

UNIVERSIDAD DE EL SALVADOR, FACULTAD DE INGENIERÍA Y ARQUITECTURA

ESCUELA DE POSGRADO

DIPLOMADO EN GEOTERMIA PARA AMÉRICA LATINA EDICIÓN 2019



TEMA:

**MODELO CONCEPTUAL DE UN SISTEMA GEOTÉRMICO DE ALTA
ENTALPÍA; INTEGRACIÓN DE METODOLOGÍAS GEOLÓGICAS Y
GEOFÍSICAS.**

PRESENTAN:

Nicole Katherine Briones Vargas – Geóloga, Chile

Carlos Eduardo Valencia Miraval – Ing. Geofísico, Perú

ASESORES:

Ing. Transito Arturo Quezada Muñoz

Lic. Pedro Antonio Santos López

Dr. Carlos Osmín Pocasangre Jiménez

CIUDAD UNIVERSITARIA, NOVIEMBRE DE 2019

RESUMEN

El presente trabajo integra el procesamiento, interpretación e integración de información geológica; registros litológicos de pozos, mineralogía de alteración e información estructural y de datos geofísicos; de magnetometría, gravimetría y datos magnetotéluricos (con las herramientas WinGLink y Geosoft Oasis Montaj), para caracterizar un sistema geotérmico de alta entalpía, ubicado en la cadena volcánica del FVAC, permitiendo aportar al entendimiento del sistema geotérmico y a la generación del modelo conceptual integrado, para poder evaluar posibles zonas de exploración profunda exitosas.

Los resultados obtenidos, permitieron construir un modelo conceptual integrado, donde se identificó la posible fuente de calor que correspondería a la cámara magmática del sistema volcánico del área de estudio (volcanes EP y EL), con resistividad bajas a una profundidad aproximada 9000 – 10000 m.b.n.m, la capa sello está relacionada a productos piroclásticos y lavas andesítico-basálticas de la Unidad II y productos piroclásticos de la parte superior de la Unidad III, con resistividades superficiales menores a 10 Ω m, el reservorio estaría conformado por lavas fracturadas de la Unidad IV con resistividades entre un rango de 10 – 47 Ω m. Así mismo, se plantea una zona de ascenso donde las alteraciones hidrotermales y los altos gravimétrico y resistivo, se encuentran a menor profundidad, lugar que en superficie se ubica al norte del volcán LI. Se determina un patrón de circulación de fluidos principalmente hacia el norte y hacia el sureste de la zona de ascenso, a través de los sistemas estructurales NNE-SSW y NNW-SSE y en menor proporción hacia el este, por gravedad, y dos zonas de descarga a partir del patrón de circulación propuesto, una ubicada en el extremo norte de la zona de estudio, al sur del sistema de fallas F7 y otra al sur del Volcán EP.

En base al modelo conceptual integrado, se determinan como sitios potenciales exitosos para pozos exploratorios, en etapas posteriores de desarrollo, el flanco sur del Volcán EL y los flancos sur y suroeste del Volcán EP, específicamente en las cercanías del extremo sur de la Falla F3 y de las manifestaciones superficiales que se identifican a su alrededor.

Finalmente se recomienda; (1) complementar este estudio con datos geoquímicos como análisis de gases difusos, para comprobar la existencia de estructuras geológicas y estudios de isótopos (oxígeno 18 y deuterio), en manifestaciones superficiales, para identificar el origen y la elevación de la recarga del sistema geotérmico, (2) realizar un estudio geológico detallado, al este de la Falla F6, de norte a sur, y perforación exploratoria a la latitud del perfil A-A', en la ladera este del volcán EP para comprobar la existencia del recurso, sin asegurar el éxito y (3) la ampliación de estudios de magnetometría, hacia el sector sur para corroborar los lineamientos identificados mediante la prospección gravimétrica con la finalidad de conocer el límite sur del sistema geotérmico.

AGRADECIMIENTOS

Expresamos nuestra gratitud a la coordinación académica del Diplomado en Geotermia para América Latina, edición 2019, a LaGeo S.A de C.V., a la Universidad de El Salvador (UES), al United Nations University Geothermal Training Programme (UNU-GTP), por habernos seleccionado y becado como representantes de nuestros respectivos países para participar en este diplomado y por recibirnos en sus instalaciones.

Damos las gracias a nuestros asesores; Licenciado Pedro Santos, Ingeniero Arturo Quezada, y al Doctor Carlos Pocasangre, por proporcionarnos la información y recursos necesarios para el desarrollo de este proyecto, por sus consejos, paciencia y dedicación.

Finalmente, agradecemos a nuestros compañeros, por la hospitalidad y amabilidad brindada durante los meses del diplomado.

INDICE

1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Planteamiento del problema.....	1
1.2. Justificación del Estudio	2
1.3. Objetivos	2
1.3.1. Objetivo General.....	2
1.3.2. Objetivos Específicos	2
1.4. Metodología	2
1.4.1. Geología.....	3
1.4.2. Geofísica	3
1.4.3. Integración.....	4
2. MARCO TEÓRICO	4
2.1. Exploración Geotérmica	4
2.2. Exploración Superficial.....	4
2.2.1. Método Magnetotelúrico (MT)	5
2.2.2. Métodos Potenciales: Gravimetría y Magnetometría.....	6
2.3. Exploración Profunda.....	7
2.4. Modelo Conceptual	7
3. ANÁLISIS DE DATOS	9
3.1. Geología	9
3.1.1. Estratigrafía	9
3.1.2. Geología Estructural	10
3.1.3. Mineralogía de alteración en profundidad	13
3.1.3.1. Facies Mineralógicas.....	13
3.1.4. Manifestaciones Hidrotermales Superficiales.....	15
3.1.5. Modelo Geológico Conceptual.....	15
3.2. Geofísica.....	19
3.2.1. Método Magnetotelúrico	19
3.2.2. Método Gravimétrico	21
3.2.3. Método Magnético	24
3.2.4. Modelo Geofísico Conceptual.....	25
4. RESULTADOS	28
4.1. Modelo Conceptual Integrado	28

5. DISCUSIONES	30
5.1. Modelo Conceptual Integrado	30
5.2. Sitios promisorios para perforación exploratoria.....	31
6. CONCLUSIONES	32
8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS	34
9. ANEXOS	37
ANEXO A. RESUMEN DE LOS REGISTROS DE POZOS.....	37
ANEXO B. MANIFESTACIONES HIDROTERMALES SUPERFICIALES	39
ANEXO C FUNDAMENTOS TEÓRICOS DE LOS MÉTODO GEOFÍSICOS	40
ANEXO D. PROCESAMIENTO DE DATOS GEOFÍSICOS	55

INDICE DE FIGURAS

Figura 1. Configuración Tectónica de América Central (Agostini, y otros 2006)	1
Figura 2. Esquema de un campo geotérmico en ambiente volcánico - tomada de (Salguero 2016)	8
Figura 3. Mapa Geológico de la zona de estudio	10
Figura 4. Mapa estructural de la zona de estudio.....	11
Figura 5. Perfiles geológicos A-A´(superior) y B-B´ (inferior).....	12
Figura 6. Facies mineralógicas.	14
Figura 7. Modelo Geológico Conceptual, vista en planta.	16
Figura 8. Modelo conceptual geológico, vista en perfil.	17
Figura 9. Perfil de trabajo.....	19
Figura 10. Sección de resistividad.	20
Figura 11. Mapas de distribución de resistividad a diferentes elevaciones.....	21
Figura 12. Mapa de anomalía de Bouguer Regional	22
Figura 13. Mapa de anomalía de Bouguer Residual	23
Figura 14. Mapa de lineamientos Gravimétricos	24
Figura 15. Mapa de la reducción al polo magnético	25
Figura 16. Perfil Oeste-Este de resistividad eléctrica.	26
Figura 17. Modelo Geofísico conceptual – vista en planta.	27
Figura 18. Modelo conceptual Integrado – vista en planta.	29
Figura 19. Modelo conceptual Integrado – vista en sección.....	30

1. INTRODUCCIÓN

1.1. Planteamiento del problema

La región de América Central se caracteriza tectónicamente por la subducción oblicua de la placa de Cocos bajo la placa del Caribe, esta subducción está dividida entre una componente ortogonal a la fosa y una componente “strike-slip” paralela al arco volcánico (DeMets 2001). A lo largo de este margen activo, entre Guatemala y Costa Rica, el Frente Volcánico de América Central (FVAC) está dividido en segmentos estructurales, con diferentes características geológicas y geofísicas (Carr y Stoiber 1990). El segmento estructural de la latitud de El Salvador, presenta fuerte actividad tectónica y volcánica, esta última ha sido continua, al menos desde el Neógeno temprano (Siebert y Simkin 2002), generando áreas de anomalía térmica superficial, cuya explotación es económicamente viable.

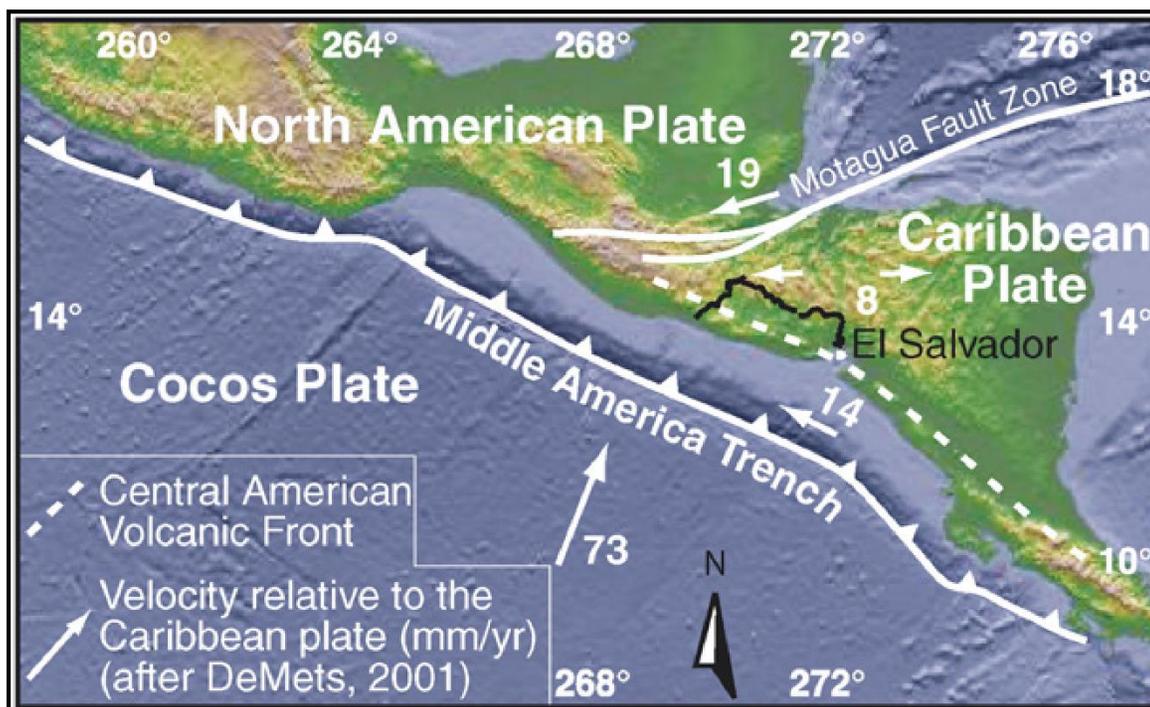


Figura 1. Configuración Tectónica de América Central (Agostini, y otros 2006)

En este contexto, considerando el alto potencial geotérmico que tiene El Salvador, se requiere encontrar y caracterizar los yacimientos existentes, a través de exploración superficial y profunda, realizando y actualizando constantemente el modelo conceptual de cada área geotérmica, para conocer las propiedades del recurso y el comportamiento del sistema, tanto en profundidad como en superficie.

Este trabajo pretende caracterizar un sistema geotérmico de alta entalpía, ubicado en la cadena volcánica del FVAC, a través de compilación de información geológica y geofísica, análisis de registros geológicos de pozos, procesamiento de datos geofísicos; magnetotelérfico

(MT), gravimetría y magnetometría, permitiendo aportar al entendimiento del sistema geotérmico y a la generación del modelo conceptual para poder evaluar posibles zonas de exploración profunda exitosas.

1.2. Justificación del Estudio

Los estudios geofísicos y geológicos, son importantes en la exploración y caracterización de los sistemas geotérmicos, pero por si solos no pueden dar soporte a la fase de exploración profunda, que es donde se hace la mayor inversión en la etapa de exploración, por esa razón, es fundamental la creación de un modelo geotérmico integrado en el cual se identifiquen los principales elementos del sistema geotérmico en estudio, tal como la fuente de calor, la extensión y espesor del reservorio productor, la capa sello, la zona de ascenso, el patrón de circulación etc. A partir de este modelo geotérmico integrado, se derivan los sitios promisorios para ubicar objetivos y estrategia de perforación exploratoria la cual tiene como propósito la confirmación del recurso. Además, es la base para crear el primer modelo numérico a partir del cual se estima, de manera preliminar, el potencial del recurso.

1.3. Objetivos

1.3.1. Objetivo General

Construir una propuesta de modelo geotérmico conceptual basado en la integración de datos geofísicos y geológicos, correlacionar con los datos de pozos existentes, con la finalidad de proponer áreas potenciales para la perforación de nuevos pozos exploratorios.

1.3.2. Objetivos Específicos

- I. Estimar la profundidad y el espesor del reservorio y de la capa sello.
- II. Identificar la fuente de calor y las zonas de ascenso, descarga y de recarga.
- III. Identificar el sistema estructural que controla el patrón de circulación de fluidos geotérmicos en profundidad y en superficie.
- IV. Proponer un modelo conceptual integrado.
- V. Determinar las zonas más convenientes para perforaciones con resultados exitosos.

1.4. Metodología

Para lograr los objetivos de esta investigación, se realizarán tres etapas; la primera consiste en un estudio geológico, la segunda abarcará procesamiento de datos e interpretación de datos geofísicos y finalmente se realizará una integración de ambas disciplinas, dando como resultado un modelo conceptual integrado.

1.4.1. Geología

En esta sección, los pasos a seguir son los siguientes:

- Compilación bibliográfica de unidades geológicas, y estructuras de la zona de estudio, esta bibliografía consiste principalmente en documentos internos de una empresa, debido a esto, es necesario aclarar que por temas de confidencialidad algunas citas serán omitidas.
- Análisis de registros de pozos (ver resumen en anexo A) que incluyen; litología, minerales de alteración, estructuras y pérdidas de circulación.
- Generación de un modelo geológico conceptual en planta y en sección transversal.

1.4.2. Geofísica

Para la sección de geofísica, la metodología se describe a continuación:

- Procesamiento de datos geofísicos;

Método Magnetotelúrico (MT): Se realizará el procesamiento, análisis e inversión 1D de 70 sondeos MT, empleando el programa WinGLink. Este proceso permitirá analizar y verificar los registros y obtener los diagramas polares, vectores de inducción, tensores de fase, entre otros. Para eliminar el ruido y asegurar la calidad de datos, se usará la técnica de referencia remota, descrito por (Gary D. Egbert 1986) y (T. D. Gamble 2012) la cual requiere; que los datos MT se graben simultáneamente en dos ubicaciones. En estas ubicaciones, es necesario que el ruido registrado sea incoherente, mientras que la señal MT sea coherente. Además, se debe verificar que la separación entre estaciones de MT con las cuales se obtuvieron los datos que se procesarán en este trabajo, hayan tenido una distancia para que el procesamiento de referencia remota sea efectivo (Bhattacharya, Shalivahan Bimalendu B. 2002)). Los resultados obtenidos serán presentados a partir de mapas y secciones de resistividad.

Datos de gravimetría y magnetometría. Se realizará el procesamiento y análisis de 431 estaciones de gravimetría y 973 estaciones de magnetometría, empleando el programa Oasis Montaj. En la exploración geotérmica estos métodos se aplican para la identificación de estructuras geológicas, con el objetivo de localizar y determinar la profundidad de intrusivos ocultos, trazando los diques y fallas. También para determinar la profundidad, la localización de las zonas de alteración hidrotermal y paleomagnetismo.

Para el caso de magnetometría se generarán mapas de primera deriva vertical, señal analítica, gradiente horizontal, derivada Tilt con la finalidad de identificar los posibles lineamientos magnéticos y mapa de la Reducción al Polo magnético para identificar las posibles zonas con presencia de alteración hidrotermal. Para el caso de gravimetría, se realizará el mapa de la anomalía de Bouguer simple y completa, así como el mapa de la anomalía residual de Bouguer, con la finalidad de identificar los posibles lineamientos gravimétricos.

- Generación de un modelo geofísico conceptual en planta y en sección transversal

1.4.3. Integración

- Comparación de sistemas estructurales superficiales, con las estructuras profundas interpretadas del mapa de Bouguer y de los perfiles de MT.
- Superposición y correlación de los modelos conceptuales geológicos y geofísicos
- Interpretación del modelo conceptual integrado

2. MARCO TEÓRICO

2.1. Exploración Geotérmica

En base a la Guía para Estudios de Reconocimiento y Prefactibilidad Geotérmicos de la OLADE (1994), la exploración geotérmica cuenta con tres fases de ejecución; reconocimiento, prefactibilidad y factibilidad.

En la fase de reconocimiento, se identifican zonas potenciales, se realizan análisis de viabilidad preliminar de un desarrollo geotérmico, análisis de restricciones ambientales y se organiza la ejecución de los estudios de prefactibilidad.

En la fase de prefactibilidad las actividades a realizar consisten en estudios de geología, geofísica, geoquímica e hidrogeología, análisis del gradiente térmico, elaboración de modelos geotérmicos, selección de sitios de perforación, diseño de perforaciones exploratorias, elaboración del Estudio de Impacto Ambiental (EIA) y el trámite de la licencia ambiental para perforaciones exploratorias.

Finalmente, la fase de factibilidad incluye perforaciones exploratorias, evaluación del yacimiento, análisis de viabilidad técnica y económica del proyecto geotérmico, diseño de la planta y planeación del desarrollo del campo, ejecución del Plan de Manejo Ambiental para las perforaciones exploratorias, realización del Estudio de Impacto Ambiental para el desarrollo del campo, construcción y operación de la planta de generación, trámite de la licencia ambiental para el desarrollo del campo, construcción y operación de la planta y estudios de factibilidad de conexión eléctrica a la red.

2.2. Exploración Superficial

Dentro de la exploración superficial, se encuentran los estudios de geología como mapeo, descripción litológica, medición de datos estructurales, entre otros, y la prospección geofísica. A continuación, se realiza una descripción los métodos geofísicos empleados para la caracterización del modelo geofísico Conceptual.

2.2.1. Método Magnetotelúrico (MT)

Los sondeos magnetotelúricos (MT) utilizan los campos electromagnéticos naturales y requieren de la medición de dos componentes horizontales, del campo eléctrico, además de tres componentes ortogonales del campo magnético. Para obtener estimaciones estadísticas confiables de la impedancia de la tierra, los datos deben abarcar un espectro amplio de frecuencias, por ejemplo, de cuatro ciclos logarítmicos (0.005 a 100 Hz), y deben registrarse de manera continua durante 6 a 8 horas en cada estación. Algunos investigadores modernos utilizan la técnica de referencia remota, en la cual se efectúan también mediciones en una estación secundaria o de referencia cercana, para ayudar a eliminar ruidos instrumentales o culturales. El número y la densidad de las estaciones de MT, puede variar dependiendo del tamaño y la geología de cada área de investigación. (OLADE 1994)

En los últimos años, diversos estudios han sido llevados a cabo en diferentes partes del mundo para detectar zonas promisorias para el desarrollo geotérmico (Wiebke Heise 2007), identificar capas de resistividad del subsuelo que estén asociados a los sistemas de fallas en profundidad, capas de arcilla (Nurhasan 2006), zonas de circulación de fluidos hidrotermales, zonas de alta temperatura (Spichak 2007), zonas de alteración de los minerales y fusión parcial (Gianni Volpi 2003); (Knútur Árnason 2010) conductos y cámaras magmáticas. Una de las ventajas más notables es su carácter tensorial que permite determinar la orientación de las estructuras a través de su azimut eléctrico, la dimensionalidad del medio en función de la frecuencia y la dirección de la inducción eléctrica local y regional (Vozoff 1980).

En zonas geotérmicas donde la permeabilidad y la alteración es alta, la capa de baja resistividad que sobreyace al reservorio geotérmico de alta resistividad, correspondería a la capa de arcilla (Behrooz Oskooi 2005). Mientras tanto, los reservorios geotermiales que se desarrollan dentro de complejos volcánicos, usualmente, están controlados por sistemas de fallas y presentan tres (3) principales capas de resistividad; la primera, corresponde a la capa superficial compuesta por aluviales, ceniza y rocas volcánicas recientes, con resistividades que varían de decenas a centenas de $\text{ohm}\cdot\text{m}$; la segunda capa de baja resistividad ($<10 \text{ Ohm}\cdot\text{m}$) está compuesta por minerales de esmectita y zeolita, cuya temperatura de formación varía entre $70 \text{ }^\circ\text{C}$ y $220 \text{ }^\circ\text{C}$ (Knútur Árnason 2010); (William Cumming 2010) y estaría correlacionada a la cima del yacimiento; y la tercera capa de resistividad intermedia a alta (decenas a centenas), son detectados por debajo de la zona de baja resistividad. En esta capa, las condiciones de alta temperatura ($200 \text{ }^\circ\text{C}$ y $250 \text{ }^\circ\text{C}$) favorecen la formación de minerales secundarios de alta resistividad tales como la illita y la clorita ($\sim 240 \text{ }^\circ\text{C}$) (Newman, y otros 2008); (Knútur Árnason 2010), (William Cumming 2010). De acuerdo a estos modelos y con el propósito de representar la distribución de resistividad en el subsuelo, se han elaborado diversos algoritmos de inversión en 1 dimensión (1D), 2 dimensiones (2D) y 3 dimensiones (3D).

Los fundamentos teóricos del método magnetotelúrico se encuentra en el Anexo C.

2.2.2. Métodos Potenciales: Gravimetría y Magnetometría

La gravimetría y magnetometría generalmente se realizan con suficiente detalle en toda el área de interés, con el fin de contar con una base confiable de datos para la interpretación estructural. Lo más conveniente es obtener los datos de campo en una cuadrícula regular de estaciones; sin embargo, debido a que los accesos y las condiciones del terreno no son siempre favorables, las líneas de medición, espaciadas preferentemente cada 200 - 500 metros, se localizan a lo largo de caminos, senderos, crestas, trazas de drenaje o a lo largo de cualquier ruta de acceso, no importa cuán tortuosa sea ésta. En las zonas donde se requiere un mayor detalle, las estaciones de medición se ubican con intervalos del orden de 100 a 200 m en los levantamientos de gravimetría, y del orden de los 250 m en los de magnetometría, incrementándose la separación de las estaciones hasta un máximo de 500 m a medida que se alejan de la zona de mayor detalle, a fin de cubrir el área de interés hasta sus fronteras. Normalmente para el estudio de un área geotérmica se requieren entre 500 y 1000 estaciones de gravimetría y magnetometría. La precisión típica para las mediciones de magnetometría y gravimetría son de 1 nT y 0.1 mgal, respectivamente (OLADE 1994)

Método Gravimétrico

Los métodos gravimétricos están en el grupo de los métodos potenciales (es decir, magnéticos, electromagnéticos y eléctricos) y se caracterizan por el estudio de las variaciones en el campo gravitacional de la tierra. En menor escala, los cambios en dicho campo se deben a la presencia de cuerpos con densidades que contrastan con el medio en el cual se encuentran. Aunque la aceleración de la gravedad que puede ejercer un cuerpo sobre otro es una propiedad inherente de la masa (Telford, Geldart y Sherijf 1990), la inversión de datos gravimétricos no es capaz de ofrecernos respuestas unívocas.

Las aplicaciones en exploración geotérmica incluyen el mapeo de: variaciones de profundidad del basamento en áreas sedimentarias, rocas intrusivas a veces asociadas con una posible fuente de calor, fallas o sistemas de diques, y alteración/cementación debido a efectos térmicos. (Georgsson 2009)

Método Magnético

El método magnético, sustentado dentro de la teoría de los métodos potenciales (Telford, Geldart y Sherijf 1990) permite acentuar, caracterizar y correlacionar las anomalías magnéticas con los elementos geológicos y estructurales, delinear sistemas hidrotermales y/o geotermales, debido a que el proceso hidrotermal reduce significativamente la magnetización de las rocas, ya sea por la demagnetización termal o por la alteración de los minerales magnéticos (Hochstein y Soengkono 1997); (Caratori, y otros 2012) y especialmente, estimar la profundidad a la temperatura de Curie (R. Blakely 1988). En un campo geotérmico, la temperatura, no siempre excede la temperatura de Curie de la magnetita (580 °C); pero si podría alterar, disolver e incluso reemplazar los minerales magnéticos en otros menos magnéticos (Johnson, y otros 1982).

En la exploración geotérmica principalmente se aplica para la identificación de estructuras geológicas, con el objetivo de localizar y determinar la profundidad de intrusivos ocultos,

trazando los diques y fallas. También para determinar la profundidad, la localización de las zonas de alteración hidrotermal y paleomagnetismo.

El principio matemático de estas metodologías geofísicas (Magnetometría y Gravimetría) se detalla en el Anexo C

2.3. Exploración Profunda

Para estudiar directamente las condiciones del sistema, en profundidad se realizan pozos exploratorios, estos pueden ser de diámetro reducido (*Slim-holes*) o comercial, y llegan hasta 500-1500 m bajo la superficie terrestre.

A partir de estas perforaciones se realizan registros de pozos, los cuales consisten en una descripción detallada de la geología en el subsuelo, incluyendo lo siguiente: perfil litológico, minerales de alteración, facies mineralógicas, estructuras, permeabilidad, zonas de arcillas (impermeables), pérdidas parciales y totales.

2.4. Modelo Conceptual

Un modelo conceptual está conformado por siete elementos principales (ver figura 2), los cuales se describen a partir de la Guía para Estudios de Reconocimiento y Prefactibilidad Geotérmicos de la OLADE (1994):

- **Fuente de Calor:** En zonas volcánicas, el calor necesario para la formación de un sistema geotérmico cerca de la superficie, proviene del magma de alta temperatura localizado en la corteza terrestre, ya sea como una intrusión, en proceso de enfriamiento, o bien, como una cámara magmática.
- **Reservorio:** Consiste en un gran volumen de rocas permeables, lo suficientemente grande para asegurar la explotación prolongada de fluidos termales, que debe estar localizado dentro de un sistema hidrológico que permita la recarga hidráulica del área en explotación. En prospección geofísica, se asocia a una capa resistiva en profundidad.
- **Capa sello:** Está compuesta por rocas con nula o poca permeabilidad. Pueden ser rocas sedimentarias o volcánicas con impermeabilidad primaria (arcilla, limolita, toba, etc.) o una roca cerrada por auto-sellamiento debido a efectos prolongados de la actividad geotérmica, como precipitación de minerales, en base a sus propiedades físicas, se reconoce como una capa conductiva.
- **Zona de recarga:** Lugar por donde entra agua al sistema hidrológico, se reconoce a través de la geoquímica del agua, con estudios isotópicos, relacionando Deuterio (‰) versus elevación, la muestra con deuterio (‰) más negativo es la que determina la altura de la recarga.

- **Zona de ascenso (Upflow):** Lugar por donde suben los fluidos termales a la superficie, generalmente a través de estructuras de carácter regional. En superficie se reconoce por la presencia de manifestaciones hidrotermales como fumarolas. Puede ser reconocida con análisis geoquímicos de fumarolas y con métodos geofísicos, donde coincide con altos resistivos y gravimétricos.
- **Patrón de Circulación:** Dirección en que se mueven los fluidos geotérmicos en profundidad, está controlado por estructuras como fallas o fracturas. Puede ser determinado a través de geoquímica con anomalías de gases difusos y con geofísica, mediante gradientes de anomalías gravimétricas residuales.
- **Zona de descarga (Outflow):** Área por donde los fluidos térmicos salen del sistema hidrogeológico, está controlada generalmente por estructuras geológicas.

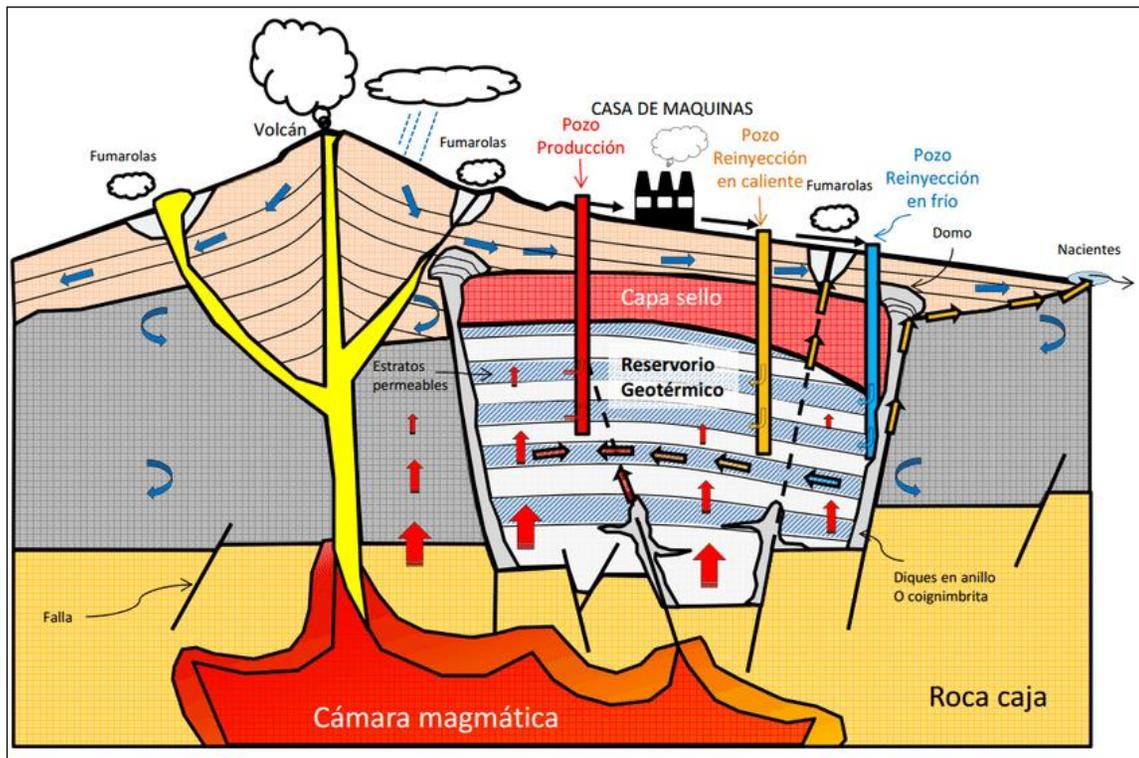


Figura 2. Esquema de un campo geotérmico en ambiente volcánico - tomada de (Salguero 2016)

3. ANÁLISIS DE DATOS

3.1. Geología

3.1.1. Estratigrafía

Las rocas de la zona de estudio han sido agrupadas en cuatro unidades litológicas, en base a su edad y composición mineralógica. Las Unidades I, II y III afloran en superficie y su distribución está controlada por factores topográficos y estructurales (ver figura 3), mientras que la Unidad IV solo se identifica en profundidad, a través de registros de pozos (ver tablas de datos y columna cronoestratigráfica en anexo A)

La unidad más joven es la **Unidad I** del Holoceno, abarca la mayor parte del área de estudio en superficie, se encuentra en contacto lateral a través de fallas con la Unidad II en los bordes oriental y occidental, y con la Unidad III en el sector norte, debido a un control topográfico y a fallas estructurales. Esta unidad es de origen volcánico y está compuesta por ~30 m de depósitos piroclásticos (escoria, pómez) que cubren a una secuencia de andesitas piroxénicas porfiríticas de más de 200 – 220 m de espesor. En el mapa de la figura 3, se divide esta unidad en dos subunidades; U1s corresponde a la parte superficial, donde predominan los depósitos piroclásticos y U1i es la parte inferior con predominancia de lavas.

La **Unidad II** de edad Pleistoceno – Holoceno aflora en tres sectores; una franja N-S en el borde occidental, limitado por la Falla F1 y una franja de rumbo NE en el sector oriental, la cual está cubierta en su parte central por depósitos de la Unidad U1s y en contacto lateral con la misma a través de la Falla F4_. Esta unidad subyace a la Unidad I, y cubre a la Unidad III, está conformada por una amplia secuencia de productos piroclásticos, como tobas pumíticas, tobas líticas y tobas finas. Hacia la base, está compuesta por lavas andesítico-basálticas. El espesor aproximado de esta unidad alcanza los 500 m y en la base, presenta intrusivos dioríticos que cortan a la secuencia de lavas.

Las rocas de la **Unidad III** tienen edades que van del Plioceno superior – Pleistoceno, afloran como una franja W-E en el borde norte del área y en menor proporción en el sector centro-sur del polígono, en el resto del área subyacen a la Unidad II y en algunos sectores están cubiertas directamente por la Unidad I (Desde la coordenada 10000N, hacia el norte). Está compuesta de una alternancia de tobas líticas y tobas finas con lavas andesítico-basálticas hacia la base. Las rocas de esta unidad presentan una coloración gris-verdosa y hacia la base se encuentran cloritizadas y silicificadas, su espesor es de 500 m aproximadamente.

La **Unidad IV**, del Plioceno subyace a las lavas de la Unidad III y está compuesta por una intercalación de tobas silicificadas y lavas basálticas en la parte superior y lavas dacíticas hacia la base. Se caracteriza con alto grado de fracturamiento y presenta localmente intrusivos granodioríticos.

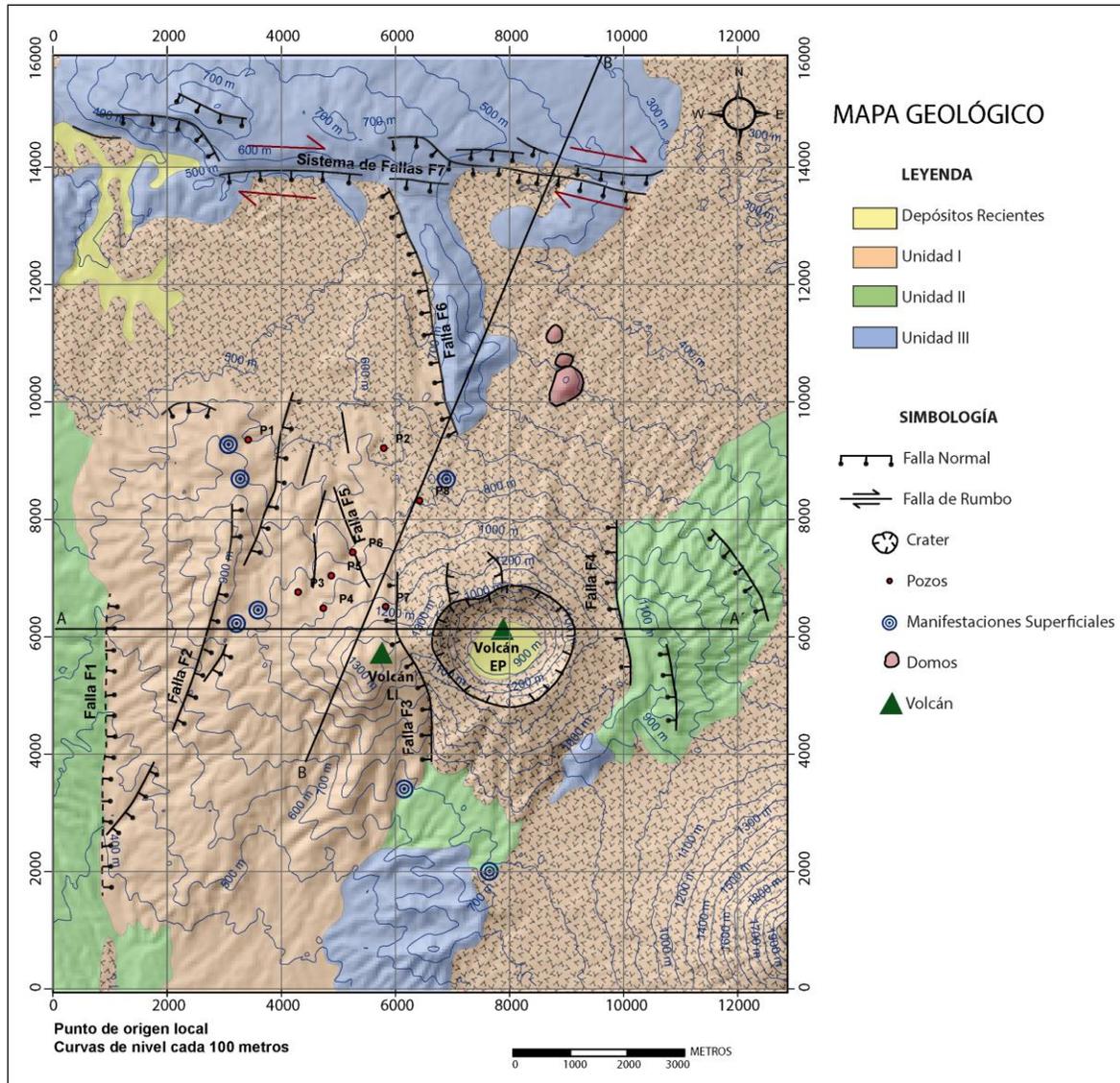


Figura 3. Mapa Geológico de la zona de estudio (ver columna cronoestratigráfica en el anexo A)

3.1.2. Geología Estructural

En el área de estudio se identifican tres sistemas estructurales principales; WNW-ESE, NNE-SSW y NNW-SSE (ver mapa de estructuras en la figura 4).

El sistema WNW-ESE predomina en el sector norte, el cual está caracterizado por fallas de rumbo dextrales, subverticales, que abarcan una distancia de al menos 12 km y afectan principalmente a la Unidad III y en menor proporción a la Unidad I.

En el sector occidental, predomina un sistema de fallas de orientación NNE-SSW, con desplazamiento de rumbo sinistral y componente vertical normal, las estructuras principales mantean hacia el SSE, mientras que en el sector oriental, se identifica un sistema NNW-SSE

de cinemática normal con manteos subverticales hacia el SSW, generando, de esta forma una depresión tectónica entre ambos sistemas, en la parte central del área, con morfología de graben N-S, el cual estaría limitado en el norte por el sistema estructural WNW-ESE.

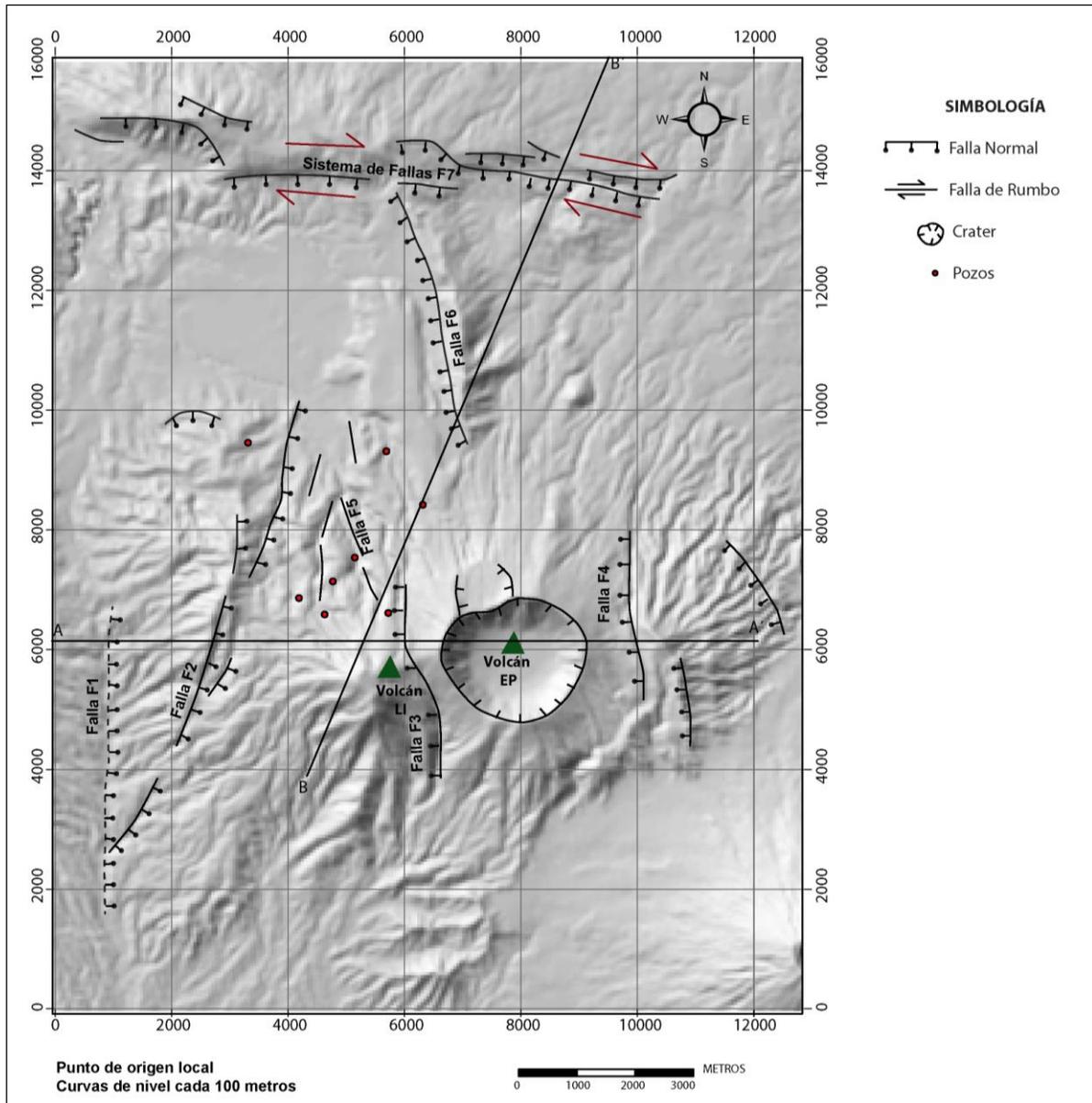


Figura 4. Mapa estructural de la zona de estudio

En base a datos estructurales superficiales, análisis topográfico y registro de pozos, se realizaron los perfiles geológicos A-A' y B-B' que se presentan en la figura 5, el primero de orientación W-E y el segundo de orientación SW-NE (ver ubicación de los perfiles en el mapa geológico de la figura 3), en ellos se observa el comportamiento de los sistemas estructurales recién mencionados en profundidad.

El perfil A-A' intersecta de forma casi perpendicular a los sistemas estructurales NNE-SSW (Fallas F1, F2), NNW-SSE (Falla F4), a fallas locales de rumbo N-S y al cráter del Volcán EP. En él se observa una distribución homoclinal de las unidades litológicas, consecuente con los limbos oeste y este del volcán EP con manteos entre 10 y 20 °, hacia el occidente y oriente respectivamente. Ambos limbos se encuentran fragmentados y desplazados por las fallas existentes, las cuales a su vez pueden haber inducido una depositación sintectónica de la Unidad 3, lo que explicaría la morfología de cuñas abiertas hacia el oeste, por otra parte, los cambios de espesor de forma irregular pueden ser explicados por el origen volcánico de las unidades, ya que su depositación está controlada directamente por la topografía pre-existente.

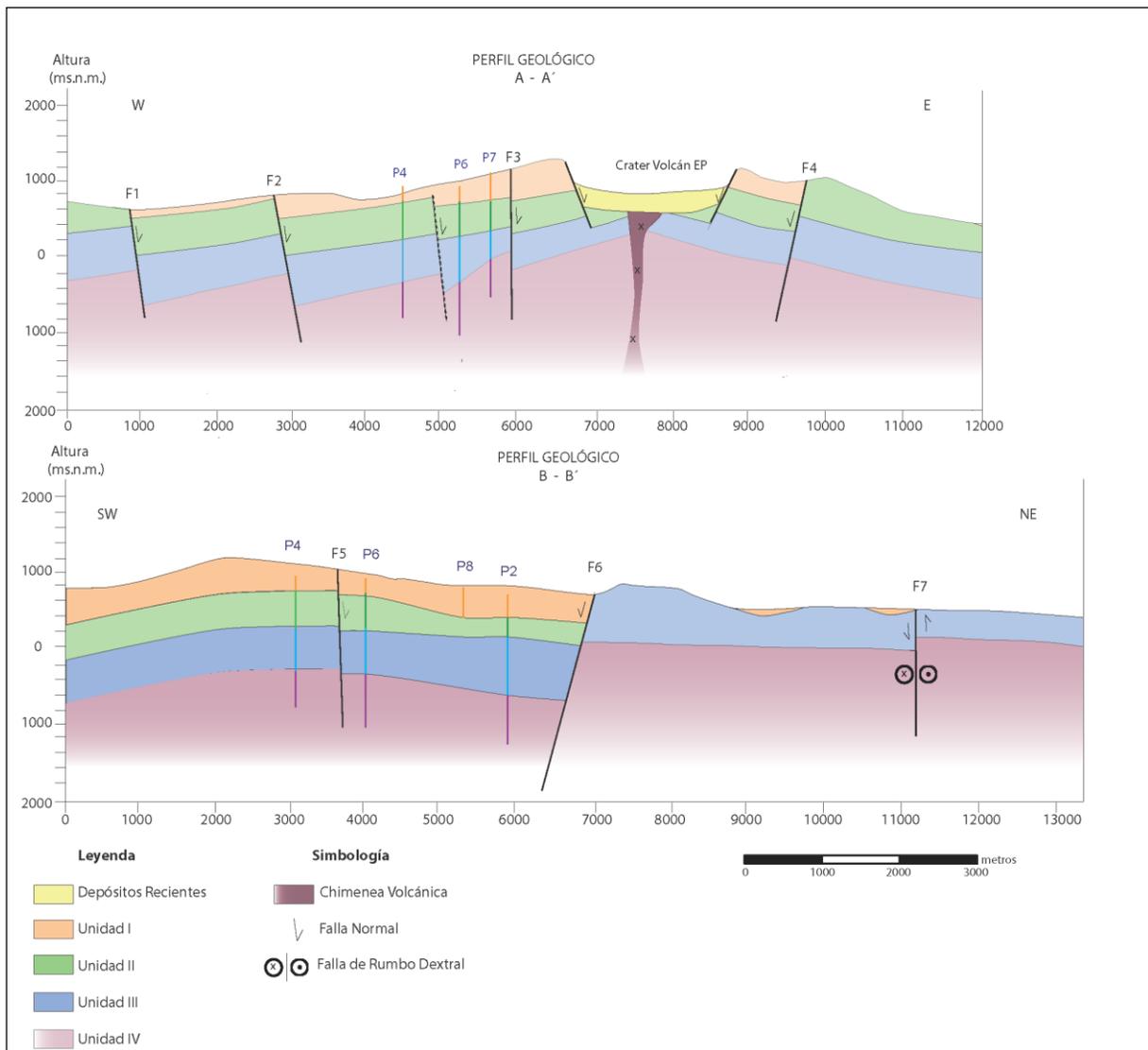


Figura 5. Perfiles geológicos A-A' (superior) y B-B' (inferior).

Las líneas verticales representan los registros litológicos de los pozos P2, P4, P6, P7 y P8 (ver anexo A), cuyos cambios de color indican límites entre las unidades litológicas UI, UII, UIII y UIV. Ver ubicación de los perfiles en la figura 3

El perfil B-B' intersecta a los sistemas de fallas NNW-SSE (Falla F6) y WNW-ESE (Falla F7), la Falla F6 de cinemática normal, mantea de forma subvertical hacia el WSW y marca un cambio en la secuencia litológica, debido a que, en el bloque yacente, la Unidad I cubre directamente a la Unidad III, y al menos, en este trabajo, no hay evidencias de la existencia de la Unidad II en subsuperficie en este segmento. Por otra parte, hacia el SW la secuencia litológica está compuesta por las cuatro unidades descritas anteriormente y se distribuyen de forma subhorizontal, con suaves manteos hacia el SW y NE del Volcán LI.

3.1.3. Mineralogía de alteración en profundidad

Los registros de pozos existentes en el área de estudio (ver anexo A) evidencian la existencia de un ensamble mineralógico de alteración hidrotermal compuesto por illita-esmectita, clorita, cuarzo, calcita, epidota, anhidrita, pirita, laumonita, wairakita y algunos cristales de actinolita y biotita, indicando generalmente una alteración neutra.

La presencia de epidota de forma continua comienza a los 1150 m del pozo P3, incrementando su valor a 7% en el fondo de los pozos P3, P4 y P5, mientras que en el pozo P6 alcanza un valor de hasta 20% a los 1280-1330 m, donde coincide con pérdidas totales de circulación de los pozos P3 y P7.

3.1.3.1. Facies Mineralógicas

Las facies mineralógicas presentes en las zonas perforadas desde la superficie terrestre hasta el fondo de los pozos (ver anexo A) son las siguientes:

Facie Argílica: Está caracterizada por la presencia de esmectitas (nontronita, montmorillonita, saponita), cristobalita, tridimita, cuarzo, calcita y hematita. Se identifica desde la superficie hasta un rango de 520 m.s.n.m. (en el pozo P6) – 668 m.s.n.m. (en el pozo P7), se encuentra en rocas de la Unidad I y en el techo de la Unidad II. La asociación mineralógica indica un rango de temperatura de 50-120°C.

Facie Argílica – Fílica: Contiene esmectitas (nontronita, montmorillonita, saponita), cristobalita, tridimita, cuarzo, calcita, hematita, anhidrita, pirita, heulandita, laumontita y clorita. Se localiza desde el límite de la fase argílica, hasta los 80 m.s.n.m. (en los pozos P6, P2) – 406 m.s.n.m. (en el pozo P7), en rocas de la Unidad II y sugiere un rango de temperatura de 120-180°C.

Facie Fílica: Se caracteriza por la presencia de esmectitas (nontronita, montmorillonita, saponita), cristobalita, cuarzo, clorita, calcita, hematita, anhidrita, pirita, laumontita, comienza donde termina la facie argílica-fílica y llega hasta los 50 m.s.n.m. (en el pozo P7) – 404 m.b.n.m. (en el pozo P6), este rango de profundidad se corresponde a rocas de la Unidad III. La asociación mineralógica mencionada sugiere un rango de temperatura entre 180-220°C.

Facies Fílica – Propilítica: Presenta cuarzo, calcita, clorita, pen, illita, anhidrita, piritita, wairakita, epidota, adularia, esfeno y actinolita, comienza en el límite de la facie fílica y llega hasta los 390 m.s.n.m. (en el pozo P8) – 800 m.b.n.m. (en el pozo P6), se encuentra en la base de la Unidad III y en el techo de la Unidad IV. Esta facie indica un rango de temperatura entre 220-260°C.

Facies Propilítica: Contiene cuarzo, clorita, illita, anhidrita, piritita, epidota, actinolita, biotita, calcita, prehnita, empieza donde termina la facie fílica-propilítica y llega hasta el fondo de todos los pozos, se encuentra en su totalidad en rocas de la Unidad IV. La asociación mineralógica indica una temperatura superior a 260°C.

La proyección e interpretación de los bordes de cada facie se representan en la figura 6, mostrando la distribución de las facies mineralógicas para el perfil A-A' y para el perfil B-B'.

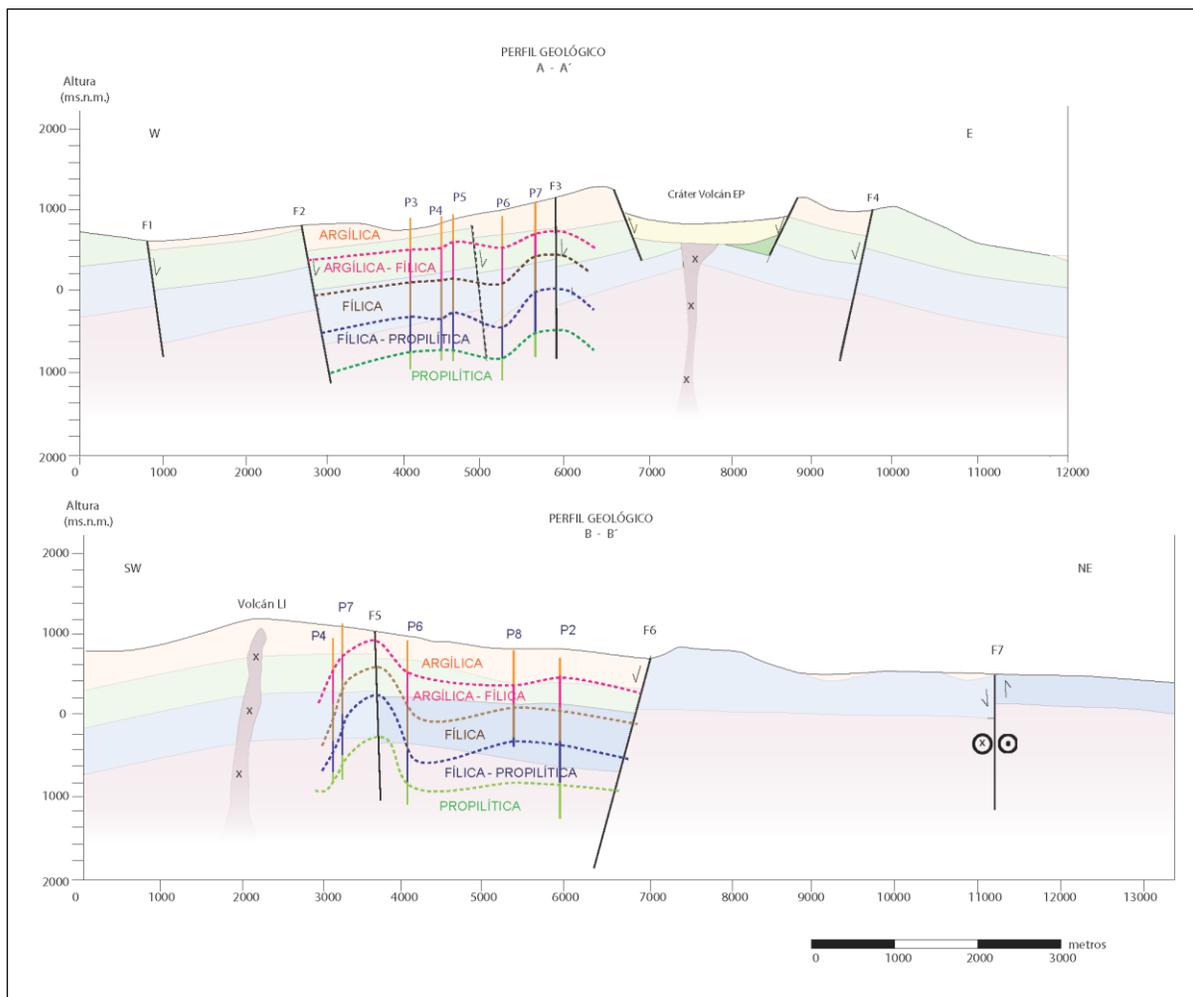


Figura 6. Facies mineralógicas.

Las líneas punteadas representan los límites de cada facie, interpretados a partir de los registros de pozos (ver anexo A), representados a través de las líneas verticales, en las cuales, cada color representa la facie mineralógica identificada a esa profundidad; naranja: facie argílica, rojo: facie argílica-fílica, café: facie fílica, azul: facie fílica-propilítica y verde: facie propilítica.

3.1.4. Manifestaciones Hidrotermales Superficiales

Las manifestaciones hidrotermales de la zona de estudio incluyen fumarolas y fuentes termales, se encuentran tanto en el sector norte, como centro y sur del área, alineadas con las estructuras principales (Ver mapa de la figura 3 y anexo B)

En el sector norte, cerca del extremo de la Falla F2, se identifican dos lugares con manifestaciones superficiales; el primero corresponde a lavas andesíticas alteradas, y unos metros al sureste, aparecen depósitos de sílice en lavas andesíticas alteradas, vapor leve a moderado, alteración moderada - alta y alta temperatura, mientras que, hacia el este, en el extremo sur de la Falla F6 las manifestaciones incluyen fumarolas con alta alteración, agua en ebullición, piscina de lodo hirviente y suelos humeantes.

A la latitud del perfil A-A´ existen fumarolas de vapor leve, emergiendo de tobas y pómez, sobre la traza de la Falla F2 y unos metros hacia el este de ella. Por otra parte, hacia el sur y sur-este del volcán EP las manifestaciones superficiales se localizan sobre fallas N-S y sobre un lineamiento estructural de rumbo NE-SW. Consisten en depósitos de sílice amorfa en escorias, algunos sectores con suelos humeantes y escasa alteración.

3.1.5. Modelo Geológico Conceptual

A partir del análisis geológico, se elaboró el modelo geológico conceptual en planta (ver figura 7), y en perfil (ver figura 8) cuyos elementos principales se describen a continuación:

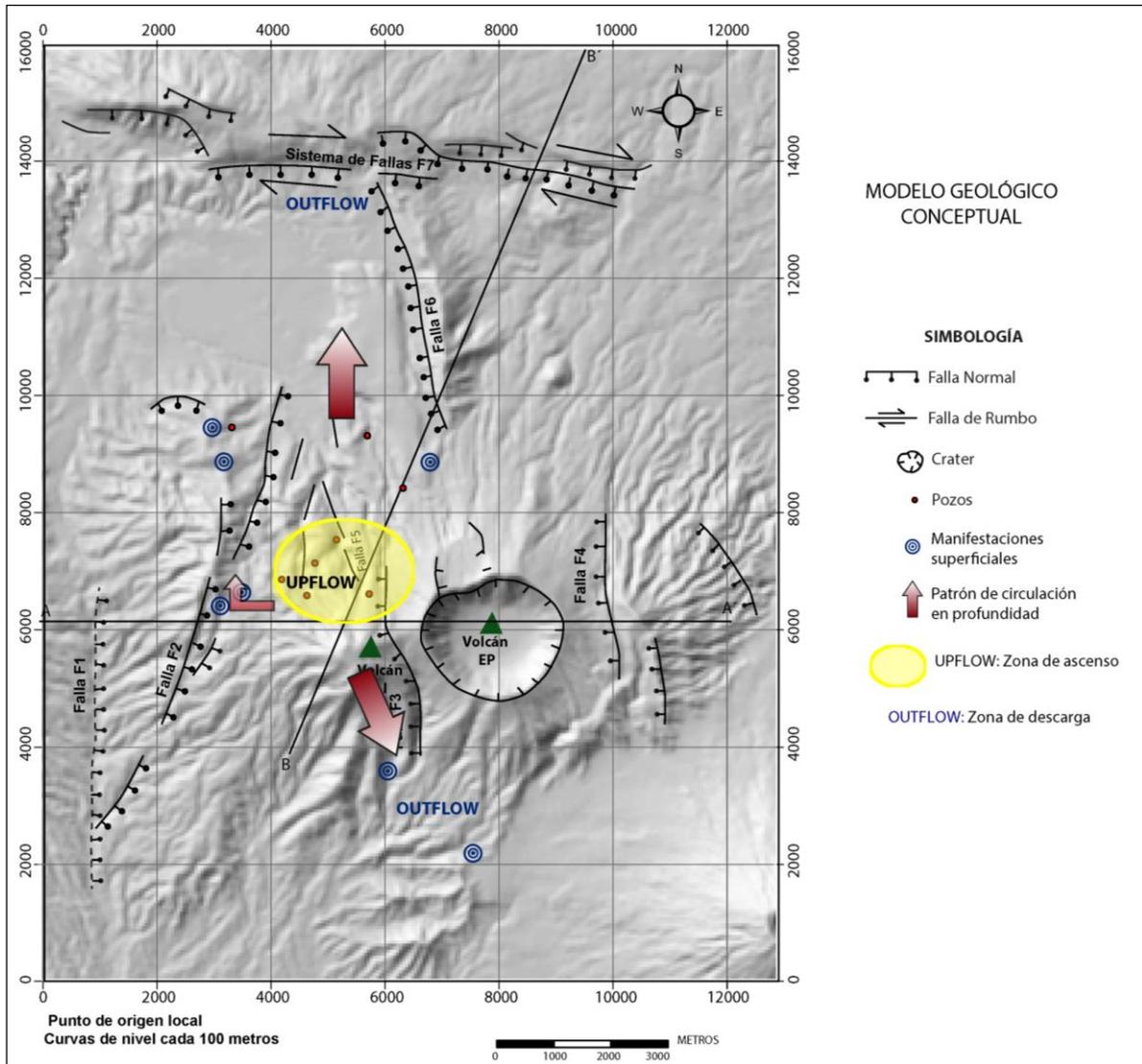


Figura 7. Modelo Geológico Conceptual, vista en planta.
Se interpreta la zona de ascenso (upflow), el patrón de circulación en profundidad y las zonas de descarga (outflow).

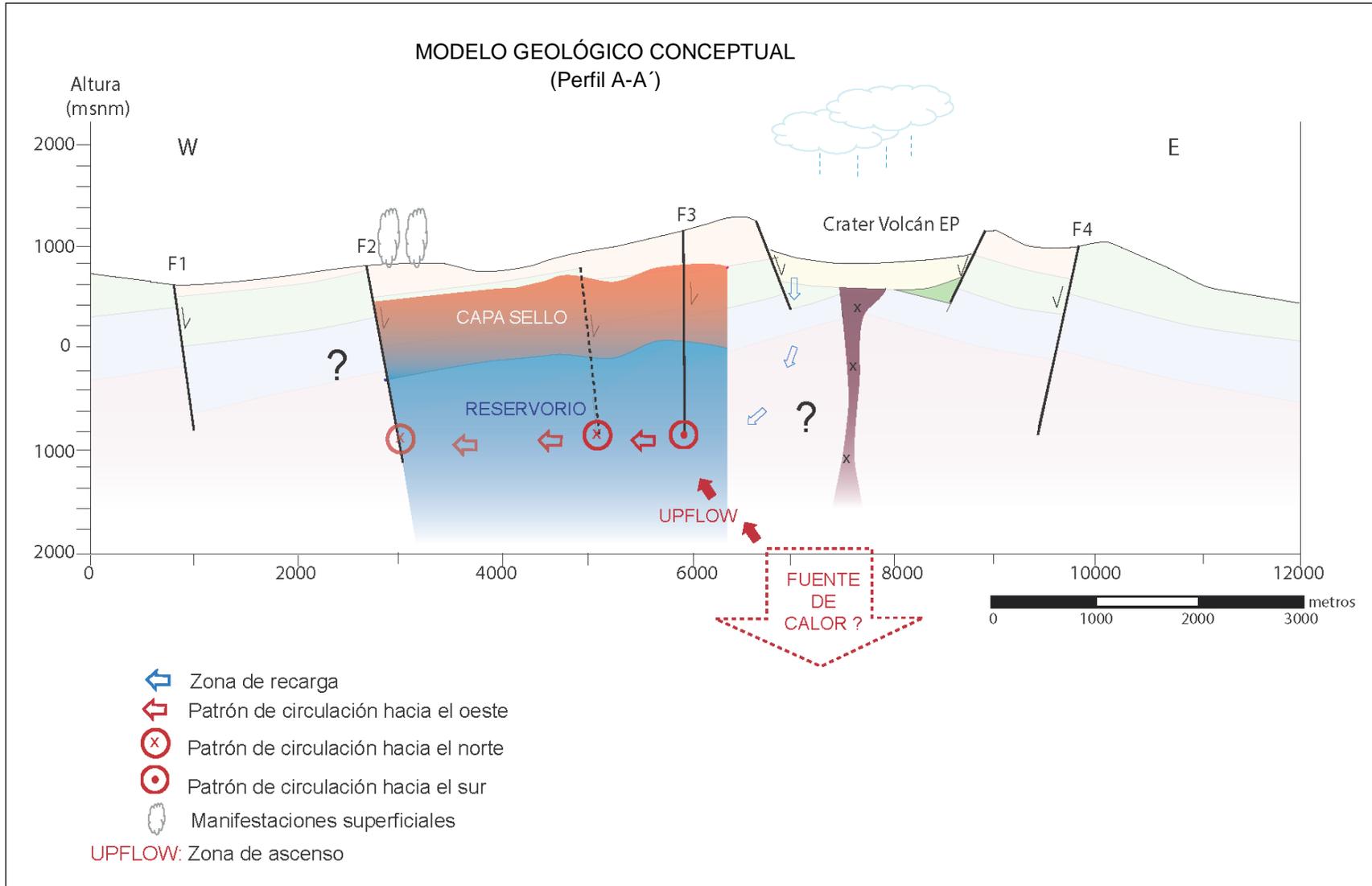


Figura 8. Modelo conceptual geológico, vista en perfil.
Correspondiente a la sección transversal A-A'

- **Fuente de calor:** En base a los cambios de composición intermedia a composición ácida, originada por diferenciación magmática, que presentan las unidades litológicas, se infiere que la fuente de calor podría corresponder a una cámara magmática relativamente somera, que habría dado origen a los volcanes EP y LI.
- **Zona de recarga:** La recarga podría ocurrir principalmente, a través del cráter del volcán EP, donde predominan depósitos piroclásticos recientes, poco consolidados, y, en consecuencia, con alta permeabilidad y a través de las estructuras localizadas en la parte alta del volcán LI.
- **Capa sello:** Correspondería a la Unidad II y a la parte superior de la Unidad III. El techo de la capa sello coincide con el límite superior de la facie Argílica-Fílica, localizado a los ~500 m s.n.m. aprox., el espesor estimado es de ~1100m.
- **Reservorio:** Está almacenado en las lavas fracturadas de la Unidad IV, el techo del reservorio coincide con el límite superior de la facie Fílica-Propilítica, cerca de los ~200m bajo el nivel del mar, alcanzando una temperatura de ~260° en la facie Propilítica, que comienza a los 600 m b.n.m.
- **Zona de ascenso (upflow):** Se interpreta como zona de ascenso al lugar donde las alteraciones hidrotermales se encuentran a menor profundidad, esta área incluye a los pozos P5, P6 y P7, al extremo norte de la Falla F3 y a la Falla F5.
- **Patrón de circulación:** La circulación de los fluidos geotérmicos en este modelo sigue tres direcciones, basado en los sistemas estructurales descritos previamente y a la ubicación de las manifestaciones superficiales; hacia el oeste, por gravedad, a través de contactos litológicos, hacia el NNE, a través del sistema estructural NNE-SSW, principalmente a través de la Falla F2 y de la falla inferida (punteada en el modelo), y hacia el sur, a través de la falla F3 y otras estructuras del sistema estructural NNW-SSE
- **Zona de descarga (outflow):** En consecuencia, con el patrón de circulación propuesto, existirían dos zonas de descarga principales, una hacia el norte del Volcán LI, al sur de la Falla F7 y otra hacia el sur del Volcán EP.

3.2. Geofísica

3.2.1. Método Magnetotelúrico

El control de calidad y procesamiento y correcciones de los datos de magnetotelúrica se detallan en el Anexo D

Para el análisis de los resultados de resistividad se realizó un perfil 1D en dirección oeste-este, aproximadamente perpendicular a las estructuras geológicas (ver figura 9). A partir de este perfil, se pudo determinar la geometría y la extensión de los elementos principales del sistema geotérmico

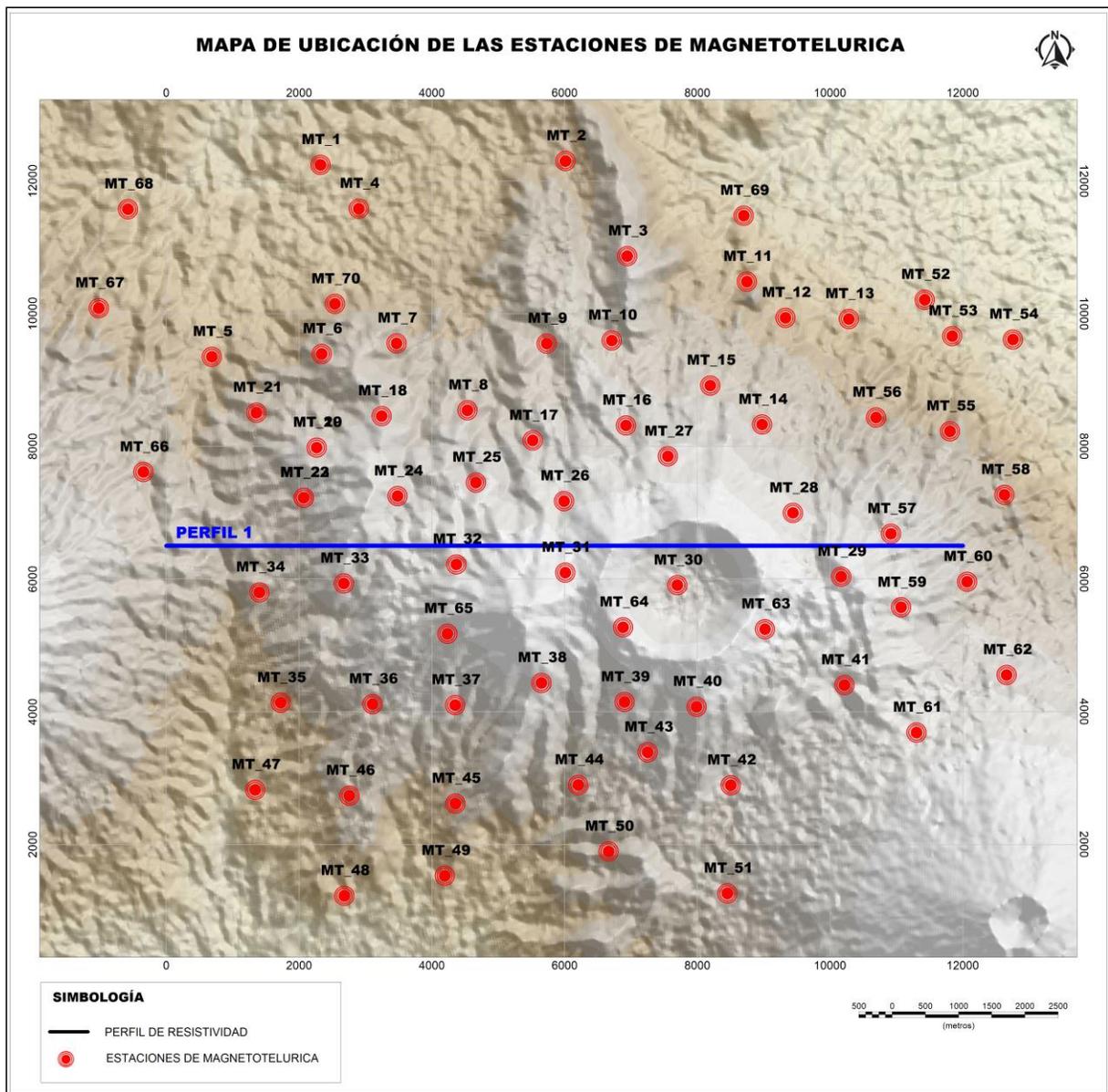


Figura 9. Ubicación de perfil 1D de resistividad.

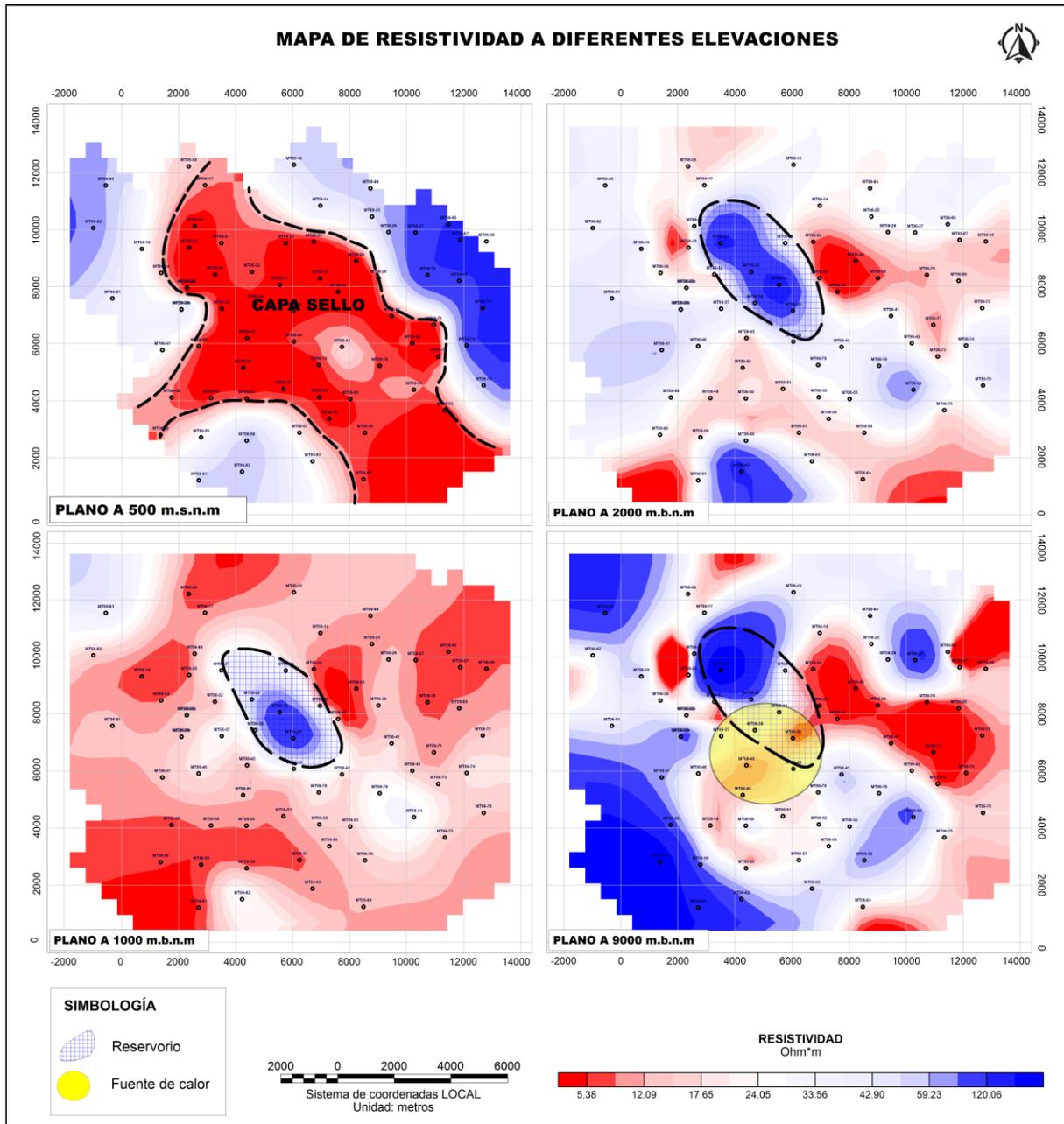


Figura 11. Mapas de distribución de resistividad a diferentes elevaciones. Se muestran las áreas potenciales para realizar pozos exploratorios (línea negra entrecortada).

3.2.2. Método Gravimétrico

En la figura 12 se observa el mapa de anomalía de Bouguer Regional y en la figura 13 la anomalía de Bouguer Residual. En el mapa de anomalía regional, se observa que los cuerpos más profundos estarían en la parte suroeste y noreste respectivamente. En el mapa de anomalía residual se identifica dos anomalías positivas ubicadas en el centro y suroeste del

área de estudio respectivamente. Probablemente asociadas a estructuras geológicas que controlan el sistema geotermal.

Desde el punto de vista geofísico un alto gravimétrico puede estar asociado a un levantamiento del basamento o a una densificación del subsuelo por precipitación mineral (caso de un reservorio geotérmico); por el contrario, un bajo gravimétrico puede estar vinculado a un hundimiento tectónico o a la presencia de materiales menos densos como arcillas, lavas alteradas y fracturas. (Aguilar Vásquez, Morales Urbano y Romero Roza 2016)

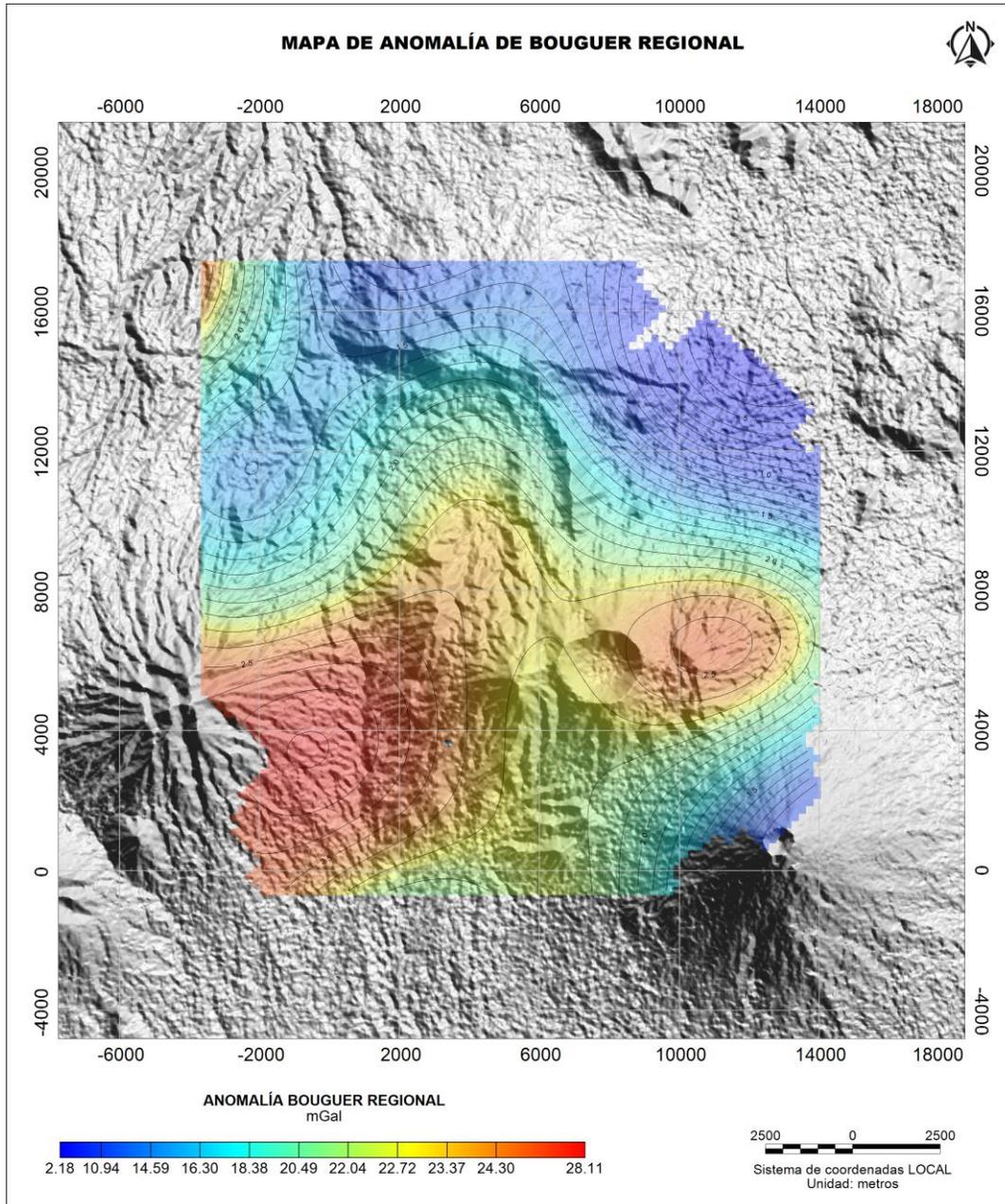


Figura 12. Mapa de anomalía de Bouguer Regional

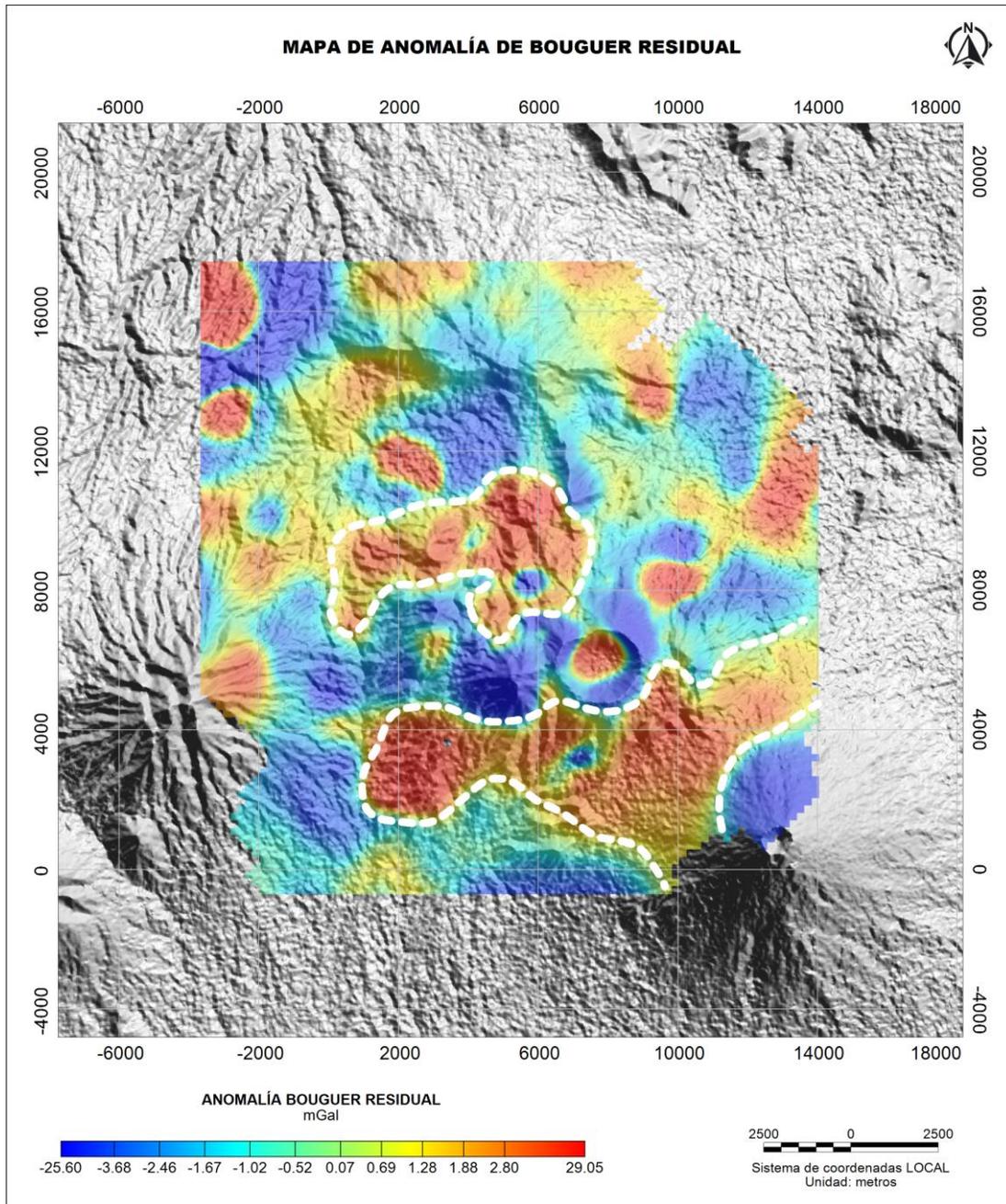


Figura 13. Mapa de anomalía de Bouguer Residual

Para la caracterización de los lineamientos gravimétricos (figura 14) se realizaron diversos juegos de mapas en los que se combinaron la primera derivada vertical y la deriva Tilt, permitiendo interpretar diferentes tendencias.

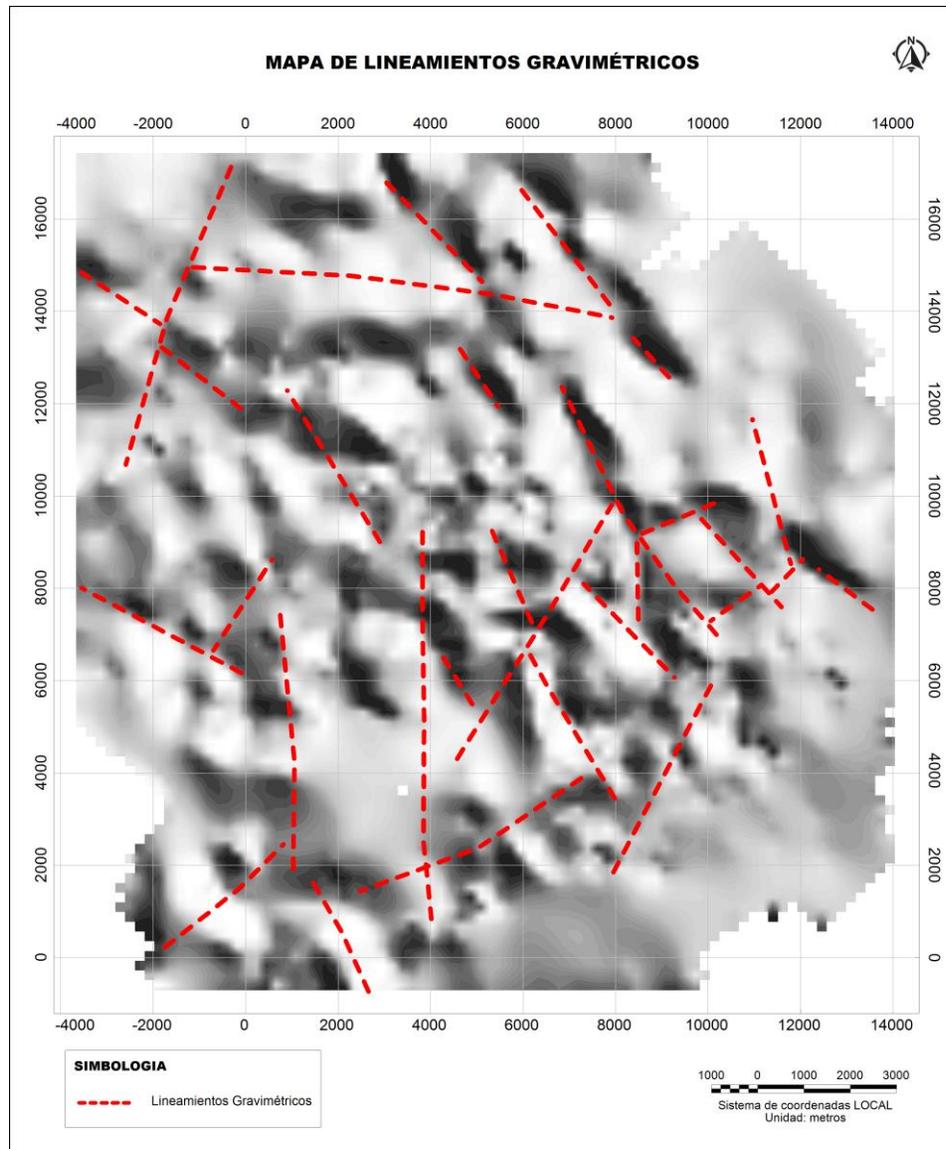


Figura 14. Mapa de lineamientos Gravimétricos

Se identifica tres patrones de lineamientos con dirección noroeste-sureste y norte-sur. Al norte del área de estudio se identifica un lineamiento importante con dirección este-oeste, el cual probablemente este asociado al **graben** regional que caracteriza a la zona en estudio.

3.2.3. Método Magnético

Cabe precisar que la información magnética para el presente estudio no cubre toda el área de interés. Sin embargo, se realizó el procesamiento e interpretación a los mapas de campo total, señal analítica, derivada Tilt y reducción al polo.

El filtro de reducción al polo se aplica para modelar los datos como si estos fueran medidos en los polos magnéticos y simplifica las anomalías centrándola sobre el cuerpo magnético que las genera.

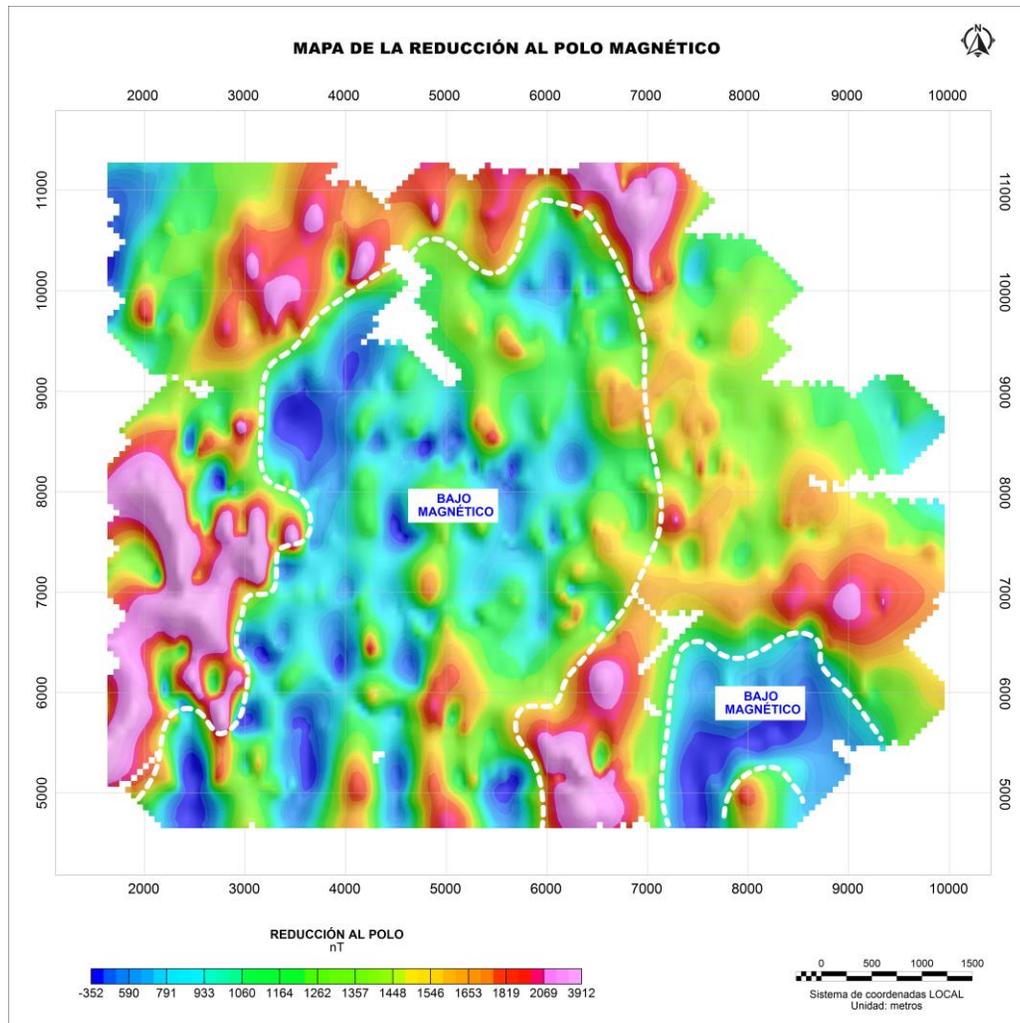


Figura 15. Mapa de la reducción al polo magnético

En la figura 15, se muestra el mapa de la Reducción al polo magnético donde se puede identificar una anomalía negativa en el centro del área estudio, posiblemente asociada a un área, donde las rocas y minerales han perdido dentro de su composición mineralógica interna, minerales ferromagnéticos; esto puede ser causado por fluidos hidrotermales que han sido transportados a través de fallas y/o fracturas desde el interior de la tierra.

3.2.4. Modelo Geofísico Conceptual

Para la elaboración del modelo conceptual se compararon los lineamientos gravimétricos y magnéticos determinados con los datos obtenidos en campo (geología estructural), validando y en algunos casos rechazando aquellos que no tenían evidencia alguna.

A continuación, se expone el modelo geofísico integrado del área de estudio, donde se distinguen los diferentes componentes del sistema geotérmico en perfil (ver figura 16), y en planta (ver figura 17).

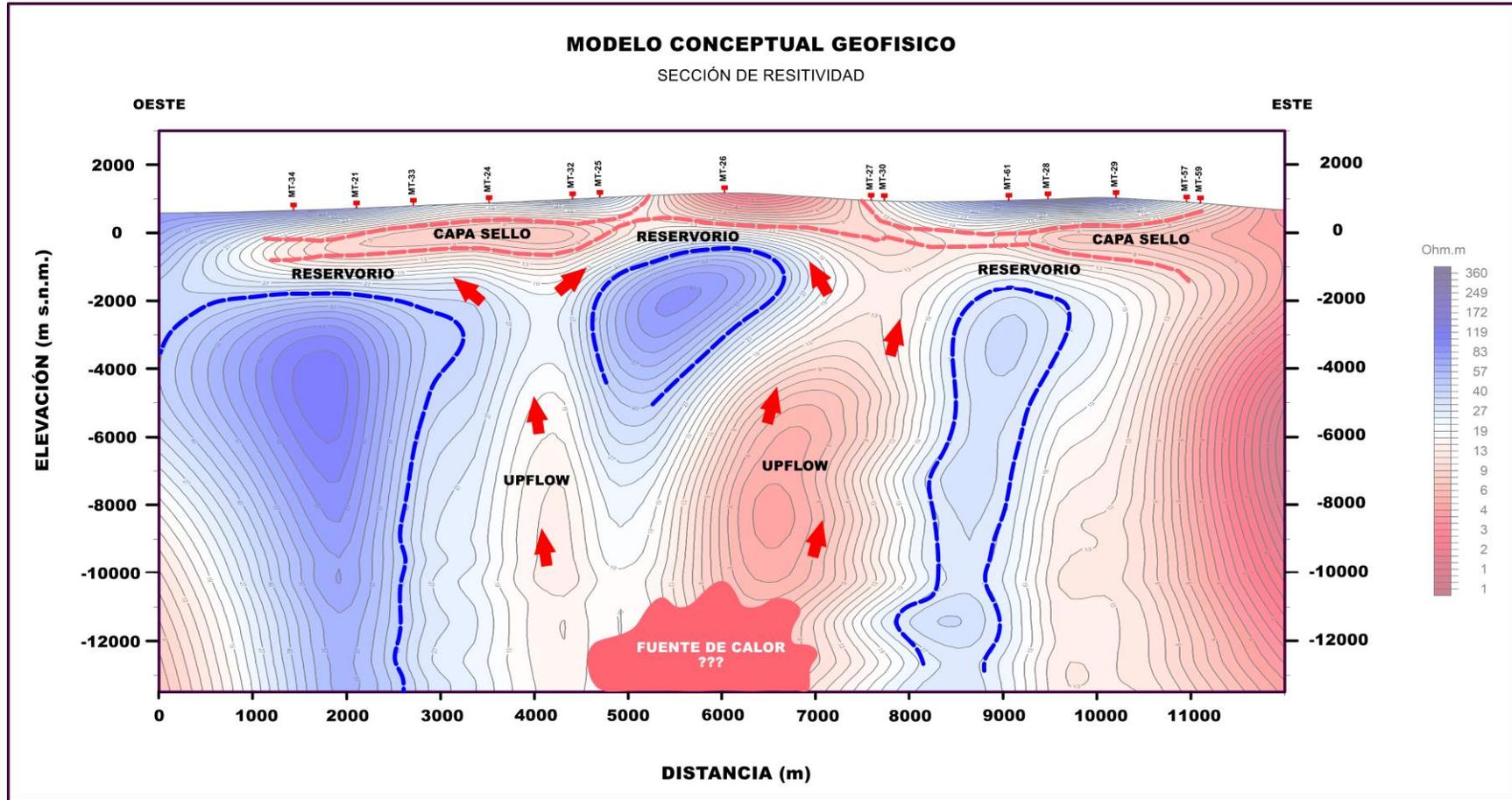


Figura 16. Perfil Oeste-Este de resistividad eléctrica.
Se muestran los componentes principales de sistema geotérmico

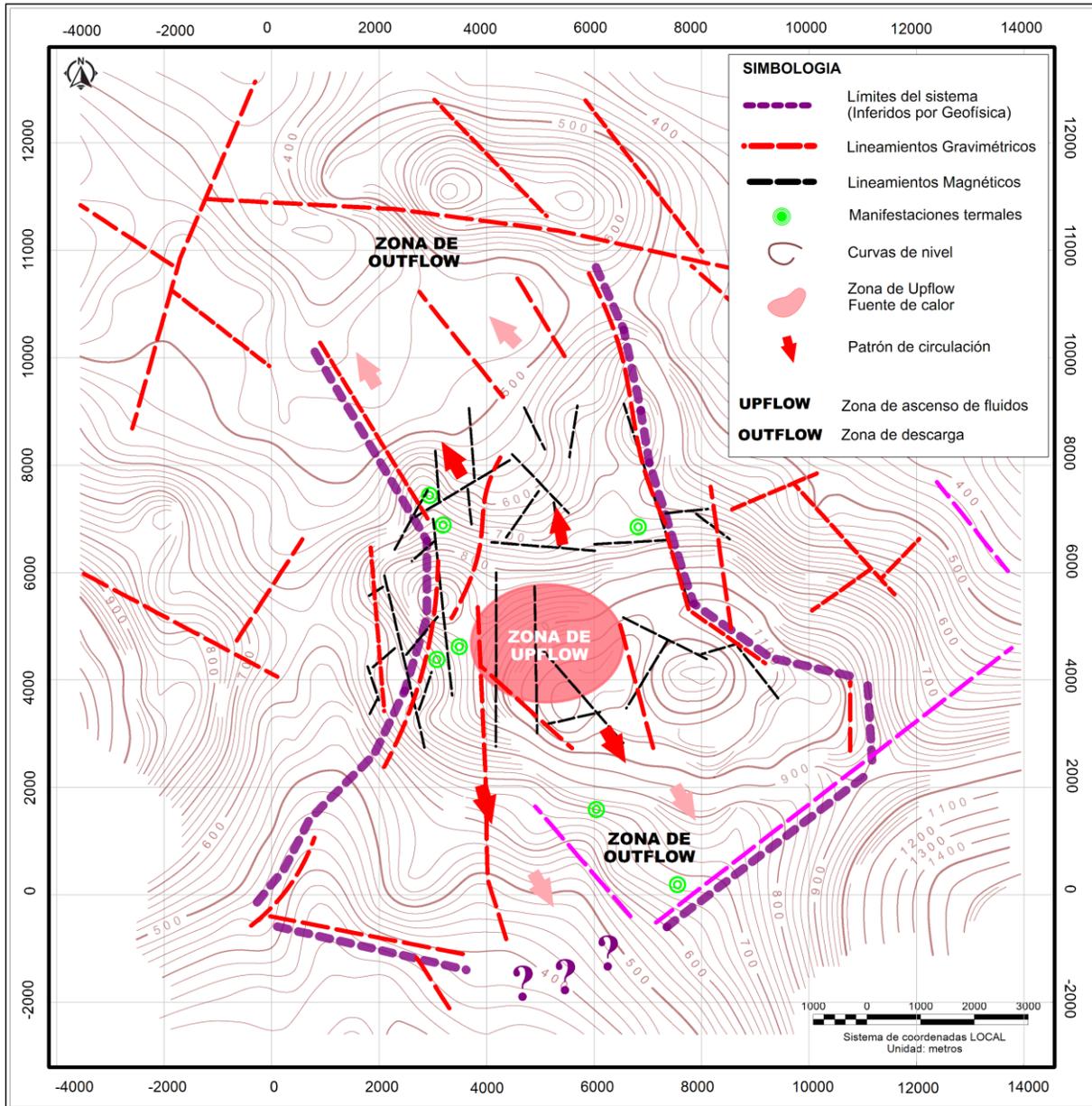


Figura 17. Modelo Geofísico conceptual – vista en planta.

- **Capa sello:** Anomalía conductiva con valores de resistividad $< 10 \Omega\text{m}$. extendida hasta 800 m.b.n.m. aproximadamente. Espesor aproximado entre 600 m y 1100 m.
- **Reservorio:** Anomalía resistiva con valores de resistividad entre $10 \Omega\text{m}$ y $47 \Omega\text{m}$, desde los 800 m.b.n.m hasta los 2500 m.b.n.m. Espesor aproximado de 2000 m.
- **Fuente de calor:** Anomalía conductiva a profundidad entre los 9000 – 10000 m.b.n.m.
- **Zona de ascenso (upflow):** 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 (outflow):** Hasta el noroeste y sureste del área de interés, controlada por las estructuras noroeste- sureste.
- **Patrón de circulación:** Hacia el noroeste y sureste controladas por las estructuras noroeste- sureste, y una posible descarga lateral hacia el noreste.

4. RESULTADOS

4.1. Modelo Conceptual Integrado

A partir de la integración de las metodologías geológicas y geofísicas se propone un modelo conceptual integrado, en planta (ver figura 18) y en perfil (ver figura 19) para el sistema geotérmico en estudio, compuesto por los elementos principales que se describen a continuación:

- **Fuente de calor:** Correspondería a la cámara magmática del sistema volcánico del área, que habría dado origen a los edificios volcánicos LI y EP, coincidiendo con el bajo resistivo a profundidad entre los 9000 – 10000 m.b.n.m. (ver mapas de resistividad a diferentes elevaciones de la figura 11, en el capítulo 3)
- **Zona de recarga:** La recarga podría ocurrir principalmente, a través del cráter del volcán EP, y a través de las estructuras localizadas en la parte alta del volcán LI, metros al sur de la traza del perfil A-A´.
- **Capa sello:** Geológicamente la capa sello correspondería a productos piroclásticos y lavas andesítico-basálticas de la Unidad II y productos piroclásticos de la parte superior de la Unidad III, la alteración de estas rocas corresponde a la facie mineralógica argílica- filica. Geofísicamente se atribuye como capa sello, a las anomalías conductivas, con resistividades $<10 \Omega\text{m}$. El espesor de esta capa, al este de la Falla F2 tendría un espesor de ~1100 m y disminuye hacia el oriente, donde solo alcanzaría los 600 m.
- **Reservorio:** Estaría almacenado en las lavas fracturadas de la Unidad IV, geológicamente el techo del reservorio estaría determinado a través del límite superior de la facie Fílica-Propilítica, cerca de los ~700 m.b.n.m., al este de la Falla F2 y a los 200 m.b.n.m. cerca de la Falla F3, profundidades que coinciden con la anomalía resistiva del rango de 10 – 47 Ωm . que llega hasta los 1800-1000 m.b.n.m., dependiendo de la ubicación (Ver figura 16), esto sugiere un espesor de 1100 m para el reservorio. Los minerales de alteración hidrotermal de la facie propilítica, que comienza a los 600 m.b.n.m. aprox. Indican una temperatura mínima de 260°C a esta profundidad.

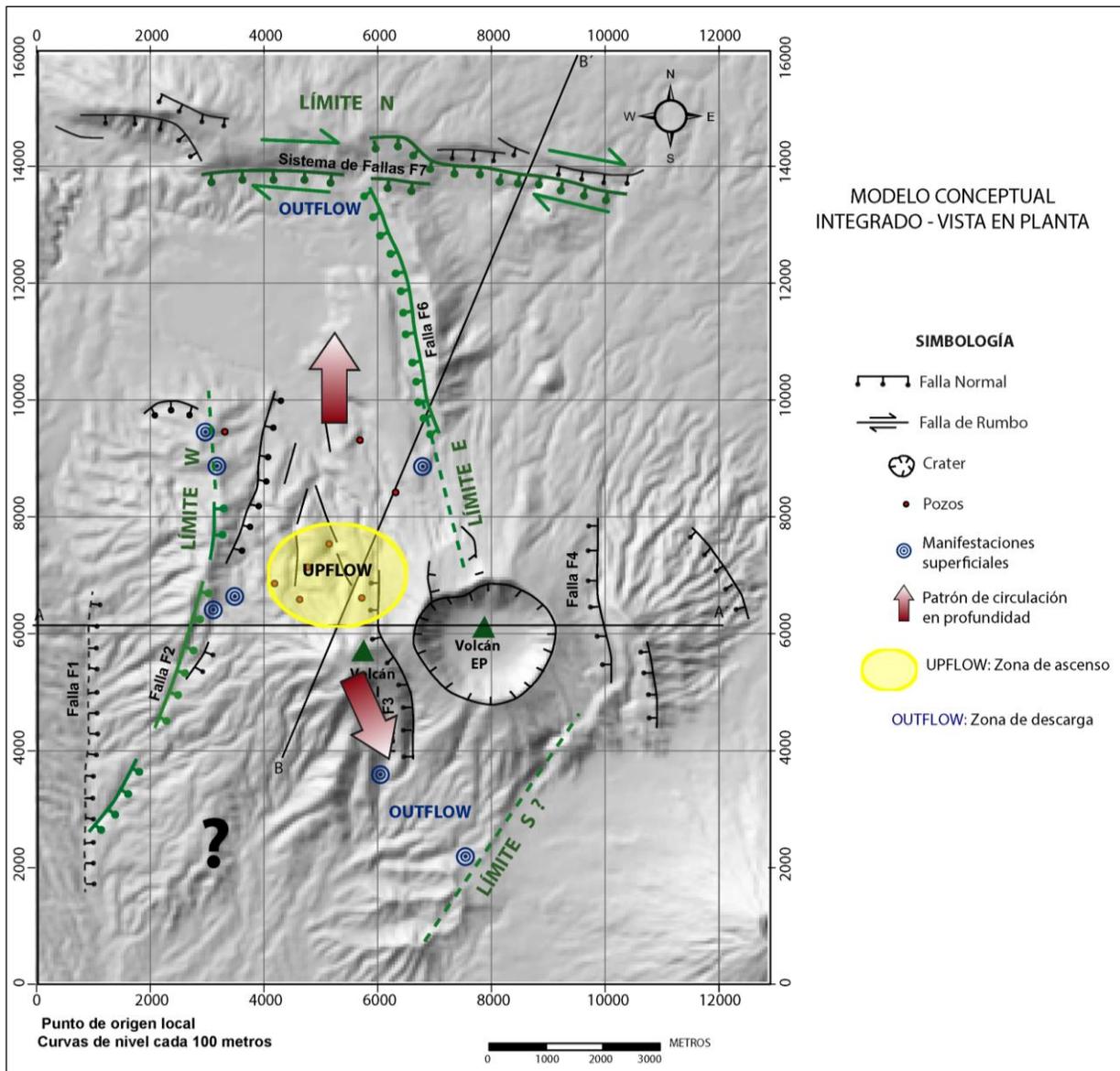


Figura 18. Modelo conceptual Integrado – vista en planta.

- **Zona de ascenso (upflow):** En base a las facies mineralógicas identificadas en los registros de pozos, se propone como zona de ascenso al área donde las alteraciones hidrotermales se encuentran a menor profundidad, este lugar se ubica al norte del volcán LI y coincide geofísicamente con el alto gravimétrico y el alto resistivo.
- **Patrón de circulación:** La circulación de los fluidos geotérmicos en este modelo va principalmente hacia el norte y hacia el sureste de la zona de ascenso, a través de los sistemas estructurales NNE-SSW y NNW-SSE y en menor proporción hacia el este, por gravedad.

- **Zona de descarga:** A partir del patrón de circulación propuesto, las zonas de descarga estarían ubicadas en el extremo norte de la zona de estudio, al sur del sistema de fallas F7 y al sur del Volcán EP.

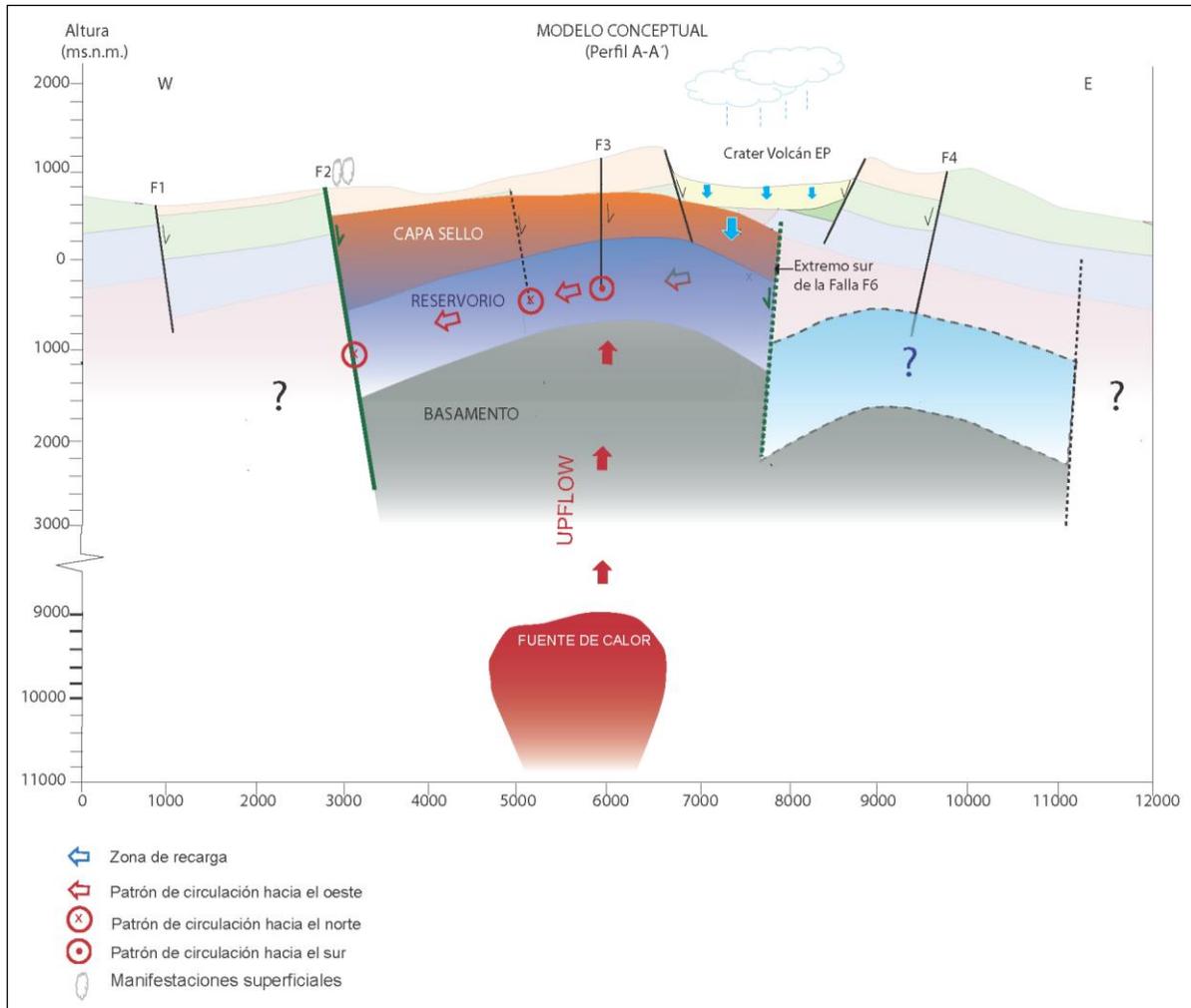


Figura 19. Modelo conceptual Integrado – vista en sección.

5. DISCUSIONES

5.1. Modelo Conceptual Integrado

Con respecto al modelo conceptual integrado, se discute la anomalía resistiva existente al oriente del volcán EP. La parte central de esta anomalía, vista en perfil (ver figura 19 del capítulo 4) se localiza entre los 600-1800 m.b.n.m., y hacia el este y oeste aumenta la profundidad, a pesar de esto, el espesor se mantiene constante y es de aproximadamente 1200 m, sobre ella se identifica una anomalía conductiva de ~1000 m de espesor, dichas anomalías han sido interpretadas en el análisis geofísico de este trabajo como la continuación del reservorio y de la capa sello hacia el oriente, sin embargo, no ha sido incluido en el modelo

conceptual integrado porque no es consistente con las evidencias e interpretaciones geológicas que se describen a continuación:

- En el modelo se propone la prolongación hacia el sur de la Falla F6 en profundidad como el límite oriental del sistema geotérmico debido a que, en el norte, genera el desplazamiento normal de las unidades geológicas del bloque colgante, por más de 500 m en la vertical, (Ver figura 5 del capítulo 3). Aunque, esta interpretación geológica no ha sido corroborada mediante perforación, las metodologías geofísicas respaldan la existencia de esta estructura como una falla profunda y de gran longitud. Considerando lo anterior, y siendo consecuente con la cinemática de esta estructura, se esperaría encontrar la continuación lateral del reservorio hacia el oriente (en el bloque yacente) a menor profundidad, sin embargo, la anomalía resistiva ha sido identificada cerca de 600 m más profundo.
- Si se asume una distribución litológica en el flanco oriental del volcán EP similar a la del flanco occidental, tanto la anomalía resistiva, como la anomalía conductiva estarían ubicadas en la Unidad Litológica IV, unidad que en el flanco occidental almacena al reservorio geotérmico, debido a la permeabilidad secundaria generada por alto grado de fracturamiento, y considerando el ambiente tectónica y volcánicamente activo, es difícil que el fracturamiento disminuya dentro de la misma unidad, como para actuar de forma impermeable (capa sello), y tampoco hay evidencias en superficie, de alteración hidrotermal, para proponer el sello de las fracturas por precipitación de minerales hidrotermales debido al ascenso de fluidos geotérmicos.
- La variación de espesor de la anomalía resistiva que ha sido interpretada como reservorio en el modelo conceptual, con respecto a la anomalía resistiva sin interpretar es mayor a 100 m.

En consecuencia, se necesitan más información geológica, para poder interpretar la anomalía resistiva del sector oriental del área de estudio

5.2. Sitios promisorios para perforación exploratoria

Considerando el comportamiento del sistema geotérmico, y los vacíos de información que han sido identificados, se proponen y analizan los siguientes sitios potenciales para pozos exploratorios, con el objetivo de ampliar la búsqueda del recurso a zonas fuera del área en que ya ha sido comprobada la existencia del recurso mediante pozos.

- El Flanco sur del Volcán LI y los flancos sur y suroeste del Volcán EP, específicamente en las cercanías del extremo sur de la Falla F3 y al norte del lineamiento geofísico NE-SW de la figura 17 (Ver capítulo 4), parecen tener potencial, debido a las manifestaciones hidrotermales que han sido registradas en superficie y por estar controlada estructuralmente por los sistemas de fallas que determinan directamente el patrón de circulación de los fluidos geotérmicos en profundidad, cuya existencia en

subsuperficie ha sido comprobada con metodologías geofísicas y la distribución de las unidades geológicas debería ser similar en profundidad a la sección A-A´ realizada en el flanco norte del Volcán LI.

- En base a la discusión del punto 5.1, se propone el sector Oriental del Volcán EP, ya que la anomalía resistiva podría estar asociada a un reservorio, a pesar de que en este trabajo no ha sido interpretada como la continuación lateral del reservorio descrito en el capítulo 4.

6. CONCLUSIONES

- El sistema geotérmico se localiza en la depresión tectónica de orientación N-S limitada por dos sistemas estructurales de cinemática normal, que localmente presentan una componente de rumbo; un sistema NNE-SSW en el sector occidental y un sistema NNW-SSE en el sector oriental, a su vez, esta depresión tectónica con morfología de graben está limitado en el sur por un sistema de fallas de rumbo dextral, con componente normal de rumbo WNW-ESE.
- Los sistemas estructurales recién mencionados, que determinan la morfología de graben N-S son los mismos que controlan el patrón de circulación de los fluidos geotérmicos en profundidad.
- El reservorio tiene un espesor de 1100 m aprox., la zona menos profunda se encuentra 200 m bajo el nivel del mar (la elevación topográfica en este punto es de 1200 m.s.n.m.) y la capa sello en este lugar tiene 600 m de espesor. La temperatura podría alcanzar los 260°C a las profundidades donde se registra la facie propilítica (~600 m.b.n.m.)
- La fuente de calor corresponde a la cámara magmática que dio origen a los volcanes EP y EL, ubicada a 9000 m b.n.m., la zona de ascenso se encuentra al norte del volcán LI y la zona de recarga meteórica, determinada en base a permeabilidad (litología y estructuras) coincide con el cráter del volcán EP, y la zona alta del volcán LI, sin embargo, se necesitan estudios geoquímicos para identificar con exactitud el origen y la elevación de la recarga.
- Se determinan como sitios potenciales exitosos para pozos exploratorios, en etapas posteriores de desarrollo, el flanco sur del Volcán LI y los flancos sur y suroeste del Volcán EP, específicamente en las cercanías del extremo sur de la Falla F3 y de las manifestaciones superficiales que se identifican a su alrededor.

7. RECOMENDACIONES

- Se recomienda complementar este estudio con datos geoquímicos; análisis de gases difusos en zonas de lineamientos interpretados a partir de geofísica para comprobar

la existencia de estructuras geológicas, estudios de isótopos (oxígeno 18 y deuterio) en manifestaciones superficiales para identificar el origen y la elevación de la recarga

- Se recomienda realizar un estudio geológico detallado, al este de la Falla F6, de norte a sur, y perforación exploratoria a la latitud del perfil A-A', en la ladera este del volcán EP para comprobar la existencia del recurso, sin asegurar el éxito.
- Se recomienda ampliación de estudios de magnetometría, hacia el sector sur para corroborar los lineamientos identificados mediante la prospección gravimétrica con la finalidad de conocer el límite sur del sistema geotérmico.

8. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.

- Johnson, Paul, Jill Karsten, Fred Vine, y Gary Smith. «Low-level magnetic survey over a massive sulfide ore body in the troodos ophiolite complex, Cyprus.» *Journal of Geophysical Research*, 1982: 76-80.
- Agostini, Samuele, y otros. «Tectonic and magmatic evolution of the active volcanic front in El Salvador: Insight into the Berlín and Ahuachapán geothermal areas.» *Geothermics 35* (Elsevier Ltd on behalf of CNR), 2006: 368–408.
- Aguilar Vásquez, Jennifer Susana , Edwin Fabián Morales Urbano, y Julián Oswaldo Romero Rozo. «Modelado e interpretación 2.5 d a partir de integración de datos gravimétricos, magnetotélúricos y geología de pozos.» San Salvador, El Salvador, Diciembre de 2016.
- Behrooz Oskooi, Laust B. Pedersen, Maxim Yu Smirnov, Knútur Árnason. «The deep geothermal structure of the Mid-Atlantic Ridge deduced from MT data in SW Iceland.» *ResearchGate*, 2005: 183-195.
- Berdichevsky, M. N., y V. I. Dmitriev. *Models and methods of magnetotellurics*. 2008.
- Bhattacharya, Shalivahan Bimalendu B. «How remote can the far remote reference site for magnetotelluric measurements be?» *AGU Journal*, 2002: ETG 1-1 - ETG 1-7.
- Blakely, Richard J. . *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications* . 1996.
- Blakely, Richard. «Curie temperature isotherm analysis and tectonic implications of aeromagnetic data from Nevada.» *Journal of Geophysical Research*, 1988: 11817-11832.
- Caldwell, Tara , Hugh M. Bibby, y Colin Brown. «The magnetotelluric phase tensor.» *ResearchGate*, 2004: 457-469.
- Cantos, Figuerola . *Tratado De Geofísica Aplicada*. 1987.
- Caratori, Fabio, Bryan Davy, C. de Ronde, y Embley Robert. «Crustal Magnetization of Brothers Volcano, New Zealand, Measured by Autonomous Underwater Vehicles: Geophysical Expression of a Submarine Hydrothermal System.» *ResearchGate*, 2012: 1571-1581.
- Carr, M. J., y R. E. Stoiber. «The Geology of North America. The Caribbean region.» *Volcanism. Geological Society of America, Boulder, CO, USA* (Geological Society of America, Boulder, CO, USA), 1990: 375–391.
- DeMets, C. «A new estimate for present-day Cocos-Caribbean plate motion: implications for slip along the Central American volcanic arc.» *Geophys (Res. Lett.)* 28 (2001): 4043–4046.
- Gary D. Egbert, John R. Booker. «Robust estimation of geomagnetic transfer functions.» *Geophysical Journal International*, 1986: 173-194.
- Georgsson, Lúdvík S. «Geophysical methods used in geothermal exploration.» Iceland, Iceland, Noviembre de 2009.
- Gianni Volpi, Adele Manzella, Adolfo Fiordelisi. «Investigation of geothermal structures by magnetotellurics (MT): An example from the Mt. Amiata area, Italy.» *ResearchGate*, 2003: 131-145.
- Hochstein, Manfred, y Suprijadi Soengkono. «Magnetic anomalies associated with high temperature reservoirs in the taupo volcanic zone (New Zealand).» *ScienceDirect*, 1997: 1-24.

- Knútur Árnason, Hjalmar Eysteinnsson, Gyfi Páll Hersir. «Joint 1D inversion of TEM and MT data and 3D inversion of MT data in the Hengill area, SW Iceland.» *ResearchGate*, 2010: 13-34.
- Martí , Anna . «Magnetotelluric Investigation of Geoelectrical Dimensionality and Study of the Central Betic Crustal Structure.» Barcelona, 2006.
- Newman, Gregory A., Erika Gasperikova, Michael Hoversten, y Philip Wannamaker. «Three-dimensional magnetotelluric characterization.» *Elsevier*, 2008: 369-399.
- Nurhasan, Yasuo Ogawa, Naoto Ujihara, S.Bulent Tank, Yoshimori Honkura, Shin'ya Onizawa, Takehiko Mori, asahiko Makino. «Two electrical conductors beneath Kusatsu-Shirane volcano, Japan, imaged by audiomagnetotellurics, and their implications for the hydrothermal system.» *Earth, Planets and Space*, 2006: 1053-1059.
- OLADE, Organización Latinoamericana de Energía -. «Guia para estudios de reconocimiento y prefactibilidad geotérmicos.» Quito, abril de 1994.
- Parkinson, W. D. «Directions of Rapid Geomagnetic Fluctuations.» *ResearchGate*, 1959.
- Pellerin, Louise, Jeffrey Johnston, y Gerald Hohmann. «A numerical evaluation of electromagnetic methods in geothermal exploration.» *Geophysycs*, 1996: 121-130.
- Rodriguez, Inirida. «Investigación gravimétrica en la región Noroccidental de Venezuela.» 1974.
- Salguero, Leonardo Solís. «Propuesta de modelo conceptual para el reservorio del Proyecto Geotérmico Borinquen, basado en el análisis unidimensional de la técnica magnetotellurica.» Liberia, Guanacaste, Diciembre de 2016.
- Schmucker, Ulrich. «Anomalies of geomagnetic variations in the Southwestern United States.» 1970.
- Siebert, L., y T. Simkin. «Volcanoes of the World: an Illustrated Catalogue of Holocene Volcanoes and their Eruptions.» *Smithsonian Institution, Global Volcanism Program Digital Information Series, GVP-3*, 2002.
- Simpson, Fiona , y Karsten Bahr. «Practical Magnetotellurics.» *ResearchGate*, 2005.
- Spichak, V., Zakharova, O. y Rybin. «Estimation of the sub-surface temperatura by means of magnetotelluric sounding.» 2007.
- T. D. Gamble, W. M. Goubau y J. Clarke. «Magnetotellurics with a remote magnetic reference.» *SEG Library*, 2012: 53-58.
- Telford, W. M., L. P. Geldart, y R. E. Sherijf. *Applied Geophysics - second edition*. 1990.
- Uchida, Toshihiro. «Resistivity structure of Sumikawa geothermal field, northeastern Japan, obtained from magnetotelluric data .» 1995.
- Vozoff, k. «Electromagnetic methods in applied geophysics.» 1980.
- Walter, Jones , y Albert Price. «The Perturbations of Alternating Geomagnetic Fields by Conductivity Anomalies.» *ResearchGate*, 2007: 317-334.
- Whitehead, N., y C. Musselman. «Montaj MAGMAP Filtering: 2D Frequency Domain Processing of Potential Field Data Extensionfor Oasis montaj.» s.f.
- Wiebke Heise, Hugh M Bibby, Tara Caldwell, Stephen Bannister, Yasuo Ogawa, Shinichi Takakura, Toshihiro Uchida. «Melt distribution beneath a young continental rift: The Taupo Volcanic Zone, New Zealand.» *ResearchGate*, 2007.

- Wiese, H. «Geomagnetische Tiefentellurik Teil II: Die Streichrichtung der untergrundstrukturen des elektrischen Widerstandes, erschlossen aus geomagnetischen Variationen.» *ResearchGate*, 1962.
- William Cumming, Randall Mackie. «Resistivity imaging of geothermal resource using 1D, 2D, and 3D MT inversion and TDEM static shift correction illustrated by a Glass mountain case history.» *ResearchGate*, 2010.
- Yeomans, Chris . «Geothermal implications of the Mourne Mountains: constraints from magnetotelluric modelling.» *ResearchGate*, 2011.

9. ANEXOS

ANEXO A. RESUMEN DE LOS REGISTROS DE POZOS

Tabla 1.1 Registro litológico

Pozo	Ubicación			Unidades Litológicas			
	Este (m)	Norte (m)	Altura (m)	U I	U II	U III	U IV
P1	3412.60	10088.34	580	0-250			
P2	5729.80	9377.56	680	0-300 380msnm	300-800 120msnm	800 - 1300 620msnm	1300-2000 1320msnm
P3	4269.30	7040.99	925				
P4	4698.90	6684.38	925	0-232 m 693msnm	232-732 m 193msnm	732-1264 m MD 339mbnm	1264 – 1720 m MD 795mbnm
P5	4835.60	7253.71	925				
P6	5201.00	7608.19	860	0-142 718msnm	142-650 210msnm	650-1200 340mbnm	1200-2000 1140mbnm
P7	5765.20	6555.79	1120	0-425 695msnm	425-800 320msnm	800-1140 20mbnm	1140-1650 530mbnm
P8	5858.30	8338.40	770	0-400 370msnm		683	

Tabla 1.2 Columna Cronoestratigráfica

TABLA CRONOESTRATIGRÁFICA

0.0117 Ma	Holoceno	T T T T T T T T	UI	UIs	Depósitos piroclásticos con intercalaciones de lavas basálticas
				Uli	Lavas basálticas con intercalaciones de depósitos piroclásticos
2.588 Ma	Pleistoceno		UII		Secuencia de tobas y lavas basálticas, con intrusiones de diorita entre las lavas
					UIII
5.333 Ma	Plioceno		UIV		Toba lítica/fina silicificada, andesita, dacita, andesita-basáltica e intrusiones de granodiorita

Tabla 2. Facies Mineralógicas

				Facies Mineralógicas				
				Argílica (50-120°C)	Argílica-Fílica (120-180°C)	Fílica (180-220°C)	Fílica - Propilítica (220-260°C)	Propilítica (>260°C)
Minerales clave				Esmectita (Non, Mont, Sap), Cris, Trid, <Qz, <Corr, <Cal, Hem	Esmectita (Non, Mont, Sap), Cris, Trid, Qz, Corr, <Cal, <Hem, Anhy, >Py, <Heul, <Laum, <Cl	Esmectita (Non, Mont, Sap), <Cris, >Qz, Corr, >Cl, >Cal, <Hem, >Anhy, >Py, <Laum	Qz, <Corr, Cal, Cl, Pen, Illita, Anhy, Py, Wai, Ep Inc, Ep, Adularia, Esfeno, Actinolita	Qz, Cl, Pen, Illita, <Anhy, Py, Ep, Actinolita, <Biot, <Ca, <<Preh
Pozo	Este (m)	Norte (m)	Altura (m)					
P1	3412.60	10088.34	580	0-280	280-600	600-753		
P2	5729.80	9377.56	680	0-260 420msnm	260-600 80msnm	600-1000 320mbnm	1000-1500 820mbnm	1500-2000 1320mbnm
P3	4269.30	7040.99	925	0-350 575msnm	350-800 125msnm	800-1200 275mbnm	1200-1657? 732mbnm	1657-1869 944mbnm
P4	4698.90	6684.38	925	0-350 575msnm	350-780 (MD) (773M. TVD) 145msnm	780-1230 (1190m TVD) 305mbnm	1230 - ? (1190-1650 m MD) 725mbnm	1720 (MD) 1650-1741 mMD) (1537.75mTVD) 816mbnm
P5	4835.60	7253.71	925	0-330 595msnm	330-770 155msnm	770-1140MD (1065m TVD) 215mbnm	1190-1650m MD 725mbnm	1650-1741m MD (1537.75m TVD) 816mbnm
P6	5201.00	7608.19	860	0-340 520msnm	340-780 80msnm	780-1264m Ep abundante hacia la base 404mbnm	1264-1660m Presencia de Actinolita 800mbnm	1660 - 2000m 1140mbnm
P7	5765.20	6555.79	1120	0-452 668msnm	452-714 406msnm	714-1170 50 mbnm	1170-1600 480mbnm	1600-1911 790mbnm
P8	5858.30	8338.40	770	0-420 350msnm	420-630 140msnm	660-1010 240mbnm	1010-1160 390mbnm	

ANEXO B. MANIFESTACIONES HIDROTERMALES SUPERFICIALES

Tabla 1B. Manifestaciones hidrotermales en superficie

Manifestación Superficial	Este (m)	Norte (m)	Altura (m)	Descripción
MAN 1	7531	2071.17	705	Fumarola. Vapor moderado a fuerte, la mineralización de sílice se extiende a lo largo de la capa de escorias
MAN 2	6795	8596.88	744	Fumarola con alta alteración, agua en ebullición, piscina de lodo hirviente y suelos humeantes
MAN 3	6077	3433.9	668	Escoria con depositación de sílice amorfa, algunos sectores con suelos humeantes, escasa alteración
MAN 4	3271	9369.93	733	Lavas andesíticas alteradas, también hay alteración fósil, vapor leve a moderado, depositación de sílice, alteración moderada a alta, temperatura alta
MAN 5	3070	10085.68	654	Lavas andesíticas alteradas
MAN 6	3213	6630.12	854	Fumarola con vapor leve que se observa solo al excavar
MAN 7	3578	6832.18	867	Fumarola de vapor leve emergiendo entre pómez y tobas

ANEXO C FUNDAMENTOS TEÓRICOS DE LOS MÉTODOS GEOFÍSICOS

1. MÉTODO MAGNETOTELÚRICO

1.1. Ecuaciones de Maxwell

La forma diferencial de las ecuaciones de Maxwell en el sistema MKS es

$$\nabla \times E = -\frac{\partial B}{\partial t} \quad (1.1)$$

$$\nabla \times H = j_f + \frac{\partial D}{\partial t} \quad (1.2)$$

$$\nabla \cdot H = 0 \quad (1.3)$$

$$\nabla \cdot D = \rho_f \quad (1.4)$$

También se considera la ley de Ohm:

$$j = \sigma E \quad (1.5)$$

Las letras en negrita corresponden a vectores. Donde E es el campo Eléctrico, B es el campo Magnético H es la intensidad magnética, j_f es la densidad de corriente eléctrica debido a cargas libres, D es el desplazamiento eléctrico y ρ_f es la densidad de las cargas libres.

La ecuación (1.1) es la ley de Faraday, que muestra la variación en el tiempo del campo magnético induce un campo eléctrico en dirección circular con su eje paralelo al campo magnético. La ecuación (1.2) sin el último término es la ley de Ampere, la que señala que una corriente eléctrica da origen a un campo magnético en dirección circular en que el eje es paralelo a la corriente eléctrica. La ecuación (1.3) es la ley de Gauss para el campo magnético e indica que no existen monopolos magnéticos y la ecuación (1.4) es la ley de Gauss que señala que las cargas eléctricas son la fuente de un campo eléctrico.

Los términos B y D se relacionan con H y E en un medio isotrópico mediante la permeabilidad Magnética μ y la permeabilidad eléctrica ϵ de la siguiente manera:

$$B = \mu H \quad (1.6)$$

$$D = \epsilon E \quad (1.7)$$

1.1.1. Factor de penetración

De la fórmula (19) obtenemos del término de la exponencial:

$$\delta = \left(\frac{\rho \mu \omega}{2} \right)^{-1/2} \quad (1.8)$$

Donde δ es conocido como Factor de Penetración, el cual amortigua fuertemente la amplitud de la onda electromagnética. Este factor es fundamental en la aplicación de la herramienta

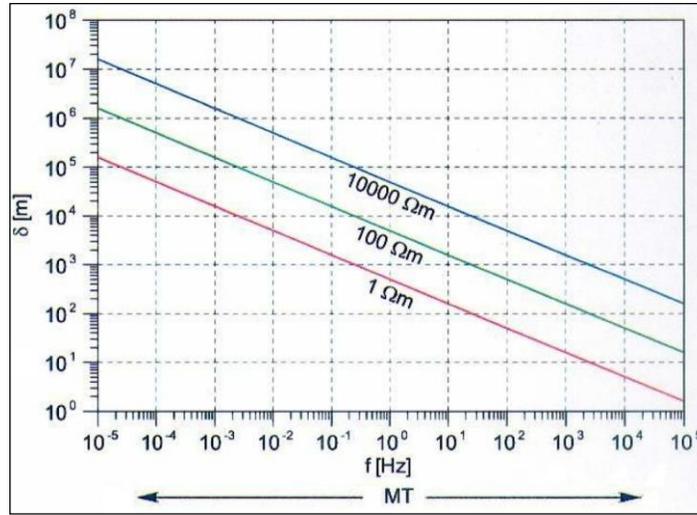


Figura 1C: Factor de Penetración para tres conductividades diferentes en un medio de conductividad homogénea

MT, que presenta dos dependencias: la frecuencia de la onda y la conductividad del medio en que se propaga. La figura 1C muestra como varía el Factor de Penetración. A medida que la frecuencia aumenta, este disminuye, así mismo a medida que la conductividad aumenta, la penetración también disminuye.

Este factor de penetración se puede aproximar a (utilizando $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \text{ NA}^{-2}$):

$$\delta(m) \approx 500 \sqrt{T(s) \rho_a(\Omega m)} \quad (1.9)$$

Donde T es el periodo y ρ_a es la resistividad aparente

1.2. Comportamiento eléctrico de los materiales de la corteza terrestre

El objetivo de la magnetotelúrica es caracterizar la distribución de la resistividad eléctrica del subsuelo. Este parámetro físico es muy sensible a pequeños cambios en la composición de un determinado volumen de roca, por lo que estará fuertemente condicionado por aquellos procesos que actúen sobre éste. De este modo, la resistividad eléctrica de las rocas de la corteza dependerá, además de su naturaleza y composición, de factores como la porosidad, la proporción de poros saturados con algún fluido frente a los poros secos y su interconexión, las características del fluido de saturación, la presión o la temperatura.

La mayor parte de las rocas de la corteza terrestre presentan una elevada resistividad, pero todas ellas permitirán, en mayor o menor medida, el paso de cargas eléctricas. El transporte de esas cargas tiene lugar mediante el movimiento de los electrones de valencia dentro de la red cristalina (conducción electrónica) o mediante el movimiento de iones (conducción iónica).

El resultado final es que, en conjunto, las rocas se comportan como conductores iónicos de resistividad muy variable según los casos.

Así pues, la resistividad de las rocas puede variar dentro de un amplio margen en función de su contenido en agua, de la salinidad de ésta, del modo de distribución de los poros y de la temperatura. La figura 2C presenta los márgenes de variación más comunes en algunas rocas y minerales.

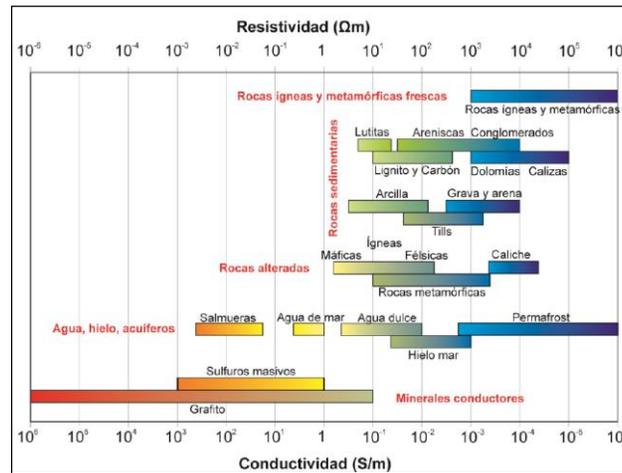


Figura 2C. Rango de conductividad eléctrica de los materiales más frecuentes en la Tierra (modificado de (Yeomans 2011)).

Los principales productos de alteración son la esmectita, la zeolita y la clorita-epidota. Los minerales de la esmectita y la zeolita presentan un mayor número de cationes débilmente unidos a la superficie, mientras que la clorita todos los iones están contenidos en la red cristalina, lo que hace que el mineral sea más resistivo (Ver figura 3C) (Knútur Árnason 2010).

En la figura (Figura 3C_A), la relación temperatura/productos de alteración/resistividad eléctrica ha sido observada en Islandia, y en otros sistemas de alta temperatura localizados en diferentes países (Uchida 1995); (Pellerin, Johnston y Hohmann 1996).

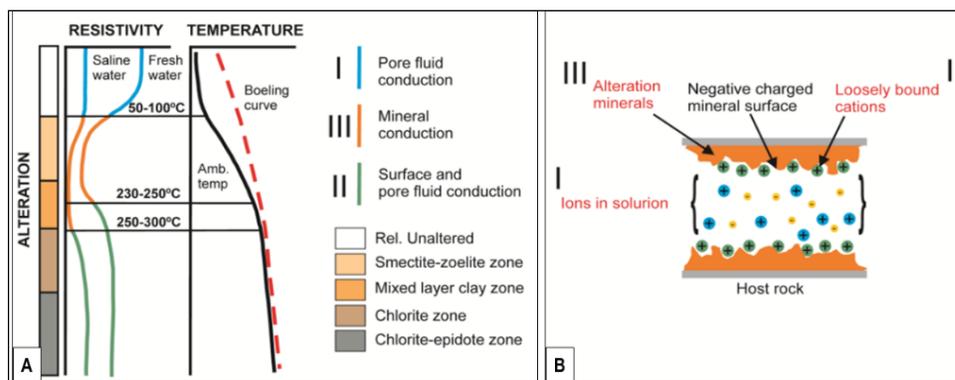


Figura 3C. a) Mecanismos involucrados en la conducción eléctrica. I: Conducción por iones disueltos; II: Conducción por iones absorbidos en la superficie; III: Conducción por alteración. b) Resistividad eléctrica observada en la corteza basáltica de Islandia (Knútur Árnason 2010)

1.2.1. Tensor de Impedancias

El tensor de impedancias. $Z(\omega)$, es una matriz compleja de orden dos que relaciona las componentes horizontales de los campos eléctrico (E) y magnético ($H = B/\mu_0$) para una frecuencia dada (ω).

$$E(\omega) = Z(\omega)H(\omega) \quad (1.10)$$

O bien,

$$\begin{pmatrix} E_x(\omega) \\ E_y(\omega) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x(\omega) \\ H_y(\omega) \end{pmatrix} \quad (1.11)$$

Las componentes del tensor de impedancias se determinan, para cada frecuencia, a partir del procesado de los datos. Son magnitudes complejas que en la práctica se descomponen en la resistividad aparente, proporcional al módulo, y en la fase, que coincide con el argumento. En general, la interpretación de los datos magnetotelúricos se realiza a partir de las componentes de estas resistividades aparentes y fases:

1) Resistividad aparente

$$\rho_{aij}(\omega) = \frac{1}{2\pi\omega\mu} |Z_{ij}(\omega)|^2 \quad (1.12)$$

2) Fase

$$\varphi_{ij}(\omega) = \arctan \left(\frac{\text{Im}Z_{ij}(\omega)}{\text{Re}Z_{ij}(\omega)} \right) \quad (1.13)$$

Donde $ij = xx, xy, yx, yy$.

De este modo, el tensor de impedancias aporta información sobre los valores de la resistividad eléctrica de las diferentes estructuras del subsuelo. Se representa normalmente en gráficos de resistividad aparente y/o fase en función del periodo, cuya morfología varía en función de las estructuras geoelectricas localizadas a diferentes profundidades (Figura 4C). La distribución espacial de estas estructuras recibe el nombre de “dimensionalidad geoelectrica” y puede ser 1-D, 2-D o 3-D.

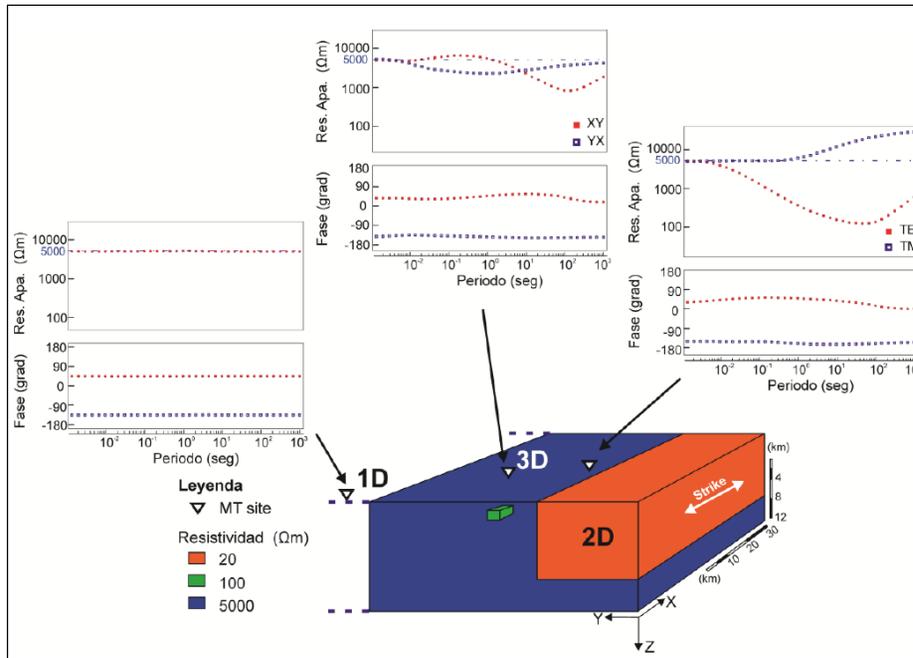


Figura 4C. Curvas de resistividad aparente y fase para tres posibles casos.

1.3. Tensor de Fase

El tensor de fase se utiliza para conocer la dimensionalidad de la estructura a cierta frecuencia (pseudoprofundidad), por ejemplo, si se tienen esferas en la representación gráfica del tensor de fase, sabremos que el medio es unidimensional. Si las elipses están alineadas en un sentido, entonces la estructura será 2D y el rumbo de la estructura geoelectrica tendrá una ambigüedad de 90° siendo paralelo o perpendicular al semieje mayor de la elipse. Esta ambigüedad puede ser aclarada utilizando el vector de inducción. Por último, si las elipses no tienen ni una orientación común, entonces la estructura será 3D. Además, el tensor de fase puede utilizarse para determinar gradientes de resistividad en profundidad con el ángulo ϕ_2 obtenido y se utiliza de la siguiente manera: si el ángulo es $<45^\circ$, indica que se encuentra una estructura de menor resistividad a mayor profundidad, y por el contrario si $>45^\circ$, entonces por debajo se encuentra una estructura de mayor resistividad.

$$\phi_2 = \arctan(\sqrt{\phi_{min} \phi_{max}}) \quad (1.14)$$

1.3.1. Diagrama Polar del Tensor de Fase

Se puede mostrar gráficamente la dependencia del Tensor de Fase con la rotación utilizando el diagrama polar del Tensor de Fase (Berdichevsky y Dmitriev 2008). El tensor de fase ϕ que se encuentra orientado en las coordenadas X, Y es rotado en sentido horario en un ángulo α a las coordenadas X', Y':

$$\phi_{xx}(\alpha) = |\arctan(\phi_2 + \phi_3 \sin(2\alpha) + \phi_4 \cos(2\alpha))| \quad (1.15)$$

$$\phi_{xy}(\alpha) = |\arctan(\phi_1 + \phi_3 \cos(2\alpha) - \phi_4 \sin(2\alpha))| \quad (1.16)$$

Con:

$$\phi_1 = \frac{\phi_{xy} - \phi_{yx}}{2} \quad \phi_2 = \frac{\phi_{xx} - \phi_{yy}}{2}$$

$$\phi_3 = \frac{\phi_{xy} - \phi_{yx}}{2} \quad \phi_4 = \frac{\phi_{xx} - \phi_{yy}}{2}$$

Al graficar $\phi_{xx}(\alpha)$ y $\phi_{xy}(\alpha)$ variando α de 0 a 2π se obtienen los diagramas polares del tensor de fase. La figura 6C ilustra la dependencia de la geometría de los diagramas polares con la dimensión de la estructura geoelectrica.

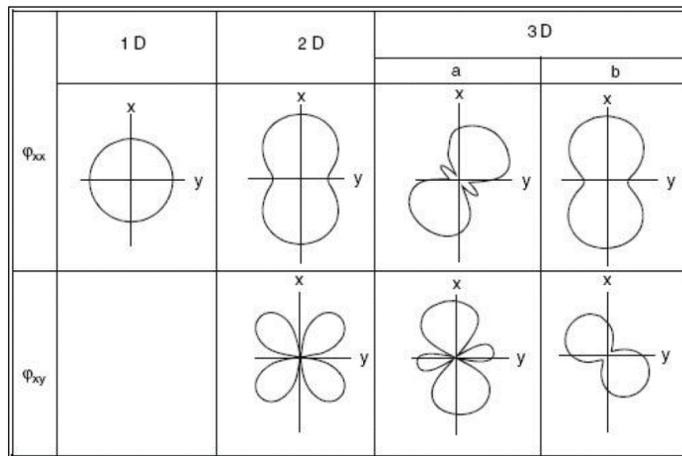


Figura 6C. Diagrama Polar del Tensor de Fase, para distintas dimensiones de una estructura geoelectrica.

1.4. Dimensionalidad geoelectrica

La complejidad del tensor de impedancias depende de la distribución espacial de las estructuras geoelectricas del subsuelo. Esta distribución espacial, o dimensionalidad geoelectrica, puede ser 1-D, 2-D o 3-D (Figura 7C). Es importante tener en cuenta que esta dimensionalidad depende de la escala y que las simplificaciones asumidas para los casos 1-D y 2-D se vuelven inválidas a medida que aumenta la complejidad de la estructura. Así, pequeñas inhomogeneidades (cuerpos locales 3-D) situadas cerca de la superficie pueden causar distorsiones en las respuestas magnetotéluricas. Este es el caso de la denominada distorsión galvánica que analizaremos más adelante.

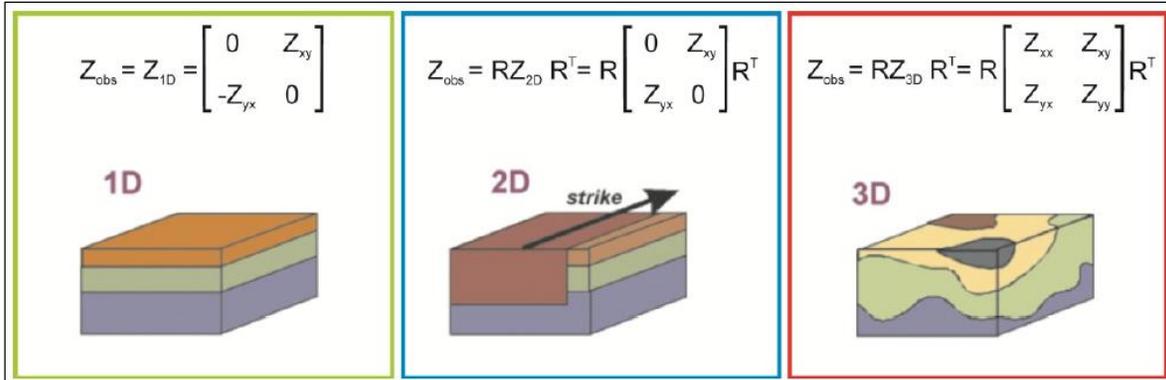


Figura 7C. Tensor de impedancias en función de la dimensionalidad de las estructuras. R es la matriz de rotación y R^T su transpuesta (modificado de (Martí 2006)).

1.4.1. Medios bidimensionales (2-D)

En un caso 2-D ideal, la conductividad eléctrica es constante a lo largo de una determinada dirección horizontal, variando únicamente en la vertical y en la otra dirección horizontal. Esta dirección a lo largo de la cual la conductividad se mantiene constante se denomina strike geoelectrónico o strike. En este caso (Figura 8C), los campos eléctrico y magnético son ortogonales entre sí y el campo eléctrico paralelo al strike (E_x) solo inducirá campos magnéticos en el plano vertical perpendicular al strike (H_y, H_z); mientras que el campo magnético paralelo al strike (H_x) solo inducirá campos eléctricos en el plano vertical perpendicular al strike (E_y, E_z). De esta manera, el tensor de impedancias puede descomponerse en dos modos independientes:

- 1) Modo TE (Transverse electric mode): Describe las corrientes que circulan paralelas a la dirección al strike.
- 2) Modo TM (Transverse magnetic mode): Describe las corrientes que circulan en la dirección perpendicular al strike.

En este caso 2-D ideal, las componentes eléctricas del tensor de impedancias están relacionadas solo con sus ortogonales magnéticas (y viceversa), de manera que el tensor de impedancias en la dirección del strike queda simplificado, siendo los elementos de la diagonal iguales a cero. Debido a las variaciones laterales de conductividad, las componentes de la anti-diagonal (Z_{xy} y Z_{yx}) son diferentes entre sí y representan a los modos TE y TM.

$$Z_{2D}(\omega) = \begin{pmatrix} 0 & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & 0 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{TE}(\omega) \\ Z_{TM}(\omega) & 0 \end{pmatrix} \quad (1.17)$$

Los valores de resistividad aparente y fase para XY e YX presentan magnitudes diferentes y fases de signo opuesto, lo que condiciona que las fases aparezcan representadas en diferentes cuadrantes (1er y 3er cuadrante si se utiliza el factor positivo de dependencia temporal $e^{+i\omega t}$).

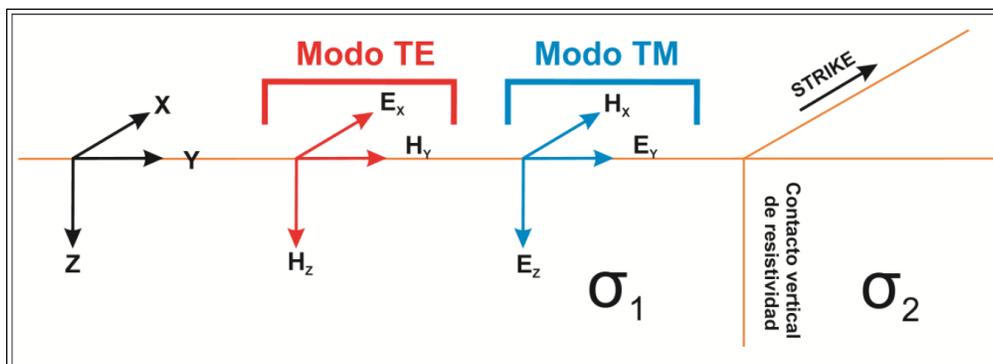


Figura 8C. Modelo 2-D simplificado compuesto por dos cuerpos con diferentes conductividades σ_1 y σ_2 . La componente E_y del campo eléctrico es discontinua a lo largo del contacto entre los dos cuerpos. Para el caso bidimensional, los campos electromagnéticos pueden descomponerse en dos modos independientes, conocidos como modo TE y modo TM (modificado de (Simpson y Bahr 2005)).

Esta simplificación solo es válida cuando los ejes de medida de los campos eléctrico y magnético están orientados, respectivamente, según las direcciones paralela y perpendicular al strike. De no ser así, los elementos diagonales del tensor de impedancias no serán iguales a cero, por lo que no será posible distinguir los modos TE y TM dentro del tensor. No obstante, es posible rotar los ejes de medida un determinado ángulo (ángulo de strike) para el que las componentes diagonales del tensor de impedancias sean iguales a cero:

$$Z_{2D} = R_{\theta} Z_{obs} R_{\theta}^T \quad (1.18)$$

Donde, R_{θ} es la matriz de rotación y R_{θ}^T su transpuesta,

$$R_{\theta} = \begin{pmatrix} \cos\theta & \sin\theta \\ -\sin\theta & \cos\theta \end{pmatrix} \quad R_{\theta}^T = \begin{pmatrix} \cos\theta & -\sin\theta \\ \sin\theta & \cos\theta \end{pmatrix} \quad (1.19)$$

Así, los modos TE y TM podrán ser igualmente definidos una vez se haya rotado el tensor de impedancias.

1.5. Corrección por referencia remota

Para reducir el ruido no coherente en las series de tiempo se utilizó la técnica de referencia remota. Con esta técnica durante la toma de datos, el tiempo de medición y el número de bandas escritas en las series de tiempo nos ayudan a sincronizar matemáticamente los datos en la estación de medición con el del sitio de referencia remota.

2. MÉTODO GRAVIMÉTRICO

El método gravimétrico tiene como objetivo determinar las anomalías o variaciones de gravedad generadas por los contrastes de densidad de cuerpos ubicados de manera irregular a diferentes profundidades en el subsuelo y mediante la interpretación de los datos obtenidos permite definir las estructuras geológicas tales como fallas, lineamientos estructurales, zonas de alteración y localización de cuerpos intrusivos profundos.

2.1. Teoría Básica

La gravimetría es un método pasivo en el cual se mide las variaciones del campo gravimétrico terrestre en superficie. Esta medida proporciona información sobre las densidades de las rocas del subsuelo y ayuda a tener un mejor entendimiento de la geología del mismo. El equipo utilizado para la medición de la variación del campo gravitatorio de la Tierra es el gravímetro.

La gravitación es la fuerza de atracción mutua que experimentan los cuerpos por el hecho de tener una masa determinada. La existencia de dicha fuerza fue establecida por el matemático y físico inglés Isaac Newton en el siglo XVII.

La base del método gravimétrico se encuentra en 2 leyes definidas por Newton, la ley de la gravitación universal y la segunda ley del movimiento.

2.1.1. Ley de la gravitación universal

La ley de gravitación universal establece que la fuerza de atracción que experimentan dos cuerpos dotados de masa es directamente proporcional al producto de sus masas e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia que los separa. En consecuencia, cuanto mayor es la distancia que separa el centro de las masas, más pequeña es la fuerza de atracción entre ellos.

$$F = G \times \left(\frac{M \times m}{R^2} \right) \quad (2.1)$$

Dónde:

G: constante de gravitación universal

M: masa de la Tierra

m: masa de un cuerpo

R: distancia entre masas

Esta ley incluye una constante de proporcionalidad (G) que recibe el nombre de constante de la gravitación universal y cuyo valor, determinado mediante experimentos muy precisos, es de:

$$G=6.67 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{Kg}^2$$

2.1.2. Ley del movimiento

Para determinar la intensidad del campo gravitatorio asociado a un cuerpo con un radio y una masa determinada, se establece la aceleración con la que cae un cuerpo de prueba (de radio y masa unidad) en el seno de dicho campo. Mediante la aplicación de la segunda ley de Newton tomando los valores de la fuerza de la gravedad y una masa conocida, se puede obtener la aceleración de la gravedad. Dicha aceleración tiene valores diferentes dependiendo del cuerpo sobre el que se mida, así para la Tierra se considera un valor de 9.8 m/s^2 (que equivalen a 9.8 N/kg).

La ley de movimiento expresa que cuando se aplica una fuerza a un objeto, éste se acelera y dicha aceleración que tiene la misma dirección que la fuerza que la genera es proporcional a su intensidad e inversamente proporcional a la masa que se mueve. Ahora si la aceleración es en una dirección vertical, entonces la fuerza que la genera es principalmente debida a la gravedad (g). En forma teórica la ley de movimiento de Newton:

$$F = m \times g \quad (2.2)$$

Las ecuaciones 5.16 y 5.17 pueden ser combinadas para obtener otra relación simple:

$$F = G \times \left(\frac{M \times m}{R^2} \right) = m \times g \quad (2.3)$$

Así

$$g = G \times \left(\frac{M}{R^2} \right) \quad (2.4)$$

El valor normal de (aceleración de la gravedad) en la superficie de la Tierra es de 980 cm/s^2 . En honor a Galileo la unidad de aceleración de la gravedad es $1 \text{ Gal} = 1 \text{ cm/s}^2$ ó $1 \text{ mGal} = 10^{-3} \text{ Gal}$ y además $1 \text{ mGal} = 10 \text{ gu}$ (unidades de gravedad)

2.1.3. 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, 1988; 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:

$$\Delta g = \underbrace{\Delta g_m - \Delta g_r}_{\text{Anomalía de Aire Libre}} \mp C^{AL} \mp C^B + (C^T + C^M + C^\emptyset + C^I)$$

Anomalía Completa de Bouguer

Donde

Δg : Anomalía gravimétrica total

Δg_m : Anomalía gravimétrica medida

Δg_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^ϕ : Corrección por latitud
 C^I : Corrección de isostacia

2.1.4. 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.

$$gt = gobs - gn + 0.3086 h - 0.04193r h + TC(mGal) \quad (2.5)$$

Donde:

$gobs$: Gravedad observada
 gn : Corrección por latitud
 h : Corrección por altura
 r : Radio de la Tierra
 TC : Corrección topográfica

2.1.5. 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)

$$Gbr = Gt - Gr \quad (2.6)$$

Donde:

Gt : Anomalía de Bouguer
 Gr : Anomalía Regional
 Gbr : Anomalía Residual

3. MÉTODO MAGNETOMÉTRICO

El método magnético busca anomalías causadas por el cambio de las propiedades magnéticas de las rocas. Siendo las rocas ígneas y metamórficas las que presentan efectos magnéticos similares.

Los métodos magnéticos en la exploración geotérmica se aplican en la cartografía geológica, con el objetivo de localizar y determinar la profundidad de intrusivos ocultos, trazando los

diques y fallas. También para determinar la profundidad, la localización de las zonas de alteración hidrotermal y paleomagnetismo.

El método magnético es un método potencial pasivo que mide fenómenos de origen natural, es decir, pequeñas variaciones, localizadas en el campo magnético de la Tierra. En estudios de magnetometría, se mide la fuerza del campo magnético de la tierra, el cual variará localmente en función de la cantidad de material magnético en las rocas subyacentes. Cuando las rocas tienen una alta susceptibilidad magnética, el campo magnético local será elevado y dichas zonas se mostrarán como áreas de alta intensidad de campo magnético.

3.1. Teoría básica

Si dos polos de fuerza P_0 y P_1 respectivamente están separados por una distancia r , la fuerza F entre ellos será:

$$F = \frac{1}{\mu} \frac{P_0 P_1}{r^2} \quad (3.1)$$

La constante μ es conocida como la permeabilidad que depende del medio en donde los polos están situados. La fuerza F será de repulsión cuando los polos tengan la misma polaridad, si por el contrario la polaridad es diferente, entonces la fuerza será de atracción. Se define como unidad de intensidad magnética (unidad de polo), la intensidad de dos polos magnéticos que a la distancia de 1 cm se repelen con la fuerza de 1 dina. (Cantos 1987)

3.1.1. Campo magnético

Un campo magnético existe en un punto, si se ejerce una fuerza producida por una carga en movimiento en dicho punto. La intensidad del campo magnético en un punto se define como la fuerza por unidad de polo que se ejercería cuando un pequeño polo de fuerza P_0 se colocara en dicho punto. Por lo tanto, la intensidad de campo H , debido al polo de fuerza P situado a una distancia r :

$$F = \frac{F}{P_0} = \frac{P}{\mu r^2} \quad (3.2)$$

Desde un punto de vista técnico, el campo magnético se entiende como el espacio alrededor de un imán dentro del cual actúa su influencia. La intensidad o potencia de un campo magnético en un punto, es numéricamente igual a la fuerza en dinas, actuando sobre una unidad de polo magnético situado en ese punto.

3.1.2. Componentes del campo geomagnético

Para estudiar los componentes de la intensidad del campo magnético (B , H y M) deben ser descritos en un marco de referencia fijo con respecto a los puntos de observación en la superficie de la tierra, esto se puede realizar de dos formas (Figura 9C).

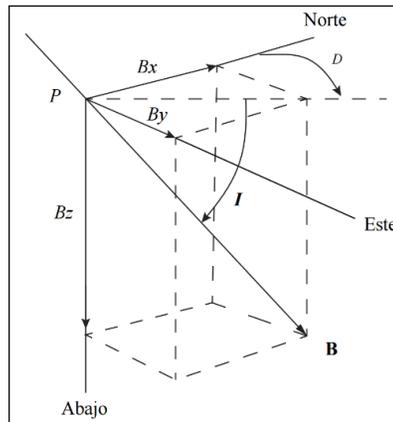


Figura 9C. El punto P en un sistema de coordenadas cartesianas. Las tres componentes del vector B son: Bx en la dirección norte, By en la dirección Este y Bz hacia abajo. La inclinación es el ángulo B respecto a la horizontal y la declinación D es el azimuth de la proyección de B. (R. J. Blakely 1996)

El vector se puede describir en términos de tres componentes cartesianas ortogonales como se muestra en la figura 9C (R. J. Blakely 1996), donde x se incrementa al norte, y al este y z hacia abajo, expresados en unidades de nT. La intensidad de la componente horizontal por lo tanto es:

$$H = \sqrt{B_x^2 + B_y^2} \quad (3.3)$$

A su vez, el vector de intensidad total puede ser descrito como:

$$T = \sqrt{B_x^2 + B_y^2 + B_z^2} \quad (3.4)$$

La Inclinación es el ángulo entre el vector y el plano horizontal

$$I = \arctan \frac{B_z}{\sqrt{B_x^2 + B_y^2}} \quad (3.5)$$

Por convención, la inclinación es positiva cuando el vector tiene una inclinación por debajo del plano horizontal y negativa cuando está por encima del plano horizontal. El plano vertical que contiene al vector se le llama meridiano magnético, y la declinación se define como el azimuth de dicho meridiano, positivo hacia el este y negativo hacia el oeste.

$$D = \arctan \frac{B_y}{\sqrt{B_x^2 + B_y^2}} \quad (3.6)$$

3.1.3. El campo geomagnético internacional de referencia (IGRF)

La necesidad de correlacionar las distintas mediciones del campo magnético terrestre observadas en diferentes momentos y comparar las respuestas individuales magnéticas en diferentes áreas, ha permitido el desarrollo de modelos que estimen el cambio del campo magnético de la tierra con respecto del tiempo. Uno de estos modelos es el IGRF (International Geomagnetic Reference Field). El IGRF es un modelo matemático del campo magnético terrestre y sus variaciones temporales. Consiste en los coeficientes de Gauss hasta de grado 10 ($n = 1, 2, \dots, 10$), estos términos de bajo orden representan en gran parte el campo originado por el núcleo de la tierra. El modelo fue desarrollado en 1965, por la IAGA (International Association of Geomagnetism and Aeronomy), el cual publica sus cálculos cada cinco años, asumiendo que cada coeficiente de Gauss cambia linealmente con el tiempo (R. J. Blakely 1996).

3.2. Procesamiento de datos magnéticos

3.2.1. Reducción al polo magnético

En la mayoría de los casos la reducción al polo es estable, solo en casos de zonas cercanas al ecuador magnético en donde la declinación es $< 10^\circ$ no lo es. El algoritmo de transformación está expresado como (Whitehead y Musselman s.f.):

$$L(\theta) = \frac{[\text{sen}(I) - i \cdot \cos(I) \cdot \cos(D - \theta)]^2}{[\text{sen}^2(Ia) + \cos^2(Ia) \cdot \cos^2(D - \theta)][\text{sen}^2(I) + \cos^2(I) \cdot \cos^2(D - \theta)]} \quad (3.7)$$

Si $(|Ia| < |I|), Ia = I$

Donde I es la inclinación geomagnética, Ia es la inclinación usada para hacer la corrección en la magnitud (nunca menor que I) y D es la declinación geomagnética.

3.2.2. Señal Analítica

La señal analítica se expresa de la siguiente manera (Whitehead y Musselman, 2007):

$$A_s = \sqrt{dX^2 + dY^2 + dZ^2} \quad (3.8)$$

Donde dx , dy , dz son las derivadas parciales con respecto a los ejes x , y , y z respectivamente de la componente del campo magnético analizado, esta ecuación es utilizada para localizar el centro de los cuerpos magnéticos responsables de las anomalías, en donde el magnetismo remanente y las bajas latitudes magnéticas complican la interpretación (Whitehead y Musselman s.f.)

3.2.3. Derivada Tilt

La derivada Tilt permite mapear estructuras del basamento con ventajas distintivas sobre las derivadas convencionales, ya que resaltan las medianas y cortas longitudes de ondas,

producidas por homogeneidades en los primeros kilómetros de la corteza, auscultando las heterogeneidades del basamento tales como fallas y discontinuidades. La derivada Tilt está definida por:

$$\text{TDR} = \tan \tan^{-1} \left(\frac{\text{VDR}}{\text{THDR}} \right) \quad (3.9)$$

Donde VDR y THDR son primeras derivadas verticales de la derivada horizontal respecto a la intensidad del polo magnético T.

$$\text{VDR} = \frac{\partial T}{\partial z} \quad (3.10)$$

$$\text{THDR} = \sqrt{\left(\frac{\partial T}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial T}{\partial y}\right)^2} \quad (3.11)$$

La derivada horizontal de la derivada Tilt está definida por:

$$\text{HD_TDR} = \sqrt{\left(\frac{\partial \text{TDR}}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial \text{TDR}}{\partial y}\right)^2} \quad (3.12)$$

ANEXO D. PROCESAMIENTO DE DATOS GEOFÍSICOS

1. PROCESAMIENTO DE DATOS MAGNETOTELÚRICOS (MT).

Los datos magnetotelúricos (MT) utilizados en este estudio fueron procesados y analizados haciendo un total de 70 sondeos MT, los registros presentan buena calidad de información por lo que se tomó en cuenta todas las estaciones registradas, el ruido presente es mínimo por lo que no fue necesario cortar o eliminar datos. El control de calidad y el cálculo de los coeficientes de Fourier fueron procesados con el programa robusto SSMT2000 propio de Phoenix. Cada estación medida genera cuatro archivos: un archivo extensión “tbl” creado en el programa Phoenix Geophysics MTU-AMT Parameter Table Off-line Editor, que contiene los parámetros de configuración de la consola receptora de información MTU, los archivos “.TS3, .TS4, .TS5” corresponden a series de tiempo que contiene la información del sondeo para distintas frecuencias.

El procesamiento, análisis e inversión 1D de los 70 sondeos MT, involucró el despliegue individual de las curvas de resistividad aparente y fases, se hizo con el programa WinGLink v.2.1.02. Este proceso permitió seleccionar 70 sondeos MT, así como analizar verificar los registros y obtener los diagramas polares, vectores de inducción, tensores de fase, entre otros.

1.1. PROCESAMIENTO DE MODELAMIENTO 1D DE MT HACIENDO USO DE WINGLINK.

En el programa WinGLink, se creó una base de datos (con extensión “.wdb”) con un sistema de coordenadas definido, también se creó un proyecto de tipo “MT” donde se importaron los archivos EDI de las 70 estaciones magnetotelúricas que contienen las curvas de resistividad aparente y fase de cada sondeo MT asociado al área de estudio y un proyecto del tipo “TEM” donde se importaron los archivos con extensión *.TEM que contiene los sondeos de TDEM los cuales se emplearan para aplicar la corrección de “Static Shift”.

Debido a que la calidad de la señal registrada presenta variación durante el tiempo de medida es necesario realizar un filtrado de los datos para eliminar valores que fueron adquiridos durante periodos con ruido o con baja amplitud de la señal. Cada una de estas curvas se puede utilizar independientemente para la estimación de la estructura del subsuelo, pero de la interpretación conjunta de resistividad y fase se obtiene un ajuste mucho más robusto y por lo tanto más preciso.

Se evaluó cada estación magnetotelúrica depurando y ajustando los puntos que componen cada una de las curvas de resistividad (XY y YX); posterior a ello, se asoció cada estación MT con una estación TDEM, con el fin de corregir el efecto de static shift que se genera en las mediciones magnetotelúricas (ver figura 1D).

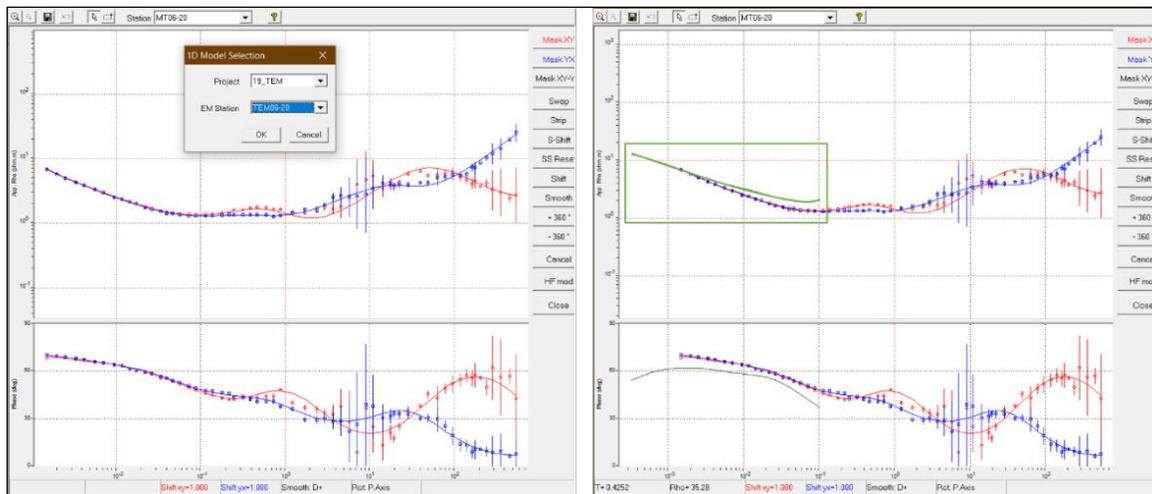


Figura 1D. Curva de resistividad yx (azul), xy (rojo) y curva de TDEM (verde) para la corrección de static shift (recuadro verde).

1.1.1. Diagramas polares

Mediante este método es posible observar la dimensionalidad del medio a diferentes frecuencias. Para estructuras con un comportamiento 1D, los diagramas polares son círculos ya que las componentes Zxx y Zyy (color rojo) degeneran a un punto, son cero y las componentes Zyx y Zxy (color negro) son iguales. Para un comportamiento 2D o 3D las componentes Zxx y Zyy generan tréboles y las componentes Zyx y Zxy en vez de círculos se obtienen elipses (ver figura 2D). Las elipses se alargan en función a la anisotropía del medio. Mientras mayor sea esta, más alargada será la elipse y la dirección de sus ejes dará idea de la ubicación de zonas de anisotropía. A continuación, se pone a modo de ejemplo la gráfica de diagramas polares para 0.5 Hz de frecuencia (ver figura 2D).

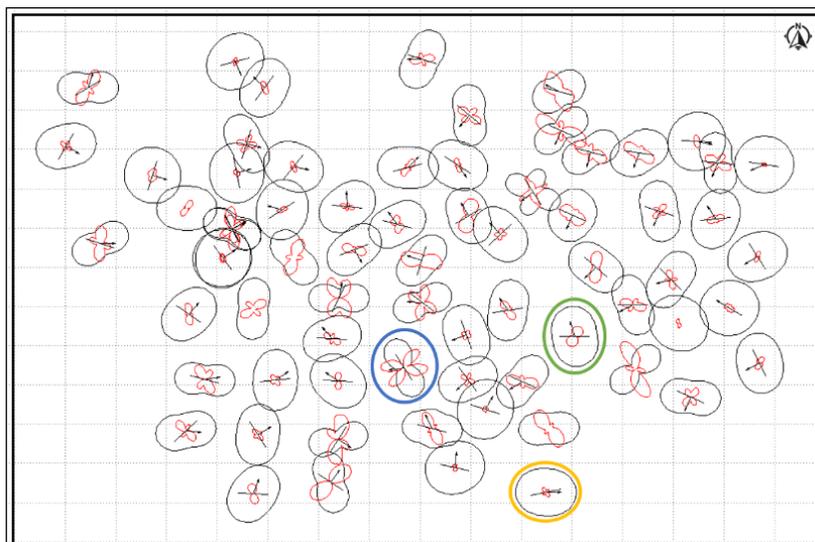


Figura 2D. Diagramas polares para 0.5 Hz. Circulo: Amarillo: 1D. Verde y Azul: 2D - 3D

1.1.2. Vector de inducción

Estos vectores muestran la posición, extensión y polaridad de los cambios laterales de conductividad. La parte real apunta en la dirección normal al conductor y la magnitud del vector está en relación directa con la cercanía del mismo o bien con el contraste en conductividad, siendo mayor cuando el contraste de conductividad lo es. Se obtuvieron los vectores de inducción para diferentes frecuencias (100Hz, 10Hz, 1Hz, 0.5Hz y 0.1 Hz).

En la figura 3D se muestra el mapa de vector de inducción para 0.5 Hz (frecuencia).

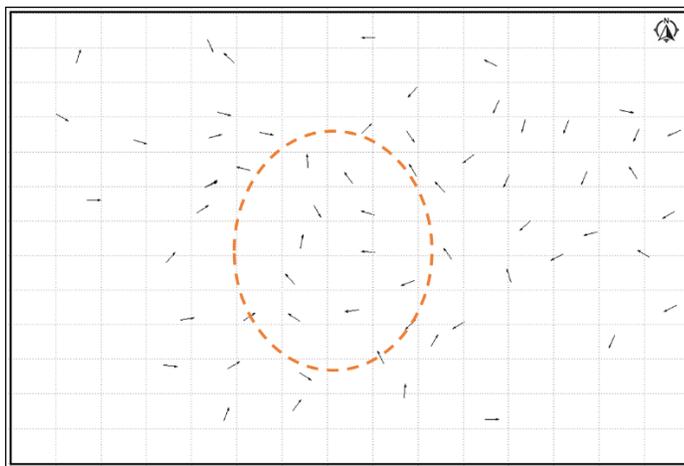


Figura 3D. Vector de inducción para 0.5 Hz.

En la figura 3D, se muestra el mapa de vector de inducción para 0.5 Hz de frecuencia del cual se puede observar que los vectores no tienen una dirección preferencial, pero la magnitud es menor en la parte central del área de estudio, lo que se interpreta como la presencia de una capa conductiva

1.1.3. Inversión Unidimensional (1D)

Posteriormente al análisis de la distorsión electromagnética (corrección de static shift, vectores de inducción y diagramas polares), se realizó la inversión 1D de los datos mediante el programa WINGLINK®, que utiliza el algoritmo de Occam. El mismo presenta la ventaja de obtener modelos suavizados con el fin de evitar una sobreinterpretación de los datos y se realiza sobre el promedio geométrico de las curvas de resistividad y fase.

En la figura 4D, se muestra un modelado 1D para un sondeo magnetotelúrico, 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). 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 y sus respectivas resistividades. Se calcularon un total de 70 modelos 1D.

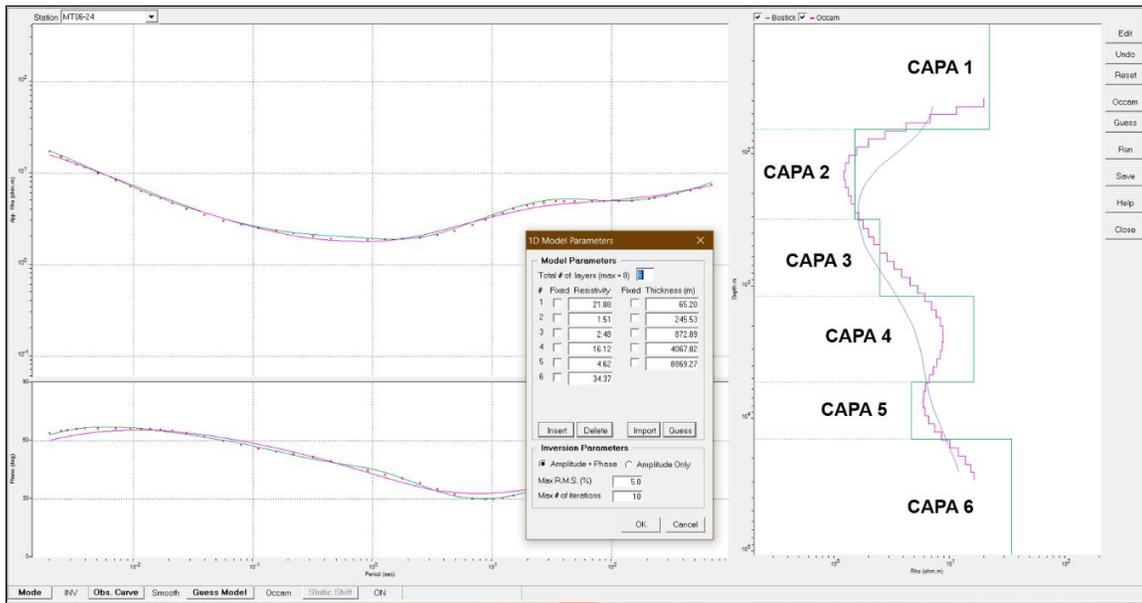


Figura 4D. Modelado 1D de uno de los sondeos MT.

2. PROCESAMIENTO DE DATOS GRAVIMÉTRICOS

Se realizó el análisis y procesamiento de 431 estaciones gravimétricas, adquiridas en la zona de estudio.

2.1. 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 observada versus Elevación y descartar las estaciones que se desvíen de la tendencia lineal.

En la figura 5D se calcula la tendencia lineal de los datos obtenidos en campo. Se obtiene un factor de correlación de 0.9883 lo cual indica que los datos tienen una buena tendencia.

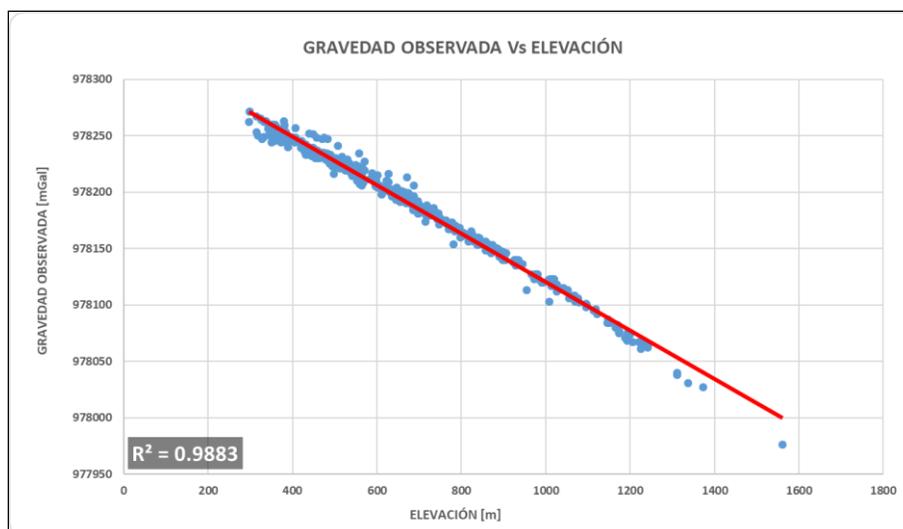


Figura 5D. Tendencia lineal de los datos de gravimetría.

2.2. Selección de densidad de trabajo

Para el cálculo de la anomalía de Bouguer se consideró la densidad del terreno como 2.3 g/m^3 . Valor fue obtenido de muestras de roca de la zona de estudio.

2.3. Mapas de isocontornos: Anomalía completa regional y residual de Bouguer

Con la densidad de trabajo elegida, se calcula la anomalía de Bouguer completa, la anomalía residual. Luego se aplicaron filtros de primera y segunda derivada, filtros pasa bajos y pasa altos. Para todo lo anterior se utilizó Oasis Montaj

3. PROCESAMIENTO DE DATOS MAGNÉTICOS

Para el método magnético se procesaron 973 estaciones de magnetometría, adquiridas en la zona de estudio. La metodología que se siguió para el procesamiento de los datos del levantamiento magnético es la siguiente: edición y eliminación de datos ruidosos, corrección por IGRF e interpolación; esto corresponde al pre-procesamiento para obtener los mejores resultados de anomalía de Campo Total. Posteriormente se realizó el procesamiento en el cual se obtuvo la anomalía situada en el polo magnético, la separación Regional y Residual; así como los procesos de Derivadas horizontales, Derivada Vertical y derivada Tilt (para la determinación de lineamientos magnéticos).