

UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR  
FACULTAD DE INGENIERÍA Y ARQUITECTURA  
ESCUELA DE POSGRADO

DIPLOMADO EN GEOTERMIA PARA AMÉRICA LATINA  
EDICION 2018



TEMA: MODELO CONCEPTUAL INTEGRADO PARA UNA  
AREA GEOTÉRMICA DE MEDIANA ENTALPÍA

PRESENTAN: Andrea Yamileth Melgar Vides  
Jonathan de Jesús Arévalo Durán  
Tanya Saray Ordoñez Martínez

ASESOR: Pedro Santos  
Arturo Quezada

CIUDAD UNIVERSITARIA, DICIEMBRE DE 2018

## Contenido

<b>1. Resumen.....</b>	<b>4</b>
<b>2. Introducción.....</b>	<b>5</b>
<b>3. Planteamiento del problema.....</b>	<b>6</b>
<b>4. Justificación del estudio .....</b>	<b>6</b>
<b>5. Objetivos.....</b>	<b>7</b>
5.1. Objetivo general.....	7
5.2. Objetivos específicos.....	7
<b>6. MARCO TEÓRICO. ....</b>	<b>8</b>
6.1. Geología.....	8
6.1.1. Geología Local.....	8
6.1.2. Geología de Pozos .....	8
6.2. Geoquímica.....	9
6.2.1. GEOTERMÓMETROS ACUOSOS .....	14
6.3. Geofísica.....	16
6.3.1. El método magnetotelúrico (MT).....	16
6.3.2. Método Gravimétrico.....	23
<b>7. Metodología.....</b>	<b>27</b>
7.1. Geología.....	27
7.2. Geoquímica.....	30
7.3. Geofísica.....	38
<b>8. Análisis de datos.....</b>	<b>41</b>
8.1. Geoquímica.....	41
8.2. Geofísica.....	46
<b>9. Presentación de los Resultados. ....</b>	<b>51</b>
<b>10. Conclusiones y recomendaciones.....</b>	<b>56</b>
<b>11. Agradecimientos.....</b>	<b>57</b>
<b>12. Referencias bibliográficas.....</b>	<b>58</b>

## Índice de figuras.

Figura 1. Esquema de tipos de aguas (Henry R.W., Introduction to geochemistry of active and fossil geothermal).....	9
Figura 2. . Diagrama de Piper-Hill-Langelier .....	11
Figura 3. . Diagrama Triangular.....	12
Figura 4. Diagrama Na- K-Mg (Giggenbach, 1986) .....	13
Figura 5. Diagrama de Stiff. ....	14
Figura 7. Arreglo geométrico del equipo MT, en campo.....	18
Figura 8. Instalación de una estación TEM; El bucle del receptor está en el centro del bucle del transmisor. Se muestra la forma de la corriente transmitida y la tensión transiente medida (Flóvenz, et al., 2012).....	22
Figura 9. Diagrama representativo de 2 cuerpos para representar la ecuación de gravitación universal.....	24
Figura 10. <b>Diagrama de corrección topográfica</b> .....	25
Figura 11. <b>Mapa Geológico de la zona de estudio (fuente LaGeo).</b> .....	27
Figura 12. <b>Mapa Geo-estructural de la zona de estudio (fuente LaGeo).</b> .....	28
Figura 13. <b>litoestratigrafía del pozo exploratorio en la zona de estudio.</b> .....	29
Figura 14. <b>Perfil Temperatura vs Profundidad medias en el pozo.</b> .....	30
Figura 15. <b>Mapas de isocontornos de especies químicas.</b> .....	31
Figura 16. <b>Mapa de isoterms superficiales de la zona de estudio.</b> .....	32
Figura 17. <b>Diagrama Ternario de muestras químicas proporcionadas.</b> .....	33
Figura 18. <b>Diagrama de Piper de muestras químicas proporcionadas.</b> .....	33
kFigura 19. <b>Diagrama de la Relación Na-K.</b> .....	34
Figura 20. <b>Diagrama de 18<sup>o</sup> vs Elevación.</b> .....	34
Figura 21. <b>Diagramas de Stiff para aguas Cloruradas-Sódicas.</b> .....	35
Figura 22. <b>Diagramas de Stiff para aguas Bicarbonatadas-Calcicas.</b> .....	35
Figura 23. <b>Diagramas de Stiff para aguas Bicarbonatadas-Sódicas.</b> .....	36
Figura 24. <b>Diagramas de Stiff para aguas Bicarbonatadas-Magnésicas.</b> .....	36
Figura 25. <b>Diagramas de Stiff para aguas Sódicas.</b> .....	36
Figura 26. <b>Diagrama de Giggenbach.</b> .....	37
Figura 28. <b>Ajuste por Static Shift de la curva MT.</b> .....	39
Figura 29. <b>Modelado 1D de un sondeo MT.</b> .....	40
Figura 30. <b>Diagramas triangulares obtenidos.</b> .....	41
Figura 31. <b>Aguas características del perfil de trabajo.</b> .....	42
Figura 32. <b>Grafico Ludwig Langelier resultante.</b> .....	42
Figura 33. <b>Grafico resultante del rango de temperaturas (Diagrama de Glggembach).</b> .....	44
Figura 34. <b>Grafico resultante para determinar la elevación de la recarga.</b> .....	44
Figura 36. <b>Mapa de anomalía completa de Bouguer.</b> .....	47
Figura 37. <b>Mapa de anomalía regional de Bouguer.</b> .....	47
Figura 38. <b>Mapa de anomalía residual.</b> .....	48
Figura 39. <b>Perfil MT de resistividad eléctrica de las rocas en dirección O-E.</b> .....	49
Figura 40. <b>Mapas en planta de la resistividad eléctrica a elevación constante.</b> .....	50
Figura 41. <b>Modelado del perfil O-E.</b> .....	52
Figura 42. <b>Perfil de Modelo Conceptual Integrado para una zona de mediana entalpia entalpia.</b> .....	54

## 1. Resumen.

El principal propósito de la exploración de una zona geotérmica es definir su tamaño, forma, estructura y determinar sus características, como son: el tipo de fluido, su temperatura, composición química y su capacidad de producir energía etc.

De acuerdo a las técnicas empleadas, la exploración superficial se puede dividir en geológica, geoquímica y geofísica.

Este trabajo expone los resultados del procesamiento e integración de información geológica, geoquímica y geofísica (gravimétrica, magnetotelúrica MT-TDEM), en un perfil de modelamiento 1D de resistividad y gravimétrico 2D dentro de un área geotérmica.

Los resultados obtenidos, permitieron construir un modelo conceptual integrado, donde se identificó la posible fuente de calor, capa sello, reservorio y basamento. Además, se planteó un posible patrón de circulación de fluidos, basado en la información geoquímica y geofísica (resistividad y gravedad) en concordancia con las estructuras geológicas superficiales.

## 2. Introducción

En este trabajo se analizaron datos de geología, geoquímica y de prospección geofísica, con énfasis en el mapeo de anomalías geofísicas que pudieran significar el descubrimiento de una formación geológica apta para la explotación geotérmica de mediana entalpia, además esta información puntual de los parámetros físicos determinados con la prospección permitió caracterizar cuantitativa y cuantitativamente el subsuelo lo que sirve de apoyo para la toma de decisiones correctas relacionadas con el uso del posible recurso geotérmico.

Se han desarrollado diferentes métodos o técnicas, como la gravimetría, MT y TDEM, siendo estos últimos los más utilizados en la exploración geotérmica. Con estos se pueden determinar propiedades físicas del material rocoso como, la densidad, magnetización y resistividad, ayudando a entender con mayor detalle la distribución de estos materiales en el subsuelo y los mecanismos que gobiernan la zona de interés a través de la identificación de estructuras y/o anomalías geofísicas que se relacionen con la existencia de un recurso geotérmico.

El método MT, contribuyó a definir los patrones de resistividad en profundidad los cuales son útiles para delimitar la geometría de los elementos que componen un sistema geotérmico. Por su parte el método gravimétrico es útil para delimitar fallas y lineamientos estructurales a través del análisis de las variaciones gravitacionales a lo largo del área de estudio.

El análisis geoquímico permitió determinar la temperatura probable del reservorio, la clasificación de las aguas geotérmicas y la altura aproximada de la recarga de sistema, así como también la zona de descarga y la dirección del patrón de flujo del área, además toda la información se correlacionó con la geología estructural identificándose las fallas principales que permiten el transporte de los fluidos geotérmicos en la zona.

En Geofísica existe un conjunto amplio de posibles configuraciones del sub-suelo, por esta razón es importante correlacionar los datos geofísicos con información geológica, geológica estructural y geoquímica del área de interés, de esta manera es posible construir modelos más consistentes y representativos. Los modelos conceptuales integrados son esenciales para la evaluación del potencial geotérmico en cualquier área geotérmica.

### 3. Planteamiento del problema

Definir un modelo conceptual integrado con información geológica, geoquímica y geofísica, identificando los elementos principales del área geotérmica, para caracterizar una zona de mediana entalpía.

### 4. Justificación del estudio

Las áreas geotérmicas de mediana entalpía alrededor del mundo no están siendo explotadas, y ya que actualmente se habla mucho sobre la necesidad de mejorar la eficiencia energética y el uso de energías renovables, La energía geotérmica de baja y mediana entalpía puede ser una buena alternativa de uso. Su utilización puede ser aplicada para múltiples usos industriales y domésticos consiguiendo rendimientos térmicos importantes. (Carrasco & Martínez Marquéz, 2015).

Frente al panorama mundial y a la creciente necesidad del aprovechamiento de fuentes de energías renovables, para minimizar la utilización de combustibles fósiles que provocan el aumento de los índices de gases de efecto invernadero que potencian el cambio climático. Se proponen estudios como el que se llevará a cabo, el cual tiene como objetivo realizar un modelo geotérmico conceptual integrado de una zona de mediana entalpía, evaluando información geológica, geofísica, y geoquímica.

En este proyecto, los métodos geofísicos a emplear son gravimetría, MT y TDEM y los resultados obtenidos del procesamiento de los datos geofísicos se correlacionarán con información geoquímica y geológica del área para obtener información sobre los sistemas de falla en la zona estudiada, resistividad del subsuelo, anomalías de gravedad, la profundidad del recurso, zonas de recarga y temperaturas estimadas del reservorio.

## 5. Objetivos

### 5.1. Objetivo general

Elaborar un modelo geotérmico conceptual integrado de una zona de mediana entalpía, utilizando información geofísica, geológica y geoquímica, para caracterizar una posible zona de explotación de mediana entalpía.

### 5.2. Objetivos específicos

- Procesar datos geofísicos utilizando los métodos de gravimetría, MT y TDEM para desarrollar modelos en 1D y 2D de la distribución de resistividad y anomalías de gravedad en el subsuelo.
- Análisis de datos geoquímicos proporcionados mediante el uso del software Aquachem 4.0 para clasificación de las aguas, ubicación de posibles zonas de recarga y estimar el rango de temperatura del reservorio haciendo uso de los geotermómetros.
- Correlacionar los datos obtenidos con análisis de geofísica y geoquímica, con la información geológica disponible del área de estudio.
- Realizar un modelo geotérmico conceptual con la finalidad de caracterizar el reservorio en la zona de interés.

## 6. MARCO TEÓRICO.

### 6.1. Geología.

#### 6.1.1. Geología Local.

A partir del Código Estratigráfico Norteamericano (2010), para las Clases de Unidades Definidas, en La Categoría de Materiales Basada en Contenido o Límites Físicos, se define a una unidad litoestratigráfica como un estrato o un conjunto de estratos, generalmente, aunque no siempre, dispuesto en capas, comúnmente tabular, que se conforma la Ley de la Superposición, y es distinguido y delimitado con base en sus características líticas y su posición estratigráfica.

#### 6.1.2. Geología de Pozos

Una vez que se tiene un modelo preliminar del campo con base en los datos superficiales, se procede a situar pozos exploratorios, con los cuales se pretende corroborar los modelos elaborados

Durante la perforación del pozo se toman muestras de las rocas que se van encontrando. Estas rocas son estudiadas para determinar los minerales que se han producido como resultado de la interacción de los fluidos termales y la roca del yacimiento. La formación de los minerales de alteración depende tanto de la composición química del fluido como de la temperatura y por lo tanto estos dos parámetros pueden ser inferidos a partir de las observaciones en las muestras, aún sin haber hecho mediciones directas.

Una vez que el pozo se ha terminado (lo cual puede llevar varios meses), se toman registros verticales de flujo, temperatura, conductividad y potencial eléctricos, velocidad sísmica, etc., para determinar las propiedades de las rocas que se encuentran a lo largo del pozo y la variación de la temperatura con la profundidad, lo que en forma indirecta ayuda a inferir la permeabilidad de las rocas, ya que después de haber sido enfriadas por los fluidos de perforación las capas de roca más permeables serán las que recuperen más rápido su temperatura anterior por la circulación de los fluidos termales a través de ellas.

## 6.2. Geoquímica

Objetivo principal de la Geoquímica de Fluidos durante la fase de exploración es entender la relación entre el fluido emergente en la superficie con el fluido de origen en profundidad y los propósitos fundamentales en la exploración son la estimación de la temperatura subsuperficial usando geotermómetros químicos y la identificación de fuentes de aguas con huella geotérmica utilizando técnicas isotópicas.

Para clasificar los tipos de aguas utilizaremos los términos de Giggenbach quien define las aguas como bien equilibradas o maduras y poco equilibradas o inmaduras.

En este sentido las aguas que tienen un pH alto son aguas que han interactuado con las rocas por un tiempo muy largo. Estas aguas han llegado al equilibrio con respecto a las reacciones que convierten feldespato de Na a feldespato de K y feldespatos a silicatos laminares, dependiendo de la composición inicial de la roca. Por lo contrario, las que tienen un PH bajo son aguas que no han interactuado con las rocas un período de tiempo lo suficientemente grande para llegar al equilibrio con respecto a estas reacciones.

En general entonces se clasifican las aguas geotérmicas en: Cloruro sódicas, Sulfato ácidas, Sulfato ácidas – cloruradas y Bicarbonatadas (**Figura.1**), de las cuales se dará una breve descripción a continuación.

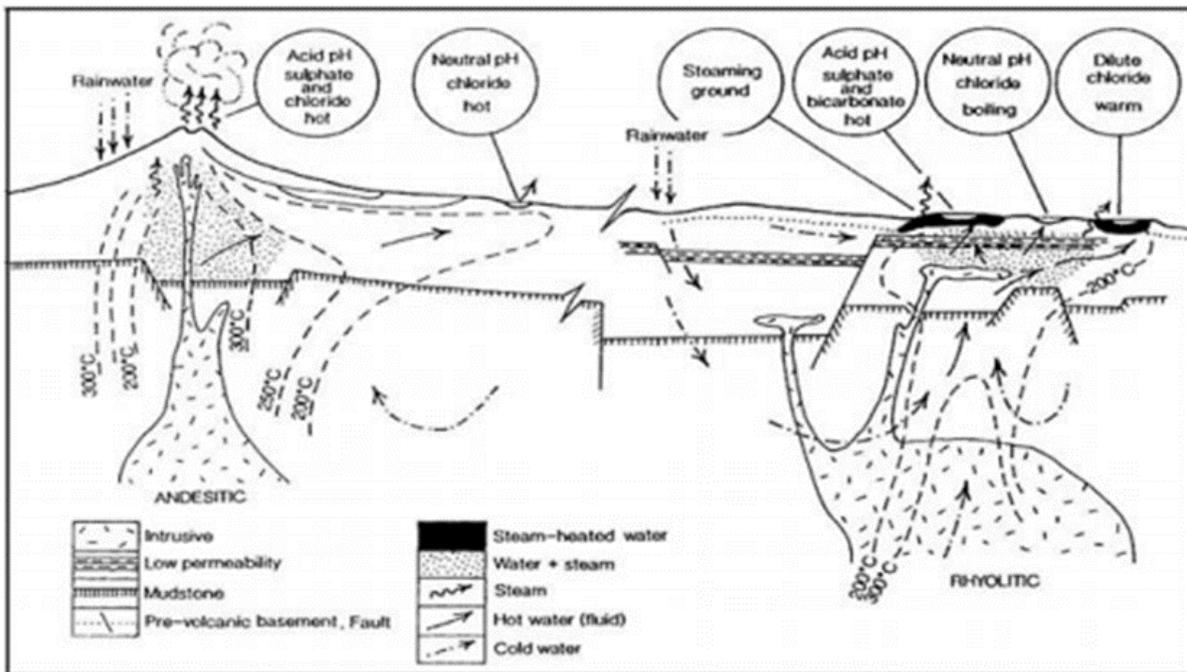


Figura 1. Esquema de tipos de aguas (Henry R.W., Introduction to geochemistry of active and fossil geothermal)

- **Aguas cloruro sódicas (PH neutro).**

Llamadas cloruro alcalinas o neutras cloruradas con un  $pH=7$ , típicas de fluidos geotérmicos profundos en sistemas de alta temperatura, si se encuentra en áreas con una mayor concentración identifican zonas permeables dentro del campo, fluidos que son clorurados se descargan habitualmente en las aguas termales con buen flujo y son las únicas aguas de fuentes termales que pueden usarse con más confianza en la geotermometría.

- **Aguas Sulfato ácidas cloruradas**

Aguas típicamente con  $pH$  entre 2-5, se forman por varios procesos:

1. Mezclas de aguas cloruradas y sulfatadas a profundidades variables siendo las más comunes, en variedad de ambientes, calientes y con alto contenido de  $Cl$  y  $SO_4$  en aproximadamente Igual proporción.
2. Por descarga cerca de la superficie y la oxidación del  $H_2S$  en aguas cloruradas.
3. Condensación de gases volcánicos en las aguas meteóricas en superficie y condensación de vapor magmático en profundidad (se reconocen por alto contenido de  $Cl$ ,  $SO_4$  y  $F$ ).
4. Paso de fluidos a través de secuencias cloruradas ricas en sulfato como las evaporitas o litologías que contienen  $S$  nativo.

- **Bicarbonatadas.**

Presentes en reservorios geotérmico profundos en rocas metamórficas y/o sedimentarias, su  $pH$  es cercano a la neutralidad debido a la reacción con las rocas locales (en el depósito superficial o durante el flujo lateral), bajo contenido de cloruros y algunas veces con contenidos variados de sulfatos y son aguas corrosivas: se debe tener en consideración al desarrollar un campo geotérmico.

- **Aguas Bicarbonatadas Sódicas**

Aguas ricas en bicarbonatos son originadas ya sea por la disolución del dióxido de carbono o por la condensación de vapor geotérmico en aguas subterráneas libre de oxígeno relativamente profunda. Debido a la ausencia de oxígeno se evita la oxidación del sulfuro de hidrógeno, la acidez de estas soluciones es debida a la disociación de  $H_2CO_3$ .

A pesar de ser un ácido débil convierte los feldspatos y arcillas, generando soluciones acuosas neutrales, las cuales son ricas típicamente en sodio y bicarbonato, particularmente a temperatura media-alta. Se debe tener presente que:

1. La baja solubilidad de la calcita previene que las soluciones acuosas aumenten su contenido en calcio.
2. Potasio y magnesio se fijan en arcillas y cloritas, respectivamente.
3. Concentración de sulfato está limitada por la baja solubilidad de la anhidrita. Las aguas sodio bicarbonato se encuentran generalmente en la “zona de condensación”

de sistemas vapor dominantes y en las partes marginales de sistemas líquido-dominantes. Sin embargo, están también presentes en yacimientos geotérmicos profundos en rocas metamórficas o sedimentarias.

Las aguas entonces se pueden clasificar por su salinidad, por el contenido promedio de las especies químicas que la constituyen, mediante representación gráfica pues se tiene una visualización sencilla y completa de la composición y características químicas, para ello existen diferentes tipos de diagramas empleados en la clasificación, a continuación, se detalla algunos de ellos:

### A. Diagrama de Piper-Hill-Langelier.

Formado por dos triángulos equiláteros donde se representa, respectivamente la composición aniónica y catiónica del agua y un campo central romboidal en que se representa la composición del agua deducida a partir de aniones y cationes. Es necesario calcular las concentraciones de los iones en porcentaje y solo se pueden reunir en cada triángulo tres aniones y tres cationes. A cada vértice le corresponde el 100% de un anión o catión. Como aniones se suele representar a HCO<sub>3</sub>, SO<sub>4</sub> y Cl y como cationes a Na, K, Ca y Mg.

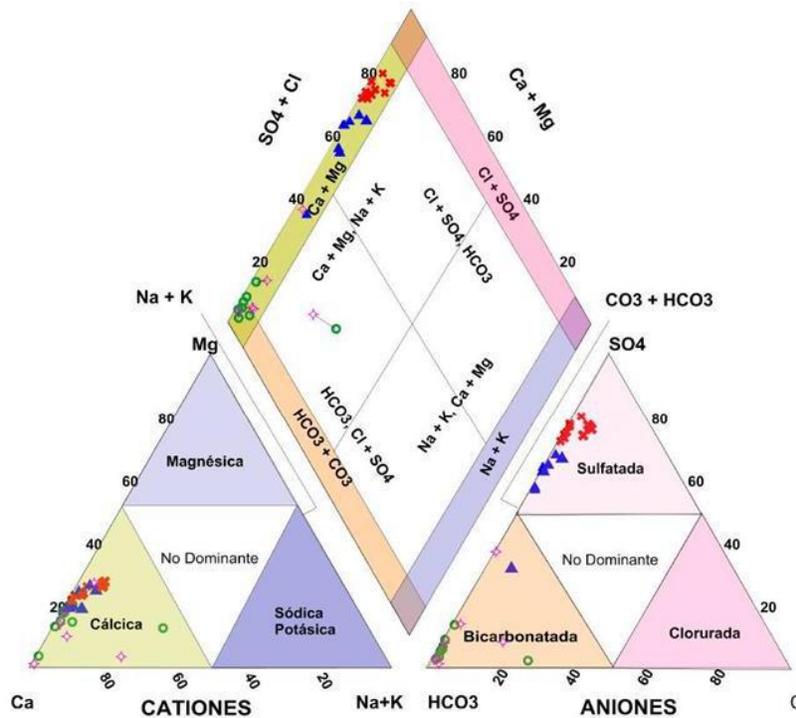


Figura 2. . Diagrama de Piper-Hill-Langelier

### B. Diagramas triangulares

Se utilizan para representar la proporción de tres componentes en la composición de un conjunto o de una sustancia. La suma de los tres componentes deber ser 100% de la composición de los elementos que se consideran como se muestra en la (Figura. 2).

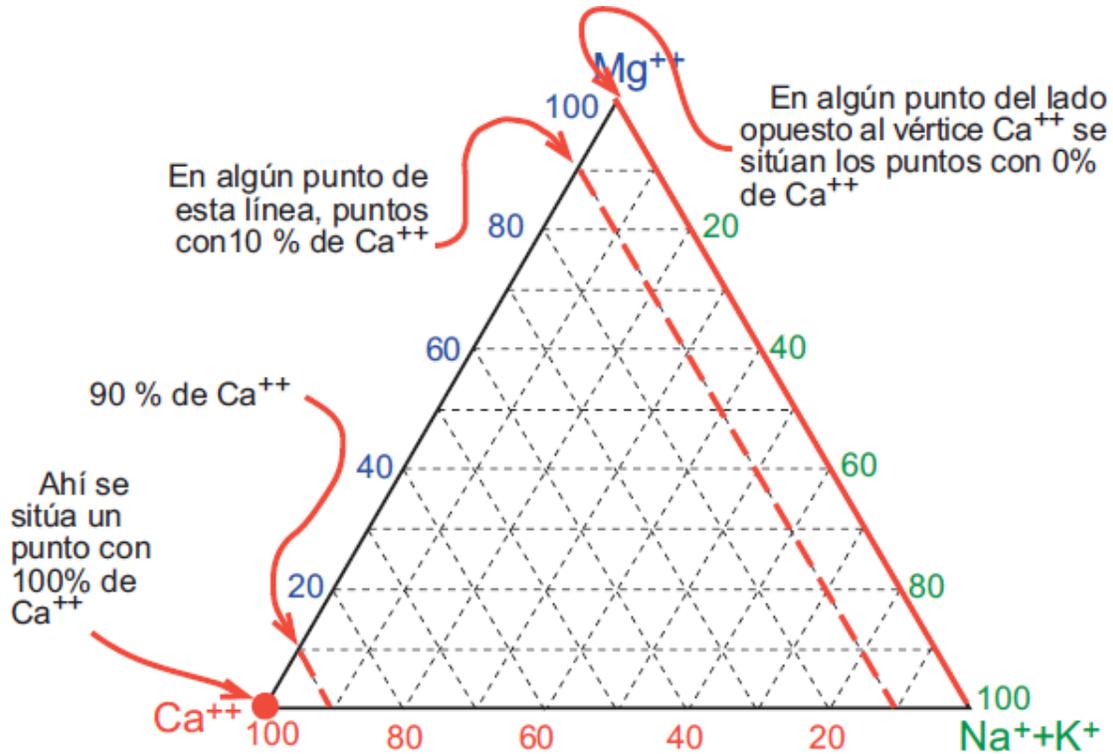
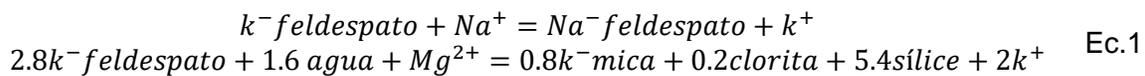


Figura 3. . Diagrama Triangular

**Diagrama Na-K-Mg.**

Giggenbach (1986) propuso la combinación de los geotermómetros de Na/K y K/Mg en un diagrama triangular, a partir del cual se pueden clasificar las aguas y extrapolar la probable temperatura del reservorio, de una manera más sencilla y directa. En este diagrama los dos sistemas están representados por dos conjuntos de líneas, uno para las razones de Na/K y otro para las razones de K/Mg, donde cada valor representa líneas isotermas. La intersección de las isotermas de Na/K y K/Mg, referidas a la misma temperatura, corresponden a la composición del agua en equilibrio con las fases minerales controlando ambos geotermómetros y delineando la llamada “curva de equilibrio total”.

El diagrama triangular se basa en la dependencia de la temperatura de las siguientes ecuaciones (Ec.1):



La zona de equilibrio parcial sugiere ya sea un mineral que se ha disuelto, pero no ha alcanzado el equilibrio, o una mezcla de agua que ha alcanzado el equilibrio (por ejemplo, agua geotérmica) diluido con agua no equilibrada (por ejemplo, agua subterránea fría).

Puntos cerca de la esquina de  $\sqrt{Mg}$  generalmente sugieren una alta proporción de las aguas subterráneas relativamente frías, no necesariamente "inmaduras".

La posición de un punto de datos en el diagrama se obtiene calculando la sumatoria de las concentraciones (en mg/kg) de los tres componentes que intervienen siguiendo la ecuación (Ec.2):

$$S = \frac{Na}{1000} + \frac{k}{100} + \sqrt{Mg} \tag{Ec.2}$$

A partir de la sumatoria (S), se obtiene el %Na y D que son los que se representan respectivamente, como se muestra en la Figura 4:

$$\%Na = \frac{Na}{10S} \quad \%k = \frac{k}{S} \quad \%Mg = \frac{100\sqrt{Mg}}{S}, \quad D = \%Mg + 0.5\%Na \tag{Ec.3}$$

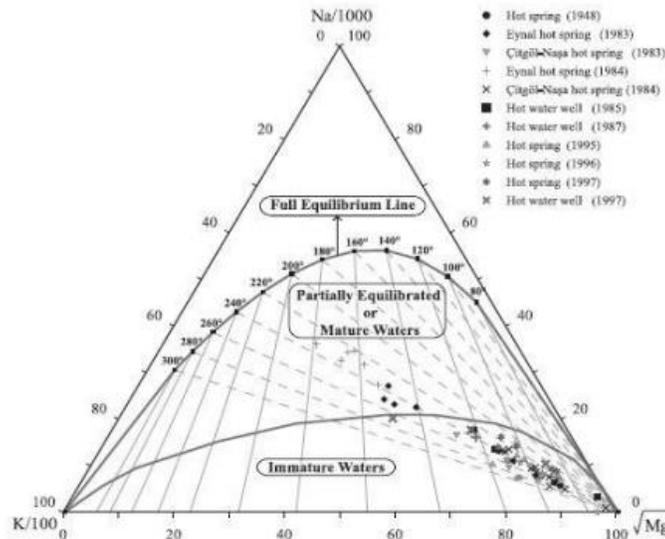


Figura 4. Diagrama Na- K-Mg (Giggenbach, 1986)

• **Diagrama Cl-SO4-HCO3.**

Es una variación del diagrama de Piper, se utiliza un triángulo donde se grafican los iones Cl, HCO3 y SO4. Es menos preciso que el diagrama de Piper pero es más fácil de usar y la información proporcionada es muy buena, tiene la ventaja de no prejuzgar los constituyentes y las líneas de mezcla en el diagrama permanecen siempre como líneas rectas.

La posición de los datos en el diagrama se obtiene sumando la concentración de los tres componentes involucrados (mg/kg) y posteriormente encontrando el % de cada uno de los componentes individuales, como se muestra en la Ec.4.

$$S = Cl + HCO_3 + SO_4 \tag{Ec.4}$$

- **Diagrama de STIFF**

Son polígonos, uno para cada análisis, que normalmente se situarán sobre un mapa para mostrar la distribución geográfica de la composición de las aguas, en su forma más sencilla se forman con 3 ejes paralelos hacia la izquierda (cationes) y otros tres hacia la derecha (aniones) como se observa en la **Figura No. 5**:

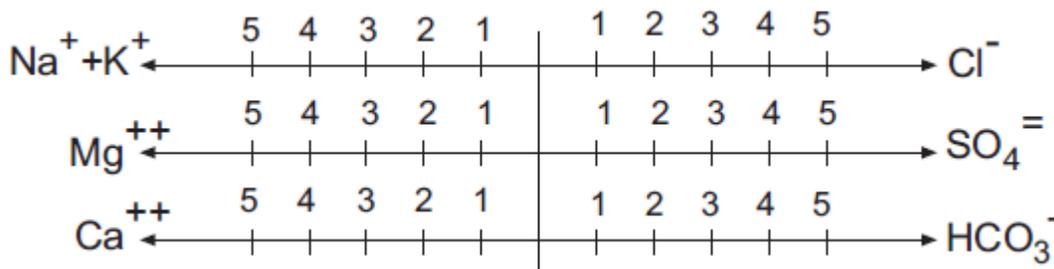


Figura 5. Diagrama de Stiff.

### 6.2.1. Geotermometría

En la exploración y monitoreo de un sistema geotérmico, la estimación de las temperaturas ayuda a describir el potencial geotérmico y la factibilidad de explotar sus recursos para la generación de energía eléctrica. Esta estimación de temperaturas se realiza mediante el uso de geotermómetros que emplean la composición química o isotópica de los fluidos que emergen en manantiales hidrotermales o fumarolas, o que son extraídos de pozos perforados (Rodríguez, Santocho y Reyes, 2008).

Los geotermómetros químicos son herramientas de bajo costo que se usan, tanto para predecir las temperaturas de equilibrio de los sistemas geotérmicos, como para dilucidar los principales procesos geoquímicos que ocurren en el interior de los yacimientos (Arnórsson, 2000), unos están basados en ecuaciones analíticas fundamentadas, en forma empírica, en bases de datos creadas con mediciones de temperatura y de composición química de fluidos muestreados en pozos o manifestaciones termales, también existen otro tipo de geotermómetros que se obtienen a partir de experimentos de solubilidad de minerales o de estudios de interacción roca-agua en condiciones de equilibrio químico y termodinámico (Rodríguez, Santocho y Reyes, 2008).

La aplicación e interpretación geotermométrica requiere un buen entendimiento de los procesos involucrados en el sistema geotermal.

Actualmente se han desarrollado una amplia variedad de geotermómetros para fase acuosa, destacando las diferentes versiones del geotermómetro de sílice (D'Amore y Arnórsson, 2000) y los geotermómetros de composición catiónica.

**Geotermómetros catiónicos:** Se basan en la distribución de álcalis entre la fase sólida y la fase líquida, pueden ser: Na/K, Na-K-Ca, Na-Ca-K-Mg, entre otros (Na-Li, KMg,). Funcionan bien para aguas calientes, por lo que la aplicabilidad podría llegar hasta los 350°C debido a que están basados en relaciones que son menos afectadas por diluciones y separación de vapor, volviendo el reequilibrio más lento en comparación a los geotermómetros de sílice.

**Geotermómetro Sílice:** Su principio básico es la variación de la solubilidad con la temperatura, como la sílice está presente en diferentes formas es posible estimar temperaturas con geotermómetros de cuarzo, cristobalita, calcedonia, sílice amorfa entre otras. La solubilidad de la sílice es controlada por la sílice amorfa a baja temperatura y por el cuarzo a una alta temperatura. Entre las consideraciones al utilizar estos geotermómetros es que su rango de aplicabilidad es hasta los 250°C debido a que la separación de vapor, el incremento de pH proporciona temperaturas sobreestimadas mientras que la mezcla con agua fría las temperaturas son subestimadas.

En la **Tabla No.1**, se muestran las ecuaciones experimentales para el cálculo de la geotermometría para líquidos, que permitirán determinar un rango de temperatura posible del reservorio geotérmico y estimar una temperatura promedio mediante el análisis estadístico de los datos.

**Tabla No. 1.** Ecuaciones empíricas de Geotermómetros acuosos.

Geotermómetro	Ecuación Empírica	Aplicabilidad
Cuarzo-sin pérdida de vapor (Fournier, 1977)	$T (^{\circ}C) = \frac{1309}{5.19 - \log SiO_2} - 273.15$	Hasta 250 °C
Cuarzo con pérdida de vapor (Fournier,1977)	$T (^{\circ}C) = \frac{1522}{5.75 - \log SiO_2} - 273.15$	Hasta 250 °C
Calcedonia (Fournier,1977)	$T (^{\circ}C) = \frac{1032}{4.69 - \log SiO_2} - 273.15$	Hasta 250 °C
Cristobalita (Fournier,1977)	$T (^{\circ}C) = \frac{1000}{4.78 - \log SiO_2} - 273.15$	Hasta 250 °C
Sílice Amorfa (Fournier, 1977)	$T (^{\circ}C) = \frac{731}{4.52 - \log SiO_2} - 273.15$	Hasta 250 °C

## 6.3. Geofísica

La geofísica es una disciplina que aplica la física y la geología en el estudio de los materiales que componen la corteza terrestre, así como de los campos de fuerza que surgen de ella y que ejercen su influencia hacia el exterior. El campo de estudio de esta corresponde a los efectos producidos por las rocas y minerales en áreas anómalas como ser la fuerza de atracción gravitacional y la resistencia eléctrica del suelo, entre otros.

Los métodos utilizados en cada estudio dependen de los diferentes alcances y profundidades que se quiere describir, así como del parámetro físico que se quiere medir para caracterizarlo.

Para estudios de exploración en geotermia es común utilizar métodos de prospección magnéticos, electromagnéticos, gravimétricos y sísmicos, que permiten modelar a profundidad las características del subsuelo. En este caso solo se estudiarán los métodos gravimétricos y electromagnéticos de los cuales se hará su descripción teórica a continuación.

### 6.3.1. El método magnetotelúrico (MT)

Es una técnica de exploración geofísica de fuente natural basada en el fenómeno de la inducción electromagnética. La fuente externa se asocia tanto a las perturbaciones electromagnéticas producidas por las tormentas, como a las corrientes ionosféricas, que en ambos casos inducen en el subsuelo unas densidades de carga y corrientes eléctricas cuya distribución depende de la resistividad eléctrica del subsuelo. En el método MT se asume que los campos en la superficie pueden ser considerados como ondas planas. La determinación de la distribución de resistividad es el objetivo del método magnetotelúrico (Simpson y Bahr, 2005).

Los campos electromagnéticos dentro de un material en un marco de referencia no acelerado pueden ser completamente descritos por las ecuaciones de Maxwell, quien, en 1987, formula las ecuaciones básicas que relacionan los campos eléctrico y magnético. Para la base teórica del método, estas relaciones se completan con las denominadas ecuaciones de continuidad, que especifican el comportamiento de los campos eléctrico y magnético para medios con discontinuidades. A partir de estas ecuaciones, se puede determinar el comportamiento de una onda de MT durante su propagación por un medio determinado.

1. **Ley de Faraday:** Establece que el voltaje inducido en un circuito cerrado es directamente proporcional a la rapidez con que cambia en el tiempo el flujo magnético que atraviesa una superficie cualquiera con el circuito como borde. Por el Teorema de Stokes, se obtiene la forma diferencial:

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad \text{Ec.7}$$

Donde:

$\vec{E}$ : Intensidad del campo eléctrico (*Volt/m*)

$\vec{B}$ : Inducción magnética (*W/m<sup>2</sup>*)

2. **Ley de Ampère:** En su forma original, se basa en la observación de que una corriente eléctrica, J, genera un campo magnético B, y los relaciona en forma diferencial, de la siguiente manera:

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{j} \quad \text{Ec.8}$$

Donde:

$\vec{H}$ : Intensidad del campo magnético (*Ampère/m*)

$\vec{j}$ : Densidad de corriente eléctrica (*Ampère/m*)

3. **Ley de Ampère-Maxwell o Ley de Ampère:** Generalizada es la misma ley corregida por Maxwell que introdujo la corriente de desplazamiento, que en forma diferencial para medios materiales:

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{j} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad \text{Ec.9}$$

Donde:

$\vec{D}$ : Vector de desplazamiento eléctrico (*Coulomb/m<sup>2</sup>*)

4. **Ley de Gauss:** El flujo del campo eléctrico a través de una superficie cerrada es igual al cociente entre la carga (q) o la suma de las cargas que hay en el interior de la superficie y la Permitividad eléctrica en el vacío ( $\epsilon_0$ ), que en forma diferencial se expresa:

$$\nabla \cdot \vec{E} = \frac{\rho}{\epsilon_0} \quad \text{Ec.10}$$

Esta expresión es para una carga en el vacío, para casos generales se debe introducir una cantidad llamada densidad de flujo eléctrico, y la expresión obtiene la forma:

$$\nabla \cdot \vec{D} = \rho_f \quad \text{Ec.11}$$

Donde:

$\rho_f$ : Densidad de carga libre (Coulomb/m<sup>3</sup>)

- Ley de Gauss:** para el campo magnético indica que las líneas de los campos magnéticos deben ser cerradas, ya que, los campos magnéticos, a diferencia de los eléctricos, no comienzan y terminan en cargas diferentes. Se basa en la observación de que el flujo magnético es continuo. En otras palabras, sobre una superficie cerrada no se podrá encerrar una fuente o sumidero de campo, esto expresa la no existencia del monopolo magnético. En forma diferencial se expresa así:

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0 \tag{Ec.12}$$

**Fundamentos del método MT**

El método consiste en la medición simultánea de las componentes ortogonales de los campos eléctrico ( $E_x, E_y$  y  $E_z$ ) y magnético ( $H_x$  y  $H_y$ ) sobre la superficie de la tierra (Figura 7) en la banda de periodos entre 0.1 segundos hasta miles de segundos.

El método MT permite obtener las propiedades eléctricas de la tierra desde unos cientos de metros hasta profundidades de varios kilómetros, dependiendo de los valores de resistividad eléctrica de la misma, seleccionando el apropiado rango de frecuencia del campo electromagnético natural, siendo las frecuencias bajas ( $1 \times 10^{-4}$  Hz hasta  $1 \times 10^1$  Hz) para obtener mayor profundidad de penetración y las frecuencias más altas ( $1 \times 10^1$  Hz hasta  $1 \times 10^4$  Hz) para profundidades más superficiales. Debido a esto es una de las técnicas estándares usadas en la exploración de recurso geotérmicos, por su capacidad de penetrar hasta varios kilómetros de profundidad (Simpson y Bahr, 2005).



Figura 6. Arreglo geométrico del equipo MT, en campo

## Tensor de impedancia

Un sondeo MT consiste en la medición de las tres componentes del campo magnético  $H_x$ ,  $H_y$  y  $H_z$  así como, de las componentes horizontales del campo eléctrico  $E_x$  y  $E_y$ . A partir del procesamiento de estas componentes, finalmente, se obtiene un modelo de resistividades del terreno. En primer lugar, al procesar los datos, se obtienen los campos en el dominio de las frecuencias ( $\omega$ ) y el *Tensor de Impedancia*  $Z$  (Simpson y Bahr, 2005; Vozoff, 1972). El *Tensor de Impedancia*  $Z(\omega)$  es un tensor de segundo orden (2x2) y es el operador que relaciona de forma lineal las componentes horizontales del campo eléctrico  $E$  y del campo magnético  $H$  (Cantwell, 1960) que, en el dominio de las frecuencias y sistema de ejes de coordenadas  $X$  e  $Y$ , se relacionan a través de la ecuación:

$$\vec{E} = \vec{Z}\vec{H} \tag{Ec.13}$$

En forma matricial se expresa como:

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix}$$

$$E_x = Z_{xx} H_x + Z_{xy} H_y$$

$$E_y = Z_{yx} H_x + Z_{yy} H_y$$

En este trabajo, se utiliza el Tensor de Impedancia  $Z$ , donde sus componentes  $Z_{ij}$  ( $ij = xx, xy, yx, yy$ ) son, además, magnitudes complejas. Sus expresiones son  $Z_{ij} = \text{Re}(Z_{ij}) + i \cdot \text{Im}(Z_{ij})$  en forma cartesiana y  $Z_{ij} = |Z_{ij}|e^{i\phi}$  en forma polar.

A partir del módulo y de la fase en la expresión en la forma polar, o sea, de la estimación de la impedancia para cada una de las frecuencias analizadas, se procede a calcular las resistividades aparentes  $\rho_a$  y los ángulos de fase  $\phi$  correspondientes, que son dos magnitudes escalares. La resistividad aparente  $\rho_a$  es la resistividad que tendría la Tierra si fuera uniforme para un valor medido de Impedancia y depende de la frecuencia ( $\omega$ ) y de la posición de las estaciones, o, dicho de otra forma, es la resistividad promedio para el volumen de la Tierra, medido para un período ( $T$ ) determinado, mientras que, la resistividad real del subsuelo depende en el caso más general de ( $x, y, z$ ).

$$\rho_{ij}(\vec{\omega}) = \frac{1}{\omega\mu} |Z_{ij}(\omega)|^2 (\Omega.m) \tag{Ec.14}$$

El Ángulo de fase  $\phi$ , es la fase del componente  $Z_{ij}$ , o sea, el ángulo de fase en función de la frecuencia, entre  $E_x(\omega)$  y  $H_y(\omega)$ . Para una onda electromagnética que viaja en un semi-

espacio Ex y Hy estará en fase con  $\varphi(\omega) = 0$ . Provee información adicional de la conductividad de las estructuras.

$$\varphi_{ij}(\omega) = \frac{1}{\omega\mu} \frac{\text{Im}(Z_{ij}(\omega))}{\text{Re}(Z_{ij}(\omega))} \quad \text{Ec.15}$$

### Penetración Nominal o Skin Depth

Se define la profundidad nominal como la profundidad a la cual la amplitud de los campos se reduce en un factor “e”, de su valor en la superficie y tiene una relación inversa con la conductividad de las rocas, por lo tanto, la impedancia como función del periodo  $T$ , contiene información sobre la resistividad eléctrica a distintas profundidades. De tal forma se puede ver que la penetración es mayor cuanto más resistivo es el medio, lo cual hace que el método sea muy favorable para mapear estructuras resistivas de gran tamaño Vozoff (1972).

$$\delta(\omega) = \sqrt{2/\omega\mu\sigma} \quad \text{Ec.16}$$

Esta expresión muestra que la amplitud decrece rápidamente con la profundidad para conductividades y frecuencias elevadas. Siendo  $\mu = \mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} \text{ Vs/Am}$  y  $\omega = 2\pi/T$ , donde  $T$  es el periodo del campo, así tenemos:

$$\delta(\omega) \sim 0.5 \sqrt{\rho T} \quad \text{Ec.17}$$

La penetración del campo dependerá del periodo de sondeo y de la conductividad de las estructuras en la Tierra, siendo que a una mayor frecuencia la profundidad es menor y a menor frecuencia mayor profundidad según Vozoff (1972).

### Vector de inducción

Un método para estudiar las variaciones laterales de la conductividad es el que utiliza los vectores de inducción (vectores de Parkinson). Los vectores de Parkinson se definen como la proyección en el plano horizontal de la recta normal del plano de Parkinson o plano preferencial, definido por Parkinson en 1959 donde indica que en dicho plano es donde las variaciones del campo magnético son preferenciales (Jones A, 1988).

La ecuación vectorial que relaciona las variaciones del campo eléctrico y magnético inducido es la siguiente (Sutarno y Vozoff, 1989).

$$\nabla \times E = -\mu \frac{\partial H}{\partial t} \quad \text{Ec.18}$$

De esta ecuación se observa que E y H son perpendiculares y además que existe una componente vertical de H cuando el  $\nabla \times E$  también tenga una componente vertical. La

relación entre  $H_z$  y las componentes del campo magnético horizontal a cualquier frecuencia se puede escribir como:

$$H_z = A \cdot H_x + B \cdot H_y \quad \text{Ec.19}$$

Siendo A y B números complejos

La magnitud ( $I$ ) y dirección ( $\beta$ ) de los vectores de inducción se expresa de la siguiente forma (Waff et al., 1988).

$$I = (A^2 + B^2)^{1/2} \quad \text{Ec.20}$$

$$B = \tan^{-1}(B/A) \quad \text{Ec.21}$$

Ya que A y B son números complejos, se deben tomar por separado la parte real e imaginaria para hacer los cálculos correspondientes.

#### **Método electromagnético en dominio de tiempo (TDEM).**

En este método un circuito (loop) de alambre se coloca en el suelo y una corriente constante es construida en ella (Figura 8). La corriente se enciende y se apaga a determinados tiempos. Cuando la corriente se apaga, causa repentinos cambios en el campo magnético que además causa un flujo de corriente. Esta corriente crea una imagen del circuito para un corto tiempo. Ya que no hay una fuente para soportar la corriente inducida que muere generando un nuevo campo magnético secundario que varía con el tiempo y que consecuentemente induce nueva corriente en el subsuelo.

Esta densidad de corriente migra hacia abajo y hacia afuera de la tierra. La razón de decaimiento del campo magnético se mide en la parte central del circuito (loop) por una bobina receptora. La distribución de la corriente y la razón de decaimiento del campo magnético secundario depende de la estructura de resistividad de la tierra, con un decaimiento más gradual sobre un cuerpo conductor (Árnason, 1989).

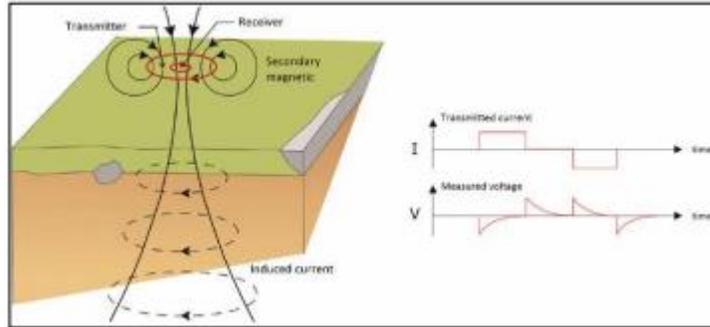


Figura 7. Instalación de una estación TEM; El bucle del receptor está en el centro del bucle del transmisor. Se muestra la forma de la corriente transmitida y la tensión transiente medida (Flóvenz, et al., 2012).

### Corrección Static Shift

El static shift es un fenómeno que surge debido a un cuerpo conductor superficial o subsuperficial que cambia el campo eléctrico en dirección y magnitud. Esto ocurre cuando las dimensiones del cuerpo anómalo son mucho menores que el skin depth. Este fenómeno puede ser causado por cualquier contraste de conductividad multidimensional que tenga profundidades y dimensiones menores que la verdadera profundidad de penetración de los campos electromagnéticos. Las discontinuidades de conductividad causan la distorsión local de las amplitudes de los campos eléctricos como resultado de la conservación de la carga eléctrica, causando magnitudes de impedancia para ser mejorado o disminuido por factores de escala reales. Esta carga eléctrica se obtiene de la derivada de la ecuación de dispersión en la que se asume que, en este caso cuando una corriente atraviesa una discontinuidad las cargas se acumulan a lo largo de la discontinuidad, lo que se interpreta en las curvas de resistividad aparente como "estática" porque, a diferencia de la inducción, la conducción no es un proceso dependiente del tiempo (Simpson y Bahr, 2005).

La presencia de desplazamiento estático es más fácilmente identificable en los datos medidos en el que las resistividades aparentes se desplazan entre sí, pero las fases de impedancia se encuentran juntas. Como resultado del cambio estático, las curvas de resistividad aparente se desplazan mediante un factor de escala real constante y, por lo tanto, conservan la misma forma que las curvas de resistividad aparente no desplazada en el rango de períodos en que ocurre el desplazamiento estático. Los cambios estáticos son generalmente más frecuentes en entornos altamente resistivos, donde las heterogeneidades de conductividad a pequeña escala tienen un efecto más significativo en los campos eléctricos (Simpson y Bahr, 2005).

Las correcciones para static shift pueden clasificarse en tres grandes métodos:

- 1) Correcciones de periodos cortos, es decir, de las mediciones cerca de la superficie (por ejemplo, TDEM, DC).
- 2) Estadística (promedios), tiende a dar una relación, en lugar de valores absolutos del static shift, esta técnica es buena para conservar las dimensiones de una anomalía en un medio multidimensional, pero arroja valores erróneos en cuanto a conductividad y profundidad del cuerpo.

3) Correcciones de periodo largo, basándose en las estructuras profundas, o funciones de transferencia magnética.

### 6.3.2. Método Gravimétrico

La gravimetría estudia las variaciones del campo de la gravedad, estas variaciones obedecen a la desigual distribución de masas en el interior de la Tierra, este método consiste en medir, procesar e interpretar las anomalías que las diferencias de la densidad del subsuelo generan sobre el campo gravitatorio terrestre.

En aplicación geotérmica, el objetivo principal del estudio detallado de la gravedad es proporcionar una mejor comprensión de la geología de subsuperficie.

Los estudios gravimétricos miden variaciones en el campo gravitacional en la Tierra causados por diferencias en la densidad de las rocas subsuperficie.

La densidad de los posibles minerales del subsuelo ha de ser tomada en cuenta, pero es sabido que éstos conforman rocas que sólo raramente tienen densidades más o menos homogéneas como es el caso de los carbones, calizas, evaporitas; mientras que lo más frecuente es que se combinen en litologías heterogéneas. Rocas muy densas como el caso de las rocas metamórficas e ígneas, provocan mayor atracción gravitatoria, y menor las que tienen baja densidad como es el caso de las sedimentarias. Además, una misma litología incrementa su densidad con la profundidad de soterramiento y consecuente aumento de la carga litostática.

Los principios del método gravimétrico están basados en La ley de gravitación de Newton, Campo gravitatorio de la Tierra, el potencial gravitatorio, la forma teórica y la forma geométrica de la Tierra y la gravedad normal.

La base de este método se encuentra en dos leyes derivadas por Newton, es decir, la ley de la gravitación universal, y la segunda ley del movimiento principalmente, quienes describen que toda las partícula del universo atrae a cualquier otra partícula con una fuerza  $F$  que varía en proporción directa al producto de sus masas  $M.m$  e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia que las separa  $\frac{1}{r^2}$ , dirigido a lo largo de la línea recta que las une (Fig. 9).

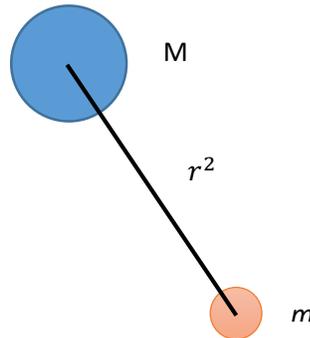


Figura 8. Diagrama representativo de 2 cuerpos para representar la ecuación de gravitación universal

$$F = G \frac{M m}{r^2} \quad \text{Ec.15}$$

### **Variación de la gravedad con la latitud**

El valor de la aceleración debida a la gravedad varía a lo largo de la superficie de la Tierra por un número de razones, una de las cuales es la forma de la Tierra.

Dado que el radio polar (6.357 kilómetros) es 21 km más corto que el radio ecuatorial (6378 kilómetros) los puntos en los polos están más cerca al centro de masa de la Tierra y, por lo tanto, el valor de la gravedad en los polos es mayor que en el ecuador, por esta razón dado que la tierra no es redonda se tiene que considerar la medición de la elevación con referencia a lo se observa en la Figura 10, sin olvidar también el efecto de aceleración centrífuga que es mayor que la velocidad de rotación.

Para que sea más útil en la prospección, los datos gravimétricos obtenidos en el campo deben ser corregidos por la elevación, la influencia de la topografía cercana, y la latitud.

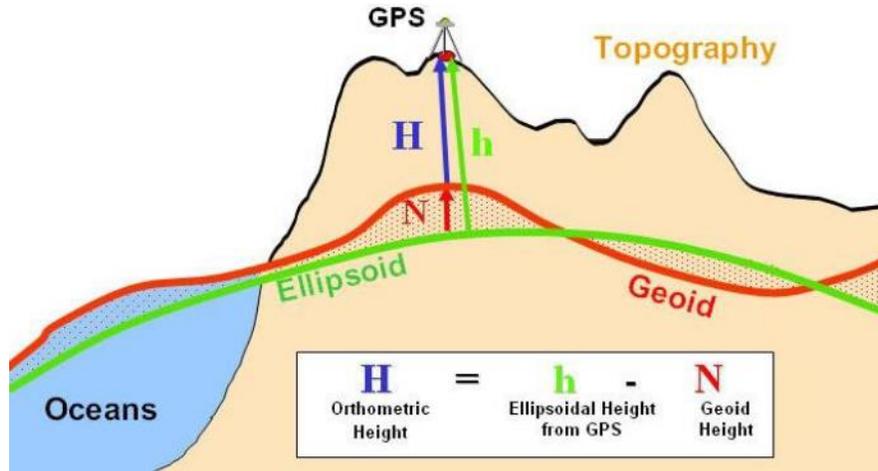


Figura 9. Diagrama de corrección topográfica

### Correcciones Gravimétricas

Correcciones Gravimétricas El valor de gravedad observada está influenciado por efectos sobre el punto de observación como: latitud, altitud, topografía alrededor del punto de observación, mareas terrestres, así como cambios laterales en la distribución de la densidad. Generalmente, este último parámetro es mucho menor que la combinación de los otros cuatro; sin embargo, el auge en el desarrollo de paquetes de software cada vez más robustos, hacen que remover estos efectos de ruido sea más efectivo (Dobrin, 1976; Telford, 1976; Burger 1992, Reynolds, 1997; Lowrie, 1997; Udias, 1997).

De ahí que la anomalía gravimétrica final es el resultado de un conjunto de correcciones que son:

$$\Delta g = \Delta g_m - \Delta g_r \mp C^{AL} \mp C^B + (C^T + C^M + C^D + C^I)$$

} Anomalía de Aire Libre  
} Anomalía de Bouguer  
} Anomalía Completa de Bouguer

Donde:

$\Delta g$ : Anomalía gravimétrica total

$\Delta g_m$ : Anomalía gravimétrica medida

$\Delta g_r$ : Anomalía gravimétrica de referencia

$C^{AL}$ : Corrección de aire libre

$C^B$ : Corrección de Bouguer

$C^T$ : Corrección topográfica

$C^M$ : Corrección por marea

$C^\theta$ : Corrección por latitud

$C^I$ : Corrección por isostasia

### Anomalía de Bouguer

La anomalía de Bouguer representa el residuo que queda después de un proceso de filtración de todas las posibles componentes del modelo de la Tierra. Por tanto, será el resultado de heterogeneidades en la densidad debido a la geología local.

$$gt = gobs - gn + 0.3086 h - 0.04193 r h + TC \text{ (mGal)}$$

Ec.16

Donde:

$gobs$ : Gravedad observada

$gn$ : Corrección por latitud

$h$ : Corrección por altura

$r$ : Radio de la Tierra

$TC$ : Corrección topográfica

### Separación regional – residual

En todo estudio gravimétrico es necesario realizar la separación regional – residual al mapa de anomalía de Bouguer, ya que éstos manifiestan un efecto combinado de dos fuentes: una regional y otra de carácter local o residual. Las anomalías regionales se caracterizan por ser de gran amplitud y representan la configuración estructural de la corteza terrestre. Por otro lado, las distorsiones locales de menor amplitud y extensión están asociadas a estructuras o eventos del subsuelo relativamente muy cercanos a la superficie y que son conocidas como anomalías residuales (Rodríguez, 1974).

$$Gbr = Gt - Gr$$

Ec.17

Donde:

$Gbr$ : Anomalía de Bouguer

$Gt$ : Anomalía Regional

$Gr$ : Anomalía Residual

## 7. Metodología.

### 7.1. Geología.

#### Descripción Litoestratigrafía Local.

En la zona de estudio la geología principalmente es de origen volcánico. Las formaciones presentes son: Bálsamo y San Salvador como se muestra en la figura 11.

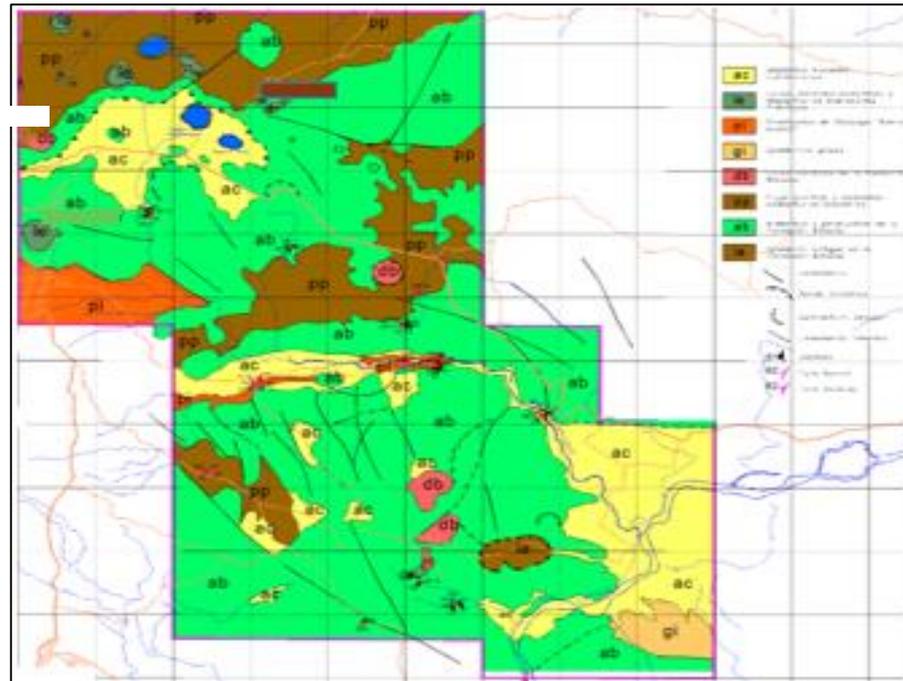


Figura 10. Mapa Geológico de la zona de estudio (fuente LaGeo).

#### Descripción de la Geología Estructural Local

La tectónica de la zona es de fractura local, caracterizada en el terreno por escarpes de fallas geológicas, las cuales siguen rumbo predominante Este-Oeste, Noroeste y Nor-noreste, dentro de la estructura geológica llamada Fosa o Graben Central. El sistema de fallas geológicas Este-Oeste ha sido asociado con el origen de las series sísmicas de 1975 y 1987 (Morán, 1989).

Al Nor-noreste del volcán de San Vicente, se encuentran estructuras de la cadena volcánica tales como Cerro El Teconal, Cerro Santa Rita, Cerro El Cerrón, Laguna de Apastepeque y Laguna de Chalchuapa.

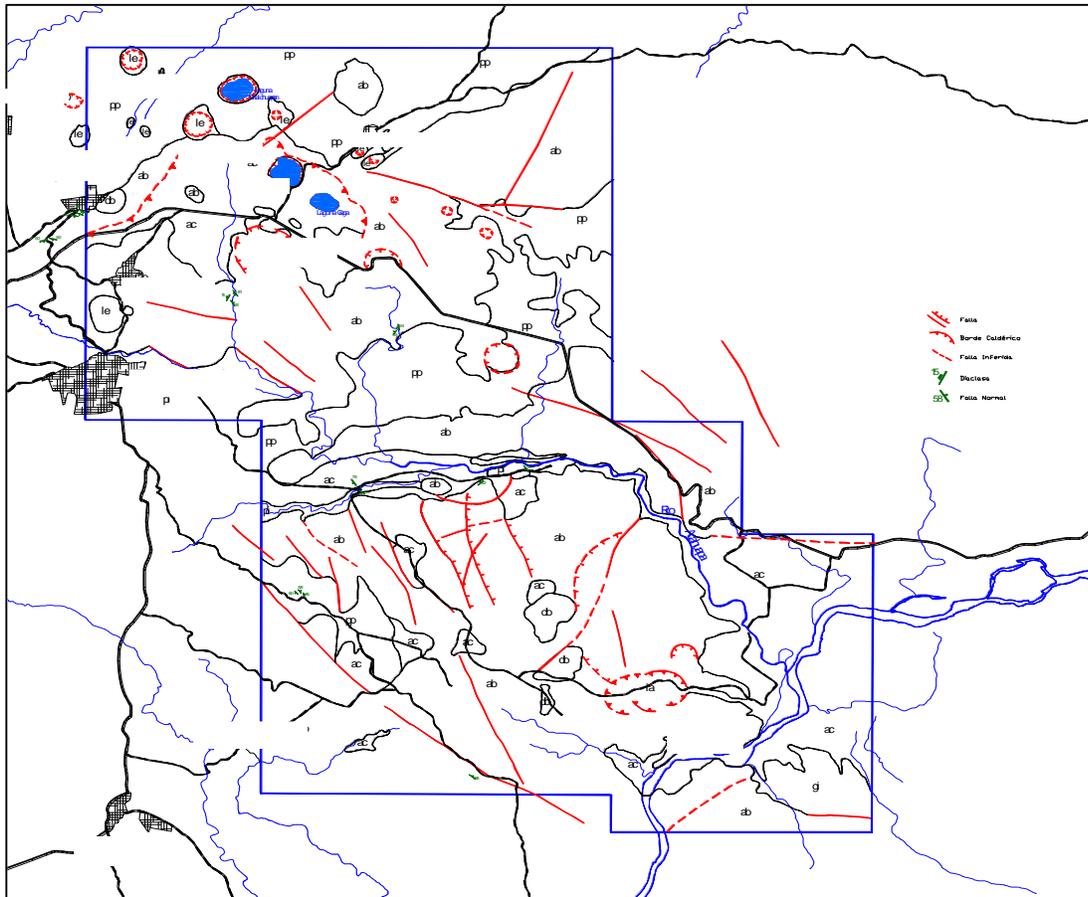


Figura 11. Mapa Geo-estructural de la zona de estudio (fuente LaGeo).

### Geología de pozos

Se definió la litoestratigrafía del pozo exploratorio en la zona de estudio, como se muestra en la figura 13, en base a las muestras recolectadas durante la perforación del pozo, con ello se observó pérdidas de circulación a partir de los 400 metros de perforación, esto se asoció a una posible zona permeable.

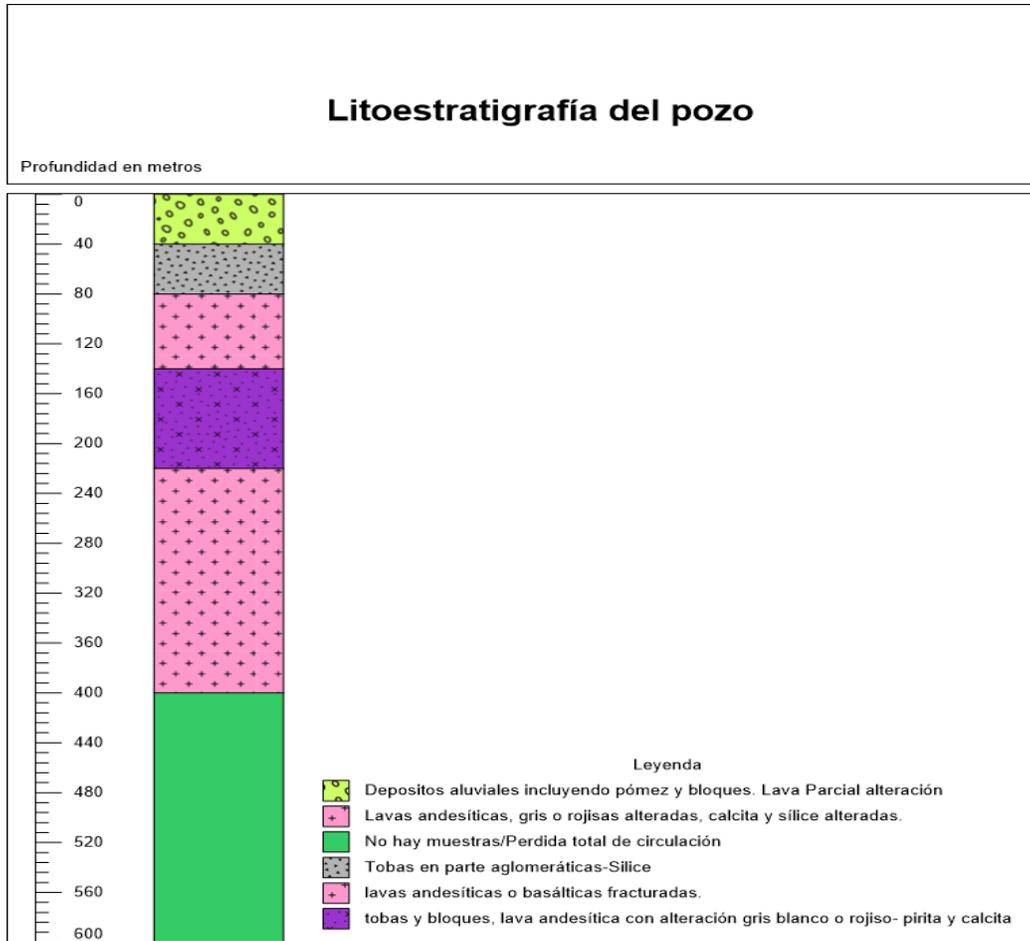


Figura 12. litoestratigrafía del pozo exploratorio en la zona de estudio.

### Temperaturas medidas en pozo.

El grafico de la figura 14, muestra las temperaturas medidas en el pozo en función de la profundidad, y en el que se puede observar el incremento de la temperatura el rango medido fue de 37 °C hasta 130 °C.

Tabla 2. Datos de Profundidad y Temperatura.

Profundidad ( m )	Temperatura ( °C )
0	29
50	43.6
100	77.2
150	92.9
200	107.4
250	109.6
300	109.6
350	109.2
400	109.3
450	109.3
500	105.7

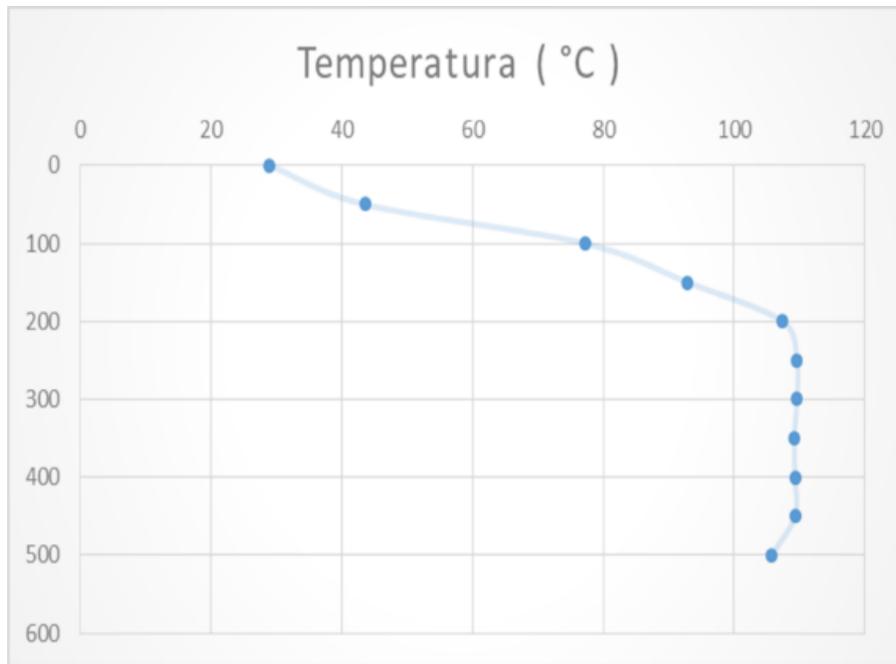


Figura 13. Perfil Temperatura vs Profundidad medias en el pozo.

## 7.2. Geoquímica

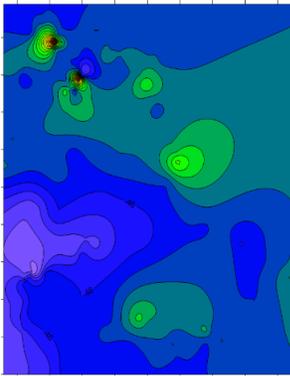
En esta etapa se realizó la selección de la información necesaria para llevar a cabo el uso de los datos geoquímicos tomados en el área de estudio aplicados a fluidos geotermales. Según la investigación bibliográfica que se detalla a continuación, el campo geotérmico que se está investigando es de mediana entalpía, de líquido dominante.

La información proporcionada en esta etapa está constituida de muestras de líquidos superficiales.

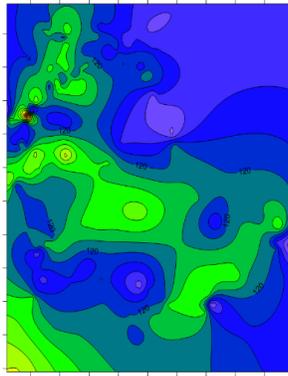
### Mapas obtenidos con mediciones de especies químicas superficiales.

Se obtuvieron mapas de isocontornos de las siguientes especies químicas a partir de los datos proporcionados.

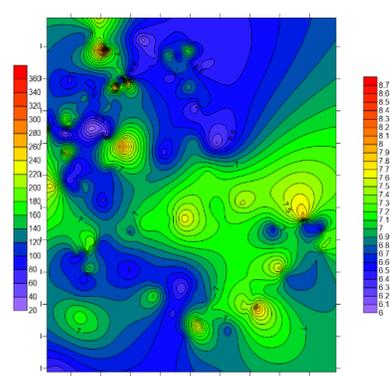
Mapa de Isolineas Superficiales 2H



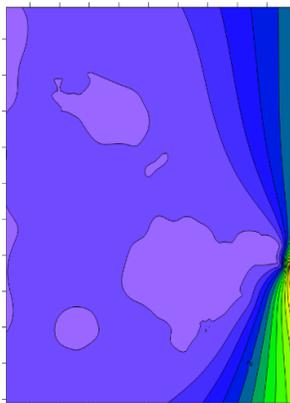
Mapa de Isolineas Superficiales HCO3



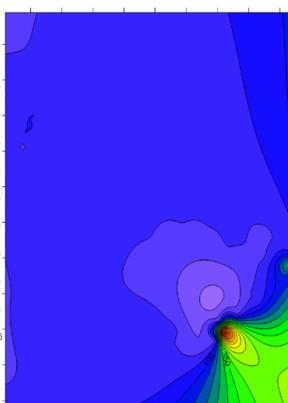
Mapa de Isolineas Superficiales pH



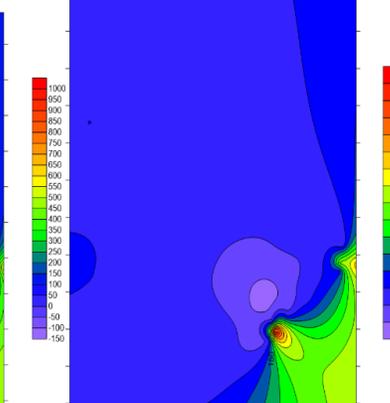
Mapa de Isolineas Superficiales B



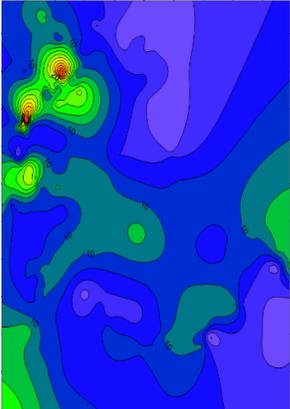
Mapa de Isolineas Superficiales Cl



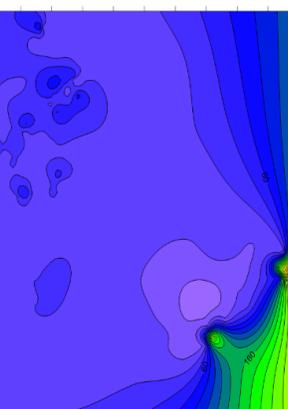
Mapa de Isolineas Superficiales de Na



Mapa de Isolineas Superficiales de Mg



Mapa de Isolineas Superficiales de SO4



Mapa de Isolineas Superficiales de Ca

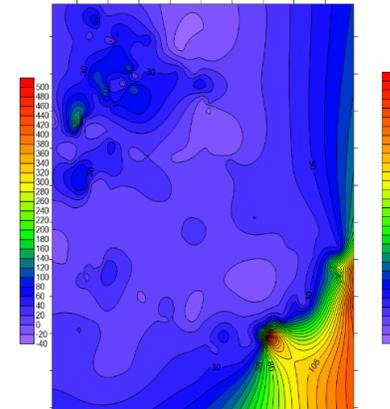


Figura 14. Mapas de isocontornos de especies químicas.

## Mapa de Iscontornos de temperatura superficial.

Se realizó el mapa de mediciones de temperatura en superficie el cual se presenta en la figura 16, donde se observan las mayores temperaturas en la parte SE, con valores que van de 60°C a 95°C.

## Mapa de Isotermas Superficiales

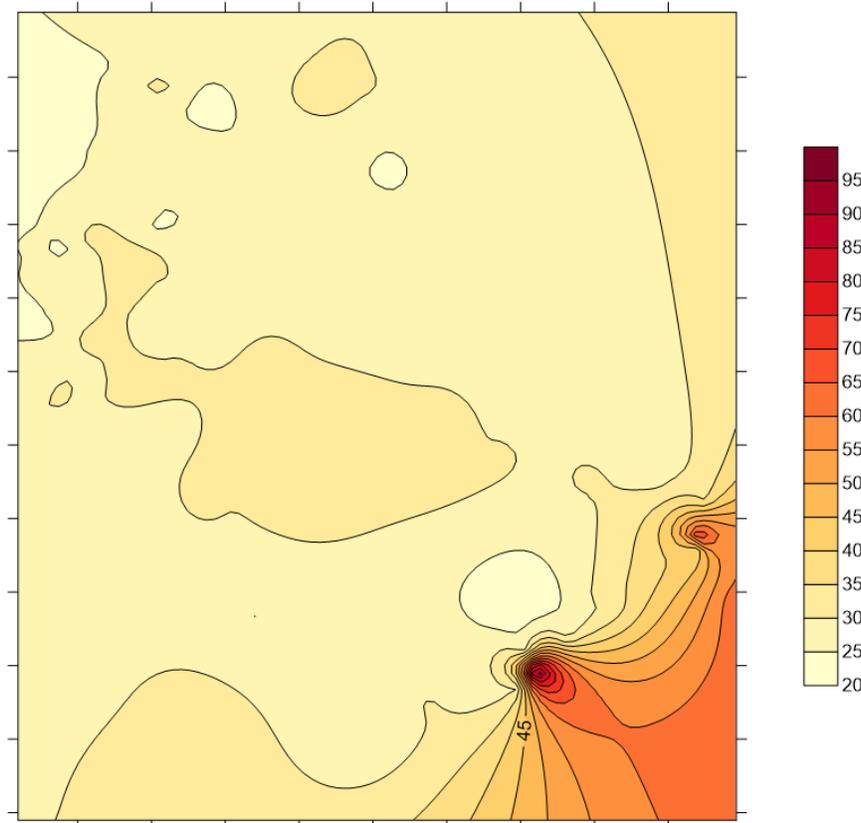


Figura 15. Mapa de isotermas superficiales de la zona de estudio.

## Análisis químico de las muestras.

Existen diversos gráficos que se utilizan para la clasificación de las aguas, en este trabajo se realizó la evaluación elaborando los diagramas Ternario, Piper, Triangulares, Stiff, Scater y ludwing landgenier. Para el análisis de los datos proporcionados se utilizó el programa Aquachem 4.0.

### Diagrama Ternario

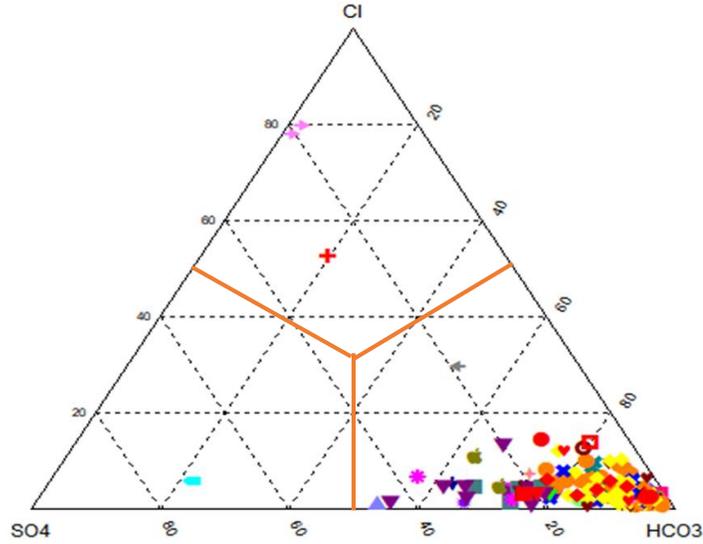


Figura 16. Diagrama Ternario de muestras químicas proporcionadas.

### Diagrama de Piper

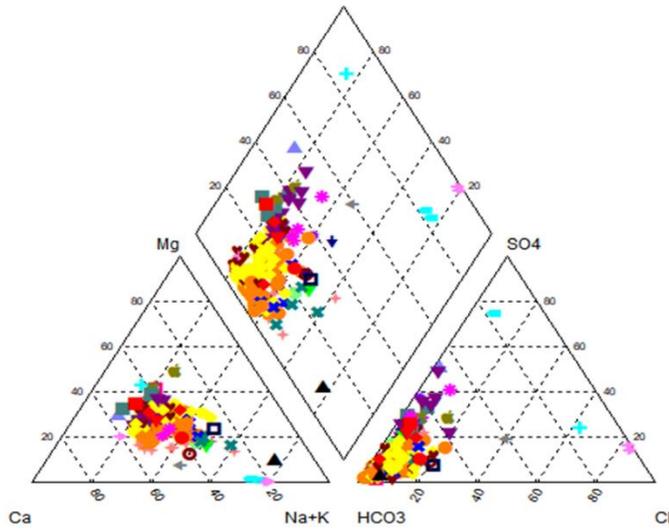


Figura 17. Diagrama de Piper de muestras químicas proporcionadas.



## Diagramas de Stiff

Los tipos de aguas determinadas se muestran a continuación (Fig. 21, 22, 23, 24 y 25):

### 1. Aguas cloruradas-sódicas

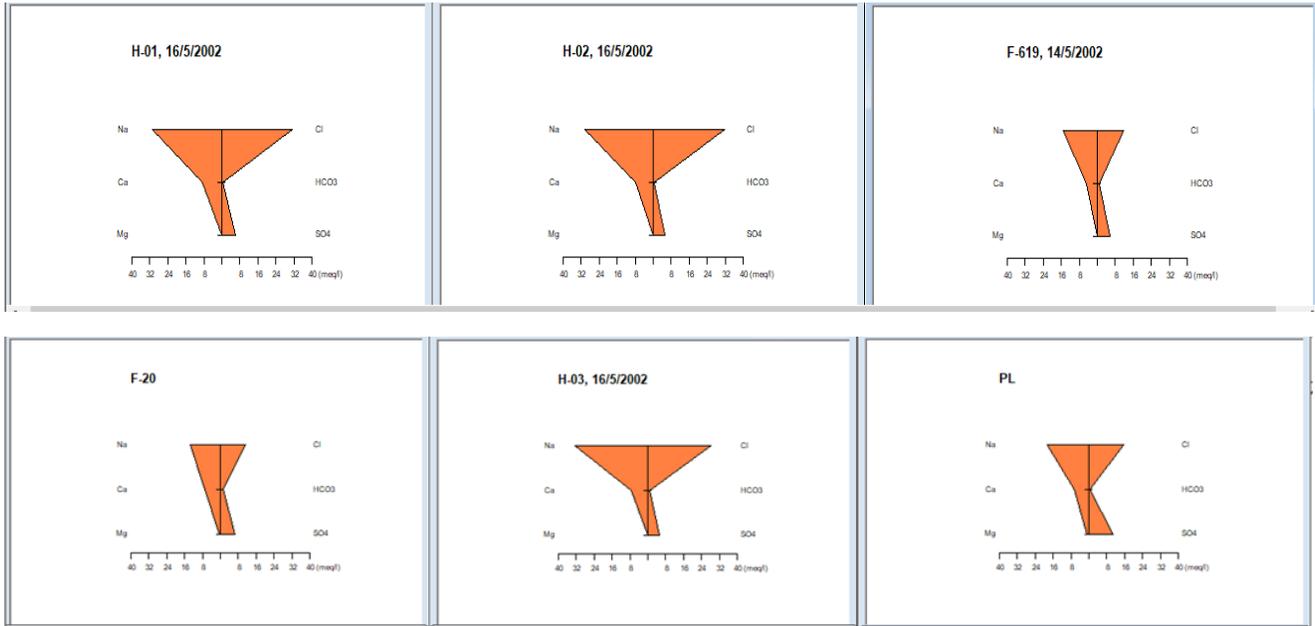


Figura 20. Diagramas de Stiff para aguas Cloruradas-Sódicas.

### 2. Bicarbonatada - Calcica

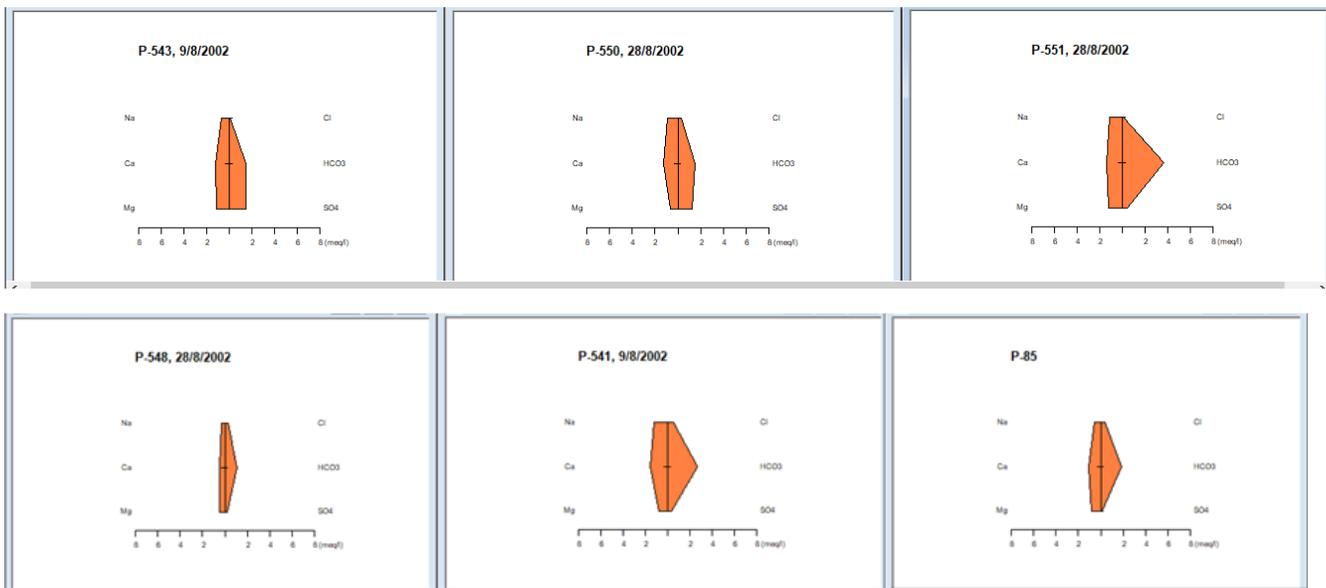


Figura 21. Diagramas de Stiff para aguas Bicarbonatadas-Calcicas.

### 3. Aguas Bicarbonatadas- Sódicas

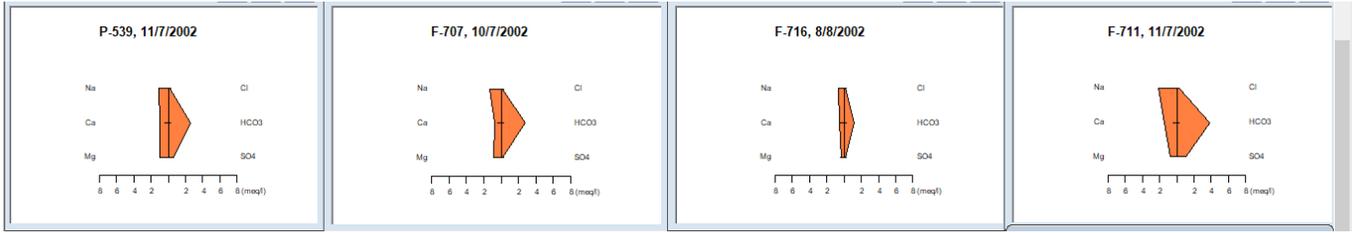


Figura 22. Diagramas de Stiff para aguas Bicarbonatadas-Sódicas.

### 4. Aguas Bicarbonatadas Magnésicas

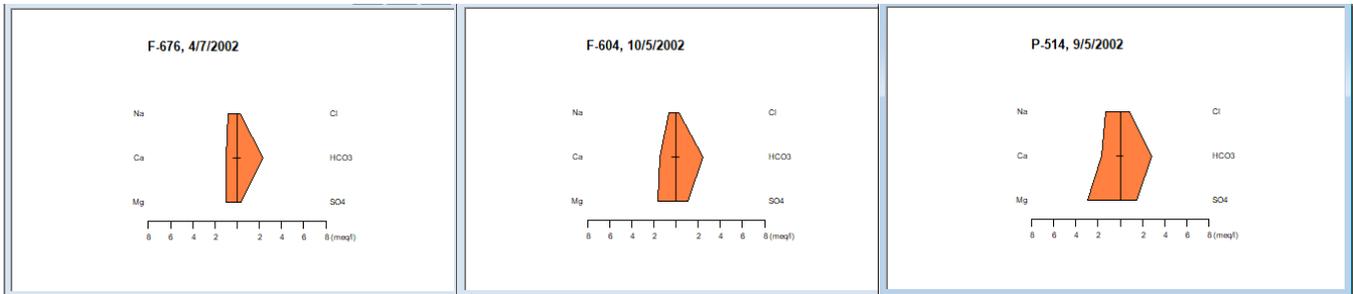


Figura 23. Diagramas de Stiff para aguas Bicarbonatadas-Magnésicas.

### 5. Aguas Sódicas con contenido de sulfato

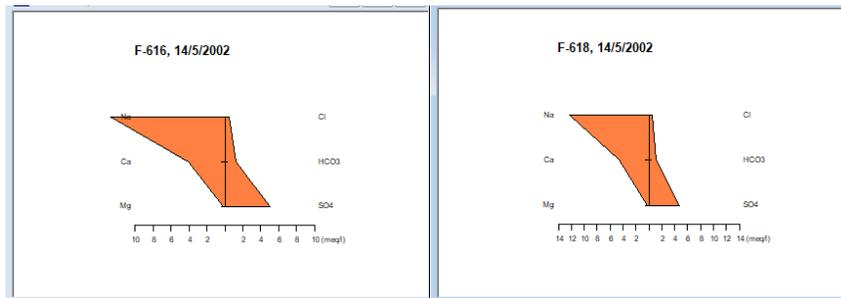


Figura 24. Diagramas de Stiff para aguas Sódicas.

### Geotermómetros acuosos

La estimación de temperaturas con geotermómetros químicos es uno de los más importantes métodos para la exploración y desarrollo de los recursos geotérmicos debido a que pueden predecir temperaturas de superficies y en el reservorio durante la explotación.

### Triangulo de Giggenbach

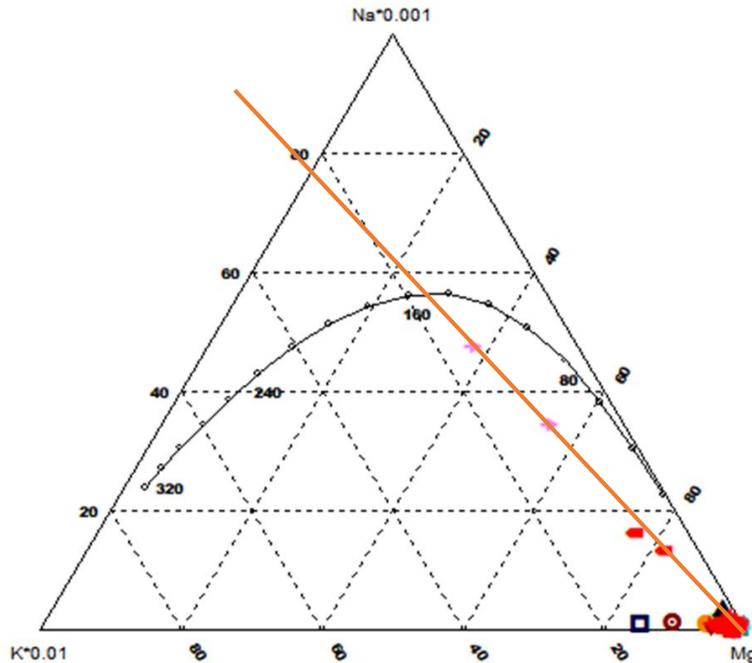


Figura 25. Diagrama de Giggenbach.

### Geotermometría de aguas

Se determinaron temperaturas máximas y mínimas siguiendo el proceso:

- Promedio de los rangos de temperaturas obtenidos con las diferentes ecuaciones de aplicación
- Se obtuvo el promedio general de estos rangos como la temperatura promedio
- Se calculó la desviación estándar de las muestras para obtener el rango máximo
- Se calculó la desviación del promedio de las muestras para obtener el rango mínimo
- Por lo que la temperatura promedio más la desviación estándar sería nuestra temperatura máxima
- Por lo tanto, la temperatura promedio menos la desviación del promedio sería la temperatura mínima, Tabla 4 y 5.

**Tabla 3. Tabla con resultados promediados de geotermometría.**

FOURNIER	FOURNIER 2	URNIER & POTT	ARNONSON	FOURNIER 3	ARNONSON 2	FOURNIER 4	FOURNIER 5	FOURNIER 6	PROMEDIOS
131.7181567	127.9210857	131.9334266	128.6534679	104.7186107	103.5327778	81.2682381	33.1014089	12.3694008	855.216573

**Tabla 4. Tabla de los resultados estadísticos de la geotermometría para el rango de temperaturas**

Prom	95.02406372
Desviacion	44.64263949
Tmax	139.6667032
Tmin	50.38142423

### 7.3. Geofísica

#### Gravimetría.

Para el análisis gravimétrico, se cuenta con una base de datos (240 puntos de medición) previamente procesada, que incluye información sobre las coordenadas, elevación, gravedad absoluta, gravedad teórica, corrección de aire libre, anomalía de Bouguer y la corrección de terreno. Estas medidas se realizaron en un área de interés geotérmico de El Salvador.

#### Control de calidad de los datos.

Partiendo de una base de datos ordenada en donde se poseen los datos gravimétricos con todas sus reducciones, el siguiente paso es hacer un control de calidad de estos. Este proceso consiste en graficar Gravedad Absoluta versus Elevación y descartar las estaciones que se desvíen de la tendencia lineal.

#### Selección de densidad de trabajo.

La densidad de trabajo seleccionada ha sido de  $2.3 \frac{g}{cm^3}$ , por ser la que tiene una mejor relación y ajuste con la topografía de la zona de interés.

El mapa de anomalía regional representa un promedio del comportamiento de la zona, se elabora a través de una interpolación por el método de regresión polinomial de grado tres.

Con el mapa de anomalía residual es posible observar las variaciones espaciales gravimétricas y asociar dichas variaciones a estructuras geológicas.

#### Métodos MT-TDEM

En el software de procesamiento, análisis e interpretación geofísica WinGLink, se creó una base de datos, con un sistema de coordenadas definido (Lambert), también se creó un proyecto de tipo "MT" donde se importaron los archivos de las 40 estaciones magnetotelélicas.

## Mapas de isocontornos

El procesamiento de la información se desarrolla en el programa WinGLink. Se realizaron mapas de anomalía completa regional y residual de Bouguer, así como también mapas de primera y segunda derivada y mapas de resistividad en planta a profundidades de (0 msnm, -250 msnm, -500 msnm, -750 msnm, -1000 msnm y -1100 msnm).

Igualmente se importaron otras 40 estaciones TDEM, las cuales fueron de vital importancia para la corrección de static shift.

## Corrección de Static Shift

Se evaluó cada estación magnetotélrica depurando y ajustando los puntos que componen cada una de las curvas de resistividad ( $R_{hoxy}$  y  $R_{hoyx}$ ), con las herramientas de edición que contiene el WinGLink (enmascaramiento y desplazamiento de puntos, verificación de tendencia de las curvas); posterior a ello, se asoció cada estación MT con una estación TEM, con el fin de corregir el efecto de static shift que se genera en las mediciones magnetotélricas; la figura 28, muestra la corrección de static shift hecha a un sondeo MT.

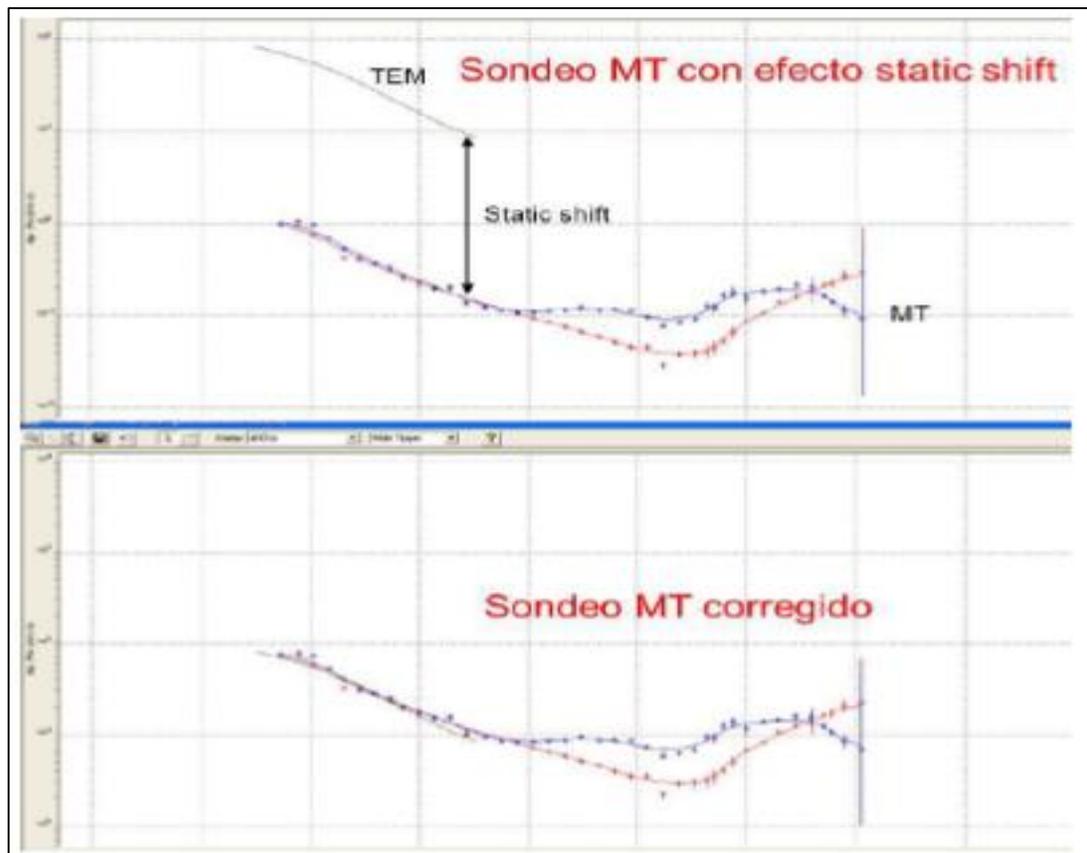


Figura 26. Ajuste por Static Shift de la curva MT.

### Creación de Modelado 1D.

Con las curvas ya depuradas, se elaboraron los modelamientos unidimensionales para cada estación MT. La figura 29, muestra un ejemplo de modelado 1D para una estación magnetotelúrica, el cual contiene las mediciones de la estación MT (puntos rojos), una curva interpolada por el software a partir de los datos medidos (color magenta) y una curva ajustada a través de un modelo discreto unidimensional (color verde) realizada por el técnico modelador. Estos modelos discretos se realizaron asignando espesores y valores de resistividad que permitieron ajustar la curva discreta a la curva interpolada; la finalidad de los modelos discretos es identificar distintos estratos geoelectrónicos, además de calcular las profundidades de penetración de cada medición. Se compararon estaciones cercanas para evaluar coherencias de capas durante el modelamiento.

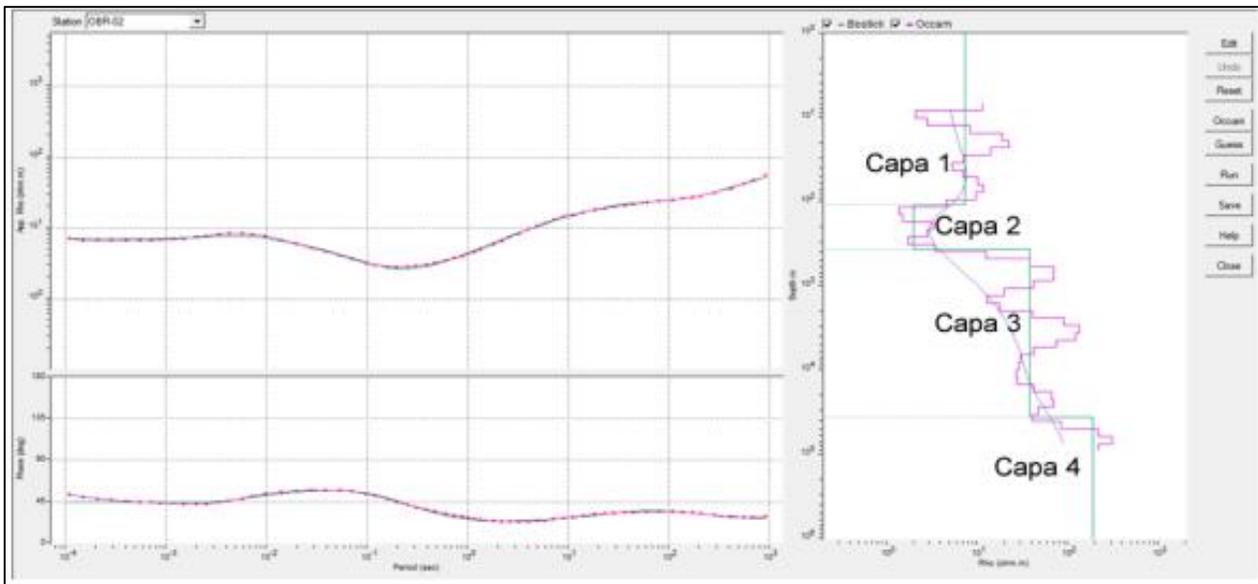


Figura 27. Modelado 1D de un sondeo MT.

## 8. Análisis de datos.

En éste apartado se ordenaron y se desarrolló el análisis de la base de datos proporcionada (información geoquímica, geológica y geofísica), con la finalidad de obtener un panorama general de la zona en estudio para iniciar y concentrar los esfuerzos en el área particular donde se ubica el recurso geotérmico.

Los datos que se analizaron para la creación del modelo integrado fueron de geología, geoquímica, gravimetría y MT-TDEM. Además, se correlacionó ésta información con las estructuras geológicas y un perfil (O-E) de MT.

### 8.1. Geoquímica

#### Clasificación de Aguas

De los diagramas triangulares determinados:

- La mayoría de las aguas son Bicarbonatadas, consideradas superficiales y en un porcentaje muy pequeño según el muestreo aguas cloruradas y aguas sulfatadas como se muestra en la figura 30.

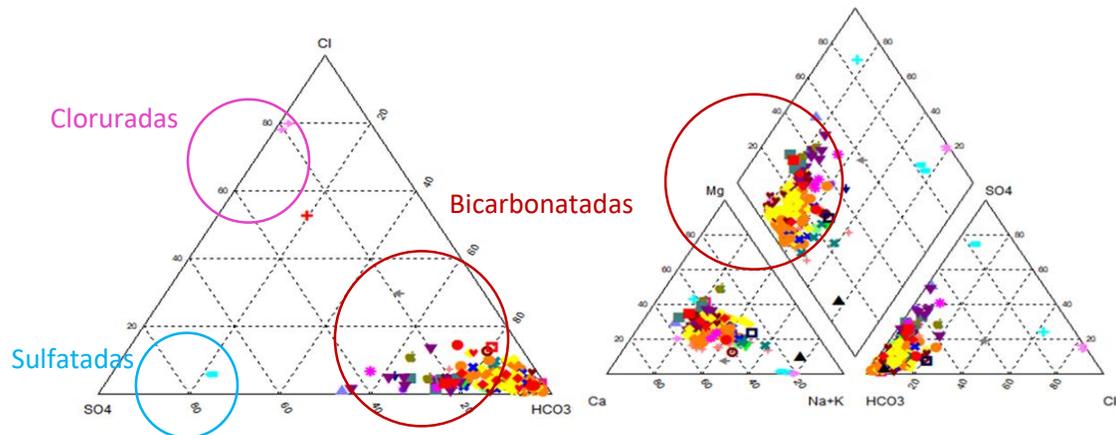


Figura 28. Diagramas triangulares obtenidos.

- Las aguas características, considerando los perfiles gravimétricos y topográficos que se muestra en la figura 31, son representadas en el modelo geotérmico que se presenta en el apartado de resultados obtenidos.

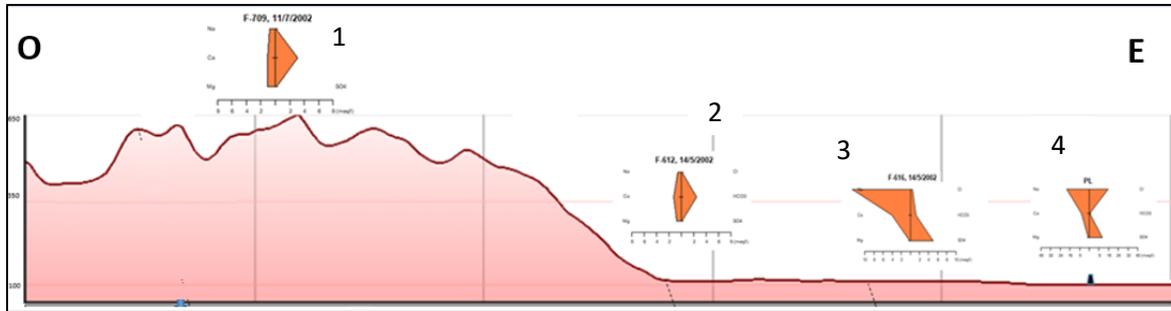


Figura 29. Aguas características del perfil de trabajo.

1. Aguas Bicarbonatada, Superficiales.
2. Aguas Bicarbonatada Cálcica, superficiales.
3. Aguas sulfatadas Sódicas, Calentadas por vapor (huella geotérmica).
4. Aguas Sódica Clorurada, aguas geotérmicas profunda.

Al tener alto contenido de sodio y cloro pueden usarse con confianza en la geotermometría, en este caso este contenido es muy bajo y lo que se ve reflejado en este perfil es el alto contenido de aguas bicarbonatadas que son típicas aguas superficiales, aunque se tiene un considerable número de muestras que presentan aguas sulfatadas que son aguas calentadas por vapor, esto se puede observar en la figura 32, donde se clasificaron las aguas como: Cloruradas, Sulfatadas y Bicarbonatadas.

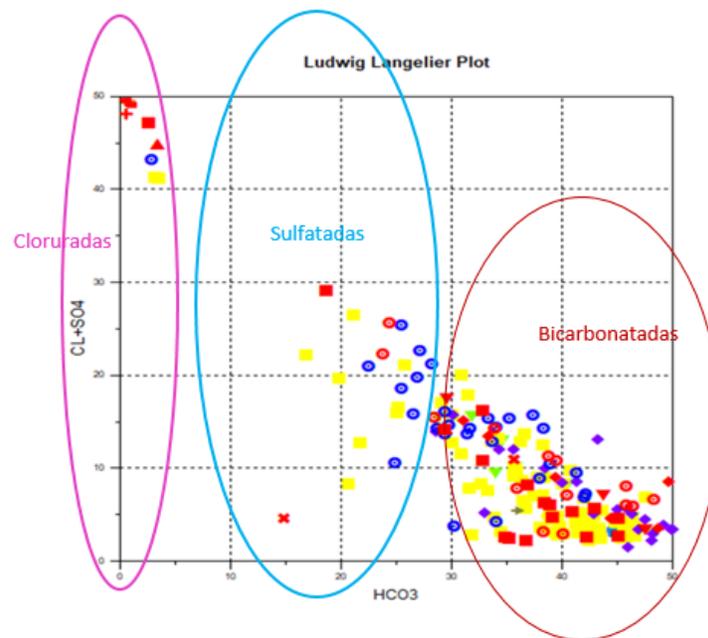


Figura 30. Grafico Ludwig Langelier resultante.

## Geotermometría

Para este análisis se determinaron las temperaturas promedio, temperatura mínima y la temperatura máxima estimada en el reservorio mediante las mediciones en la superficie para líquidos.

Para la toma de los valores de la temperatura se realizó mediante:

- Promedio de los rangos de temperaturas obtenidos con las diferentes ecuaciones de aplicación.
- Se obtuvo el promedio general de estos rangos como la temperatura promedio.
- Se calculó la desviación estándar de las muestras para obtener el rango máximo.
- Se calculó la desviación del promedio de las muestras para obtener el rango mínimo.

Por lo que la temperatura promedio más la desviación estándar sería la temperatura máxima y la temperatura promedio menos la desviación del promedio sería nuestra temperatura mínima.

Del análisis estadístico mostrado en la tabla 5, se puede determinar la temperatura mínima y máxima obtenida con los geotermómetros como se muestra a continuación.

Para este análisis se tomó como referencia el pH y los elementos Cloro (Cl), considerando que:

- El pH en estado neutro (6 - 8) permite delimitar que el agua se encuentra en estado de equilibrio con los elementos contenidos en el reservorio.
- El Cloro (Cl), ya que este indica que es un trazador natural, utilizado para relacionar la existencia de un sistema termal, ya que este elemento es conservativo y puede indicar equilibrios en las condiciones de interacción agua roca. Este elemento en altas concentraciones no es apto para el consumo humano, pero es un indicador óptimo para su estudio en este caso.

Por lo que el resultado del rango de temperatura estimada del reservorio tomando en cuenta estas condiciones es de 140 a 50°C, que se compara con el rango de temperatura observada según el diagrama Giggenbach que las temperaturas de los pozos geotérmicos pueden encontrarse dentro del intervalo [135-160]°C.

Comparando la información de la temperatura medida en el pozo, diagrama Giggenbach y geotermómetros líquidos se propone un rango estimado de 50 a 140 °C para el reservorio.

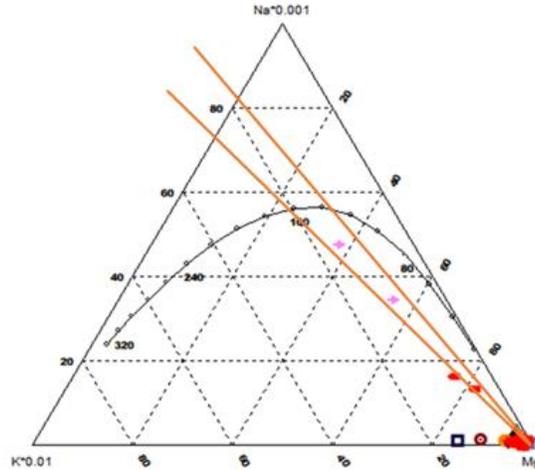


Figura 31. Grafico resultante del rango de temperaturas (Diagrama de Giggembach).

También, de acuerdo a la figura 34, es posible identificar la altura a la que se encuentra la superficie sobre el nivel del mar del punto muestreado a partir de la cantidad de isótopo oxígeno-18, o altura a la que se encuentra la recarga del sistema geotérmico.

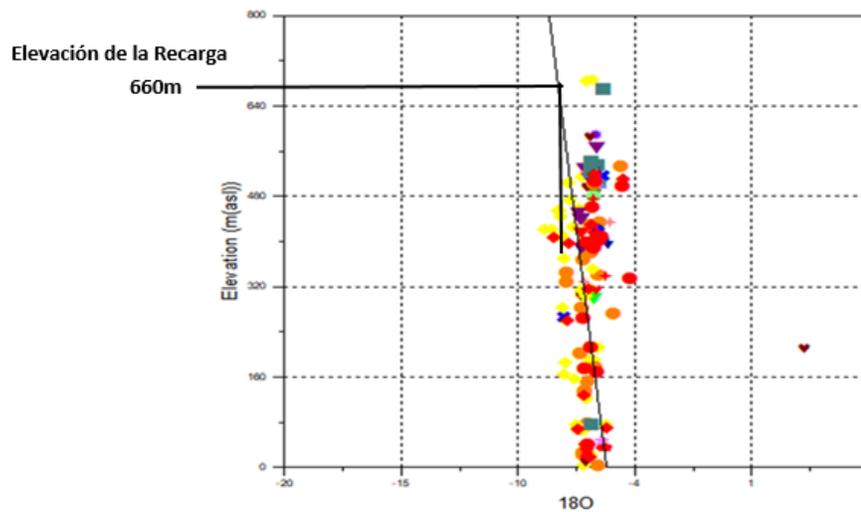


Figura 32. Grafico resultante para determinar la elevación de la recarga.

A partir de los mapas de isocontornos de muestreo de especies químicas (Figura 15), la superposición de estos se determinó el patrón de flujo que se observa en la zona de estudio, dando como resultado el mapa de la Figura 35, donde se observa un patrón de flujo que tiene una dirección NO-SE.

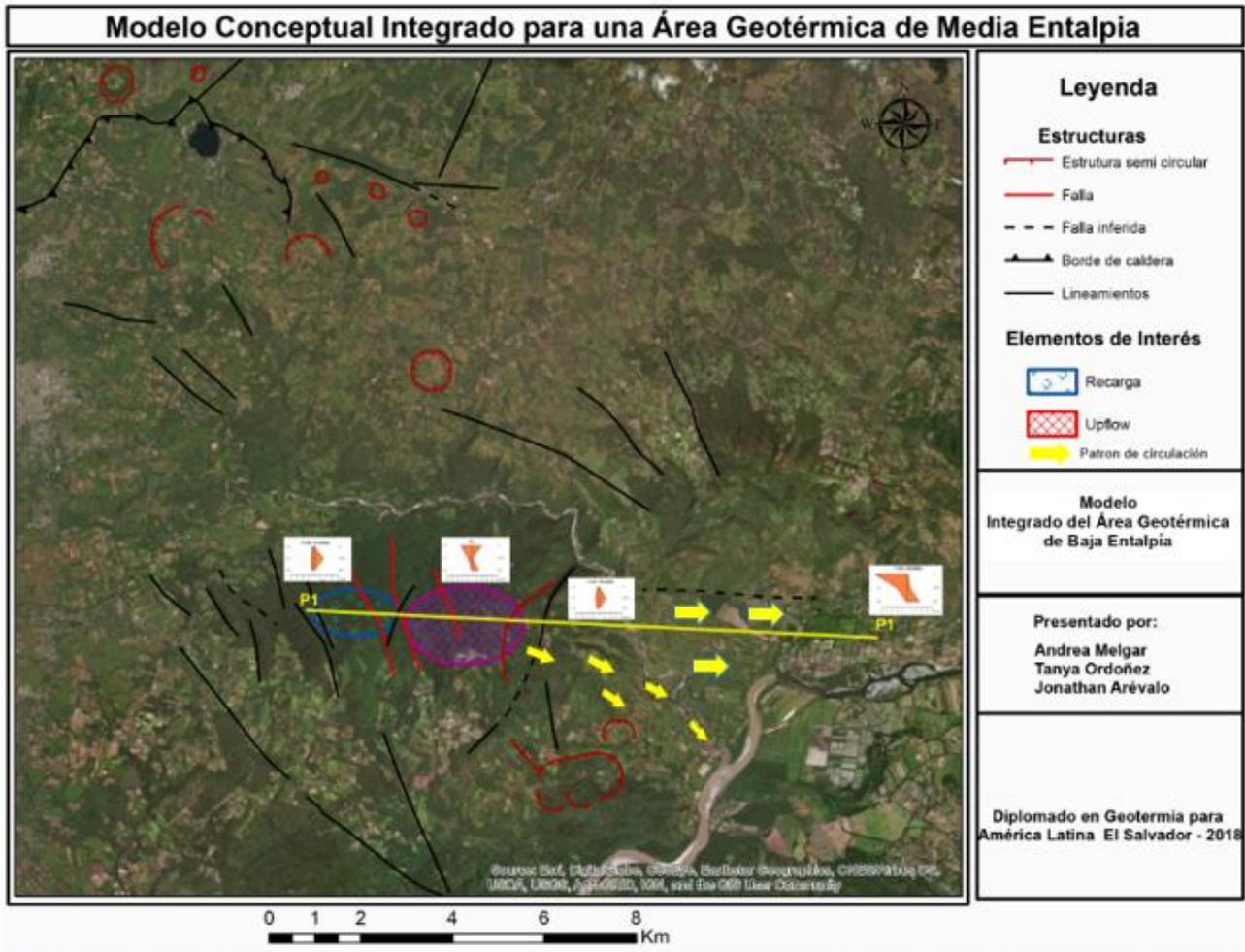


Figura 35. Mapa en planta patrón de flujos.

## 8.2. Geofísica

### Gravimetría.

Para el análisis gravimétrico, se utilizó una base de datos previamente procesada, que la cual incluía información sobre las coordenadas, elevación, gravedad absoluta, gravedad teórica, corrección de aire libre, corrección de terreno y anomalía de Bouguer, para el desarrollo del trabajo se utilizó una densidad  $2.3 \text{ g/cm}^3$ .

### Control de calidad de los datos

Inicialmente se procedió a verificar la calidad de los datos, verificando que las medidas tengan un comportamiento congruente con la elevación de cada punto. Los puntos anómalos se logran identificar al graficar la gravedad absoluta (observada) contra la elevación de cada punto. Los datos que se salen de la línea de tendencia deben ser descartados (figura 36).

En esta gráfica se verifica una correlación lineal inversa, no observándose puntos que se salgan de la tendencia. El coeficiente de correlación obtenido es de 0.9741, lo que indica que se tiene buena calidad en los datos.

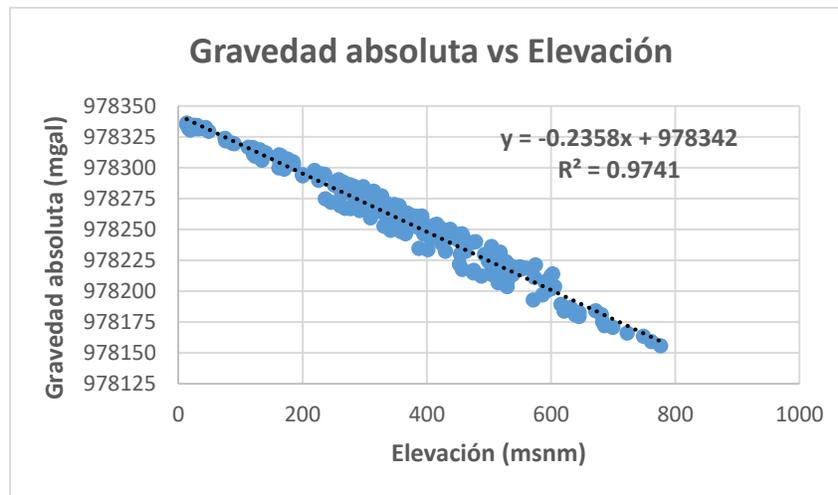


Figura 36. . Verificación de calidad de los datos.

### Mapa de Anomalía completa de Bouguer, Regional y Residual

Con los datos de gravimetría se desarrollan los mapas de contorno para la anomalía completa, regional y residual del área de interés.

En el mapa de anomalía completa se observa que dentro de la zona de investigación se tiene la medición de los valores máximos 34 mGal hasta un mínimo de 18 mGal y en la parte norte del área prospectada se tienen valores en un rango de 18 mGal a -8 mGal.

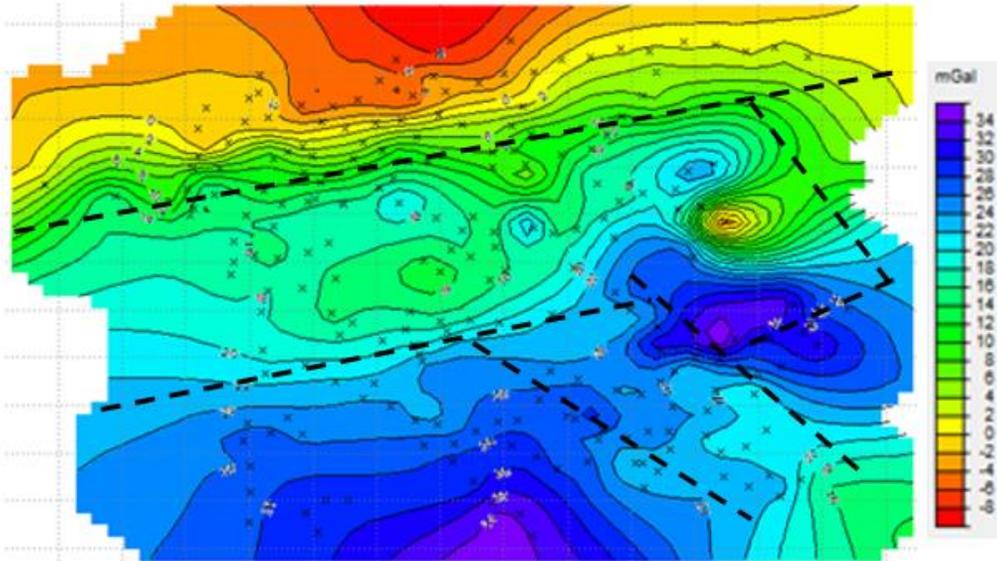


Figura 33. Mapa de anomalía completa de Bouguer.

El mapa de anomalía de Bouguer completa permite inferir sistema de fallas predominantes en el área de estudio, en dirección E-O NO-SE, las cuales pueden constituir límites estructurales o conformar el patrón de circulación de los fluidos geotérmicos del referido sistema.

La anomalía regional es obtenida a partir de una interpolación por regresión polinomial, para este caso específico se usó un polinomio de grado 3; con esto se genera un mapa que representa el promedio del comportamiento de los datos. En la figura 37, se muestran el mapa de anomalía regional.

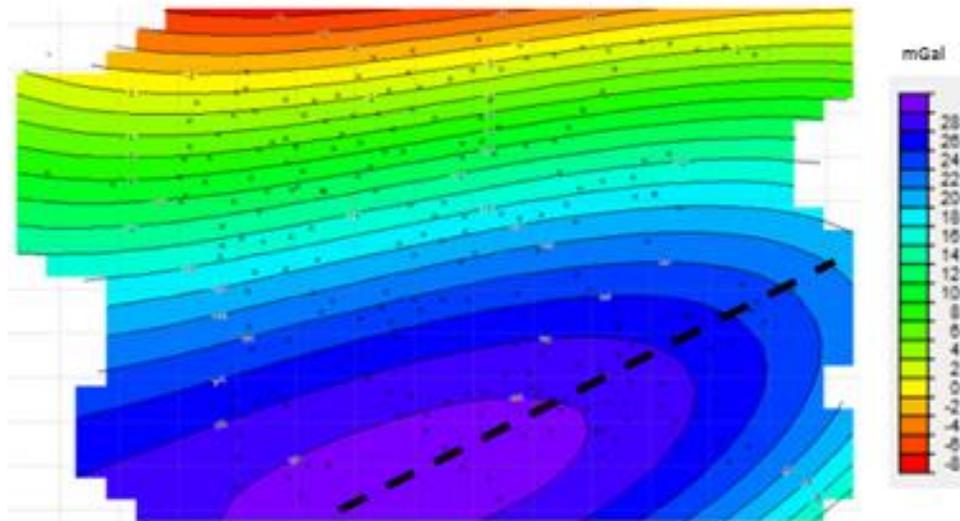


Figura 34. Mapa de anomalía regional de Bouguer.

En el mapa de anomalía regional se presenta valores en un rango de 28 mGal a -8 mGal, concentrándose los valores máximos en la zona potencial, donde se desarrollan los perfiles MT-TDEM, donde se observa correlación con las principales estructuras geológicas de la zona.

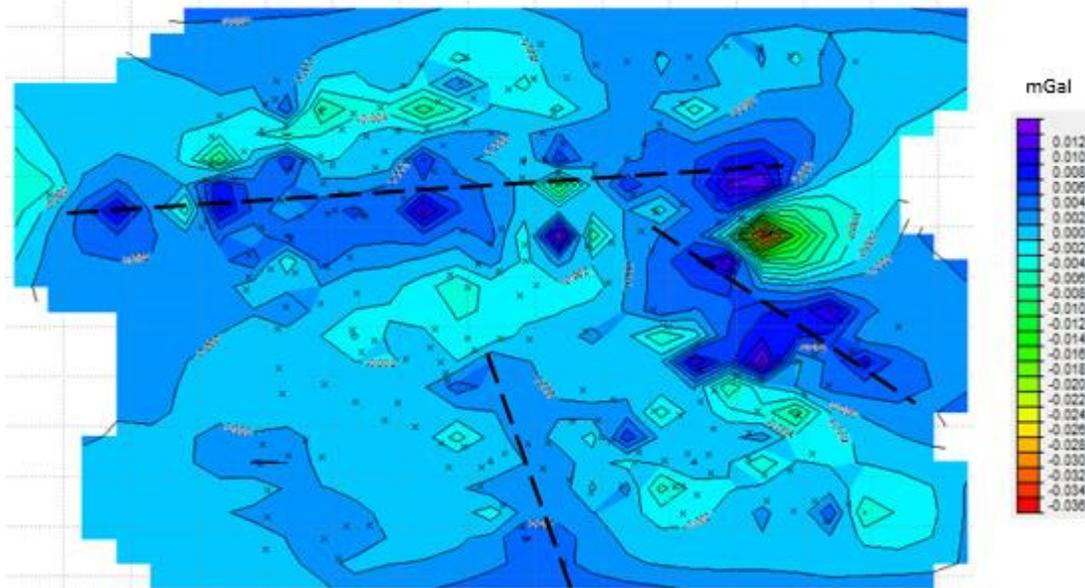


Figura 35. Mapa de anomalía residual.

En el mapa anterior se pueden observar ciertos contrastes entre anomalías gravimétrica positivas y negativas. Un tren de alto gravimétrico aparece en dirección O-E alineándose con las principales estructuras geológicas según el mapa estructural de la zona (Figura 12). Por otro lado, en el lado oeste del mapa se observa una tendencia de anomalía gravimétrica positiva en dirección NO-SE y una muy cercana a la dirección N-S, coincidiendo con la dirección de fallas. Inicialmente se podría pensar que las áreas delimitadas por el gravimétrico positivo serían de mayor interés geotérmico.

### Métodos MT-TDEM

Dentro del análisis de la información, se realizó el modelamiento unidimensional en donde fueron asignados espesores y resistividades a capas discretas, tomando como referencia un modelado multicapas (modelo Occam) diseñado por el software.

De la figura 39 es posible describir la profundidad máxima de la última capa; se observa que a una profundidad de 6000 metros de longitud se infiere una zona que puede estar asociada con el ascenso de fluidos geotérmicos, según el perfil MT en dirección O-E.

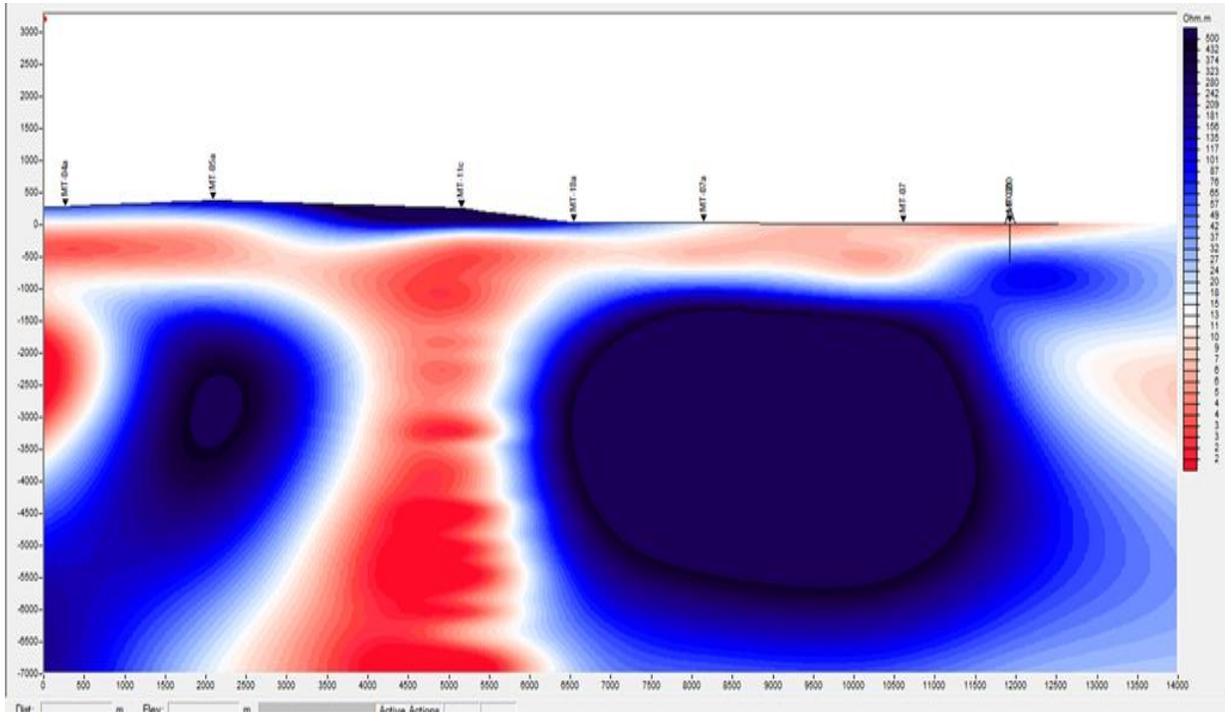


Figura 36. Perfil MT de resistividad eléctrica de las rocas en dirección O-E.

Además, se generaron mapas en planta de la resistividad eléctrica (Figura 40) a diferentes elevaciones (0 msnm, -250 msnm, -500 msnm, -750 msnm, -1000 msnm y -1100 msnm). Estos se muestran en la figura 40, pudiendo observar en el mapa a -250 y -500 msnm; un área conductiva (colores rojizos) que puede estar asociada con la capa sello de un posible reservorio geotérmico (área posible).

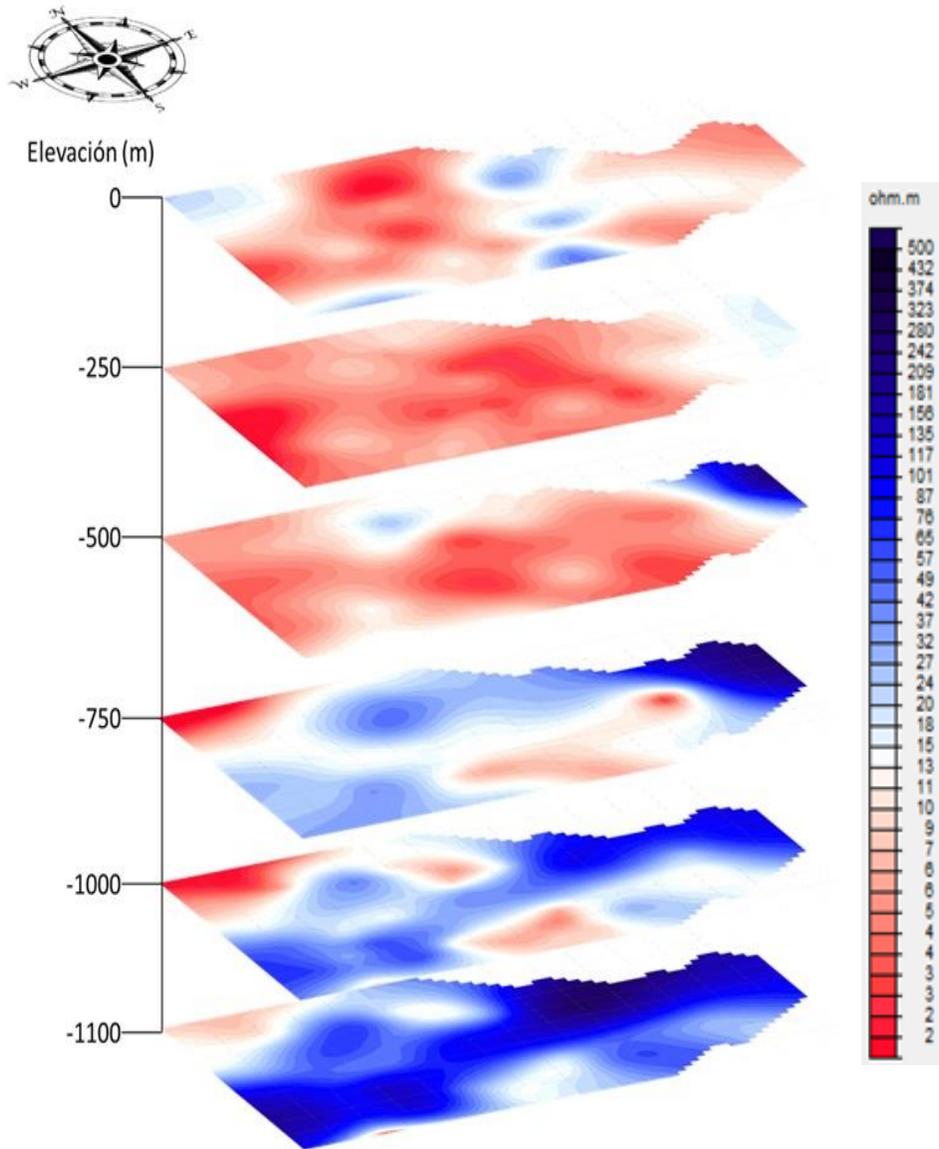


Figura 37. **Mapas en planta de la resistividad eléctrica a elevación constante.**

En los mapas de 0, -250, y -500 msnm, se observan bajas resistividades asociándolos a la capa sello del sistema geotérmico.

En el mapa de -750 msnm se muestran un área de anomalía resistiva, que estaría representando en este caso la cúpula resistiva siendo la zona probable y a -1000 msnm y -1100 msnm la anomalía resistiva se amplía a una extensión de mayor área asociada al posible reservorio.

## 9. Presentación de los Resultados.

### Modelado 2D de datos MT y TDEM.

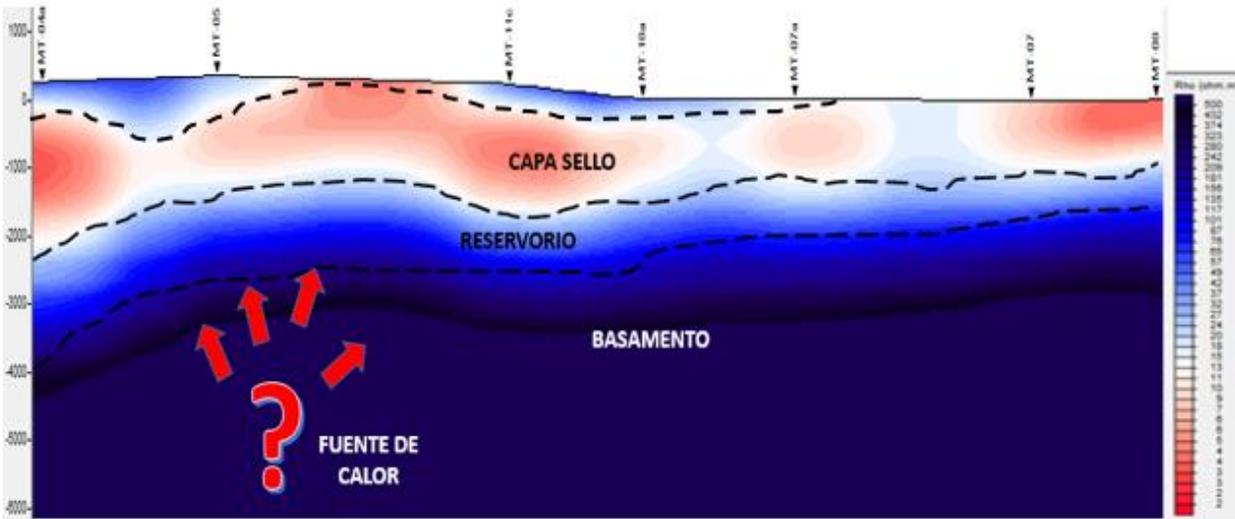


Figura 41. Modelo resistivo según la prospección con sondeos MT.

En el modelado 2D se identificaron 3 capas principales debido a sus características resistivas, se describen de la siguiente manera:

- La capa sello con un rango de resistividad de 2 Ohm.m hasta 15 Ohm.m,
- El reservorio se asocia a una resistividad en un rango de 42 Ohm.m a 87 Ohm.m
- El basamento se identificó con resistividades de 250 Ohm.m hasta 500 Ohm.m.
- La fuente de calor inferida se estima a una profundidad mayor de 6000 m.

## Modelado 2D de datos MT correlacionado con gravimetría

Se realizó un perfil gravimétrico, en dirección O-E. Sobre este perfil se construyó el modelo 2D, consistente en una distribución de cuerpos con distintas densidades, que se ajusten a una curva gravimétrica obtenida con las estaciones gravimétricas medidas y se apoya en la información de resistividad dada por el MT-TDEM.

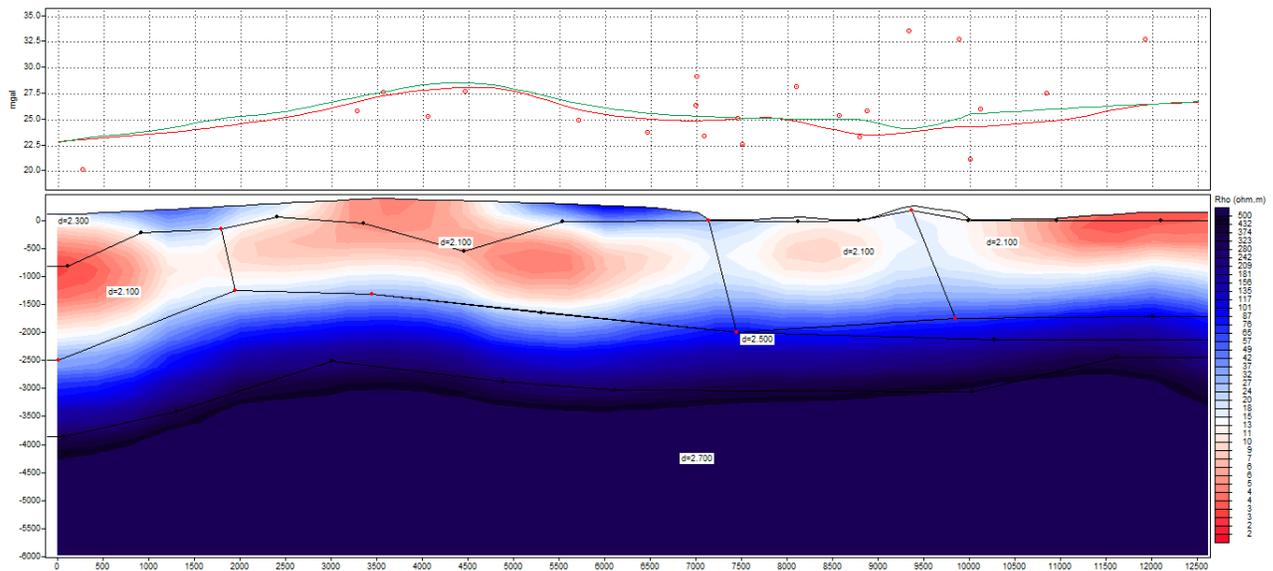


Figura 38. Modelado del perfil O-E.

Se ajustó la curva gravimétrica del perfil, con una distribución de cuerpos de distintas densidades, utilizando como criterios la información de resistividad eléctrica, geológica y geoquímica de la zona, así como también la información del mapa estructural. Se pueden identificar 3 capas principales, la capa sello, el reservorio y el basamento cuya distribución de densidad varía entre  $2.7 \text{ g/cm}^3$  hasta  $2.1 \text{ g/cm}^3$ .

## Modelo Conceptual Geotérmico Integrado.

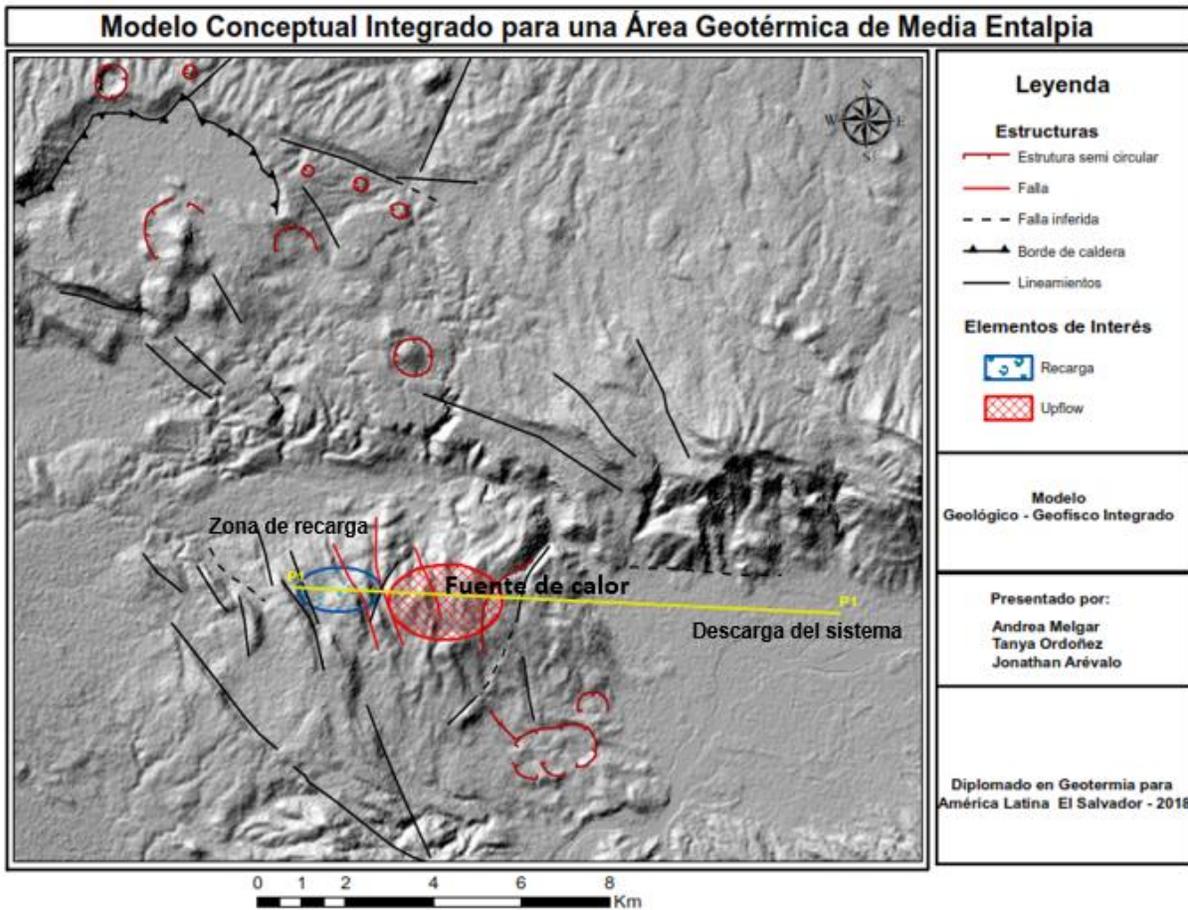


Figura 42. Modelo conceptual integrado en planta.

- Se infirió que la fuente de calor podría estar asociada a una intrusión magmática debido a estructuras caldericas cercanas, por la presencia de estructuras semicirculares en el área de ascenso de los fluidos.
- El reservorio geotérmico podría estar asociado a una unidad de roca de lavas de composición adesítica-Basáltica con intercalaciones de tobas.
- El sistema de fallamiento N-S, NO-SE, permite el ascenso de fluidos y una falla inferida E-O que permite la circulación del fluido.

## Modelo Conceptual Geotérmico Integrado.

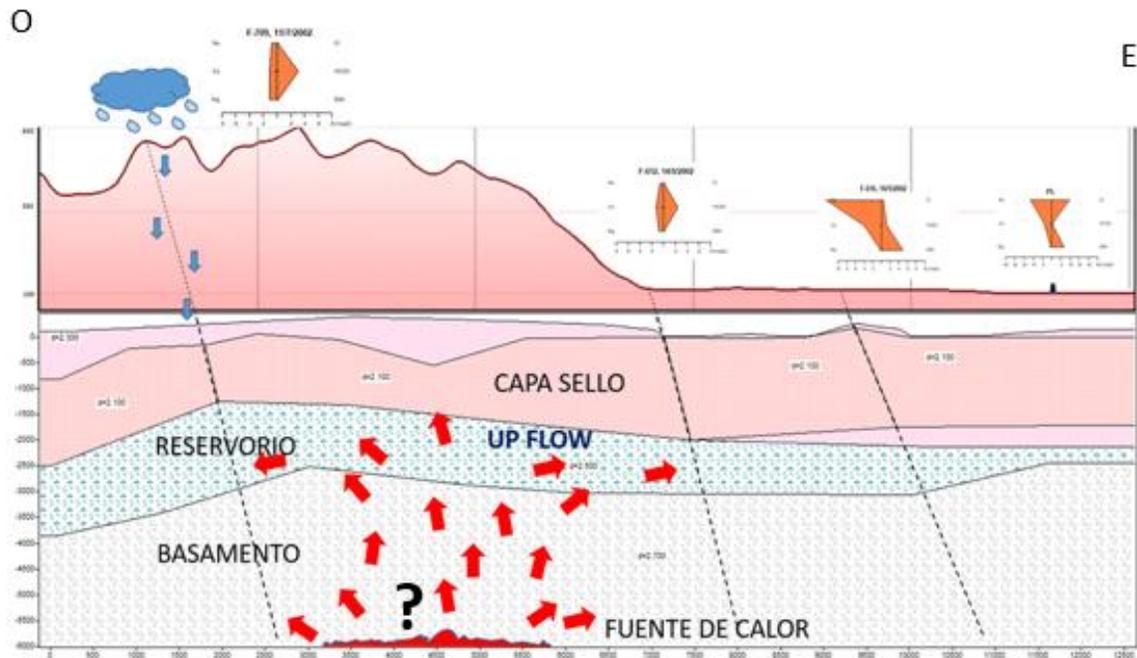


Figura 39. Perfil de Modelo Conceptual Integrado para una zona de mediana entalpia entalpia.

En el Modelo Conceptual Integrado presentado se observan que la zona de recarga se encuentra en la parte Oeste con una elevación de aproximadamente 650 msnm, con una muestra geoquímica de agua del tipo  $\text{HCO}_3$  y que es indicativa de agua de origen meteórico, una segunda muestra geoquímica de agua para la parte central del modelo es del tipo  $\text{Ca-HCO}_3$  lo que corresponde a un tipo de agua subterránea natural, luego en la parte más con menor elevación  $\text{Na-SO}_4$  que corresponde a un agua calentada por vapor y finalmente en la muestra tomada en las cercanías del pozo corresponde a un agua sódica-clorurada ( $\text{Na-Cl}$ ) dichas aguas son típicas de fluidos de origen geotérmico profundo, representativas para sistemas de alta entalpia.

A lo largo del modelo conceptual se infirieron algunas fallas geológicas normales, las cuales condicionan el movimiento de los fluidos tanto para la recarga del sistema como para la zona de up-flow, además de delimitar la extensión del sistema geotérmico. Los materiales geológicos que constituyen el sistema geotérmico en la capa sello posiblemente se trate de materiales argilíticos, el reservorio puede estar constituido de material ígneo del tipo acido-intermedio de rocas con algún grado de fracturamiento que permite tanto el ascenso de los fluidos como el flujo de los mismos y finalmente el basamento del sistema geotérmico se trate de roca ígnea muy consolidada.

Finalmente, la resistividades asociadas para cada capa del modelo conceptual geotérmico son:

**Capa sello:** anomalía conductiva tienen un rango de resistividades que se encuentra entre 2 – 15 ohm.m asociándole una densidad de  $2.1 \text{ g/cm}^3$ , la capa no se distribuye de forma homogénea a lo largo de todo el modelo, sin embargo se estima según el modelo resistivo un espesor de aproximadamente 500 m.

**Reservorio:** se estima un rango de resistividades entre 42 – 87 ohm.m asociándole una densidad de  $2.5 \text{ g/cm}^3$ , de igual manera esta capa no se distribuye uniformemente a lo largo de todo el modelo y el techo probable del reservorio se encuentre a una profundidad de 750 m.

**Basamento:** en el modelo geotérmico propuesto posee un rango de resistividades entre 250 – 500 ohm.m que corresponde a un material muy homogéneo, denso y consolidado, con una densidad asociada de  $2.7 \text{ g/cm}^3$ , siendo una capa no uniforme horizontalmente a lo largo de la totalidad del modelo.

**Fuente de calor:** Anomalía conductiva a más de 6000 metros de profundidad, asociada a una posible intrusión magmática.

**Zona de ascenso (up flow):** Relacionada con el ascenso de los fluidos hidrotermales desde donde se encuentra la fuente de calor, controlada por las estructuras principales que generan una permeabilidad secundaria en las rocas.

**Zona de descarga (out flow):** Hasta el noroeste y sureste del área de interés, controlada por las estructuras noroeste- sureste.

**Patrón de circulación:** Hacia el NO-SE controladas por las estructuras noroeste- sureste, y una posible descarga lateral hacia el noreste.

El rango de temperatura estimada del reservorio tomando en cuenta la información geoquímica analizada es de  $50^\circ\text{C}$  a  $140^\circ\text{C}$ , calculada con geotermométrie.

## 10. Conclusiones y recomendaciones.

### Conclusiones

El modelo geotérmico se encontró confinado entre un sistema de fallas, el cual posiblemente controla el patrón de flujo que tiene una dirección de NO-SE; NE-SO y N-S, deducido del mapa estructural de la zona.

Para la especie química de D (deuterio) que se muestrearon en campo se puede confirmar que los valores más negativos (más ligeros) se ubican las partes altas de la zona de estudio y sustenta de manera positiva el patrón de flujo NO-SE que se describe a partir de los mapas de isocontornos y el mapa superpuesto de los mismos.

El ascenso de flujo se encuentra sustentada por el modelo 1D de MT, además por la geología local se asocia que subyace una cámara magmática asociada a los pequeños edificios volcánicos de manera que la zona de upflow o ascenso de fluidos se encuentra muy bien representado en el modelo geotérmico integrado.

### Recomendacion

- Se recomienda continuar con las mediciones de magnetotelúrica hacia el sector noreste del área de estudio, donde la gravimetría presenta anomalías positivas, donde posiblemente el sistema continúa extendiéndose.

## 11. Agradecimientos.

A la GEO y a los patrocinadores por hacer posible el desarrollo académico en la geotermia en Latino América.

A nuestros Asesores y profesores que nos proporcionaron el conocimiento necesario para poder realizar este trabajo.

A los compañeros por sus valiosos aportes.

## 12. Referencias bibliográficas.

Ahumada, M. F., & Flores Jacobo, R. N. (2017). *MODELO GEOFÍSICO INTEGRADO DE UN SISTEMA GEOTÉRMICO DE ALTA ENTALPÍA*. San Salvador : Universidad de El Salvador.

Arriaga, N. J., & Martínez Estrada, R. E. (2017). *Métodología para elaboración de modelo geofísico conceptual preliminar analizando información gravimétrica, MT-TDEM, flujo de calor y caso de estudio para una región de interés geotérmico en Chile*. El Salvador: Universidad de El Salvador/LaGeo.

Carrasco, F. J., & Martínez Marquéz, D. (2015). La Energía Geotermica de Baja Entalpía . *3C Tecnología*, 1-13.

- Arnórsson, S. 2000. Isotopic and Chemical Techniques in Geothermal Exploration, Development and Use. International Atomic Energy Agency. Vienna, Austria.
- Giggenbach, W. and Goguel, R., 1989. Collection and Analysis of Geothermal and Volcanic Water and Gas Discharges. Petone, New Zealand.
- Giggenbach, W., García, N., Londoño, C., Rodríguez, V., Rojas G., y Calvache, V. 1990. The chemistry of fumarolic vapor and thermal spring discharges from the Nevado del Ruiz volcanic-magmatic-hydrothermal system, Colombia. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 42 (1990) 13-39.
- Baxter, S. [1984], *Léxico Estratigráfico de El Salvador*, San Salvador, El Salvador.
- Moran O. Guillermo N. (1989)., *Evaluación de la Amenaza Sísmica para el Área Geotérmica de Berlín*, El Salvador, Centro América, Universidad de Costa Rica, Costa Rica.
- Comisión Norteamericana de Nomenclatura Estratigráfica. (2010), *Código Estratigráfico Norteamericano*, Boletín 117, México, D.F.
- Arriaga, N. J., & Martínez Estrada, R. E. (2017). *Métodología para elaboración de modelo geofísico conceptual preliminar analizando información gravimétrica, MT-TDEM, flujo de calor y caso de estudio para una región de interés geotérmico en Chile*. El Salvador: Universidad de El Salvador/LaGeo.
- Carrasco, F. J., & Martínez Marquéz, D. (2015). La Energía Geotermica de Baja Entalpía . *3C Tecnología*, 1-13.
- Resource Conceptual Models of Volcano-Hosted Geothermal Reservoirs for Exploration Well Targeting and Resource Capacity Assessment, Construction,

Pitfalls and Challenges, William Cumming, Cumming Geoscience, Santa Rosa CA,  
wcumming@wcumming.com.

- Ármannsson, H., 2012. Geochemical Aspects of Geothermal Utilization. Iceland  
GepSurvey (ISOR), Reykjavik, Iceland.