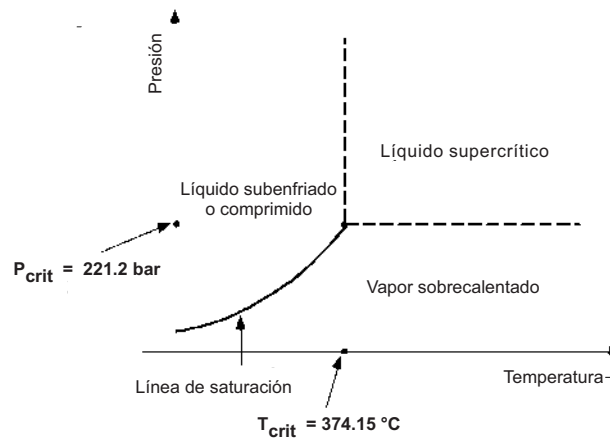


Figura 3.5: Diagrama de fase del agua (imagen modificada de Pruess, 2002).

A una presión mayor que la de saturación puede existir únicamente la fase líquida (líquido subenfriado o comprimido), si en cambio, la presión es menor que la de saturación entonces el agua está en fase vapor (vapor sobrecalentado). La diferencia entre ambas fases desaparece en el punto crítico ( $T_{\text{sat}} = 374.15 \text{ °C}$ ,  $P_{\text{sat}} = 221.2 \text{ bars}$ ), más allá de este punto existe la fase supercrítica del agua (Figura 3.5) (Pruess, 2002). Las relaciones entre diferentes propiedades del agua como la presión,

temperatura, volumen específico, entalpía, entropía, entre otras han sido estudiadas y reportadas en lo que se conoce como tablas de vapor. A partir de los valores de las tablas se construyen diagramas que facilitan el manejo y la identificación de las propiedades del agua. Por ejemplo, el diagrama de presión-entalpía es útil para especificar las condiciones en el reservorio. La región **A**, **B** y **C** de la Figura 3.6 indican condiciones de líquido comprimido, de saturación y vapor sobrecalentado respectivamente.

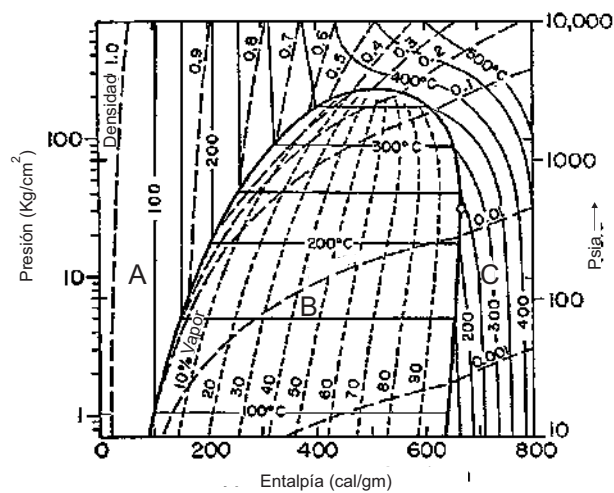


Figura 3.6: Diagrama de presión-entalpía para agua pura, muestra las isoterma, líneas de igual densidad y fracción de masa de vapor (imagen modificada de Pruess, 2002).

Otro esquema importante es la curva de ebullición (boiling point for depth en inglés) en función de la profundidad (ver Figura 3.7). La curva indica la temperatura a la cual el agua ascendente en fase líquida comienza a hervir a una profundidad o presión dada, también puede observarse que el estado de dos fases o de ebullición puede extenderse hasta la superficie. Cabe señalar que la curva asume que una presión hidrostática actúa sobre el fluido. La curva sólo es una aproximación, pues en la práctica se ha encontrado que las presiones hidrodinámicas existentes en profundidad en un sistema geotérmico están por encima de un 10% de la presión hidrostática (Nicholson, 1993).

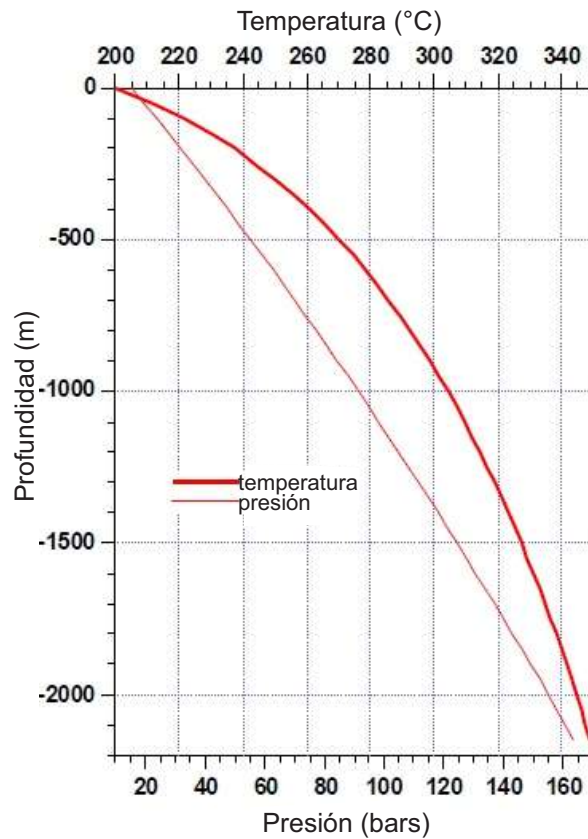


Figura 3.7: Curva de ebullición para agua pura en condiciones hidrostáticas (imagen modificada de Pruess, 2002).

### 3.3. Modelo Conceptual

El **modelo conceptual** es un esquema que permite realizar un análisis simplificado del sistema real, donde sobresalen los aspectos más importantes de su estructura y sus condiciones físicas y químicas. Estos modelos (ver ejemplo Figura 3.8) se basan principalmente en información geológica, tanto de mapeo de superficie (fallas, fuentes termales, etc.) como de análisis de datos subsuperficiales, resultados de levantamientos geofísicos, información sobre contenido químico e isotópico del fluido en manifestaciones superficiales y muestras de fluido del reservorio recolectadas de pozos, información sobre temperatura y condiciones de presión basadas en el análisis de los datos disponibles de registro de pozos (Axelsson, 2013).



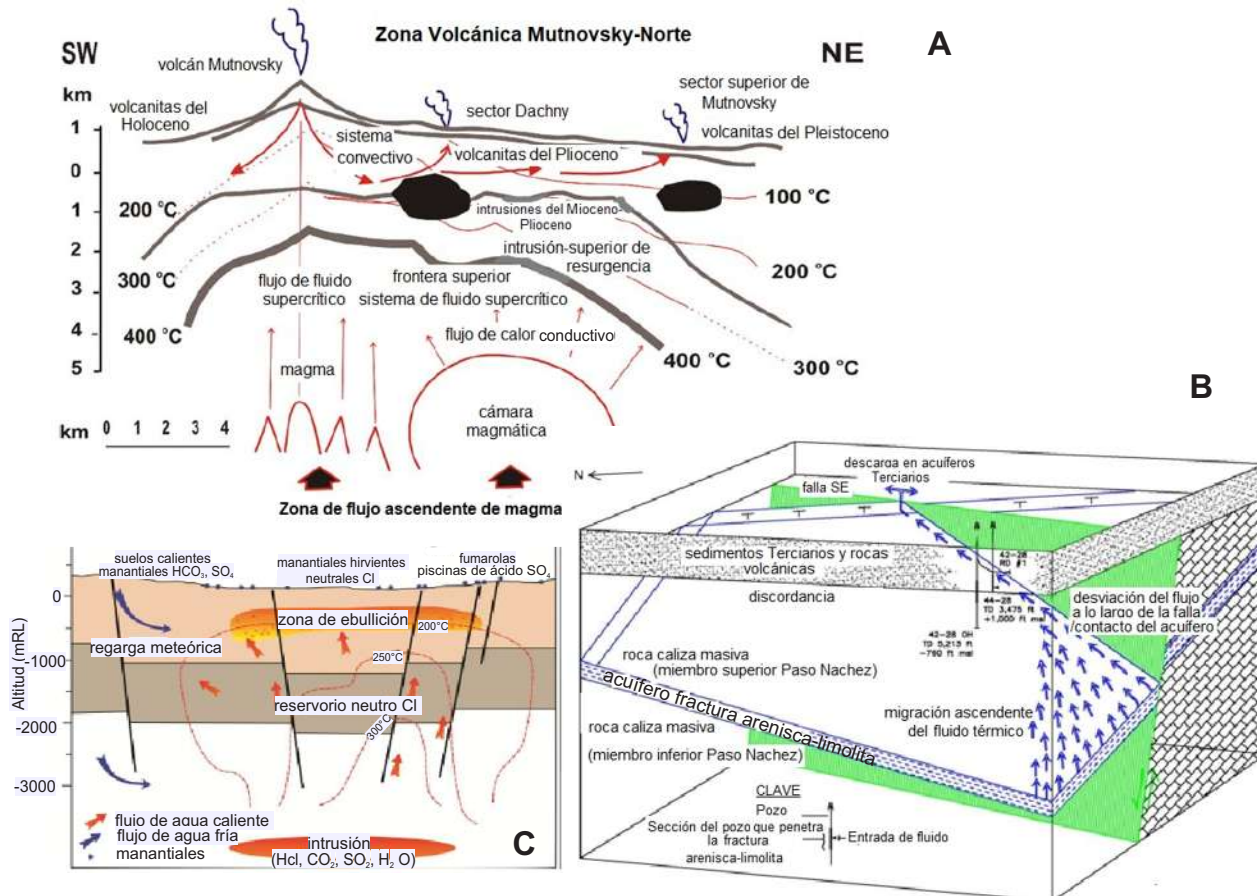


Figura 3.8: Ejemplos de modelos conceptuales.

- A.** Modelo conceptual del campo geotérmico Mutnovsky, Kamchatka, Rusia. Los aspectos más sobresalientes son: la fuente de calor, la estructura del subsuelo, las isotermas y el régimen de transferencia de calor (imagen tomada de Vereina, 2003).
- B.** El modelo conceptual 3D expuesto por la Asociación Geotérmica Internacional (IGA) en IGA (2013), destaca estructuras geológicas como las fallas y la litología, es posible apreciarse el patrón de circulación del fluido.
- C.** Modelo conceptual expuesto por Rae, n.d., puede observarse las zonas de recarga y descarga del fluido con su composición química, la estructura del subsuelo, fallas, isotermas, etc.

### 3.4. Modelación Numérica de un Sistema Geotérmico

Los yacimientos geotérmicos son sistemas dinámicos en los que intervienen procesos físicos que están fuertemente acoplados, como el transporte de masa, transferencia de calor por convección y conducción, cambio de fase (ebullición y condensación), disolución y precipitación de minerales y

cambio de tensión debido a cambios en la presión de los poros (Bodvarsson et al., 1985). Un modelo numérico es la única forma de hacer un modelo completo del estado natural de un reservorio (Vereina, 2003) y una herramienta para desarrollar estrategias de explotación y evaluación de la sustentabilidad del yacimiento con cada una de ellas.

Ha surgido una metodología general (Pruess, 2002) para la simulación varios sistemas aplicable a campos geotérmicos que incluye las siguientes fases de modelado:

- **Estado natural.** Representa la distribución de temperatura, presión y flujo de fluido que prevaleció en el campo geotérmico antes de la explotación o intervención humana. El estado natural proporciona información para evaluar el recurso geotérmico y planificar su desarrollo.
- **Historial de producción.** Implica comparar parámetros simulados, tales como velocidad de flujo, presiones, temperaturas, entalpías, etc. con medidas hechas en pozos. Cuando se observan grandes discrepancias entre el comportamiento del reservorio simulado y las mediciones de campo, los parámetros del modelo como la distribución de la permeabilidad, la porosidad, entre otros, son modificados para tratar de reducir tales diferencias. El proceso de ajuste de parámetros, a menudo denominado “**calibración del modelo**” puede realizarse en modo de prueba y error.
- **Escenarios de predicción.** El mejor modelo calibrado se utiliza para explorar el comportamiento del campo futuro, sujeto a varios escenarios y restricciones planificadas o propuestas (declinación de pozos, interferencia de inyección, composición de fluidos: solutos y gases, pozos de recuperación, reservas de fluidos y calor, producción y sostenibilidad).

Ya que los yacimientos geotérmicos evolucionan a lo largo del tiempo geológico, la velocidad a la que cambian las condiciones termodinámicas en su estado natural son generalmente pequeñas en comparación con los cambios inducidos por la explotación (Bodvarsson et al., 1985). Para casos prácticos, el modelo del estado natural debe estar cerca de un estado estable para las condiciones de contorno aplicadas.

El procedimiento para la elaboración de un modelo en estado imperturbado puede observarse en la Figura 3.9.

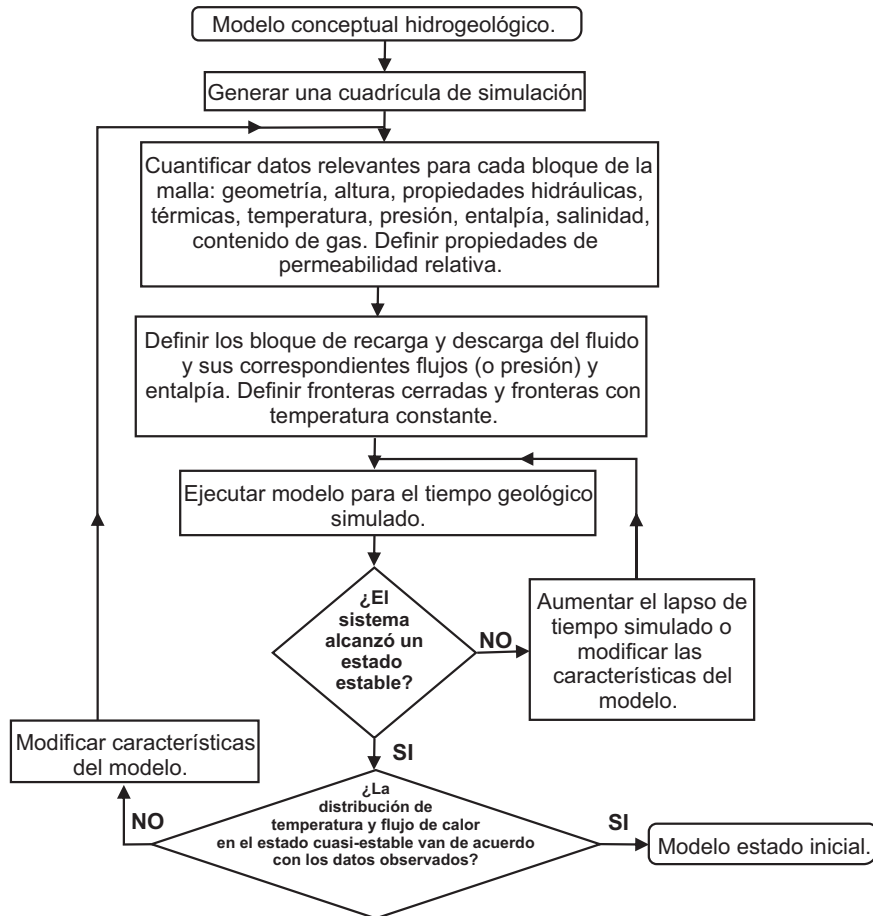


Figura 3.9: Diagrama de flujo para la elaboración de un modelo en estado natural (tomado de Pruess, 2002).

### 3.4.1. Ecuaciones Gobernantes

Algunos procesos físicos que ocurren en reservorios geotérmicos en su estado natural y durante su explotación que se han encontrado significativos en aplicaciones prácticas son el flujo viscoso de las fases de líquido y vapor, la ebullición y condensación, el transporte de calor por conducción y convección, cambios en el volumen de poros y la densidad del fluido en respuesta a las variaciones

de presión y temperatura. Las ecuaciones gobernantes que representan estos procesos pueden escribirse como ecuaciones de balance de masa y energía (para procesos no isotérmicos), las ecuaciones que se describen a continuación fueron tomadas de Pruess et al. (1999).

La ecuación gobernante de conservación de masa del flujo de fluido multifásico, no isotérmico, multicomponente que se desplazan en medios permeables puede escribirse de la siguiente manera:

$$\frac{d}{dt} \int_{V_n} M^k dV_n = \int_{\Gamma_n} \mathbf{F}^k \cdot \mathbf{n} d\Gamma_n + \int_{V_n} q^k dV_n \quad (3.2)$$

La integración es sobre un subdominio (elemento de la malla) arbitrario  $V_n$  del sistema de flujo en estudio, acotado por una superficie cerrada  $\Gamma_n$ . La cantidad  $M^k$  representa el término de acumulación de masa por volumen, donde  $k = 1, \dots, NK$  son los componentes (agua, aire CO<sub>2</sub>, otros gases no condensables, solutos, químicos orgánicos volátiles).  $F^k$  denota el flujo de masa a través del elemento de superficie  $\Gamma_n$ ,  $q$  representa la generación de masa en el interior del volumen (fuentes y sumideros) y  $n$  es un vector normal al elemento de superficie  $d\Gamma_n$  apuntando hacia el interior de  $V_n$ .

La forma general del término de acumulación de masa es:

$$M^k = \phi \sum_{\beta} S_{\beta} \rho_{\beta} X_{\beta}^k \quad (3.3)$$

donde:  $\phi =$  Porosidad;

$S_{\beta} =$  Saturación de la fase  $\beta$ ;

$\rho_{\beta} =$  Densidad de la fase  $\beta$ ;

$X_{\beta}^k =$  Es la fracción de masa de la componente  $k$  presente en la fase  $\beta$ .

En la ecuación 3.3 la masa total de la componente  $k$  se obtiene sumando sobre todas las fases del fluido  $\beta$ .

El flujo de masa advectivo es una suma sobre todas las fases:

$$\mathbf{F}^k|_{adv} = \sum_{\beta} X_{\beta}^k \mathbf{F}_{\beta} \quad (3.4)$$

y el flujo de la fase  $\beta$  esta dado por la versión multifásica de la ley de Darcy:

$$\mathbf{F}_{\beta} = \rho_{\beta} \mathbf{u}_{\beta} = -k \frac{k_{r\beta} \rho_{\beta}}{\mu_{\beta}} (\nabla \mathbf{P}_{\beta} - \rho_{\beta} \mathbf{g}) \quad (3.5)$$

Aquí  $\mathbf{u}_{\beta}$  es la velocidad de Darcy en la fase  $\beta$ ,  $k$  es la permeabilidad absoluta,  $k_{r\beta}$  es la permeabilidad relativa a la fase  $\beta$ ,  $\mu$  es la viscosidad y:

$$\mathbf{P}_{\beta} = \mathbf{P} + \mathbf{P}_{c\beta} \quad (3.6)$$

es la presión del fluido en la fase  $\beta$ , lo cual es la suma de la presión  $\mathbf{P}$  de una fase de referencia (generalmente se toma como la fase gaseosa) y la presión capilar  $\mathbf{P}_{c\beta} (\leq 0)$ .  $\mathbf{g}$  es el vector de la aceleración gravitacional.

Aplicando el siguiente teorema de divergencia de Gauss:

$$\int_{\Gamma_n} \mathbf{F}^k \cdot \mathbf{n} d\Gamma_n = - \int_{V_n} \text{div} \mathbf{F}^k dV_n \quad (3.7)$$

en la ecuación 3.2 se obtiene lo siguiente:

$$\int_{V_n} \left\{ \frac{\partial}{\partial t} M^k + \text{div} \mathbf{F}^k \right\} dV_n = \int_{V_n} q^k dV_n$$

La expresión anterior puede escribirse como una ecuación diferencial parcial (ver la expresión 3.8):

$$\frac{\partial}{\partial t} M^k = -\text{div} \mathbf{F}^k + q^k \quad (3.8)$$

que es el punto de partida para emplear algún método de discretización como **diferencias finitas** o **elementos finitos**.

Para un subvolumen  $V_n$  de un sistema de flujo, el **balance de energía** puede escribirse de la siguiente forma:

$$\frac{d}{dt} \int_{V_n} E^h dV_n = \int_{\Gamma_n} \mathbf{F}^h \cdot \mathbf{n} d\Gamma_n + \int_{V_n} q^k dV_n \quad (3.9)$$

Aquí  $E^h$  indica la energía por unidad de masa contenida en el volumen  $V_n$  y el superíndice  $h$  es la entalpía específica (resulta de dividir la entalpía total entre la masa del sistema). La energía interna por unidad de volumen en un sistema multifásico está dada por:

$$E^h = (1 - \phi) \rho_R C_R T + \phi \sum_{\beta} S_{\beta} \rho_{\beta} u_{\beta} \quad (3.10)$$

donde  $\rho_R$  es la densidad de la roca,  $C_R$  el calor específico y  $u_{\beta}$  es la energía interna específica de la fase  $\beta$ .

El vector de flujo térmico incluye los flujos conductivo y convectivo:

$$\mathbf{F}^h = -K \nabla T + \sum_{\beta} h_{\beta} \mathbf{F}_{\beta} \quad (3.11)$$

El primer término del segundo miembro de la ecuación 3.11 indica la transferencia de calor por conducción (Ley de Fourier) y el segundo término especifica la transferencia de energía por flujo de fluidos y trabajo mecánico asociado.

### 3.4.2. Simulador Numérico

TOUGH es un simulador numérico cuyo acrónimo significa (por sus siglas en inglés) transporte de agua subterránea no saturada y calor (**T**ransport **O**f **U**nsaturated **G**roundwater and **H**eat) desarrollado en 1983-1985 en el Laboratorio Nacional Lawrence Berkeley de los Estados Unidos

(LBNL) por *Karsten Pruess*. Utilizado inicialmente para evaluar sistemas subterráneos como medios de almacenamiento de desechos nucleares. TOUGH2 es una versión actualizada de TOUGH lanzada al público en 1991 y mejorada en 1994 cuando se agregó un conjunto de solucionadores (gradiente conjugado preconditionado) que permiten hacer simulaciones más complejas y cálculos más rápidos que TOUGH.

TOUGH2 es un código numérico escrito en lenguaje Fortran 77 diseñado para estudiar el flujo de fluidos multifásicos con multicomponentes y no isotérmicos en medios porosos y fracturados en dominios 1D, 2D y 3D. Está constituido por módulos o ecuaciones de estado (EOS) que permiten estudiar sistemas caracterizados por diferentes condiciones de dinámica de fluidos. Las EOS proporcionan las condiciones termofísicas necesarias de los fluidos para ensamblar las ecuaciones de balance de masa y energía. Actualmente es uno de los simuladores numéricos más utilizados en la ingeniería de yacimientos geotérmicos.

Para realizar simulaciones numéricas, el espacio y el tiempo continuo deben ser discretizados. Los códigos de TOUGH2 están basados en el método de **diferencias finitas integrales** (IFD) en el cual las integrales de las ecuaciones 3.2 y 3.10 son discretizadas directamente sin pasar por ecuaciones diferenciales parciales. La principal ventaja del método IFD es la flexibilidad geométrica, permitiendo la representación de sistemas de flujo regular o irregular de una, dos o tres dimensiones sin tomar en cuenta algún un sistema global de coordenadas (Bodvarsson et al., 1985).

La ecuación continua 3.3 es discretizada en el espacio usando IFD introduciendo un apropiado promedio de volumen (Pruess et al., 1999):

$$\int_{V_n} M dV = V_n M_n \quad (3.12)$$

donde  $M$  es una cantidad extensiva de volumen normalizado y  $M_n$  es el valor promedio de  $M$  sobre el volumen  $V_n$ . Las integrales de superficie son aproximadas a una suma discreta de promedios sobre  $m$  elementos de superficie  $A_{nm}$  delimitando al elemento  $n$  (Pruess et al., 1999):

$$\int_{\Gamma_n} \mathbf{F}^k \cdot \mathbf{n} d\Gamma = \sum_m A_{nm} F_{nm} \quad (3.13)$$

donde  $F_{nm}$  es el valor promedio de la componente normal de  $\mathbf{F}$  sobre el segmento de superficie  $A_{nm}$  entre los elementos de volumen  $V_n$  y  $V_m$ . En la figura 3.10 se ilustra el enfoque de discretización utilizado en IFD y la definición de los parámetros geométricos (Pruess et al., 1999).

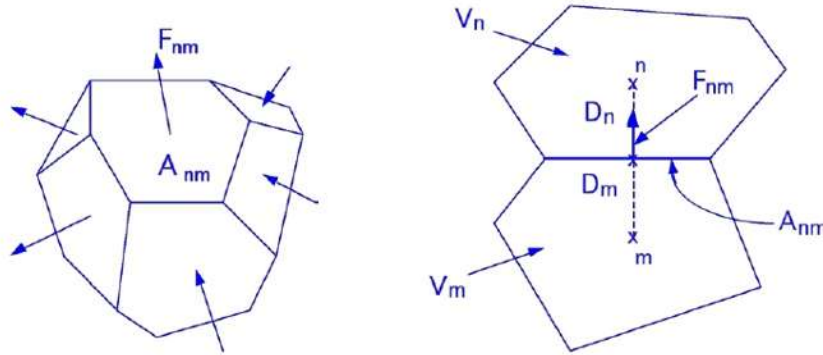


Figura 3.10: Ejemplo de la geometría espacial y discretización de algún elemento en el método de diferencias finitas integrales (Pruess et al., 1999).

El flujo discretizado se expresa en términos de promedios sobre los parámetros de los elementos  $V_n$  y  $V_m$ . Sustituyendo las ecuaciones 3.12-3.13 en la ecuación 3.2 se obtiene:

$$\frac{dM_n^k}{dt} = \frac{1}{V} \sum_m A_{nm} F_{nm}^k + q_n^k \quad (3.14)$$

que es una ecuación diferencial ordinaria de primer orden en el tiempo. El tiempo es discretizado usando diferencias finitas de primer orden, los términos del lado derecho de la ecuación 3.14 que se refieren al flujo, a las fuentes y sumideros son evaluados en el siguiente nivel de tiempo,  $t^{\kappa+1} = t^\kappa + \Delta t$ , es decir, de manera implícita, ya que los flujos son expresados en términos de parámetros termodinámicos desconocidos en el nivel de tiempo  $t^{\kappa+1}$ . La discretización en el tiempo de la ecuación 3.14 da como resultado el siguiente conjunto de ecuaciones algebraicas no lineales:



$$R_n^{k,\kappa+1} = M_n^{k,\kappa+1} - M_n^{k,\kappa} - \frac{\Delta t}{V_n} \left\{ \sum_m A_{nm} F_{nm}^{k,\kappa+1} + V_n q_n^{k,\kappa+1} \right\} = 0. \quad (3.15)$$

Donde  $R_n^{k,\kappa+1}$  es el residual. Para cada elemento de volumen  $V_n$  (bloque de la malla) hay  $NEQ$  ecuaciones ( $k = 1, 2, \dots, NEQ$ ; usualmente  $NEQ = NK + 1$ ; número total de ecuaciones de balance por bloque), el sistema de flujo con  $NEL$  número de bloques en la malla representa un total de  $NEL \times NEQ$  ecuaciones acopladas no lineales. Las incógnitas son  $NEL \times NEQ$  variables independientes  $\{x_i; i = 1, \dots, NEL \times NEQ\}$  lo cual completamente define el estado del sistema de flujo en el nivel  $t^{\kappa+l}$ . Estas ecuaciones son resueltas usando iteraciones de Newton-Rapson lo que se implementa de la siguiente manera, se introduce una iteración  $p$  de Newton-Rapson y se expande el residual  $R_n^{k,\kappa+1}$  de la ecuación 3.15 en la iteración  $p + 1$  en una serie de Taylor en términos de los índices  $p$ .

$$R_n^{k,\kappa+1}(x_{i,p+1}) = R_n^{k,\kappa+1}(x_{i,p}) + \sum_i \left. \frac{\partial R_n^{k,\kappa+1}}{\partial x_i} \right|_p (x_{i,p+1} - x_{i,p}) + \dots = 0 \quad (3.16)$$

Truncando hasta los términos de primer orden, obtenemos  $NEL \times NEQ$  ecuaciones lineales para los incrementos  $(x_{i,p+1} - x_{i,p})$ :

$$- \sum_i \left. \frac{\partial R_n^{k,\kappa+1}}{\partial x_i} \right|_p (x_{i,p+1} - x_{i,p}) = R_n^{k,\kappa+1}(x_{i,p}) \quad (3.17)$$

Todos los términos  $\partial R_n / \partial x_i$  en la matriz Jacobiana son evaluados por diferenciación numérica. La ecuación 3.17 se resuelve por métodos de matriz dispersa o iterativamente por medio del gradiente conjugado preconditionado (Pruess et al., 1999). Se continúa la iteración hasta que los residuos  $R_n^{k,\kappa+1}$  sean menores a la tolerancia relativa preestablecida.

$$\left| \frac{R_{n,p+1}^{k,\kappa+1}}{M_{n,p+1}^{k,\kappa+1}} \right| \leq \varepsilon_1 \quad (3.18)$$

El criterio de convergencia por default en TOUGH2 es  $\varepsilon_1 = 10^{-5}$ .

### 3.4.3. Condiciones Iniciales y de Frontera

El modelo físico debe establecerse con las condiciones iniciales y de frontera, esto es, debe especificarse o fijarse el estado del sistema en el instante inicial (condiciones iniciales) y determinar su interacción con el medio que lo rodea (condiciones de frontera) con lo que puede asegurarse una solución única al problema. Existen diferentes tipos de condiciones de frontera, pero las únicas que pueden ser implementadas en TOUGH2 son las condiciones del tipo **Dirichlet** que consisten en prescribir las condiciones termodinámicas como presión, temperatura, etc. en los elementos de la frontera, las condiciones del tipo **Neumann** que es asignar flujos de masa o calor (si es que existen) que cruzan las superficies de las fronteras y las condiciones de **Robin** que no son nada más que una combinación de las dos anteriores (Franco y Vaccaro, 2014).

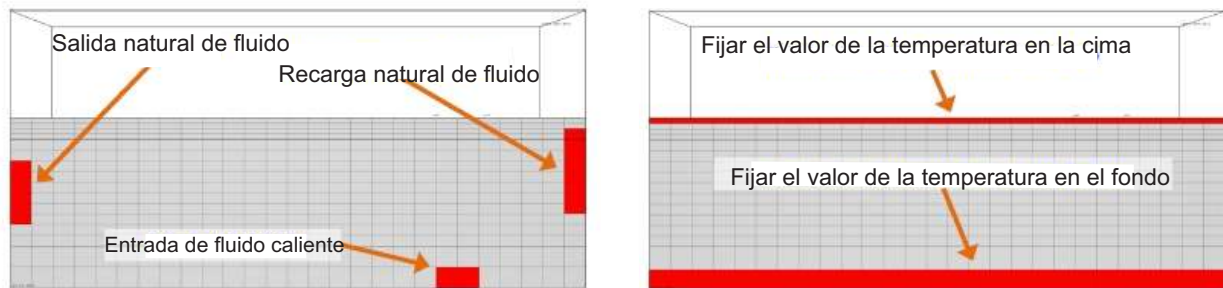


Figura 3.11: Ejemplo de condiciones de frontera en un modelo numérico 3D (imagen de Franco y Vaccaro, 2014).

## 3.5. Problemas Inversos

La descripción completa de un sistema físico (formulación matemática definida por parámetros físicos que son vinculados con los parámetros que se miden y la estructura del modelo) nos permite predecir el resultado de las mediciones requeridas. La predicción de mediciones, dados los valores de los parámetros que caracterizan al modelo se conoce como **problema directo**. El **problema inverso** consiste en determinar o inferir los parámetros del modelo a partir de los datos de las mediciones hechas (Aster et al., 2005).

Explícitamente el problema inverso está dado por:

$$d = G(m) \tag{3.19}$$

donde  $G$  es el operador que expresa el modelo físico y describe la relación entre los datos observables  $d$  y los parámetros del modelo  $m$  (Aster et al., 2005). La solución del problema inverso es encontrar un modelo  $m_{pr}$  (modelo predictivo) que genere los datos predictivos  $d_{pr}$  que fijen bien a los datos observados  $d$  (minimizar la distancia entre ambos conjuntos de datos) (Aster et al., 2005).

Resolver problemas inversos presenta mayores retos que la solución de problemas directos, entre ellos, *la existencia, unicidad y estabilidad de la solución*. Si es que existe una solución, esta solución puede no ser única (Zhdanov, 2015), es decir, más de una solución puede reproducir los datos. Una característica común de los problemas inversos es su inestabilidad, esto es, pequeños cambios en los datos pueden generar grandes cambios en la solución.

La investigación ha dado lugar a diferentes enfoques en el planteamiento del problema inverso, por un lado, la estimación de los parámetros puede hacerse de manera manual, en otras palabras, modificando sucesivamente los valores de los parámetros en base a los resultados de la simulación, o bien de manera automática (Tarantola, 2005) utilizando algún método ya sea determinista (mínimos cuadrados, regularización, etc.), no-determinista (redes neuronales) o probabilístico.

La calibración de un modelo geotérmico es resolver un problema inverso, que por lo que se ha expuesto anteriormente no sólo consiste en resolver las ecuaciones que describe el fenómeno físico sino también determinar el valor de los parámetros cuyas soluciones expresen de manera aceptable las mediciones realizadas.

La dificultad de este trabajo de tesis no sólo recae en la solución de un problema inverso sino también en la implementación del modelo.

# Capítulo 4

## Metodología

Las actividades realizadas en este trabajo se dividen en diferentes fases con el siguiente orden: revisión bibliográfica, estructuración del modelo conceptual y la construcción de un modelo numérico (Figura 4.1), cada una de estas fases implica una serie de actividades.

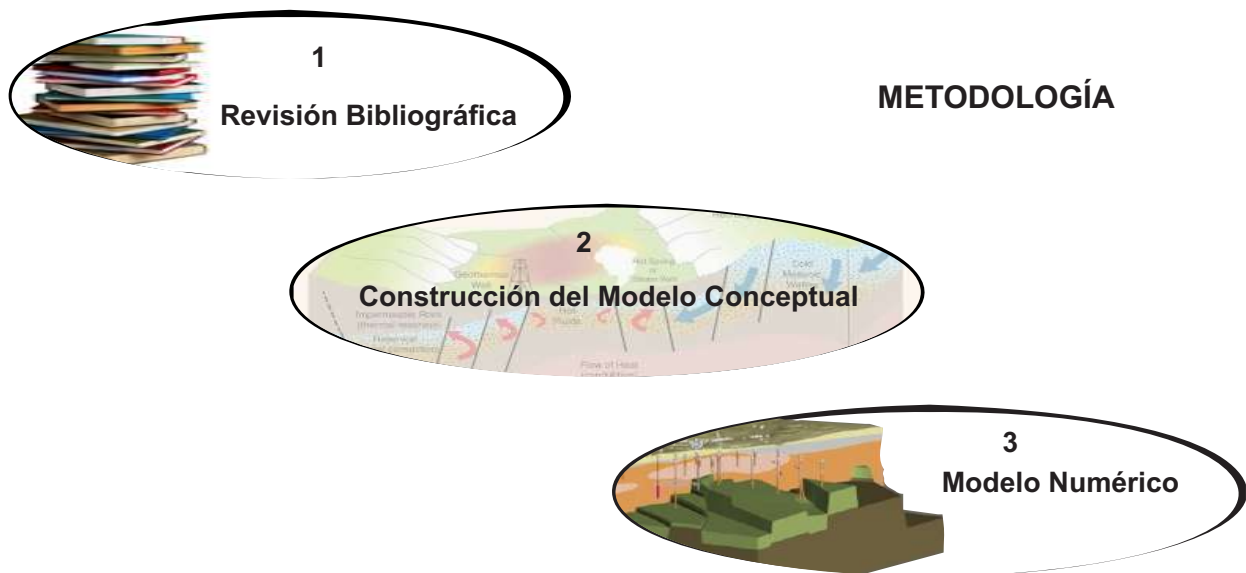


Figura 4.1: Fases que conforman la elaboración del trabajo.

## 4.1. Revisión Bibliográfica

El trabajo comenzó con la consulta bibliográfica de simulaciones numéricas y modelos conceptuales de campos geotérmicos de todo el mundo reportados en la literatura, esto con la finalidad de familiarizarse con el tema, las metodologías y conocer los datos necesarios para la creación de una simulación de un campo geotérmico. Como consecuencia de lo anterior, se prosiguió con la revisión de todos los trabajos relacionados al campo geotérmico Cerritos Colorados, pues como bien se ha mencionado en capítulos anteriores, la elaboración de un modelo conceptual requiere identificar todas sus características y procesos que intervienen en el funcionamiento del campo así como conocer su estado actual. Al mismo tiempo recabar información útil para la simulación numérica (parámetros petrofísicos, hidrogeológicos, registros de temperatura, litología, etc.).

Se efectuaron las siguientes actividades:

- Elaboración de un mapa de elevaciones (Figura 5.19) partiendo de los datos vectoriales de la carta topográfica escala 1:50,000 F13D65 de INEGI, la cual, incluye el área seleccionada para la simulación. El sistema de proyección de coordenadas utilizado fue WGS84 DATUM, Zona UTM 13.
- La realización de una serie de perfiles estratigráficos (10 perfiles con dirección N-S y 10 perfiles con dirección E-O incluyendo la topografía del terreno) correlacionando una litología simplificada con la reportada por el JICA (1989) de los pozos perforados dentro de la caldera (ver Figura 4.2). Dicho de otra manera, no se hizo distinción entre riolita, riolita vítrea, microcristalina y esferulítica, se consideró como un único tipo de roca: riolita; lo mismo para la andesita, andesita microlítica y porfídica, se tomo como andesita.
- Cada perfil es dividido en 7 puntos de control, es decir, en puntos que funcionarán como pozos ficticios o columnas estratigráficas. Se construye una base de datos donde se indica para cada punto de control sus coordenadas geográficas, la litología que la compone y la altitud en la que se encontró un estrato diferente.

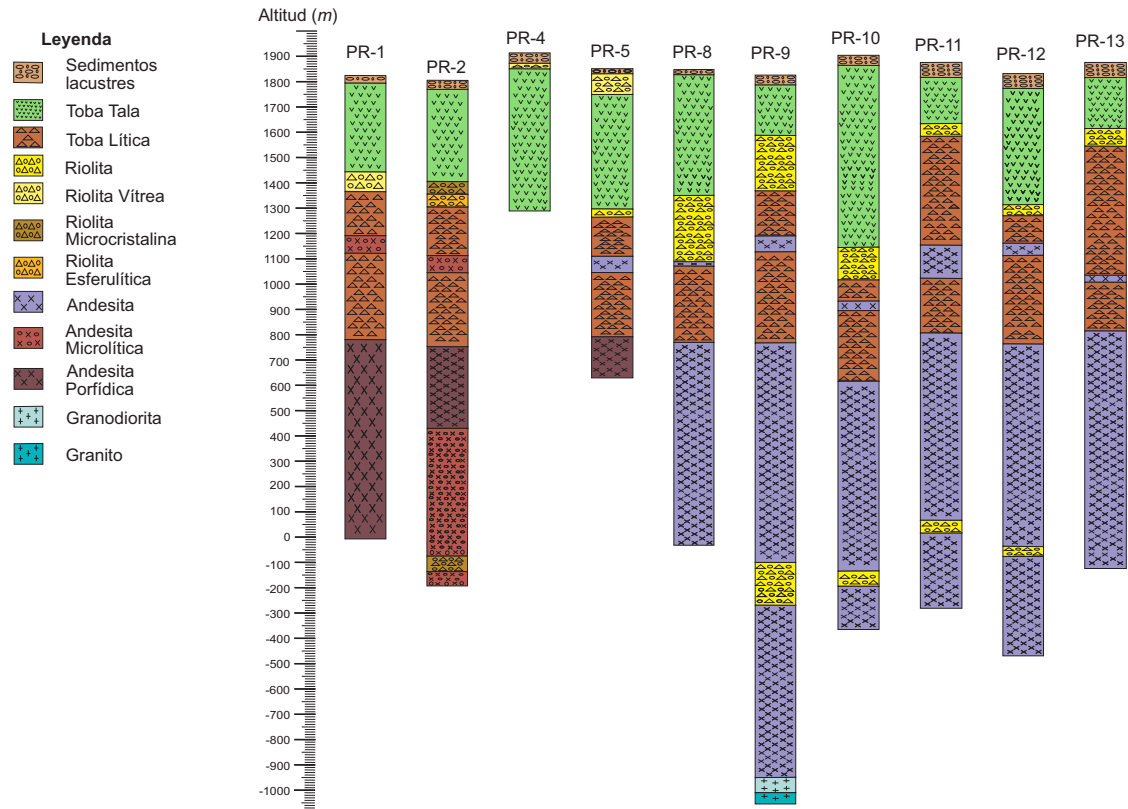


Figura 4.2: Columnas estratigráficas de algunos pozos perforados dentro de la caldera (modificada de JICA, 1989 a excepción del pozo PR-4).

## 4.2. Desarrollo del Modelo Conceptual

El modelo conceptual (Figura 7.1) se elaboró usando el software GMS, puesto que permite incorporar columnas litológicas (puntos de control) y crear a partir de ellas secciones estratigráficas, estas son interpoladas (por el método de distancia inversa ponderada) para definir la estructura de cada estrato (en GMS se le llama sólidos). El programa permite importar información georeferenciada, en nuestro caso, el mapa de elevaciones para ajustar de una mejor manera la superficie topográfica, el mapa georeferenciado de fallas que reporta el JICA (Figura 5.3) y el mapa de fallas mapeadas por Bolós et al. (2018) para indicar zonas con una permeabilidad mayor.

En la Figura 4.3 es posible visualizar los pozos ficticios o las columnas estratigráficas extraídas de los perfiles que se elaboraron. Los pozos pueden ser creados exportando un archivo de datos con extensión *.txt*, *.csv*, *etc.* a GMS con ciertas especificaciones, se tiene que dar un nombre al pozo, indicar las coordenadas  $x$ ,  $y$ ,  $z$ , donde la coordenada  $z$  corresponde a la altitud donde comienza un tipo de roca diferente. También es necesario identificar los diferentes materiales o tipos de roca.

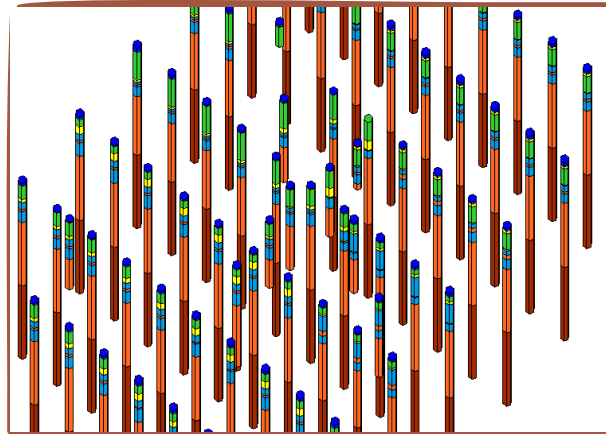


Figura 4.3: Pozos ficticios o puntos de control que se utilizaron para la construcción del modelo conceptual.

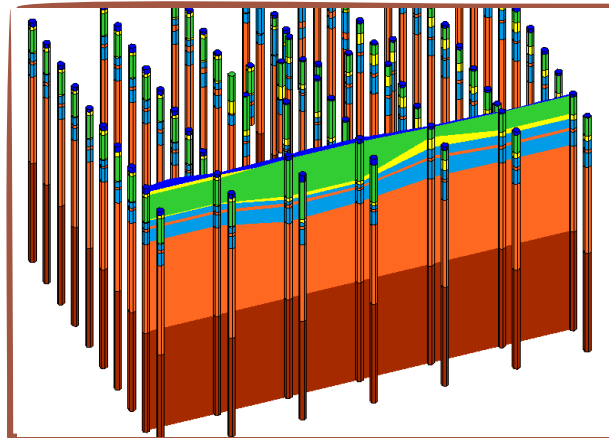


Figura 4.4: Ejemplo de una sección vertical construida en GMS para la creación del modelo conceptual.

La Figura 4.4 muestra una sección vertical creada por la correlación de diferentes pozos. La cima de una sección puede ser ajustada a la topografía del terreno, para lo cual, es necesario hacer un TIN (red de triángulos irregulares) a partir de puntos coordenados extraídos del mapa digital de elevaciones. Las secciones pueden crearse y manipularse de manera manual lo que permite tener un mejor control en la correlación de los estratos.

Por último, para elaborar el modelo 3D que represente la estructura del subsuelo se utiliza lo que se conoce en GMS como sólidos, para su construcción es necesario definir los horizontes (horizon en GMS), que se refiere a identificar la cima de cada unidad estratigráfica que deba ser representada por un sólido. Los contactos entre cada horizonte deben ser enumerados conservando el orden en que se depositaron los estratos comenzando por el más antiguo. Los horizontes se incluirán al TIN para definir la superficie de cada estrato y junto con las secciones verticales por medio de la interpolación construir los sólidos.

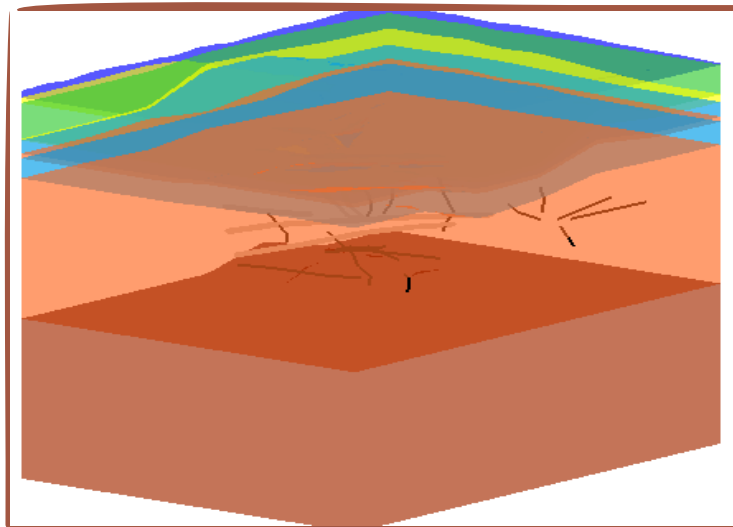


Figura 4.5: Estructura del subsuelo construida en GMS usando sólidos.



### 4.3. Construcción y Calibración del Modelo Numérico

Es posible generar mallas en GMS que se ajusten al modelo conceptual, por lo que es necesario primeramente asignar propiedades de las rocas a los sólidos; al momento de discretizar el dominio (celdas de la malla) esta información se hereda a cada una de las celdas. Sin embargo, las mallas que pueden generarse en GMS a partir de los sólidos no son mallas rectangulares ni radiales, por lo que la malla creada tiene que ajustarse a una malla rectangular (ver Figura 4.6) para poder ser procesada en PyTOUGH.

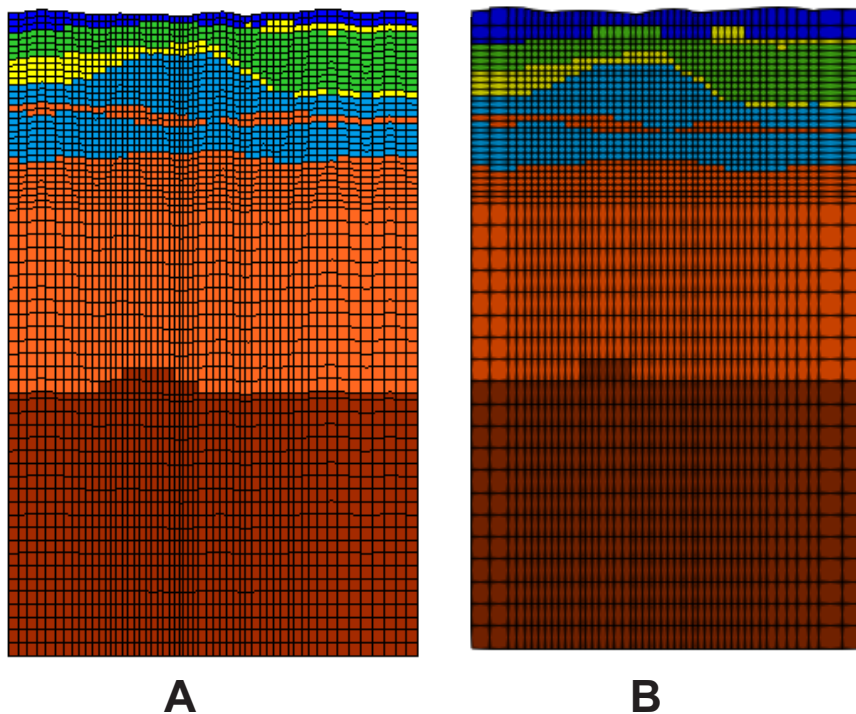


Figura 4.6: **A.** Sección vertical de malla construida en GMS. **B.** Sección vertical del ajuste a malla rectangular.

Por ejemplo, para la realización de una malla rectangular en PyTOUGH por medio de los métodos de la *clase malgrids* es necesario especificar las dimensiones de cada bloque (largo, ancho y altura) y definir algunas propiedades como: la convención para nombrar los bloques, el origen de la malla, etc. A partir de esta información, usando los scripts de PyTOUGH pueden generarse los archivos

de entrada (ELEM y CONNE) para TOUGH2.

Se exportaron todos los datos ligados a las celdas de la malla de GMS en archivos de texto (los datos son almacenados en un vector), como el tipo de roca, las coordenadas X, Y y Z de los nodos de las celdas (para conocer las coordenadas de los nodos se usó la herramienta 3D scatter points). Los datos se procesaron en MATLAB R2017b para la construcción de la malla rectangular y acomodar la información de tal manera que sea asignada correctamente en PyTOUGH, ya que GMS almacena los datos de manera diferente.

La simulación se llevó a cabo implementando el módulo de la ecuación de estado EOS1 para agua pura de TOUGH2, para ello fue necesario especificar el estado termodinámico del sistema. Debido a la falta de información con respecto a valores de presión se realizaron varios intentos para construir las condiciones iniciales, entre ellos se tomó la temperatura promedio observada en cada capa de acuerdo con los registros de temperatura de los pozos perforados y usando las funciones propuestas por la Asociación Internacional para las Propiedades del Agua y Vapor 1997 (IAPWS-97) también implementadas en PyTOUGH se calculó la densidad del agua de acuerdo a la temperatura de cada capa, esto para construir condiciones de presión hidrostática. Por otro lado, a la capa superior del modelo se le impusieron condiciones atmosféricas.

El área propuesta para la simulación es muy pequeña, lo que implica que las condiciones de frontera laterales deben ser similares a las que presenta el modelo en su interior para no alterar el comportamiento natural del campo. TOUGH2 tiene una forma peculiar de tratar las condiciones de frontera, por ejemplo, una de las maneras para especificar una presión constante (condición de frontera tipo Dirichlet) es fijar el volumen de la celda que pertenece a la frontera a un valor muy grande (típicamente  $1.0E50$ ). Un volumen muy grande asegura que el estado del sistema en ese elemento se mantenga constante a pesar de la entrada o salida de fluidos (Finsterle, n.d.). Para las condiciones de tipo Neumann se asigna un flujo de masa o de calor a las celdas (fuentes o sumideros).

Una vez obtenidas las condiciones iniciales y establecidas las condiciones de frontera se deja correr el modelo hasta un estado estacionario, los resultados son extraídos y comparados con los datos medidos en campo (perfiles de temperaturas), si la diferencia es considerable entonces se modifican los valores principalmente de permeabilidades y porosidades, el proceso anterior se repite hasta lograr casi la reproducción de los datos medidos. A lo anterior se le conoce como calibración del modelo o solución de un problema inverso.

## Capítulo 5

# Estudios Geocientíficos

El campo geotérmico Cerritos Colorados (CC) se ubica en la porción oeste del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) a 20 km al oeste de la ciudad de Guadalajara, Jalisco. El campo es adyacente a tres sistemas estructurales: el Graben de Colima, el Graben de Chapala y el Graben de Tepic-Zacoalco con orientación N-S, E-O y NO-SE respectivamente (ver Figura 5.1).

El campo geotérmico CC yace en el complejo volcánico riolítico de la Sierra de La Primavera (SLP) dentro de una caldera volcánica con diámetro alrededor de 11 km. La caldera está conformada por flujos de lava, flujos piroclásticos (Toba Tala) y pómez de caída aérea, sedimentos lacustres y domos de composición riolítica y vítrea de diámetros irregulares (2-5 km) y elevaciones entre los 1,550 y 2,200 m.s.n.m. (Palma-Pérez, 1992).

Las manifestaciones superficiales en la SLP como fumarolas, manantiales calientes ( $> 65^{\circ}\text{C}$ ) y zonas de alteración hidrotermal son indicios de la existencia de un sistema geotérmico hidrotermal. El personal técnico de Comisión Federal de Electricidad (CFE) comenzó desde la década de los 70's los estudios exploratorios (Sánchez-Velasco, 2003), identificando tres zonas con posible recurso geotérmico: Cerritos Colorados-La Azufrera, Río Caliente y Las Planillas (ver Figura 5.8). Se

perforó un pozo exploratorio (RC-1) en el área de Río Caliente, demostrando que su actividad hidrotermal es marginal a la de Cerritos Colorados-La Azufrera. Poco después de la iniciación de las actividades de exploración, México firmó un convenio con el JICA (Japanese International Cooperation Agency) con el propósito de realizar en conjunto estudios geológicos, geoquímicos, geofísicos, mapas de alteración hidrotermal y mediciones en pozos ya perforados.

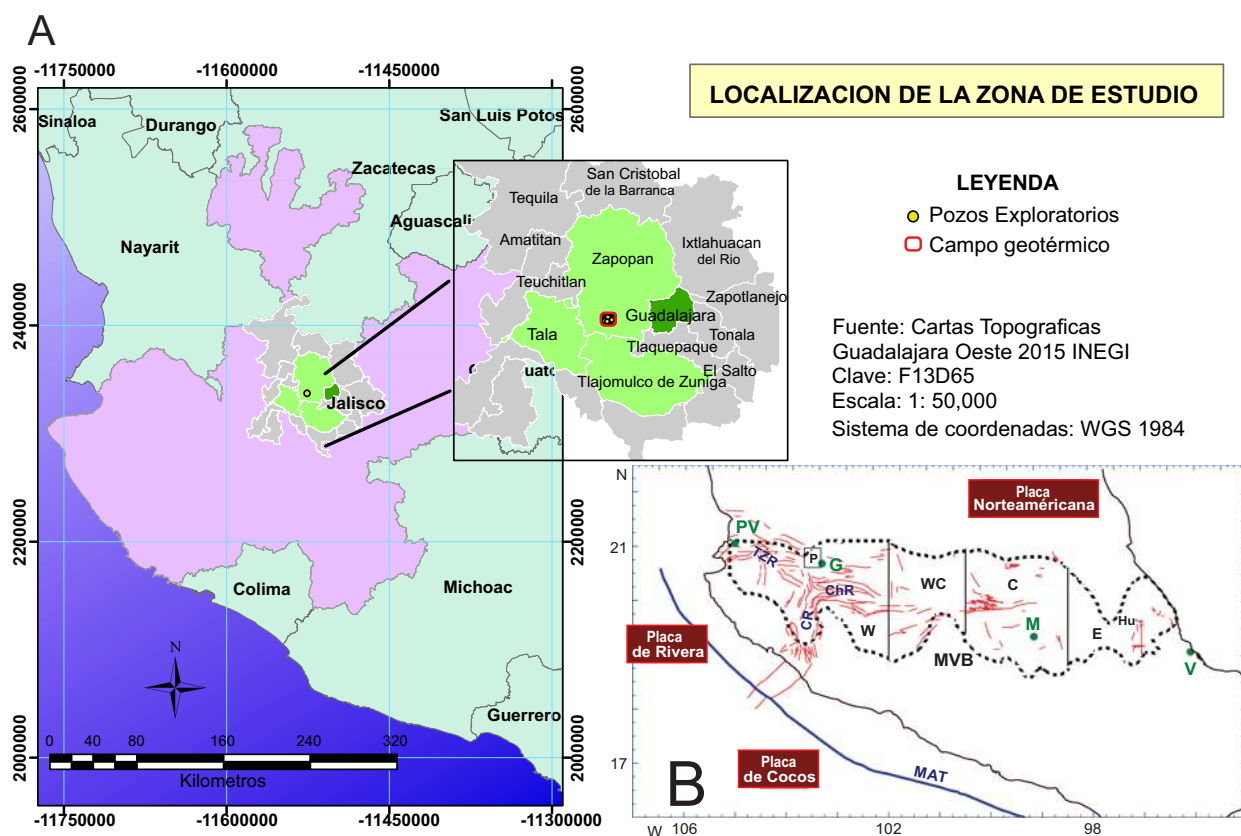


Figura 5.1: Localización del campo geotérmico Cerritos Colorados.

A. Localización geográfica del campo geotérmico Cerritos Colorados.

B. Localización de la caldera volcánica La Primavera (P), Jalisco, dentro del Cinturón Volcánico Mexicano (siglas en inglés MVB). TZR: graben Tepic-Zacoalco; CR: graben Colima; ChR: graben Chapala; PV: Puerto Vallarta; V: Veracruz; G: Guadalajara; M: Ciudad de México; Hu: Caldera Los Humeros; W, WC, C y E: oeste, centro-oeste, centro y este respectivamente del CVTM. Principales fallas y fracturas geológicas y la subdivisión del CVTM (imagen de Verma et al., 2012).

Entre los años de 1980 y 1988 se perforaron 13 pozos: RC-1, PR-1, PR-2, PR-4, PR-5, PR-7, PR-8, PR-9, PR-10, PR-11, PR-12, PR-13 y PI-1. El pozo PR-7 fue abandonado a una profundidad de 1,386 m, mientras que los pozos PR-4 y PR-5 no alcanzaron el yacimiento pues se dieron grandes pérdidas de circulación de fluidos (Santoyo-Gutiérrez et al., 1991) en la formación Toba Tala , el pozo PR-10 se contempla como un pozo fallido por problemas también en su perforación.

A continuación se presentan los resultados recopilados de los estudios geológicos, geofísicos y geoquímicos para la caracterización del modelo conceptual, así como una breve descripción de la formación de la caldera.

## 5.1. Historia geológica de La Caldera de La Primavera

La historia eruptiva en la Sierra de La Primavera comienza hace aproximadamente 145,000 años (Mahood, 1980) con la primera erupción de lavas formando domos riolíticos que afloran en zonas de Río Salado, Cañón de Las Flores y Mesa El León (ver Figura 5.15). La actividad volcánica prosiguió hace 95,000 años con una serie de erupciones explosivas que dieron lugar a la expulsión masiva de flujos piroclásticos (Toba Tala) equivalente a un volumen de 20 km<sup>3</sup> cubriendo un área de 700 km<sup>2</sup> (Mahood, 1980). La súbita evacuación de material resultó en el colapso del techo de la cámara magmática, creando una caldera casi circular; la expresión superficial de esta fase son una serie de fallas y fracturas anulares que limitan la caldera. Poco después, la caldera fue llenándose de agua logrando formar un lago en donde se depositaron los sedimentos lacustres sobresaliendo un horizonte de “pómez gigante”. Posteriormente siguió el emplazamiento de los domos en la parte central de la caldera (el domo Mesa el Nejahuete y el Cerro Alto). La sedimentación aluvial fue interrumpida en ese momento, sin embargo, continuó y terminó hace aproximadamente 75,000 años cuando surgieron los emplazamientos de nuevos domos en forma de anillos en el margen S-SE de la caldera (Maciel-Flores y Rosas-Elguera, 1992), suceso al que se le atribuye el levantamiento de la parte central de la Sierra de La Primavera y el que generó la topografía actual de la Sierra. Los domos más recientes son El Tajo y El Colli cuyo fechamiento por K/Ar dan una edad de 27,000 y 30,000 años.

## 5.2. Estudios Geológicos

De acuerdo con varios autores (Mahood, 1980; JICA, 1989; Maciel-Flores y Rosas-Elguera, 1992; Gutiérrez-Negrín et al., 2002; Pandarinath y Domínguez-Domínguez, 2015, etc.) las unidades litoestratigráficas reconocidas en la zona son las que se muestran en la Tabla 5.1.

El JICA (1989) y Yokoyama y Mena (1990) mencionan que la formación Toba Tala (flujos piroclásticos) está dividida en más de 11 unidades de flujo, en su parte intermedia esta roca está muy consolidada siendo muy densa al contrario de su parte inferior y superior que no es soldada.

Tabla 5.1: Unidades litoestratigráficas presentes en el campo geotérmico CC.

Litología	Período	Época	Evento Geológico	Características
Sedimentos lacustres y depósitos de pómez	Cuaternario	Holoceno <30,000 años	Post-Caldérico	Presenta un espesor promedio de 33 m.
Flujos piroclásticos (Toba Tala)		Pleistoceno 90,000-30,000 años	Caldérico	Presenta un espesor de 366 m. Alta permeabilidad.
Flujos de lava riolítica		Pleistoceno 120,000 años	Pre-Caldérico	Presenta un espesor promedio de 64 m. Actúa como capa sello.
Flujos de lava Tobas líticas	Terciario	Pleistoceno 120,000 años	Probablemente el basamento del CVTM	Tiene un espesor promedio de 2,317 m. Albergan los fluidos geotérmicos. Se le atribuye una permeabilidad de tipo secundario.
Flujos de lava		Mioceno-Plioceno >5 millones de años		
Lavas de composición basáltica a andesítica				
Rocas ígneas de composición granítica a granodiorítica		Oligoceno	Magmatismo	Se le considera el basamento.

### 5.2.1. Fallas y Fracturas en la Zona

Mahood (1980) y López-Hernández (1991) mencionan que el sistema de fallas superficial (principalmente con dirección NE-SO) es ajeno a las tendencias regionales, por lo que su origen se atribuye a algún proceso magmático ya sea por el colapso o levantamiento de la caldera, señalando que todas las fallas comienzan y terminan en las inmediaciones del complejo volcánico.

Las siguientes fallas son las más antiguas, tienen una traza circular y son asociadas al colapso caldérico (ver Figura 5.2) (Mahood, 1980):

- La *Falla del Anillo Caldérico*, el límite de esta falla puede ubicarse al oeste de Río Caliente, cortando los domos de El Salado y Cañón de las Flores, así continua hacia el norte con poca expresión topográfica y sólo 5 km de longitud.
- La *Falla Río Caliente* tiene una traza arqueada que coincide prácticamente con la Falla del Anillo Caldérico, con aparente vinculación al levantamiento de la caldera, extendiéndose aproximadamente 8 km al suroeste de La Venta del Astillero hasta el Cerro el Pedernal.
- La *Falla El Nejahuete*, este sistema de fallas desarrolla un arco suave, cóncavo que se extiende desde el Cerro el Alto hasta el sur del Cerro el Tule, perpendicular a la traza de la falla está el graben Cerritos Colorados con una longitud de 2 km y un ancho de 0.5 km con desnivel aproximado de 40 m.
- La *Falla La Gotera* puede observarse en el margen noreste de la caldera en forma de arco de 13 km de longitud y un escarpe irregular de 10 a 20 m, que va desde el domo El Colli hasta el este de la población La Gotera.

Las manifestaciones termales dentro del área están vinculadas a alguna de las estructuras antes mencionadas, es decir, los manantiales emergen en la periferia de la caldera en las fallas Río Caliente y La Gotera. Fumarolas aparecen en el graben Cerritos Colorados en la falla Mesa El Nejahuete, donde hay lugares altamente alterados por la acción del ácido sulfúrico, al suroeste del graben en un área conocida como Las Barrancas cientos de pequeñas fumarolas son emanadas y aproximadamente a 1 km al norte en La Azufrera se encuentran fumarolas que depositan sulfuro. En el Cerro las Planillas también existe la emanación de fumarolas (ver Figura 5.2) (Mahood et al., 1983).

La Figura 5.2 muestra la geología del área de estudio, así como las manifestaciones hidrotermales (manantiales termales y fumarolas) y la ubicación de los pozos que han sido perforados.



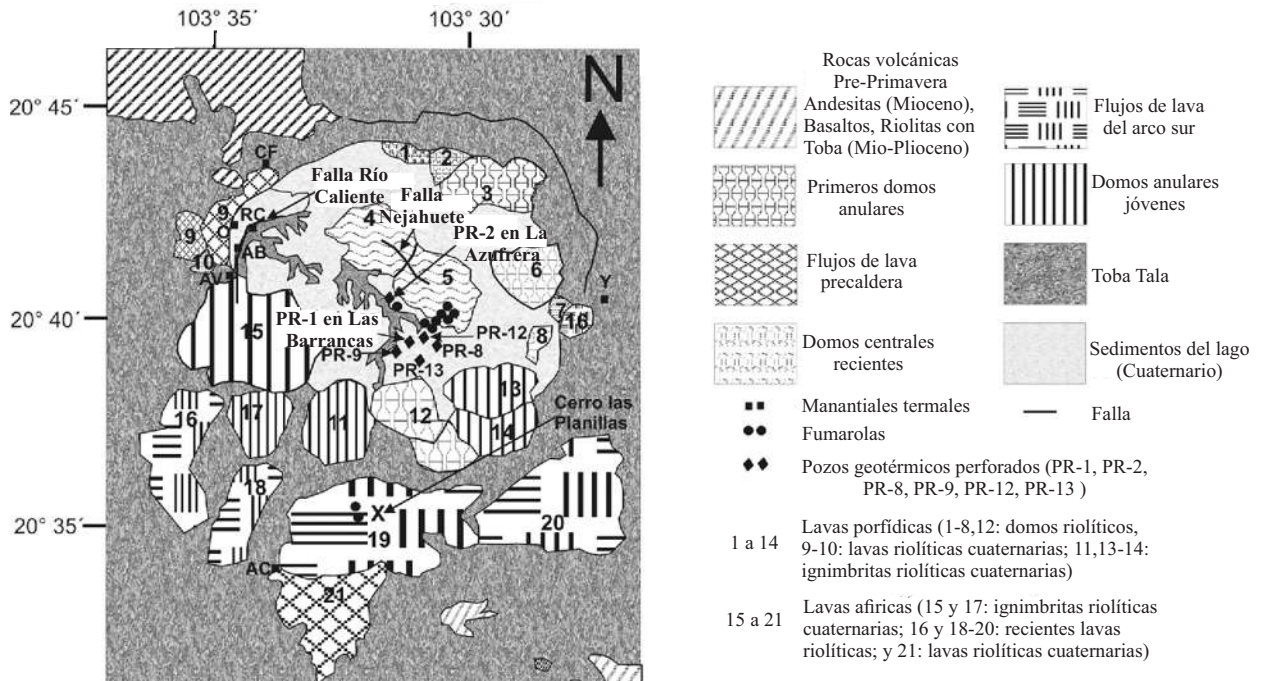


Figura 5.2: Mapa geológico, localización de manifestaciones hidrotermales y pozos geotérmicos perforados.

O = Orfanato, RC = Río Caliente, AB = Agua Brava, AV = Arroyo Verde, AC = Agua Caliente, CF = Cañón de las Flores, Y = Yuca Trailer Park. **1** = Domo Pinar de La Venta, **2** = Domo arroyo La Cuartilla, **3** = Domo Mesa La Lobera, **4** = Domo Cerro El Alto, **5** = Domo Mesa El Nejahuete, **6** = Cerro El Chapulín, **7** = Domo Dos Coyotes, **8** = Domo Arrollo Las Pilas, **9** = Flujo Cañón de Las Flores, **10** = Domo Río Salado, **11** = Domo Cerro El Culebreado, **12** = Cerro El Tule, **13** = Domo Arrollo Ixtahuatonte, **14** = Domo La Cuesta, **15** = Centro Cerro El Pederal, **16** = Centro Cerro San Miguel, **17** = Domo La Puerta, **18** = Flujo Llano Grande, **19** = Centro Cerro Las Planillas, **20** = Centro Cerro El Tajo, **21** = Grupo Arroyo Saucillo. (Mapa tomado de Pandarinath y Domínguez-Domínguez, 2015).

El estudio estructural local señala que el levantamiento de la caldera no fue homogéneo ni en una sola etapa, siendo más intenso en donde la densidad de fallas y fracturas es más grande, es decir, en la zona conocida como Cerritos Colorados (CC). Estas fallas son de poca longitud no excediendo los 2 km con desplazamientos pequeños (un promedio de 7 m), la dirección predominante es NE-SO y en segundo lugar es NO-SE con una penetrabilidad en las estructuras subyacentes alrededor de 1 km (JICA, 1989; López-Hernández, 1991).

El JICA (1989) elaboró un mapa de fallas en la zona donde se encuentran los pozos exploratorios, con escala 1:2,000. Las estructuras predominantes son fallas normales con tendencia NE-SO que a su vez son interceptadas por fallas transformantes con una orientación NO-SE (como se mencionó anteriormente). La Figura 5.3 es el mapa elaborado por el JICA, las líneas de color beige son las fallas cartografiadas y las circunferencias amarillas son los pozos exploratorios.

El JICA (1989) y Gutiérrez-Negrín et al. (2002) identificaron en núcleos de pozos un sistema de fallas y fracturas a profundidades mayores a 1,000 m con una tendencia NO-SE (dirección diferente a la que se observa en fallas superficiales) que afecta las rocas que son consideradas como una unidad del basamento del CVTM (ver Tabla 5.1), estos autores mencionan que existe la posibilidad de que este sistema de fallas y fracturas conecten con algunas estructuras en superficie.

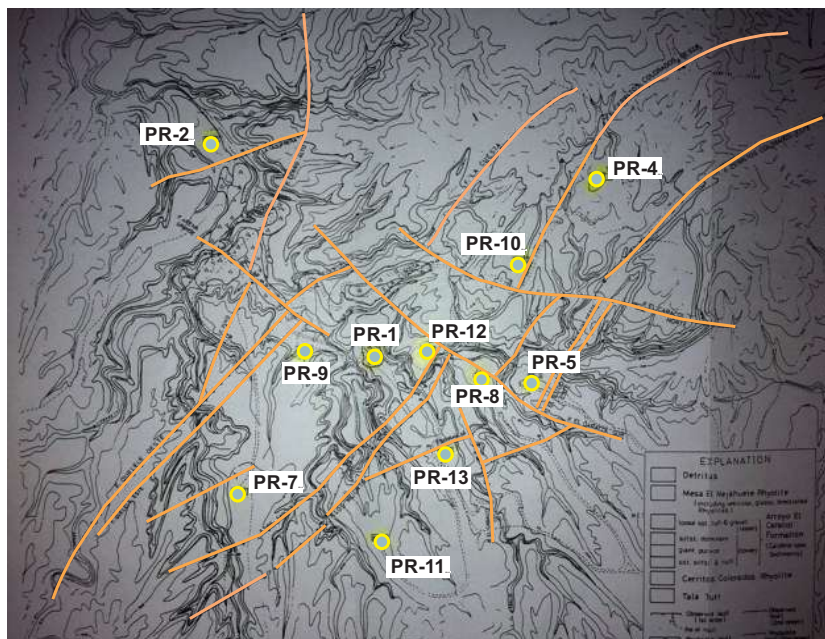


Figura 5.3: Mapa de fallas presentado en el informe de JICA, 1989. Las fallas se remarcaron de color beige y las circunferencias amarillas simbolizan la ubicación de los pozos exploratorios.

## 5.3. Estudios Geofísicos

Los estudios de prospección geofísica son un apoyo indispensable para inferir la estructura del subsuelo y delimitar la zona de ascenso de fluidos midiendo algunas propiedades físicas de las rocas, como puede ser la densidad, la velocidad de propagación de ondas, la resistividad o conductividad del suelo y/o subsuelo, la susceptibilidad magnética, etc.

### 5.3.1. Gravimetría

En 1984 el JICA y CFE efectuaron un estudio gravimétrico a escala regional que incluye la SLP y a una escala local centrado únicamente en el área de la caldera. Uno de los propósitos de la cobertura regional fue establecer la relación entre el basamento en el campo geotérmico CC y su afloramiento fuera del área de estudio. Se llevaron a cabo medidas de densidades en varias muestras de rocas de diferentes tipos recolectadas de afloramientos y núcleos, algunas se seleccionaron para la corrección de Bouguer. Los resultados fueron:

- La caldera se caracteriza por una anomalía negativa de Bouguer con un rango entre -109 mgal a -126 mgal. El valor más grande dentro del rango anterior, se localiza en el noroeste de la caldera mientras que el mínimo valor se registra en el centro.
- La anomalía negativa de Bouguer es interrumpida por máximos gravimétricos en la parte central y suroeste de la caldera, correlacionándolos con cuerpos densos y superficiales (2-3 km de profundidad) que son atribuidos al levantamiento (resurgencia de la caldera) del basamento intrusivo (JICA, 1989; Palma-Pérez, 1992).
- La distribución de gradientes asociados a mínimos y máximos gravimétricos definen alineamientos estructurales con dirección NO-SE, NE-SO y E-O, lo cual coincide con el patrón de fracturamiento superficial.
- El mapa regional de la anomalía de Bouguer muestra que la región ocupada por el basamento y el sistema Terciario están tipificadas por estructuras con tendencia NO-SE o N-S. Por lo

que, esta estructura se infiere que es dominante en las rocas del basamento y rocas terciarias (ver Tabla 5.1) debajo de las manifestaciones termales.

Alatorre-Zamora y Campos-Enríquez (1992) mencionan que la estructura subsuperficial de la caldera es asimétrica, por un lado, en la mitad norte de la caldera existe una depresión pronunciada; hacia el sur, las unidades basamentales están afectadas por lineamientos NO-SE y presenta un alto estructural en forma de boomerang, lo cual, es característica principal de las unidades geológicas debajo de la caldera. La Figura 5.4 es un modelo 3D de la estructura del basamento, construido con el procesamiento digital de datos gravimétricos.

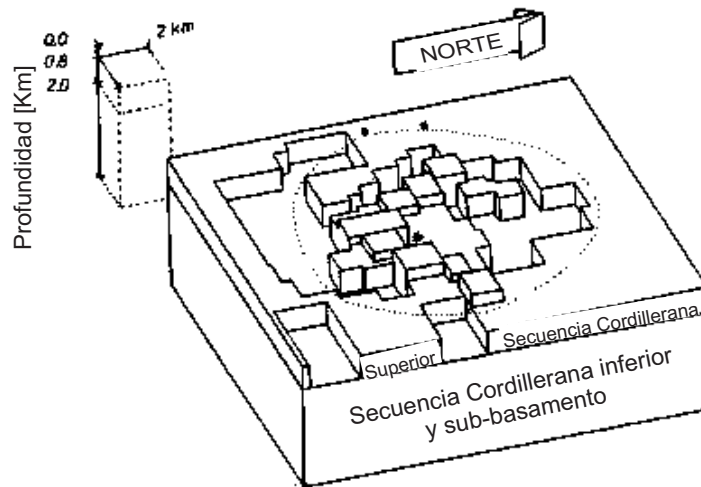


Figura 5.4: Esquema 3D de la topografía del basamento de la caldera La Primavera (Alatorre-Zamora y Campos-Enríquez, 1992). Los límites de la caldera están indicados de manera aproximada y la localización de la zona de producción es marcada por un asterisco (\*). La densidad media de la roca es de  $2.39 \text{ g/cm}^3$ .

Yokoyama y Mena (1990) interpretan las dos anomalías negativas gravimétricas dentro de la caldera (ver Figura 5.5) como dos depresiones en forma de embudo a una profundidad estimada de 1.4 y 0.9 km respectivamente, suponiendo un respiradero para eyección piroclástica en la parte inferior de cada una de las depresiones aunque no se han encontrado evidencias directamente.

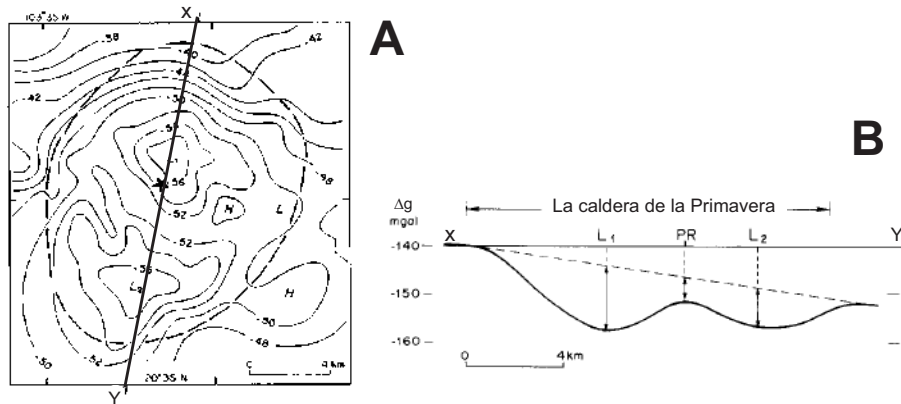


Figura 5.5: Estudio gravimétrico por Yokoyama y Mena (1990).

A. Anomalía gravimétrica de Bouguer. El asterisco representa el respiradero de la Toba Tala.

B. Perfil gravimétrico de la caldera de La Primavera a lo largo de la línea XY de la imagen A. PR representa la ubicación de los pozos perforados, L<sub>1</sub> y L<sub>2</sub> señalan las anomalías negativas. La línea punteada indica la anomalía regional.

### 5.3.2. Sismología

Los estudios de sismica pasiva se llevaron a cabo en Mayo de 1978 (Mahood, 1980), instalándose 12 estaciones en toda la SLP para determinar zonas de alta microsismicidad. Se reportaron sectores con una intensidad sísmica que va de moderada a alta (Palma-Pérez, 1992) al SO de la caldera ( $\sim 150$  km). Los resultados mostraron que las ondas P son severamente atenuadas en relación con las ondas S dentro de la caldera, la rápida variación (inferior a 0.2 segundos) indica que la región a profundidad responsable para tales efectos no va más allá de 1-2 km de profundidad.

La atenuación más grande se reportó cerca de Cerritos Colorados-La Azufrera inmediatamente en la emanación de fumarolas. Jones et al. (1980) demostraron que la alta atenuación de las ondas P en relación con la atenuación de las ondas S es el diagnóstico de una roca parcialmente saturada, es decir, existe una mezcla de agua y vapor en los poros de la roca (saturación de agua ( $s_w$ )  $\approx 95\%$ ).

Mendoza-Garcilazo (1982) apoya la idea de que la fuente de calor en la caldera se deba a paquetes de magma atrapados cerca de la superficie a causa de que:

- Las áreas delineadas con el análisis cualitativo de señales regionales están restringidas. El efecto de atenuación se limita a pequeñas áreas dispersas en la caldera y no como una área continua.
- Los eventos sísmicos asociados a los enjambres registrados en la SLP se asocian a zonas de intrusiones magmáticas recientes y pueden deberse a fracturamiento hidráulico inducido por una fuente de calor cercana.
- La mejor explicación para una fuerte disminución en la frecuencia dominante de ondas S de eventos regionales es que han cruzado zonas de roca parcialmente fundida.

### 5.3.3. Magnetometría

El modelamiento de los datos adquiridos del estudio magnetométrico muestran cuerpos de alta susceptibilidad magnética dentro y fuera de la caldera. Algunos cuerpos alineados en dirección NO-SE al sur de la caldera están relacionados al sistema estructural NO-SE.

Existe una notable depresión magnética desde el Cerro El Alto hasta el norte del domo Las Planillas, lo cual puede deberse a la concentración de material volcánico (flujo de lavas riolíticas y productos piroclásticos) favorecido por un amplio descenso del basamento granítico (Palma-Pérez, 1992).

### 5.3.4. Resistividad

Para llevar a cabo el estudio magnetotelúrico (MT) el JICA instaló 54 estaciones alrededor de las manifestaciones termales dentro de Cerritos Colorados. A cierta profundidad se construyeron mapas de resistividad horizontal (Figura 5.6), en los cuales destacan las siguientes observaciones:

- En el perfil de 1,500 m.s.n.m existen reducidas áreas que presentan un mínimo resistivo ( $< 5 \Omega \cdot m$ ) contrastadas por un alto valor a su alrededor. El valor resistivo es afectado por el alto grado de alteración y saturación de agua en las rocas (JICA, 1989).

- En el perfil elaborado a 1,000 m.s.n.m puede visualizarse casi en toda el área de estudio un valor de baja resistividad (alrededor de  $2 \Omega \cdot m$ ) contrastado por pequeñas zonas con anomalías de alta resistividad.
- Al nivel del mar el perfil muestra un rango de resistividad entre  $5-20 \Omega \cdot m$ , esto se atribuye a la presencia de fluido geotérmico. Al sur de los pozos PR-1 y PR-8 existe una anomalía de baja resistividad ( $2-5 \Omega \cdot m$ ).
- A -500 m.s.n.m es posible observar el mismo patrón resistivo que el perfil anterior, apareciendo de nuevo la anomalía de baja resistividad. La anomalía coincide con la zona del levantamiento y el ascenso del fluido.
- En el perfil elaborado a -3,000 m.s.n.m predomina un valor resistivo elevado sobre la parte este del área, pero aún puede observarse la anomalía de baja resistividad presente en los dos perfiles anteriores. El JICA (1989) menciona que estos hechos sugieren la inexistencia de fracturas en zonas de alta resistividad, dicho de otra manera, no existen fluidos geotérmicos en esta región.

El JICA (1989) también elaboró perfiles 1D de resistividad vertical que muestran una estructura formada por tres capas eléctricas, la capa superficial presenta alta resistividad, la capa intermedia se distingue por una baja resistividad y la capa más profunda tiene una resistividad elevada.

En el perfil 2D de resistividad vertical de la Figura 5.7 **A** puede observarse una anomalía de baja resistividad a poca profundidad alrededor de los pozos PR-1 y PR-8, así como una capa horizontal continua de baja resistividad (entre  $5-50 \Omega \cdot m$ ).

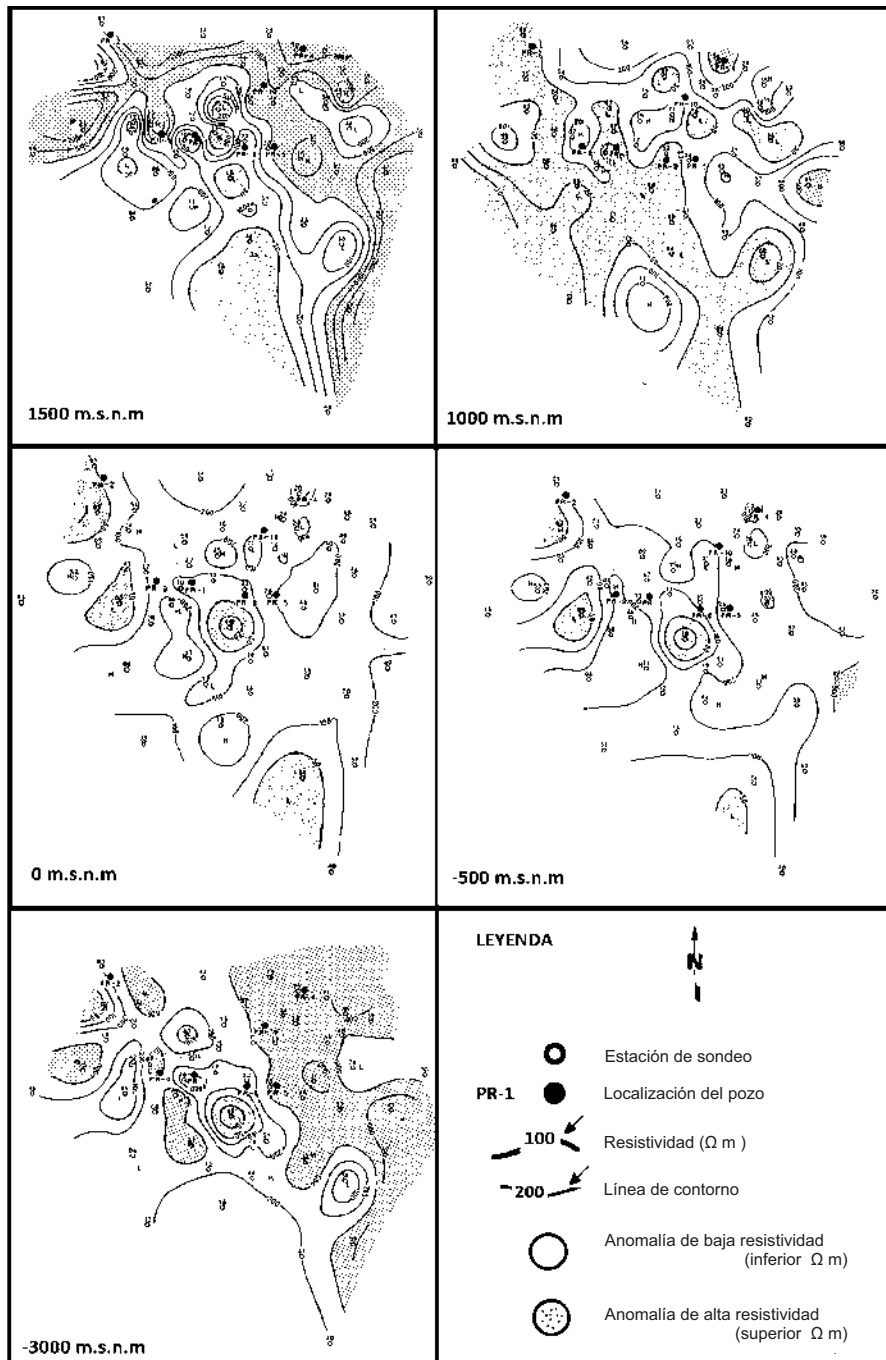


Figura 5.6: Mapas de resistividad horizontal a diferentes altitudes (imagen modificada de JICA, 1989).



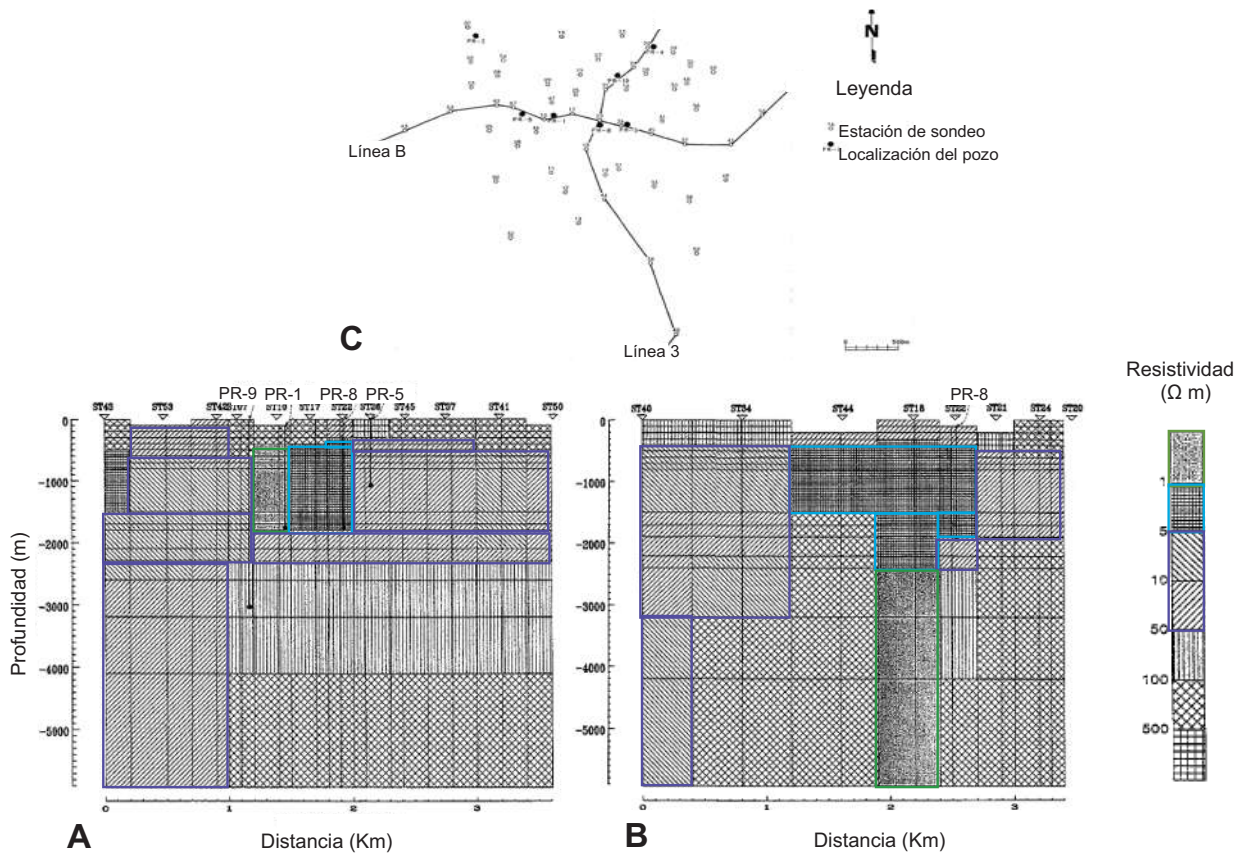


Figura 5.7: Mapas de resistividad vertical 2D (imagen modificada de JICA, 1989).

A. Perfil 2D de resistividad vertical en la línea B.

B. Perfil 2D de resistividad vertical en la línea 3.

C. Mapa de localización de las estaciones de sondeo para el estudio MT y las líneas a través de las cuales realizaron los perfiles.

En el perfil de la Figura 5.7 B puede apreciarse un dominio estrecho con una anomalía de baja resistividad que va disminuyendo con la profundidad llegando a ser inferior a  $1 \Omega \cdot m$ .

La zona de Río Caliente presentó una anomalía resistiva, es por ello que se eligió como un sitio para la perforación de un pozo (RC-1), no obteniendo resultados favorables puesto que exhibió bajas temperaturas a profundidad (Sánchez-Velasco, 2003). Esta área parece ser una zona de descarga de los fluidos geotérmicos.

La Figura 5.8 es un mapa que señala la ubicación de las anomalías de algunos estudios geofísicos.

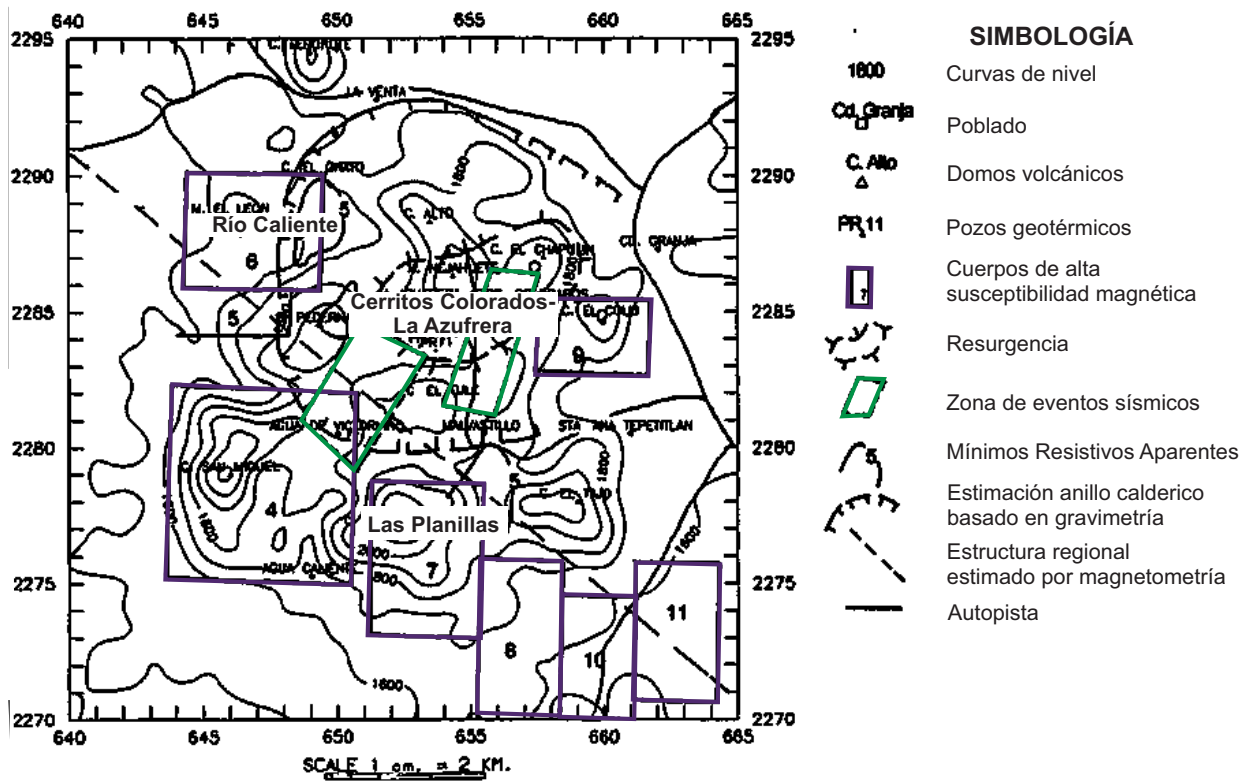


Figura 5.8: Mapa con anomalías geoelectricas y zonas con eventos sísmicos en la caldera de La Primavera (Palma-Pérez, 1992).

### 5.3.5. Potencial Espontáneo

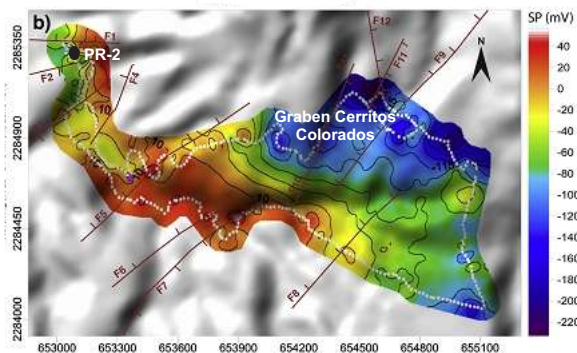


Figura 5.9: Mapa de potencial espontáneo (imagen modificada de Bolós et al., 2018).

El estudio se llevó a cabo para conocer la relación entre el sistema estructural y la circulación de los fluidos dentro del campo geotérmico CC (Bolós et al., 2018). El mapa de potencial espontáneo obtenido del estudio marca dos grandes áreas con un comportamiento diferente, esto es, alrededor del pozo PR-2 donde existen fumarolas con una temperatura alrededor de 90°C se señala como una zona de circulación de fluido geotérmico conducido a la superficie a través de estructuras que permiten un rápido ascenso (anomalías positivas del potencial), mientras que los valores obtenidos cerca del graben Cerritos Colorados apuntan a que esta zona actúa como área de recarga (valores negativos del potencial) de agua meteórica, pese a que se produce una importante alteración hidrotermal asociada a la actividad fumarólica. La temperatura de las fumarolas que rodean el graben CC es inferior a las del área de PR-2.

## 5.4. Estudios Geoquímicos

Los métodos geoquímicos han desempeñado un papel importante en la prospección preliminar de los recursos geotérmicos desde principios de los años sesenta. La química de las aguas y gases geotérmicos contiene información importante sobre la hidrología del campo y las condiciones en el reservorio.

### 5.4.1. Concentración de Mercurio

El JICA (1989) recolectó 272 muestras en suelo para realizar el análisis de la concentración de mercurio, la distribución y ubicación de las muestras puede observarse en la Figura 5.10.

Las muestras de la parte este presentan alta concentración de mercurio (>70 ppb), mostrando particularmente una tendencia NE-SO (Figura 5.10-B). Lo anterior es atribuido a que el mercurio es aportado por el fluido de la subsuperficie de origen volcánico que asciende a través de fracturas con la misma orientación. Las muestras con una menor concentración pueden deberse a una acumulación gradual en los poros de la formación.

Las altas concentraciones de mercurio y fumarolas alrededor del pozo PR-2 evidencian una discontinuidad y una distribución aislada comparada con el lado este a pesar de que no existen fracturas a gran escala alrededor del pozo (JICA, 1989).

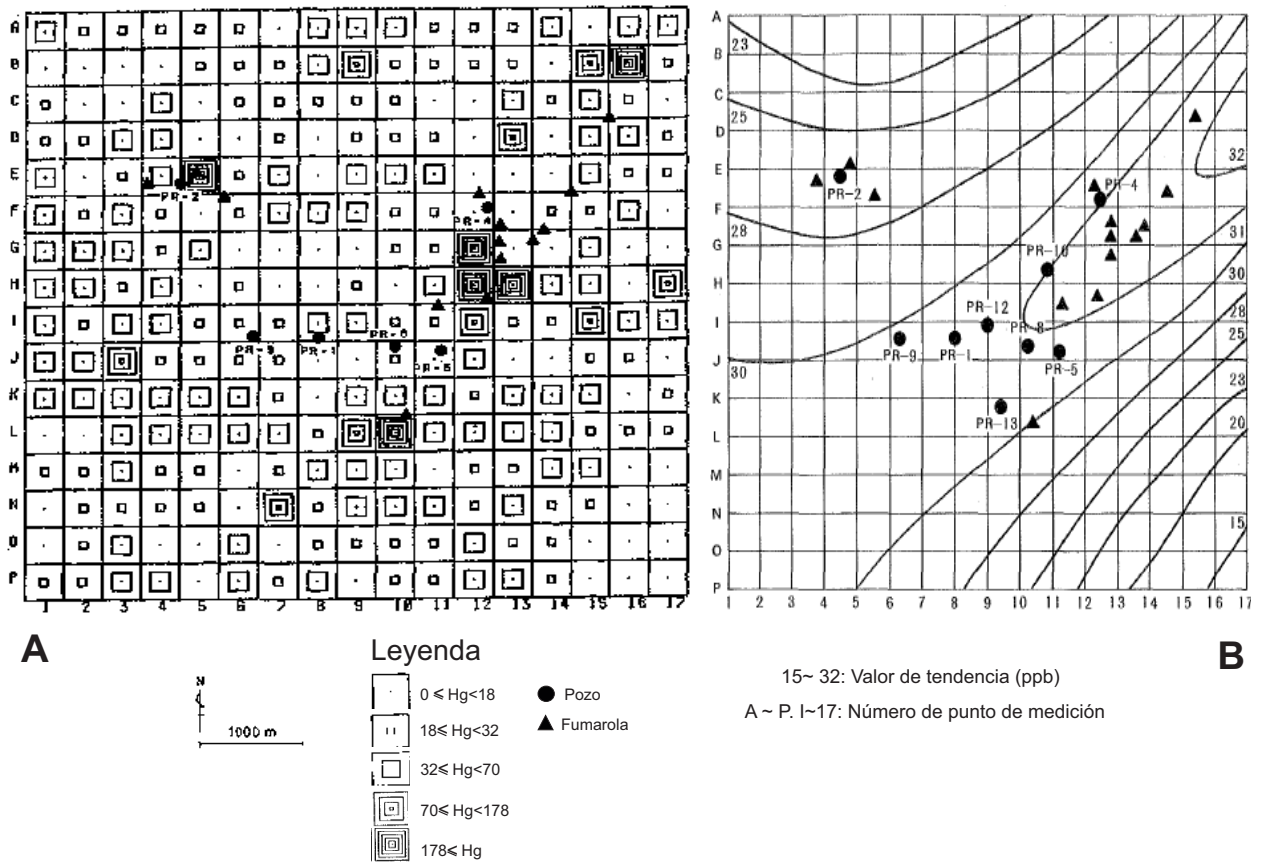


Figura 5.10: Análisis de la concentración de mercurio (imagen modificada de JICA, 1989).

A. Concentración de mercurio en cada punto muestreado.

B. Tendencia de la concentración en A.

#### 5.4.2. Entalpía y Concentración de Cloro

La Figura 5.11 muestra la relación existente entre la entalpía y el contenido de cloro en muestras de agua tomadas del fondo de algunos pozos perforados (PR-1, PR-2, PR-4, PR-5, PR-8 y PR-9,

PR-12 y PR-13). Las muestras de los pozos PR-1, PR-8, PR-9, PR-12 y PR-13 son de agua caliente dentro del reservorio antes de que exista una separación de fases en el fluido (ver Figura 5.11 B); los datos pueden ajustarse a una línea recta ( $h = 56.9 + 0.397 \times Cl$ ) exhibiendo un mecanismo de mezcla entre agua de una elevada temperatura con agua superficial de baja temperatura dentro del reservorio.

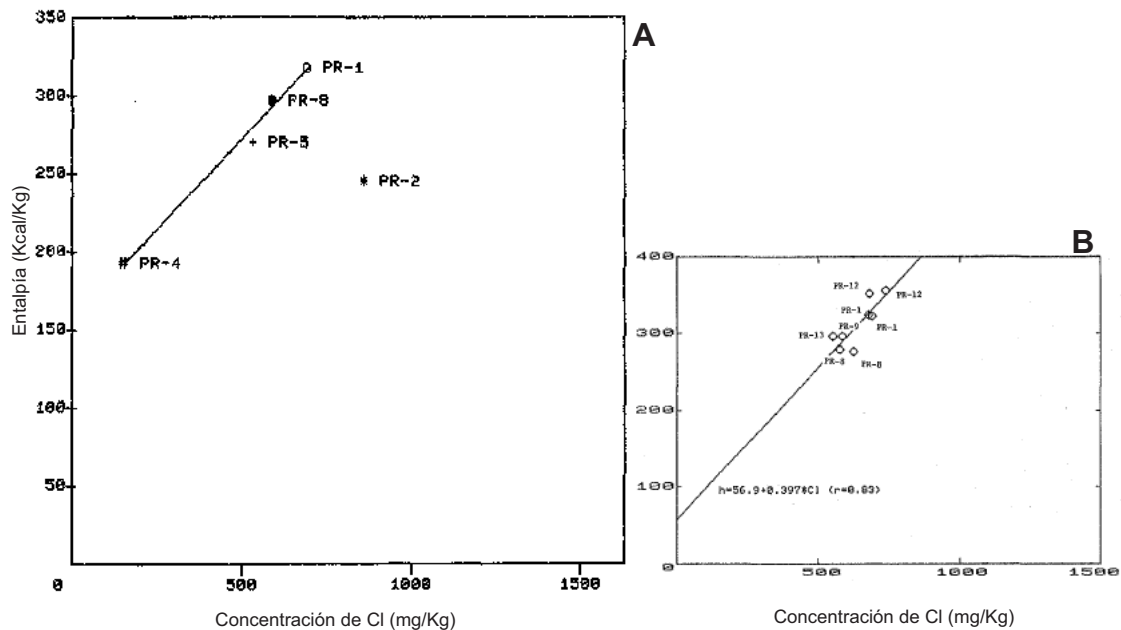


Figura 5.11: Relación entre la entalpía y la concentración de cloruro en muestras de aguas a profundidad en algunos pozos (tomado de JICA, 1989).

La entalpía y la concentración de cloro en el pozo PR-4 es comparablemente inferior a los demás pozos (ver Figura 5.11 A), posiblemente como consecuencia de que no alcanzó el reservorio geotérmico y puede ser influenciado fuertemente por la mezcla de agua superficial. Sin embargo, los datos pueden ser ajustados a una línea recta tomando en cuenta los valores medidos en el pozo PR-1, PR-5 y PR-8. El ajuste sugiere que el agua caliente del pozo PR-8 y PR-5 fluye hacia PR-4, lo anterior es respaldado por la existencia de fracturas con una tendencia NE-SO. Las características químicas del agua caliente del pozo PR-2 son diferentes a las muestras extraídas de los otros pozos (JICA, 1989).

### 5.4.3. Concentración de Boro y Cloro

La relación entre el contenido de boro y cloro en los pozos (ver Figura 5.12) indica características químicas homogéneas dentro del reservorio sobre una área muy amplia, la cual, esta controlada por una mezcla de agua caliente de alta salinidad con agua superficial conteniendo pocos componentes disueltos. El radio uniforme de boro y cloro manifiesta el hecho de que no ha existido una separación de fases (vapor y líquido) en la formación (JICA, 1989).

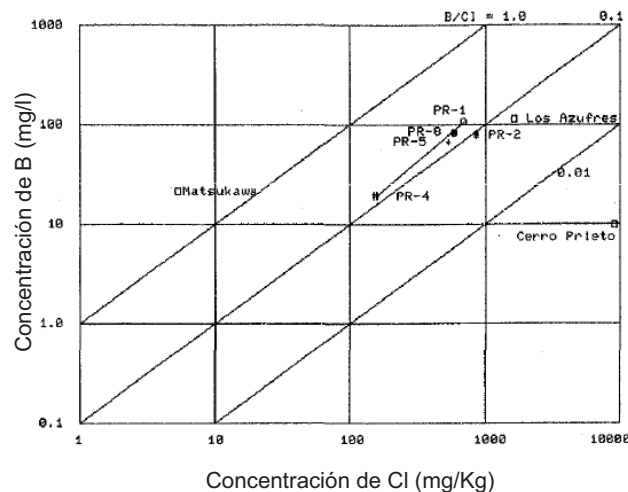


Figura 5.12: Relación entre la concentración de boro y cloro en muestras de aguas en pozos del campo geotérmico CC. Así como las concentraciones encontradas en los campos geotérmicos Cerro Prieto y Matsukawa. (Imagen tomada de JICA, 1989).

La Figura 5.12 compara las mediciones de concentración de boro y cloro encontrada en los pozos del campo geotérmico CC con las concentraciones encontradas en campos geotérmicos de Cerro Prieto (depósito de salmuera) y Matsukawa (reservorio de vapor dominante).

Cabe señalar que el radio de B/Cl en el pozo PR-2 difiere con las mediciones de los otros pozos, el resultado de este estudio también concuerda con los anteriores (JICA, 1989).

#### 5.4.4. Geotermometría

La estimación de la temperatura del fluido en los pozos PR-1, PR-8, PR-12 y PR-13 (JICA, 1989) se realizó con cuatro tipos de geotermómetros. Los resultados pueden observarse en la Tabla 5.2. Si bien, la temperatura medida al fondo de cada pozo mencionado fue de 299°C, 235°C, 318°C y 280°C respectivamente, la diferencia entre las temperaturas estimadas y la medida en el pozo PR-8 lo atribuyen a la separación de fases del fluido dentro de la formación.

Maciel-Flores y Rosas-Elguera (1992) estimaron la temperatura del fluido de los pozos PR-1, PR-12, PR-8 y PR-9 usando el geotermómetro de Na/K, obteniendo resultados similares a los de JICA (1989). Para el pozo PR-9 la temperatura estimada fue de 287°C.

Tabla 5.2: Geotermómetros químicos (JICA, 1989).

<b>Geotermómetros (°C)</b>				
Pozo	Cuarzo con pérdida máxima de vapor	Na/K (Fournier)	Na/K (Truesdell)	Na-K-Ca
PR-1	>288	301	299	297
PR-8	>274	263	247	280
PR-12	>308	322	330	270
PR-13	>278	269	255	236

#### 5.4.5. Composición Isotópica de Agua Geotérmica y Manantiales Termales

La composición isotópica de los manantiales termales (Figura 5.13) alrededor del campo geotérmico CC tienen tendencia hacia la línea del agua meteórica, mientras que la composición en los pozos cambia hacia valores positivos de oxígeno 18 ( $^{18}\text{O}$ ). Esto es característico de aguas térmicas que han experimentado un intercambio isotópico a altas temperaturas con oxígeno en las rocas (Mahood et al., 1983).

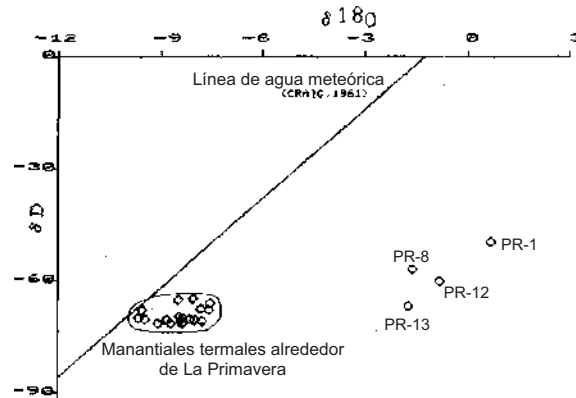


Figura 5.13: Composición isotópica de los manantiales termales. La imagen fue tomada de JICA (1989).

#### 5.4.6. Composición Química de las Manifestaciones Termales

Los estudios químicos del agua de los manantiales de la SLP y algunos pozos perforados dentro de la caldera (Figura 5.15) realizados por Mahood et al. (1983) y Pandarinath y Domínguez-Domínguez (2015), clasifican a los manantiales como del tipo bicarbonato-sódico, casi neutrales en condiciones que van de un parcial a ningún equilibrio químico. Mientras que el agua de pozos geotérmicos perforados son del tipo clorurada-sódica (excepción del pozo PR-2) en parcial o equilibrio químico (Figura 5.14 y Tabla 5.3).

Tabla 5.3: Composición química del agua de pozos perforados dentro del campo geotérmico Cerritos Colorados reportada por Pandarinath y Domínguez-Domínguez (2015).

Localización	T°C	Cl <sup>-</sup>	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	SO <sub>4</sub>	Na	K	Ca	Li	Mg	SiO <sub>2</sub>	TIPO DE AGUA	EQUILIBRIO QUÍMICO
PR-2.1981	320	1120	2350	234	2000	107	0.2	8.5	0.01	632	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Equilibrio
PR-2.1982	320	1500	3592	362	3310	193	0.002	3.9	0.08	315	HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	Equilibrio
PR-1	205	1100	11	40	730	170	1.2	8.1	0.01	1280	Cl <sup>-</sup>	Equilibrio
PR-8	262	870	420	110	810	130	1.4	8	0.02	1040	Cl <sup>-</sup>	Parcial
PR-9	348	1030	200	54	650	145	1.8	6	0.01	1200	Cl <sup>-</sup>	Parcial
PR-12	255	1300	61	22	810	214	3.2	9.3	0.06	1320	Cl <sup>-</sup>	Parcial
PR-13	250	865	229	92	778	128	1	6.7	0.02	1056	Cl <sup>-</sup>	Parcial

<sup>1</sup>La unidad de medida es ppm (partes por millón).



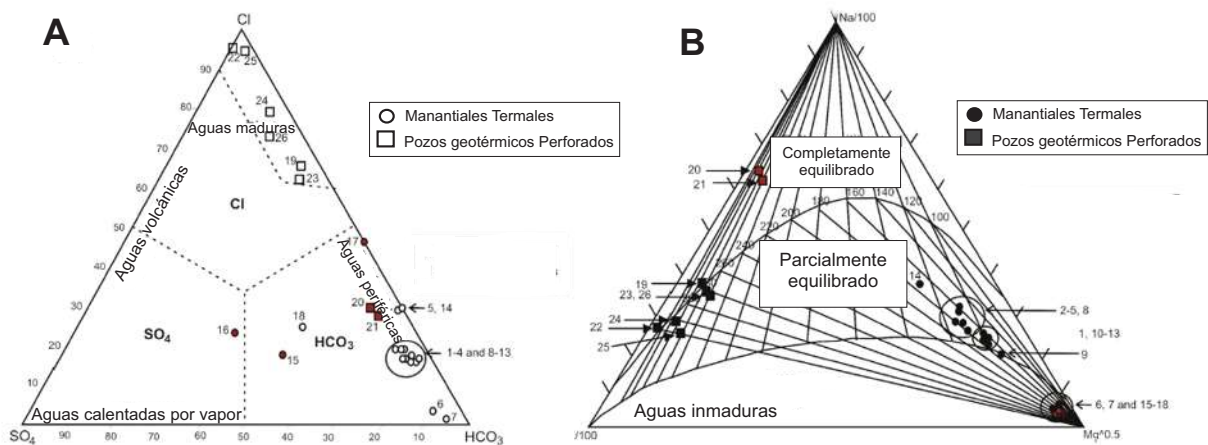


Figura 5.14: Clasificación química y condiciones de equilibrio químico para aguas de los manantiales y pozos geotérmicos (imagen modificada de Pandarinath y Domínguez-Domínguez, 2015).

A. Clasificación química usando un diagrama triangular de Giggenbach.

B. Condiciones de equilibrio químico.

La composición química del agua de los manantiales de la SLP y pozos de agua fría en Guadalajara (Y en la Figura 5.15) puede observarse en la Tabla 5.4. En general, existe una gran similitud en la composición, esto indica que adquirieron sus sales disueltas por procesos análogos y las variaciones resultantes son a causa de diferentes temperaturas de equilibrio (Mahood et al., 1983).

Tabla 5.4: Análisis químico de aguas de los manantiales termales de SLP, se tomaron solo algunos de los resultados reportados por Mahood et al. (1983).

Localidad	T °C	pH	Li	K	Na	Ca	Mg	SO <sub>4</sub>	Cl	F	HCO <sub>3</sub>	SiO <sub>2</sub>	B
Orfanato (O)	58	7.2	0.88	11	267	5.4	0.81	43	112	18	452	218	12
Río Caliente (RC)	67	7.0	0.92	11	280	3.5	0.40	43	106	17	487	227	9.7
Agua Brava (AB)	67	7.0	0.90	12.5	268	3.8	0.46	31	94	16	495	207	10
Arroyo Verde (AV)	68	6.9	0.87	11	268	4.1	0.46	30	94	17	487	215	9.1
Agua Caliente (AC)	63	7.6	1.05	9.5	275	1.5	0.35	5	155	29	377	177	9.1
Cañón de Las Flores (CF)	35	6.8	0.04	2.8	35	2.3	0.86	6	5.4	1.8	90	123	0.2
Yuca Trailer Park (Y)	15	n.d.	0.05	5	31	1.0	0.85	3	1.6	1.6	81	12.2	0.15

<sup>2</sup>La unidad de medida es el miligramo por kilogramo (mg/kg).

Las muestras de agua de los pozos geotérmicos tienen mayores concentraciones en todos los elementos que los constituyen comparado con los manantiales a excepción del Mg y Ca. Los manantiales tienen un bajo contenido de Li y B y un radio más grande de  $\text{HCO}_3/\text{Cl}$ , lo que indica baja temperatura de interacción agua-roca y adición de  $\text{HCO}_3$  de la reacción de roca- $\text{CO}_2$  respectivamente (Mahood et al., 1983).

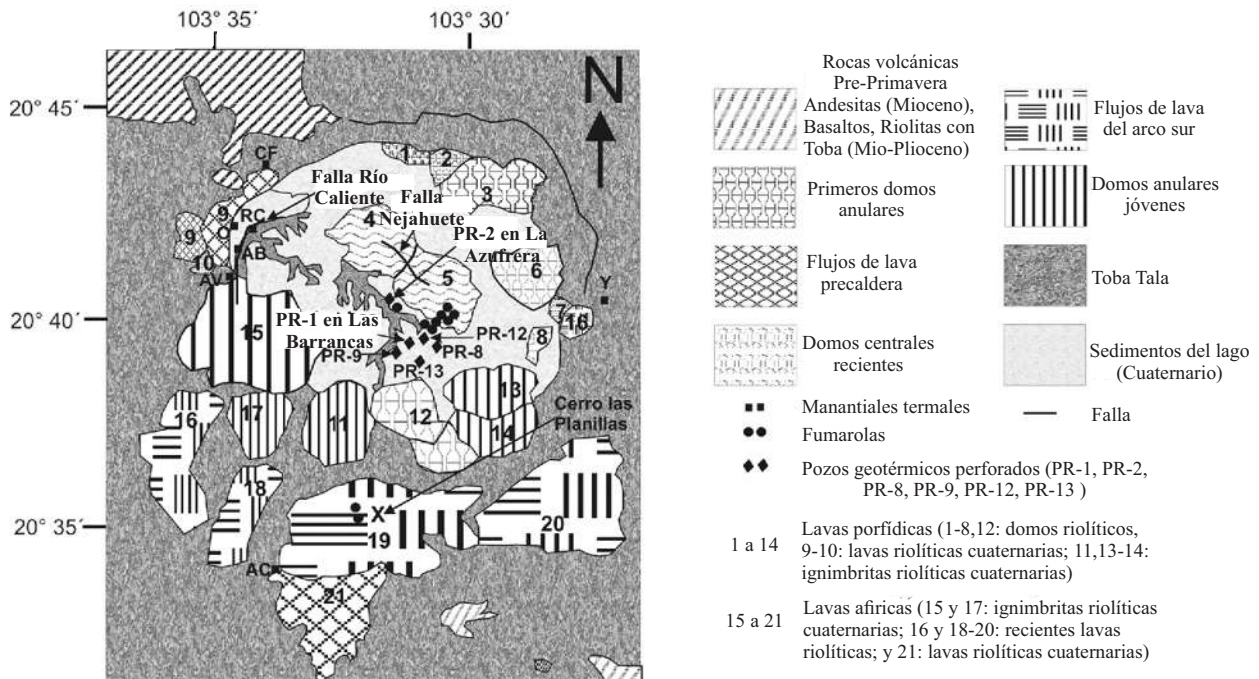


Figura 5.15: Mapa geológico y localización de manifestaciones hidrotermales.

O = Orfanato, RC = Río Caliente, AB = Agua Brava, AV = Arroyo Verde, AC = Agua Caliente, CF = Cañón de las Flores, Y = Yuca Trailer Park. **1** = Domo Pinar de La Venta, **2** = Domo arroyo La Cuartilla, **3** = Domo Mesa La Lobera, **4** = Domo Cerro El Alto, **5** = Domo Mesa El Nejahuete, **6** = Cerro El Chapulín, **7** = Domo Dos Coyotes, **8** = Domo Arrollo Las Pilas, **9** = Flujo Cañón de Las Flores, **10** = Domo Río Salado, **11** = Domo Cerro El Culebreado, **12** = Cerro El Tule, **13** = Domo Arrollo Ixtahuatonte, **14** = Domo La Cuesta, **15** = Centro Cerro El Pederal, **16** = Centro Cerro San Miguel, **17** = Domo La Puerta, **18** = Flujo Llano Grande, **19** = Centro Cerro Las Planillas, **20** = Centro Cerro El Tajo, **21** = Grupo Arroyo Saucillo. (Mapa tomado de Pandarinath y Domínguez-Domínguez, 2015).

Los geotermómetros químicos usados en las aguas de los manantiales como el geotermómetro de sodio-potasio (Na/K) da como resultado un rango de temperaturas de 148-172°C, el geotermómetro sodio-potasio-calcio (Na-K-Ca) indica temperaturas entre 155-175°C. Aplicando una calibración al

geotermómetro de Na-K-Ca considerando el contenido de magnesio da una temperatura menor por 20°C que el geotermómetro anterior. Si las muestras de agua tienen pérdida de SiO<sub>2</sub> entonces el rango de temperaturas van de 172-180°C. El geotermómetro isotópico  $\delta^{18}\text{O}(\text{SO}_4\text{-H}_2\text{O})$  reproduce temperaturas que varían de 184-192°C (Mahood et al., 1983).

Los geotermómetros proporcionan temperaturas que no van de acuerdo con la temperatura medida en los manantiales (Tabla 5.4). La mejor explicación que encaja con los resultados de los estudios químicos (Mahood et al., 1983) es la existencia de un flujo lateral de agua probablemente proveniente de la zona de ascenso cerca de las fumarolas en el centro de la caldera, a los manantiales de la periferia cuya pérdida de calor se da por el proceso de conducción.

#### 5.4.7. Análisis Químico de los Gases en el Vapor

La Tabla 5.5 muestra los resultados obtenidos de los estudios químicos realizados en las fumarolas de la caldera. Mahood et al. (1983) mencionan que la existencia de fumarolas en el área indica condiciones de ebullición en la subsuperficie. En particular, la composición isotópica de oxígeno de las fumarolas condensadas son compatibles con la separación de vapor a 170°C de agua caliente ascendiendo originalmente a una temperatura mayor.

Tabla 5.5: Análisis químico de gases no condensables y análisis isotópico del vapor de fumarolas en la caldera (Mahood et al., 1983).

Localización	T°C	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> S	NH <sub>3</sub>	He	H <sub>2</sub>	Ar	O <sub>2</sub>	N <sub>2</sub>	CH <sub>4</sub>	$\delta^{18}\text{O}$	$\delta\text{D}$
La Azufrera (A)	98	72.4	0.17	0.18	0.000	0.013	0.000	3.28	17.4	0.07	-11.1	-81.3
Las Barrancas (B)	94	98.8	0.05	0.09	0.001	0.004	0.004	0.016	0.24	0.59	-13.7	-80.0
Las Barrancas (B)	93	98.7	0.01	0.08	0.001	0.003	0.003	0.025	0.21	0.80	n.d	n.d

<sup>3</sup>La unidad del análisis químico es el mol y los resultados del análisis isotópico se expresan en partes por mil (‰).

La concentración gaseosa en el vapor del campo geotérmico CC va de 1.76 a 3.46 % del volumen, considerándose como una alta concentración comparada con otros campos geotérmicos (JICA, 1989). El gas CO<sub>2</sub> casi alcanza el 99 % del volumen de la componente gaseosa.

La relación de los valores de los radios de  $[(\text{He}/\text{Ar})_{\text{vapor}}/(\text{He}/\text{Ar})_{\text{aire}}]$  y  $[(\text{N}_2/\text{Ar})_{\text{vapor}}/(\text{N}_2/\text{Ar})_{\text{aire}}]$  en los pozos son cercanos a la línea de mezcla de gas profundo y aire disuelto en agua a  $10^\circ\text{C}$ . El radio más grande de  $[(\text{He}/\text{Ar})_{\text{vapor}}/(\text{He}/\text{Ar})_{\text{aire}}]$  es en el pozo PR-12, seguido por el pozo PR-8 y PR-13. Por lo que el JICA (1989) menciona que el gas con un alto radio de  $[(\text{He}/\text{Ar})_{\text{vapor}}/(\text{He}/\text{Ar})_{\text{aire}}]$  está ascendiendo de PR-12 y se combina con agua superficial cuando fluye hacia PR-8 y PR-13.

#### 5.4.8. Alteración Hidrotermal

Un estudio de gran importancia dentro de la exploración geotérmica es la alteración mineralógica, con esto pueden revelarse los procesos o cambios a los que ha sido sometida la roca dentro del campo geotérmico. En especial, la alteración mineralógica de un sistema hidrotermal exhibe las transformaciones que ha sufrido la roca a consecuencia de la presencia de algún fluido a diferentes temperaturas. La asociación de los minerales de alteración proporciona información sobre las temperaturas del subsuelo, la litología, presión y la química del agua (Ruiz y Hernández-Zúñiga, 2015).

Ruiz y Hernández-Zúñiga (2015) construyeron dos secciones con los pozos perforados en el campo geotérmico Cerritos Colorados en los que señalan las zonas de alteración mineralógica. Los siguientes aspectos destacan en la sección **A** de la Figura 5.16:

- Zona argílica (caolinita-esmectita). Prácticamente puede encontrarse en todos los pozos perforados del campo a profundidades que van de 20 a 30 m abarcando principalmente riolitas y tobas líticas, también presente a menos de 800 m en los pozos PR-1 y PR-2.
- Zona argílica (montmorillonita). Esta zona comienza a aproximadamente 800 m de profundidad, cerca del contacto geológico entre andesitas y tobas líticas. En el pozo PR-12 y PR-5 apareció montmorillonita a poca profundidad entre los 530-700 m y a 500-838 m respectivamente. Esta semejanza puede deberse a que PR-12 está ubicado en el centro de la resurgencia de la caldera (mayor afluencia de fracturas) y posiblemente genera un flujo ascendente que se comunica con el pozo PR-5. La montmorillonita en estos dos pozos puede observarse en

riolitas, tobas líticas y andesitas.

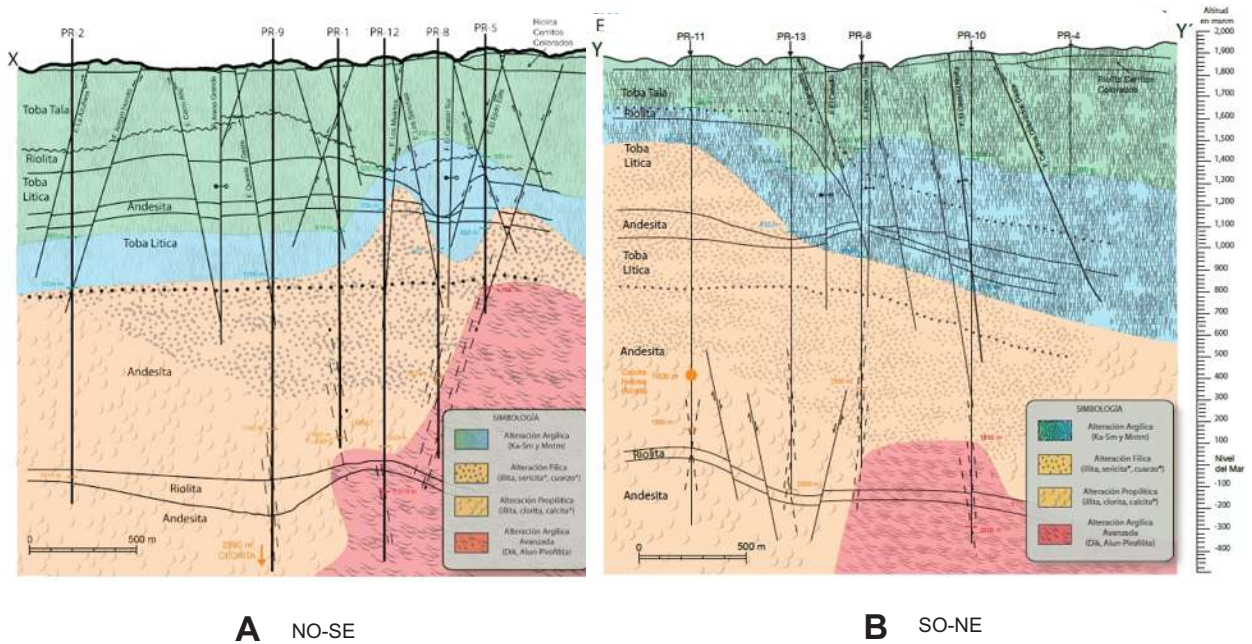


Figura 5.16: Tipos de alteración hidrotermal en el campo geotérmico Cerritos Colorados (tomada de Ruiz y Hernández-Zúñiga, 2015).

A. La sección tiene una orientación NO-SE y es contruida con los pozos PR-2, PR-9, PR-1, PR-12, PR-8 y PR-5.

B. La sección tiene una orientación SO-NE y es contruida con los pozos PR-4, PR-8, PR-10, PR-11, PR-13.

- Zona filica. La aparición de illita sucede únicamente en el pozo PR-2 a una profundidad de 1,034 m y 1,914 m, y en el pozo PR-9 a profundidades de 1,000 m y 2,590 m ambos con asociación con clorita.
- Zona propilítica. Puede observarse en los pozos PR-1, PR-2, PR-9 y PR-12 debajo de la zona filica, donde predominó la ocurrencia de clorita y calcita.
- Zona argilica avanzada (dickita y alunita-pirofilita). Esta asociación de minerales se encontró en los pozos PR-5, PR-8 y PR-12 localizados en el zona de alta temperatura. En tal área existen muchas fracturas y fallas que facilitan el ascenso del fluido geotérmico desde las partes más calientes del yacimiento. El flujo ascendente se infiere de las asociaciones mineralógicas observadas en estos pozos, así como la alta temperatura y un bajo pH (alunita y pirofilita)

que se produce a una profundidad de 2,010 m en PR-12. En el pozo PR-5, la dickita reemplaza a la pirofilita a 1,100 m de profundidad. Estos minerales son el producto de una hidrólisis extrema y su rango de estabilidad indica condiciones ácidas ( $\text{pH} < 4$ ) con temperaturas entre  $250^{\circ}\text{C}$  y  $300^{\circ}\text{C}$ .

Los siguientes aspectos sobresalen en las zonas de alteración mineralógica en la sección **B** de la Figura 5.16:

- Zona argílica (caolinita-esmectita). En los pozos PR-4 y PR-13 se encontró caolinita y esmectita a una profundidad de 610 m y 510 m respectivamente. Un análisis de fracturas en el pozo PR-13 revela que las pérdidas de circulación a menos de 600 m de profundidad corresponden a fracturas tensionales en la Toba Tala, esto puede explicar la asociación predominante entre caolinita y esmectita a estas profundidades dentro de las riolitas y tobas líticas.
- Zona argílica (montmorillonita). En el pozo PR-11 a una profundidad de 240 m pudo identificarse montmorillonita casi entre el contacto de la toba tala y la riolita. Esta zona es percibida a una profundidad mayor alrededor del pozo PR-13 y es más abundante en las tobas líticas. La distribución de montmorillonita en el pozo PR-10 es similar al pozo PR-8 y se da entre los 500-1,100 m de profundidad en riolitas, andesitas y parte de las tobas líticas.
- Zona fílica (illita). En el pozo PR-11 a poca profundidad apareció illita dentro de las tobas líticas y alrededor de los 400 m hasta los 1,850 m de profundidad en andesitas y riolitas. El pozo PR-8 presenta abundante illita a partir de los 900 m hasta los 1,850 m, donde las temperaturas reportadas por el JICA (1989) son de  $231^{\circ}\text{C}$  a 1,750 m de profundidad; el pozo PR-10 muestra una distribución de illita similar. En ambos pozos se observa illita tanto en tobas líticas como en andesitas.
- Zona argílica avanzada (alunita-pirofilita). Esta zona de alteración sólo pudo observarse en los pozos PR-8 y PR-10 a profundidades entre 1,810-2,200 m. El rango de estabilidad para la pirofilita indica temperaturas superiores a  $250^{\circ}\text{C}$  y un pH ácido, esto puede indicar que ambos pozos están ubicados en la zona de flujo ascendente de alta temperatura. La asociación alunita-pirofilita se limita a las andesitas.

## 5.5. Marco Hidrológico

La Sierra de La Primavera se encuentra dentro de dos regiones hidrológicas: Lerma-Santiago y Ameca; subdivididas en tres cuencas hidrológicas: Vega-Cocula, Lago de Chapala y Río Santiago-Guadalajara; y cuatro subcuencas: Río Verde- Presa Santa Rosa, Río Salado, Laguna San Marcos y Corona-Río Verde, que abastecen acuíferos de los valles Atemajac-Tesistan, Toluquilla y Etzatlan-Ahualulco, y de manera indirecta a los del Valle de Ameca (SEMARNAT-CONANP, 2012).

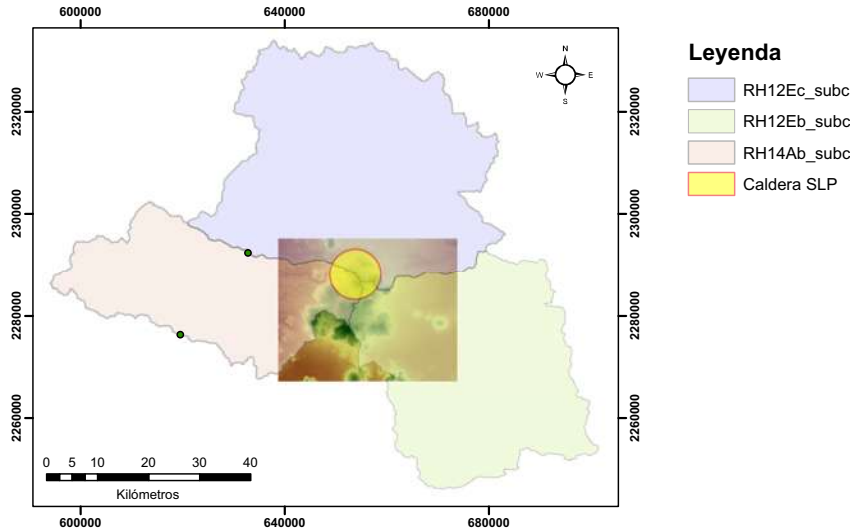


Figura 5.17: Subcuencas entre las que se encuentra La Sierra de La Primavera (RH12Ec corresponde a la subcuenca Río Verde-Presa Santa Rosa, RH12Eb subcuenca Río Corona-Río Verde y RH14Ab a Río Salado). Datos obtenidos de INEGI.

El cálculo de la infiltración de agua de lluvia de ocho estaciones climatológicas y tres estaciones hidrométricas de la cuenca del Río Ameca dio como resultado que en La Primavera (aproximadamente con un área de  $115 \text{ km}^2$ ) se infiltra un volumen de  $112.125 \text{ Mm}^3/\text{año}$  (CONAGUA, 2015).

## 5.6. Marco Hidrogeológico

En sus trabajos, varios autores (Gutiérrez-Negrín, 1988; Alatorre-Zamora y Campos-Enríquez, 1992; Maciel-Flores y Rosas-Elguera, 1992; entre otros) clasifican los depósitos de la caldera en las siguientes unidades hidrogeológicas:

Un acuífero inferior o profundo regional (a más de 1,000 m de profundidad) relacionado con el yacimiento geotérmico, está contenido en lavas andesíticas, riolíticas y basálticas del Terciario (ver Tabla 5.1). El acuífero tiene una permeabilidad del tipo secundario a causa del fracturamiento regional con una dirección predominante de NO-SE. El flujo preferencial del acuífero es de sureste a noroeste, esto último también se estableció por la alta concentración de sales encontrada en el pozo RC-1 que es característico de zonas de descarga de sistemas geotérmicos. El acuífero es recargado por agua meteórica que aprovecha las zonas con fallas y fracturas para infiltrarse y alcanzar el acuífero; otra zona de recarga se establece al suroeste de la caldera donde aflora esta secuencia de rocas.

Un acuífugo relacionado a las riolitas del Pleistoceno (ver Tabla 5.1) tiene muy poca permeabilidad lo cual obstruye el paso del fluido geotérmico a la superficie. Esta unidad actúa como la capa sello. El basamento presenta una baja permeabilidad al igual que los flujos de lava riolítica (Gutiérrez-Negrín, 1988; Gutiérrez-Negrín et al., 2002; Sánchez-Díaz, 2007).

Un acuífero superior o somero de tipo mixto (Sánchez-Díaz, 2007) contenido principalmente en la Toba Tala. Sus fluidos parecen tener una tendencia a migrar de E a O y luego al NO, pero también se ha establecido otro flujo con dirección suroeste-noreste a través de fallas que dieron origen a la formación Toba Tala contenidas principalmente en la parte central de la caldera. La recarga del acuífero se debe a la infiltración del agua de lluvia y a los flujos verticales ascendentes que provienen del acuífero inferior. La interacción de estos dos acuíferos ha sido encontrada principalmente por estudios geoquímicos. Sánchez-Díaz (2007) realizó el cálculo de la mezcla de aguas con el fin de verificar el aporte de agua del acuífero inferior obteniendo un resultado del 10.69 %.



La Figura 5.18 muestra el modelo hidrogeológico propuesto por Gutiérrez-Negrín (1988).

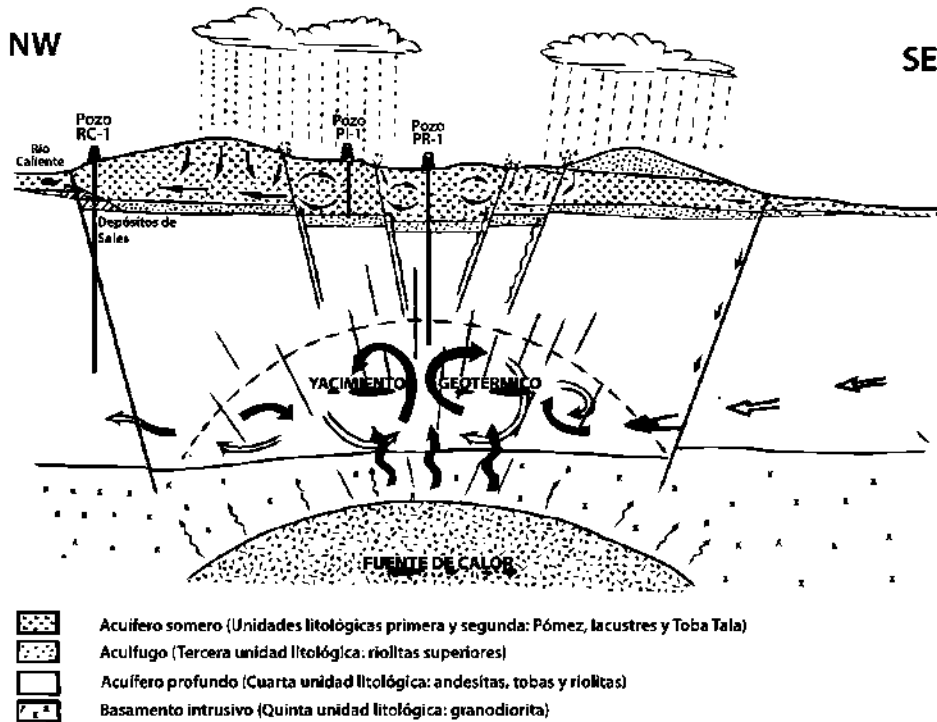


Figura 5.18: Modelo hidrogeológico de Cerritos Colorados tomado de Rocha-Ruiz (2013).

## 5.7. Pozos Geotérmicos Exploratorios

La Figura 5.19 muestra la localización de los pozos dentro de la caldera y la Tabla 5.6 contiene aspectos generales de los mismos.

El JICA (1989) elaboró columnas como la de la Figura 5.20 de algunos pozos perforados dentro de la caldera. Las columnas incluyen datos como la estratigrafía, la pérdida de circulación, análisis geoquímico, medidas de temperaturas y algunos, mediciones de susceptibilidad magnética.

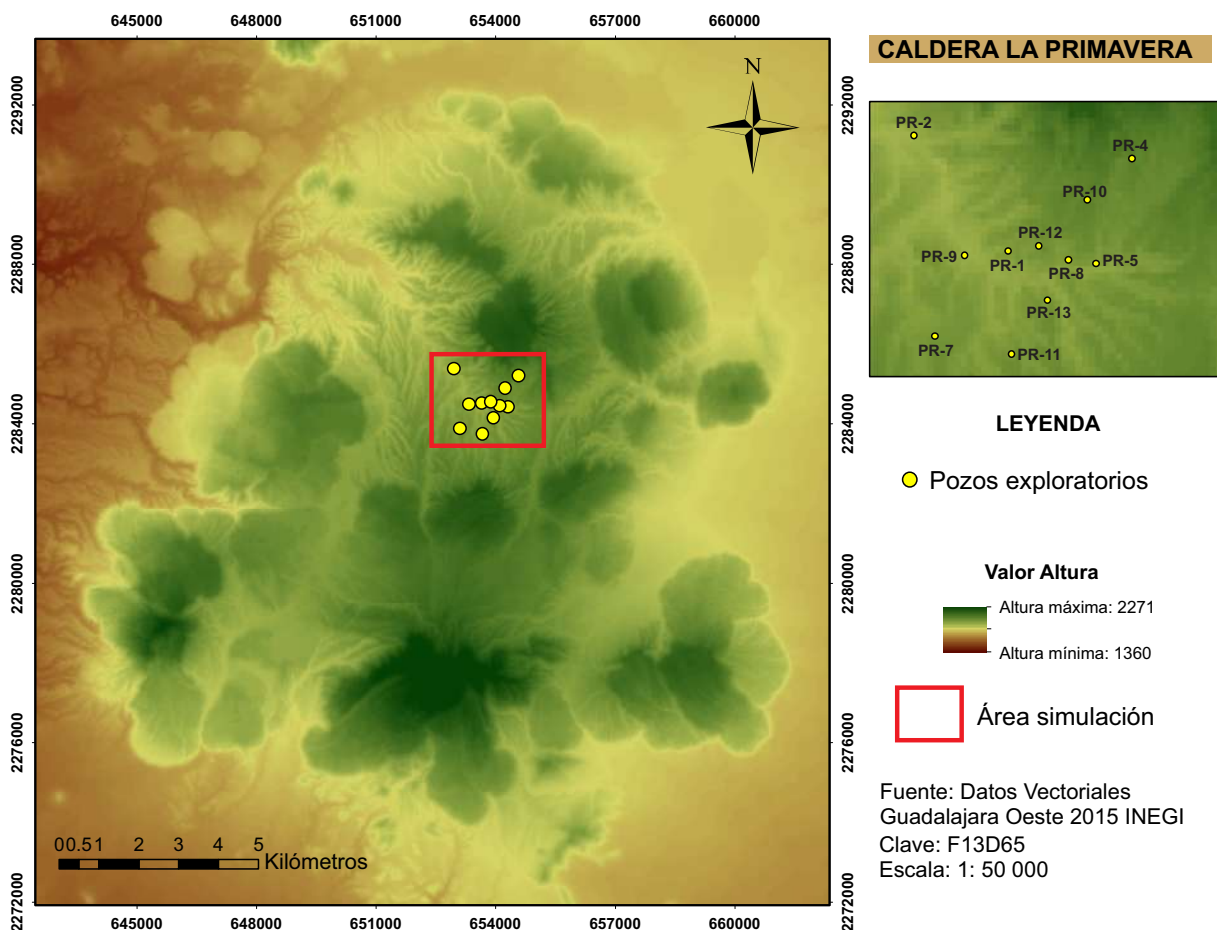


Figura 5.19: Localización de los pozos perforados dentro de la caldera, el rectángulo rojo indica el área de simulación.

Es importante mencionar algunos aspectos que pueden observarse en estas columnas:

- Pareciera que existe una relación directa entre el alto contenido de mercurio (Hg) y arsénico (As) a profundidad (andesitas del Terciario) con la pérdida de circulación de los fluidos de perforación. Como es de saberse estos elementos son originados en el vulcanismo y se almacenan en las fracturas.
- Los minerales más abundantes son las plagioclasas y los cuarzos, en menor cantidad es la clorita y la calcita. Escasa epidota fue encontrada en algunos pozos.

- Las columnas estratigráficas de los pozos PR-4 y PR-5 revelan un pequeño estrato de riolitas entre los sedimentos lacustres y la Toba Tala , el JICA (1989) la nombra como Riolita Cerritos Colorados.

La Figura 5.21 muestra los perfiles de temperatura medidos en condiciones estáticas a excepción del PR-5 y PR-9 ya que el tiempo de recuperación fue insuficiente. La forma de los perfiles pueden revelar el proceso de transporte de calor que ocurre en la formación.

Tabla 5.6: Características generales de los pozos perforados en la caldera de La Primavera tomado de Gutiérrez-Negrín et al. (2002).

<b>POZO</b>	<b>UTM ESTE (m)</b>	<b>UTM NORTE (m)</b>	<b>Profundidad. (m)</b>	<b>TEMP. MÁX.(°C)</b>	<b>FECHA DE TERMINACIÓN</b>
PR-1	653653.78	2284506.75	1822	299	Septiembre 1984
PR-2	652954.61	2285369.71	2000	334	Abril 1981
PR-4	654576.29	2285197.67	668	80	Agosto 1981
PR-5	654307.67	2284415.13	1215	262	Agosto 1982
PR-7	653109.89	2283873.33	1386	No medido	Agosto 1987
PR-8	654102.07	2284443.84	1861	258	Junio 1985
PR-9	653331.20	2284477.02	2986	356	Noviembre 1985
PR-10	654243.56	2284891.16	2271	290	Agosto 1986
PR-11	653679.35	2283741.11	2157	274	Julio 1987
PR-12	653882.72	2284547.56	2303	340	Enero 1987
PR-13	653947.26	2284141.86	2006	288	Febrero 1988
PR-I	653102.00	2284937.00	442	100	Diciembre 1988

<sup>4</sup>Profundidad = Distancia total de perforación del pozo.

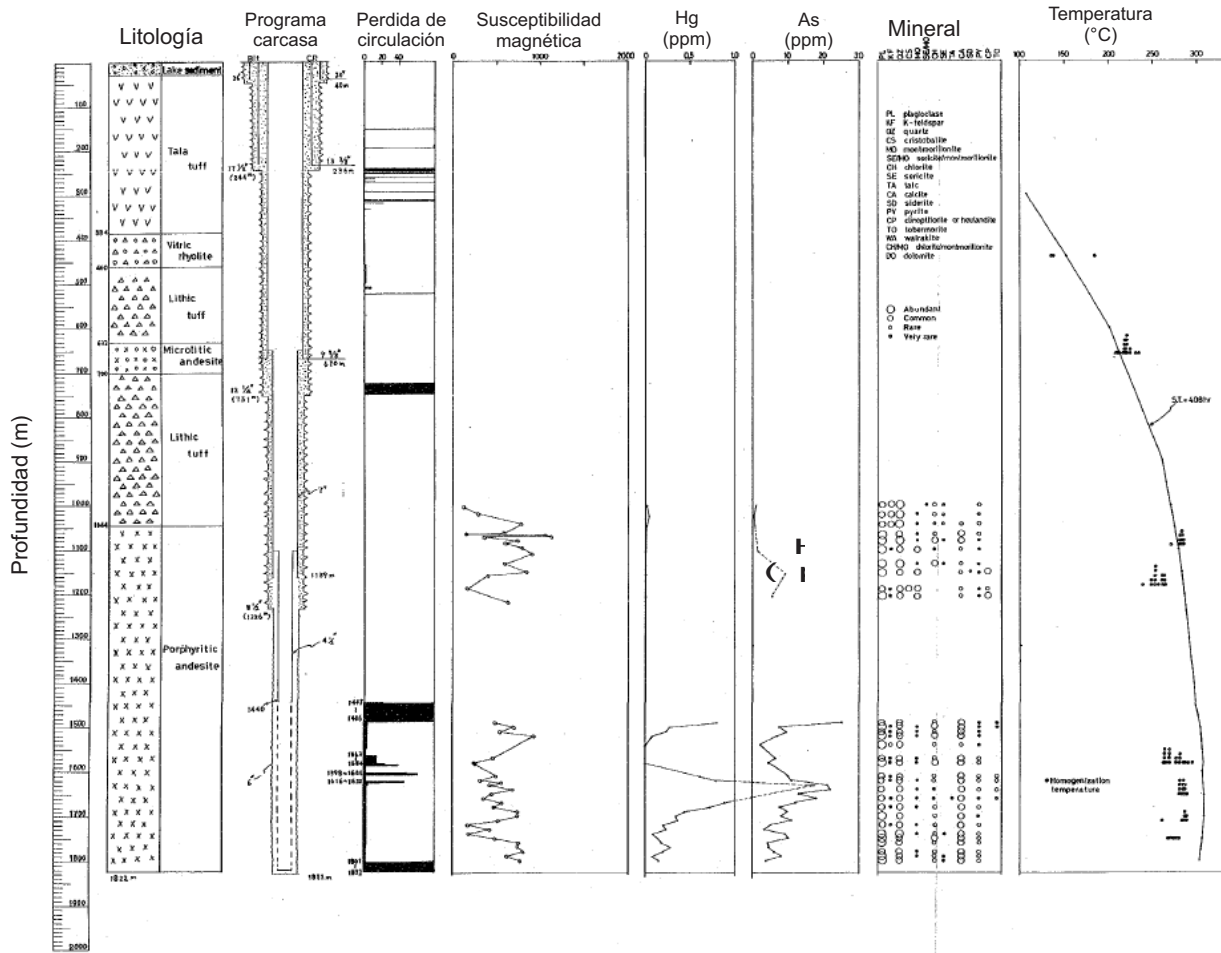


Figura 5.20: Columna Integrada del pozo PR-1 (JICA, 1989).

Por ejemplo, los pozos PR-1, PR-8, PR-9, PR-12 y PR-13 exhiben un comportamiento similar, aproximadamente entre los 400-1,000 m de profundidad puede observarse un gradiente escarpado de temperatura superior a  $100^{\circ}\text{C}/\text{km}$  lo que se traduce como transporte de calor por conducción, esto indica baja permeabilidad en la formación. A una profundidad superior a 1,000 m reflejan un comportamiento constante lo que corresponde a un transporte de calor convectivo.

Los pozos PR-5 y PR-10 muestran inversiones de temperatura aproximadamente a 1,000 m de profundidad, puede deberse a la infiltración de agua meteórica en contacto con fluido geotérmico produciendo un efecto de enfriamiento (Kaya et al., 2014) y un flujo lateral (Sanchez-Alfaro et al.,

2016). Los perfiles de temperatura son comparados con la curva de saturación (asumiendo presión hidrostática), todos se encuentran por debajo de la curva sugiriendo la presencia de vapor de baja densidad sobre el reservorio profundo (Mahood et al., 1983).

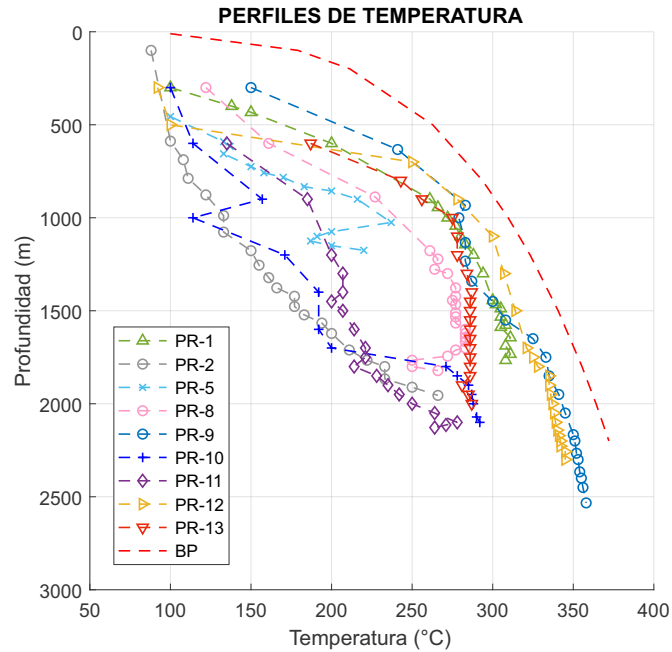


Figura 5.21: Perfiles de Temperatura modificados del JICA (1989). BP es la curva de saturación.

El JICA (1989) realizó pruebas de producción en las pozos PR-1, PR-8, PR-12 y PR-13, reportó que el grosor de permeabilidad ( $kh$ ) es del orden  $10^{-13} \text{ m}^3$  indicando una moderada permeabilidad. Gutiérrez-Negrín et al. (2002) mencionan que a profundidades superficiales, los fluidos flashean en la formación adyacente a los pozos (no alcanzan el yacimiento geotérmico) y este fluye en dos fases dentro de ellos. En cambio, en los pozos profundos (contacto con el yacimiento geotérmico) el fluido entra a ellos en fase líquida y flashea dentro de ellos.

# Capítulo 6

## Modelo Numérico

### 6.1. Diseño del Modelo Numérico

Para la discretización del dominio, el modelo conceptual fue simplificado tomando en cuenta el comportamiento hidrogeológico de las unidades geológicas (Figura 6.1). En orden ascendente, los sedimentos lacustres y la toba tala funcionan como un acuífero; los flujos de lava riolítica como un acuífugo (existe la transferencia de fluidos con el acuífero inferior en zonas altamente alteradas por fallas); los flujos de ceniza silícica y los flujos de lava de composición basáltica a andesítica (yacimiento geotérmico) son consideradas como un acuífero al que se le atribuye una permeabilidad secundaria y por último; las rocas del basamento (rocas ígneas de composición granítica a granodiorítica) que actúan como límite inferior para la convección hidrotermal debido a la poca permeabilidad existente en la roca.

La malla de simulación (Figura 6.1) cubre un área rectangular de  $7.378 \text{ km}^2$  y un espesor aproximadamente de 3 km; está constituida por un total de 15,950 celdas, subdivididas en 22 capas con  $29 \times 25$  celdas en dirección  $X$  y  $Y$  respectivamente. Las celdas tienen dimensiones variables ya que se refinó la malla en zonas donde se localizan los pozos perforados y también, por considerarse los contactos entre las unidades hidrogeológicas que conforman el sistema.

Las propiedades de las rocas que representan las condiciones geológicas del medio (ver Tabla 6.1) son asignadas a cada bloque de la malla, se adquirieron dichas propiedades de diferentes fuentes (JICA, 1989; Verma et al., 2012; Verma y Gómez-Arias, 2014; etc.).

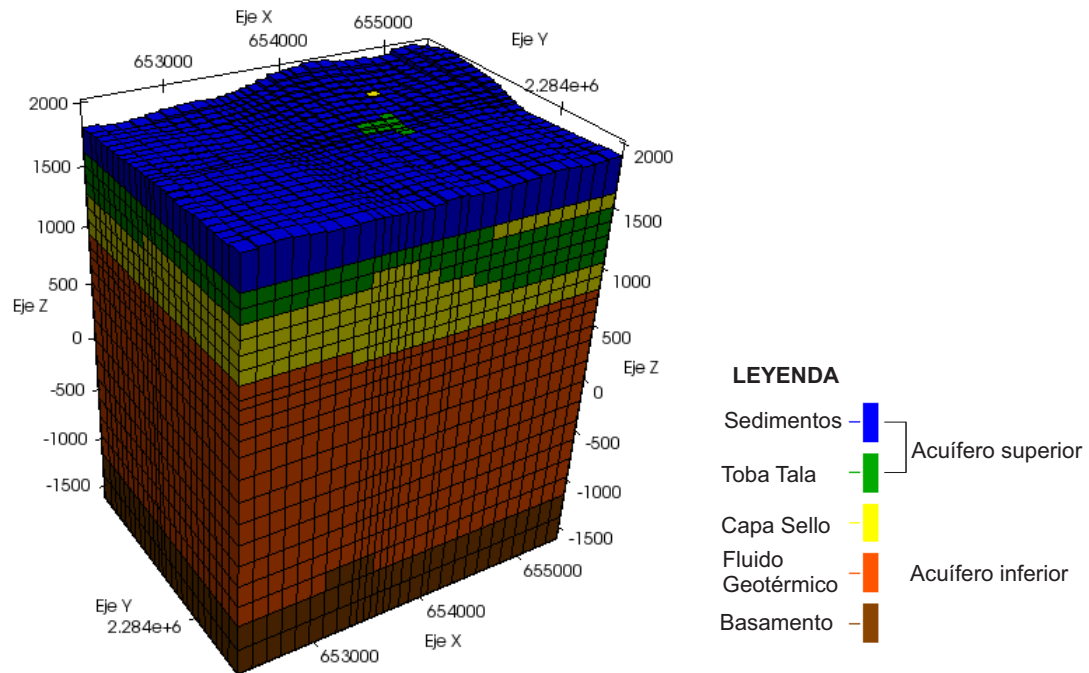


Figura 6.1: Malla de simulación considerando únicamente las unidades hidrogeológicas.

Tabla 6.1: Parámetros de las rocas empleados en el modelo computacional.

Geología	Unidad Hidrogeológica	Densidad (kg/m <sup>3</sup> )	Conductividad Térmica (W/m°C)	Calor específico (J/kg°C)
Sedimentos	Acuífero Superior	2100	1.00	1109
Toba Tala	Superior	2120	1.16	1109
Flujos de lava riolítica	Capa Sello	2330	2.08	900
Toba Lítica	Acuífero Inferior	2220	2.50	1109
Flujos de lava andesítica	Inferior	2390	1.28	1151
Rocas ígneas graníticas	Basamento	2600	2.60	1013

## 6.2. Condiciones Iniciales

La distribución de la temperatura inicial se definió usando la temperatura promedio de los datos medidos en los pozos. Como presión inicial se consideró una presión hidrostática, donde la densidad del fluido depende de la temperatura de cada capa.

Cabe mencionar que las condiciones anteriores fueron parámetros que tuvieron que ajustarse en las fronteras laterales.

## 6.3. Condiciones de Frontera

### Frontera Superior

Se impusieron condiciones atmosféricas (1 bar de presión y una temperatura media anual de 25°C) en la superficie del modelo mediante un bloque “ficticio” (no se toma en cuenta en las ecuaciones de balance) con condiciones que permite el flujo de agua y/o vapor fuera del modelo o el flujo de agua hacia el modelo dependiendo de las presiones de la capa superior.

En la sección 5.6 se menciona que la Sierra de La Primavera (abarcando una extensión de 115 km<sup>2</sup>) recibe una recarga de agua proveniente de la lluvia de 112.125 Mm<sup>3</sup>/año, lo que corresponde al área de simulación una recarga de 228.105 l/s. La infiltración del agua de lluvia está representada en el modelo por la inyección de agua fría en la capa superior con una entalpía de 104.8 kJ/kg (25°C).

### Fronteras Laterales

Las fronteras laterales se consideraron abiertas, es decir, el fluido puede salir o entrar a través de las fronteras manteniendo la temperatura y la presión inicial. Los parámetros de las fronteras (temperatura, presión, permeabilidad, porosidad, etc.) se ajustaron a condiciones de bloques adyacentes basándose principalmente en datos de pozos más cercanos a los límites del modelo.



## Frontera Inferior

Para representar el flujo de calor terrestre, en la base del modelo (capa inferior) se aplicó un flujo de calor de  $0.085 \text{ W/m}^2$ . Este valor, tuvo que calcularse para cada celda ya que estas no tienen las mismas dimensiones.

## 6.4. Fuentes de Masa

El modelo conceptual sugiere la localización de fuentes de masa alrededor del pozo PR-12 (mayor presencia de fracturas verticales como consecuencia de eventos magmáticos) y el pozo PR-13 (anomalía resistiva). Las fuentes se aplicaron en la capa veinte (la última capa conformada por andesita adyacente del granito); la Figura 6.2 muestra la ubicación de las fuentes dentro del modelo. Los siguientes valores son los que mejor se ajustaron a los datos medidos: el flujo de masa aplicado a cada celda que se señala como fuente varía entre  $8\text{-}18 \text{ kg/s}$  con una entalpía de  $1600 \text{ kJ/kg}$ .

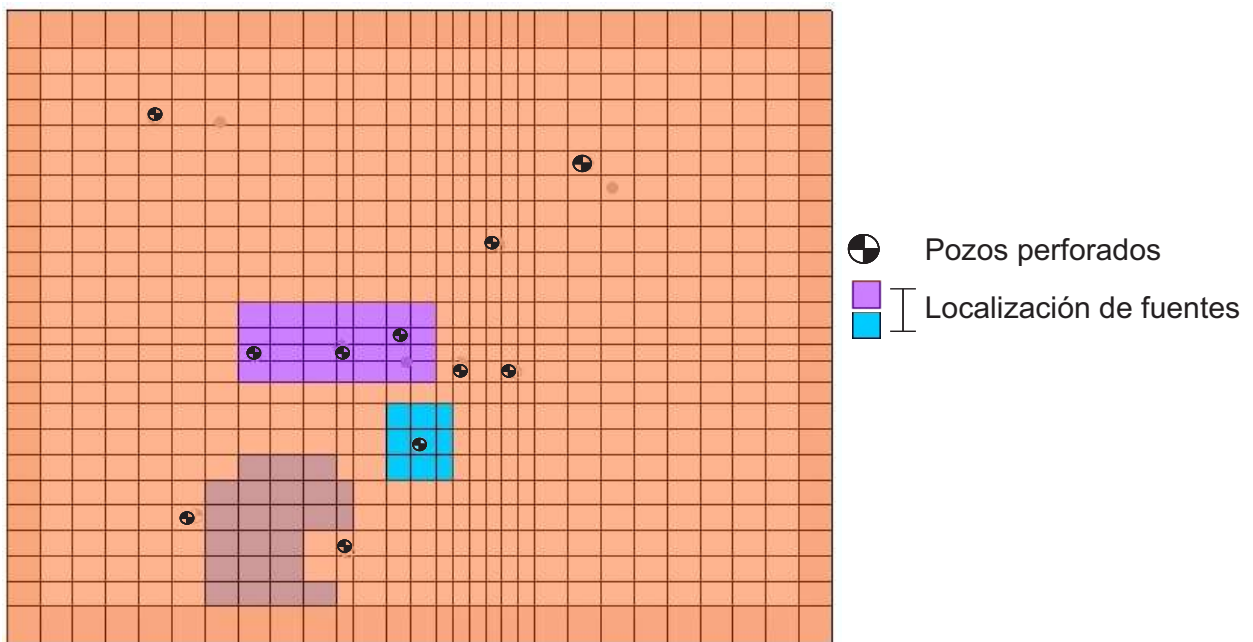


Figura 6.2: Localización de flujos de masa en la capa veinte del modelo computacional.

## 6.5. Distribución de la Permeabilidad (Fallas)

El modelo numérico contempla algunas fallas cartografiadas por el JICA (1989) que se corroboraron en la elaboración de los perfiles geológicos y algunas fallas expuestas por Bolós et al. (2018) pues, como bien revela el modelo conceptual estas estructuras funcionan como conductos por los que fluye el fluido geotérmico o se infiltra el agua hacia el subsuelo.

Aquellos bloques de la malla emplazados por las fallas, se les aplicó un valor más grande en la permeabilidad y como se expresó en capítulos anteriores estas estructuras tienen una penetrabilidad alrededor de 1 km. Se modificaron los valores de la permeabilidad hasta reproducir de manera aproximada el comportamiento observado del fluido.

Para ejemplificar lo antes mencionado, la Figura 6.3 muestra las celdas a las que se modificó la permeabilidad en la capa dos de la malla (asumiendo que la capa superficial es la capa número uno), son aquellas celdas que se encuentran marcadas por una línea de color negro y de diferente color de aquellas que se les asignó la Toba Tala y los flujos de lava riolítica.

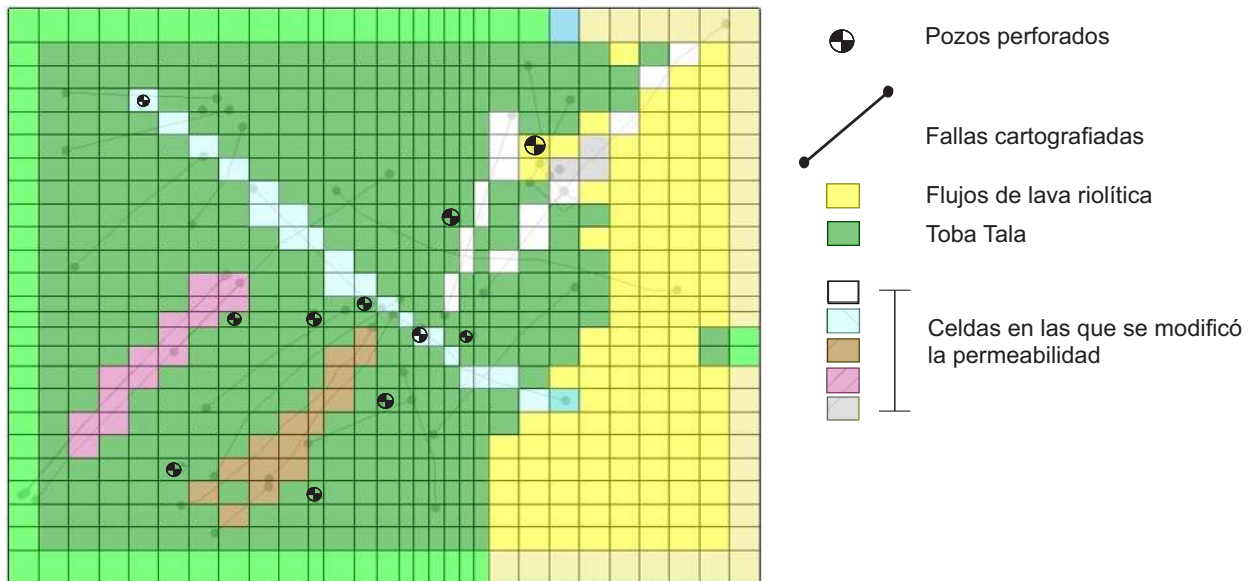


Figura 6.3: Distribución de la permeabilidad en la capa dos.

Como se ha mencionado, al acuífero inferior se le atribuye una permeabilidad secundaria, para implementar esto en el modelo numérico a las celdas marcadas en la Figura 6.4 se modificó la permeabilidad en dirección X-Y (como consecuencia de la tendencia NO-SE que reflejan las anomalías resistivas en los perfiles de la Figura 5.6) esto para todas las capas que constituyen el acuífero inferior.

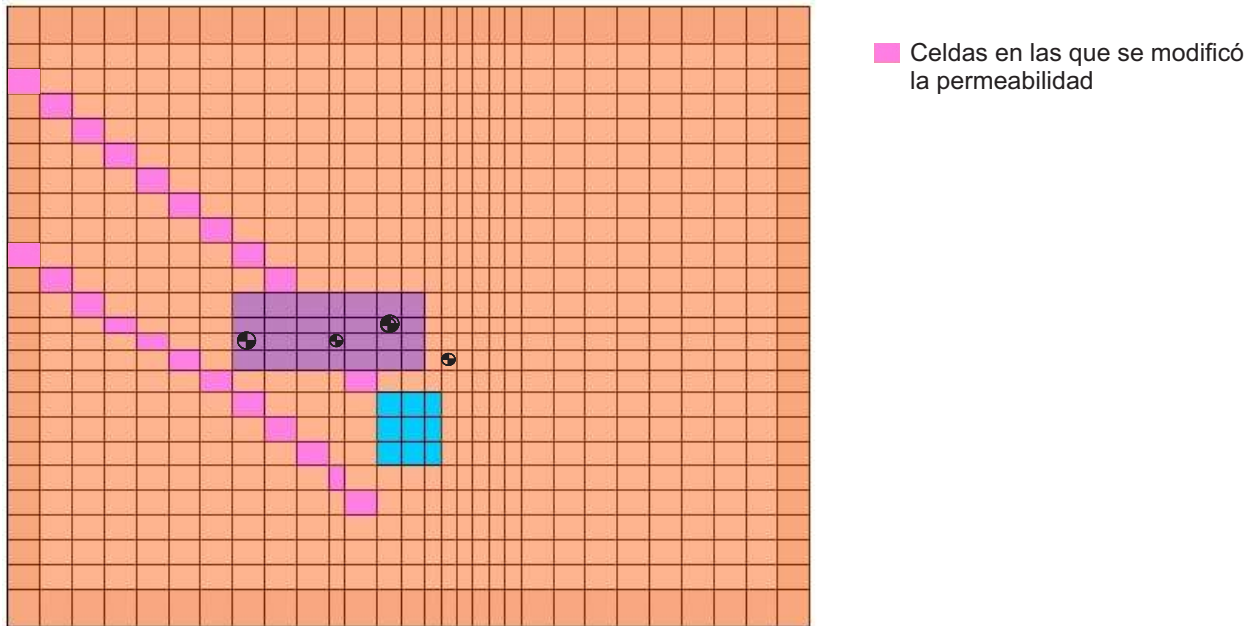


Figura 6.4: Distribución de la permeabilidad en capas que constituyen el acuífero inferior.

# Capítulo 7

## Resultados

### 7.1. Modelo Conceptual del Campo Cerritos Colorados

Los estudios geocientíficos previamente expuestos, conforman la base del modelo conceptual del campo geotérmico Cerritos Colorados. Las características y aspectos esenciales que conforman el modelo conceptual que aquí se expone pueden resumirse en la siguiente lista:

- El área marcada en la Figura 5.19 fue seleccionada para la construcción del modelo conceptual debido a que los estudios geocientíficos la señalan como la zona que presenta el mayor potencial geotérmico y además es donde se localizan la mayor parte de los pozos geotérmicos que han sido perforados por la CFE y el JICA.
- Iniciando por el basamento, la litología del modelo está conformada por rocas ígneas de composición granítica a granodiorítica, lavas de composición basáltica a andesítica, tobas líticas, flujos de lava, flujos de lava riolítica, flujos piroclásticos (Toba Tala), depósitos de pómez y sedimentos lacustres .
- La cima del reservorio geotérmico aparece a una profundidad de aproximadamente 1,000 m donde encima se desarrolla una capa de vapor. La roca granítica ( $\sim 2,800$  m de profundidad) es considerada el basamento del yacimiento por la poca permeabilidad que presenta.

- Los perfiles de temperatura de los pozos geotérmicos exploratorios (principalmente en los pozos PR-1, PR-8, PR-9, PR-12 y PR-13) indican zonas donde el calor se transmite de forma conductiva (un comportamiento lineal) y convectiva (un comportamiento constante en la temperatura).
- Se señala la anomalía resistiva que se aprecia en los perfiles resistivos alrededor del pozo PR-13, así como la zona del levantamiento caldérico.
- Los estudios isotópicos revelan un mecanismo de mezcla entre fluido de alta temperatura con fluido de baja temperatura, es por eso que en modelo se indica infiltración de agua meteórica a profundidad.
- De acuerdo con los estudios geoquímicos, los resultados muestran que el fluido geotérmico asciende en la formación profunda alrededor del pozo PR-12 hasta profundidades someras, esto está relacionado por la presencia de fracturas verticales originadas por el traslape de fracturas regionales y fallas que se observan en superficie.
- Estudios geofísicos como el magnetotelúrico y el gravimétrico revelan anomalías con una tendencia NO-SE a una profundidad mayor a 1,000 m, esto concuerda con los análisis de núcleos de pozos, pues fue identificado un sistema de fallas con la misma orientación a profundidades similares.
- Las manifestaciones termales como fumarolas están distribuidas a lo largo de varias fallas con tendencia NE-SO. En el modelo se impusieron algunas fallas cartografiadas por el JICA (1989) y por Bolós et al. (2018).
- El estudio de potencial espontáneo revela que la zona NE actúa como un área de recarga de agua meteórica mientras que la zona NO funciona como un área que permite la circulación de fluido geotérmico a través de estructuras.
- Maciel-Flores y Rosas-Elguera (1992) menciona que quizás el fallamiento NO-SE permite que el acuífero profundo del sistema geotérmico sea recargado por aguas externas a la caldera.

La Figura 7.1 es el modelo conceptual del campo geotérmico Cerritos Colorados.

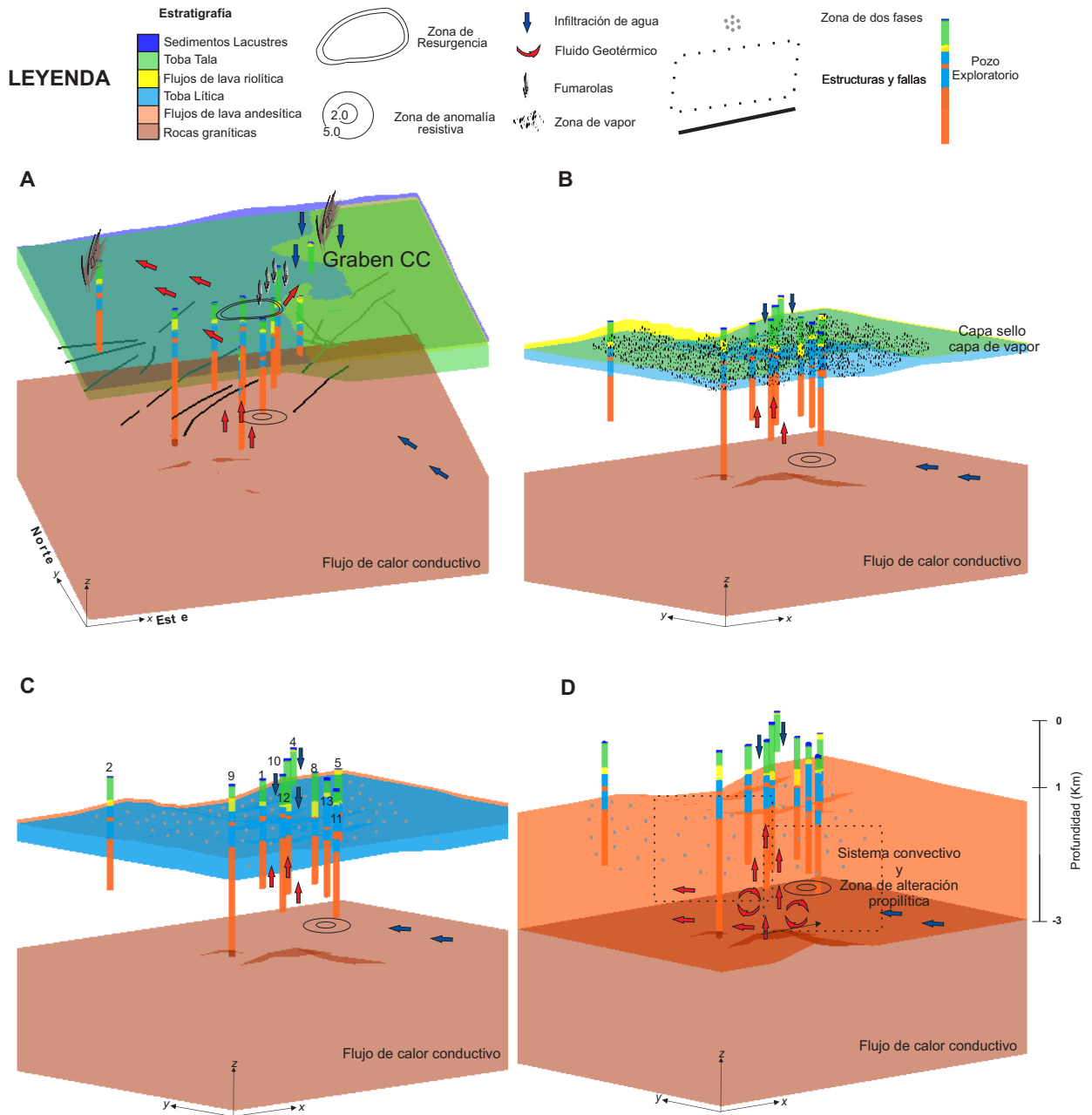


Figura 7.1: Modelo Conceptual del campo geotérmico Cerritos Colorados.

**A.** Principalmente muestra el patrón de flujo que se presume dentro del acuífero superior (Toba Tala), las manifestaciones termales y las fallas que fueron cartografiadas por Bolós et al. (2018). **B.** Indica la zona donde puede existir una zona de vapor (estudios químicos). **C.** Los números marcan la distribución de los pozos perforados según la Figura 5.19. Se cree que el fluido permanece en condiciones de dos fases. **D.** Señala la zona de ascenso del fluido geotérmico, estructuras con una orientación NO-SE. Y la infiltración del agua meteórica.

## 7.2. Modelo Numérico

Los datos usados para la calibración del modelo en estado natural o pre-producción del campo geotérmico Cerritos Colorados son los perfiles de temperatura reportados por el JICA (1989) de los pozos PR-1, PR-8, PR-9, PR-10, PR-11, PR-12 y PR-13. Se usaron los scripts de PyTOUGH para el post-procesamiento de la información.

Las siguientes gráficas presentan los perfiles de temperatura simulados (línea de color roja) comparados con los registros de las temperaturas tomados en los respectivos pozos (puntos de color verde).

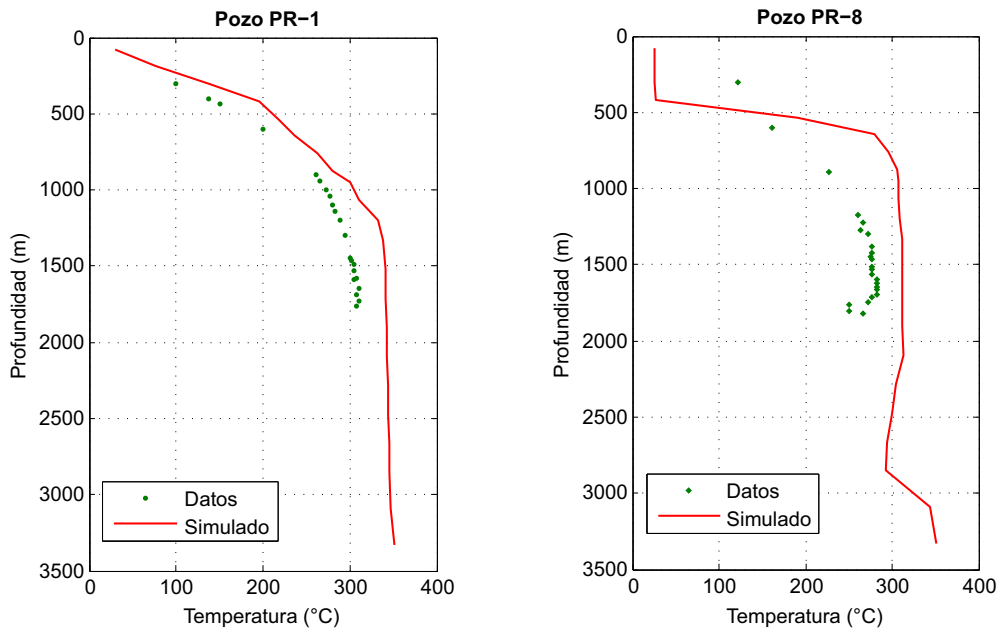


Figura 7.2: Perfiles simulados (línea roja) y registros de temperaturas en los pozos (puntos verdes).

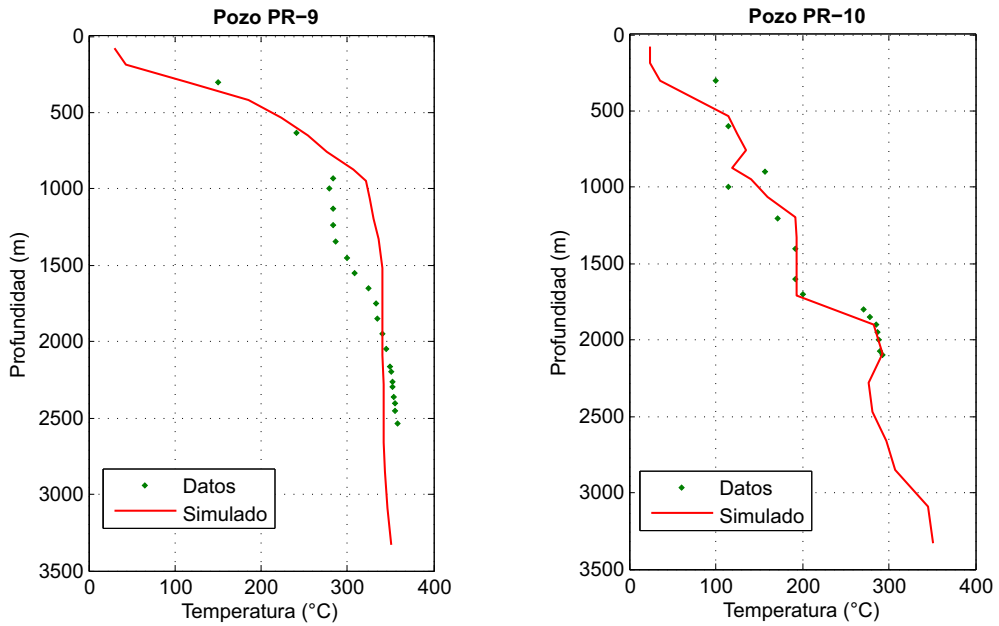


Figura 7.3: Perfiles simulados (línea roja) y registros de temperaturas en los pozos (puntos verdes).

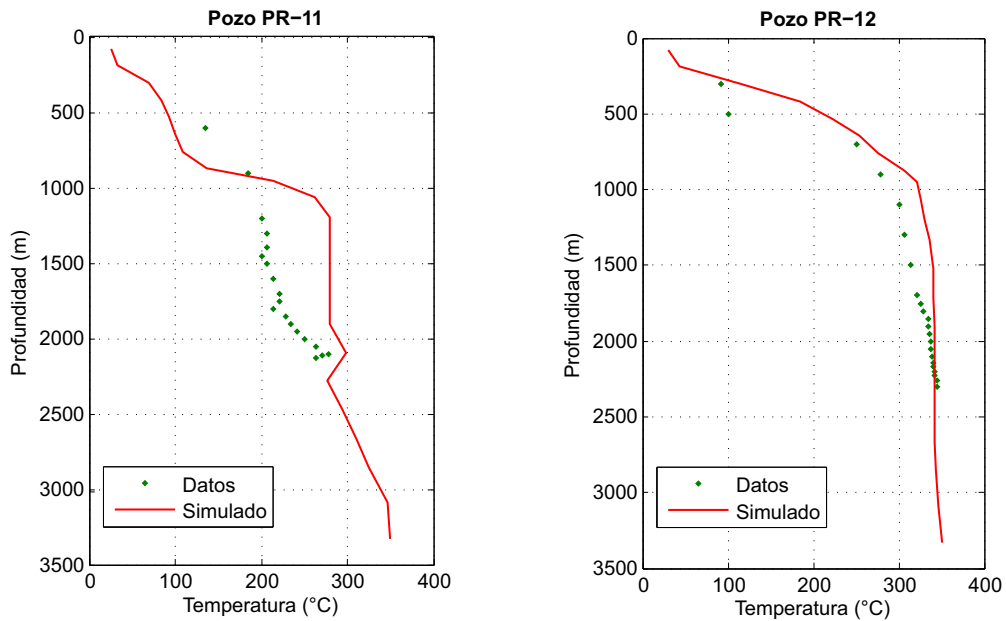


Figura 7.4: Perfiles simulados (línea roja) y registros de temperaturas en los pozos (puntos verdes).



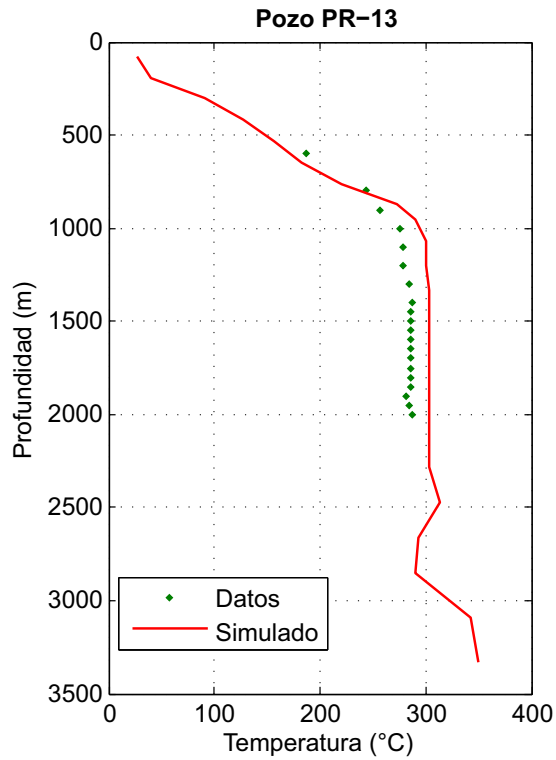


Figura 7.5: Perfil simulado (línea roja) y registro de temperaturas en el pozo (puntos verdes).

La Figura 7.6 exhibe la temperatura obtenida en la simulación en la capa superficial, como puede apreciarse existen celdas con una temperatura superior a  $100^{\circ}\text{C}$ . Las líneas de color rojo indican la ubicación de los perfiles verticales de temperatura que se presentan en las Figuras 7.7-7.10. Se eligieron estos perfiles porque intersecan o pasan muy cerca de los pozos perforados. En cada perfil se ilustran isotermas entre un rango de  $50\text{-}350^{\circ}\text{C}$  aumentando  $50^{\circ}\text{C}$  entre cada línea.

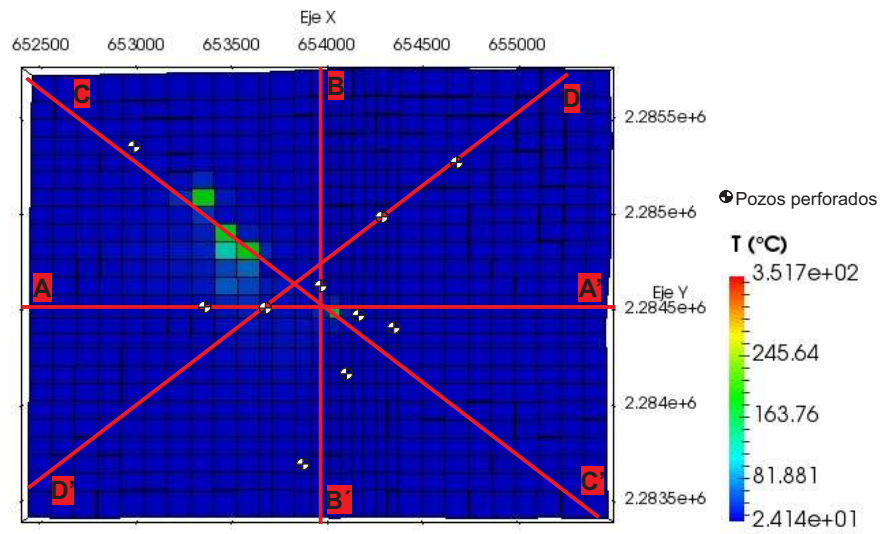


Figura 7.6: Distribución de la temperatura en la capa superficial.

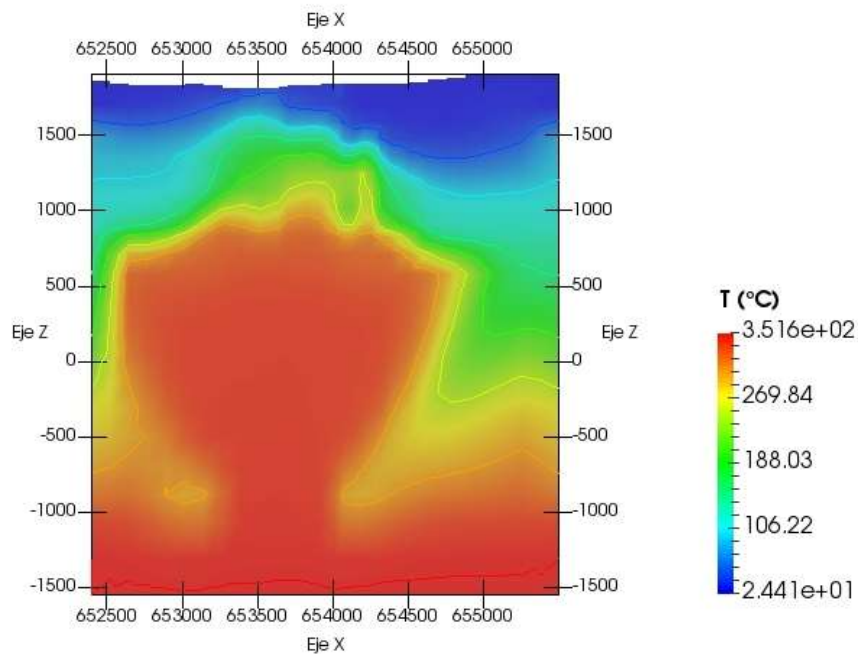


Figura 7.7: Distribución de temperaturas simuladas en la línea AA' de la Figura 7.6.

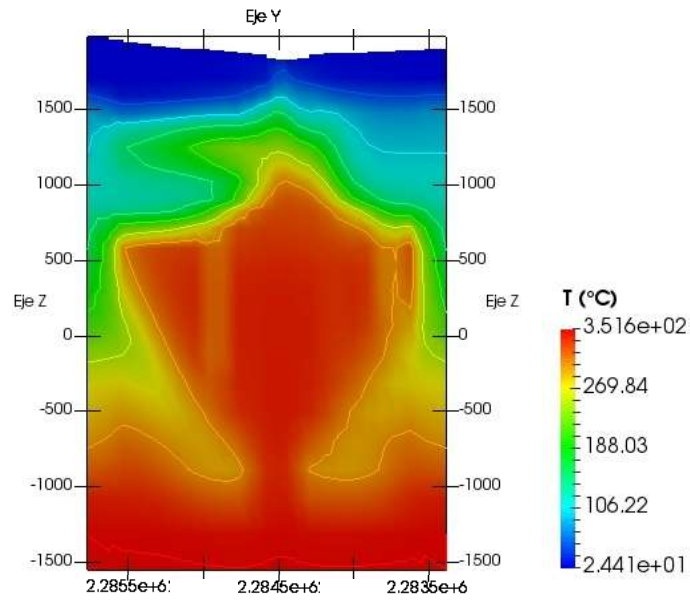


Figura 7.8: Distribución de temperaturas simuladas en la línea BB' de la Figura 7.6.

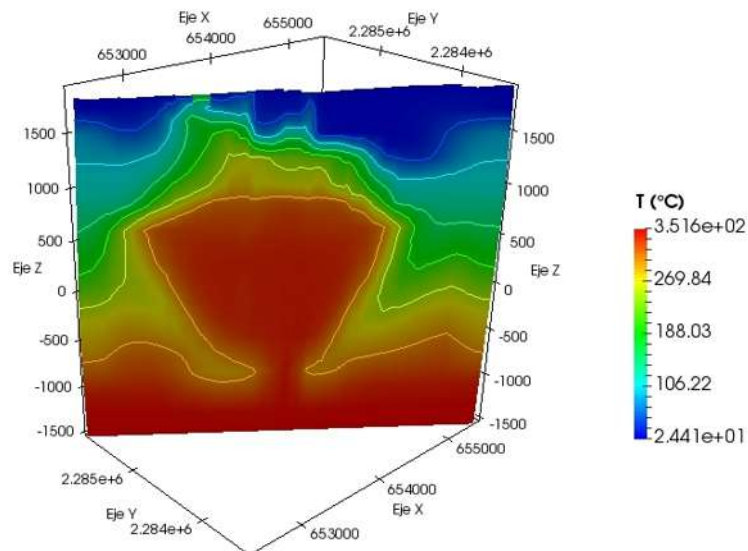


Figura 7.9: Distribución de temperaturas simuladas en la línea CC' de la Figura 7.6.

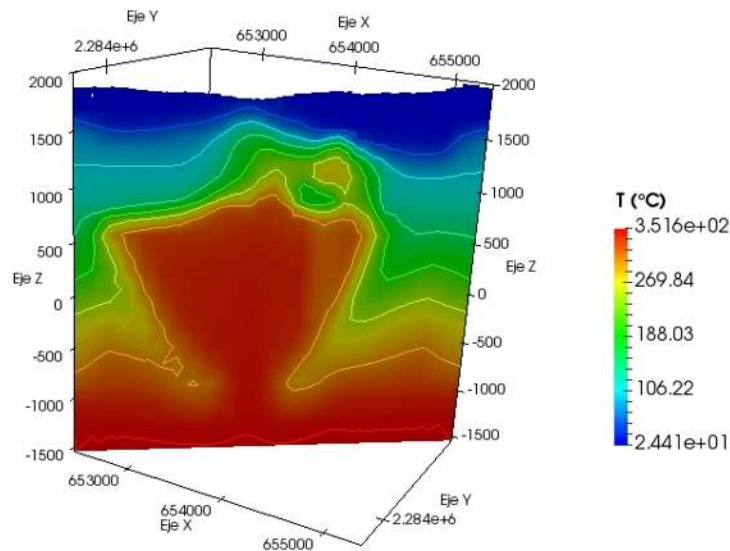


Figura 7.10: Distribución de temperaturas simuladas en la línea D'D de la Figura 7.6.

La Figura 7.11 muestra los perfiles AA' y BB' junto con un plano horizontal a una altura de -500 m.s.n.m. este plano, de igual modo, indica la distribución de la temperatura a esa profundidad.

El flujo del fluido de los perfiles anteriores se visualiza en la Figura 7.12 y 7.13, la dirección del fluido es indicada por medio de flechas (campo vectorial), su color denota la temperatura del fluido.

La Figura 7.14 señala las zonas en condiciones de ebullición, es decir, zonas donde se observa vapor. La escala de la Figura revela la fracción del poro de la roca que está ocupado por el vapor.

En la Figura 7.15 se aprecia la dispersión de la presión en los perfiles AA', BB' y CC', y la Figura 7.16 muestra los valores de temperatura versus presión resultantes en la simulación en cada celda donde se localiza el fondo de los pozos perforados en el área de simulación comparados con la línea de saturación.

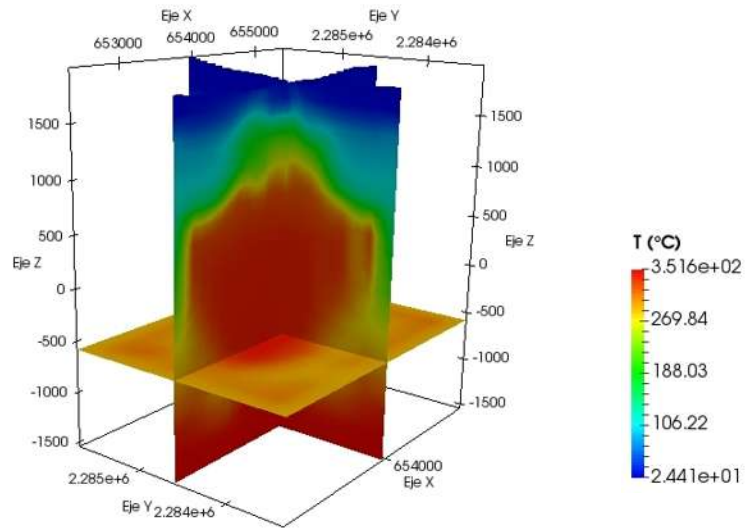


Figura 7.11: Perfil AA' y BB' con la distribución de temperaturas en una sección horizontal a aproximadamente -500 m.s.n.m.

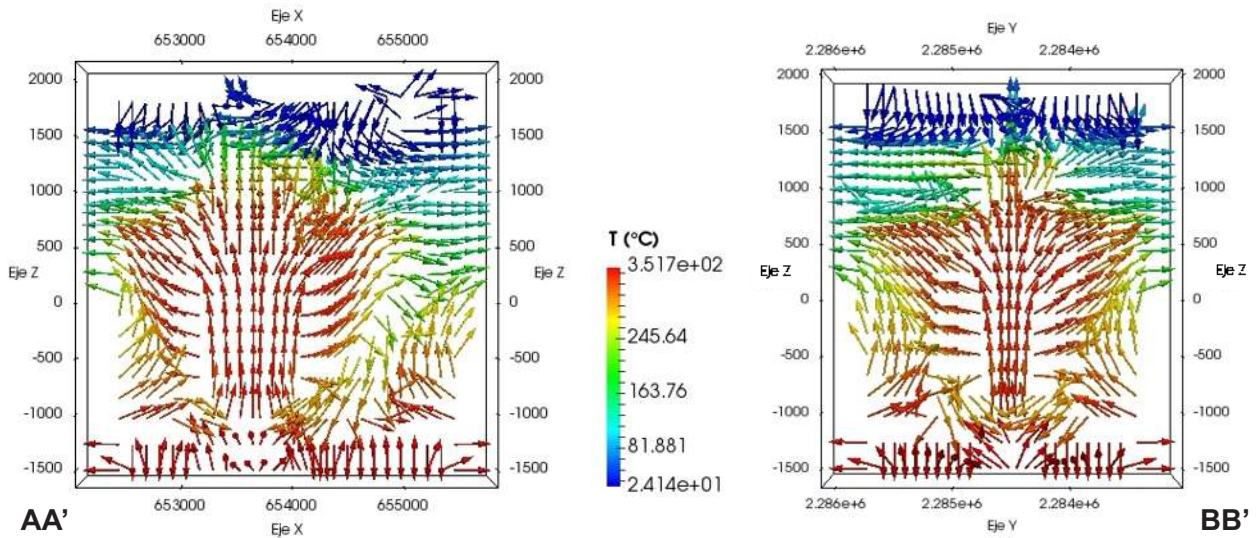


Figura 7.12: Perfiles AA' y BB', las flechas indican la dirección del flujo del fluido y su color la temperatura del mismo.

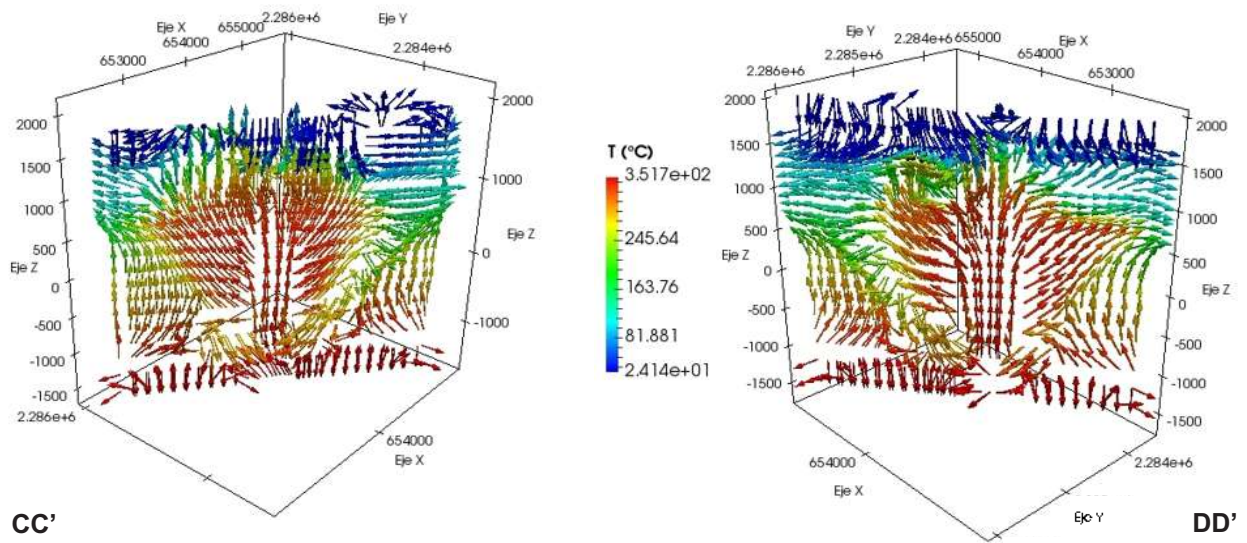


Figura 7.13: Perfiles CC' y DD', las flechas indican la dirección del flujo del fluido y su color la temperatura del mismo.

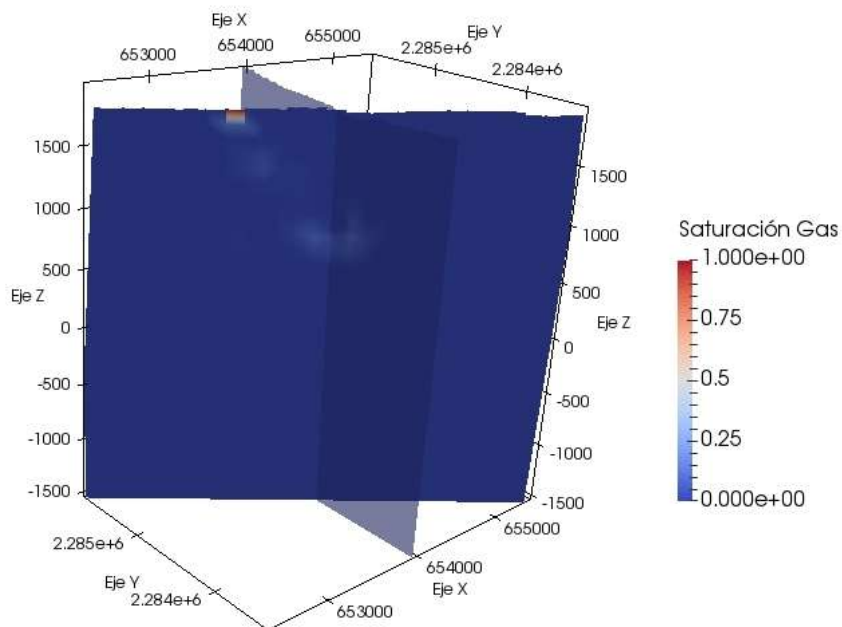


Figura 7.14: Distribución de la saturación de la fase gaseosa en el área de estudio.

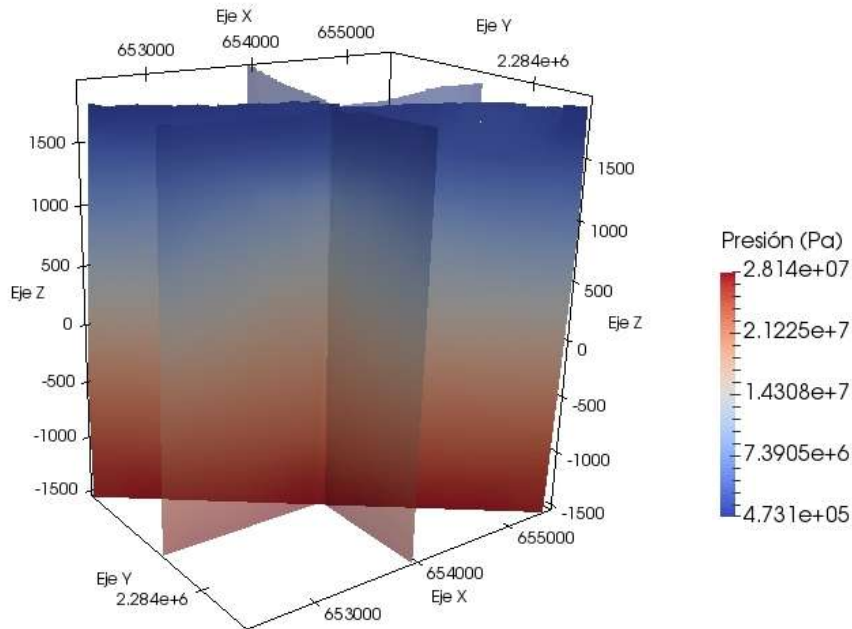


Figura 7.15: Distribución de la presión de los perfiles AA', BB' y CC'.

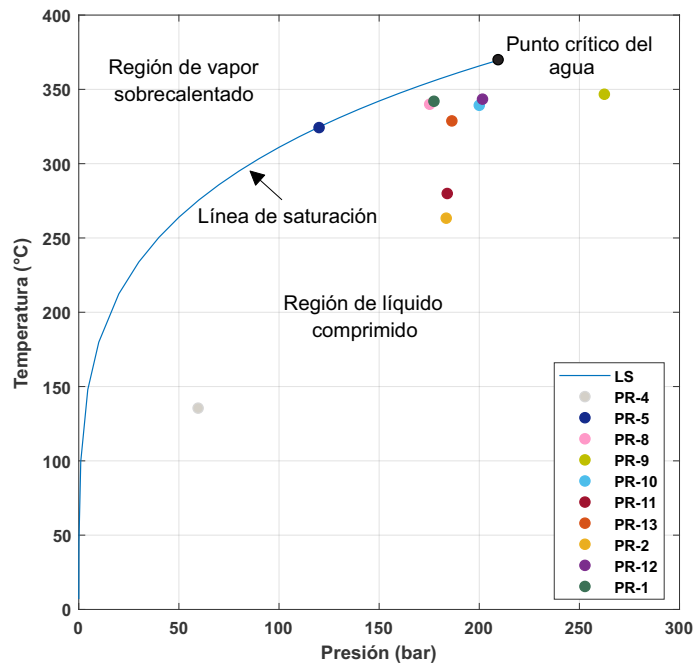


Figura 7.16: Valores de temperatura vs. presión presentes al fondo de cada pozo. LS indica línea de saturación.

# Capítulo 8

## Discusión de los Resultados

### 8.1. Modelo Conceptual

De los resultados de los estudios geocientíficos expuestos en el capítulo 5 puede mencionarse las siguientes características del campo geotérmico Cerritos:

El campo geotérmico Cerritos Colorados se localiza al occidente del CVTM a 20 km al oeste de la ciudad de Guadalajara en el estado de Jalisco. La existencia del sistema hidrotermal dentro de la Sierra de La Primavera se debe a los acontecimientos volcánicos y tectónicos que iniciaron hace 145,000 años culminando hace aproximadamente 30,000 años. La fuente de calor que soporta el sistema geotérmico es una cámara magmática, que según los modelos de Verma et al. (2012) y Verma y Rodríguez-González (1997) su cima subyace a una profundidad de 4-7 km. La perforación del pozo PR-9 a una profundidad cerca de 3 km exhibe una roca de composición granítica a granodiorítica de baja permeabilidad por lo que se considera como el basamento del yacimiento (Gutiérrez-Negrín, 1988; Gutiérrez-Negrín et al., 2002, etc.). Por lo anterior, esta roca se contempla en el modelo como un mecanismo para transferir el calor de manera conductiva.

Lavas de composición basáltica a andesítica yacen sobre el basamento seguido por flujos de lava



y tobas líticas, este conjunto de estratos constituye el acuífero inferior el cual alberga los fluidos geotérmicos, esto último corroborado por algunos estudios geocientíficos, el perfil resistivo elaborado a 0 m.s.n.m de la Figura 5.6 presenta un rango de resistividades entre  $10\text{-}50 \Omega \cdot m$  y coincide con una alteración hidrotermal propilítica. Lo anterior es característico de zonas que contienen el fluido hidrotermal (Sigurdsson, 2005). Este acuífero se ve afectado por fallas o estructuras con orientación NO-SE por lo que se le atribuye una permeabilidad del tipo secundario. El acuífero es recargado tanto por agua meteórica como por agua que proviene del SE de la caldera (Gutiérrez-Negrín, 1988). Por otro lado, los datos de los estudios clasifican el yacimiento como de tipo líquido comprimido, en especial, Gutiérrez-Negrín et al. (2002) mencionan que los pozos que alcanzan el yacimiento el fluido que entra al fondo del pozo está en estado líquido y conforme asciende se transforma en dos fases.

Los resultados de algunos estudios (relación de entalpía y cloro, el alto radio de He/Ar, zona de alta temperatura) señalan el centro del levantamiento calderico y el ascenso de fluido geotérmico alrededor del pozo PR-12, este fluido alcanza profundidades someras (alrededor de 1,000 m de profundidad) desarrollando condiciones de ebullición cerca de los flujos de lava riolítica donde los perfiles de temperatura de algunos pozos muestran un gradiente de temperatura elevado y las columnas elaboradas por el JICA (1989) no presentan pérdidas de fluidos. A su vez esto coincide con la anomalía de baja resistividad resultante en el mapa horizontal a 1,000 m.s.n.m de la Figura 5.6 y la zona de alteración hidrotermal argílica (aparición de esmectita y con rocas con alteración arcillosa), todos estos hechos señalan la existencia de una capa sello (Sigurdsson, 2005 y Sanchez-Alfaro et al., 2016) conformada esencialmente por los flujos de lava riolítica. En esta región se forma una capa de vapor capaz de calentar el fluido del acuífero superior y parte del vapor escapa a la superficie a través de fallas que cortan la capa sello, una prueba de ello son las fumarolas presentes en La Azufrera, Las Barrancas y el graben Cerritos Colorados, que particularmente siguen la tendencia de estructuras que se observan en superficie. Las fumarolas con una temperatura más elevada se encuentran en el área de La Azufrera, ya que en Cerritos Colorados el agua meteórica se infiltra a profundidades mayores (estudio potencial espontáneo).

El acuífero superior lo conforma la secuencia estratigráfica de flujos piroclásticos (Toba Tala) y sedimentos lacustres, de la porción central-oeste de la caldera el fluido fluye lateralmente hacia al NO enfriándose por conducción y emergiendo como manantiales termales en el margen oeste de la caldera. Una prueba de esto son los resultados de los estudios que se realizaron en el pozo RC-1 pues catalogaron esta zona como un área de descarga (Razo-Montiel, 1985). De la porción central-este de la caldera se establece un flujo en dirección hacia al NE manejado por fallas locales con la misma orientación.

Como última observación los estudios químicos sugieren que el agua caliente del pozo PR-2 proviene de un acuífero separado.

## 8.2. Modelo Numérico

El modelo numérico se construyó con el simulador TOUGH2 usando la ecuación de estado EOS1 para agua pura, esta ecuación no es aplicable para condiciones que superan el punto crítico del agua. Las condiciones reflejadas en el fondo del pozo PR-9 cercanas a este punto (ver Figura 7.16) está asociado a celdas impermeables (sin flujo de masa) que actúan como un mecanismo de transferencia de calor conductivo, pues este pozo penetra el basamento del yacimiento.

La calibración del modelo se llevó a cabo de manera manual, es decir, la simulación se inicia bajo ciertas condiciones y distribución de parámetros dejando simular por grandes períodos de tiempo hasta que las condiciones sean constantes. Los resultados obtenidos son comparados, en este caso, con las mediciones de temperatura reportadas, si existe una diferencia significativa entre dichos datos entonces se prosigue a modificar varios parámetros como la localización, el flujo y la entalpía de las fuentes, el valor de la permeabilidad de las fallas y la porosidad de las rocas, así como las condiciones de frontera, todo esto con el propósito de mejorar o poder reproducir los datos medidos en campo. De todos los intentos realizados, los parámetros del capítulo 6 son los que mostraron resultados más parecidos con los datos medidos. La litología del modelo conceptual fue redefinida en el modelo numérico a estructuras que muestran un comportamiento hidrogeológico similar, pues la

permeabilidad es uno de los valores más influyentes en un modelo geotérmico donde el mecanismo de transferencia de calor predominante es el convectivo (Bodvarsson et al., 1984; Vereina, 2003; Montegrossi et al., 2015; entre otros).

El modelo numérico considera algunas fallas cartografiadas por el JICA (1989) y Bolós et al. (2018) y el sistema de fallas que se identificó a profundidad (Gutiérrez-Negrín et al., 2002; JICA, 1989; etc.) se incluyó en el modelo apoyándose principalmente en los perfiles resistivos de la Figura 5.6. Sin embargo, no existe un estudio detallado que caracterice tal sistema de fallas.

Los perfiles de temperatura simulados de los pozos PR-1, PR-9, PR-12 y PR-13 (ver Figuras 7.2-7.5) muestran una mejor correspondencia con los datos medidos.

Las condiciones termodinámicas presentes en el fondo de la mayoría de los pozos geotérmicos exploratorios son de un reservorio de líquido comprimido (ver Figura 7.16), observando que los valores de los pozos PR-1, PR-8, PR-12 y PR-13 están cerca de la línea de saturación. En cambio, en el pozo PR-5 los valores se posicionan sobre la línea de saturación (fluido en fase líquido y vapor). Esto parece estar de acuerdo con lo que mencionan Gutiérrez-Negrín et al. (2002), el fluido geotérmico entra a los pozos profundos en fase líquida y se transforma en un fluido bifásico una vez dentro de ellos. Mientras que el fluido que se encuentra a profundidades someras flashea en la formación (como en el pozo PR-5).

El modelo conceptual indica que el ascenso de fluido geotérmico ocurre en una vecindad del pozo PR-12, no obstante, los perfiles de temperatura de los pozos PR-1, PR-8, PR-9 y PR-13 (ver Figura 5.21) también revelan un comportamiento convectivo a profundidad es por eso que se asignó un flujo de masa alrededor de estos pozos. Los resultados sugieren que, el fluido geotérmico de alta entalpía ( $> 250^{\circ}\text{C}$ ) aprovecha las zonas de falla para fluir a profundidades someras y mezclarse, en este caso, con el agua de lluvia que se infiltra en el subsuelo. Mahood et al. (1983) mencionan que este fluido se desplaza hacia el margen oeste de la caldera para emerger como manantiales termales. En las Figuras 7.12-7.13 puede observarse un flujo en esa misma dirección a profundidades someras. Por su parte, el JICA (1989) menciona que el fluido caliente que se origina en la formación profunda alrededor del pozo PR-12 se propaga hacia los alrededores aprovechando las zonas con fallas, esto

también puede apreciarse en las Figuras previamente mencionadas. Por el contrario, la capa sello no permite que el fluido geotérmico tenga un contacto directo con el acuífero superior, sino que el fluido es desviado hacia la periferia. El fluido geotérmico que asciende y alcanza la capa sello tiene una temperatura de hasta 300°C (principalmente en el área central de estudio), aquí se desarrollan condiciones de ebullición formando una capa de vapor, que en algunos puntos es capaz de lograr una expresión superficial (ver Figura 7.14).

Como puede visualizarse en el perfil DD' de la Figura 7.13 existe una mayor infiltración de agua meteórica a profundidad en la parte NE comparado con el perfil CC' de la misma Figura en la parte NO, lo que provoca una diferencia de temperaturas a profundidades someras, siendo mayores en la parte NO.

Según la tabla que presentan Dickson y Fanelli (1995) acerca de la clasificación de fuentes geotérmicas, los resultados clasifican a Cerritos Colorados como un campo de alta entalpía. Es importante señalar que el modelo muestra claramente que el yacimiento geotérmico descarga aguas con diferentes elementos como boro, SiO<sub>2</sub>, arsénico, etc., que son de origen natural y no tienen nada que ver con la explotación del campo.

Basándose en los resultados, puede decirse que la mejor zona para explotar el fluido geotérmico es el área donde se localizan los pozos PR-1, PR-8, PR-9, PR-12 y PR-13. No obstante, como trabajo futuro y para tomar decisiones referentes a la explotación del campo geotérmico, es necesario simular diferentes escenarios de explotación (donde las condiciones iniciales son el estado natural del campo) orientados a obtener el mejor aprovechamiento del yacimiento que sean sustentables ambientalmente.

## Capítulo 9

# Conclusiones y Comentarios

En este trabajo de tesis se modeló el estado natural del campo geotérmico Cerritos Colorados, para ello, fue necesario elaborar un modelo conceptual basándose en los estudios geocientíficos reportados en la literatura. El modelo incluye aspectos como la litología, el patrón del flujo del fluido y sus condiciones termodinámicas en el subsuelo, estructuras como fallas, etc. De este modelo se construyó la malla numérica en tres dimensiones, ambas cosas fueron desarrolladas usando el software GMS, la información se procesó en MATLAB para después con las rutinas de PyTOUGH crear y editar los archivos de entrada para ejecutar el simulador TOUGH2 y analizar los resultados. La calibración del modelo que matemáticamente significa resolver un problema inverso se llevó a cabo de manera manual, cambiando los parámetros hasta que los resultados no mostraran grandes diferencias con los datos medidos (con los perfiles de temperaturas obtenidos en algunos pozos exploratorios). En general, los resultados del modelo numérico muestran una buena correlación con los resultados del modelo conceptual y con los perfiles de temperatura que se utilizaron para la calibración.

La simulación numérica es una herramienta de gran importancia para diseñar la instalación de una planta geotérmica, pues hace posible analizar de manera cuantitativa el comportamiento del campo geotérmico en respuesta a diferentes escenarios de producción partiendo de las condiciones termodinámicas actuales del campo. TOUGH2 es uno de los simuladores numéricos más utilizados

---

para realizar tal trabajo, pero el pre y post procesamiento de la información es complicada pues no cuenta con una interfaz gráfica y los archivos de entrada y de salida (resultados) son almacenados en archivos de texto con un formato específico (número limitado de caracteres por renglón), tomando en cuenta que los modelos casi siempre están conformados por una gran cantidad de datos, sin embargo, su tamaño es restringido por la capacidad de memoria RAM de la computadora. Los scripts de PyTOUGH, escritos en lenguaje de programación de python, son una gran alternativa para la manipulación de simulaciones en TOUGH2 pues contiene módulos que controlan archivos de entrada y de salida de este simulador, ya que los scripts se basan en python es posible usar sus librerías o crear nuevos métodos que se adapten a las necesidades del modelador o del modelo.

Si bien, en este trabajo no se consideró varios aspectos que el JICA (1989) en su simulación aplicó, aquí se presenta una metodología para la realización de simulaciones que puede adaptarse a cualquier campo geotérmico hidrotermal, con la facilidad de construir un modelo conceptual que incluya los principales aspectos del sistema geotérmico con la posibilidad de ser traducido al simulador numérico además con la ventaja de manipular la información y presentar los resultados en buena calidad. Sin embargo, es necesario hacer algunas recomendaciones para mejorar la fiabilidad en los resultados en trabajos futuros en el campo geotérmico Cerritos Colorados:

- Es necesario contemplar un área de simulación más grande, de tal manera que se tenga un completo control en las fronteras, pues la calidad de los resultados dependen en gran medida de ellas.
- La malla de simulación tiene que alinearse con la dirección preferencial del flujo del fluido geotérmico.
- Debe realizarse un balance hídrico para estimar los caudales de entrada y salida en el área de simulación.
- Obtener perfiles de presión e incluirlos en la calibración del modelo, así como actualizar los perfiles de temperatura.
- Hacer análisis de sensibilidad en los parámetros, es decir, evaluar los efectos en las condiciones

---

termodinámicas estables cuando se varía un poco el valor de los parámetros como el flujo de calor basal, la permeabilidad, etc.

- Analizar el sistema incorporando el transporte de sales y gases en las simulaciones.
- Realizar simulaciones en mallas con geometrías irregulares y analizar el efecto en los resultados.

Sin duda realizar una simulación numérica es un trabajo multidisciplinario donde geólogos, geoquímicos, geofísicos, etc. deben proponer o construir un modelo conceptual por separado que en conjunto sea posible explicar el funcionamiento del campo geotérmico y de la misma manera tomar decisiones para la realización de la simulación.

# Referencias

- Alatorre-Zamora, M.-A. y Campos-Enríquez, J.-O. (1992). La Primavera Caldera (Mexico): Structure inferred from gravity and hydrogeological considerations, *Geophysics* **31**(4): 371–382.
- Antunez, E. U., Menzies, A. J. y Sanyal, S. K. (1991). Simulating a challenging water dominated geothermal system: The Cerro Prieto field, Baja California, Mexico, *Proceedings 16th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, Stanford University, Stanford, CA*, Vol. 2325, pp. 183–191.
- Aster, R. C., Borchers, B. y Thurber, C. H. (2005). *Parameter estimation and inverse problems*, Vol. 90, Elsevier. 316 pp.
- Avila-Villegas, A. Y. (2017). *Modelo numérico y conceptual en Cuitzeo y Tarímbaro, Michoacán haciendo uso de GMS y Tough2.*, Master's thesis, Universidad Michoacana de San Nicolás de Hidalgo, México. 144 pp.
- Axelsson, G. (2013). Conceptual Models of Geothermal Systems—Introduction, *Model. Geotherm. Syst. Organ. by UNU-GTP LaGeo, Geotherm.* pp. 1–12.
- Battistelli, A., Yiheyis, A., Calore, C., Ferragina, C. y Abatneh, W. (2001). Reservoir engineering assessment of Dubti geothermal field, Northern Tendaho Rift, Ethiopia, *Geothermics* **31**(2002): 381–406.
- Bertani, R. (2015). *Geothermal Power Generation in the World 2010-2014 Update Report*, Melbourne, Australia, pp. 1–19.



- Bodvarsson, G., Pruess, K., Stefansson, V. y Eliasson, E. (1984). The Krafla geothermal field, Iceland: 2. The natural state of the system, *Water Resources Research* **20**(11): 1531–1544.
- Bodvarsson, G. S., Pruess, K. y Lippmann, M. J. (1985). Modeling of geothermal systems, *Technical report*, Lawrence Berkeley Lab., CA (USA). pp. 1–07.
- Bolós, X., Cifuentes, G., Macías, J. L., Sosa-Ceballos, G., Garcia-Tenorio, F. y Albor, M. (2018). Geophysical imaging of fluid circulation and its relation with the structural system of Cerritos Colorados geothermal field, La Primavera caldera (Mexico), *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **369**(2019): 238–249.
- Butler, S. J., Sanyal, S. K., Henneberger, R. C., Klein, C. W., Puente, H. G. y de León, J. (2000). Numerical Modeling of the Cerro Prieto Geothermal Field, Mexico, *Transactions-Geothermal Resources Council*. pp. 401–406.
- CONAGUA (2015). Determinación de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Ameca (1409), estado de Jalisco. pp. 1–26.
- Croucher, A. (2007). *PyTOUGH user's guide*, Department of Engineering Science, University of Auckland, Auckland, New Zealand. 127 pp.
- Dickson, M. H. y Fanelli, M. (1995). *Geothermal Energy*, John Wiley & Sons. 214 pp.
- Finsterle, S. (n.d.). Primary Variables, Variable Switching, Initial Conditions, Boundary Conditions. Earth Sciences Division, Berkeley, California. 8 pp.
- Franco, A. y Vaccaro, M. (2014). Numerical simulation of geothermal reservoirs for the sustainable design of energy plants: A review, *Renewable and Sustainable Energy Reviews* **30**: 987–1002.
- Grant, M. y Bixley, P. F. (2013). *Geothermal reservoir engineering*, 2 edn, Elsevier. 379 pp.
- Gutiérrez-Negrín, L. C. A. (1988). The La Primavera, Jalisco, Mexico, Geothermal Field, *Transactions of the Geothermal Research Council* **12**: 161–165.
- Gutiérrez-Negrín, L. C. A., Ramírez-Silva, G. R., Martínez-Ménez, M. y López-López, C. (2002).

- Hydrographic characterization of the La Primavera, Mexico, Geothermal Field, *Transactions of the Geothermal Research Council* pp. 17–22.
- IGA, I. (2013). Handbook of Geothermal Exploration Best Practices: A Guide to Resource Data Collection, *Analysis, and Presentation for Geothermal Projects*. p. 69.
- Iglesias, E. R., Arellano G., V. y Torres R, R. J. (2015). Estimación del recurso y prospectiva tecnológica de la geotermia en México, *Technical report*, Instituto de Investigaciones Eléctricas, Informe IIE/11/3753/I 01/P, Cuernavaca, Morelos, México. 63 pp.
- Iglesias, E. R., Arellano, V., Castañeda, M. y Márquez, R. (1986). Developments in geothermal energy in Mexico—part eight: Geothermal reservoir energy recovery: A 3-D numerical simulation study of the Cerro Prieto geothermal field, *Journal of heat recovery systems* **6**(6): 451–463.
- JICA (1989). La Primavera Geothermal Development Project in United Mexican States, *Technical report*, Japan International Cooperation Agency. Final Report. 338 pp.
- Jones, T., Murphy, W. y Nur, A. (1980). Efectos of temperature and saturation on the velocity and attenuation of seismic waves in rocks: applications to geothermal reservoir evaluation., *Technical report*, Department of Geophysics, Stanford University, Stanford, Ca. pp. 328–337.
- Kaya, E., O’Sullivan, M. J. y Hochstein, M. P. (2014). A three dimensional numerical model of the Waiotapu, Waikite and Reporoa geothermal areas, New Zealand, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **283**: 127–142.
- Lippmann, M. J. y Bodavarsson, G. S. (1983). Numerical Studies of the Heat and Mass Transport in the Cerro Prieto Geothermal Field, Mexico, *Water Resources Research* **19**(3): 753–767.
- Llopis-Trillo, G. y Angulo, V. R. (2008). *Guía de la energía geotérmica*, Fundación de la Energía de la Comunidad de Madrid, Madrid. 186 pp.
- López-Hernández, A. (1991). *Análisis estructural y aporte al conocimiento volcánico en la Sierra de La Primavera, Jal.*, Master’s thesis, Universidad Nacional Autónoma de México, México. 80 pp.

- Maciel-Flores, R. y Rosas-Elguera, J. (1992). Modelo geológico y evaluación del campo geotérmico La Primavera, Jal., México, *Geofísica Internacional* **31**(4): 359–370.
- Mahood, G. A. (1980). Geological evolution of a Pleistocene rhyolitic center—sierra la Primavera, Jalisco, Mexico, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **8**(2-4): 199–230.
- Mahood, G. A., Truesdell, A. H. y Templos M, L. A. (1983). A reconnaissance geochemical study of La Primavera geothermal area, Jalisco, Mexico, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **16**(3-4): 247–261.
- Mendoza-Garcilazo, L. H. (1982). *Estudios sísmico-pasivo en los campos geotérmicos La Primavera, Jalisco y Los Azufres, Michoacán.*, Master's thesis, Centro de investigación científica y de educación superior de ensenada Baja California (CICESE), México. 133 pp.
- Mercer, J. W. y Faust, C. R. (1979). A review of numerical simulation of hydrothermal systems, *Hydrological Sciences Journal* **24**(3): 335–343.
- Moeck, I. S. (2014). Catalog of geothermal play types based on geologic controls, *Renewable and Sustainable Energy Reviews* **37**: 867–882.
- Montegrossi, G., Pasqua, C., Battistelli, A., Mwawongo, G. y Ofwona, C. (2015). 3D Natural state model of the Menengai Geothermal System, Kenya, *Proceedings World Geothermal Congress*. pp.1–15.
- Nicholson, K. (1993). *Geothermal fluids: chemistry and exploration techniques*, 1 edn, Springer Science & Business Media. 263 pp.
- Ordaz-Méndez, C. A., Flores-Armenta, M. y Ramírez-Silva, G. (2011). Potencial geotérmico de la República Mexicana, *Geotermia* **24**(1): 50–58. Comisión Federal de Electricidad, Gerencia de Proyectos Geotermoeléctricos, Morelia, Mich., México.
- O'Sullivan, M. J., Pruess, K. y Lippmann, M. J. (2001). State of the art of geothermal reservoir simulation, *Geothermics* **30**(4): 395–429.

- Palma-Pérez, O. (1992). Geophysical Features of the La Primavera, Jalisco, Mexico, Geothermal Field, *Transactions of the Geothermal Research Council* **16**: 309–315.
- Pandarínath, K. y Domínguez-Domínguez, H. (2015). Evaluation of the solute geothermometry of thermal springs and drilled wells of La Primavera (Cerritos Colorados) geothermal field, Mexico: A geochemometrics approach, *Journal of South American Earth Sciences* **62**: 109–124.
- Pruess, K. (2002). *Mathematical modeling of fluid flow and heat transfer in geothermal systems: an introduction in five lectures*, Vol. 4 of 10, 3 edn, Orkustofnun, University of California, Berkeley, United States. 85 pp.
- Pruess, K., Oldenburg, K. y Moridis, G. (1999). *TOUGH2 user's guide, version 2.0*, Lawrence Berkeley National Laboratory, University of California, Berkeley. 197 pp.
- Quijano-León, J. L. (2007). *Manual de Geotermia*, 1 edn. Ciencias de la Tierra e Ingeniería de Reservorios. 109 pp.
- Rae, A. (n.d.). Geothermal Systems and Modelling, Presentación en GNS Science, Wairakei. 26 pp.
- Razo-Montiel, A. (1985). Actividades de exploración en México, *Segunda Conferencia IIE/EPRI Sobre Programas de Geotermia*, San Diego, California, pp. 172–179.
- Rocha-Ruiz, D. A. (2013). *Distribución de la alteración hidrotermal del campo geotérmico Cerritos Colorados, México*, Master's thesis, Universidad Nacional Autónoma de México. 75 pp.
- Romagnoli, P., Arias, A., Barelli, A., Cei, M. y Casini, M. (2010). An updated numerical model of the Larderello–Travale geothermal system, Italy, *Geothermics* **39**: 292–313.
- Ruiz, D. A. R. y Hernández-Zúñiga, R. (2015). Distribution of Hydrothermal Alteration in the Cerritos Colorados Geothermal Field, Mexico, **39**: 567–572.
- Sanchez-Alfaro, P., Reich, M., Arancibia, G., Pérez-Flores, P., Cembrano, J., Driesner, T., Lizama, M., Rowland, J., Morata, D., Heinrich, C. A., Tardani, D. y Campos, E. (2016). Physical, chemical and mineralogical evolution of the Tolhuaca geothermal system, southern Andes, Chile:

- Insights into the interplay between hydrothermal alteration and brittle deformation, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **324**(2016): 88–104.
- Santoyo-Gutiérrez, E. y Torres-Alvarado, I. S. (2010). Escenario futuro de explotación de la energía geotérmica: hacia un desarrollo sustentable, **11**(10): 1–26.
- Santoyo-Gutiérrez, S., García, A., Morales, M., Perezyera, J. y Rosas, A. (1991). Applied technology in the solution of geothermal drilling problems of deep wells in La Primavera caldera (Mexico), *Journal of Volcanology and Geothermal Research* **47**: 195–208.  
**URL:** [http://gen.lib.rus.ec/scimag/index.php?s=10.1016/0377-0273\(91\)90109-d](http://gen.lib.rus.ec/scimag/index.php?s=10.1016/0377-0273(91)90109-d)
- SEMARNAT-CONANP (2012). Comité técnico para la administración del bosque la primavera. México. Bosque La Primavera área de protección de flora y fauna. 36 pp.
- Sigurdsson, H. (2005). *The Encyclopedia of Volcanoes*, 2 edn, Academic Press, Amsterdam. 1456 pp.
- Sánchez-Díaz, L. F. (2007). *Origen, transporte, distribución y concentración de los fluoruros en el sistema hidrogeológico volcánico Atemajac-Toluquilla, Jalisco, México.*, PhD thesis, Universidad Nacional Autónoma de México. 128 pp.
- Sánchez-Velasco, R. A. (2003). Update of the Cerritos Colorados Geothermal Project, Mexico, *Geothermal Resources Council, Transactions* **27**: 453–457.
- Sánchez-Velasco, R. A. (2015). Aprovechamiento de la geotermia de mediana y baja temperatura en México con el marco legal existente, Reporte Técnico, Banco Interamericano de Desarrollo. 38 pp.
- Stefansson, V. (2005). World geothermal assessment, *Proceedings of the World Geothermal Congress*, Antalya, Turkey, pp. 24–29.
- Tarantola, A. (2005). *Inverse problem theory and methods for model parameter estimation*, Vol. 89, siam. 358 pp.

- 
- Vereina, O. (2003). Natural state modelling of the Mutnovsky geothermal field, Kamchatka, Russia, *United Nations University* pp. 505–526.
- Verma, S. P., Arredondo-Parra, U. C., Andaverde, J., Gomez-Arias, E. y Guerrero-Martínez, F. J. (2012). Three-dimensional temperature field simulation of a cooling of a magma chamber, La Primavera Caldera, Jalisco, Mexico, *International Geology Review* **54**(7): 833–843.
- Verma, S. P. y Gómez-Arias, E. (2014). Optimal discretization time and mesh size in three-dimensional temperature field simulation in two Mexican geothermal fields, *Geothermics* **51**: 91–102.
- Verma, S. y Rodríguez-González, U. (1997). Temperature field distribution from cooling of a magma chamber in La Primavera Caldera, Jalisco, Mexico, *Geothermics* **26**(1): 25–42.
- Yokoyama, I. y Mena, M. (1990). Structure of La Primavera caldera, Jalisco, Mexico, deduced from gravity anomalies and drilling results, *Journal of volcanology and geothermal research* **47**(1991): 183–193.
- Zhdanov, M. S. (2015). *Inverse Theory and Applications in Geophysics*, Vol. 36, 2 edn, Elsevier. 730 pp.

## Anexo A

# Aspectos importantes de TOUGH2

TOUGH2 requiere una aritmética de 64-bit y un mínimo de memoria RAM dependiente de cada problema, que puede ser estimada con la siguiente expresión:

$$M = 0.08 * (NEL + 2 * NCON) * NEQ * NEQ$$

donde  $M$  es la memoria RAM en kilobytes,  $NEL$  número de bloques de la malla,  $NCON$  es el número de conexiones entre los bloques y  $NEQ$  es el número de ecuaciones (balance de masa y energía) por bloque.

El archivo de entrada de TOUGH2 que también puede separarse en varios archivos, tiene un formato estricto y está organizado en varios bloques, siendo los principales los siguientes:

- ROCKS. En este bloque se especifican las propiedades de los materiales como: densidad, porosidad, permeabilidad, calor específico, etc.
- PARAM. Se introduce parámetros de cálculo, información de pasos de tiempo y condiciones iniciales predeterminadas.
- ELEME. Introduce información de todos los elementos de la malla, como: nombre, volumen, coordenadas cartesianas de los centros de cada bloque, etc.

- CONNE. Lista de conexiones entre los elementos.
- GENER. Introduce sumideros y/o fuentes de masa y calor.
- INCON. Aquí se establecen las condiciones iniciales del problema.

La siguiente figura muestra el formato del archivo de entrada de TOUGH2.

TOUGH2 INPUT FORMATS											
TITLE											
ROCKS											
MAT	NAD	DROK	POR	PER (1)	PER (2)	PER (3)	CWET	SPHT			
COM	EXFAN	CDRY	TORTX	GK	XKD3	XKD4					
IRP	RP (1)	RP (2)	RP (3)	RP (4)	RP (5)	RP (6)	RP (7)				
ICP	CP (1)	CP (2)	CP (3)	CP (4)	CP (5)	CP (6)	CP (7)				
MULTI											
NK	NEQ	NPH	NB	NKIN							
START											
MOP: 1 2 3 4 5 6 7 8 9 0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 0 1 2 3 4											
PARAM											
ISIAKI	TIMAX	DELLEN or NDLT		DELTMX	ELST	TEXP	BE	SCAL F			
DIT (1)		DIT (2)		DIT (3)							
						DET (M)		(MSB*NDLT)			
REF1	REF2	U	WUP	WNR	DFAC						
DEP (1)		DEP (2)		DEP (3)		DEP (4)					
SOLVE											
RITMAX	CLOSUR										
RPCAP											
IRP	RP (1)	RP (2)	RP (3)	RP (4)	RP (5)	RP (6)	RP (7)				
ICP	CP (1)	CP (2)	CP (3)	CP (4)	CP (5)	CP (6)	CP (7)				
ELEM											
EI	NE	NSEQ	NADD	MA1	MA2	VOLX	AHTX	PMX	X	Y	Z

Figura A.1: Formato del archivo de entrada para TOUGH2.

Todos los parámetros deben indicarse en unidades del Sistema Internacional (SI), es decir, metros, segundos, kilogramos, kelvin (°C), etc.



## Anexo B

# Programas

Una fuerte limitación de TOUGH2 es la falta de una interfaz gráfica para la visualización de la información. Dado a la gran cantidad de datos que debe manipularse durante el proceso de simulación, la falta de una herramienta gráfica incrementa el tiempo requerido para modificar de manera manual el modelo (como en la etapa de calibración). Esto puede ser una fuente de errores humanos y por consecuencia obtener resultados erróneos.

### PyTOUGH

**PyTOUGH** es una librería de Python desarrolladas en la universidad de Auckland específicamente para simplificar, extender y automatizar el uso del simulador TOUGH2. Empleando PyTOUGH es posible la creación y edición de mallas y archivos de datos, así como llevar a cabo el análisis y visualización de los resultados de la simulación (Croucher, 2007).

PyTOUGH permite la realización de simulaciones en TOUGH2 con un enfoque de scripting. Un script es un programa simple escrito en un lenguaje de alto nivel, en el que cosas como las mallas, archivos de datos de entrada o salida del modelo sean tratados como variables que pueden ser manipuladas por el script. Un script puede automatizar parte o toda la preparación, la ejecución,

---

el post-procesamiento y análisis de los resultados de la simulación.

PyTOUGH también adopta un enfoque orientado a objetos y proporciona las siguientes *librerías* de Python:

- ***mulgrids***. Contiene clases y rutinas para crear mallas con una geometría rectangular o radial, editar y guardarlas para leerlas en cualquier instante. Proporciona varios métodos que facilitan la realización de varias tareas, por ejemplo, la malla puede ser refinada en cualquier área de interés, es posible agregar o eliminar bloques, las celdas superiores pueden ajustarse a datos topográficos. Asimismo puede generarse gráficos de cualquier capa de la malla, secciones verticales o sobre cualquier líneas del modelo.
- ***t2grids***. Por lo general, la malla de simulación se lee directamente desde el disco o se crea a partir de la clase *mulgrids* (descrita anteriormente). Esta clase contiene las propiedades del diccionario de Python para acceder, crear y eliminar bloques, conexiones y parámetros asignados a cada elemento de la malla.
- ***t2data***. Incluye clases y rutinas para crear, editar y guardar archivos de datos de TOUGH2. Sus propiedades corresponden a todas las diferentes secciones de un archivo de datos TOUGH2 (título, parámetros, características de la malla, fuentes, sumideros, etc.). La mayoría de estas secciones contienen muchos parámetros diferentes, por lo que se representan en un objeto *t2data* como diccionarios con múltiples elementos a los que se accede por su nombre.
- ***t2incon***. Esta librería contiene rutinas y clases para leer, editar y escribir el archivo que contenga las condiciones iniciales para el modelo.
- ***t2listing***. Contiene clases y rutinas para leer los archivos que genera TOUGH2 que contienen los resultados de la simulación. Es posible extraer información en cierto tiempo de la simulación como temperatura, presión, entalpía, etc. de cada uno de los bloques de la malla.

Además PyTOUGH puede exportar los resultados de TOUGH2 a archivos XML para ser visualizados en software libre como Paraview, Mayavi, entre otros; disminuye el tamaño de los archivos y

---

permite la creación de una animación para los resultados transitorios.

## GMS

El sistema GMS (**G**roundwater **M**odeling **S**ystem) desarrollado por Aquaveo, LLC in Provo, Utah consta de una interfaz gráfica (el programa GMS) donde es posible la construcción y luego la ejecución de la simulación específicamente de modelos de agua subterránea a través de códigos o modelos numéricos (MODFLOW, MODPATH, MT3DMS, etc.). GMS puede leer y mostrar los resultados del análisis de manera gráfica.

La interfaz de GMS está dividida en doce módulos cada módulo proporciona un tipo de dato básico que admite GMS. Entre los que destacan para la elaboración de este trabajo son:

- **Módulo TIN.** Triangulated Irregular Network es utilizado para el modelado de las superficies. Los TIN en GMS pueden crearse manualmente, ser importados o creados desde otros objetos de datos. De forma predeterminada, GMS usa el criterio de Delaunay para hacer la triangulación.
- **Módulo Boreholes.** Utilizado para visualizar pozos creados de registros de perforación o pozos sintéticos creados manualmente y construir secciones transversales entre pozos.
- **Módulo Solid.** Los pozos construidos y las secciones transversales son la base para construir los sólidos por medio de la interpolación.
- **Módulo 3D Grid.** Con este módulo es posible crear dos tipos de mallas 3D cartesianas: una centrada en la celda y la otra en la malla. Cuando los cálculos se realizan en una malla centrada en la celda, los puntos del cálculo son los centros de la celda. Utilizando el otro tipo de mallado los puntos de cálculo son los nodos de la malla o las esquinas de las celdas. La construcción de mallas 3D en GMS son utilizadas en la representación isosuperficial, las secciones transversales y para ser aplicadas a algún código numérico.
- **Módulo 3D Scatter Point.** Por medio de diferentes esquemas de interpolación, inclui-

---

da la interpolación ponderada, distancia inversa y kriging, los puntos de dispersión 3D son mapeados a mallas, cuadrículas o TINs.

Con la intención de facilitar la construcción y manipulación de un modelo, GMS tiene la facultad de importar diferentes tipos de archivos como imágenes raster georeferenciadas, mapas topográficos, datos de elevación, archivos shape y CAD, soporte de proyección incluyendo sistemas cartesianos y geográficos, etc. También puede exportarse una serie de objetos de GMS en formato shape como puntos dispersos en 2D y 3D, mallas 3D, TINs, entre otros. La Figura B.1 ilustra el uso de diferentes módulos de GMS para la configuración de un modelo.

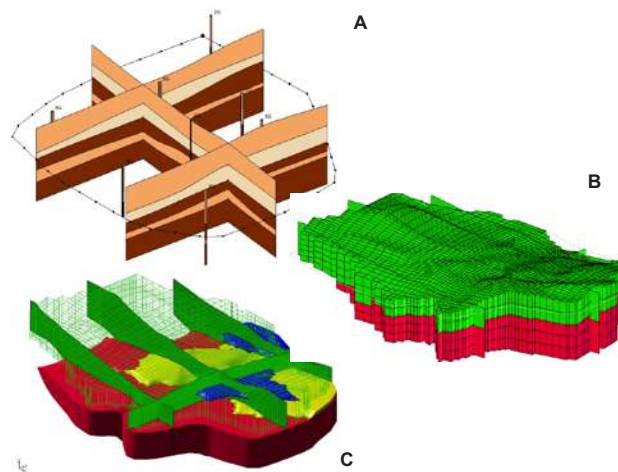


Figura B.1: Ejemplos de diferentes estructuras realizadas en GMS.

**A.** Secciones transversales construidas a partir de pozos estratigráficos.

**B.** Vista final de una malla 3D.

**C.** Malla 3D que ha sido ajustada a un modelo no homogéneo.