



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**“Estudio geoelectrico en las inmediaciones de
Agua Caliente (BCS) para la caracterización de
zonas con potencial geotérmico”**

T E S I S

Que para obtener el título de

Ingeniero Geofísico

P R E S E N T A

Jesús Ángel Hernández Hernández

DIRECTOR DE TESIS

Dra. Claudia Arango Galván



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2019



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

*A la persona que más admiro,
mi madre,
y a mi persona favorita,
mi hijo, Huitzilyollotzin*

Agradecimientos

Al proyecto P01 "Mapa de flujo de calor de la República Mexicana" del Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica y al proyecto SENER-CONACYT 152823 "Evaluación de los recursos geotérmicos de la Península de Baja California: continentales, costeros y submarinos", del cual se desglosa el presente trabajo

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE), especialmente al Personal del Departamento de Geofísica Aplicada de la División de Ciencias del Mar y de la Tierra, por su colaboración en adquisición de datos.

A mi directora de tesis, Dra. Claudia Arango Galván, por la confianza que me tuvo, por su dedicación, orientación y todo el apoyo brindado desde la realización de mi servicio social hasta para la conclusión del presente trabajo. Por compartir su conocimiento y experiencia en campo conmigo. Especialmente, le agradezco el interés y paciencia que ha tenido conmigo a lo largo de todo este proceso, así como la exigencia por un buen trabajo siempre.

A los miembros del comité, Dra. Rosa María Prol Ledesma, Dr. Andrés Tejero Andrade, Ing. Francisco Alejandro Arroyo Carrasco e Ing. Juan Sánchez Pérez, gracias por su tiempo dedicado a la lectura, correcciones y acertadas aportaciones realizadas que enriquecieron este trabajo.

A Mtro. José Luis Salas Corrales, por siempre tener la amabilidad y disponibilidad de resolver las dudas en el procesamiento de los datos.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, por sus agradables instalaciones, el conocimiento que genera, las amistades que surgen en su paso, experiencias dignas de recordar y contar toda la vida, por todo lo que ha sembrado en mí.

A mi madre, por enseñarme a trabajar siempre con gusto y humildad, y a mis hermanos, Mauricio, Isaura, Alejandro y Flor, por estar a mi lado y que siempre me han apoyado.

A mis queridos amigos de la prepa, principalmente a los que nos dejaron.

Gracias por creer en mí Brenda, estamos camino al plan maestro.

Resumen

Las manifestaciones hidrotermales de Agua Caliente, localizadas a 25 Km al noroeste de la ciudad de Loreto, Baja California Sur, presentan temperaturas en superficie de 60°C y muestran un interés geotérmico para ser aprovechado. En este lugar se realizó un estudio geofísico utilizando el método magnetotelúrico (MT) para caracterizar geoelectricamente la distribución de la conductividad eléctrica del subsuelo. Se realizaron 12 sondeos distribuidos en dos perfiles con orientación O-E aproximadamente, cruzando la desembocadura del río intermitente de San Bruno, al Sur de la periferia del complejo volcánico Mencionares. Los datos fueron colectados con el equipo ADU-07, de Metronix, en un rango de frecuencias de 128, 1024 y 4096 Hz, para establecer la existencia de fluidos geotérmicos en el área, así como el comportamiento hidráulico a profundidad. Se construyeron modelos de la resistividad del subsuelo en dos dimensiones. Se estableció una dirección geoelectrica para la inversión 2D y se utilizó el algoritmo de gradientes conjugados no lineales. Los resultados muestran un horizonte conductor ($\rho_a < 5.6 \text{ ohm} - m$) de espesor variable que alcanza una profundidad de 800 metros aproximadamente (U1), esta unidad puede interpretarse como la zona del acuífero. Subyaciendo esta unidad, se aprecia una zona con un incremento en la resistividad aparente (U2, $5.6 - 32 \text{ ohm} - m$), se asocia a la Formación Comondú. Por último, tenemos una unidad más resistiva (U3, $\rho_a > 32 \text{ ohm} - m$) correspondiente al basamento, el cual se estima a una profundidad mayor de los 2500 m.

Palabras clave: Exploración geoelectrica, Método magnetotelúrico, Geotermia, Agua Caliente, Baja California Sur.

ÍNDICE

Agradecimientos.....	ii
Resumen.....	iii
Introducción.....	1
Panorama energético actual.....	1
Energía geotérmica en México.....	2
Exploración en energía geotérmica.....	3
Objetivo general.....	4
Objetivos particulares.....	4
I. Fundamentos Teóricos.....	5
Teoría Electromagnética.....	5
Ecuaciones de Maxwell.....	5
Ley de Gauss.....	5
Ley de Gauss (Campo magnético).....	6
Ley de Faraday.....	6
Ley de Ampere.....	6
Relaciones constitutivas.....	6
Ecuación de onda de Campo.....	7
Dominio del tiempo y frecuencia.....	8
Solución de ecuación de onda.....	9
Modelos.....	9
Dieléctrico perfecto.....	10
Dieléctrico disipativo.....	11
Buen conductor.....	12
Métodos de prospección electromagnética.....	12
Método Magnetotelúrico.....	13
Ecuaciones del método.....	15
<i>Skin depth</i> (penetración nominal).....	15
Impedancia.....	15
Invariantes.....	17
<i>Swift skew</i> (Asimetría).....	17
Elipticidad.....	17
<i>Tipper</i> (Función de transferencia geomagnética).....	18

Diagramas polares.....	18
Coherencia.....	19
Distorsión electromagnética.....	19
Principio de Transitorios electromagnéticos	22
Análisis dimensional.....	23
Medios 1D.....	23
Medios 2D.....	24
Análisis 3D.....	27
Tensor de fase.....	28
Representación gráfica del tensor de fase.	30
II. Antecedentes de la zona de estudio.....	33
Ubicación de la zona.....	33
Evolución tectónica de la Península de Baja California (PBC).....	34
Geología local.....	37
Pre-Comondú.....	38
Grupo Comondú.....	38
Post-Comondú.....	40
Hidrogeología.....	43
Manifestaciones hidrotermales.....	46
Estudios geofísicos previos.....	47
III. Implementación de campo y adquisición de datos.....	49
IV. Proceso y análisis de datos adquiridos.....	53
Procesamiento de datos.....	53
Análisis dimensional y direccional.....	54
Inversión de datos MT.....	58
Gradientes conjugados no lineales NLGC.....	58
Modelo geoeléctrico.....	60
V. Discusión de resultados.....	63
Correlación geológica.....	64
VI. Conclusiones y recomendaciones.....	67
Bibliografía	69
A. Apéndice.....	78

Índice de tablas

Tabla III.1 - Posiciones de los sondeos magnetotelúricos en coordenadas UTM.	50
Tabla III.2 - Registro de frecuencias por cada sitio. *En AC 4 no se registró correctamente la prueba y en AC 5 y AC 8 se tomó por duplicado.	52
Tabla IV.1 - Análisis de la dirección strike, en grados, a diferentes frecuencias en donde se tiene un comportamiento 2D.	56
Tabla V.1 - Descripción de unidades geoeléctricas.	63

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura I.1 - Rango de frecuencia y profundidad de exploración para diferentes métodos electromagnéticos. MT, IP, TEM, CSEM, RMT, VETEM y GPR (Pellerin y Wannamaker, 2005).	14
Figura I.2 - Diagramas polares para modelos 1D, 2D y 3D (Berdichevsky y Dmitriev, 2008).....	19
Figura I.3 - Distorsión producida por la presencia de un campo eléctrico secundario (a, b) y la desviación de las líneas de campo eléctrico total c, d; Jiracek, 1990).	21
Figura I.4 – Diagrama que muestra los efectos del corrimiento estático. El esquema de la parte inferior muestra una discontinuidad superficial (ρ_s) que ocasiona que la curva de resistividad sea desplazada hacia arriba (si $\rho_s > \rho_1$) o hacia abajo (si $\rho_s < \rho_1$). La curva de fase no es afectada (Almaguer, 2013).....	21
Figura I.5 - Modelo estratificado que representa un medio 1D.....	24
Figura I.6 - Esquema de un medio 2D con variaciones en profundidad y laterales. En presencia de cuerpos superficiales se presenta una distorsión 3D/2D.....	25
Figura I.7 - Respuesta de los sensores eléctricos y magnéticos en presencia de una frontera estructural	25
Figura I.8 - Rotación de los ejes principales del tensor de impedancias (Simpson y Bahr, 2005).....	26
Figura I.9 - Modelo con heterogeneidades en las tres direcciones.	28
Figura I.10 - Representación gráfica del tensor de fase (Caldwell et al., 2004).....	31
Figura II.1 - Zona geotérmica identificada como Comondú (Agua Caliente, El Centavito, San Siquismunde-El Volcán). Elementos geomorfológicos más relevantes (SGM, 2007; Arango-Galván et al., 2015). ..	33
Figura II.2 - Mapa general de la Península de Baja California (PBC) con elementos estructurales principales. Terrenos tectonoestratigráficos (SERI, YUMA, COCHIMI, PERICÚ) y sistema de fallas activas del Golfo de California (margen del Rift de BC, movimiento relativo, cuencas “Pull Apart”, sistema en “Echelon”. Modificado (Aragón-Arreola, 2006; Arango-Galván et al., 2015; Campa y Coney, 1983).	36
Figura II.3 - Mapa geológico del área y elementos estructurales locales (SGM, 2002).....	37
Figura II.4 - Distribución de las distintas facies correspondientes a la Formación Comondú (Umhoefer et al., 2001).	40
Figura II.5 - Columna geológica esquemática del área (SGM, 2001).	42
Figura II.6 - Acuífero de San Juan B Londó, tomado de CONAGUA (2015).....	43
Figura II.7 - Perfil esquemático geológico de la cuenca de SJBL, en donde se presentan un graben y horst a profundidad debido al régimen tectónico del área. Basado en (CONAGUA, 2015; CFE, 1997; González-Abraham et al., 2012).....	45
Figura III.1 - Disposición de electrodos y bobinas de inducción en una estación de campo típica del arreglo magnetotelúrico (Moombariga Geoscience, 2016).....	49

Figura III.2 - Equipo de medición ADU-07e de Metronix empleado en la adquisición de los datos.	50
Figura III.3 - Sitios de los sondeos MT y perfiles propuestos.....	51
Figura III.4 - Imagen muestra del registro de las series de tiempo <i>EX, EY, HX, HY</i> y <i>HZ</i> . del sitio 2 en una ventana de 1024 muestras.	52
Figura IV.1 – Curvas de resistividad aparente y fase generadas para el sitio AC 14.	54
Figura IV.2 - Dimensionalidad de los datos a diferentes periodos de cada sitio, los recuadros separan los dos perfiles.....	55
Figura IV.3 - Representación gráfica del tensor de fase a diferentes frecuencias.	55
Figura IV.4 – Curva suavizada D+ y corrimiento estático de la curva de ρ_a MT con la seudo respuesta de los datos TEM del sitio AG07.....	57
Figura IV.5 - Curva L generada con diferentes valores de τ para cada perfil.	60
Figura IV.6 Perfil geoelectrico A.	61
Figura IV.7 Perfil geoelectrico B.	62
Figura V.1 - Identificación de las unidades geoelectricas de ambos perfiles.	64
Figura V.2 - Correlación de unidades geoelectricas y estructurales de los dos perfiles obtenidos.	66
Figura 0.1 - Ajuste del modelo de los sondeos AC 1, AC 2, AC 3, AC 4, AC 5, AC 6, AC 7 del perfil A.....	78
Figura 0.2 - Ajuste del modelo de los sondeos AC 14, AC 13, AC 12, AC11, AC 8 del perfil B.....	80
Figura 0.3 – Seudo sección del perfil A. Modo TE.....	82
Figura 0.4 – Seudo sección del perfil A. Modo TM	83
Figura 0.5 – Seudo sección del perfil B. Modo TE.....	84
Figura 0.6 – Seudo sección del perfil B. Modo TM	85

Introducción.

Panorama energético actual.

Desde la segunda mitad de siglo pasado, se ha tenido un gran aumento de la población mundial, lo que ha generado un incremento en la demanda de diferentes servicios. Asociado a este comportamiento global se presentan distintos retos tecnológicos, tales como, satisfacer las necesidades básicas de recursos naturales y proveer la creciente demanda energética, sólo por mencionar algunos. Uno de los problemas a solucionar en el sector energético es diversificar las principales fuentes de energía, pues cerca del 70% de la electricidad es generada a partir de la quema de combustibles fósiles (EIA, 2019; REN 21, 2018) y estos contribuyen entre el 25 y el 30% de las emisiones totales de los gases de efecto invernadero a nivel mundial (EPA, 2019; IPPC, 2014), así como se busca incrementar la participación de energías limpias para la generación de energía eléctrica. Aunado a esto se encuentran las dificultades, técnicas y sociales, para extraer algunos hidrocarburos (aguas profundas y *shell gas*).

Por lo antes mencionado, a nivel mundial, se plantean diferentes estrategias para un mejor desarrollo social y sostenible; uno de los puntos en común y más considerados en los planes energéticos es impulsar la generación de energía por medio de recursos menos contaminantes y renovables, como la energía hidroeléctrica, nuclear, eólica, solar y geotérmica, con el propósito de reducir la contribución al calentamiento global y garantizar el abastecimiento energético (SENER, 2019; SGE, 2019; UE, 2019).

En México, el mercado eléctrico nacional tiene nuevas oportunidades de participación en estos sectores no fósiles (solar, hidráulico, eólico y geotérmico, exceptuando el uso de tecnología nuclear) que actualmente representan el 15% de capacidad efectiva de generación total en el país (CFE, 2017). Como resultado del planteamiento en la “Programa de desarrollo del sistema eléctrico nacional 2016-2030” presentado por la Secretaría de Energía en 2016, se prevé un escenario que integra una participación del 35% de capacidad instalada en el sistema eléctrico a partir de tecnologías que utilizan fuentes limpias para el año 2024 y del 50% para el 2050 (como una extensión del programa) (SENER, 2016).

Para lograr las metas de la perspectiva del sector eléctrico y los lineamientos estipulados en la Ley para el Aprovechamiento de Energías Renovables y Financiamiento de la Transición Energética, es necesario desarrollar tecnologías que permitan el

aprovechamiento de las fuentes renovables de energía. Por tal motivo, la Secretaría de Energía y el Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, a través del Fondo de Sustentabilidad Energética, tomaron la iniciativa de crear los Centros Mexicanos de Innovación en Energía para satisfacer estas necesidades en las áreas de energía eólica, geotérmica y solar. Estos centros cuentan con la participación de instituciones de educación superior, centros de investigación, empresas y otros, creados para atender las principales problemáticas y oportunidades en materia de sustentabilidad energética del país y aprovechar cada una de las tecnologías renovables impulsando la investigación científica aplicada, así como la innovación y desarrollo tecnológico en materia de fuentes renovables de energía y eficiencia energética, para así, tomar acciones estratégicas que permitan la diversificación de fuentes primarias de energía y se vean reflejados los resultados en las proyecciones energéticas del país (CONACYT, 2015).

Aunado a este hecho, los cambios en la legislación se han abierto para los recursos geotérmicos mexicanos para su exploración a empresas privadas; por lo tanto, la evaluación de las áreas geotérmicas conocidas tiene una alta prioridad para planificar una mayor explotación y posiblemente la expansión de los campos de pozos.

El presente trabajo se desprende del proyecto “*Evaluación de los recursos geotérmicos de la Península de Baja California: continentales, costeros y marinos*” elaborado por el Departamento de Recursos Naturales del Instituto de Geofísica de la UNAM, en el marco de los proyectos de Sustentabilidad Energética impulsados por SENER y CONACYT. El tema de este estudio se orienta en las tareas de caracterización, exploración e identificación de nuevos, o ya existentes, yacimientos en la Península de Baja California, debido a que se presentan numerosas zonas geotérmicas, manifestaciones hidrotermales, sistemas de baja entalpía y sistemas submarinos, con un potencial total muy alto en recursos geotérmicos que debieran ser aprovechados (Arango-Galván, *et al.*, 2011, 2015; Prol-Ledesma y Arango-Galván, 2017).

Energía geotérmica en México.

El desarrollo de la industria geotérmica en el territorio nacional viene desde finales de los años 50 en el estado de Hidalgo, en donde la primera planta experimental de generación tenía una capacidad de 3,5 MWe; sin embargo, nunca fue posible obtener suficiente vapor para generar más de 600 kWe y se interrumpió su operación en 1970, debido al bajo rendimiento y a otros prospectos geotérmicos en desarrollo. Hoy en día, México se coloca

en la sexta posición a nivel mundial (Richter, 2019) en la generación de energía geotérmica, con una capacidad instalada de 932 MWe distribuidas en cinco campos: Cerro Prieto, Baja California (570 MWe), Los Azufres, Michoacán (248 MWe), Los Humeros, Puebla (94 MWe), Tres Vírgenes, Baja California Sur (10 MWe) y Domo de San Pedro, Nayarit (10 MWe) según el CeMIEGeo (2019); con los que se obtiene una generación bruta de energía del 2,3 % de la demanda energética nacional (CFE, 2017).

Exploración en energía geotérmica

En la práctica, se denomina Geotermia al estudio y utilización de la energía térmica que, transportada a través de la roca y/o fluidos, se desplaza desde el interior de la corteza terrestre hacia los niveles superficiales de la misma, dando origen a los sistemas geotérmicos; la geotermia que se explota actualmente para generar electricidad proviene del calor transportado por agua subterránea de alta temperatura. Ésta ha sido calentada por intrusiones magmáticas o están relacionadas con zonas de contacto entre placas tectónicas. También, pueden ser generadas por simple gradiente geotérmico. En estos lugares privilegiados, el gradiente geotérmico llega a ser varias veces mayor que el normal, cuyo promedio es de $33^{\circ}\text{C}/\text{km}$. Por ello, en estas zonas es posible encontrar agua a temperaturas de entre 200° - 400°C , a profundidades menores de 4 km, lo que permite la perforación económica de pozos productores de fluidos de alta, mediana o baja entalpía, el cual es apropiado para la generación de electricidad a través de turbinas o su utilización directa (OLADE/BID, 1994).

En las primeras fases de exploración de recursos geotérmicos, se encuentran estudios geológicos, de reconocimiento y estudios regionales, y, el análisis e interpretación de los métodos geofísicos permite contribuir al conocimiento de la morfología geológica del subsuelo y se enfoca a la delimitación de ciertas zonas anómalas que podrían indicar la posible existencia de un reservorio geotérmico.

La península de Baja California ha sido sumamente estudiada desde un punto de vista tectónico y sísmico, debido a la cantidad de fallas activas en la región originadas por los diferentes eventos geológicos que presenta (Campa y Coney, 1983, Sedlock *et al.*, 1993, Gastil *et al.*, 1976, Umhoefer *et al.*, 2001).

Los métodos electromagnéticos son las técnicas de prospección geofísica más empleadas, en la exploración geotérmica, especialmente el magnetotelúrico (Santos, 2010), gracias a

que la conductividad eléctrica presenta grandes contrastes por el contenido de fluidos, iones disueltos y el aumento de la temperatura, que están relacionadas con los yacimientos. El método magnetotelúrico consiste en medir los campos electromagnéticos naturales, a diferentes frecuencias, en la superficie del terreno, con el objetivo de conocer el comportamiento ('la estructura') geoelectrico del subsuelo.

Objetivo general

Con estos antecedentes, el objetivo de este trabajo es caracterizar geoelectricamente la zona de Agua Caliente, Baja California Sur, en el área de la desembocadura de un río estacional en San Bruno, al sur del Cerro Mancenares, mediante el método magnetotelúrico (MT) para determinar la existencia de fluidos termales presentes en el área.

Objetivos particulares

- Aplicar las técnicas de análisis dimensional y direccional al tensor de impedancias.
- Obtener los modelos bidimensionales que muestren la distribución de resistividad eléctrica a profundidad con base en los resultados del analisis direccional y dimensional.
- Correlacionar la información geológica con la distribución de la resistividad eléctrica en el subsuelo.

I. Fundamentos Teóricos.

Teoría Electromagnética.

Dentro de la exploración geofísica existen diferentes procesos para inferir estructuras geológicas del subsuelo y las metodologías empleadas están en función de alguna de las propiedades físicas del área de estudio. Dentro de la variedad de técnicas geofísicas se encuentran los métodos electromagnéticos, que se basan en la relación existente entre los campos eléctricos y magnéticos. Particularmente, en el método magnetotelúrico, la medición de la variación de los campos electromagnéticos permite determinar el comportamiento de la distribución espacial y a profundidad de la conductividad eléctrica de un área determinada.

El método magnetotelúrico es una técnica de exploración que mide simultáneamente la variación temporal del campo eléctrico y magnético en superficie, para detectar remotamente las propiedades eléctricas del subsuelo. Con esta información es posible generar modelos de resistividad eléctrica que pueden ser interpretados y relacionados a escenarios geológicos, tales como la porosidad, salinidad, permeabilidad, presión y temperatura del subsuelo entre otros.

La base teórica que respalda el método magnetotelúrico, así como otros métodos geoeléctricos, tiene su origen en la teoría electromagnética descrita a inicios y mediados del Siglo XIX, por C. J. Maxwell, quien tuvo un papel fundamental al proponer una síntesis de las observaciones, experimentos, resultados y leyes descritas anteriormente por Coulomb, Gauss, Ampere y Faraday. El trabajo de Maxwell integra un conjunto de ecuaciones diferenciales que describen completamente las condiciones que todo campo electromagnético debe de satisfacer (Maxwell, 1865).

Ecuaciones de Maxwell.

Ley de Gauss.

Establece que el flujo del campo de desplazamiento eléctrico es proporcional y a que depende solamente de la densidad de carga eléctrica que reside en la superficie de un conductor cerrado.

$$\nabla \cdot \vec{D} = \rho \quad 1.1$$

Ley de Gauss (Campo magnético).

Indica que el flujo del campo magnético a través de una superficie cerrada es cero, debido a que todos los campos magnéticos tienen líneas de campo continuas, causadas por la presencia de dipolos magnéticos. Esta ecuación implica la inexistencia de cargas magnéticas libres o de un mono polo magnético.

$$\nabla \cdot \vec{B} = 0 \quad 1.2$$

Ley de Faraday.

Esta ecuación, también conocida como inducción electromagnética, indica que, si se tiene un campo magnético variable en el tiempo, éste puede inducir una corriente eléctrica en dirección opuesta al flujo del campo magnético que lo produce (Peniche Espejel, 2008).

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad 1.3$$

Ley de Ampere.

Establece que, en presencia de corrientes de conducción, producidas por una densidad de corriente (\vec{J}_c) o corrientes de desplazamiento ($\frac{\partial \vec{D}}{\partial t}$), se tendrá asociado un campo magnético. Entonces si se tiene un campo eléctrico variable en el tiempo, éste genera un campo magnético.

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J}_c + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad 1.4$$

Relaciones constitutivas.

Relacionan dos campos vectoriales a través de parámetros que, por lo regular, son tensores que dependen de cada tipo de problema estudiado y, en este caso, el comportamiento electromagnético de los campos con las propiedades eléctricas y magnéticas del medio de propagación.

Primero se asumirá que se está trabajando en un medio homogéneo, lineal e isótropo, por lo tanto, los parámetros de la conductividad eléctrica, permitividad eléctrica y permeabilidad magnética son propiedades escalares y constantes.

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad 1.5$$

$$\vec{D} = \epsilon \vec{E} \quad 1.6$$

$$\bar{\mathbf{B}} = \mu \bar{\mathbf{H}} \quad 1.7$$

La ecuación (1.5) también es conocida como la Ley de Ohm, y relaciona el campo de densidad de corriente con el campo eléctrico por medio de la conductividad eléctrica. Indica la propiedad que tiene un material para dejar circular libremente la corriente eléctrica, su inverso es la resistividad eléctrica ρ .

La segunda relación constitutiva (1.6) expresa el campo de desplazamiento eléctrico con el campo eléctrico por medio de la permitividad eléctrica, o constante dieléctrica del medio, que es la capacidad de un material en polarizarse en presencia de un campo eléctrico.

La permeabilidad magnética del medio describe la capacidad de un material en dejar pasar un campo magnético a través de él, la cual está dada por la relación entre el campo de inducción magnética y la intensidad magnética del campo (1.7).

Bajo la descripción de las condiciones anteriormente, las ecuaciones que rigen el comportamiento de los campos \mathbf{E} y \mathbf{H} se simplifican a partir de las relaciones constitutivas y así se pueden presentar las ecuaciones de Maxwell de la siguiente manera:

$$\nabla \cdot \bar{\mathbf{E}} = \frac{q}{\varepsilon} \quad 1.8$$

$$\nabla \cdot \bar{\mathbf{H}} = 0 \quad 1.9$$

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\mu \frac{\partial \bar{\mathbf{H}}}{\partial t} \quad 1.10$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \sigma \bar{\mathbf{E}} + \varepsilon \frac{\partial \bar{\mathbf{E}}}{\partial t} \quad 1.11$$

Ecuación de onda de Campo.

Partiendo de las ecuaciones de Maxwell, con las relaciones constitutivas, se procede a obtener las ecuaciones de onda para campo de inducción magnética y el campo eléctrico.

Primero se aplica el rotacional a la ley de Ampere $[\nabla \times (\nabla \times \bar{\mathbf{E}})]$ y haciendo uso de identidades vectoriales se puede obtener:

$$\nabla \times \nabla \times \bar{\mathbf{E}} = \nabla(\nabla \cdot \bar{\mathbf{E}}) - \nabla^2 \bar{\mathbf{E}} \quad 1.12$$

de la expresión (1.12) se obtiene la ecuación de onda del campo eléctrico.

$$\nabla^2 \bar{\mathbf{E}} - \mu\sigma \frac{\partial \bar{\mathbf{E}}}{\partial t} - \mu\varepsilon \frac{\partial^2 \bar{\mathbf{E}}}{\partial t^2} = 0 \quad 1.13$$

De una manera análoga se aplica el mismo procedimiento a la ley de Faraday para obtener la ecuación de onda para campo magnético.

$$\nabla^2 \bar{\mathbf{H}} - \mu\sigma \frac{\partial \bar{\mathbf{H}}}{\partial t} - \mu\varepsilon \frac{\partial^2 \bar{\mathbf{H}}}{\partial t^2} = 0 \quad 1.14$$

(1.13) y (1.14) son las ecuaciones de onda en para medios lineales, homogéneos e isótropos (Zhdanov, 2009).

Dominio del tiempo y frecuencia.

Es preciso señalar que es más sencillo el tratamiento aritmético de las ecuaciones de Maxwell en el dominio de la frecuencia, por lo que se llevarán del dominio del tiempo al dominio de la frecuencia mediante la transformada de Fourier, en donde se obtienen funciones complejas.

En el análisis de Fourier se cumple la siguiente propiedad para la derivación en el tiempo.

$$\frac{\partial^n f(t)}{\partial t^n} \Leftrightarrow i\omega^n F(\omega) \quad 1.15$$

En donde ω representa la frecuencia angular ($\omega = 2\pi f$), y f es la frecuencia.

Al aplicar la transformada de Fourier a las ecuaciones (1.13) y (1.14) y factorizar se obtiene:

$$\nabla^2 \bar{\mathbf{E}} + [\mu\varepsilon\omega^2 - i\mu\sigma\omega] \bar{\mathbf{E}} = 0 \Rightarrow \nabla^2 \bar{\mathbf{E}} + \gamma^2 \bar{\mathbf{E}} = 0 \quad 1.16$$

$$\nabla^2 \bar{\mathbf{H}} + [\mu\varepsilon\omega^2 - i\mu\sigma\omega] \bar{\mathbf{H}} = 0 \Rightarrow \nabla^2 \bar{\mathbf{H}} + \gamma^2 \bar{\mathbf{H}} = 0 \quad 1.17$$

El término γ se denomina constante de propagación y es en donde está contenida toda la información de las propiedades del medio.

$$\gamma^2 = \mu\varepsilon\omega^2 - i\mu\sigma\omega \Rightarrow I_t = |I_D| + |I_C| \quad 1.18$$

En donde el término $(i\omega\mu\sigma)$ corresponde a la corriente conductora y $(\omega^2\mu\varepsilon)$ corresponde a las corrientes de desplazamiento.

Solución de ecuación de onda

De las ecuaciones (1.16) y (1.17) se obtienen las siguientes soluciones a la ecuación de onda en su forma exponencial compleja.

$$\mathbf{E} = E_0 e^{i(\gamma Z - \omega t)} = E_0 e^{i\gamma Z} e^{-i(\omega t)} \quad 1.19$$

$$\mathbf{H} = H_0 e^{i(\gamma Z - \omega t)} = H_0 e^{i\gamma Z} e^{-i(\omega t)} \quad 1.20$$

En donde E_0 y H_0 son las amplitudes. El término $e^{i\gamma Z}$ describe la dirección de propagación, por simplicidad se toma como dirección de propagación el eje z y la profundidad con el signo positivo, debido a que se realizan las mediciones en superficie de la tierra con $Z=0$. Y el elemento γ es la constante de propagación. La expresión $e^{-i(\omega t)}$ describe el movimiento sinusoidal del capo que varía con el tiempo (Kalyan Kumar, 2008).

Modelos.

De las soluciones generales de la ecuación de onda, se puede obtener una clasificación que está relacionada con el medio en el que se estén propagando las ondas electromagnéticas, esto hace más sencillo el tratamiento matemático. Los modelos que se pueden plantear son los siguientes:

$$\text{Dieléctrico} \begin{cases} \text{Perfecto} \\ \text{Disipativo} \end{cases}$$

$$\text{Conductor} \begin{cases} \text{Perfecto} \\ \text{Bueno} \end{cases}$$

Para esta clasificación se emplea la descomposición de la constante de propagación en su parte real e imaginaria, en donde se plantean las siguientes ecuaciones:

$$\gamma = \alpha + i\beta \quad 1.21$$

$$\gamma^2 = (\alpha + i\beta)^2 = (\alpha^2 - \beta^2) + i2\alpha\beta = \mu\varepsilon\omega^2 + i\mu\sigma\omega \quad 1.22$$

Para encontrar estos valores, el análisis se elabora en el plano complejo (diagrama de Argand) y usando algunas propiedades geométricas, los resultados son los siguientes:

$$\alpha = \sqrt{\frac{\omega\mu}{2}} \sqrt{(\omega^2\varepsilon^2 + \sigma^2)^{1/2} + \omega\varepsilon} \quad 1.23$$

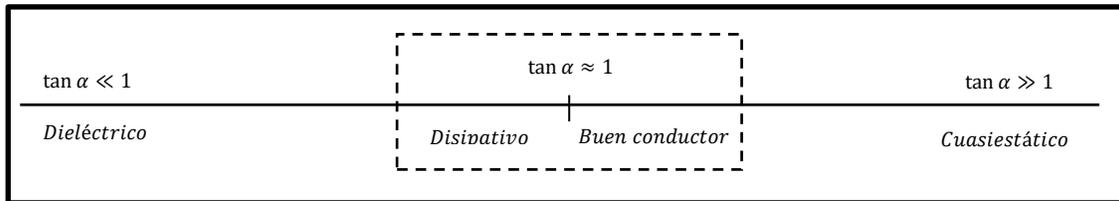
$$\beta = \sqrt{\frac{\omega\mu}{2}} \sqrt{(\omega^2\varepsilon^2 + \sigma^2)^{1/2} - \omega\varepsilon} \quad 1.24$$

En dónde α es llamada constante de fase y β constante de atenuación (Orellana, 1974).

De estas ecuaciones es posible obtener la tangente del ángulo de pérdida, o simplemente tangente de pérdida, la cual está en función de las propiedades del medio y que sirve para saber los valores en los cuales se puede tratar a un medio, como dieléctrico o como conductor.

$$\tan \alpha = \frac{\sigma}{\omega\varepsilon} \quad 1.25$$

El medio tiene un comportamiento cuasiestático si $\tan \alpha \gg 1$ y el término opuesto, en donde $\tan \alpha \ll 1$, describe un medio dieléctrico. En el caso de que el valor sea cercano a 1, este será un dieléctrico disipativo o un buen conductor (Díaz Molina, 2003).



Como podemos observar, todo lo que se necesita para clasificar los medios está en la constante de propagación, pero a continuación se definen otras propiedades que están en función de α, β o γ .

- Velocidad de fase

$$v = \frac{\omega}{\alpha} \quad 1.26$$

- Longitud de onda

$$\lambda = \frac{2\pi}{\alpha} \quad 1.27$$

- Penetración nominal

$$\delta = \frac{1}{\beta} \quad 1.28$$

- Impedancia intrínseca

$$Z = \frac{\mu\omega}{\gamma} \quad 1.29$$

Dieléctrico perfecto.

Un medio o material dieléctrico es un cuerpo aislante que no contiene cargas libres susceptibles a moverse bajo la acción de un campo, en donde las corrientes de desplazamiento son mucho menores que las corrientes de conducción y se podrían considerar cero. Entonces la constante de propagación queda de la siguiente manera,

$$|I_C| = \omega\mu\sigma \cong 0; \quad \gamma^2 = \omega^2\mu\varepsilon \quad 1.30$$

Las constantes de fase y atenuación tomarían los valores de,

$$\alpha = \omega\sqrt{\mu\varepsilon} \quad ; \quad \beta = 0 \quad 1.31$$

- La velocidad de fase

$$v = \frac{1}{\sqrt{\mu\varepsilon}} \quad 1.32$$

- Longitud de onda

$$\lambda = \frac{2\pi}{\omega\sqrt{\mu\varepsilon}} \quad 1.33$$

- Penetración nominal

$$\delta = \frac{1}{\sigma} \rightarrow 0 \quad 1.34$$

- Impedancia de intrínseca

$$Z = \sqrt{\frac{\mu}{\varepsilon}} \quad 1.35$$

Este tipo de modelo, en ocasiones es denominado modelo ondulatorio, en el cual el dieléctrico es el vacío, en la ecuación (1.32) se observa que es un parámetro que no depende de la frecuencia y al sustituir los valores de las constantes por μ_0 y ε_0 , se obtiene la velocidad de la luz. Por otra parte, la interpretación física de la ecuación (1.34) es que no se atenúa y se propaga infinitamente (Peniche Espejel, 2008).

Dieléctrico disipativo.

En este modelo se considera que las corrientes de desplazamiento son mayores que las corrientes de conducción, pero no son lo suficientemente contrastantes para considerarla cero. Entonces las ecuaciones para su análisis son:

$$|I_D| > |I_C| \quad y \quad |I_C| \neq 0 \quad 1.36$$

Se obtiene una aproximación de la constante de propagación por medio de una serie de Taylor, utilizando el siguiente procedimiento (Díaz Molina, 2013).

$$\gamma^2 = \mu\varepsilon\omega^2 + i\mu\sigma\omega = \omega\sqrt{\mu\varepsilon} \left(\sqrt{1 + (i\sigma/\omega\varepsilon)} \right) \quad 1.37$$

$$\gamma = \omega\sqrt{\mu\varepsilon} \left(1 + \frac{1}{2} \frac{i\sigma}{\omega\varepsilon} - \frac{1}{8} \left(\frac{\sigma}{\omega\varepsilon} \right)^2 + \dots \right) \quad 1.38$$

En donde los términos $\left[\frac{1}{8} \left(\frac{\sigma}{\omega\varepsilon} \right)^2 + \dots \right]$ pueden considerarse como cero, entonces las constantes de fase y atenuación serán las siguientes:

$$\alpha = \omega\sqrt{\mu\varepsilon}; \quad \beta = \frac{\sigma}{2} \sqrt{\frac{\mu}{\varepsilon}} \quad 1.39$$

Las propiedades de propagación para este modelo serán:

- La velocidad de fase

$$v = \frac{1}{\sqrt{\mu\varepsilon}} \quad 1.40$$

- Longitud de onda

$$\lambda = \frac{2\pi}{\omega\sqrt{\mu\varepsilon}} \quad 1.41$$

- Penetración nominal

$$\delta = \frac{2}{\sigma} \sqrt{\frac{\varepsilon}{\mu}} \quad 1.42$$

- Impedancia de intrínseca

$$Z = \sqrt{\frac{\mu}{\varepsilon}} \quad 1.43$$

Buen conductor.

El modelo considera fenómenos de variación temporal, donde la aproximación cuasi estática es válida únicamente para bajas frecuencias. Ya que se asume que el comportamiento del sistema es para frecuencias muy bajas o se aproxima al comportamiento de frecuencias cero (caso de corriente continua) (Orellana, 1974).

En este modelo las corrientes de conducción son mayores que las de desplazamiento y éstas últimas se consideran cero, entonces la constante de propagación es:

$$|I_D| \cong 0 \quad \gamma^2 = i\mu\sigma\omega \quad 1.44$$

Por lo que las constantes de fase y atenuación serán:

$$\alpha = \sqrt{\frac{\mu\omega\sigma}{2}} = \beta \quad 1.45$$

- Velocidad de fase

$$v = \sqrt{\frac{2\omega}{\mu\sigma}} \quad 1.46$$

- Longitud de onda

$$\lambda = 2\pi \sqrt{\frac{2}{\omega\mu\sigma}} \quad 1.47$$

- Penetración nominal

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu\sigma}} \quad 1.48$$

- Impedancia intrínseca

$$Z = \frac{1}{\sqrt{i\omega\mu\sigma}} \quad 1.49$$

Métodos de prospección electromagnética.

Los métodos electromagnéticos se pueden clasificar de acuerdo con la fuente electromagnética. Estas fuentes pueden ser naturales, como el campo geomagnético, viento solar, corrientes telúricas o tormentas eléctricas. También podrían ser originadas por el hombre por medio de fuentes artificiales a partir de bobinas (dipolos magnéticos), un cable largo aterrizado (dipolo eléctrico) o antenas (dipolos eléctricos). Con esta clasificación, los sondeos electromagnéticos serán ordenados de la siguiente manera (Telford, et al., 1990).

Fuente natural	{	Magnetotelúrico (MT), Audiomagnetotelúrico (AMT), Magnetotelúrico de periodo largo (LMT), Magnetotelúrico de banda ancha (BBMT) Potencial natural (SP), Polarización inducida en el dominio de f (IP)
----------------	---	--

Fuente controlada	{	Radar de penetración terrestre (GPR), Electromagnéticos en el dominio del tiempo (TDEM), electromagnético en el dominio de la frecuencia (FEM), Capacitivos, Audiomagnetotelúrico de fuente controlada (CSAMT), Radiomagnetotelúrico (RMT), TURAM SLINGRAM
-------------------	---	--

Se puede destacar que los parámetros de medición en los que se pueden adquirir los sondeos electromagnéticos son: en el dominio del tiempo, dominio de la frecuencia o por su disposición geométrica. Y a su vez, las mediciones se realizan por medio de sondeos, calicatas o tomografías. Estas clasificaciones están basadas y enfocadas en las diferentes propiedades de penetración y se van a adecuar a cada propósito de investigación.

Método Magnetotelúrico.

El método magnetotelúrico fue propuesto por Cagniard (1953) y Tikhonov (1950) para estudiar, en un principio, cuencas sedimentarias y plantean la combinación de dos métodos previos, el método geomagnético profundo, el cual utiliza las mediciones de los campos magnéticos de los observatorios geomagnéticos, para conocer la distribución de la conductividad eléctrica a profundidad y el método Telúrico, el cual mide los cambios de conductividad en el suelo a partir de observaciones hechas con dipolos eléctricos horizontales, para establecer una relación entre ambas mediciones por medio de una propiedad física denominada impedancia.

El método consiste en realizar mediciones de las variaciones temporales del campo eléctrico y magnético terrestre en superficie, para determinar la conductividad eléctrica de las rocas del interior de la tierra. Estas fluctuaciones de los campos son generadas principalmente por la interacción del viento solar con la magnetósfera terrestre, que genera variaciones con frecuencias menores a 1Hz; también se deben a fenómenos meteorológicos, tormentas eléctricas, que generan frecuencias mayores a 1 [Hz] (Vozoff, 1972).

En la Figura 1, Se muestra un esquema en donde se tienen clasificadas las técnicas electromagnéticas utilizadas de acuerdo con el rango de frecuencia que emplean y la profundidad aproximada de investigación para valores típicos de resistividad. Teniendo en cuenta que las rocas de la corteza terrestre tienen valores de resistividad ($10^1 [\Omega \cdot m]$) $> \rho > 10^6 [\Omega \cdot m]$) (Orellana, 1974) y la banda de frecuencia con las que trabaja el método

magnetotélico, es posible aproximar el tratamiento de la tierra bajo un modelo cuasi estático, con ϵ (corrientes de desplazamiento) ignoradas, de manera que las corrientes inductivas predominan y la propagación del campo es difusivo.

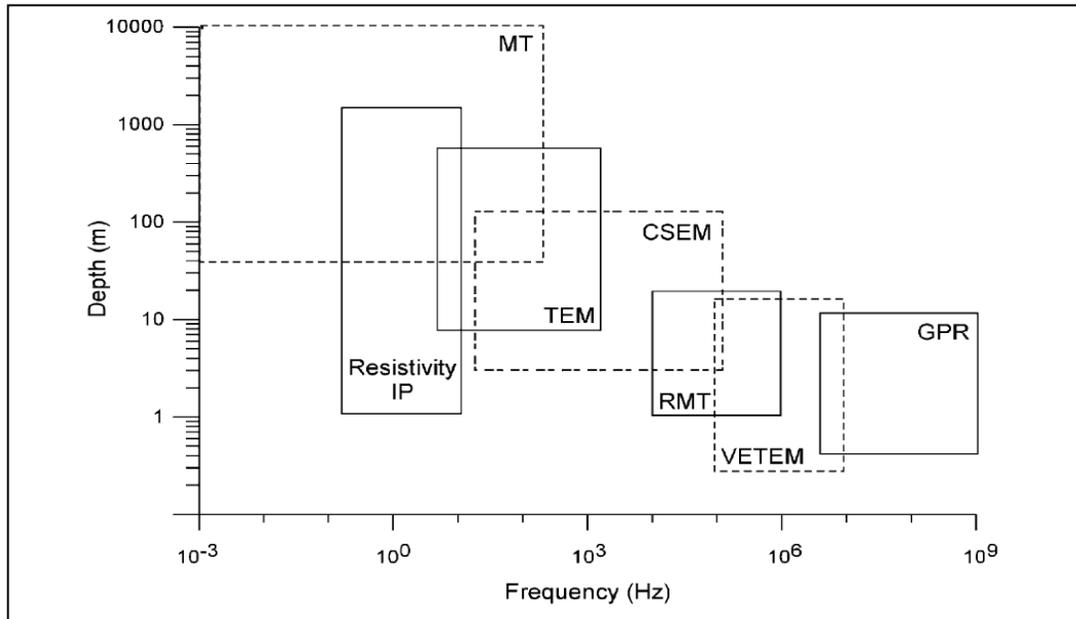


Figura 1.1 - Rango de frecuencia y profundidad de exploración para diferentes métodos electromagnéticos.

MT, IP, TEM, CSEM, RMT, VETEM y GPR (Pellerin y Wannamaker, 2005).

Para determinar las ecuaciones que rigen el método, existe una serie de supuestos simplificadores, los cuales se enuncian a continuación (Simpson y Bahr, 2005):

- La Tierra no genera energía electromagnética, solo se disipa o la absorbe, por lo que se trata como un medio pasivo.
- El origen de los campos electromagnéticos naturales utilizados, son generados lo suficientemente lejos de la superficie de la Tierra, como para asumir el comportamiento de onda plana.
- La incidencia de las ondas sobre la Tierra es normal a la superficie, esto es dado por el enorme contraste de propiedades física entre el aire y la primera capa del terreno.
- No se asume acumulación de carga libre.
- Por el rango de frecuencias en el que trabaja y estableciendo que las corrientes de desplazamiento son insignificantes en comparación con las corrientes de conducción, se establece un comportamiento cuasi estático.

- Las variaciones de la permitividad eléctrica y permeabilidad magnética de las rocas se suponen despreciables en comparación con las variaciones en conductividad de las rocas en la Tierra en general.

Ecuaciones del método.

Las ecuaciones del método magnetotelúrico deben de obedecer las ecuaciones de Maxwell. Para los cuales ya se han dado ciertas definiciones y premisas que permitirá sea más sencillo el análisis matemático. Empleando las expresiones para medios con aproximación cuasi estática se puede llegar a las siguientes ecuaciones de onda con sus respectivas soluciones.

$$\nabla^2 \bar{\mathbf{E}} - i\mu\sigma\omega\bar{\mathbf{E}} = 0 \Rightarrow \mathbf{E} = E_0 e^{-\beta Z} e^{i(\alpha Z - \omega t)} \quad 1.50$$

$$\nabla^2 \bar{\mathbf{H}} - i\mu\sigma\omega\bar{\mathbf{H}} = 0 \Rightarrow \mathbf{H} = H_0 e^{-\beta Z} e^{i(\alpha Z - \omega t)} \quad 1.51$$

Skin depth (penetración nominal).

El parámetro conocido como *skin depth* es el mismo definido en la ecuación de la penetración nominal (1.28) y se refiere a la distancia en que una onda adquiere o tiene el 36.8% de su amplitud original, en otras palabras, la amplitud de la onda se ve reducida en un factor de e . Siguiendo la definición de la penetración nominal para el medio cuasi estático y tomando el valor de μ de las rocas de la tierra como μ_0 , sólo con la excepción de zonas con presencia de materiales altamente magnéticos, se obtiene el término (Vozoff, 1972).

$$\delta = 503 \sqrt{\frac{\rho}{f}} [m] \quad 1.52$$

Esta expresión se presenta en función la resistividad del medio y la frecuencia. Si se emplea el método en un medio con resistividades altas, la penetración de investigación será mayor. Ocurre lo contrario en el caso de las frecuencias, ya que mientras se empleen altas frecuencias, la profundidad se verá disminuida.

Impedancia.

La impedancia es una propiedad física que está dada en el dominio de las frecuencias en función del periodo (Vozoff, 1972) y relaciona linealmente las componentes ortogonales de cada uno de los campos, eléctrico y magnético, para determinar la distribución de la resistividad eléctrica del medio a distintas profundidades. Se obtiene a partir de los valores de las componentes magnéticas y eléctricas adquiridas en superficie, simultáneamente y durante el mismo periodo de tiempo. Presentan la siguiente relación:

$$\mathbf{Z} = \mathbf{E}/\mathbf{H} \quad 1.53$$

La componente del campo magnético H_x se encuentra relacionada con las componentes E_x y E_y , lo mismo ocurre con el elemento H_y . Matemáticamente se puede definir de la siguiente manera:

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \quad 1.54$$

La matriz Z_{ij} es la función de transferencia magnetoteléurica o tensor de impedancia. Usualmente los campos no están en fase y sus elementos poseen parte real e imaginaria por ser funciones complejas. A partir de la estimación de la impedancia para cada una de las frecuencias se pueden calcular las resistividades y ángulos de fase, utilizando las expresiones (Vozoff, 1972):

$$\rho_{a,ij(\omega)} = \frac{1}{\mu_0 \omega} |Z_{ij}(\omega)|^2 \quad y \quad \phi_{ij(\omega)} = \tan^{-1} \left(\frac{Im(Z_{ij})}{Re(Z_{ij})} \right) \quad 1.55$$

Estas ecuaciones son el planteamiento del método magnetoteléurico y son conocidas como fórmulas de Cagniard-Tikhonov (Tikhonov, 1950; Cagniard, 1953).

Los elementos Z_{ij} se encuentran a partir del planteamiento de las ecuaciones del sistema (1.54), esto implica el uso de dos ecuaciones con cuatro incógnitas. Se puede escribir cada uno de los elementos del tensor de impedancias en términos de potencias espectrales entre los campos. Cada componente del tensor se calcula con promedios en diferentes bandas de frecuencias a partir de los productos cruzados entre las componentes del campo relacionadas de la siguiente manera (Vozoff, 1972).

$$\begin{aligned} Z_{xx} &= \frac{\langle E_x H_x^* \rangle \langle H_y H_y^* \rangle - \langle E_x H_y^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle}{\langle H_x H_x^* \rangle \langle H_y H_y^* \rangle - \langle H_x H_y^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle} \\ Z_{xy} &= \frac{\langle E_x H_x^* \rangle \langle H_x H_y^* \rangle - \langle E_x H_y^* \rangle \langle H_x H_x^* \rangle}{\langle H_y H_x^* \rangle \langle H_x H_y^* \rangle - \langle H_y H_y^* \rangle \langle H_x H_x^* \rangle} \\ Z_{yx} &= \frac{\langle E_y H_x^* \rangle \langle H_y H_y^* \rangle - \langle E_y H_y^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle}{\langle H_x H_x^* \rangle \langle H_y H_y^* \rangle - \langle H_x H_y^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle} \\ Z_{yy} &= \frac{\langle E_y H_x^* \rangle \langle H_x H_y^* \rangle - \langle E_y H_y^* \rangle \langle H_x H_x^* \rangle}{\langle H_y H_x^* \rangle \langle H_x H_y^* \rangle - \langle H_y H_y^* \rangle \langle H_x H_x^* \rangle} \end{aligned} \quad 1.56$$

En donde $\langle A_i B_j^* \rangle$ son las estimaciones de las autopotencias y potencias cruzadas entre las componentes horizontales de los campos y los elementos $H_{x,y}^*$ representan las componentes complejas conjugadas de $H_{x,y}$.

Invariantes.

Los invariantes rotacionales son elementos de análisis que se obtienen a partir de las componentes del tensor de impedancias, los cuales se caracterizan por ser independientes de la dirección en que se hayan realizado las mediciones. Tienen ciertas características morfológicas sobre el medio (Szarka y Menvielle, 1997).

Siguiendo la notación de (Berdichevsky y Dmitriev, 2008) se describen de la siguiente manera:

$$\begin{aligned} Z_1 &= (Z_{xy} - Z_{yx})/2 & 1.57 \\ Z_2 &= (Z_{xx} + Z_{yy})/2 & 1.58 \\ J_1 &= \text{Re}Z_{xy} - \text{Re}Z_{yx} & 1.59 \\ J_2 &= \text{Im}Z_{xy} - \text{Im}Z_{yx} & 1.60 \\ J_3 &= \text{Re}Z_{xx} + \text{Re}Z_{yy} & 1.61 \\ J_4 &= \text{Im}Z_{xx} + \text{Im}Z_{yy} & 1.62 \\ J_5 &= \det[\text{Re}(Z)] & 1.63 \\ J_6 &= \det[\text{Im}(Z)] & 1.64 \\ J_7 &= \text{Im} \det[(Z)] & 1.65 \end{aligned}$$

La utilidad de los invariantes rotacionales es, proponer otras funciones que permiten la caracterización de algunas propiedades del medio, en especial los relativos a los aspectos de la dimensionalidad (Martí *et al.*, 2004).

Swift skew (Asimetría).

Como se señaló, los invariantes $(Z_{xx} + Z_{yy})/2$ y $(Z_{xy} - Z_{yx})/2$, así como su proporción, son independientes del ángulo de rotación. La magnitud compleja de la relación de estas cantidades se llama la asimetría. Se define bajo la siguiente expresión (Orellana, 1974).

$$S = \frac{|Z_2|}{|Z_1|} = \frac{|Z_{xx} + Z_{yy}|}{|Z_{xy} - Z_{yx}|} \quad 1.66$$

Elipticidad.

La elipticidad de la impedancia es una cantidad que varía con la dirección de los ejes de medición. Es usado para saber si el comportamiento general del medio es tridimensional, está definido como:

$$\beta(\theta) = \frac{Z_{xx}(\theta) - Z_{yy}(\theta)}{Z_{xx}(\theta) + Z_{yy}(\theta)} \quad 1.67$$

Tipper (Función de transferencia geomagnética).

En el dominio de las frecuencias la componente magnética vertical H_z está relacionada con las componentes horizontales de la siguiente forma:

$$H_z = [T_x \quad T_y] \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \quad 1.68$$

donde T_x y T_y son las funciones de transferencia geomagnética. Son magnitudes complejas y dependen de la conductividad eléctrica del medio. Se trata de magnitudes principalmente sensibles a variaciones laterales de la conductividad del medio. Ayuda a determinar cuáles son los ejes principales de la impedancia o dirección del *strike* (Vozoff, 1972).

El vector $(Re(T_x), Re(T_y))$ para una frecuencia dada se denomina vector de inducción real. Este vector al ser dibujado sobre el plano horizontal (x, y) tiene la propiedad de ser perpendicular a las estructuras conductoras del medio, de manera que su representación sobre un mapa es una herramienta útil para localizar la distribución en planta de las estructuras más conductoras (Pous y Marcuello, 2003).

Diagramas polares.

La dependencia de la impedancia a la orientación de los ejes de medición se puede visualizar gráficamente mediante diagramas polares. No se requieren limitaciones estructurales o de frecuencia en la construcción de los diagramas polares de impedancia.

Del tensor \mathbf{Z} se obtienen los ejes de medición x, y . Al introducir los nuevos ejes rotados x', y' en un ángulo α en dirección de las manecillas del reloj, es posible obtener las siguientes expresiones:

$$|Z_{xx}(\alpha)| = |Z_{yy}(\alpha + \pi/2)| = |Z_2 + Z_3 \sin 2\alpha + Z_4 \cos 2\alpha| \quad 1.69$$

$$|Z_{xy}(\alpha)| = |Z_{yx}(\alpha + \pi/2)| = |Z_1 + Z_3 \cos 2\alpha - Z_4 \sin 2\alpha| \quad 1.70$$

$$|\arg Z_{xx}(\alpha)| = |\arg Z_{xy}(\alpha + \pi/2)| = \tan^{-1} \frac{\text{Im}|Z_1 + Z_3 \cos 2\alpha - Z_4 \sin 2\alpha|}{\text{Re}|Z_1 + Z_3 \cos 2\alpha - Z_4 \sin 2\alpha|} \quad 1.71$$

En donde Z_1 y Z_2 corresponden a las ecuaciones (1.57) y (1.58) y Z_3 y Z_4 se definen de la siguiente manera:

$$Z_3 = (Z_{xy} + Z_{yx})/2 \quad 1.72$$

$$Z_4 = (Z_{xx} - Z_{yy})/2 \quad 1.73$$

Al elaborar gráficas para valores de α de 0 a 2π se obtienen los diagramas polares. Los diagramas de $|Z_{xx}|$ y $|Z_{xy}|$ son diagramas polares de amplitud. El diagrama de $|\arg Z_{xx}|$ es un diagrama polar de fase. Este análisis produce ecuaciones de cuarto grado que tendrán

un máximo de cuatro valores máximos y mínimos, derivado de esto hecho, los diagramas polares tendrán como máximo cuatro pétalos. Los diagramas polares de impedancia son un buen indicador de la dimensionalidad de las estructuras geoelectricas a diferentes frecuencias.

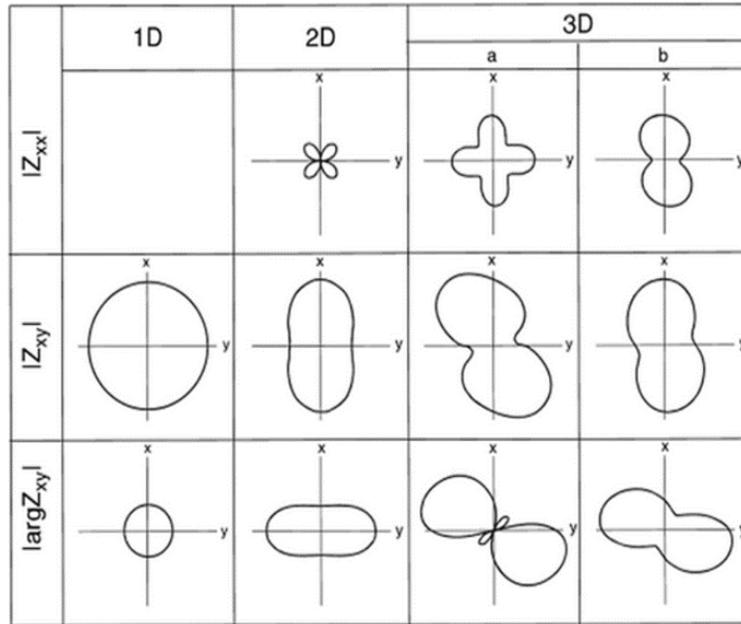


Figura 1.2 - Diagramas polares para modelos 1D, 2D y 3D (Berdichevsky y Dmitriev, 2008).

Coherencia.

Es posible pronosticar valores del campo eléctrico (E_p) a partir de los elementos estimados del tensor de impedancias (Z) y los valores medidos del campo magnético H_m , para después realizar una comparación con las componentes del campo eléctrico medida E_m . A esta relación se le denomina coherencia y sirve para interpretar si los valores de la impedancia son confiables (Naidu, 2012). La coherencia es una variable adimensional real con valores en el rango de $0 \leq Coh \leq 1$. Para la coherencia del campo eléctrico es:

$$Coh = \frac{|E_p|^2}{E_p E_m} \quad 1.74$$

Mientras más cerca de la unidad sea el valor de este coeficiente mejor es la estimación (Z), valores bajos de la coherencia indican que la información no fue lo suficientemente buena como para reproducir una buena estimación o los canales se ven afectados por la relación señal/ruido del campo natural.

Distorsión electromagnética.

Dentro de las premisas que se plantean para el análisis de las ecuaciones que rigen el método magnetotelúrico, se asume que no hay acumulación de cargas libres en el

subsuelo, por lo que la ley de Gauss para el campo eléctrico vale cero. Sin embargo, en escenarios reales se manifiestan pequeñas acumulaciones de cargas eléctricas debido a heterogeneidades locales. Este fenómeno genera modificaciones en las curvas de resistividad aparente y fases, debido a distorsiones inductivas y galvánicas.

Las distorsiones inductivas afectan considerablemente las componentes magnéticas y altera tanto la curva de resistividad aparente como a las fases en todo el rango de frecuencias, este tipo de afectación es baja y solo se emplea en trabajos más detallados y con otros propósitos, por lo que no se toman en cuenta dentro de este proyecto.

La distorsión galvánica tiene afectaciones en el campo eléctrico y se debe a la acumulación de cargas en la interfaz de cuerpos superficiales que generan un campo local y deforman las líneas de corriente, dando lugar a vértices que se cierran y en donde las corrientes fluyen provocando un campo secundario, el cual se suma vectorialmente al primero. Como consecuencia de este fenómeno se origina un corrimiento paralelo constante de la curva de resistividad aparente en todo el intervalo de frecuencias (*Static Shift*). Siendo esta anomalía independiente de la frecuencia, las fases no sufren afectaciones por este fenómeno.

En la Figura 3 se pueden visualizar esquemáticamente los dos casos de deformación de las curvas de corriente y estimar el sentido de distorsión del campo eléctrico total resultante. En las Figuras 3a y 3b, el campo eléctrico primario E_p se orienta a lo largo del eje mayor de la estructura superficial. La Figura 3a contiene el caso de una inclusión conductora y el cuerpo es resistivo en la Figura 3b, en ambas representaciones se aprecia que las cargas eléctricas se acumulan en los límites del cuerpo generando una polarización y la presencia de un campo secundario, el comportamiento del campo es opuesto al campo primario en el cuerpo conductor (Figura 3a) y adquiere la misma dirección del campo primario si la inclusión es resistiva Figura 3b (Jiracek, 1990).

El comportamiento de las líneas de campo eléctrico total sigue el principio de mínima acción. Este principio establece que, de todas las trayectorias, cualesquiera que sean, entre dos puntos dentro de un campo vectorial, siempre se satisface que la trayectoria de mínima oposición al campo es la que se observa en la naturaleza. En este caso las líneas de campo eléctrico buscarán atravesar por la vía más corta o, mejor dicho, por el material que produzca una menor resistencia al paso del campo eléctrico. Por lo que en la Figura 3c y 3d se observa esta distorsión de las líneas hacia los materiales más conductores respectivamente.

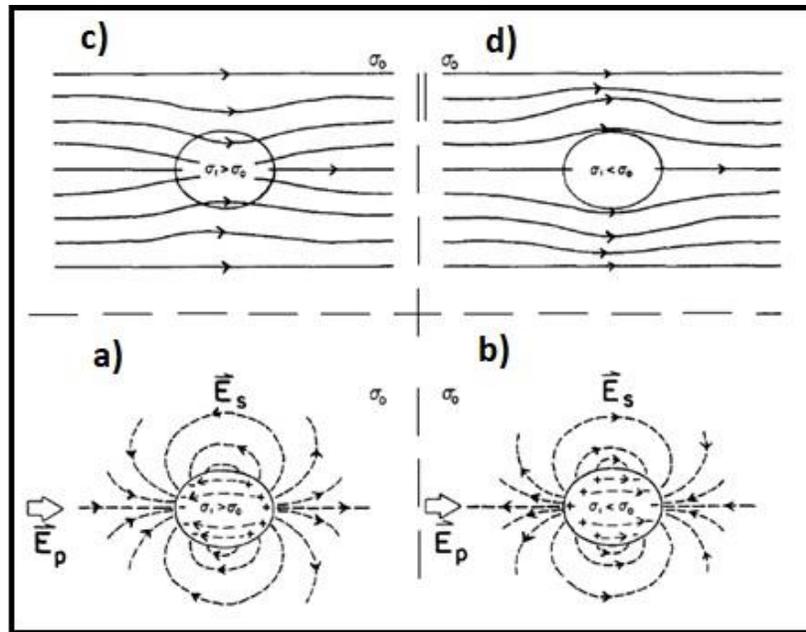


Figura 1.3 - Distorsión producida por la presencia de un campo eléctrico secundario (a, b) y la desviación de las líneas de campo eléctrico total c, d; Jiracek, 1990).

Al no conocer el comportamiento de la distorsión en cada estación, se puede presentar un comportamiento más resistivo o más conductor, por esta razón existe cierta incertidumbre en los valores de la resistividad aparente. Para eliminar este escalamiento, prácticamente se realiza una corrección por similitud, esto es, que se pueden obtener los valores de las resistividades del subsuelo por medio de sondeos auxiliares (SEV, TDEM).

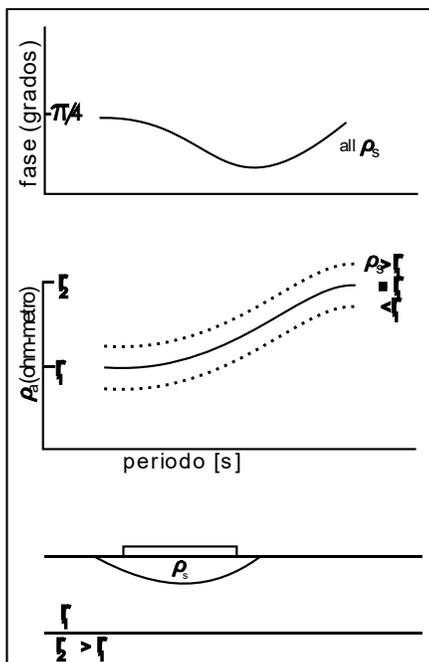


Figura 1.4 – Diagrama que muestra los efectos del corrimiento estático. El esquema de la parte inferior muestra una discontinuidad superficial (ρ_s) que ocasiona que la curva de resistividad sea desplazada hacia arriba (si $\rho_s > \rho_1$) o hacia abajo (si $\rho_s < \rho_1$). La curva de fase no es afectada (Almaguer, 2013).

Principio de Transitorios electromagnéticos

Entre las ventajas que ofrecen los sondeos TEM sobre los métodos convencionales de ondas continuas se puede mencionar que: la adquisición en campo es más rápida, posee una mejor resolución lateral, es más sensible a pequeñas variaciones de resistividad, es menos sensible a la topografía, a las heterogeneidades superficiales, y facilita las investigaciones a mayor profundidad. Sin embargo, no exhibe un buen funcionamiento en materiales resistivos muy elevados, y más aún, si son capas muy delgadas (McNeill, 1994; Flores y Velasco, 1998; Eypórrsson, 2015).

El método transitorio electromagnético, se basa en la inducción electromagnética de una corriente superficial por una fuente artificial que opera en el dominio del tiempo. El transmisor es un bucle cuadrado de cable aislado tendido en el suelo. Una corriente DC inyectada en el circuito produce un campo magnético primario en su vecindad. La corriente en el circuito se apaga abruptamente, produciendo el colapso del campo magnético primario. Según la ley de Faraday, este colapso induce un campo eléctrico, que genera la circulación de las corrientes subterráneas. La corriente inducida disminuye rápidamente su intensidad con el tiempo.

Las zonas subsuperficiales donde la densidad de corriente es máxima migran lateralmente y en profundidad, produciendo un comportamiento similar a un anillo de humo (Figura, Nabighian, 1979).

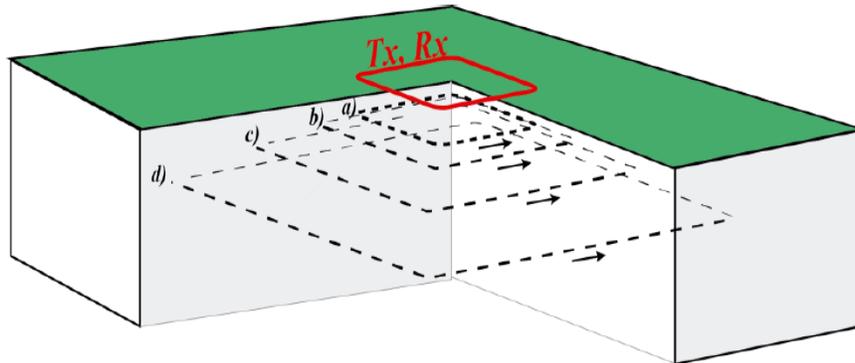


Figura 1.A - Corrientes generadas por el fenómeno de inducción electromagnética, bobina transmisora y receptora, Tx y Rx, respectivamente: a) corriente inmediatamente después de apagar el transmisor, b)-en adelante, flujo de corriente para tiempos posteriores de apagar el transmisor

Esta variación en el tiempo y el espacio de la corriente, según la ley de Ampere, produce un campo magnético secundario transitorio cerca del bucle de transmisión. La variación de tiempo de este campo se detecta en la superficie a través del voltaje inducido en una bobina

horizontal tendida en el suelo. La forma e intensidad del voltaje de descomposición medido es una función de la distribución del subsuelo de resistividad.

Esta función es una expresión compleja del voltaje que depende de la conductividad y del tiempo (McNeill, 1994) y haciendo una simplificación matemática queda presentada de la siguiente forma:

$$e(t) = \frac{k_1 M \sigma^{3/2}}{t^{5/2}}$$

Dónde:

$e(t)$: es la salida de voltaje para un receptor de area 1 m²

k_1 : es una constante

M : es el momento de la bobina transmisora definido como el producto del area de la bobina por la corriemnte que circula en ella $A \cdot m^2$

σ : Conductividad del medio Siemens $\cdot m$

t : tiempo segundos

La resistividad aparente se obtiene a partir de esta expresión que representa el voltaje registrado por el receptor, la cual varía según el comportamiento del decaimiento de campo magnético. Por lo tanto, la resistividad aparente del medio estará definida por:

$$\rho_a(t) = \frac{k_1 M^{2/3}}{e(t)^{2/3} t^{5/3}}$$

Análisis dimensional.

Para la descripción dimensional de los modelos es necesario hacer un análisis de las propiedades del tensor de impedancias, *tipper*, asimetría y diagramas polares. Con ello es posible realizar algunas generalizaciones para los modelos 1D, 2D y 3D, así como la superposición 3D/1D, 3D/2D (Almaguer, 2013).

Medios 1D.

En este primer y más simple modelo se considera un medio homogéneo y estratificado, en el que la conductividad eléctrica varía solo con la profundidad (z), Figura 5^a. Debido a la ausencia de variaciones laterales, se tendrá la misma respuesta independientemente de la dirección en la que se tomen los sondeos magnetoteléuricos.

Las condiciones necesarias para que el medio sea unidimensional son: $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$ y $Z_{xy} = -Z_{yx}$, por lo que el tensor de Impedancia obtiene la siguiente forma (Vozoff, 1972).

$$z = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ -Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} \quad 1.75$$

El diagrama polar, en este caso, $|Z_{xx}|$ genera en un punto, mientras que los diagramas de $|Z_{xy}|$ y $|\arg Z_{xx}|$ son círculos de radio $|Z|$, donde Z es la impedancia Tikhonov-Cagniard's. Esta representación se observa en la Figura 2ª (Berdichevsky y Dmitriev, 2008).

La estimación de la asimetría y la elipticidad deben de adquirir valores muy cercanos o iguales a cero.

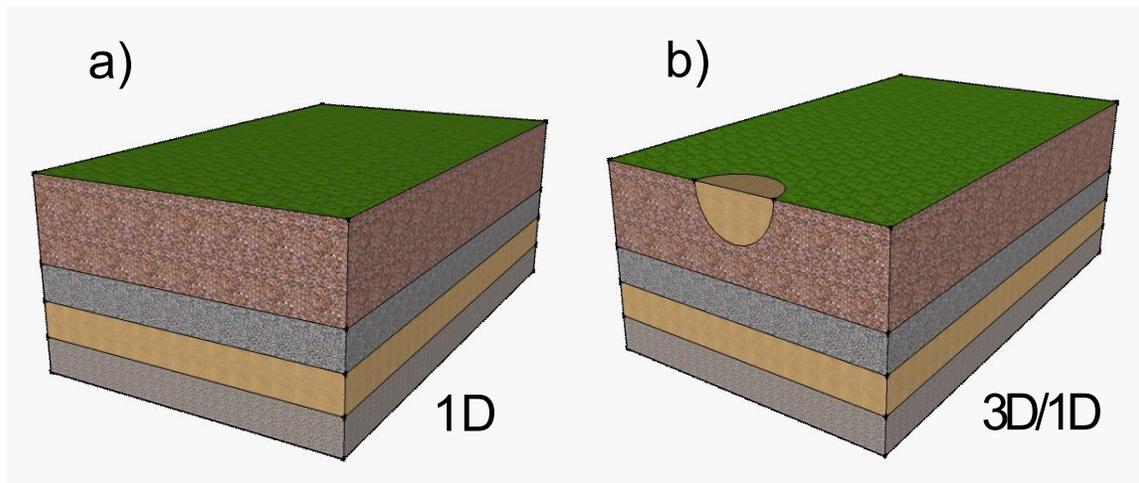


Figura 1.5 - Modelo estratificado que representa un medio 1D.

Si se presenta distorsión galvánica en las primeras capas, se obtiene un medio 3D en superficie que se comporta 1D en profundidad, entonces se dice que se tiene un modelo 3D/1D (Figura 5b).

Medios 2D.

En modelos bidimensionales se tiene una variación de la conductividad eléctrica en dirección Z y en uno de los ejes horizontales, x o y , perpendicular a la dirección del *strike*. Se designa *strike* al rumbo preferencial de una estructura física de un medio geológico (Figura 6a).

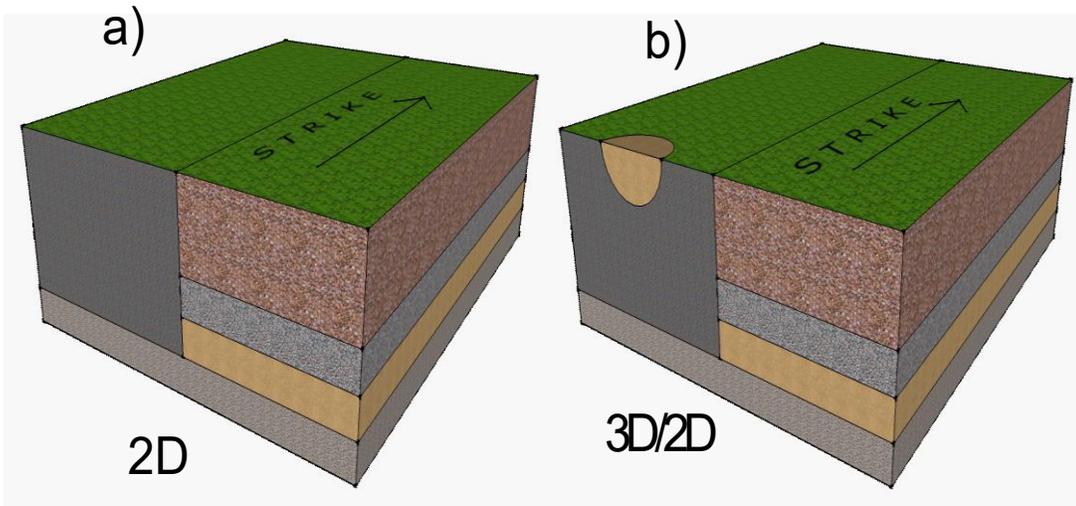


Figura 1.6 - Esquema de un medio 2D con variaciones en profundidad y laterales. En presencia de cuerpos superficiales se presenta una distorsión 3D/2D.

El campo magnetoteléurico se divide en dos modos independientes: 1) el modo transversal magnético (TM) en donde el campo magnético es transversal a la dirección vertical y el campo eléctrico es perpendicular a la dirección del *strike* y 2) el modo transversal eléctrico (TE) en donde el campo eléctrico es transversal a la dirección vertical. Frecuentemente los modos TE y TM son llamados como polarización H (el campo magnético es polarizado en la dirección del *strike*) y polarización E (el campo eléctrico es polarizado en la dirección del *strike*).

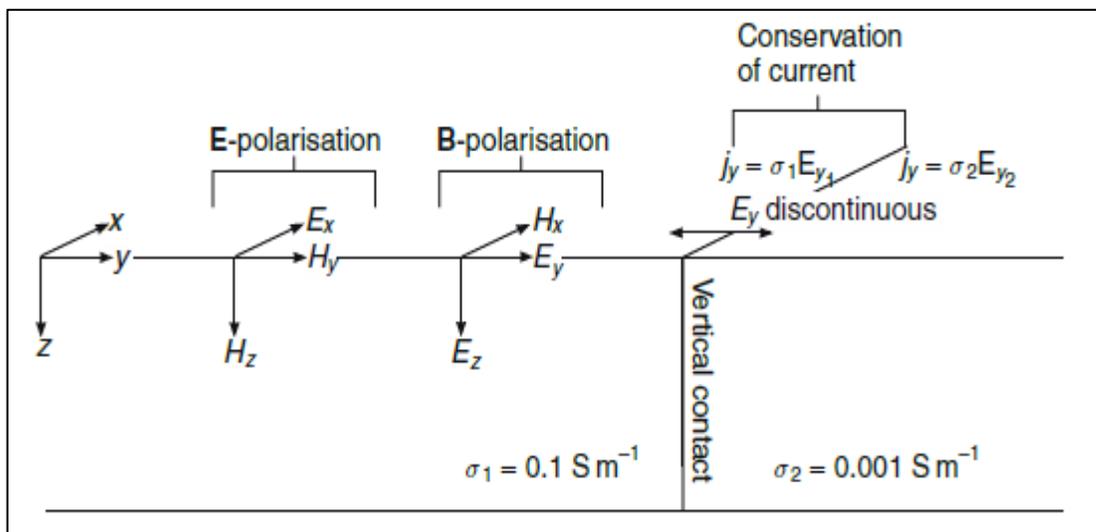


Figura 1.7 - Respuesta de los sensores eléctricos y magnéticos en presencia de una frontera estructural (Simpson y Bahr, 2005)

Si el eje de medición x se encuentra alineado con la dirección del *strike*, el modo TM es representado por las componentes E_y , E_z y H_x , mientras que el modo TE es presentado por las componentes E_x , H_y y H_z . En este caso se debe de cumplir que $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$ y que el elemento $Z_{xy} \neq Z_{yx}$. Por lo que el tensor de impedancia adquiere la siguiente forma:

$$Z_{2D} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{TE} \\ Z_{TM} & 0 \end{bmatrix} \quad 1.76$$

Si el sistema coordenado de los sondeos no coincide con la dirección principal de la estructura geoelectrica que provoca que el medio se comporte 2D, los cuatro elementos del tensor de impedancias es distinto de cero y presentan diferentes valores. Es posible obtener una aproximación a Z_{2D} por medio de la rotación de los ejes principales para que coincidan con la dirección del *strike* en un sistema x', y' .

$$\text{Modo TE} \begin{cases} Z_{xy} = Z_{TE} = E_x/H_y \\ Z_{xx} = Z_{yy} = 0 \end{cases} \quad 1.77$$

$$\text{Modo TM} \begin{cases} Z_{yx} = Z_{TM} = E_y/H_x \\ Z_{xx} = Z_{yy} = 0 \end{cases} \quad 1.78$$

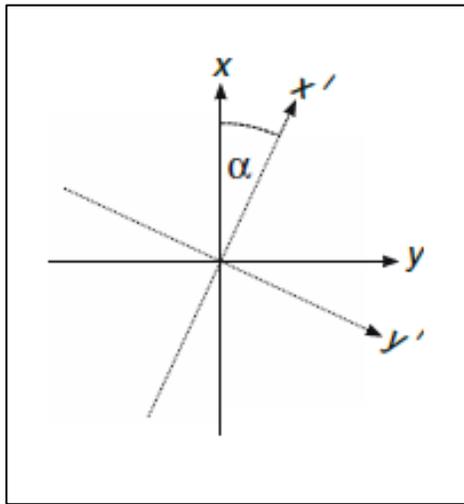


Figura 1.8 - Rotación de los ejes principales del tensor de impedancias (Simpson y Bahr, 2005).

El procedimiento para obtener matemáticamente el valor de α es, multiplicar la matriz del tensor de impedancia con una matriz de rotación β .

$$\beta = \begin{bmatrix} \cos \theta & \sin \theta \\ -\sin \theta & \cos \theta \end{bmatrix} \quad 1.79$$

Para llegar a la expresión de la rotación del tensor de impedancia de la siguiente forma (Simpson y Bahr, 2005):

$$\mathbf{Z}' = \beta \mathbf{Z} \beta^T \quad 1.80$$

En donde β^T es la matriz traspuesta de β .

Vozoff (1972) deriva la expresión ángulo de strike que maximiza el ángulo entre el eje de conductividad principal (x') y el eje de medición, que calcula mediante la siguiente expresión:

$$\theta_\alpha = \frac{1}{4} \tan^{-1} \frac{(Z_{xx} - Z_{yy})(Z_{xy} - Z_{yx})^* + (Z_{xx} - Z_{yy})^*(Z_{xx} - Z_{yy})}{|Z_{xx} - Z_{yy}|^2 - |Z_{xy} - Z_{yx}|^2} \quad 1.81$$

Una vez rotado el tensor de impedancia en la dirección en la cual se puedan considerar los elementos $Z_{xx} - Z_{yy} \approx 0$, se debe de tomar otras consideraciones necesarias para un modelo 2D, que están dadas por la asimetría y la elipticidad:

$$S \cong 0 ; \quad e(\theta) \cong 0 \quad 1.82$$

Independientemente de la orientación del tensor de impedancia, paralelo o perpendicular a la dirección del *strike*, los diagramas polares de $|Z_{xx}|$ se puede observar como una flor de cuatro pétalos idénticos (Figura 2b). En donde la línea bisectriz de los ángulos, entre estos pétalos, está orientadas en las direcciones longitudinal y transversal. Los diagramas de $|Z_{xy}|$ y $|\arg Z_{xy}|$ tienen la forma de un óvalo regular (Berdichevsky y Dmitriev, 2008).

Análisis 3D.

Una estructura es 3D si presenta heterogeneidad de la conductividad eléctrica en las tres direcciones (x, y, z) y las componentes del tensor de impedancia son distintas entre sí y de cero. Los elementos de la diagonal principal, Z_{xx} y Z_{yy} , todavía pueden ser de valores bastante apreciable después de la rotación de los ejes.

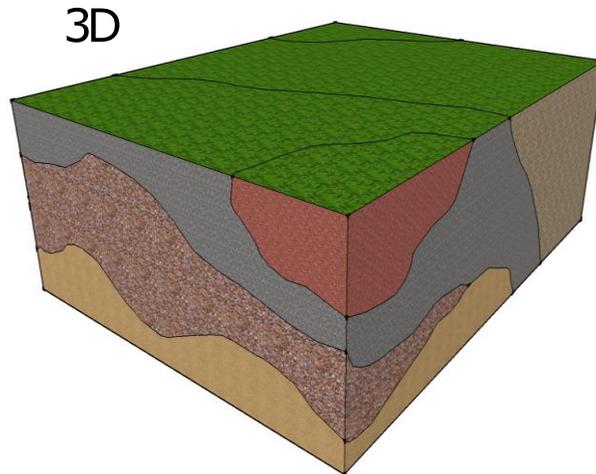


Figura 1.9 - Modelo con heterogeneidades en las tres direcciones.

Los valores de la asimetría (S) y la elipticidad (e) se distinguen por ser diferentes y mucho mayor a cero.

Se desobedece la forma regular de los diagramas polares en modelos 3D y pueden tomar forma bastante variable. En el caso especial de cuasi-simetría (Figura 2, a) con cierta orientación preferencial en los ejes, el diagrama $|Z_{xx}|$ se presenta en forma de cruz, mientras que los diagramas de $|Z_{xy}|$ y $|\arg Z_{xy}|$ toman formas oblicuas parecidas a un ocho con o sin pétalos pequeños. Los modelos 3D en casos generales (Figura 2c, b) presentan diagramas oblicuos con semejanza a la Figura de un ocho con una orientación más pequeña (Berdichevsky y Dmitriev, 2008).

Tensor de fase.

Existe otro método para el análisis dimensional y direccional de datos magnetotelúricos, en el que se propone la separación de distorsiones locales y regionales, esto ha sido trabajado con diferentes propuestas y algoritmos, por ejemplo, Groom y Bailey (1989), Singer (1992), Smith (1995), Chave y Smith (1994), Chave y Jones (1997), McNeice y Jones (2001) y Caldwell *et al.* (2004).

Para esta descomposición se toman las siguientes restricciones (Berdichevsky y Dmitriev, 2008):

1. Primero, descartar las anomalías magnéticas causadas por heterogeneidades superficiales locales. Esto es debido a que si el skin-depth es mucho mayor que las dimensiones de las heterogeneidades cercanas a la superficie, podemos descartar la

inducción local y tener en cuenta solo los efectos casi estáticos causados por el exceso de carga. En esta hipótesis, se puede decir que la componente magnética medida es aproximadamente igual al componente magnético regional.

2. En segundo lugar, se limita a las estructuras regionales bidimensionales (o asimétricas).
3. Tercero, se ignora la inducción local en inhomogeneidades superficiales y aplicamos la descomposición local-regional con un tensor de distorsión eléctrica de valor real caracterizado por efectos galvánicos (estáticos) locales.

Estas premisas se enuncian en las siguientes expresiones:

$$\mathbf{E}(\omega) = \mathbf{D} \mathbf{E}_R(\omega) \quad 1.84$$

$$\mathbf{H}(\omega) = \mathbf{H}_R(\omega) \quad 1.85$$

donde \mathbf{D} es el tensor que contiene la información de la distorsión, es real (2x2) e independiente del periodo; \mathbf{E} es el campo eléctrico observado y \mathbf{E}_R es el campo eléctrico regional; \mathbf{H} es el campo magnético observado y \mathbf{H}_R es el campo magnético regional.

La mayoría de las técnicas anteriores requieren la bidimensionalidad (o simetría axial) del fondo regional.

Caldwell *et al* (2004) sugiere un enfoque para eliminar esta restricción y es la propuesta que se aborda en el presente trabajo: el análisis del tensor de fase y no se ve afectado por todas las distorsiones.

Las relaciones de amplitud y fase entre componentes horizontales de los campos eléctricos y magnéticos se representan por el tensor de impedancia de \mathbf{Z}_R (Caldwell *et al.*, 2004), que es complejo, (2x2) y dependiente del período:

$$\mathbf{E}_R(\omega) = \mathbf{Z}_R(\omega) \mathbf{H}_R(\omega) \quad 1.86$$

Cada componente del tensor tiene una amplitud y una fase. El procedimiento consiste en separar el tensor de impedancias \mathbf{Z}_R (complejo) en sus partes real e imaginaria como $\mathbf{Z}_R = \mathbf{X}_R + i\mathbf{Y}_R$.

Cuando existe distorsión, el tensor de impedancias queda:

$$\mathbf{Z}(\omega) = \mathbf{D} \cdot \mathbf{Z}_R(\omega) \quad 1.87$$

\mathbf{D} es desconocido por lo que la información sobre la amplitud de \mathbf{Z}_R no se puede obtener de \mathbf{Z} sin otra información independiente (Smith, 1995). \mathbf{Z} es como una función de transferencia, portadora de la información sobre la geología de la región en estudio, y para que esa información pueda ser descubierta es necesario recurrir a la relación de fase descrita por el tensor de fase.

La fase de un número complejo se define a partir de la proporción de sus partes reales e imaginarias. Esta relación puede generalizarse a una matriz o tensor complejo. Por ello, definimos el tensor de fase por la relación:

$$\Phi = X^{-1}Y = X_R^{-1}Y_R = \Phi_R = \begin{pmatrix} \Phi_{11} & \Phi_{12} \\ \Phi_{21} & \Phi_{22} \end{pmatrix} \quad 1.88$$

Por lo tanto, los tensores de fase observados y regionales son idénticos e independientes del tensor de distorsión. Además de que no se requiere ninguna suposición previa sobre la naturaleza o dimensionalidad de la estructura de conductividad regional y la ecuación 1.88 es aplicable para todas las estructuras geológicas posibles.

El análisis de tensor de fase magnetotelúrico (MT) conserva la respuesta de fase (regional) independientemente de la distorsión galvánica y presenta una dependencia del rumbo que permite la recuperación de los elementos del tensor.

Representación gráfica del tensor de fase.

El tensor de fase puede ser caracterizado por una dirección y tres invariantes, dado que cualquier función de los invariantes es también invariante e independiente de las coordenadas. Se retoman las representaciones utilizadas por Bibby (1986) de los valores del eje mayor (Φ_{MAX}) y menor (Φ_{min}) y del ángulo *skew* β del tensor expresados de la siguiente manera:

$$\Phi_{MAX} = \frac{1}{2} [(\Phi_{11} + \Phi_{22})^2 + (\Phi_{12} - \Phi_{21})^2]^{1/2} + \frac{1}{2} [(\Phi_{11} - \Phi_{22})^2 + (\Phi_{12} + \Phi_{21})^2]^{1/2} \quad 1.89$$

$$\Phi_{min} = \frac{1}{2} [(\Phi_{11} + \Phi_{22})^2 + (\Phi_{12} - \Phi_{21})^2]^{1/2} - \frac{1}{2} [(\Phi_{11} - \Phi_{22})^2 + (\Phi_{12} + \Phi_{21})^2]^{1/2} \quad 1.90$$

$$\beta = \frac{1}{2} \tan^{-1}(\Phi_{12} - \Phi_{21} / \Phi_{11} + \Phi_{22}) \quad 1.91$$

β es una medida de la asimetría causada por estructuras 3-D existentes en la estructura subyacente, es decir, mide en grados cuánto un tensor de fase es alejado de una respuesta

2-D (simetría) o 1-D. Para definir, por completo, el tensor de fase, hay aún un ángulo complementario α que expresa la dependencia del tensor en el sistema de coordenadas cartesianas:

$$\alpha = \frac{1}{2} \tan^{-1}(\Phi_{12} + \Phi_{21} / \Phi_{11} - \Phi_{22}) \quad 1.92$$

Estos son los elementos necesarios para poder representarlo gráficamente en una elipse, cuyos ejes principales serán los valores Φ_{MAX} y Φ_{min} con la orientación del rumbo con los ejes principales por el ángulo $\alpha - \beta$; además con esta información se podrá caracterizar la dimensionalidad 1D, 2D y 3D de manera particular.

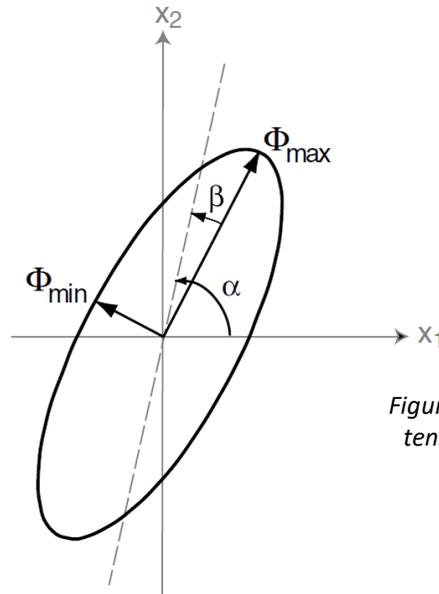


Figura I.10 - Representación gráfica del tensor de fase (Caldwell et al., 2004)

Propiedades del tensor en 1D.

Si la estructura regional de conductividad es isotrópica y 1D, el tensor de impedancia en un sistema de coordenadas cartesianas presentará una forma como en la expresión 1.75, en donde la diagonal principal es igual a cero y $\beta=0$, por lo que el tensor de fase quedará representado de la siguiente manera:

$$\Phi_{1D} = \begin{bmatrix} Y_{1D}/X_{1D} & 0 \\ 0 & Y_{1D}/X_{1D} \end{bmatrix} = (Y_{1D}/X_{1D})\mathbf{I} = \tan(\phi)\mathbf{I} \quad 1.93$$

Donde \mathbf{I} es la matriz de identidad, Φ se caracteriza por una sola cantidad escalar, $\Phi_{MAX} = \Phi_{min}$ entonces la representación gráfica será una circunferencia para todos los periodos.

Propiedades del tensor en 2D.

Como se derivó de la expresión 1.76, el tensor de impedancias en un medio 2D puede ser rotado un ángulo θ , para obtener un tensor simétrico en donde los valores de la diagonal principal sean cercanos a cero $Z_{xx} - Z_{yy} \approx 0$ y los elementos de la antidiagonal correspondan a los modos TE y TM. Después de la rotación θ , la matriz del tensor de fase quedaría representada de la siguiente manera:

$$\Phi'_{1D} = \begin{bmatrix} Y_{\perp}/X_{\perp} & 0 \\ 0 & Y_{\parallel}/X_{\parallel} \end{bmatrix} \text{ o } \begin{bmatrix} Y_{\parallel}/X_{\parallel} & 0 \\ 0 & Y_{\perp}/X_{\perp} \end{bmatrix} \quad 1.94$$

su representación gráfica es una elipse, donde uno de estos ejes está alineado a la dirección de la estructura regional, pero no es claro cuál de los ejes corresponde a la polarización TE o TM.

Propiedades del tensor en 3D.

En un medio 3D, las componentes del tensor de fase presentarán valores distintos de cero y entre sí, aun cuando hayan sido rotados en algún ángulo θ y no será simétrico. La representación gráfica será una elipse como en el caso 2D, pero esta tendrá cambios muy significativos en la dirección de los ejes principales en diferentes periodos o de manera lateral.

II. Antecedentes de la zona de estudio.

Ubicación de la zona.

El sitio de Agua Caliente se encuentra en la zona geotérmica Comondú, en el Municipio de Loreto, Baja California Sur, junto con los sitios denominados San Siquismunde-El Volcán y El Centavito (Prol-Ledesma *et al.*, 2017).

El área se localiza dentro del terreno tectonoestratigráfico YUMA, en la subprovincia fisiográfica de la Sierra La Giganta, en las coordenadas 26°14' 15" N y 111° 24' 45" O, a 27 km al Noroeste de la Ciudad de Loreto y a 3 km al Oeste de la línea de costa del mar de Cortes (Figura II.1; Arango-Galván *et al.*, 2015; Sedlock *et al.*, 1993).



Figura II.1 - Zona geotérmica identificada como Comondú (Agua Caliente, El Centavito, San Siquismunde-El Volcán). Elementos geomorfológicos más relevantes (SGM, 2007; Arango-Galván *et al.*, 2015).

Los elementos geomorfológicos más relevantes que limita al área de estudio son: los cerros del Complejo Volcánico Mencionares, que tienen una orientación NW-SE y está alineado con el límite Este de la península de Baja California, en donde la estructura principal es el Estratovolcán Mencionares, con 790 msnm de elevación; en la porción centro se encuentra el Valle de San Juan Bautista Londó, es una fosa tectónica elongada asociada a un sistema de fallas normales con orientación NW-SE que se generó debido al proceso distensivo de la separación de Baja California; en la porción SE del valle, hay una franja angosta, de cinco km, a través de la cual se comunica el Valle de San Juan B. Londó con el Mar de Cortés, en el área conocida como: desembocadura de San Bruno. La Sierra La Giganta circunda el valle de San Juan B. Londó en el extremo Oeste con la misma orientación NW-SE, presenta elevaciones hasta 1200 msnm y formas abruptas, con una gran cantidad de acantilados, ocasionados por una falla regional de tipo normal; en el margen oriental se tiene la línea de costa del Golfo de Californias.

Evolución tectónica de la Península de Baja California (PBC).

En la Península de Baja California hay afloramientos de rocas con edades desde el Proterozoico hasta el Cuaternario, las cuales denotan un entorno geológico complejo provocado por los eventos tectónicos y deformaciones que han sucedido a través del tiempo. Desde mediados del siglo XIX ha sido tema de investigación de diversos autores (Grewingk, 1848; Gabb, 1882; Emmons y Merrill, 1894; Flores y González, 1913; Darton, 1921; Santillán y Barrera, 1930; Beal, 1948; Gastil *et al.*, 1976; Lira, 1985; Umhoefer *et al.*, 2001; Ferrari *et al.*, 2015).

Se considera que la parte sur de la cordillera norteamericana se formó por la adición de una cantidad de terrenos tectonoestratigráficos, considerados como bloques corticales limitados por fallas, que fueron transportados por distancias considerables, y acrecionados al cratón de Norteamérica (Campa y Coney, 1983). Cada bloque se distingue entre sí por su particular estratigrafía, arreglo estructural interno y una distinta historia geológica. Los terrenos presentes en la Península de Baja California son: Caborca (Seri), Alisitos-Guerrero (Yuma), Vizcaíno (Cochimi) y Pericú (Campa y Coney, 1983, Sedlock *et al.*, 1993) (Figura 2.1).

Durante la evolución geológica del noroeste mexicano (Sonora, Sinaloa y la Península de Baja California) se pueden describir dos eventos tectónico-magmáticos: el primero de ellos fue un proceso de subducción y la formación de arcos volcánicos y, el segundo fue el

episodio extensional que culminó con la ruptura de la litósfera continental a lo largo del Golfo de California (Martín-Barajas, 2000).

El primer evento empezó en el Jurásico tardío y terminó en el Cretácico tardío (163 – 90 Ma). La actividad magmática y tectónica de este periodo de tiempo en la región de la península de Baja California, consistió en la subducción de la Placa Farallón en la placa de Norte América, a lo largo de la margen occidental de Baja California, lo cual provocó un levantamiento de gran magnitud de acuerdo con (Lonsdale, 1989; Martín-Barajas, 2000).

Esta actividad produjo gran actividad volcánica con grandes intrusiones magmáticas en el margen occidental de América del Norte; cuyas raíces son cuerpos graníticos muy bien estudiados por (Martín-Barajas y Stock, 1993; Martín-Barajas, 2000) que forman el Batolito de Baja California y constituye la estructura geológica más importante de toda la península.

El segundo evento, se produjo después de que cesó el movimiento de las microplacas Magdalena y Guadalupe (fracciones de la Placa Farallón) y de que los elementos tectónicos corticales quedaron amalgamados durante los eventos orogénicos del Cretácico; en un proceso gradual en donde cambió la dinámica tectónica; primero, con un movimiento de tipo dextral (en la margen oeste de Baja California), con el cual se formó un proto golfo (~12-6 Ma) e inició la apertura tipo, *Rift*, que dio origen al Golfo de California (límite trans tensivo, entre la Placa del Pacífico y la Placa de Norteamérica; según; Aragón-Arreola, 2006; Gastil, *et al.*, 1979; Lonsdale, 1989), integrando por un sistema escalonado de fallas normales unidas por fallas transformes, provocando la generación de centros de dispersión o cuencas tipo *Pull-Apart* con geometría *en Echelon* desde hace 6 Ma.

Al estar bajo un régimen de apertura, la zona se sometió a una serie de esfuerzos compresivos que generaron los 3 principales sistemas de fallas en las direcciones NE-SW, NW-SE y N-S, correspondientes a tres episodios (Casarrubias-Unzueta y Leal-Hernandez, 1994) y que originaron diversas ocurrencias de actividad volcánica que se ha mantenido desde hace 14 Ma.

Estos sistemas estructurales generaron zonas de debilidad que fueron utilizadas como ductos por el vulcanismo Plio-Cuaternario y, hay varios centros volcánicos a lo largo de la Península de Baja California, como es el caso del vulcanismo de los de: Tres Vírgenes, Punta Pulpito y el Complejo Volcánico Mencenares, por mencionar algunos; donde se han

identificado anomalías térmicas asociadas con el emplazamiento de cuerpos magmáticos recientes (Bellon *et al.*, 2006; Bigioggero *et al.*, 1995; Pallares *et al.*, 2007).

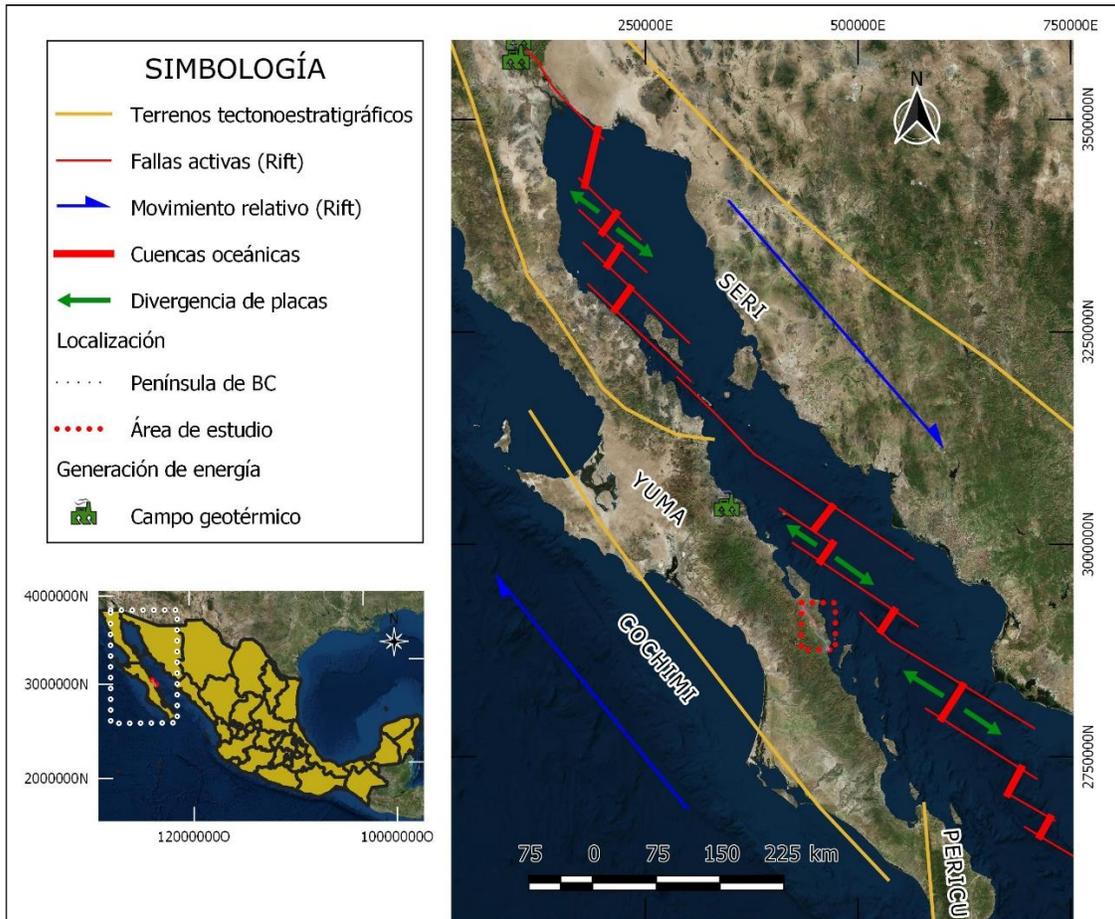


Figura II.2 - Mapa general de la Península de Baja California (PBC) con elementos estructurales principales. Terrenos tectonoestratigráficos (SERI, YUMA, COCHIMI, PERICÚ) y sistema de fallas activas del Golfo de California (margen del Rift de BC, movimiento relativo, cuencas "Pull Apart", sistema en "Echelon". Modificado (Aragón-Arreola, 2006; Arango-Galván *et al.*, 2015; Campa y Coney, 1983).

Localmente el área se ve afectada por tres sistemas de fallas. El primer sistema, y más abundante, es de rumbo NW - SE con echados al NE, paralelo a la zona de rift del golfo de California. Un segundo sistema, y menos frecuente, es de rumbo NE-SW con echados al SE y localizado principalmente al pie de la Sierra La Giganta, considerado como el más antiguo. Un tercer evento menos frecuente se detecta en rumbo E-W, como producto distensivo de los sistemas principales. Esto originó diversas ocurrencias de actividad volcánica que se ha mantenido desde hace 14 Ma (Casarrubias-Unzueta y Leal-Hernandez,

1994; SGM, 2007). Estos rasgos son producto de la compleja evolución tectónica de la Península de Baja California (Arango-Galván *et al.*, 2015; CFE, 1984).

Geología local.

La geología del área presenta afloramientos de rocas ígneas intrusivas, extrusivas, sedimentarias y materiales recientes cuyo rango de edad varia del Cretácico al Cuaternario (SGM, 2001) (Figura II.3). En donde las más abundantes corresponden a rocas vulcano-sedimentarias extrusivas pertenecientes a la Formación Comondú. Debido a diferentes aspectos de nomenclatura presentados en estas unidades y en las rocas volcánicas asociadas por diversos autores, es conveniente señalar que, en el presente análisis, se sigue la propuesta hecha por Umhoefer *et al.* (2001) y las claves cartográficas empleadas por el SGM en las cartas GL 12-A 78 y G 12-A 88.

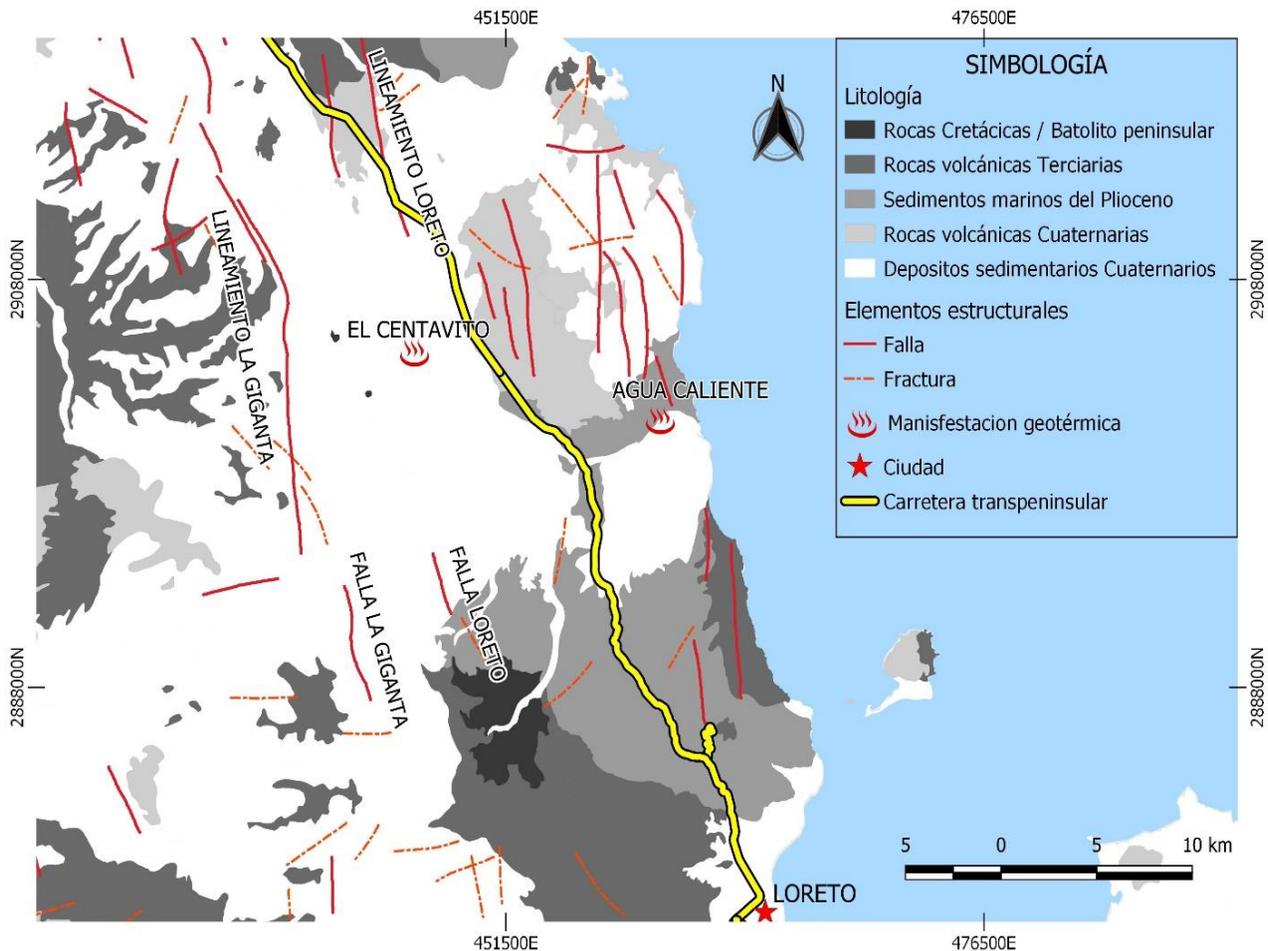


Figura II.3 - Mapa geológico del área y elementos estructurales locales (SGM, 2002).

Pre-Comondú.

Las rocas más antiguas son intrusivas del Cretácico Inferior-Superior, Diorita (Ki-D), Granodiorita (Ki-Gd) y Granitos (Ks-Gr) las cuales pertenecen al Batolito Peninsular que afloran como lomeríos poco inclinados y elevaciones menores a 300 m. Su ambiente de depósito indica que fue dentro de un arco magmático producto de un margen activo que se formó durante este periodo. Estas rocas establecen el basamento del área de estudio (Bigioggero *et al.*, 1995; Mc Lean, 1988).

Posteriormente, de manera discordante a las rocas graníticas, se depositaron sedimentos continentales constituidos por areniscas de grano fino a medio con alto contenido de cuarzo, intercalada con toba hacia su cima. Los ambientes de depósito son continentales, presentando estratificación cruzada, además hay algunos horizontes conglomeráticos, de ambiente eólico y de abanico aluvial (To Ar-Cgp). Estas unidades pertenecen a la Formación Salto y tienen una datación del Oligoceno Temprano. Se le estima un espesor de 100-200 m y afloran en las inmediaciones expuestas del Batolito Peninsular (Bigeoggero *et al.*, 1996; SGM, 2013).

Grupo Comondú.

Forman una agrupación compleja de rocas ígneas extrusivas depositadas, de manera discordante, sobre la Formación Salto durante el Oligoceno Superior–Mioceno Medio; se formaron en un ambiente de Arco Volcánico Continental a lo largo de la margen noroccidental de México, con procesos previos a la apertura del Golfo de California. Está constituida en la base por piroclásticos, brechas volcánicas, aglomerados y hacia la cima por coladas de andesita y basalto formando grandes mesetas (Gastil *et al.*, 1979; McFall, 1968; Mc Lean, 1988; Rodríguez-Díaz *et al.*, 2010).

Umhoefer *et al.* (2001) y Hausback (1984) describen tres unidades que las relacionan con facies volcánicas, que van desde la facies de núcleo hasta una facies distal, de un arco volcánico y cuenca de ante-arco desarrollados que, posteriormente, migró hacia el Oeste aproximadamente entre los 25 y 12 Ma.

La Unidad Clástica Inferior (~25-19 Ma) representa la facie volcánica distal asociada a un depósito ante-arco; tiene un espesor de 200-300 m y aflora en la parte central de la Península, desde el escarpe principal del golfo hacia el Oeste. Dominantemente exhibe areniscas y conglomerados fluviales (Tm Ar-Cgp Tm Ar- BvA) intercalados en la parte inferior y tobas félsicas con relación de facies complejas, hacia su parte media con tobas y

flujos de lava máfica y, en la parte superior, tiene facies eólicas locales y tobas. El contacto superior de esta unidad inferior con la unidad intermedia es abrupto o graduado en gran parte del área de estudio (Umhoefer *et al.*, 2002).

La facie media-distal se relaciona con la unidad intermedia y está integrada principalmente por brecha masiva de composición que varía de andesita, dacita, andesita porfídica y riolita, y flujos de lava andesítica (Tm BvA-Da) en menor medida, aunque de manera local tiene espesores de algunas decenas de metros, se estima su espesor de 450-750 m. Al Este es más gruesa y la unidad clástica inferior puede interferir con la unidad superior hacia la zona Occidentales. Las brechas volcánicas monolíticas se depositaron como flujos de escombros proximales interpuestos con flujos de lava de andesita menores. Estos depósitos se encuentran expuestos al Este y Noroeste del Complejo Mancenares. Esta secuencia representa una facies de transición de arco - ante arco depositada ~19-15 Ma. El contacto superior de esta unidad intermedia se encuentra muy erosionada, presentando una inconformidad sobrepuesta de basaltos alcalinos del Mioceno medio (Hausback, 1984).

Finalmente, la unidad superior está compuesta en proporción variable de flujos de lava y brecha volcánica andesítica (Tm BvA-B) en una banda estrecha a lo largo de la costa e islas del Golfo de California, donde predominan los derrames de lava y brechas andesíticas y pocos depósitos piroclásticos y de ceniza que corresponden a lahares de un arco volcánico fechado de ~15-12 Ma. Se le estiman un espesor de 600 m. Representa la facie proximal y una fracción distal del núcleo del arco magmático migrado (Saunders *et al.*, 1987; Umhoefer *et al.*, 2001).

En algunas localidades, la unidad clástica inferior y media, son invadidas por intrusiones de diques de composición pórfido dacítico (Tm PDa) que afloran en forma de pequeñas apófisis irregulares, así como en diques al Oeste de Loreto (Umhoefer *et al.*, 2001). Los diques se emplazan en zonas de debilidad producida por el fracturamiento y fallamiento regional preferentemente de rumbo NW-SE e intrusionan a rocas volcánicas de la Formación Comondú.

La mayor porción de la sierra La Giganta está constituida por rocas volcano-sedimentarias de este grupo, en donde esta sucesión puede sobrepasar 1000 m de espesor, mismo que se ve disminuido hacia las partes bajas con dirección a la costa del Mar de Cortés, donde es cubierta en discordancia por derrames basálticos, brechas volcánicas más recientes,

depósitos terrígenos de la Formación Salada y a los derrames del complejo volcánico del cerro Mencenares.

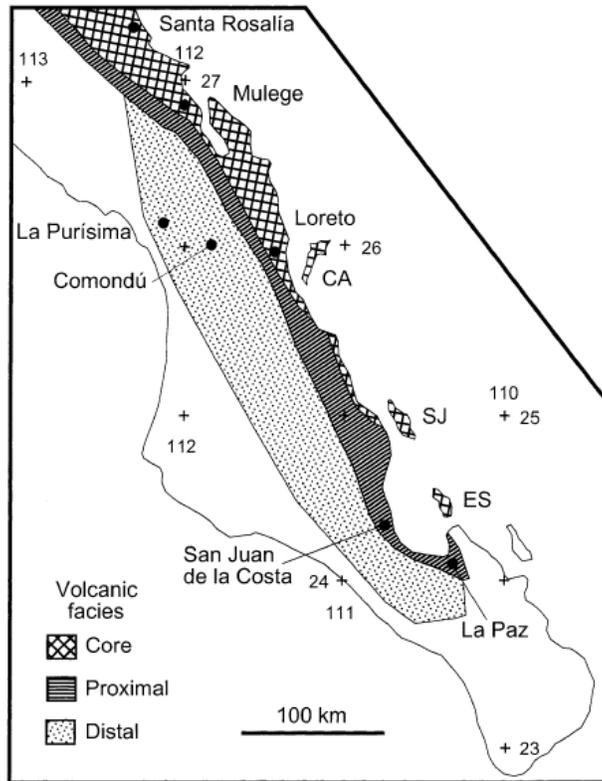


Figura II.4 - Distribución de las distintas facies correspondientes a la Formación Comondú (Umhoefer et al., 2001).

Post-Comondú.

De manera aislada se encuentran depósitos de rocas volcánicas que no se consideran dentro del grupo Comondú, debido a la naturaleza de depósito y composición, así como su relación estratigráfica con respecto a las rocas adyacentes. Corresponden a derrames basálticos (Tpl-B) y brechas de composición andesíticas y basálticas (Tm BvA-B) del Mioceno superior y Plioceno temprano. Estos depósitos volcánicos se formaron en ambiente continental relacionados con la apertura del Golfo de California, posiblemente, sobre chimeneas locales y lahares. El espesor de estas unidades es variable y no alcanza espesores mayores a los 100 m. Sobreyacen en discordancia erosional a las rocas de la formación Comondú (SGM, 2001).

En algunas áreas yacen las rocas del grupo Comondú en discordancia litológica a la formación Salada, no muy distales a la línea de costa del Golfo de California. Corresponde a un conjunto de sedimentos marinos semiconsolidados con registro de fósiles del Plioceno. A esta formación están referenciadas la formación Tirabuzón (antes Gloria), constituida por

una alternancia de limolitas, areniscas, horizontes de coquina y conglomerados polimícticos (Tpl-Lm), y la formación Infierno (Tpl Ar-Cgp), compuesta por intercalaciones de arenisca y conglomerados polimícticos con horizontes de pedernal, coquinas y limolitas, debido a que el contacto entre ambas unidades en la cuenca de Loreto es transicional (SGM, 2012). En conjunto puede tener un espesor de ~30-200 m. Mina-Uhink (1957) señala que el espesor es muy variable de un sitio a otro debido a que los sedimentos fueron depositados sobre una topografía irregular. El ambiente de depósito es de origen marino costero de aguas de escasa profundidad con aporte continental.

De forma suprayacente, se depositaron discordantemente durante el Pleistoceno temprano derrames de rocas volcánicas (QPt B-Pc), piroclastos y brechas basálticas (Qpt-BvB), procedentes de la actividad magmática que se reactivó y caracterizó gran parte del Terciario Superior. Estas rocas representan el último evento de actividad ígnea relacionada con los sucesos tectónicos más recientes de la apertura del Golfo de California y presentan diferentes espesores, restringidos a los centros eruptivos (Negrete-Aranda y Cañón-Tapia, 2008).

Especialmente en el área de estudio está representada por el Complejo Volcánico Mencionares, en el que se describen tres eventos, que están relacionados con una cámara magmática profunda bien evolucionada y al fallamiento regional NNO-SSE de la región, con un carácter de vulcanismo caldialcalino. Los tres eventos son: (a) la fase inicial conocida como Unidad San Juanico, que consiste en emplazamiento de domos riolíticos, (b) una segunda etapa, la Unidad Mencionares, de vulcanismo andesítico y, en menor proporción, dacítico que produjo el estratovolcán Mencionares, y (c) una fase tardía de emplazamiento de domos y flujos ricos en sílice, principalmente riolitas y dacitas de la Unidad San Basilio-San Juan. Depósitos de tefra y lavas están interdigitadas con secuencias sedimentarias marinas de la Cuenca Loreto del plioceno, esto indican que el vulcanismo es contemporáneo a la deposición de sedimentos de la cuenca. Del mismo periodo corresponde el vulcanismo a 250 Km al norte de la región en Tres Vírgenes (Bigioggero *et al.*, 1995; Bigeoggero *et al.*, 1996).

El Cuaternario finaliza con depósitos de terrazas y terrígenos aluviales de semiconsolidados a consolidados que sobreyacen en discordancia erosiva a rocas volcánicas del pleistoceno, junto con sedimentos más recientes del holoceno.

Las terrazas corresponden principalmente a conglomerados polimícticos poco consolidados empacados en arenas, los clastos son de rocas ígneas primordialmente junto con elementos constituyentes de los distintos suelos preexistentes que cubren la superficie de Baja California Sur, este material ha sido depositado en pie de monte de la Sierra la gigante. Aluviones formados por materiales de diferentes tamaños (arenas, limos, arcillas, gravas y cantos rodados) rellenan y cubren parcialmente las zonas bajas y de planicie del valle, así como los arroyos intermitentes. Su máxima expresión la constituye el Valle de San Juan B Londó. El espesor estimado de estas unidades es variable, pero suele ser mayor a los 100 m (SGM, 2007).

En síntesis, de la información litológica del área, se elabora la siguiente columna estratigráfica (Figura II.4).

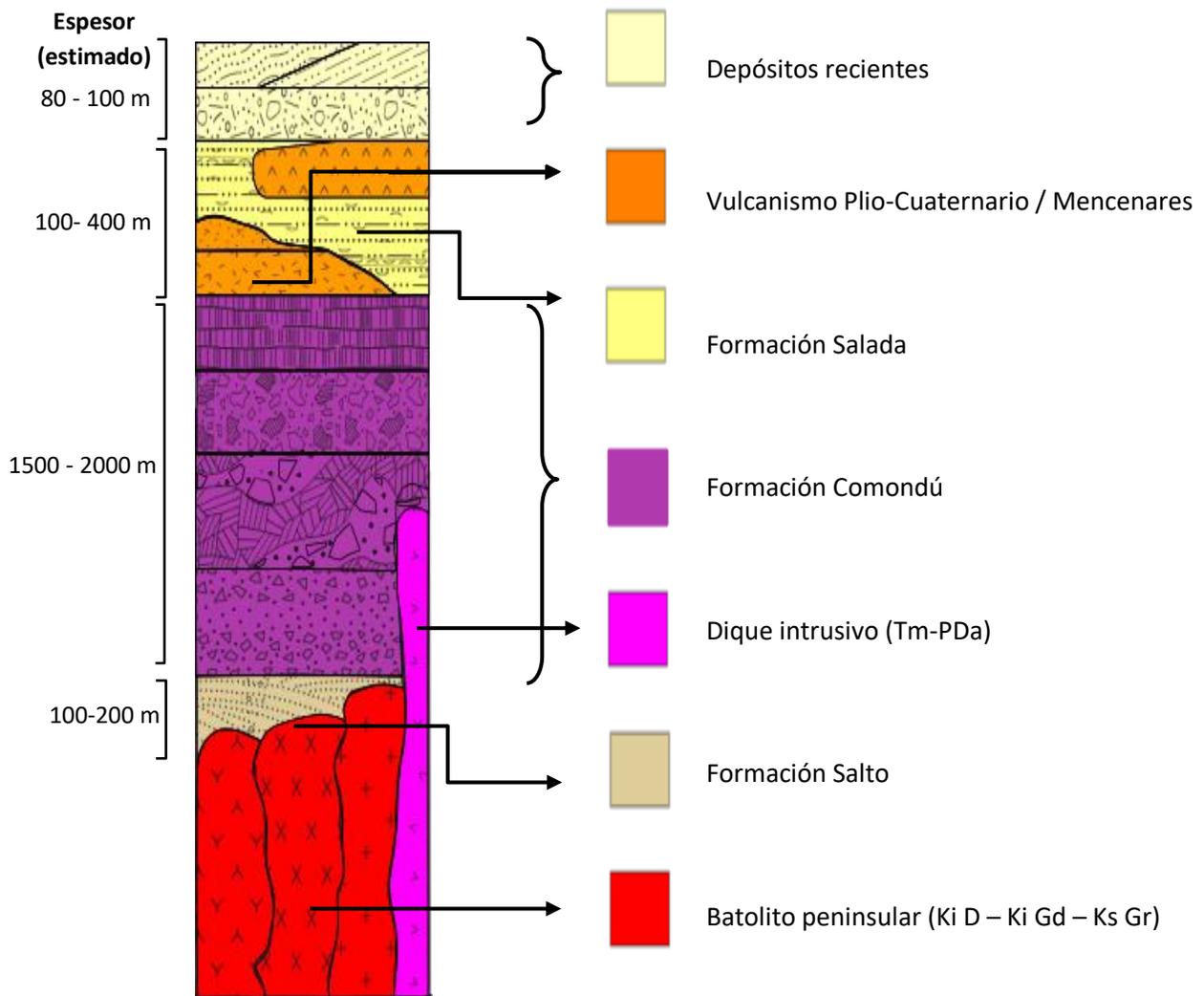


Figura II.5 - Columna geológica esquemática del área (SGM, 2001).

Hidrogeología.

De acuerdo con la delimitación de acuíferos de CONAGUA, la zona geotérmica de Agua Caliente se encuentra en el territorio del acuífero San Juan Bautista Londó. Éste a su vez se aloja en una fosa tectónica de nombre homónimo. Se localizan en la porción centro-oriental del Estado de Baja California Sur.



Figura II.6 - Acuífero de San Juan B Londó, tomado de CONAGUA (2015).

El uso principal del agua extraída del acuífero es para abastecimiento de agua potable a la ciudad de Loreto, por lo que el Organismo Operador Municipal del Sistema de Agua Potable del municipio es el usuario mayoritario. En menor proporción, está el uso agrícola y el doméstico-abrevadero (CONAGUA, 2015).

El área de San Juan B. Londó corresponde a un valle plano con ligera pendiente al SE, que se eleva a ~40-80 m sobre el nivel del mar y se encuentra limitado por fallas normales que

forman un graben. La falla Loreto se localiza al oriente del valle y su desplazamiento con respecto al bloque caído es de 300 a 400 m, en tanto que el desplazamiento de la falla ubicada al occidente no es mayor a los 200 m. Existe además una gran cantidad de fracturas y fallas de menores dimensiones que las del graben. El acuífero está circundado por elevaciones topográficas que corresponden a la Sierra La Giganta y al cerro Mancenares, en donde se origina una serie de corrientes superficiales intermitentes que conforman un drenaje de tipo dendrítico que intersecan a la planicie aluvial y sale del valle a través de un estrechamiento sobre la margen de la desembocadura de San Bruno hacia el Golfo de California.

El acuífero San Juan B. Londó está constituido por un sistema acuífero en donde se identifican dos unidades (CONAGUA, 2015).

González-Abraham *et al.* (2012) y Carrillo-Rivera (2000) reportan un acuífero menor, libre y colgado que se encuentra sobre otro denominado acuífero principal. El acuífero colgado es somero en material granular sedimentario y piroclastos indiferenciados del Cuaternario y Mioceno (materiales recientes), su espesor es de 50 m y sobreyacen a un cuerpo de limo-arcillas compactas de 20 a 80 m de espesor que se considera cubre parcialmente la planicie en espesores diversos (formación Salada).

El acuífero principal es el que comúnmente se usa para extraer agua en la región; se encuentra en material granular y rocas fracturadas vulcano-sedimentarias (formación Comondú) que presentan una permeabilidad media. Sus condiciones hidráulicas, dependiendo del sitio, son libres o semi-confinadas con un nivel relativamente cercano a la superficie. El espesor supera los 300 m (CONAGUA, 2015) sin llegar al registro de su base. Se considera que las fronteras y barreras al flujo subterráneo están representadas por las limolitas y areniscas de la Formación Salada, las rocas graníticas y las rocas de la Formación Comondú, cuando éstas no presentan permeabilidad secundaria.

El acuífero no tiene cuenca de captación, además de que se registra una escasa precipitación anual. La recarga se realiza principalmente en los extremos Norte y Sur del valle, a través de flujo subterráneo procedente de infiltración de agua de lluvia sobre las sierras. En los flancos oriente y poniente prácticamente no existe infiltración por flujo subterráneo (Carrillo-Rivera, 2000).

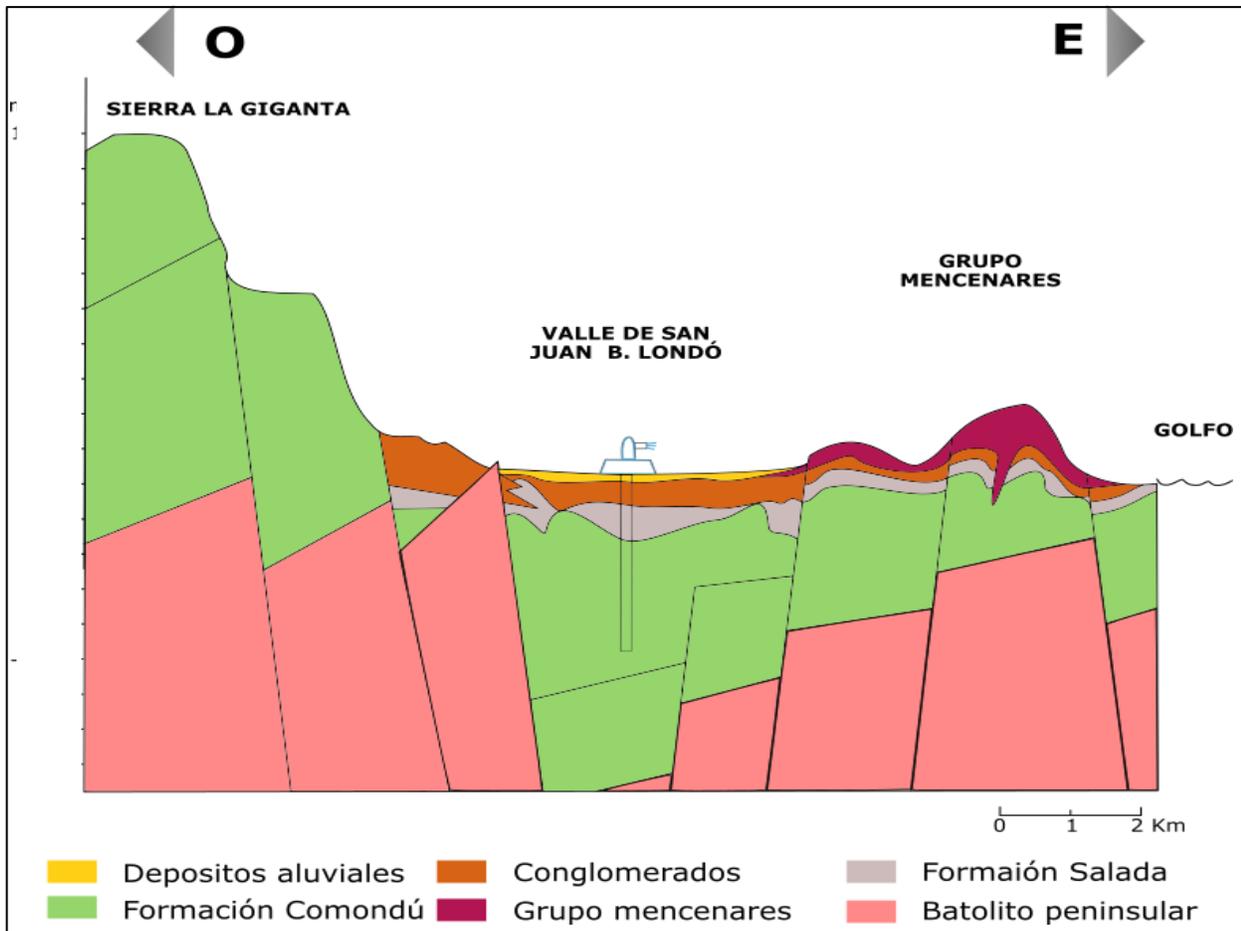


Figura II.7 - Perfil esquemático geológico de la cuenca de SJBL, en donde se presentan un graben y horst a profundidad debido al régimen tectónico del área. Basado en (CONAGUA, 2015; CFE, 1997; González-Abraham et al., 2012).

En cuanto los parámetros hidráulicos del acuífero se tienen, los valores de transmisividad varían entre 0.19 y $10.97 \times 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$. El Caudal varía de 5.2 a 32.8 Lps/m y los valores del coeficiente de almacenamiento oscilan entre 17×10^{-6} y 0.012. El nivel estático varía entre 20 y 50 m, en donde los valores más bajos se registran en las cercanías del poblado de SJB Londó y se profundizan hacia las zonas de riego al poniente del acuífero. Los valores de conductividad eléctrica del agua varían de 600 mmhos/cm (micromhos/centímetro) en el sur y poniente, hasta 4000 mmhos/cm en el norte (valores calculados a partir de TDS). Recarga total media anual calculada $6.7 \text{ hm}^3/\text{año}$. La extracción del agua subterránea (por bombeo), de acuerdo con la estimación más reciente (2015), es del orden de $6.3 \text{ hm}^3/\text{año}$. La disponibilidad de aguas subterráneas es de $-1.978950 \text{ hm}^3/\text{año}$, que representa un déficit

que se están extrayendo a costa del almacenamiento no renovable del acuífero (CONAGUA, 2015).

Aún y cuando la extracción de agua es reducida, ha existido abatimiento del nivel piezométrico, el cual ha invertido el gradiente hidráulico evidenciando un parteaguas subterráneo en el estrechamiento topográfico que une al Valle de San Juan B. Londó con la desembocadura al mar. Dicho estrechamiento, aunado al abatimiento, ocasiona que actualmente no exista salida por flujo subterráneo, del valle hacia el mar (San Bruno).

La zona conocida como desembocadura de San Bruno, tiene una extensión de terreno de 25 kilómetros cuadrados constituida por materiales granulares de permeabilidad baja y media, en los cuales se almacena agua subterránea. Su importancia es reducida debido a que tiene poca extensión, no tiene conexión hidráulica con el valle de San Juan B. Londó y presenta intrusión salina a lo largo de la línea de costa al exhibir los valores de sólidos totales disueltos más altos analizados de la región (CONAGUA, 2015) entre 1,000 y 3,000 mg/l. De esta zona se extraen 0.2 hm³/año para uso agrícola intensivo. Los niveles estáticos medios en esta zona son del orden de los 10 m, los cuales descienden conforme se acercan al litoral del Golfo de California.

La veda tipo III está en vigor en el acuífero de acuerdo con el “*Distrito Nacional de Riego de Baja California Sur*”, pues se considera que el incremento de la actividad agrícola pone en peligro al acuífero. Este tipo de veda se refiere a zonas en las que la capacidad de los mantos acuíferos permite extracciones limitadas para usos domésticos, industriales, de riego y otros.

Manifestaciones hidrotermales.

En la entidad de Baja California Sur se conocen varias zonas con manifestaciones termales, las cuales en su mayoría están asociadas a vulcanismo reciente representados por derrames basálticos cuaternarios, vinculados a eventos tectónicos, además de ser favorecidos por la existencia de un fracturamiento Cuaternario. Ramírez y Canul (1986) mencionan que la manifestación en el área de Agua Caliente se encuentra en la periferia del Complejo Volcánico San Juan-Mencenares.

Se reporta que existe un par de manifestaciones termales: un manantial con temperaturas de 32°C (Bigurra, 1997) y 59°C (Lira, 1985) y una fumarola con una temperatura de 62°C (Arango-Galván *et al.*, 2015; CFE, 2000).

Los manantiales termales son sódico-clorurados con un contenido promedio de boro de 8.4 mg/L y 436.5 mg/L de sodio. Aunque las temperaturas superficiales son bajas (35°C), el cálculo con geotermómetros indica que la temperatura de equilibrio a profundidad debe ser cercana a 164°C (González-Abraham *et al.*, 2012; Prol-Ledesma y Arango-Galván, 2017).

En 1997 se perforó el pozo AC-1 con una profundidad de 500 m y se midió la temperatura al fondo de 97°C, en este pozo se atravesaron únicamente rocas sedimentarias (terrazas marinas fosilíferas, areniscas y conglomerados) pertenecientes a la Cuenca de Loreto y a la Formación La Salada, y no se llegaron a las rocas volcánicas inferiores (Formación Comondú). En este mismo pozo, en 1998, se reportó una temperatura máxima de 118°C a 480 m de profundidad, calculando un gradiente térmico de ~176°C/Km (CFE, 2000).

La actividad geotérmica, aprovechable, más cercana se presenta en Tres Vírgenes, 250 km al Norte de San Juan B. Londó; los modelos de flujo denotan que el comportamiento de la actividad tectónica ha producido sistemas de Fallas y fracturas con una orientación NW-SE y NNW-SSE siendo los más importantes, desde el punto de vista geotérmico, y se vinculan con una zona de conductividad hidráulica mayor que ha permitido la migración de flujos hidrotermales a la superficie (Arango-Galván *et al.*, 2015; CFE, 1996).

Los resultados obtenidos por González-Abraham *et al.* (2012) en el análisis geoquímico de agua de Loreto, confirman que la salinidad del agua obtenida en los pozos no está relacionada con la entrada de agua de mar, sino con la inducción de flujos regionales (González-Abraham *et al.*, 2012).

Estudios geofísicos previos.

Los estudios geofísicos disponibles para esta zona son pocos y no se cuenta con la información completa de los informes, técnicas, posición y número de los sondeos, imágenes generadas, etcétera, por lo cual solo se describen los trabajos realizados en diferentes años y los resultados a los que se llegaron.

La geofísica incluida en el informe de CONAGUA (2015) describe un levantamiento geofísico que incluyó gravimetría, magnetometría y prospección eléctrica, mediante los cuales se obtuvo que estructuralmente el Valle de San Juan B. Londó corresponde a un hundimiento por fallamiento regional, con un basamento localizado entre 1.6 y 2.2 km de profundidad. Mediante la geofísica eléctrica se definió un acuífero libre superior, en los depósitos granulares superficiales.

La CFE tiene un informe de exploración para las áreas de Santispac, el Centavo y Agua Caliente-Comondú de 1996. En donde se elaboraron sondeos eléctrico-verticales de apertura AB de 4 Km con arreglo Schlumberger (CFE, 1996; CFE, 1997).

En el área de Agua Caliente se realizaron 15 sondeos verticales de los cuales se generaron tres secciones geoelectricas. Se reporta un horizonte superficial, asociado al acuífero en explotación. La zona de interés geotérmico se encuentra subyaciendo esta zona y corresponde a la Formación Comondú.

III. Implementación de campo y adquisición de datos.

El trabajo de campo para la adquisición de sondeos magnetoteléuticos, como se explicó en el capítulo I, consiste en el registro simultáneo de las fluctuaciones del campo eléctrico y magnético sobre la superficie del terreno durante un lapso determinado de tiempo (Orellana, 1974).

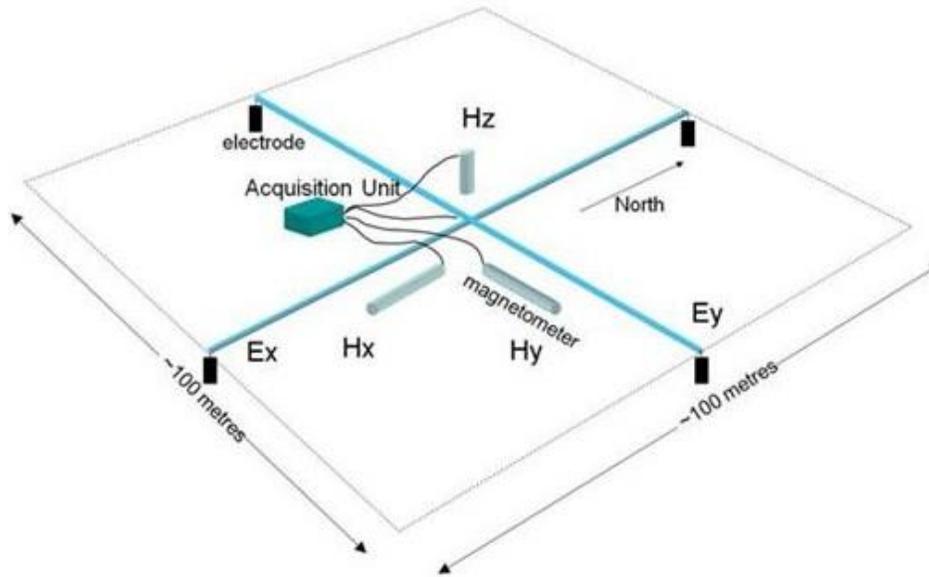


Figura III.1 - Disposición de electrodos y bobinas de inducción en una estación de campo típica del arreglo magnetoteléutico (Moombariga Geoscience, 2016).

El equipo empleado para este trabajo es el modelo ADU-07 fabricado por la compañía Metronix Geophysics, el cual consta de tres bobinas, cuatro electrodos, cables de conexión, GPS, una batería de 12 V y la consola de medición (Figura III.1).

Esta unidad analógica digital (ADU por sus siglas en inglés) utiliza electrodos impolarizables para la medición del campo eléctrico, los cuales tienen un material poroso (cerámica) en su base que permite la medición del medio implementando un fluido electrolítico, en ese caso la solución empleada es sulfuro de cobre. Se entierran a pocos centímetros de la superficie, procurando una resistencia de contacto baja, de forma equidistante de la unidad principal y de manera perpendicular, generalmente en las direcciones N-S y E-W (Figura III.2). Las bobinas de inducción empleadas en el equipo (MFS-06e) son de amplio espectro, cubriendo frecuencias desde 0.001 Hz hasta 50 kHz, para medir el campo magnético, éstas deben de ser enterradas y se colocan de forma ortogonal en las direcciones N-S, E-W y una de forma vertical al arreglo.

Figura III.2 - Equipo de medición ADU-07e de Metronix empleado en la adquisición de los datos.



El periodo de adquisición se efectuó en marzo del 2015, dentro de la misma etapa de estudios de geológicos, geofísicos y geoquímicos pertenecientes al proyecto “Evaluación de los recursos geotérmicos de la península de Baja California: continentales, costeros y submarinos”, financiado por SENER-CONACYT, al que está incorporado el presente trabajo.

Se efectuaron 12 sondeos MT siguiendo el lineamiento de la desembocadura de San Bruno sobre el lecho del arroyo, al sur del cerro Mencenares. De acuerdo con la distribución se generaron dos perfiles paralelos en dirección SW-NE (Figura III.3).

Perfil	ID	X (m)	Y (m)	Z (msnm)
AA'	AG 01	453893.04	2898579.55	30
	AG 02	454789.73	2898591.16	20
	AG 03	456190.60	2898745.27	24
	AG 04	457266.90	2898900.42	14
	AG 05	458076.45	2899107.47	13
	AG 06	458983.69	2899676.77	19
	AG 07	460131.32	2900053.43	25
BB'	AG 08	460005.43	2901661.9	21
	AG 11	457202.41	2900445.23	27
	AG 12	456107.12	2900450.93	33
	AG 13	455340.45	2899979.72	35
	AG 14	452385.02	2900226.88	41

Tabla III.1 - Posiciones de los sondeos magnetotelúricos en coordenadas UTM.

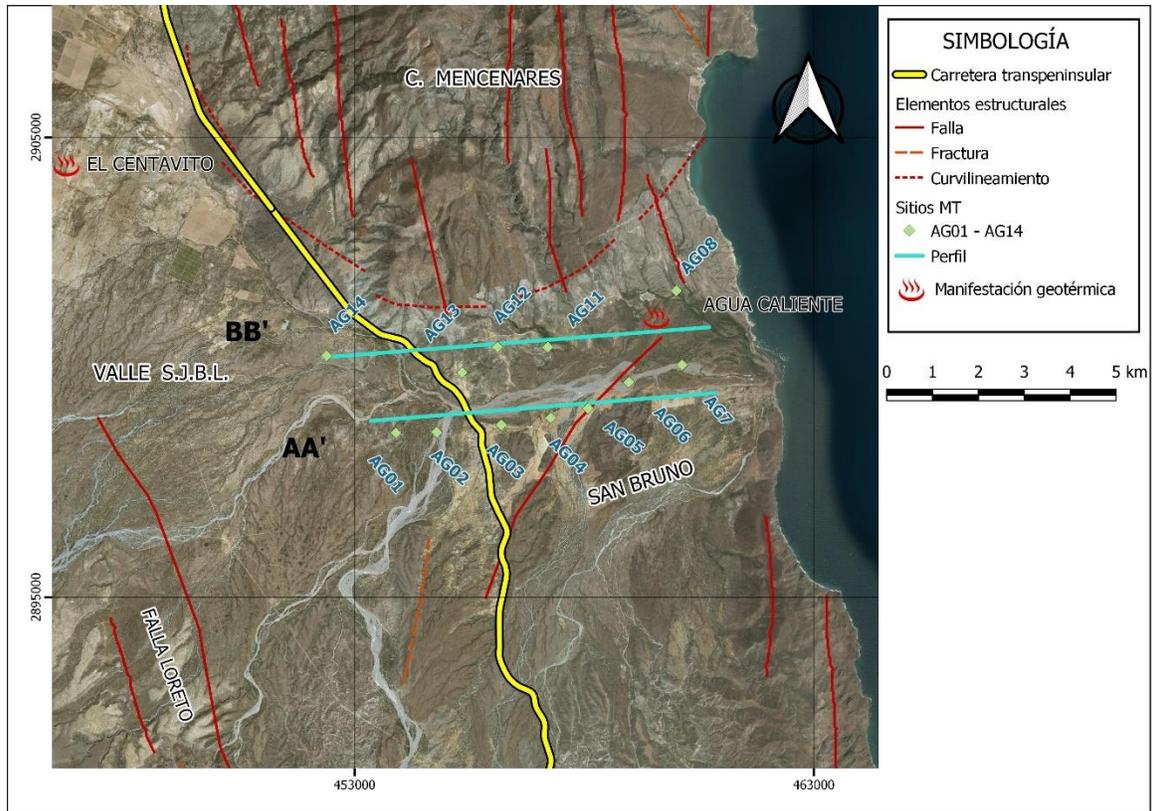


Figura III.3 - Sitios de los sondeos MT y perfiles propuestos.

Se tomaron datos de campo de las frecuencias de 4096, 1024 y 128 [Hz], durante 10 min, 15 min y de 7-11 horas respectivamente. Antes de empezar a realizar las mediciones, se tomaba un registro de prueba de los sensores de 5 min aproximadamente para comprobar la consistencia de la señal electromagnética.

Frecuencia [Hz]	Prueba/4096	4096	1024	128
SITIO \ Tiempo de registro	min	min	min	horas
AC 1	5	10	15	10
AC 2	5	10	15	10
AC 3	5	10	15	9
AC 4	*	10	15	7
AC 5	2*(5)	10	15	8
AC 6	5	10	15	8
AC 7	4	10	15	9
AC 8	2*(5)	5	10	7
AC 11	5	10	15	11

AC 12	5	10	15	8
AC 13	5	10	15	7
AC 14	5	10	15	8

Tabla III.2 - Registro de frecuencias por cada sitio. *En AC 4 no se registró correctamente la prueba y en AC 5 y AC 8 se tomó por duplicado.

Los campos eléctrico y magnético se registran en función del tiempo y toda esta información se pasa a la unidad central en donde se produce un filtrado y la amplificación de las señales. Así se obtienen las series de tiempo de cada estación. Los datos se almacenan en el disco duro incorporado en forma de archivos de series de tiempo.

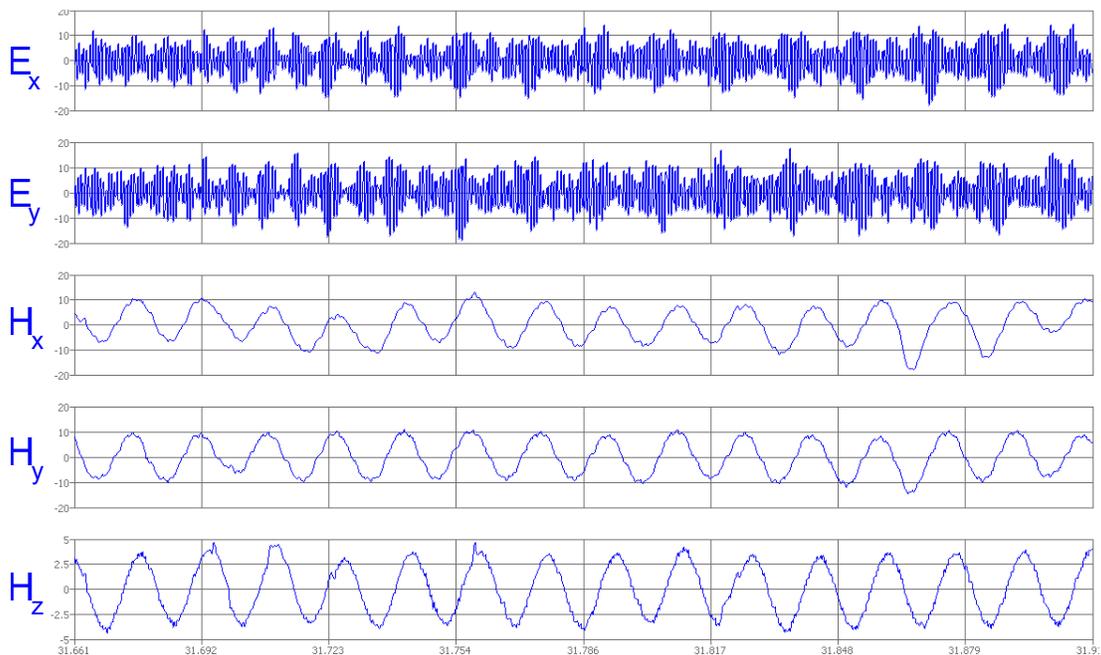


Figura III.4 - Imagen muestra del registro de las series de tiempo E_x , E_y , H_x , H_y y H_z del sitio 2 en una ventana de 1024 muestras.

Es preciso recordar que debido a presencia de heterogeneidades superficiales se genera la distorsión galvánica (Jiracek, 1990). Para su debida corrección, en este caso, se tomaron sondeos transitorios electromagnéticos con el equipo terraTEM con una configuración de una espira simple de 50x50 (m) en cada uno de los sitios para obtener un modelo de resistividades compatible con la información MT.

IV. Proceso y análisis de datos adquiridos.

Procesamiento de datos.

Operativamente, el procesamiento de los datos MT consiste en varios pasos que se van efectuando de manera ordenada. Inicialmente se obtienen los valores de resistividades aparentes y de fase efectuando la siguiente secuencia:

- a) La edición manual de los registros temporales de las componentes eléctricas y magnéticas en el programa TSPlotter (Metronix Geophysics), para corroborar de que las series de tiempo cuenten con el registro de los cinco canales y el tiempo de registro de cada una. Esta parte se efectúa de manera visual para cada sitio y en las diferentes frecuencias registradas y se podrán eliminar secciones del registro de la información que se encuentren muy contaminadas por ruido.
- b) A partir de las relaciones lineales entre las componentes del campo eléctrico y magnético se transforman las series temporales al dominio de las frecuencias por medio de la transformada de Fourier, para obtener el tensor de impedancias y, con ello, las curvas de ρ_a y φ en diferentes frecuencias. Este proceso se realizó en el programa ProcMt (Metronix geophysics).
- c) Con las curvas de ρ_a y φ generadas, se realiza una evaluación y edición manual de los resultados con el programa EDIPlotter (Metronix Geophysics), con el fin de rechazar los datos sospechosos que se encuentren fuera de la tendencia general, para así obtener el mayor número de datos útiles. El resultado de este paso es obtener las curvas de ρ_a y φ para cada sitio.
- d) Con las curvas finales de ρ_a y φ se analiza la dirección y dimensión de los datos.
- e) Posteriormente se migra la información al software WinGlink (Figura IV.1), para generar las curvas de ρ_a y φ suavizadas y realizar las correcciones del Static shift.
- f) Finalmente se efectúa la inversión de los datos, que darán lugar a un modelo de resistividades del subsuelo.

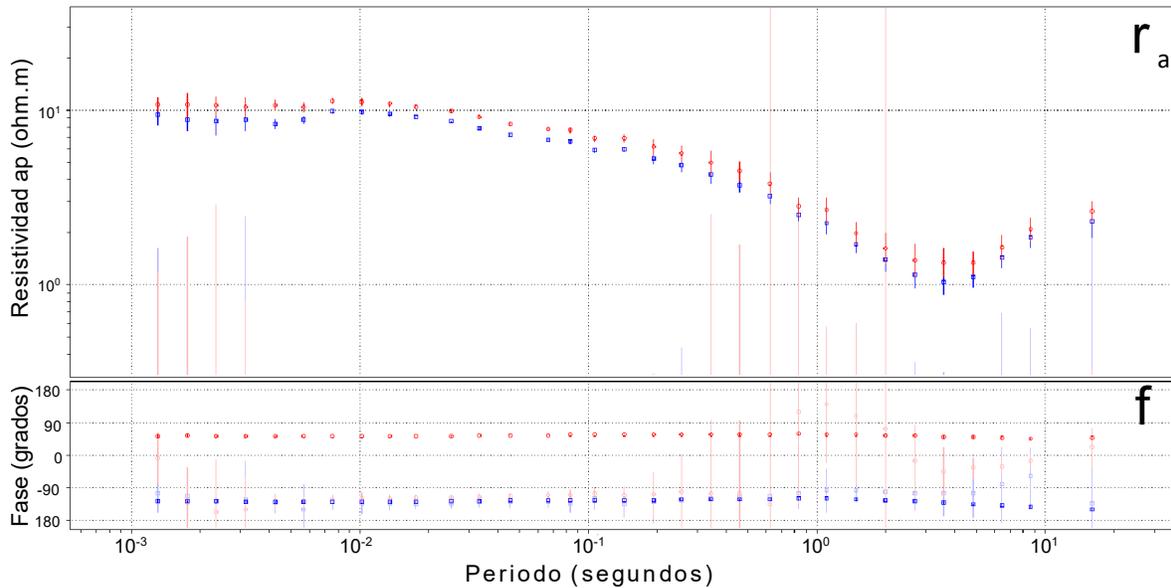


Figura IV.1 – Curvas de resistividad aparente y fase generadas para el sitio AC 14.

Análisis dimensional y direccional.

Una vez obtenidas las componentes del tensor de impedancias es preciso determinar la dimensionalidad y direccionalidad de los datos para su posterior análisis.

La determinación de la dimensionalidad y dirección geoelectrica se efectúa por diferentes procedimientos matemáticos, cuya base en común son los invariantes del tensor de impedancias (Berdichevsky y Dmitriev, 2008). En el presente trabajo se empleó el análisis del tensor de fase descrito en el capítulo 1.

El análisis del tensor de fase se realiza por medio de un algoritmo en Matlab, en el que se ingresan los archivos ".edf", donde se encuentran la información del tensor de impedancias, que calcula la dimensionalidad del medio, la dirección del *strike* o *azimut* $\alpha - \beta$, los valores de los ejes principales (Φ_{MAX} y Φ_{min}) y la representación gráfica del tensor de fase. Estos resultados aplican para periodos individuales y el análisis nos arroja los siguientes resultados (Figura IV.2-3, tabla IV.1).

La información de la Figura iv.2 es posible compararla con la representación gráfica del tensor de fase (Figura iv.3), en donde los datos 1D, en la primera imagen, están representados por un cuadro azul y generan una circunferencia. Los datos 2D, marcados con un cuadro verde, serán elipses con orientación del *strike*. Los 3D serán también elipses mayormente deformados, pero no arrojará algún valor de dirección de *Azimut* (tabla IV.1).

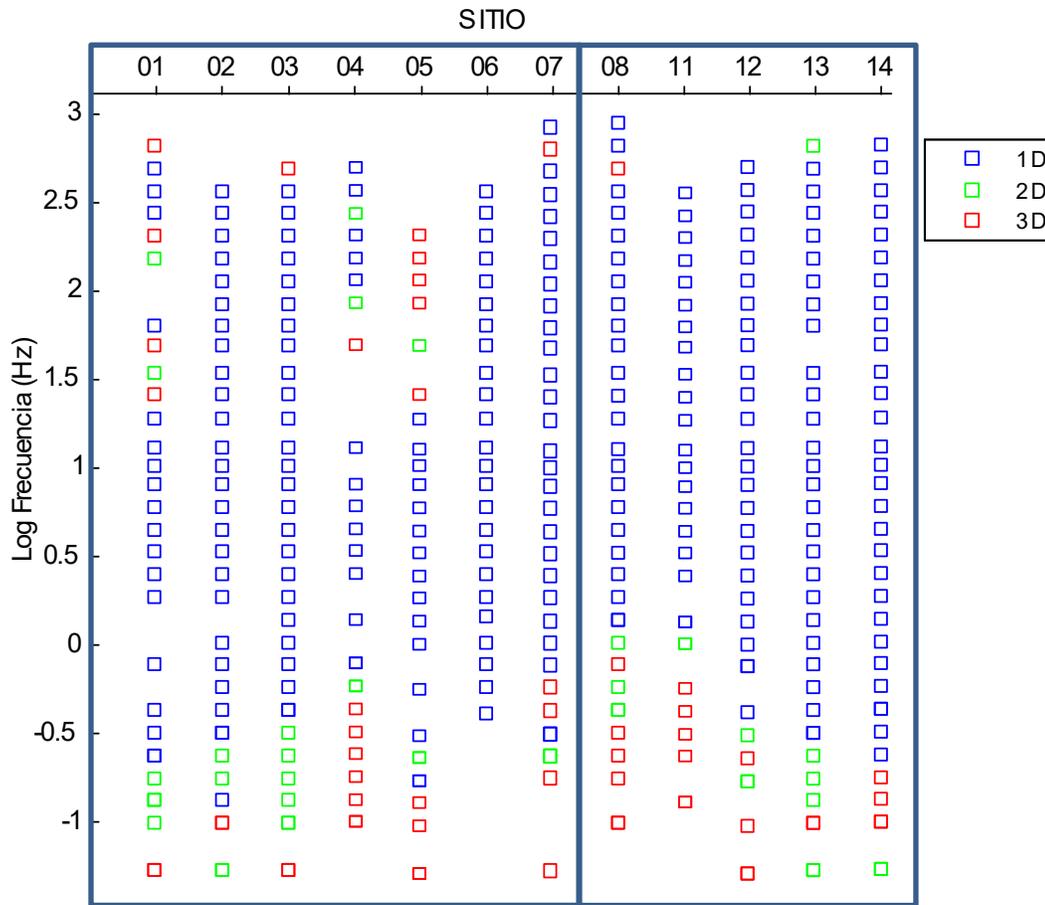


Figura IV.2 - Dimensionalidad de los datos a diferentes periodos de cada sitio, los recuadros separan los dos perfiles.

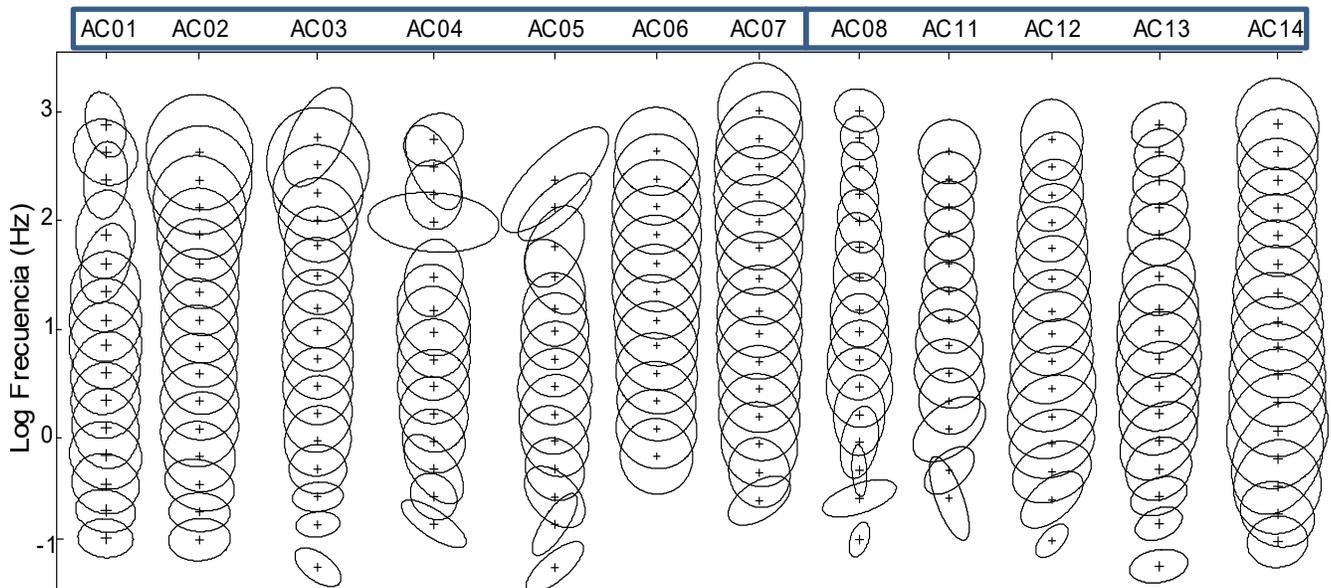


Figura IV.3 - Representación gráfica del tensor de fase a diferentes frecuencias.

Sitio	AC1	AC2	AC3	AC4	AC5	AC6	AC7	AC8	AC11	AC12	AC13	AC14
Azimut*	-5	-7.5	-1	-4	-9.5		59	-7	48	-8	-15	2
Dirección strike del perfil AA' = -5°							Dirección strike del perfil BB' = -6°					

Tabla IV.1 - Análisis de la dirección strike, en grados, a diferentes frecuencias en donde se tiene un comportamiento 2D.

En la tabla anterior se muestra la dirección del *azimut* de los datos que se comportan 2D en ambos perfiles, donde se observa que, en algunos casos, las direcciones presentan grandes variaciones respecto al periodo, a lo que se procedió a calcular un promedio del *azimut* de cada sitio, los cuales tienen un comportamiento similar entre -15° y 2° respecto al Norte, presentando cierta similitud en periodos largos (mayores a 1). El sitio 6 presenta un comportamiento principal 1D, por lo tanto, no arroja valores de *azimut* en ningún periodo. Los sitios 7 y 11 son predominantemente 1D (Figura IV.III) y presentan direcciones de *azimut* muy diferentes a la tendencia de los dos perfiles (59° y 48° respectivamente) y no se consideran para el promedio de la dirección preferencial de los perfiles.

El análisis por medio del tensor de fase no puede determinar directamente la dirección correspondiente del *strike* de la estructura geoelectrónica, debido a que no está claro si el *azimut* calculado corresponde al eje paralelo o perpendicular del *strike* (Caldwell *et al.*, 2004). Apoyándonos en la información del entorno geológico, se muestra cierta consistencia con el rumbo de uno de los principales grupos de fallas NNW-SSE presentes en el área (falla y lineamiento Loreto y La Giganta). Los datos de ambos perfiles se rotaron -5° . La rotación de los datos se realizó en el software WinGlink.

Una vez rotados los datos se generó una curva suavizada de ρ_a y φ (Fig IV.4). El cálculo se basó en el algoritmo D+ propuesto por (Beamish y Travassos, 1992), por tener un mejor ajuste y consistencia con los datos observados. El algoritmo proporciona un método para asegurar una respuesta física válida (fase mínima) a partir de datos que tienen características de respuesta 1D y relaciona la resistividad aparente y la fase del mismo

componente (xy o yx) a través de una función D+. Se ha demostrado que el procedimiento es válido para la mayoría de los datos 1D, 2D y para algunos casos 3D (Geosystem, 2008).

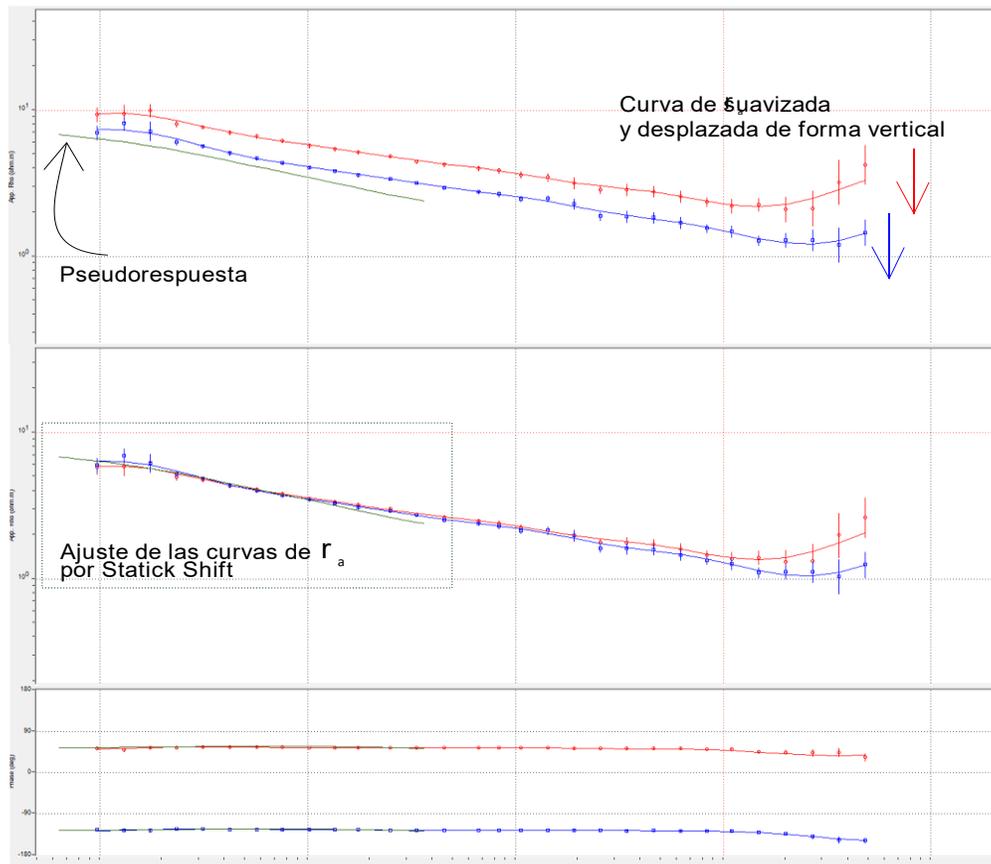


Figura IV.4 – Curva suavizada D+ y corrimiento estático de la curva de ρ_a MT con la pseudo respuesta de los datos TEM del sitio AG07.

Como parte del procesamiento de los datos, se obtuvieron las pseudo respuestas en el dominio espectral de la curva de decaimiento de resistividad respecto del tiempo de los sondeos transitorios electromagnéticos y se generaron modelos unidimensionales para cada sitio. Con la finalidad de que sean compatibles con las curvas de ρ_a de MT, para sobreponer y ajustar las curvas de ambos métodos (Figura IV.4). Debido a los efectos del corrimiento de la curva de ρ_a que los sondeos MT puedan tener por las distorsiones galvánicas (las fases no se ven afectadas ni modificadas) (Berdichevskiy y Dmitriev, 1976).

A partir del análisis dimensional, se observa que la contribución de los datos 1D predomina en la zona de estudio, teniendo un 80% de la información, y la estructura geoelectrica es unidimensional para períodos menores a 1 s con algunas irregularidades aisladas en diferentes sitios, para períodos mayores, con una aportación del 10% de los datos 2D, la

estructura es principalmente bidimensional y en los periodos más largos revela estructuras 3D, con el 10% restante de la información. Con este análisis se concluye que, aunque el medio tiene un comportamiento unidimensional, existen zonas en las que la modelación 2D es necesaria.

Inversión de datos MT.

Una vez que han sido corregidos por *static shift* (corrimiento estático) los sondeos MT, el siguiente proceso es la inversión de las curvas de ρ_a y φ con el algoritmo de los gradientes conjugados no lineales (NLGC), diseñado e implementado para resolver el problema inverso 2D integrado en WinGlink (Rodi y Mackie, 2001; Geosystem, 2008).

La inversión de los datos MT en una estructura como la tierra es un problema complejo, debido a que la propagación de los campos electromagnéticos en la tierra es difusiva y que los datos de respuesta medidos son ruidosos, mostrando que hay una infinidad de modelos posibles de crear y obtener la misma respuesta (Pellerin y Wannamaker, 2005). Por lo cual, la inversión de datos, es un proceso iterativo, automatizado, que pretende ajustar un modelo de resistividad inicial a un modelo final con la información contenida en los datos medidos, hasta que se alcanza un nivel satisfactorio de ajuste. Generalmente lo que se busca en el resultado final del modelo obtenido son las estructuras geoelectricas principales existentes en el subsuelo (Schwalenberg, et al., 2002).

Gradientes conjugados no lineales NLGC.

Recordando que en el caso 2-D, las ecuaciones de Maxwell pueden formularse en términos de las polarizaciones TE y TM desacopladas para las corrientes que fluyen paralelas y perpendiculares al *strike*, las resistividades aparentes complejas para el modo TE y TM se expresan como:

$$\rho_{TE} = \frac{1}{\omega\mu} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 \quad y \quad H_y = \frac{1}{i\omega\mu} \frac{\partial E_x}{\partial z} \quad 4.1$$

$$\rho_{TM} = \frac{1}{\omega\mu} \left| \frac{E_y}{H_x} \right|^2 \quad y \quad E_y = \rho \frac{\partial H_x}{\partial z} \quad 4.2$$

Los algoritmos utilizados por (Rodi y Mackie, 2001), resuelven las ecuaciones 4.1 a 4.2 mediante la segmentación del medio espacio en bloques rectangulares de diferentes dimensiones, cada uno asignado a una resistividad constante. El modelo directo se calcula

utilizando ecuaciones en diferencias finitas. La malla 2-D fue definida por el usuario e incorpora la topografía con la respuesta directa guardada en los datos de cada estación.

La rutina de inversión encuentra soluciones regularizadas (suaves) utilizando el método de gradientes conjugados no lineales (*NLCG*, por sus siglas en inglés) para coincidir con los datos MT medidos. El método *NLCG* se utiliza para minimizar una función objetivo que es la suma de los datos normalizados desajustados y la suavidad del modelo. El equilibrio entre los datos desajustados y el modelo suavizado se controla mediante un parámetro de regularización definido por el usuario (τ), que penaliza los residuos de los datos y la resistividad espacial de segundo orden (Rodi y Mackie, 2001).

El problema inverso relaciona el vector de datos observado (\mathbf{d}) con una función directa (F), el vector modelo (\mathbf{m}) y el vector de error (\mathbf{e}) como se formula a continuación (Rodi y Mackie, 2001):

$$\mathbf{d} = F(\mathbf{m}) + \mathbf{e} \quad 4.3$$

Ya sea para polarización TE o TM, $\mathbf{d}^i = [d^1 \dots d^N]$ es el valor del Log ρ o φ de la ρ_a para cualquier frecuencia dada, $\mathbf{m} = [m^1 \dots m^M]$ es un vector de parámetros que definen el modelo de resistividad. Si M es el número de bloques del modelo de manera que m^i es el valor de Log ρ_a , la función que modela el problema directo F se define utilizando la serie de Taylor sobre un modelo de inicio (\mathbf{m}). El problema inverso se resuelve tomando una solución regularizada al modelo minimizando una función objetivo, ψ , definida como:

$$\psi(\mathbf{m}) = (\mathbf{d} - F(\mathbf{m}))^T \mathbf{V}^{-1} (\mathbf{d} - F(\mathbf{m})) + \lambda \mathbf{m}^T \mathbf{L}^T \mathbf{L} \mathbf{m} \quad 4.4$$

para valores dados de λ , \mathbf{V} y \mathbf{L} , donde λ es un parámetro de regularización positivo, \mathbf{V} es una matriz que corresponde a la varianza del vector de error \mathbf{e} , y \mathbf{L} es el laplaciano de la resistividad aparente. La minimización de la función objetivo en la ecuación 4.4 se lleva a cabo a través del *NLCG*. La inversión busca lograr el error RMS más bajo y el modelo más suave (Rodi y Mackie, 2001).

Para calcular el parámetro de regularización (τ) adecuado, se recurre al análisis de la curva de regularización (curva L), donde se grafica rugosidad vs error cuadrático medio y se toma el valor que obtenga el modelo simplificado más suavizado posible buscando que los errores RMS sean lo más bajo posibles y que las características relevantes tengas más

peso. A medida que el valor de τ incrementa, el modelo de resistividad se tornará más suavizado, por lo tanto, el ajuste entre los datos observados y los calculados será menor (Türkoglu *et al.*, 2015).

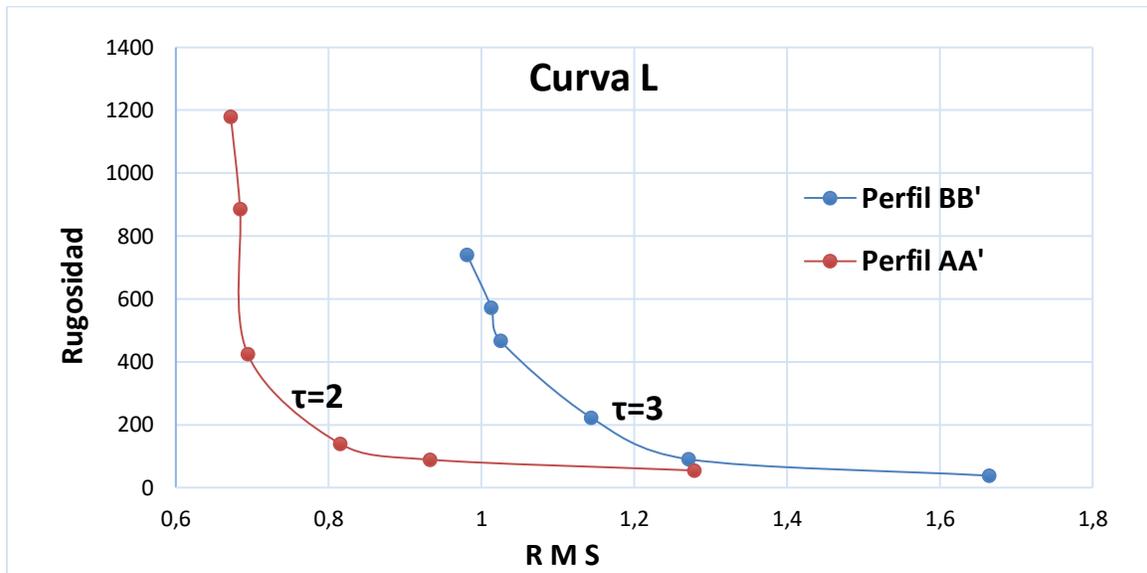


Figura IV.5 - Curva L generada con diferentes valores de τ para cada perfil.

La curva se generó con 50 iteraciones del algoritmo para diferentes valores de τ y el valor de regularización que dará el modelo más aceptable será el $\tau = 2$ para el perfil AA' y $\tau = 3$ para el perfil BB'.

Modelo geoelectrico.

En el proceso de inversión, en general, el modo TE se asocia a conductores aislados y la ρ_{TE} se va a mostrar como una curva un poco más resistiva, mientras que en el modo TM la ρ_{TM} tendrá un comportamiento inverso, al mostrar la curva un factor más conductor y es capaz de modelar los límites donde aparecen los principales cambios de resistividades. Para obtener los beneficios de ambos modelos, el mejor resultado se encuentra cuando se combinan e invierten ambos modos ($TE + TM$), en general se hace una especie de “promedio geométrico” (porque está en una escala logarítmica) de los dos modos (Pedersen y Engels, 2005).

Para la inversión de los datos se partió del modelo inicial de un semi-espacio homogéneo de $100 \Omega m$, tomando en cuenta la topografía del terreno y extendido lateralmente y a profundidad. Se fijó en 50 el número de iteraciones para tratar de obtener la mejor aproximación posible con el valor de τ adecuado, calculado anteriormente con la curva L.

Para el perfil A, se obtuvo el valor $RMS = 0.827$ con un $\tau = 2$ (Figura IV 6.a). El perfil B se elaboró con los ajustes iniciales de inversión iguales al perfil A, con la única diferencia de $\tau = 3$ y se obtiene un $RMS=1.099$ (Figura IV 6.b). Las respuestas calculadas se encuentran en la sección de *apéndice*.

Para limitar adecuadamente los perfiles a profundidad, se elaboraron pruebas de sensibilidad. Se realizan mediante prueba y error sobre los modelos 2D ya generados y consisten en agregar una capa de alta resistividad, iniciando a gran profundidad e ir disminuyendo poco a poco, para observar cómo responde el modelo directo calculado. En el momento que se muestre una variación en los sondeos más largos, con $T = 10$ s, indica la profundidad que se alcanza con el modelo. En este caso, para ambos perfiles se calculó una profundidad máxima de ~ 4000 m, ya que la variación más evidente registrada se encuentra entre los modelos de 3600 - 4200 m de profundidad.

Las seudo secciones de los modelos 2D proporcionan una ayuda visual útil, ya que dan tendencias generales de posibles estructuras del subsuelo, y son generadas con la información TE o TM, interpolando los datos de los sitios (ver Apéndice). Las seudo secciones de resistividad pueden ser muy engañosas con la presencia de estructuras conductivas multidimensionales, ya que la resistividad aparente es afectada generando corrimiento estático, que no se corrige en la interpolación. A diferencia de las seudo secciones de fase que son libres de este corrimiento (Simpson y Bahr, 2005).

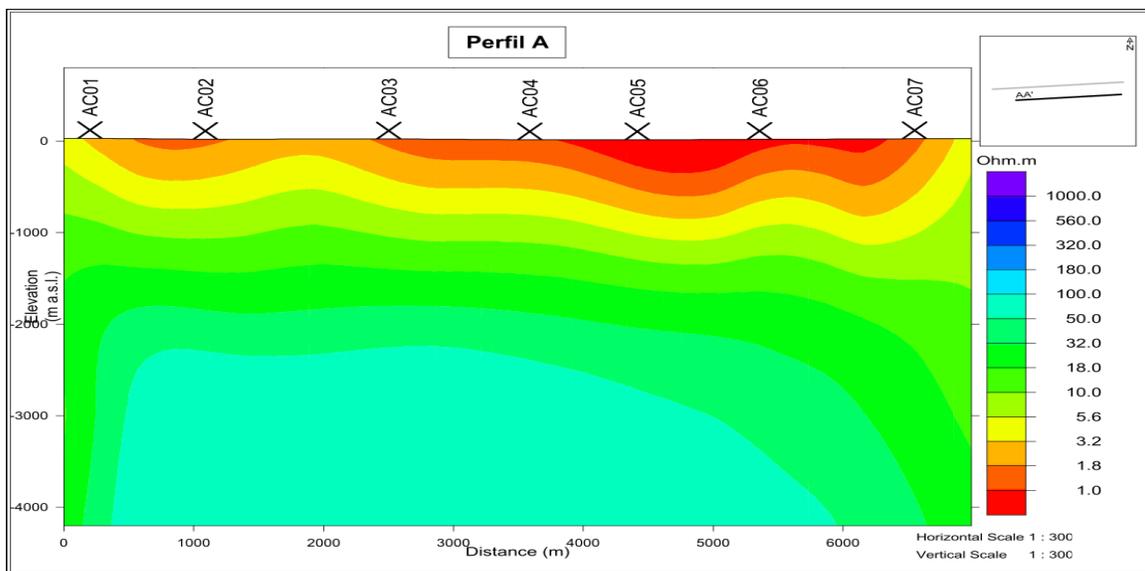


Figura IV.6 Perfil geoelectrico A.

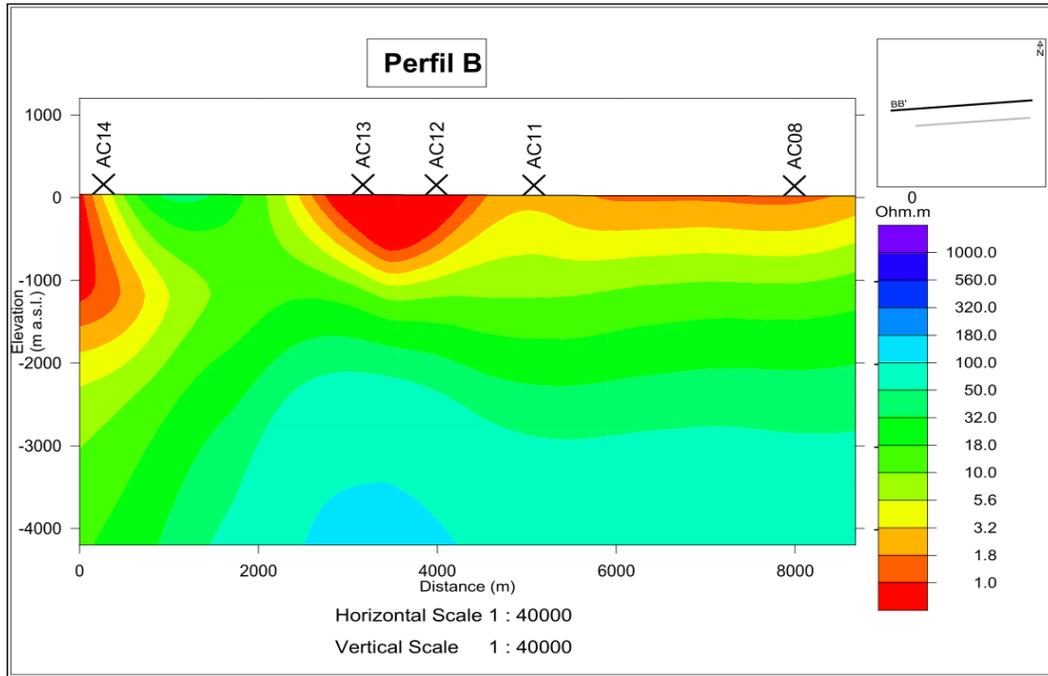


Figura IV.7 Perfil geoelectrico B.

V. Discusión de resultados.

Al presentar ambos perfiles se nota una continuidad lateral en las estructuras geoelectricas de un perfil al otro, indicando que son consistentes los modelos, y pueden observarse límites de interfases a profundidad. Se distinguen 3 unidades geoelectricas, las cuales están descritas en la siguiente tabla:

UNIDAD GEOELÉCTRICA	INTERVALO RESISTIVIDAD (Ωm)	DESCRIPCIÓN
U1	< 5.6	Unidad geoelectrica conductora somera que se puede asociar a material granular no consolidado, con saturación alta. Se encuentra presente a lo largo de ambos perfiles con una profundidad máxima ~ 800 m. En el perfil B se presenta una discontinuidad en este horizonte conductor al oeste de la sección, interferida por la unidad geoelectrica 2, entre los sondeos AC 13 y AC 14.
U2	5.6 a 32	Unidad geoelectrica de resistividades bajas, se presenta en un horizonte debajo del conductor en ambos perfiles y con profundidad de ~ 800 a 2000 m. En los extremos Este y Oeste del perfil A, se distingue una continuidad de este perfil a mayor profundidad y en el perfil B existe un ascenso de esta unidad, llegando al nivel superficial. Puede ser asociada a flujos piroclásticos con saturación media.
U3	32 a 150	Unidad geoelectrica de resistividades medias-altas. Tienen presencia a partir de los 2000 m de profundidad en ambos perfiles. Se puede asociar a un material poco permeable y sin fracturación secundaria, es posible atribuirla a rocas ígneas intrusivas.

Tabla V.1 - Descripción de unidades geoelectricas.

Correlación geológica.

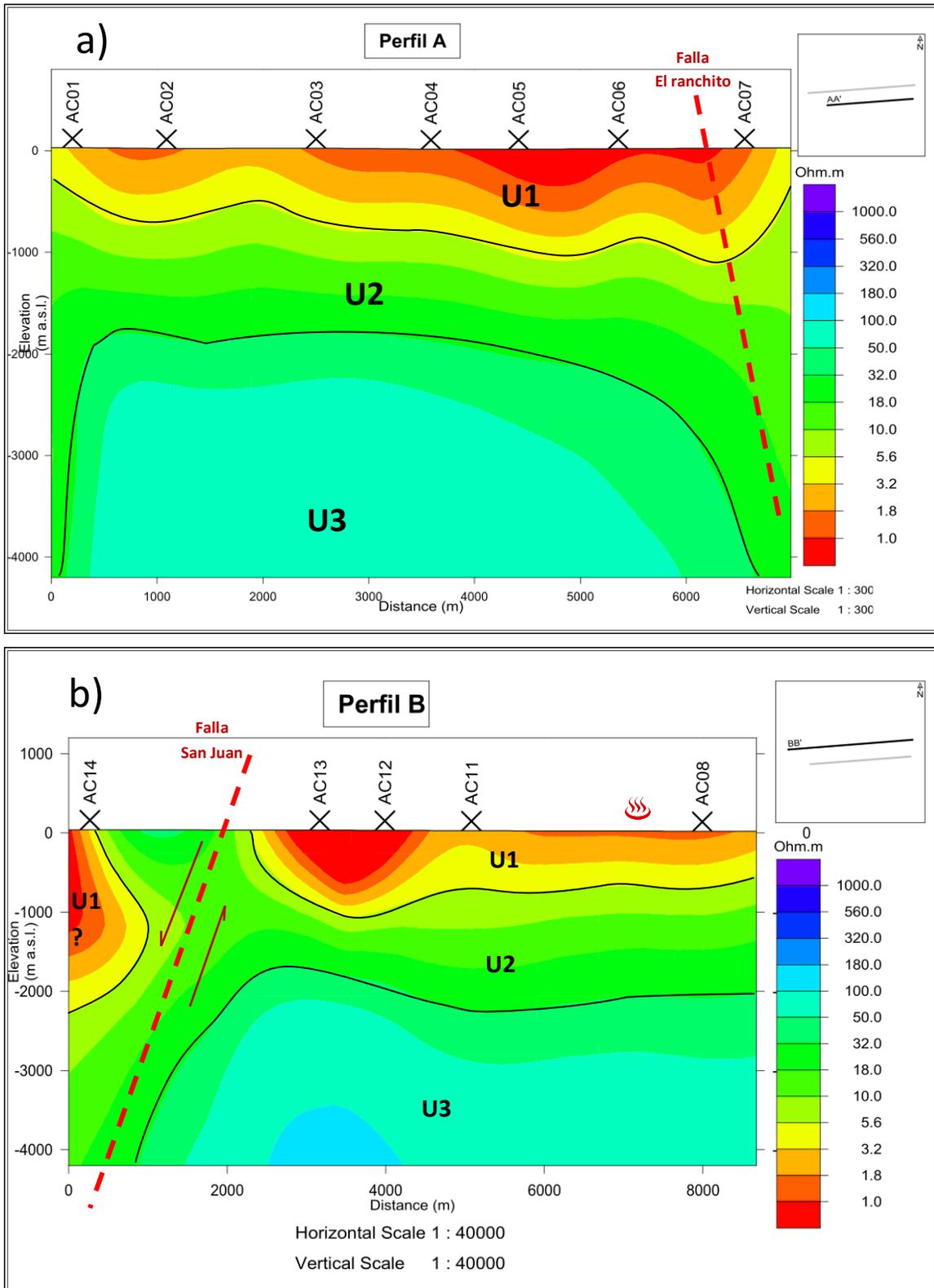


Figura V.1 - Identificación de las unidades geoelectricas de ambos perfiles.

La unidad conductora superficial (U1), representa el material aluvial poco consolidado constituido por areniscas, limos y conglomerados que son transportado por el caudal intermitente del río San Juan a través de la desembocadura de San Bruno, proveniente del valle del San Juan B. Londó y por escurrimientos del complejo Mencenares, así como también incorpora a los sedimentos semiconsolidados de la formación Salada.

Esta unidad geoelectrica (U1) se presenta en un horizonte irregular, evidente en ambos perfiles (Figura V.1), con un espesor menor a los 800 m y con una disminución en dirección a la línea de costa (Este) y al Cerro Mencenares (norte). Esta característica irregular puede referirse al ambiente de depósito de la formación salada (depósitos de origen marino costero de aguas de escasa profundidad con aporte continental). En el perfil B se observa una discontinuidad de esta unidad entre los sitios AC 13 y AC 14, además de la irregularidad del ambiente de depósito, se puede inferir a la traza a profundidad de la falla San Juan, reportada por el SGM en la carta G12-A88 *Loreto*.

Cabe recordar de que en el informe de CONAGUA (2015) se reporta un acuífero independiente sobre la desembocadura de San Bruno, infiriendo un parteaguas del flujo subterráneo entre el valle de SJBL y éste de menores proporciones. Este parteaguas puede ser inferido a la falla San Juan que tiene una dirección NW-SE está asociada a los eventos de extensión del golfo de California. Estructuralmente, el acuífero de menores dimensiones (San Bruno) y el principal (valle de SBJL) presentan similitudes, debido a que se encuentran bajo las mismas condiciones de ambientes de depósito. Las unidades geológicas a las que son referidas esta unidad geoelectrica conductora superficial representa el acuífero en explotación actualmente. El conductor superficial aislado debajo del sitio AC 14 en el perfil B (Figura V.1 b)) también representa al acuífero, pero en la respectiva porción del valle. Estos materiales cuentan con una saturación media a baja, cuando el material no presenta porosidad secundaria. En la base de esta unidad (U1) puede estar asociada a una capa de material más fino de la formación Salada, evidenciando la transición con la formación Comondú.

La unidad geoelectrica intermedia (U2) con resistividad media-baja (5.6-32 Ω m), puede estar conformada por rocas vulcano-sedimentarias constituida por piroclásticos, brechas volcánicas, aglomerados y hacia la cima coladas de andesita, referentes a la formación Comondú en su totalidad, con una saturación media a baja, dependiendo si presentan cierto grado de fracturamiento.

Esta unidad (U2) presenta un espesor de 1200 m aproximadamente en la zona central de los perfiles, llegando a profundidades mayores en los extremos de ambos perfiles (Figura

V.1 b)). En el extremo poniente del perfil B, se presenta un ascenso y descenso de esta unidad, en la zona asociada a la falla de San Juan, entonces es probable que el movimiento de la falla haya hecho que el material de esta formación llegara a estos niveles. Además de que a profundidad en la parte inicial y final del perfil A, se observa una continuidad a profundidad de esta unidad U2 (Figura V. 1 a)).

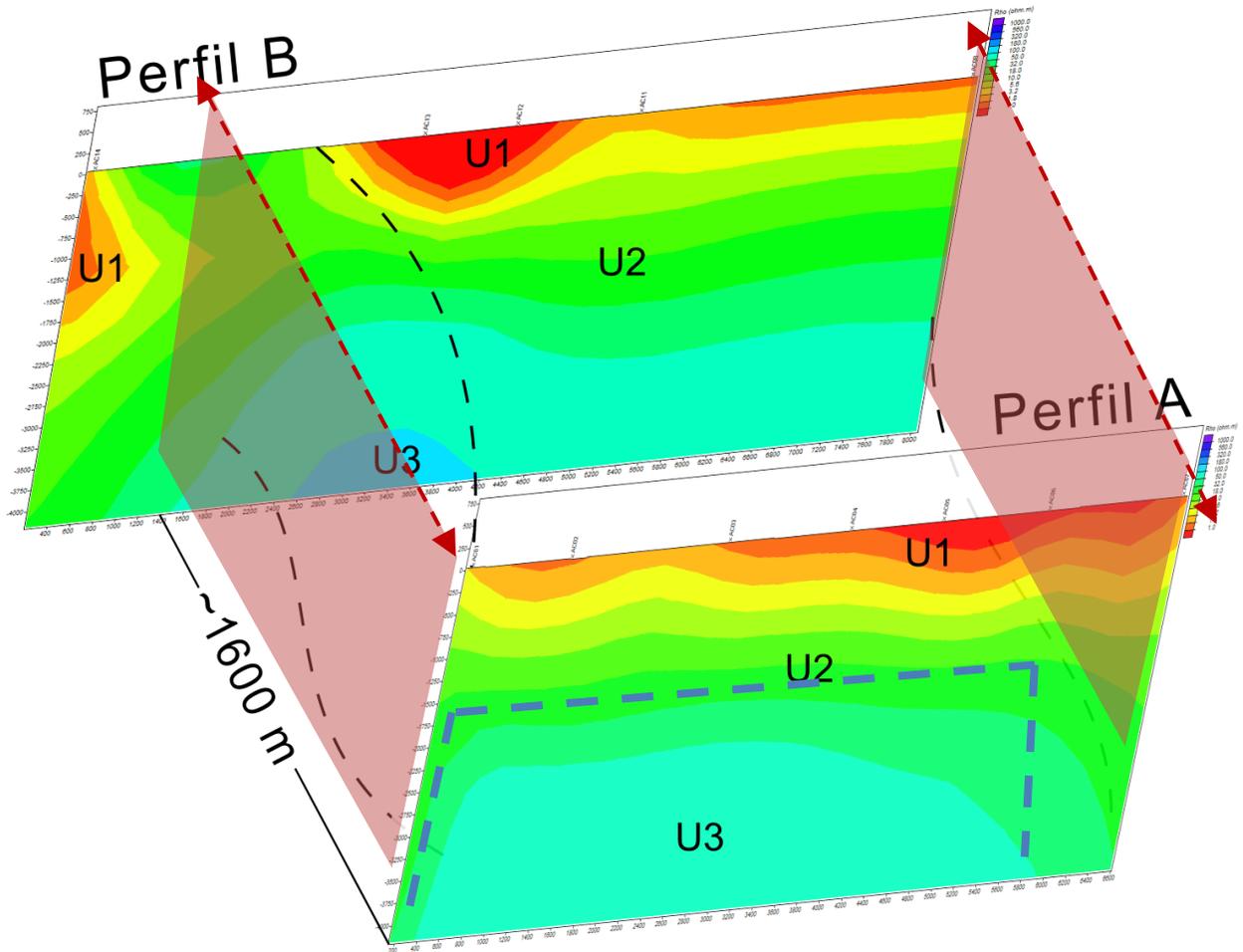


Figura V.2 - Correlación de unidades geoelectricas y estructurales de los dos perfiles obtenidos.

La unidad geoelectrica más resistiva U3 (mayor a $32 \Omega\text{m}$ y con el valor máximo calculado de $150 \Omega\text{m}$) se presenta a profundidades mayores de 2000 m. Se asocia al basamento del área de estudio (Batolito Peninsular). Esta unidad aumenta su resistividad en dirección norte (cerro Mecenares) y se ve restringida en el perfil A, posiblemente esta naturaleza se deba un horst formado entre las fallas San Juan y El Ranchito (Figura V.2) originadas por el régimen extensional que tiene la península de Baja California.

VI. Conclusiones

El uso de métodos electromagnéticos, especialmente el MT, en la exploración de recursos geotérmicos es muy útil, ya que las propiedades físicas y químicas que se ven involucradas en manifestaciones termales (presión, temperatura, sólidos totales disueltos) influyen directamente en el comportamiento de la resistividad del medio y dan un panorama a profundidades de interés geotérmico.

Se cumple el objetivo al caracterizar geo eléctricamente la zona de Agua Caliente, Baja California Sur, a través de la desembocadura del río intermitente, San Bruno, mediante el método magnetotelúrico (MT); para determinar la existencia de fluidos termales presentes en el área.

1. El procesamiento y análisis de los datos, logró establecer un medio 2D con una dirección de *Strike* NW-SE con base al análisis del tensor de fase.
2. Se generaron dos perfiles geoelectricos paralelos, de siete y nueve kilómetros respectivamente, con una separación de 1600 m.
3. Con esta metodología se logró una profundidad máxima de investigación de ~4 000 m.
4. Los perfiles geoelectricos se relacionaron con las unidades hidrogeológicas y el esquema estructural de la zona de la siguiente manera:
 - El acuífero del que se extrae agua dentro de la desembocadura de San Bruno, se compone de material granular de consolidado a semiconsolidado con saturación media, relacionado a material aluvial reciente y a la Formación Salada, con un espesor variable con un valor máximo de ~ 800 m.
 - Se detectó que el parteaguas entre el acuífero de la cuenca de SJBL y la desembocadura de San Bruno es generado por la irregularidad de los depósitos Cuaternarios y a la traza a profundidad de la falla de San Juan (NW-SE) y al *horst* generado por el régimen extensional presente en el área.
 - La unidad intermedia (U2) se asocia a rocas volcanosedimentarias de la Formación Comondú con una saturación media, pero con posible fracturamiento en dirección (NW-SE). Se estima un espesor ~1500 m.
 - El basamento del área de estudio, batolito peninsular, se infiere a más de ~ 2500 m, logrando mostrar una parte de éste entre dos fallas normales en una disposición de *horst* de orientación N-S.

Debido a las escasas precipitaciones promedio anuales en esta zona (15 mm) y al clima clasificado como caluroso de tipo extremoso, no muestra grandes cantidades de recarga vertical a lo largo del año, lo cual ocasiona la escasez de agua. El acuífero presenta sus recargas principalmente a flujos regionales, a través de las fallas en el área, especialmente las asociadas al régimen extensional del Golfo de California.

La zona de interés geotérmico es la Formación Comondú, como el reservorio, por contar con un fluido, que presenta evidencias en superficie, de un alto gradiente geotérmico principalmente en las zonas de fracturas y fallas. No fue posible asociar alguna anomalía geoelectrica a una fuente de calor para el sistema.

Se establece la temperatura del reservorio en la zona de Agua Caliente es cercana a los 150°C, por lo cual, se considera un fluido de mediana entalpía, con la posibilidad de aprovechar el recurso para la generación de energía eléctrica. Gracias al avance tecnológico actual, es posible aprovechar sus recursos, o bien explotarlos "en cascada", lo cual equivale a seguir extrayendo energía de los fluidos que han pasado ya por alguna etapa de su uso: por ejemplo, los fluidos que son desechados por una estación geotermoeléctrica a una temperatura de más de 100°C, pueden aún ser utilizados para el enlatado de comida, extracción de sales y posteriormente para calefacción, refrigeración, invernaderos.

De igual manera, el trabajo realizado presenta una caracterización de la distribución hidrogeológica, dejando un panorama para el aprovechamiento y mejor manejo de este recurso en área en un futuro. Debido a que actualmente el acuífero de SJBL se encuentra en veda tipo III "*Distrito Nacional de Riego de Baja California Sur*", se considera que el incremento de la actividad agrícola pone en peligro al acuífero.

Bibliografía

Almaguer R, J. d. L., 2013. *Estudio magnetotélúrico con fines de interés geotérmico en el sector del norte del nevado de Ruiz, Colombia (Tesis de maestría)*. s.l.:Centro de geociencias, UNAM, Mexico.

Angelier, J., Colleta, B. C. J., Ortlieb, L. & Ranguin, C., 1981. Fault tectonics of the Baja California Peninsula and the opening of the Sea of Cortez, Mexico. *Journal of Structural Geology*, 3(4), pp. 347-357.

Anguiano Rojas, R. A., 1996. *Introducción al análisis de Fourier*. UNAM: Facultad de Ingeniería.

Antonio Carpio, R. y otros, 2011. Electrical resistivity imaging of a seismic region in northern Baja California, Mexico. *Geofísica Internacional*, 50(1), pp. 23-39.

Aragón-Arreola, M., 2006. *Evolución estructural de las cuencas del norte y centro del golfo de California. Implicaciones en la cinemática de apertura y en el acomodo de la deformación. (Tesis de doctorado)*. s.l.:CICESE-Ensenada, Mexico.

Arango-Galván, C. y otros, 2011. Shallow submarine and subaerial, low-enthalpy hydrothermal manifestations in Punta Banda, Baja California, Mexico: Geophysical and geochemical characterization. *Geothermics*, 40(2), pp. 102-111.

Arango-Galván, C., Prol-Ledesma, R. M. & Torres-Vera, M. A., 2015. Geothermal prospects in the Baja California Peninsula. *Geothermics*, Volumen 55, pp. 39-57.

Barragan R., R. M. y otros, 2001. Geochemical survey of medium temperature geothermal resources from the Baja California Peninsula and Sonora, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Issue 110, pp. 101-119.

Beamish, D. & Travassos, J. M., 1992. The use of the D+ solution in magnetotelluric interpretation. *The Journal of Applied Geophysics*, 29(1), pp. 1-19.

Bellon, H. y otros, 2006. La Purísima volcanic field, Baja California Sur (Mexico): Miocene to Quaternary volcanism related to subduction and opening of an asthenospheric window. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Issue 152, pp. 253-272.

Berdichevskiy, M. N. & Dmitriev, V. I., 1976. DISTORTION OF MAGNETIC AND ELECTRICAL FIELDS BY NEAR-SURFACE LATERAL INHOMOGENEITIES. *Acta Geodaetica, Geophysica et Montanistica*, 11(3-4), pp. 447-483.

Berdichevsky, M. N. & Dmitriev, V. I., 2008. *Models and Methods of Magnetotellurics*. Berlín: Springer.

Bigeoggero, B., Corona-Chavez, P. & Tunesi, A., 1996. Características estratigráficas, petrológicas y extinción del cinturón andesítico Miocénico en la región de Loreto-Las Parras, Baja California Sur, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13(2), pp. 152-173.

Bigioggero, B. y otros, 1995. The Cerro Mencionares volcanic center, Baja California Sur: Source and tectonic control on postsubduction magmatism within the Gulf Rift. *GSA Bulletin*, 107(9), pp. 1108-1122.

Birkle, P., Portugal Marín, E. & Barragán Reyes, R. M., 2010. *Chemical-Isotopic Evidences for the Origin and Evolution of Geothermal Fluids at the Las Tres Vírgenes Geothermal Field, B.C., NW-Mexico*. Balí, Indonesia, s.n.

Cagniard, L., 1953. Basic theory of magnetotelluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, Volumen 18, pp. 605-635.

Caldwell, T. G., Bibby, H. M. & Brown, C., 2004. The magnetotelluric phase tensor. *Geophysical Journal International*, 158(2), pp. 457-469.

Campa, M. F. & Coney, P. J., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Volumen 20, pp. 1040-1051.

Cantwell, T., 1960. *Detection and analysis of low frequency magnetotellurics signals*. s.l.:Massachusetts Institute of Tecnology..

Carrillo-Rivera, J., 2000. Application of the groundwater-balance equation to indicate interbasin and vertical flow in two semi-arid drainage basins, Mexico. *Hydrogeology Journal* , 8(5), pp. 503-520.

Casarrubias-Unzueta, Z. & Leal-Hernandez, R., 1994. *Estudio Geologico Regional del Proyecto Geotérmico de Bahía Concepcion*. B.C.S., s.l.: Gerencia de Estudios Geotermoeléctricos, Departamento de Exploración..

CeMIEGeo. Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica., 2019. *Geotermia en México*. [En línea]
Available at: <http://www.cemiegeo.org/index.php/geotermia-en-mexico>
[Último acceso: 11 11 2019].

CFE, 1984. *Evaluación Geotérmica preliminar del estado de Baja California Sur*, : Depto de exploración.

CFE, 1996. *1996. Estudio de resistividad y gravimetría en la zona de Santispac, El Centavito*. B.C.S. y Santiago Papasquiaro Dgo, s.l.: Gerencia de Estudios Geotermoeléctricos, Departamento de Exploración.

CFE, 1997. *Propuesta para la localización de pozos de gradiente en el Centavito, Agua Caliente y Santispac, BCS*, : Gerencia de proyectos geotermoeléctricos, Departamento de exploración.

CFE, 2000. *Propuesta de profundización del pozo AC-1 en la zona de Agua Caliente BCS*, Gerencia de estudios geotermoeléctricos: Departamento de exploración.

- CFE, 2017. *SIE (Sistema de Información Energética)*. [En línea]
Available at: <http://sie.energia.gob.mx/>
[Último acceso: 08 10 2019].
- Chave, A. D. & G., J. A., 1997. Electric and Magnetic Field Galvanic Distortion Decomposition of B087 Data. *Journal of Geomagnetism and Geoelectricity*, Volumen 49, pp. 767-789.
- CONACYT, 2015. *CONACYT - Sustentabilidad Energética*. [En línea]
Available at: <https://www.conacyt.gob.mx/>
[Último acceso: 08 10 2019].
- CONAGUA, 2015. *Determinacion de la disponibilidad de agua en el acuífero Loreto (0328), Estado de Baja California Sur., s.l.: s.n.*
- CONAGUA, 2015. *Determinacion de la disponibilidad de agua en el acuífero San Juan B. Londó (0329), Estado de Baja California Sur., s.l.: s.n.*
- Constable, S. C., Parker, R. L. & Constable, C. G., 1987. Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, March, 52(3), pp. 289-300.
- Contreras-Pérez, J., Ramírez-Zerpa, N. & Negrete-Aranda, R., 2012. Modelos tectonoestratigráficos de las cuencas de Tiburón y Wagner en el norte del Golfo de California. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29(1), pp. 140-157.
- Cruz-Castillo, M., 2002. Catálogo de las fallas regionales activas en el norte de baja california, México. *GEOS*, Abril, 22(1), pp. 37-42.
- Díaz Molina, O., 2003. *Modelación 1D directa e inversa de datos de radar de penetración terrestre*. Tesis de Maestría ed. Ciudad Universitaria: UNAM.
- Díaz Molina, O., 2013. *Modelación 1D directa e inversa de datos de radar de penetración terrestre*. Ciudad Universitaria(Mexico DF): Instituto de Geofísica.
- Díaz-Torres, J. J. y otros, 2012. Geomorfometría del Escarpe Principal del Golfo de California Análisis comparativo entre dos segmentos del rift:Sierra San Pedro Mártir y Sierra Juárez, Baja California, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29(3), pp. 590-610.
- EIA, 2019. *Energy information administration*. [En línea]
Available at: <https://www.eia.gov/>
[Último acceso: 08 10 2019].
- EPA, 2019. *Environmental protection agency*. [En línea]
Available at: <https://www.epa.gov/ghgemissions/global-greenhouse-gas-emissions-data>
[Último acceso: 08 10 2019].

- Fletcher, J. M. y. S. R. M., 2009. Patterns of Quaternary deformation and rupture propagation associated with an active low angle normal fault, Laguna Salada, Mexico: Evidence of a rolling hinge?. *Geosphere*, 5(4), pp. 385-407.
- Gastil, G. y otros, 1976. La Zona Batolítica del Sur de California y el Occidente de México. *Bol. Soc. Geol. Mexicana*, 37(1), pp. 84-90.
- Gastil, G., Krummenacher, D. & Minch, J., 1979. The record of Cenozoic volcanism around the Gulf of California. *Geological Society of America Bulletin*, 90(1), pp. 839-857.
- Geosystem, 2008. *A guide to using WinGLink*. 2.20.02.01 ed. Milan: Geosystem.
- González-Abraham, A., Fagundo-Castillo, J. R., Carrillo-Rivera, J. J. & Rodríguez-Estrella, R., 2012. *Geoquímica de los sistemas de flujo de agua subterránea en rocas sedimentarias y rocas volcánicas de Loreto, BCS, México*. s.l.:Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana.
- Gutierrez C., D. M. E., 2014. *Estudio magnetotélurico en la falla Agua Blanca, Baja California, México*. Ensenada(Baja California): CICESE.
- Gutiérrez-Negrín, L. C. A., 2012. Update of the Geothermal Electric Potential in Mexico. *Geothermal Resources Council Transactions*, Volumen 36, pp. 671-678.
- Hausback, B. P., 1984. Geology of the Baja California peninsula. En: P. Section, ed. *Cenozoic volcanic and tectonic evolution of Baja California Sur, Mexico*. : Society of Economic Paleontologists, pp. 219-236.
- Herrera, H. L., 2005. Actualización del modelo geológico conceptual del yacimiento geotérmico de Cerro Prieto, BC.. *Geotermia*, Enero, 18(1), pp. 37-46.
- Herzig, C., 1990. Geochemistry of igneous rocks from the Cerro Prieto geothermal field, northern Baja California, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Issue 42, pp. 261-271.
- IPPC, 2014. *Mitigation of Climate Change*, NY: Cambridge.
- Jiracek, G. R., 1990. Near-surface and topographic distortions in electromagnetic induction. *Surveys in Geophysics*, 11(2-3), pp. 163-203.
- Jiracek, G. R. e. a., 2012. *Magnetotelluric phase tensor to geothermal assessment in New Zealand and New Mexico*. San Francisco, California, AGU.
- Jones, A. G., 1988. Sfacic shift of magnetotelluric data and its removal in a sedimentary basin environment. *Geophysics*, 53(7), pp. 967-978.
- Kalyan Kumar, R., 2008. *Potential Theory in Applied Geophysics*. s.l.:Springer.

- Kimbrough, D. L. y otros, 2001. Forearc-basin sedimentary response to rapid Late Cretaceous batholith emplacement in the Peninsular Ranges of southern and Baja California. *Geology*, June, Volumen 29, pp. 491-494.
- Lewis, C. J., 1996. Stratigraphy and geochronology of Miocen and Pliocen volcanic rocks in the Sierra San Fermín and southern Sierra San Felipe, Baja California, Mexico. *Geofísica internacional*, 35(1), pp. 3-25.
- Lonsdale, P., 1989. Geology and tectonic history of the Gulf of California. En: *The eastern Pacific ocean and Hawaii*. s.l.:The Geology of North America v. N, Boulder, CO, pp. 499-521.
- Louise, P. & Wannamaker, P. E., 2005. Multi-dimensional electromagnetic modeling and inversion with application to near-surface earth investigations. *Computers and Electronics in Agriculture*, 46(1), pp. 71-102.
- Martí, A., Queralt, P., Jones, A. G. & Ledo, J., 2005. Improving Bahr's invariant parameters using the WAL approach. *Geophysical Journal International*, Volumen 163, pp. 38-41.
- Martí, A., Queralt, P. & Roca, E., 2004. Geoelectric dimensionality in complex geological areas: application to the Spanish Betic Chain. *Geophysical Journal Intenational*, 157(3), pp. 961-974.
- Martín-Barajas, A., 2000. Volcanismo y extensión en la Provincia Extensional del Golfo de California. *Boletín de la sociedad geológica mexicana*, 53(1), pp. 72-83.
- Martín-Barajas, A. & Stock, J. M., 1993. Estratigrafía y petrología de la secuencia volcanica de Puertecitos, noreste de Baja California. Transicion de un arco volcanico a rift. En: *Contribuciones a la Tectónica del Occidente de Mexico*. s.l.:Mnonografías de la Union Geofísica Mexicana 1, pp. 66-89.
- Maxwell, J. C., 1865. A dynamical theory of the electromagnetic field. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, Volumen 155, pp. 459-513.
- Mc Lean, H., 1988. Reconnaissance geologic map of the Loreto and part of the San Javier quadrangles, Baja California Sur, México. *U.S. Geological Survey Miscellaneous Field Studies Map, Report No. MF-2000*, pp. 1-10.
- McFall, C. C., 1968. Reconnaissance geology of the Concepcion Bay area, Baja California, Mexico. *Geological Sciences, Stanford University Publications*, 10(1), pp. 1-25.
- MME, 2008. *Plano Nacional de Energía 2030*. [En línea]
Available at: http://www.epe.gov.br/PNE/20080111_1.pdf
[Último acceso: 15 Marzo 2015].
- Montoya Valenzuela, J. A., 2014. *Evidencias basadas en sismica de reflexión de un sector de tectónica inactiva en el norte del Golfo de California*. Ensenada(Baja California): CICESE.

- Moombariga Geoscience, 2016. *Magnetotelluric surveys (MT)*. [En línea] Available at: <http://moombarriga.com.au/index.php/magnetotelluric-surveys-mt/> [Último acceso: 15 11 2019].
- Naidu, G. D., 2012. *Deep Crustal Structure of the Son-Narmada-Tapti Lineament, Central India*. Berlín: Springer.
- Negrete-Aranda, R. & Cañón-Tapia, E., 2008. Post-subduction volcanism in the Baja California Peninsula, Mexico: The effects of tectonic reconfiguration in volcanic systems. *Lithos*, 102(1-2), pp. 392-414.
- OLADE/BID, 1994. Guía para estudios de reconocimiento y prefactibilidad geotérmicos. En: Quito, Ecuador: Documentos de OLADE.
- Olguín-Villa, A. E., Vidal-Solano, J. R. & Stock, J. M., 2013. Petrografía, geoquímica, petrofábrica y paleomagnetismo de la Toba de San Felipe en la región de Cataviña, Baja California, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 30(2), pp. 282-298.
- Orellana, E., 1974. *Prospección geoelectrica en corriente continua*. Madrid: Paraninfo.
- Orellana, E., 1974. *Prospección Geoelectrica por campos variables*. Madrid: Paraninfo.
- Ortega Guerrero, B., Caballero Miranda, M., Lozano García, S. & Villanueva, M. d. I. O., 1999. Palaeoenvironmental record of the last 70 000 yr in San Felipe Basin, Sonora desert, Mexico: preliminary results.. *Geofísica Internacional*, 38(1), pp. 1-11.
- Pallares, C. y otros, 2007. Slab-tearing following ridge-trench collision: Evidence from Miocene volcanism in Baja California, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 161(1-2), pp. 95-117.
- Pedersen, L. B. & Engels, M., 2005. Routine 2D inversion of magnetotelluric data using the determinant of the impedance tensor. *Geophysics*, 70(2), pp. G33-G41.
- Pellerin, L. & Wannamaker, P. E., 2005. Multi-dimensional electromagnetic modeling and inversion with application to near-surface earth investigations.. *Computers and Electronics in Agriculture*, 46(1-3), pp. 71-102.
- Peniche Espejel, J. F., 2008. *Modelado de la respuesta GPR de una tierra estratificada empleando el método WKBJ*. UNAM ed. Ciudad Universitaria: Tesis de licenciatura.
- Pous, J. & Marcuello, A., 2003. El método magnetotelúrico: descripción y aportaciones en investigaciones de ámbito regional. *Boletín Geológico y Minero*, 114(1), pp. 5-16.
- Pro-Ledesmaa, R. M. y otros, 2004. Vent fluid chemistry in Bahía Concepción coastal submarine hydrothermal system, Baja California Sur, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Issue 137, pp. 311-328.

- Prol-Ledesma, R. M. & Arango-Galvan, C., 2017. Sistemas Geotérmicos de la Península de Baja California. *Monografías, Instituto de Geofísica*, pp. 102-119.
- Prol-Ledesma, R. M. & Ortega, A., 1988. Geochemical evidence of a thermal component in the groundwater of the San Juan Londo valley, Baja California Sur, Mexico. *Geothermal Resources Council*, 12(1), pp. 137-141.
- Radelli, L. & Navarro-Herrera, A., 2005. Eocene tectonic evolution of NW Mexico (Sonora and Baja California). *Boletín del Departamento de Geología de la Universidad de Sonora*, Volumen 18/19, pp. 141-152.
- Rebollar, C. J. y otros, 2001. Source Characteristics of a 5.5 Magnitude Earthquake that Occurred in the Transform Fault System of the Delfin Basin in the Gulf of California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, August, 91(4), pp. 781-791.
- REN 21, 2018. *Renewables 2018, Global status report*, Paris: Renewable energy policy network for the 21st century.
- Reyes, L. M., Rebollar, C. J. & Castro, R., 2001. Depth of the Moho in northern Baja California using (Pg-Pn) travel times. *Geofísica Internacional*, 40(1), pp. 1-9.
- Richter, A., 2019. *ThinkGeoEnergy*. [En línea]
Available at: <http://www.thinkgeoenergy.com/global-geothermal-capacity-reaches-14900-mw-new-top10-ranking/>
[Último acceso: 08 10 2019].
- Rodi, W. & Mackie, R. L., 2001. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. *Geophysics*, 66(1), pp. 174-187.
- Rofriguez-Diaz, A. A. y otros, 2010. Metalogenia del depósito de manganeso Santa Rosa, Baja California Sur, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 62(1), pp. 141-159.
- Romo, J. M. y otros, 1997. A closely-spaced magnetotelluric study of the Ahuachapan-Chipilapa geothermal field, El Salvador. *Geothermics*, 26(5/6), pp. 627-656.
- Romo, J. M., Gomez-Treviño, E. & Esparza, F. J., 2005. Series and parallel transformations of the magnetotelluric impedance tensor: theory and applications. *Physics of the Earth and planetary Interiors*, Issue 150, pp. 63-83.
- Santos, P. A., 2010. *Contribution of Magneto-Telluric Method to Geothermal Development in El Salvador*. Balí, Indonesia, s.n., pp. 1-6.
- Saunders, A. D. y otros, 1987. Geochemistry of Cenozoic volcanic rocks, Baja California, Mexico: Implications for the petrogenesis of post-subduction magmas. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 32(2), pp. 223-245.

- Schwalenberg, K., Rath, V. & Haak, V., 2002. Sensitivity studies applied to a two-dimensional resistivity model from the Central Andes. *Geophysical Journal International*, 150(3), pp. 673-686.
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F. & Speed, R. C., 1993. Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. *Geological Society of America, Special paper*(178), p. 1–153.
- Seiler, C. y otros, 2011. Low-temperature thermochronology of northern Baja California, Mexico: Decoupled slip-exhumation gradients and delayed onset of oblique rifting across the Gulf of California. *Tectonics*, Volumen 30, p. TC304.
- Seiler, C. y otros, 2010. Neogene structural evolution of the Sierra San Felipe, Baja California: Evidence for proto-gulf transtension in the Gulf Extensional Province?. *Tectonophysics*, Volumen 488, pp. 87-109.
- SENER, 2016. *PRODESEN (Programa de desarrollo del sistema eléctrico nacional) 2016-2030*, cdmx: SENER.
- SENER, 2019. *Consejo consultivo para la transición energética*, CDMX: SENER.
- SGE, 2019. *RenovAr - Programa de abastecimiento de energía eléctrica a partir de fuentes renovables*. [En línea]
Available at: <https://www.argentina.gob.ar/renovar>
[Último acceso: 15 Marzo 2019].
- SGM, 2001. *Informe de la carta Geológico-Minera Loreto G12-5, escala 1:250000 Estado de Baja California Sur*, : Subgerencia de geología y geoquímica, Zona norte.
- SGM, 2002. *Carta Geológico-Minera G12-5 Loreto (1:250 000), Baja California Sur.*, Subgerencia zona Norte: SGM.
- SGM, 2007. *Carta geológico-minera Loreto G12-A88 Escala 1:50000 Estado de Baja California Sur*, : Subgerencia Regional Hermosillo.
- SGM, 2012. *Ficha de unidad litoestratigráfica, Formación Tirabuzón (Gloria)*, : Léxico estratigráfico de México.
- SGM, 2013. *Ficha de unidad litoestratigráfica (Formación Salto)*, : Léxico estratigráfico de México.
- SGM, 2013. *Panorama Minero del Estado de Baja California*, s.l.: s.n.
- Simpson, F. & Bahr, K., 2005. *Practical Magnetotellurics*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Smil, V., 2017. *Energy transitions : global and national perspectives*. 2 ed. Santa Barbara: Praeger.
- Suárez-Vidal, F., 2008. Gulf of California rift system: Laguna Salada-Valles Chico-San Felipe, Baja California, México. *GEOS*, Septiembre, 28(1), pp. 57-69.

- Szarka, L. & Menvielle, M., 1997. Analysis of rotational invariants of the magnetotelluric impedance tensor. *Geophysical Journal International*, April, 129(1), pp. 133-142.
- Telford, W. M., Geldarft, L. P. & Sheriff, R. E., 1990. *Applied geophysics*. 2 ed. NY: Cambridge University Press.
- Tikhonov, A. N., 1950. On determining electrical characteristics of the deep layers of the earth's crust. *Doklady*, 73(1), pp. 295-297.
- Türkoglu, E., Unsworth, M., Bulut, F. & Çağlar, I., 2015. Crustal structure of the North 1 Anatolian and East Anatolian Fault Systems from magnetotelluric data. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 241(1), pp. 1-76.
- UE, 2019. *Plan estratégico europeo de tecnología energética*. [En línea]
Available at: https://ec.europa.eu/info/energy-climate-change-environment/overall-targets_es
[Último acceso: 08 10 2019].
- Umhoefer, P. J. y otros, 2001. *Stratigraphy and geochronology of the Comondú Group near Loreto Baja California sur, México*. s.l.:Sedimentary Geology.
- Umhoefer, P. J., Mayer, L. & Dorsey, R. J., 2002. Evolution of the margin of the Gulf of California near Loreto, Baja California Peninsula, Mexico. *GSA Bulletin*, 114(7), pp. 849-868.
- Vozoff, K., 1972. The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. *Geophysics*, Febrero, 37(1), pp. 98-141.
- Vozoff, K., 1980. Electromagnetic methods in applied geophysics. *Geophysical Surveys*, Volumen 4, pp. 9-29.
- Zhdanov, M. S., 2009. Chapter 3 - Electromagnetic field equations. En: M. S. Zhdanov, ed. *Methods in Geochemistry and Geophysics*. s.l.:Elsevier, pp. 65-103.

A. Apéndice

Figura 0.1 - Ajuste del modelo de los sondeos AC 1, AC 2, AC 3, AC 4, AC 5, AC 6, AC 7 del perfil A

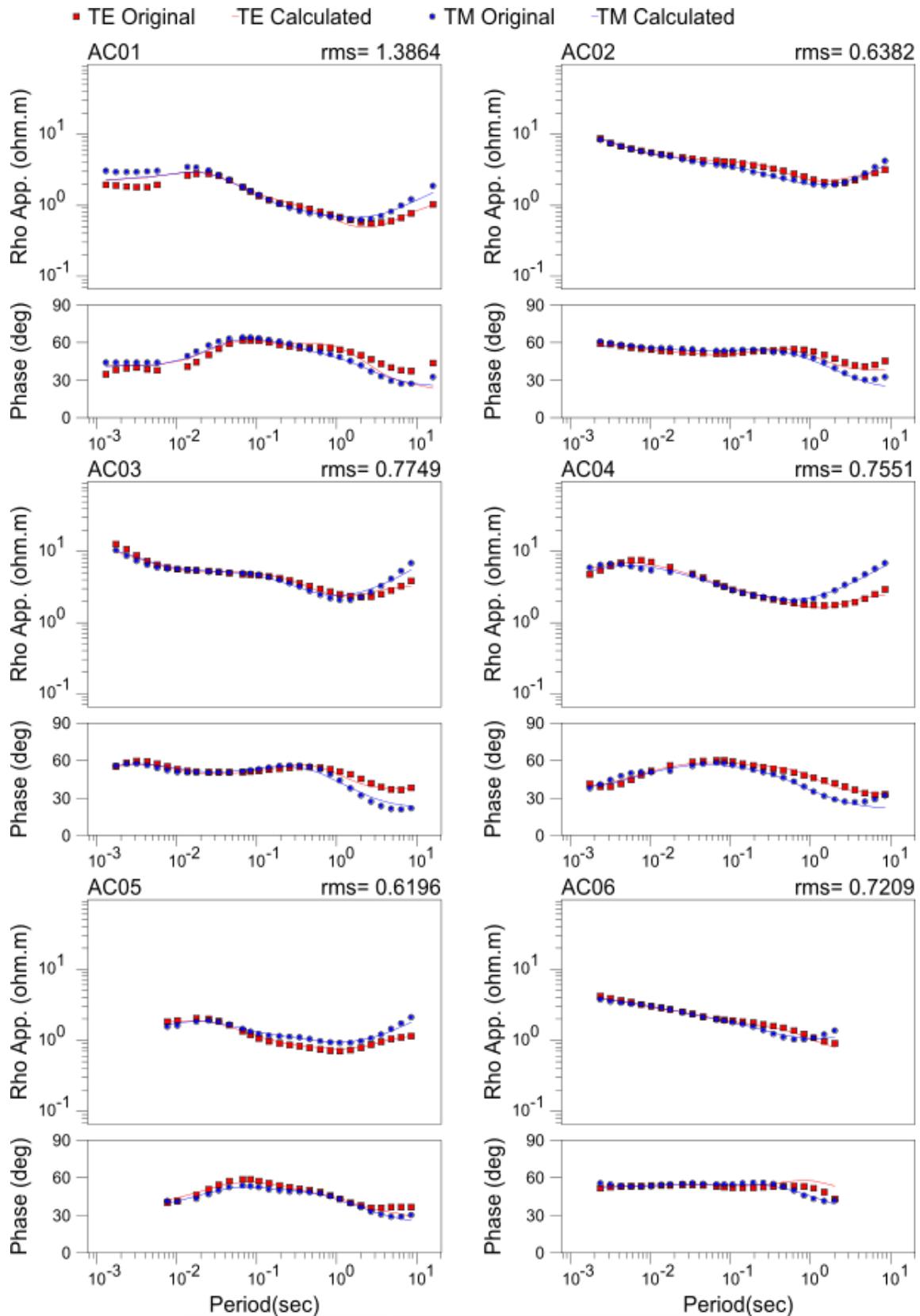
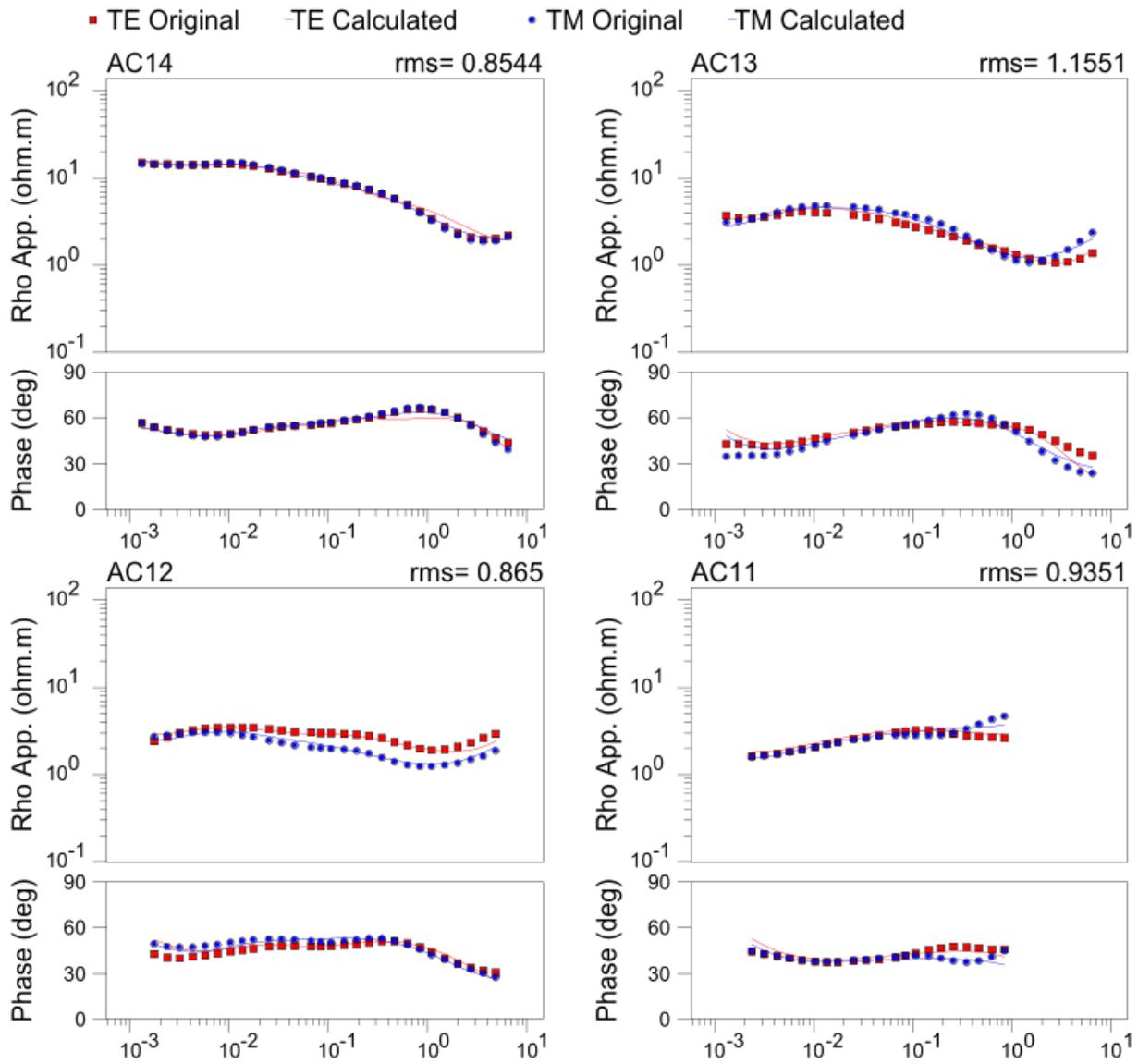


Figura A.2 - Ajuste del modelo de los sondeos AC 14, AC 13, AC 12, AC11, AC 8 del perfil B



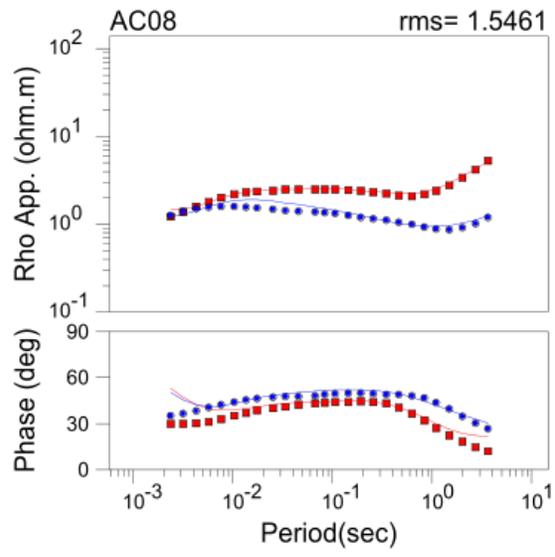


Figura A.3 – Seudo sección del perfil A. Modo TE

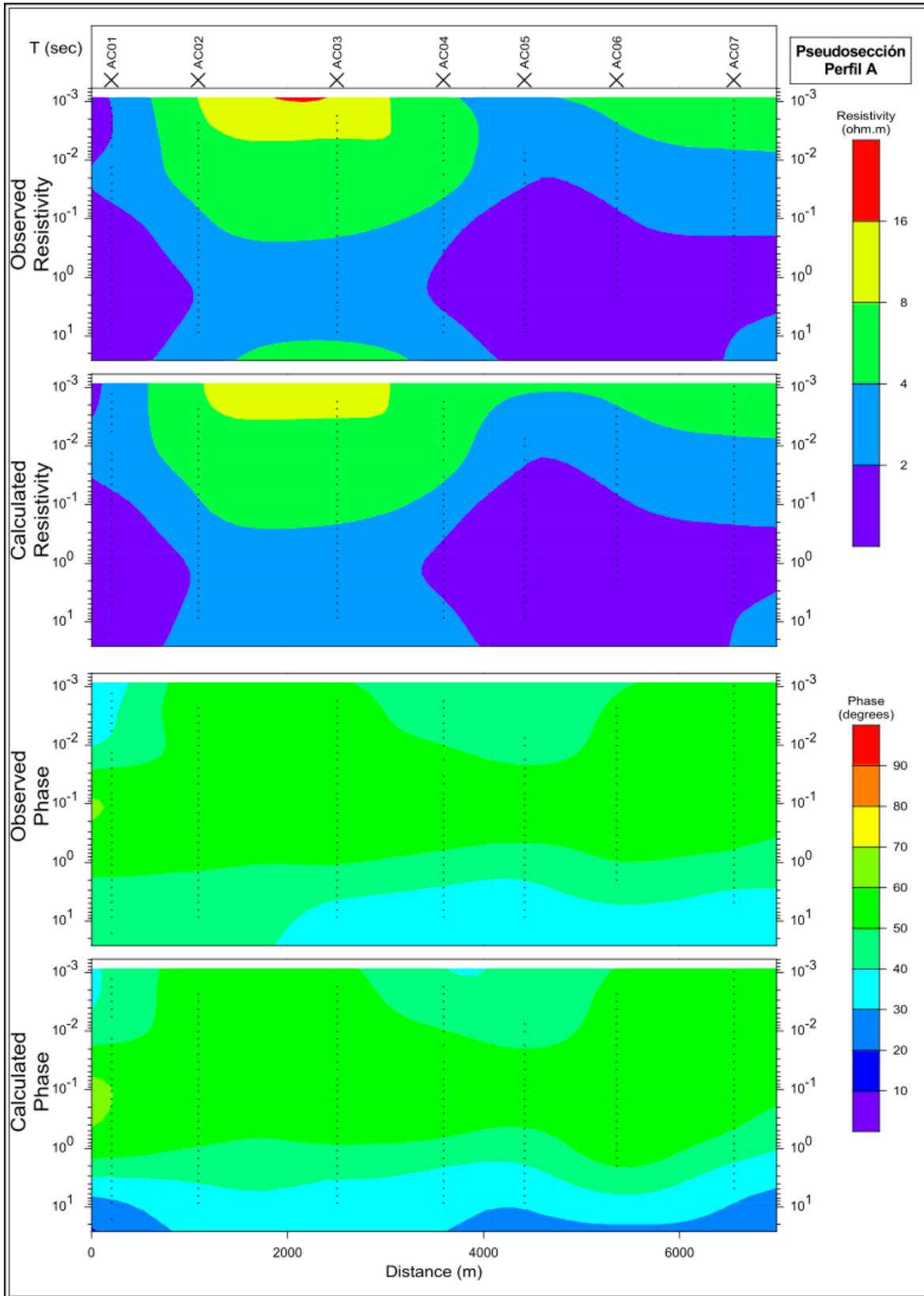


Figura A.4 – Seudo sección del perfil A. Modo TM

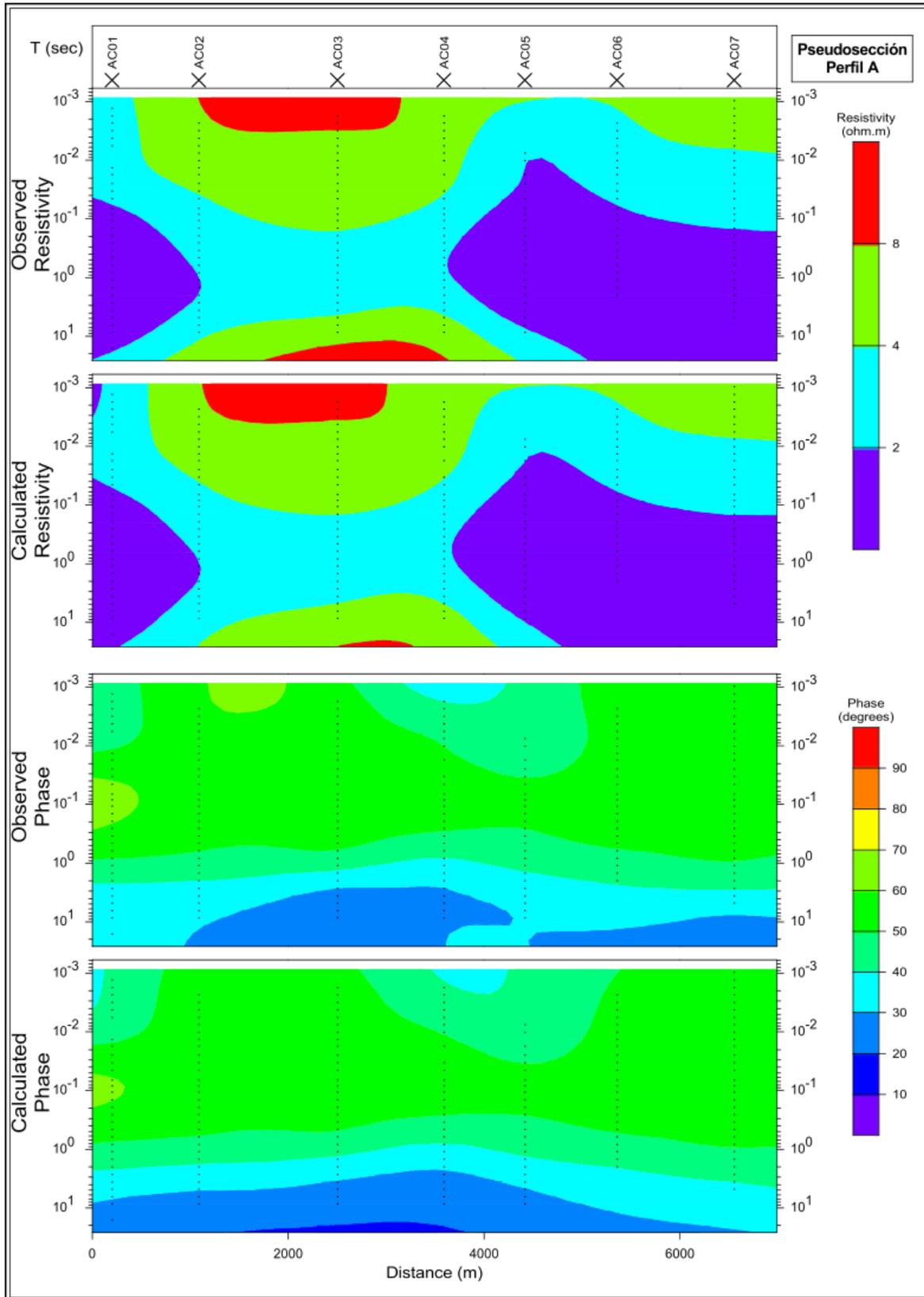


Figura A.5 – Seudo sección del perfil B. Modo TE

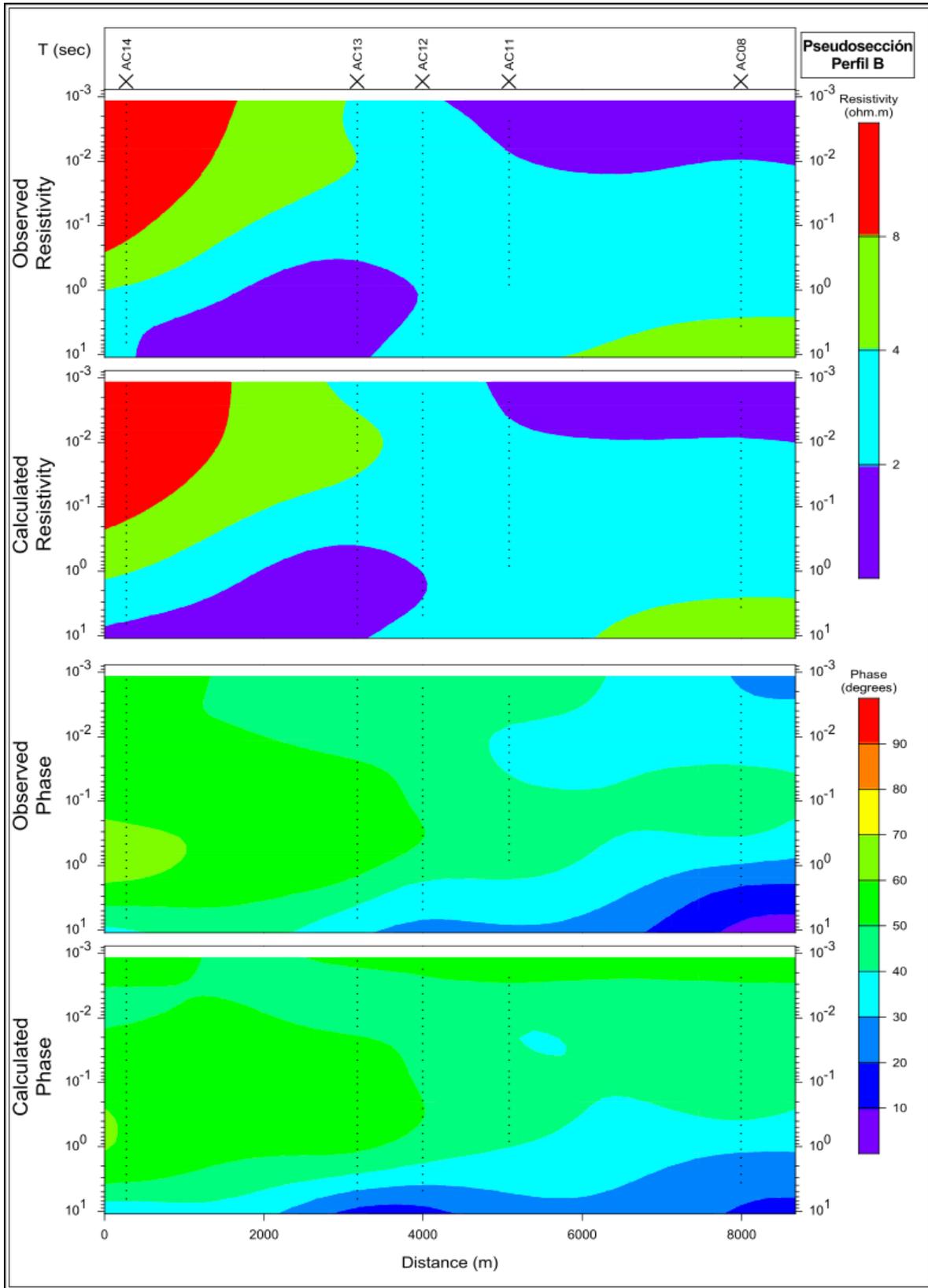


Figura A.6 – Seudo sección del perfil B. Modo TM

