

La investigación reportada en esta tesis es parte de los programas de investigación del CICESE (Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California).

La investigación fue financiada por el CONAHCYT (Consejo Nacional de Humanidades, Ciencias y Tecnologías).

Todo el material contenido en esta tesis está 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 o titular de los Derechos de Autor.

CICESE © 2023, Todos los Derechos Reservados, CICESE

Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California



Maestría en Ciencias en Ciencias de la Tierra

Exploración geotérmica mediante el modelado 3D de datos magnetotelúricos en la Cuenca Alta del Río Laja, Guanajuato.

Tesis

para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
Maestro en Ciencias

Presenta:

Yasmin Hernández Aburto

Ensenada, Baja California, México

2023

Tesis defendida por

Yasmin Hernández Aburto

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Diego Ruiz Aguilar

Director de tesis

Dr. José Manuel Romo Jones

Dra. Mónica Elizabeth Tentori Espinosa

Dra. María Jesús Puy Y Alquiza



Dr. Diego Ruiz Aguilar

Coordinador del Posgrado en Ciencias de la Tierra

Dra. Ana Denise Re Araujo

Directora de Estudios de Posgrado

Resumen de la tesis que presenta Yasmin Hernández Aburto como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ciencias de la Tierra.

Exploración geotérmica mediante el modelado 3D de datos magnetotelúricos en la Cuenca Alta del Río Laja, Guanajuato.

Resumen aprobado por:

Dr. Diego Ruiz Aguilar

Director de tesis

El aprovechamiento de los recursos geotérmicos tiene diferentes fines, ya sea para la generación de energía eléctrica o para usos directo. Independientemente el uso que se le de a dichos recursos, debe llevarse a cabo una exploración geotérmica para caracterizar la zona de interés. La Cuenca Alta del Río Laja ubicada en el estado de Guanajuato presenta aguas termales con temperaturas que van de 35 a 47°C, las cuales sugieren que podría existir un potencial geotérmico. Este interés fue motivo para implementar un estudio magnetotelúrico con el propósito de caracterizar geoelectricamente la Cuenca Alta del Río Laja, Guanajuato para inferir las principales estructuras asociadas a la posible existencia de un yacimiento geotérmico de baja entalpía. La adquisición de datos en campo consistió en diez sondeos magnetotelúricos para poder realizar un modelo 3D de resistividades que represente al subsuelo. El procesamiento de las series de tiempo se realizó con los softwares de procesamiento robusto BIRRP y EMERALD para estimar las impedancias. Para realizar la inversión 3D se utilizó el tensor de impedancias completo y se llevó a cabo con el software ModEM que funciona con un algoritmo de gradientes conjugados no lineales. El programa ModEM está paralelizado para permitir el cálculo simultáneo para varias frecuencias objetivo. Como resultado se obtuvo un modelo de resistividades 3D en el que se lograron identificar varias unidades, de las cuales destaca la unidad UC3a con resistividades de 30 a 55 Ωm la cual esta asociada al acuífero, mientras que la unidad UC3b se infiere que es el acuífero sobre-explotado. Ambas unidades se encuentran en los primeros 500m de profundidad. También fue posible identificar en el subsuelo una falla existente e inferir la presencia de dos más.

Palabras clave: exploración geotérmica, yacimiento geotérmico de baja entalpía, modelo 3D, acuífero.

Abstract of the thesis presented by Yasmin Hernández Aburto as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Earth Sciences.

Geothermal exploration through 3D modeling of magnetotelluric data in the Cuenca Alta del Río Laja, Guanajuato.

Abstract approved by:

PhD Diego Ruiz Aguilar
Thesis Director

Geothermal resources can be used directly or indirectly to generate electricity, depending on their temperature. Whatever these resources are used we have to do geothermal exploration to characterize an interest area. The Cuenca Alta del Rio laja in Guanajuato shows thermal springs with temperatures between 35 to 47°C, suggesting a geothermal interest. For this reason, we did a magnetotelluric (MT) study to characterize geoelectrically the Cuenca Alta del Rio laja, Guanajuato to infer principal structures associate with a possible low enthalpy geothermal reservoir. The field acquisition consisted of ten MT stations to do a 3D electrical model which represents the subsurface. The MT time series were processed by BIRRP and EMERALD, both software are robust processing algorithms to estimate the transfer functions. The 3D inversion modeling was done with ModEM including a full impedance tensor. ModEM works with a non-linear conjugated gradient algorithm and it is parallelized to allow simultaneous calculation for several target frequencies. As a result, in the geoelectrical model it is possible to identify several units, of which the UC3a stands out with resistivities between 30 to 55 Ωm , which is associated with the aquifer, and the UC3b unit with resistivities above 100 Ωm is inferred as an overexploited aquifer, both units are present at the first 500 m. depth. Also, it was possible to identify an existing fault and infer two more.

Keywords: geothermal exploration, low enthalpy geothermal reservoir, 3D model, aquifer.

Dedicatoria

A mis papás, Enrique y Rosa, por haberme forjado como la persona que soy en la actualidad, me enseñaron el valor de luchar día a día por conseguir nuestros sueños, todos mis logros se los debo a ustedes. Gracias por ser mi fuente de inspiración y un claro ejemplo de superación.

Con cariño, Yasmin

Agradecimientos

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California por permitirme realizar mis estudios de posgrado. Especialmente al departamento de Ciencias de la Tierra por brindarme las facilidades para realizar la maestría.

Al Consejo Nacional de Humanidades Ciencias y Tecnologías (CONAHCyT) por brindarme el apoyo económico para realizar mis estudios de maestría.

Al laboratorio de supercómputo del Sistema de Laboratorios Especializados de la división de Ciencias de la Tierra del CICESE por brindarme la herramienta computacional (clúster lamb) para desarrollar mi trabajo de tesis.

A mi asesor, Dr. Diego Ruiz Aguilar, por darme la oportunidad de realizar mi tesis con él, por compartir su conocimiento, por el apoyo que me ha brindado y por su confianza.

A los miembros del comité de tesis: Dr. José Manuel Romo Jones, Dra. Mónica Elizabeth Tentori Espinosa por sus valiosas recomendaciones y por sus correcciones pertinentes a este proyecto de investigación.

A la Dra. María Jesús Puy y Alquiza por su valioso tiempo dedicado a resolver mis dudas, por su apoyo y sobre todo por su amistad.

A Jesús René Báez Espinosa, Omar Vargas Rodríguez y Lucia Magali Ramírez González por su gran ayuda en la adquisición en campo, por el aprendizaje y experiencias compartidas, por la convivencia y su bonita amistad.

Al Dr. José Alejandro Cruces Zabala por su valioso tiempo dedicado a enseñarme a procesar con el software de EMERALD, a pesar de la diferencia de horario y sus ocupaciones por su trabajo estuvo siempre pendiente de mis dudas, Gracias por su gran apoyo.

Al M. en C. Erick García por enseñarme a procesar con el software BIRRP, por compartir su conocimiento y por su disposición a resolver mis dudas, Gracias por tu amistad.

A mis padres, Enrique y Rosa, y mis hermanas Liliana y Marisol por ser siempre mi soporte, por animarme en la distancia, por su confianza y su cariño incondicional. Gracias por ser mi motivación para seguir adelante y por estar presentes en todo momento. Los llevo en mi corazón.

A Raúl, por todo el apoyo brindado, por animarme en días no tan buenos, por alentarme a ser cada día mejor, por ser mi lugar seguro estando lejos de casa. Gracias por tu compañía y por tu cariño.

A Carolina Balbuena por el tiempo dedicado a aclarar algunas dudas, por los consejos para mejorar este trabajo, por la ayuda brindada y sobre todo por la bonita amistad. Gracias Carito.

A todos mis compañeros de CICESE por brindarme su amistad. En especial a Fernando, Gabriel, José Daniel y María Elena por apoyarme en todo momento. Los quiero.

A la vida, por permitirme llegar a este momento, por tener salud y estar rodeada de personas a las que quiero y me aprecian, por todo lo bueno que está por venir.

Tabla de contenido

	Página
Resumen en español	ii
Resumen en inglés	iii
Dedicatoria	iv
Agradecimientos	v
Lista de figuras	ix
Lista de tablas	xi
Capítulo 1. Introducción	
1.1. Justificación	2
1.2. Objetivos	2
1.2.1. Objetivo general	2
1.2.2. Objetivos específicos	2
Capítulo 2. Fundamentos Teóricos	
2.1. Ecuaciones de Maxwell	4
2.1.1. Ecuación de Helmholtz	5
2.1.2. Aproximación Cuasiestática	6
2.1.3. Profundidad de Penetración	7
2.2. Método Magnetotelúrico	8
2.2.1. Tensor de Impedancias	8
Capítulo 3. Zona de estudio	
3.1. Marco Geológico	10
3.1.1. Geología regional	10
3.1.1.1. Sierra Madre Oriental (SMOr)	11
3.1.1.2. Mesa Central (MC)	12
3.1.1.3. Cinturón Volcánico Transmexicano	12
3.1.2. Geología Estructural	13
3.1.3. Geología Superficial	13
Capítulo 4. Adquisición y procesamiento de datos MT	
4.1. Ubicación de los sondeos MT	16
4.2. Adquisición en campo	17
4.2.1. Instrumentación de MT	18
4.2.2. Procesamiento de datos MT	18
Capítulo 5. Inversión 3D de datos magnetotelúricos	
5.1. Estudios de modelado	24
5.2. Inversión 3D	26
5.2.1. Inversión con elementos de la anti-diagonal	27

5.2.2. Modelos iniciales 28
5.2.3. Estudios de factibilidad 32

Capítulo 6. Discusión de resultados

Capítulo 7. Conclusiones

Literatura citada 40
Anexo 43

Lista de figuras

Figura	Página
1. Ubicación de la Cuenca Alta del Río Laja, Guanajuato. Mapa hecho en Qgis.	10
2. Provincias geológicas en las que se ubica la Cuenca Alta del Río Laja, Guanajuato. Principalmente en la Mesa Central y parte del Cinturón Volcánico Transmexicano. Mapa hecho en Qgis.	11
3. Geología superficial de la Cuenca Alta del Río Laja, información obtenida de la carta geológico-minera Dolores Hidalgo F14-C44 escala 1:50 000 del Servicio Geológico Mexicano (SGM). Mapa hecho en Qgis.	14
4. Estratigrafía obtenida de la carta geológico-minera Dolores Hidalgo F14-C44 escala 1:50 000 del Servicio Geológico Mexicano (SGM).	15
5. Ubicación de los sondeos MT adquiridos en la Cuenca Alta del Río Laja, Guanajuato. Los puntos rojos representan los pozos de agua con sus respectivas temperaturas, también se representan las fallas normales y fallas inferidas. Mapa hecho en Qgis.	16
6. Ilustración de la distribución de los electrodos y bobinas magnéticas en la adquisición en campo.	17
7. A) Equipo utilizado para la medición en campo, ADU-07e de la marca metronix. B) muestra un electrodo EFP-06 colocado en campo. C) Bobina MFS-06e colocada en una componente horizontal, previamente orientada y nivelada en campo. D) muestra a lo lejos la bobina MFS-06e colocada en la componente vertical y se aprecia como es que el equipo se cubre en campo para realizar la medición.	18
8. Comparación del espectro de frecuencias para el sitio A02, el inciso a) muestra el espectro sin filtrar y el inciso b) muestra el espectro con el filtro notch aplicado el cual removió el pico de la frecuencia de 60 Hz y sus armónicos.	20
9. Comparación de las curvas de resistividad aparente y fase del sitio B04 procesado con los softwares de procesamiento robusto BIRRP (a) y EMERALD (b).	22
10. Comparación de las curvas de resistividad aparente y fase del sitio C04 procesado con los softwares de procesamiento robusto BIRRP (a) y EMERALD (b).	23
11. Flujo de trabajo para obtener la discretización del modelo 3D acorde a la distribución de los sondeos MT.	24
12. Comparación entre el modelo sintético y modelo inverso con dos tamaños de celda, los puntos negros representan la ubicación de los sondeos MT y las líneas punteadas representan el contorno del cuerpo conductor.	25
13. Dominio 3D realizado en 3Dgrid para discretizar el medio, con un tamaño horizontal en la zona de cobertura de 1000x1000m.	26
14. Resultados de la inversión de los elementos de la anti-diagonal del tensor de impedancias con diferentes modelos iniciales a una profundidad de 533m y 933m. Los sitios MT están marcados de color negro.	29
15. Visualización de las curvas de resistividad aparente y fase del tensor completo de impedancias del sitio C04 (izquierda) y B04 (derecha), los puntos representan los datos observados en campo y las líneas continuas representan los datos estimados de la inversión.	31

Figura	Página
16. Vistas en planta a diferentes profundidades, estas secciones fueron extraídas a partir del modelo 3D de inversión. Los colores cálidos corresponden a valores bajos de resistividad y colores fríos a valores altos de resistividad. La ubicación de los sondeos MT están marcados de color negro.	32
17. A la izquierda se muestran cortes en planta a diferentes profundidades del modelo sintético que contiene las principales estructuras del modelo inverso. A la derecha los resultados de la inversión del modelo sintético.	33
18. Estratigrafía obtenida de la carta geológico-minera Dolores Hidalgo F14-C44 escala 1:50 000 del Servicio Geológico Mexicano (SGM).	35
19. Perfiles extraídos del modelo 3D de resistividades con su respectiva ubicación. Las líneas continuas representan las fallas existentes y las líneas discontinuas representan las fallas inferidas. Cada perfil tiene la etiqueta de las unidades geoelectricas identificadas.	36
20. Curvas de resistividad aparente y fase de todos los sondeos MT, se muestran las componentes XY y YX.	43
21. Ajuste de los datos de inversión del tensor de impedancias completo, los puntos son los datos observados en campo y las líneas continuas son los datos calculados por la inversión. Se muestra el error RMS por cada componente de cada sitio.	44

Lista de tablas

Tabla		Página
1.	Clasificación de recursos geotérmicos de acuerdo a su temperatura (Instituto Catalán de Energía, 2023)	1
2.	Parámetros de adquisición MT utilizados en campo.	17
3.	Valores de los errores RMS inicial y final de la inversión con los elementos de la anti-diagonal del tensor de impedancias con diferentes modelos iniciales. Cabe mencionar que para estas pruebas se trato de mantener la mayor cantidad de datos, por esta razón los valores RMS finales son relativamente altos	30
4.	Descripción geológica de las unidades geoelectricas identificadas en los perfiles extraídos.	37

Capítulo 1. Introducción

La geotermia es una disciplina que estudia las condiciones térmicas de la Tierra. Este término se emplea indistintamente para designar tanto a la ciencia que estudia los fenómenos térmicos internos del planeta como al conjunto de procesos industriales necesarios en la extracción y producción de energía eléctrica (Servicio Geológico Mexicano, 2017).

Un recurso geotérmico es la porción del calor que puede ser aprovechado por el hombre en condiciones técnicas y económicas. Por lo tanto, el objetivo de la geotermia es el aprovechamiento de esa energía calorífica proveniente del interior de la tierra. Estos recursos pueden ser utilizados de forma directa e indirecta. Un ejemplo de usos directos es el empleo para climatizar invernaderos y/o para deshidratar alimentos agrícolas. Por otro lado, el uso indirecto es cuando se usa el vapor geotérmico para generar energía eléctrica (Puy-Alquiza et al., 2022). Una forma de clasificar los recursos geotérmicos es en función de la temperatura del fluido geotermal, lo que determinará sus usos y aplicaciones. Esta clasificación se presenta en la tabla 1. Tomando en cuenta esta clasificación y las temperaturas registradas en la zona de estudio, el posible yacimiento geotérmico a estudiar en el marco de esta tesis será considerado como un yacimiento de baja entalpía para la aplicación de usos directos.

Tabla 1. Clasificación de recursos geotérmicos de acuerdo a su temperatura (Instituto Catalán de Energía, 2023)

Tipo de Yacimiento	Terreno	Temperatura	Uso principal
Muy baja Entalpía	Aguas subterráneas	T <30 °C	Climatización
Baja Entalpía	Aguas termales	30-100 °C	Usos directos
	Zonas volcánicas		
	Sedimentos profundos		
Mediana Entalpía		100 - 150 °C	Electricidad
Alta Entalpía		T >150 °C	Electricidad

Debido a la extensa variedad de yacimientos geotérmicos es importante llevar a cabo una exploración geotérmica, para determinar las características asociadas a un yacimiento geotérmico en particular. Para explorar áreas con más detalle y establecer mejor su potencial y alcance, se aplican estudios geológicos, geoquímicos y geofísicos (Huenges, 2010).

Los métodos geofísicos juegan un papel clave en la exploración geotérmica, debido a que proporcionan información sobre la configuración estructural y tectónica, campo de esfuerzos regional y local, y otros

parámetros en un rango de profundidad de kilómetros de acuerdo al método que se utilice (Huenges, 2010).

En el presente trabajo se utilizó el método magnetotelúrico a su escala subregional para detectar las estructuras más importantes del sistema geotérmico y posteriormente proponer un estudio a detalle. El principio físico consiste en registrar de forma simultánea las variaciones el campo eléctrico y magnético naturales de la Tierra. Este método ya se ha aplicado en yacimientos geotérmicos de baja entalpía, tal es el caso de Muñoz et al. (2010) en Alemania, Harinarayana et al. (2006) en India, Saibi et al. (2021) en lo Emiratos Árabes Unidos, Uchida et al. (2004) en Corea del Sur y Nimalsiri et al. (2015) en Sri Lanka (Asia del sur), por mencionar algunos trabajos.

1.1. Justificación

El estado de Guanajuato cuenta con manifestaciones geotérmicas superficiales de acuerdo con una base de datos realizada por Comisión Federal de Electricidad (CFE) hasta junio 2002. Sin embargo, la Cuenca Alta del Río Laja no cuenta con estudios de exploración geotérmica para evaluar los sitios potenciales. Por lo tanto, la importancia de este proyecto de investigación es la evaluación y/o reconocimiento del área de estudio para caracterizar una posible zona de interés geotérmico.

1.2. Objetivos

1.2.1. Objetivo general

Caracterizar geoeléctricamente una porción de la Cuenca Alta del Río Laja del estado de Guanajuato, a partir de datos magnetotelúricos para inferir las principales estructuras asociadas a la posible existencia de un yacimiento geotérmico de baja entalpía.

1.2.2. Objetivos específicos

- Adquirir en campo los datos magnetotelúricos.

- Generar un modelo tridimensional de la distribución de resistividades.
- Interpretar los resultados obtenidos a partir de la correlación con información geológica disponible.

Capítulo 2. Fundamentos Teóricos

Es importante conocer el funcionamiento físico del método de exploración geofísica a utilizar, en el caso particular de este trabajo de investigación, se hablará del método magnetotelúrico de fuente natural, por lo que en este capítulo se abordarán los fundamentos teóricos de dicho método.

El método magnetotelúrico conjunta conceptos básicos de teoría electromagnética, análisis de series de tiempo y teoría de sistemas lineales. En 1865 James Clerk Maxwell desarrolló las bases de las leyes de la teoría electromagnética y estableció un conjunto de cuatro ecuaciones diferenciales parciales que describen las propiedades del campo eléctrico y magnético, así como su relación con su fuente, densidad de carga y densidad de corriente, las cuales reciben el nombre de ecuaciones de Maxwell.

2.1. Ecuaciones de Maxwell

Los fenómenos electromagnéticos se rigen por las ecuaciones de Maxwell, estas ecuaciones permiten comprender cómo los campos eléctrico y magnético interactúan con la materia (Simpson & Bahr, 2005). Las ecuaciones quedan expresadas de la siguiente manera en su forma diferencial:

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (1)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} + \mathbf{j} \quad (2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (3)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = n_f \quad (4)$$

donde \mathbf{E} es el campo eléctrico en $\frac{V}{m}$, \mathbf{B} es la densidad de flujo magnético en $\frac{Vs}{m^2}$, \mathbf{D} es el desplazamiento eléctrico en $\frac{As}{m^2}$, \mathbf{H} es la intensidad de campo magnético en $\frac{A}{m}$, \mathbf{j} es la densidad de corriente eléctrica en $\frac{A}{m^2}$ y n_f es la densidad de carga eléctrica en $\frac{As}{m^3}$.

La ecuación 1 es la ley de Faraday, que establece que las variaciones temporales en el campo magnético inducen fluctuaciones correspondientes en el campo eléctrico, es decir, que a partir del campo eléctrico podemos deducir el campo magnético. La ecuación 2 corresponde a la ley de Ampere, expresa que cualquier espira cerrada de corriente eléctrica tendrá un campo magnético asociado de magnitud proporcional al flujo total de corriente eléctrica. La ecuación 3 es la ley de Gauss para el campo magnético, establece que los monopolos magnéticos no existen. Por último, la ecuación 4 es la ley de Gauss para el campo eléctrico, explica que el campo eléctrico es el resultado de la distribución de cargas eléctricas.

Las ecuaciones de Maxwell necesitan expresiones para establecer una relación del comportamiento del campo electromagnético de acuerdo al medio en el cual se propaga, dichas expresiones se conocen como relaciones constitutivas, las cuales consideran la Tierra homogénea e isótropa, en donde las constantes son la conductividad eléctrica, σ permitividad eléctrica ε y permeabilidad magnética μ . Las relaciones constitutivas son:

$$\begin{aligned}\mathbf{D} &= \varepsilon_0 \mathbf{E} \\ \mathbf{B} &= \mu_0 \mathbf{H} \\ \mathbf{J} &= \sigma \mathbf{E}\end{aligned}\tag{5}$$

donde $\varepsilon_0 = 8.85 \times 10^{-12} [\frac{As}{Vm}]$ que corresponde a la permitividad eléctrica en el vacío, $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} [\frac{Vs}{Am}]$ que es la permeabilidad magnética en el vacío.

Aplicando las relaciones constitutivas, la ecuación 2 puede expresarse como:

$$\nabla \times \mathbf{B} = \mu_0 \left(\sigma \mathbf{E} + \varepsilon_0 \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \right)\tag{6}$$

2.1.1. Ecuación de Helmholtz

Para deducir las ecuaciones de onda electromagnética, se aplica el rotacional a la ecuación 1:

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{E} = -\nabla \times \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t}\tag{7}$$

Por otra parte, se deriva con respecto al tiempo a la ecuación 6:

$$\nabla \times \frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} = \mu_0 \left(\sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} + \varepsilon_0 \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial t^2} \right) \quad (8)$$

Asumiendo que no hay fuentes en el subsuelo conductor, $\nabla \cdot (\sigma \mathbf{E}) = 0$, y utilizando la relación $\nabla \times \nabla \times \mathbf{E} = \nabla(\nabla \cdot \mathbf{E}) - \nabla^2 \mathbf{E}$ (identidad vectorial), la ecuación 8 puede reescribirse:

$$-\nabla^2 \mathbf{E} = \mu_0 \left(\sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} + \varepsilon_0 \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial t^2} \right) \quad (9)$$

La ecuación 9 se puede expresar de forma general como:

$$-\nabla^2 \mathbf{F} = \mu_0 \left(\sigma \frac{\partial \mathbf{F}}{\partial t} + \varepsilon_0 \frac{\partial^2 \mathbf{F}}{\partial t^2} \right) \quad (10)$$

donde \mathbf{F} puede ser el campo eléctrico o magnético. Para obtener la ecuación 10 en el dominio de la frecuencia, se aplica la Transforma de Fourier y se obtiene la ecuación de Helmholtz:

$$\nabla^2 \tilde{\mathbf{F}} = \mu_0 \left(\underbrace{\omega \sigma \tilde{\mathbf{F}}}_{\text{Conducción}} - \underbrace{\varepsilon_0 \omega^2 \tilde{\mathbf{F}}}_{\text{Desplazamiento}} \right) \quad (11)$$

donde ω es la frecuencia angular dada en $\frac{rad}{s}$ y el número de onda k : $k^2 = \mu \varepsilon \omega^2 - i \mu \omega \sigma$ que implica las propiedades físicas del medio.

2.1.2. Aproximación Cuasiestática

La aproximación cuasiestática $\mu_0 \sigma \omega \gg \mu_0 \varepsilon_0 \omega^2$ establece que las corrientes de conducción son más grandes que las corrientes de desplazamiento. Esta condición se cumple para los valores típicos de conductividades de las rocas y para las frecuencias menores de 1 MHz. En el caso del método magnetotelúrico (MT) o del audiomagnetotelúrico (AMT) esta aproximación es válida ya que estamos interesados en frecuencias menores de 100 KHz, Por otro lado, el GPR (Ground Penetrating Radar) no se rige por esta condición.

En esta aproximación las ecuaciones 10 y 11 (Helmholtz) se convierten en ecuaciones de difusión en el dominio del tiempo y frecuencia respectivamente:

$$\nabla^2 \mathbf{F} - \mu\sigma \frac{\partial \mathbf{F}}{\partial t} = 0 \quad (12)$$

$$\nabla^2 \tilde{\mathbf{F}} - \imath\mu\sigma\omega \tilde{\mathbf{F}} = 0 \quad (13)$$

Nabighian (1991) planteó una solución a la ecuación de difusión en el dominio del tiempo 12, considerando que el campo electromagnético decae en la dirección z positivamente con una dependencia armónica temporal $e^{\imath\omega t}$ en un conductor uniforme con conductividad σ , dicha solución se expresa de la siguiente forma:

$$\begin{aligned} \mathbf{F}(z, t) &= \mathbf{F}_0^+ e^{\imath\omega t} e^{-kz} \\ &= \mathbf{F}_0^+ e^{\imath\omega t} e^{-\imath\sqrt{\frac{\mu\sigma\omega}{2}}z} e^{-\sqrt{\frac{\mu\sigma\omega}{2}}z} \end{aligned} \quad (14)$$

donde \mathbf{F}_0^+ es la amplitud inicial del campo electromagnético y k es la constante de propagación, en el caso de la aproximación cuasiestática está dada por:

$$k = \sqrt{-\imath\mu\sigma\omega} = (1 - \imath) \sqrt{\frac{\mu\sigma\omega}{2}} \quad (15)$$

2.1.3. Profundidad de Penetración

La profundidad de penetración de los campos electromagnéticos en la Tierra está inversamente relacionada con la conductividad de la roca. En una Tierra uniforme \mathbf{E} y \mathbf{H} decaen exponencialmente con la profundidad, mientras más conductiva sea la roca menor será la profundidad de penetración. La profundidad a la cual los campos electromagnéticos decaen su amplitud a $\frac{1}{e}$ ($\sim 37\%$) de su valor en superficie se denomina *skin depth* (Vozoff, 1972) y esta dada por la siguiente expresión:

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\mu\sigma\omega}} \approx 503\sqrt{\frac{1}{f\sigma}} \quad (16)$$

donde μ es la permeabilidad magnética, σ es la conductividad eléctrica, ω es la frecuencia angular, f es la frecuencia.

2.2. Método Magnetotelúrico

Dentro de la clasificación de los métodos electromagnéticos (EM) se encuentra el método magnetotelúrico de fuente natural (MT), el cual infiere la distribución de la conductividad eléctrica de las rocas en el subsuelo a partir de la medición de las variaciones temporales de los campos eléctrico y magnético naturales de la Tierra.

Este método fue desarrollado por Thikhonov (1950) y en 1953 se atribuyó la aplicación en la exploración geofísica a Cagniard, dicho método consiste en medir las variaciones temporales del campo eléctrico y magnético naturales de la Tierra de manera simultánea para determinar la distribución de la conductividad eléctrica en el subsuelo. El dominio en el cual opera el método MT es de las frecuencias. El rango normalmente utilizado en la exploración va desde 10^{-3} Hz hasta 10^4 Hz, o frecuencias más bajas. Las fuentes de las ondas electromagnéticas utilizadas en este método son las tormentas eléctricas a gran escala para frecuencias de 1 a 10^4 Hz y la interacción de partículas del viento solar con la magnetosfera y la ionosfera para frecuencias menores a 1 Hz (Vozoff, 1991).

2.2.1. Tensor de Impedancias

El tensor de impedancias relaciona linealmente las componentes horizontales del campo eléctrico y magnético naturales de la Tierra. Escrita en su forma matricial, el tensor de impedancias \mathbf{Z} es una matriz cuadrada de 2x2:

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \quad (17)$$

Las componentes del tensor Z_{ij} son números complejos y se calculan para diferentes frecuencias a partir de productos cruzados entre las componentes del campo, utilizando complejos conjugados (Vozoff, 1972). A partir de la impedancia se puede obtener la resistividad aparente y la fase de la impedancia.

La resistividad aparente se determina como una función de la frecuencia angular (ω), se estima a partir de la siguiente expresión:

$$\rho_{a,ij} = \frac{1}{\mu_0 \omega} \frac{|E_i(\omega)|^2}{|H_j(\omega)|} = \frac{1}{\mu_0 \omega} |Z_{ij}(\omega)|^2 \quad (18)$$

Por otro lado, la fase se define como la diferencia de fase de el campo eléctrico y magnético para calcular el tensor de impedancias \mathbf{Z} , la fase esta descrita por:

$$\phi_{ij} = \arctan \left(\frac{\text{Im}(\mathbf{Z}_{ij})}{\text{Re}(\mathbf{Z}_{ij})} \right) \quad (19)$$

Capítulo 3. Zona de estudio

La Cuenca Alta del Río Laja (CARL) se encuentra ubicada en el noreste del estado de Guanajuato, entre los meridianos $100^{\circ} 10'$ y $101^{\circ} 35'$ de longitud oeste y los paralelos $20^{\circ} 45'$ y $21^{\circ} 35'$ de latitud norte, su extensión en el interior es de aproximadamente $6,840 \text{ km}^2$.

En la Figura 1 se muestra la delimitación de CARL, cubriendo principalmente a los municipios de San Miguel de Allende, Dolores Hidalgo, San Felipe, San Diego de la Unión y San Luis de la Paz.

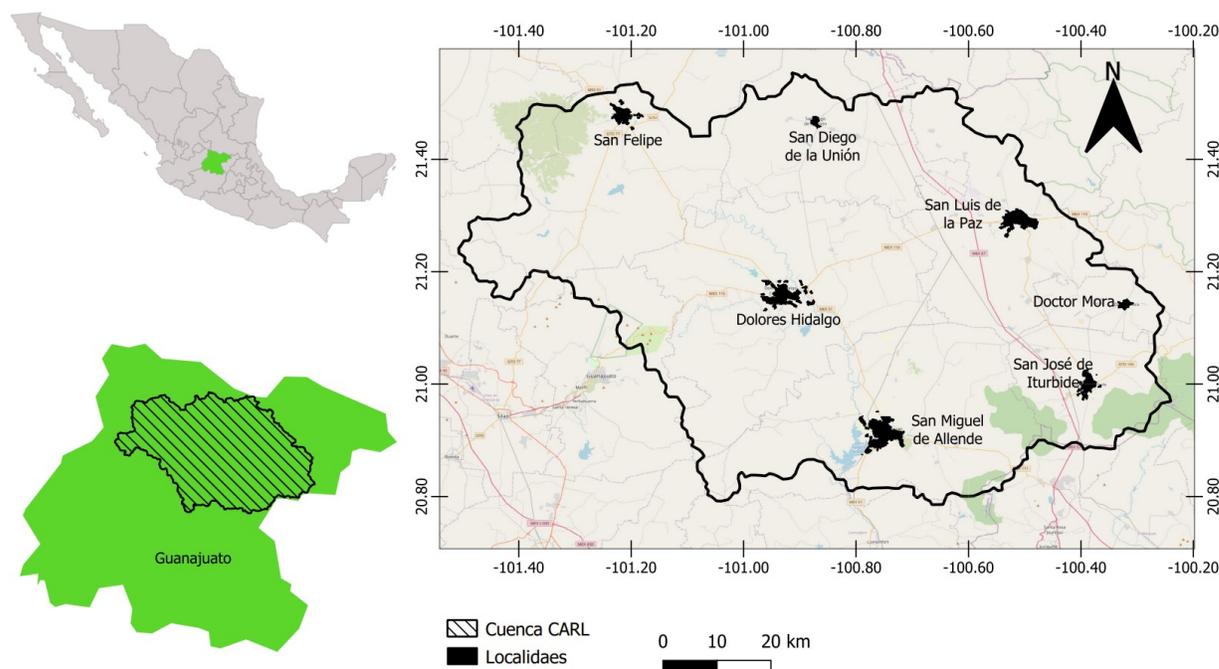


Figura 1. Ubicación de la Cuenca Alta del Río Laja, Guanajuato. Mapa hecho en Qgis.

3.1. Marco Geológico

3.1.1. Geología regional

La región se encuentra en una zona de transición entre la Sierra Madre Oriental (SMOr), la Mesa Central (MC) y el Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM). La Cuenca Alta del Río Laja se ubica principalmente en la Mesa Central y al sureste abarca una porción del CVTM.

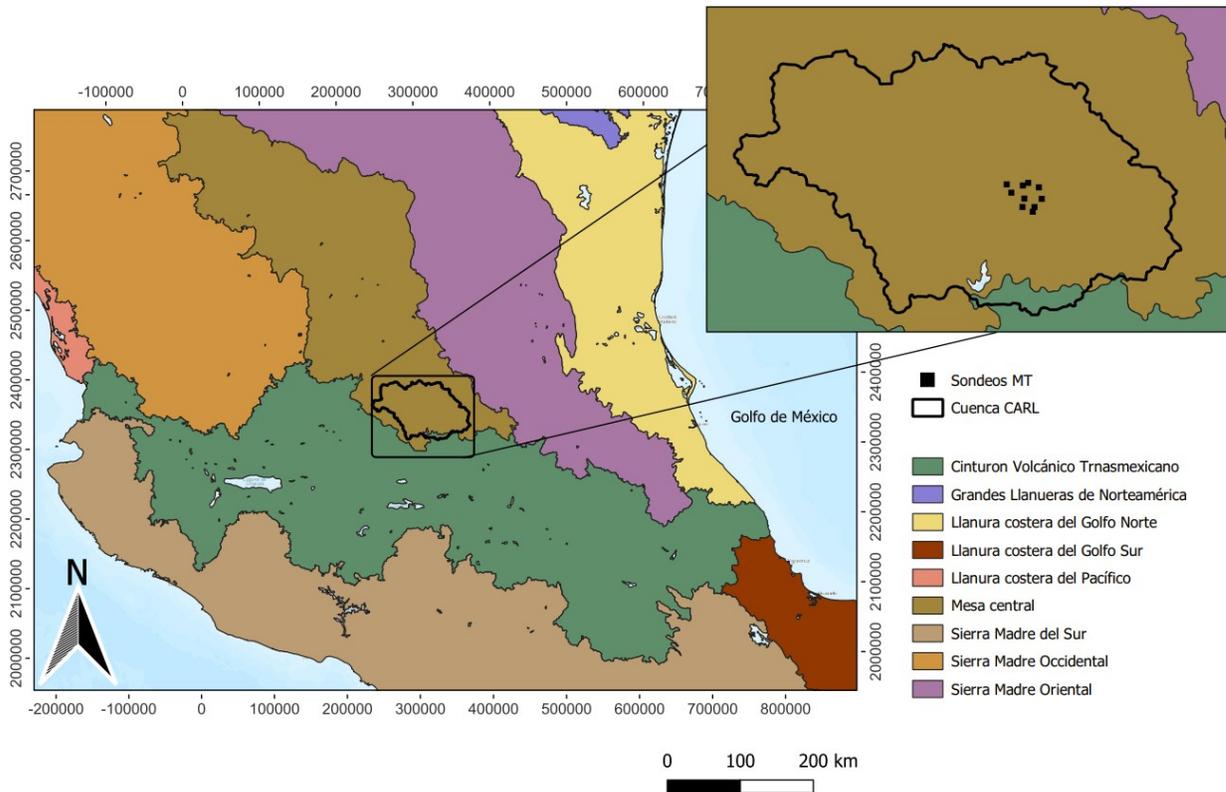


Figura 2. Provincias geológicas en las que se ubica la Cuenca Alta del Río Laja, Guanajuato. Principalmente en la Mesa Central y parte del Cinturón Volcánico Transmexicano. Mapa hecho en Qgis.

3.1.1.1. Sierra Madre Oriental (SMOr)

Es un cinturón de pliegues y cabalgaduras que se extiende por más de 800 km, desde el noroeste de Torreón, Coah., a Monterrey, N.L. y continúa hasta el sureste de Teziutlán, Puebla, donde queda oculta abajo de los productos del CVTM.

La Sierra Madre Oriental esta conformada por rocas sedimentarias marinas del Mesozoico deformadas, siendo la caliza la más abundante de importante. Estas rocas sedimentarias fueron plegadas y elevadas en el Terciario Temprano por la Orogenia Laramide. La orientación general de los planos axiales de los pliegues y cabalgaduras es NNW-SSE (Suter et al., 1995). Las secuencias sedimentarias fueron depositadas sobre basamento precámbrico y paleozoico (Alanis Ruiz, 2002). Las rocas de la SMOr afloran únicamente en el borde nororiental de la Cuenca Alta del Río Laja (Eguiluz et al., 2000).

3.1.1.2. Mesa Central (MC)

La Mesa central se localiza en la parte centro-norte de México y se encuentra rodeada por la Sierra Madre Occidental, Sierra Madre Oriental y el Cinturón Volcánico Transmexicano. La deformación extensional cenozoica ha sido el principal factor que ha configurado esta provincia, los grandes sistemas de fallas que se localizan en ella han jugado un papel importante en su evolución geológica (Nieto-Samaniego et al., 2005).

De acuerdo con estudios realizados por Nieto-Samaniego et al. (2005) se reconoce que la corteza de la Mesa Central se encuentra adelgazada con relación a las regiones colindantes al este y oeste, así como también la presencia en el Cuaternario-Reciente de zonas de fusión parcial en el manto superior que yace bajo la MC. En la región sur, donde se encuentra ubicada CARL, se sabe que ocurrió magmatismo intenso de composición silícica durante el Oligoceno temprano, producido en gran medida por fusión parcial de la corteza (Nieto-Samaniego et al., 2005).

Dentro de la mesa se observa que han tenido lugar fases de actividad magmática contemporáneas a la formación de depósitos minerales.

Es razonable suponer que las zonas más débiles de la corteza superior y más aún siendo estas zonas de fractura más intensa que sus alrededores, permitan una mayor circulación de fluidos, tanto magmáticos como hidrotermales, favoreciendo la localización de los depósitos minerales.

3.1.1.3. Cinturón Volcánico Transmexicano

El Cinturón Volcánico Transmexicano es uno de los arcos magmáticos continentales más complejos y variados de la región del cinturón de fuego del Pacífico. Se extiende aproximadamente a lo largo de 1,000 km con orientación E-W. Cruza a la República Mexicana entre los paralelos 19° y 21°N.

Está relacionado con la subducción de las placas de Cocos y Riviera por debajo de la placa Norteamericana. El CVTM está compuesto principalmente de rocas andesíticas a dacíticas de tipo calciocalino (Alanis Ruiz, 2002). El rasgo estructural más visible es la orientación de los volcanes monogenéticos alineados paralelamente, en una dirección aproximada E-W y ENE-WSW.

El CVTM está deformado extensionalmente, en su parte central está el sistema de fallas normales

Chapala-Tula, que es una franja aproximadamente de 450 km de largo por 30km de ancho.

3.1.2. Geología Estructural

Las rocas mesozoicas están expuestas principalmente en la parte meridional de la cuenca CARL. La secuencia sedimentaria de la SMO solo fue deformada por la orogenia Laramide, asociando a este fenómeno presenta plegamiento y fallamiento inverso (Alanis Ruiz, 2002).

Durante el Cenozoico medio y tardío, las estructuras desarrolladas fueron principalmente fallas y fracturas productos de extensión. En la Cuenca Alta del Río Laja se han reconocido tres sistemas principales de fallas. El sistema NW-SE, N-S y ENE-WSW a NE-SW

Se han interpretado fases de extensión post-miocénico de menor intensidad que son iniciadas por deslizamientos de 200 a 600 m de una ignimbrita fechada en 24.8 ± 0.6 Ma. y de lavas basálticas de 13 a 11 Ma. (Nieto-Samaniego et al., 1997).

- La Cuenca Alta del Río Laja ha presentado varias fases de fallamiento.
- El primer pulso de extensión sucedió durante el Eoceno medio y tardío.
- Una fase extensional suave ocurrió antes de los 30 Ma. contemporánea al emplazamiento de domos y diques.
- Se tiene bien identificada una fase como el pico de extensión que ocurrió entre los 30 y 27 Ma.
- Fases menores ocurrieron después de los 24 y antes de los 11 Ma.

3.1.3. Geología Superficial

De acuerdo con CONAGUA (2020) las rocas que predominan son depósitos lacustres de edad terciaria y cuaternaria, formados por capas de gravas, arenas, arcillas y conglomerados de mediana compactación. Las elevaciones que bordean al valle del río Laja al noreste y suroeste están formadas principalmente por rocas volcánicas de tipo riolítico, formando el basamento rocoso sobre el que descansan los rellenos del

valle. Los depósitos aluviales recientes ocupan una gran extensión superficial, constituyendo la cubierta de suelo vegetal en todos los valles, sin embargo su espesor es reducido.

La figura 3 muestra la geología superficial donde están situados los sondeos que se adquirieron en campo, la cual esta constituida por: Aluvi3n, Riolita, Arenisca-Toba Riol3tica y Toba Riol3tica. Tambi3n se muestran los pozos de agua con su respectiva temperatura y la presencia de fallas en la zona de estudio.

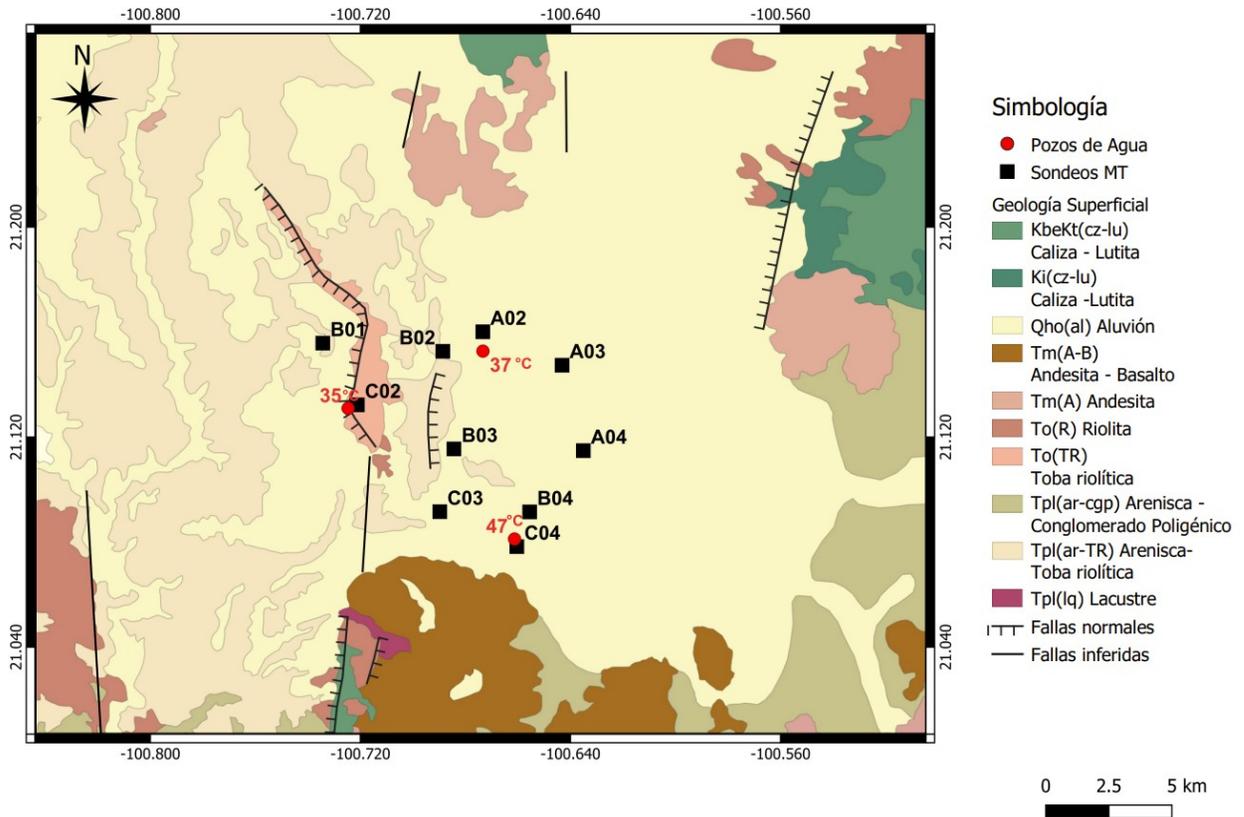


Figura 3. Geología superficial de la Cuenca Alta del Río Laja, informaci3n obtenida de la carta geol3gico-minera Dolores Hidalgo F14-C44 escala 1:50 000 del Servicio Geol3gico Mexicano (SGM). Mapa hecho en Qgis.

La estratigrafía (Figura 4) est3 representada por rocas sedimentarias y volc3nicas, cuyas edades varían del Tr3sico-Jur3sico al Cuaternario. La Formaci3n Esperanza est3 representada por pizarras, lutitas, areniscas, limolitas, lutitas calc3reas intercaladas con limolita y andesitas almohadilladas del Tr3sico-Jur3sico (Edwards, 1955; Servicio Geol3gico Mexicano, 1996), su espesor se considera superior a los 1,000 m. Su contacto inferior no es visible y su contacto superior forma una discordancia con la formaci3n Bufa (Gross, 1975; Servicio Geol3gico Mexicano, 1996) la cual esta representada por tres miembros: el inferior por riolitas de color rosado morado con texturas que van de afan3tica a vitrea y porfir3dica; el miembro medio es una toba 3cida de color caf3 blanquecino con textura faner3tica y el miembro superior

corresponde a una toba arenosa de color blanco de textura afanítica. Esta formación tiene un espesor de 260m en el área y en Guanajuato es la receptora de la mineralización. Sobreyaciendo a la Formación La Bufa y en discordancia angular, se tiene a la Formación Dolores Hidalgo (Servicio Geológico Mexicano, 1996) constituida por sedimentos lacustres diferenciados en dos miembros: el miembro inferior es un conglomerado polimíctico de color ocre, textura piroclástica, está constituido por fragmentos de rocas preexistentes con diámetros que varían desde 1 a 40 cm; el miembro superior lo constituye material detrítico no cementado, formado por limos arenosos y arcillosos de color café amarillento a blanquecino, esta formación alcanza un espesor dentro del área de 50 m.

SIMBOLOGÍA CUATERNARIO

Qhoal	ALUVIÓN
QpTqA	TRAQUIANDESITA

TERCIARIO NEÓGENO

Tpl Ar-Ta	ARENISCA - TOBA ÁCIDA
Tplla	DEPÓSITOS LACUSTRES
Tn Ar-Cgp	ARENISCA - CONGLOMERADO POLIMÍCTICO

PALEÓGENO

ToTa-Ar	TOBA ÁCIDA - ARENISCA
ToTa	TOBA ÁCIDA
ToR	RIOLITA

MESOZOICO TRIÁSICO-JURÁSICO

TRJ Lu-Cz	LUTITA - CALIZA
--------------	-----------------

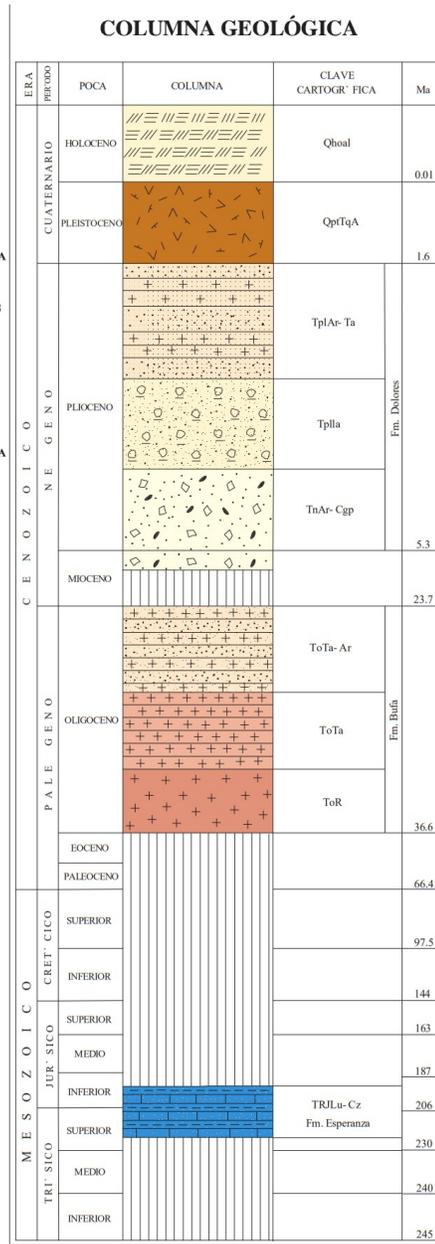


Figura 4. Estratigrafía obtenida de la carta geológico-minera Dolores Hidalgo F14-C44 escala 1:50 000 del Servicio Geológico Mexicano (SGM).

Capítulo 4. Adquisición y procesamiento de datos MT

4.1. Ubicación de los sondeos MT

Los sondeos adquiridos están distribuidos como se muestra en la Figura 5, el espaciamiento entre los sondeos es irregular debido a las condiciones del terreno y permisos de los mismos para realizar las mediciones, la distancia mayor es de 5.6 km entre el sitio C02 y C03, la menor distancia es de 1.6 km entre el sitio C04 y B04, se cuenta con un total de 10 sondeos MT.

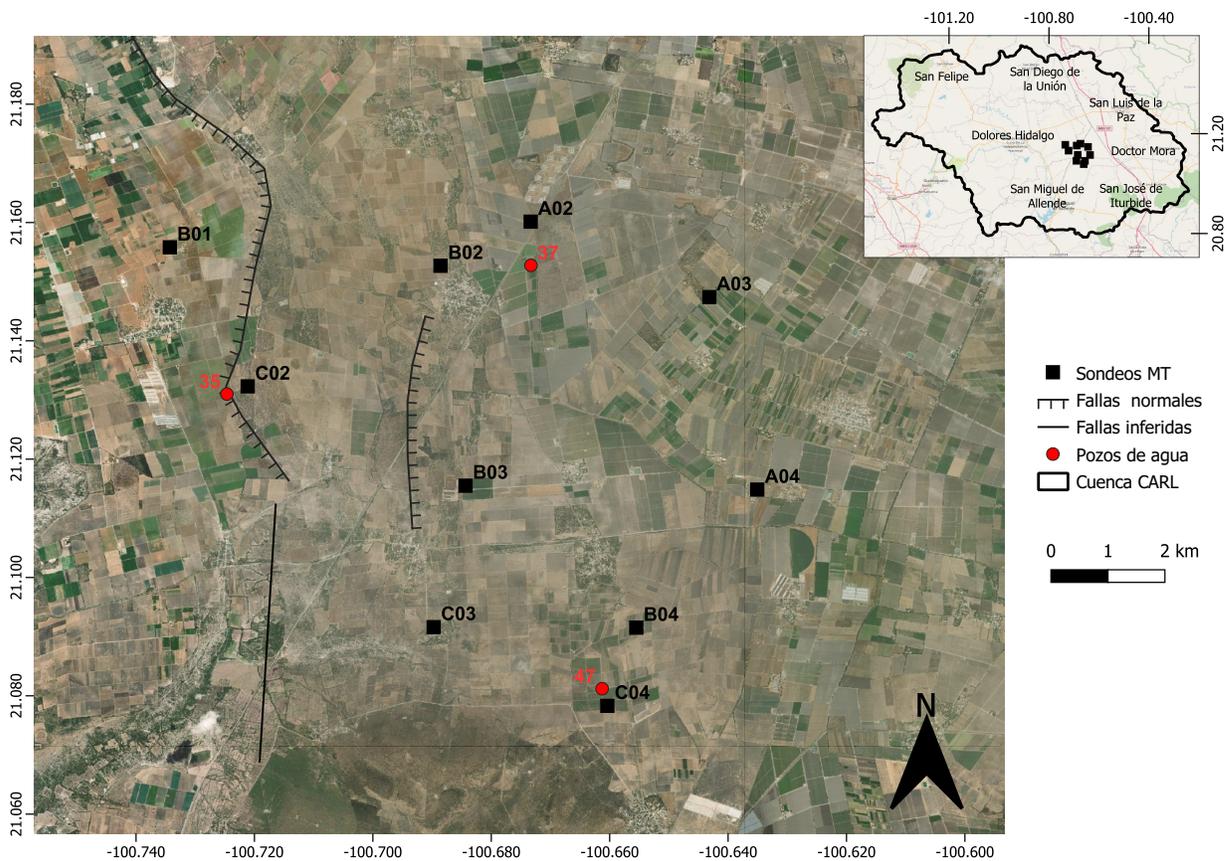


Figura 5. Ubicación de los sondeos MT adquiridos en la Cuenca Alta del Río Laja, Guanajuato. Los puntos rojos representan los pozos de agua con sus respectivas temperaturas, también se representan las fallas normales y fallas inferidas. Mapa hecho en Qgis.

4.2. Adquisición en campo

La adquisición en campo se realizó en junio del 2022, la cual consistió en medir 2 componentes eléctricas y 3 componentes magnéticas como se muestra en la Figura 6. Los parámetros de adquisición se resumen en la tabla 2, es importante mencionar que se midieron dos sitios simultáneamente, debido a que se contaban con 2 equipos y esto serviría para realizar procesamiento por referencia remota entre ellos.

Tabla 2. Parámetros de adquisición MT utilizados en campo.

Parámetros de adquisición MT	
Longitud de dipolos	100 m
Dirección X	Norte magnético
Frecuencia de muestreo	4096 Hz - 30 min; 128 Hz - mínimo 20 Hrs

Algunas de las consideraciones que se deben tomar en cuenta al momento de instalar el equipo son:

- Procurar estar alejado de fuentes de ruido, por ejemplo: líneas de alta tensión, mallas, vías de ferrocarril, motores en funcionamiento, entre otros.
- Asegurarse de la horizontabilidad de las bobinas magnéticas.
- Orientar bien las bobinas N-S y E-O y los dipolos.
- Tener una baja resistencia de contacto ($< 1 \text{ k Ohm}$) en los electrodos.

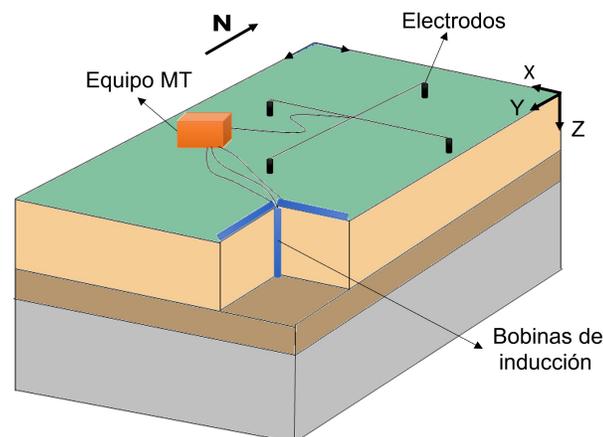


Figura 6. Ilustración de la distribución de los electrodos y bobinas magnéticas en la adquisición en campo.

4.2.1. Instrumentación de MT

Las mediciones realizadas en campo se llevaron a cabo con dos equipos ADU-07e de la marca metronix (Figura 7), las bobinas de inducción para medir las tres componentes del campo magnético fueron de banda ancha MFS-06e (Figura 7) que cubren un amplio rango de frecuencias desde 0.0001 Hz hasta 10 kHz. Para las 2 componentes del campo eléctrico se utilizaron 2 dipolos eléctricos con electrodos EFP-06 (Figura 7) de tipo $Pb - PbCl_2$ sellados.

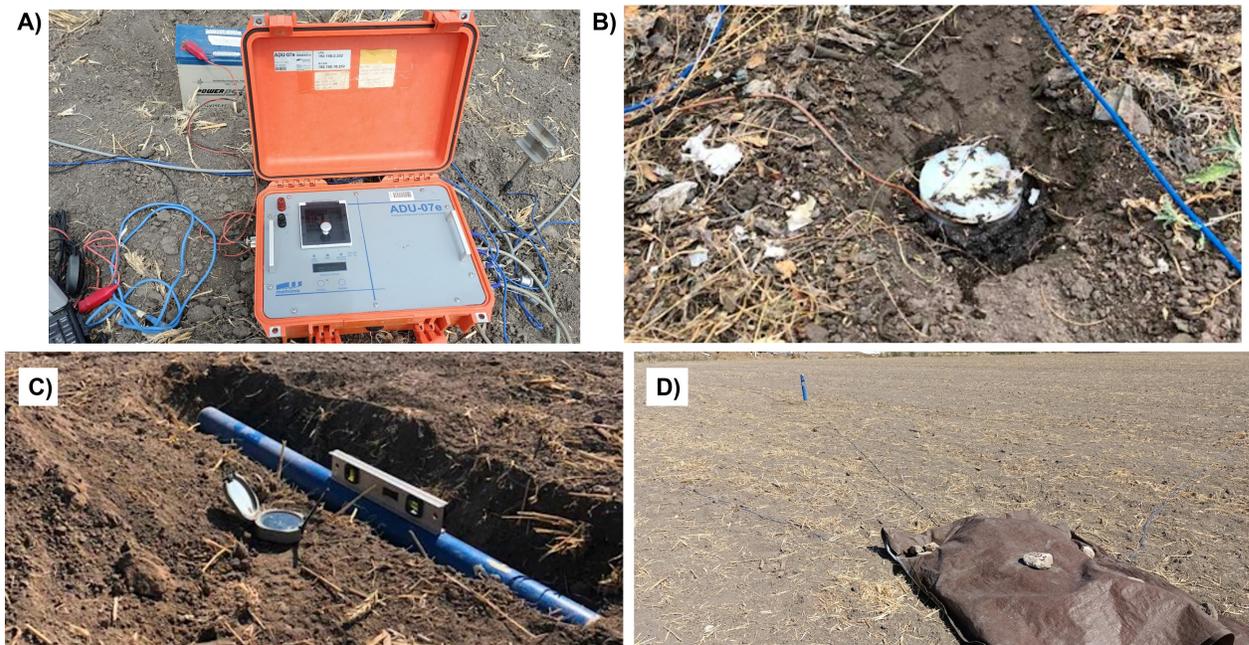


Figura 7. A) Equipo utilizado para la medición en campo, ADU-07e de la marca metronix. B) muestra un electrodo EFP-06 colocado en campo. C) Bobina MFS-06e colocada en una componente horizontal, previamente orientada y nivelada en campo. D) muestra a lo lejos la bobina MFS-06e colocada en la componente vertical y se aprecia como es que el equipo se cubre en campo para realizar la medición.

4.2.2. Procesamiento de datos MT

El procesamiento de datos magnetotéluricos conlleva una serie de pasos para poder obtener las funciones de transferencia de cada sitio adquirido en campo. Para ello existen diferentes algoritmos y cada uno tiene sus consideraciones.

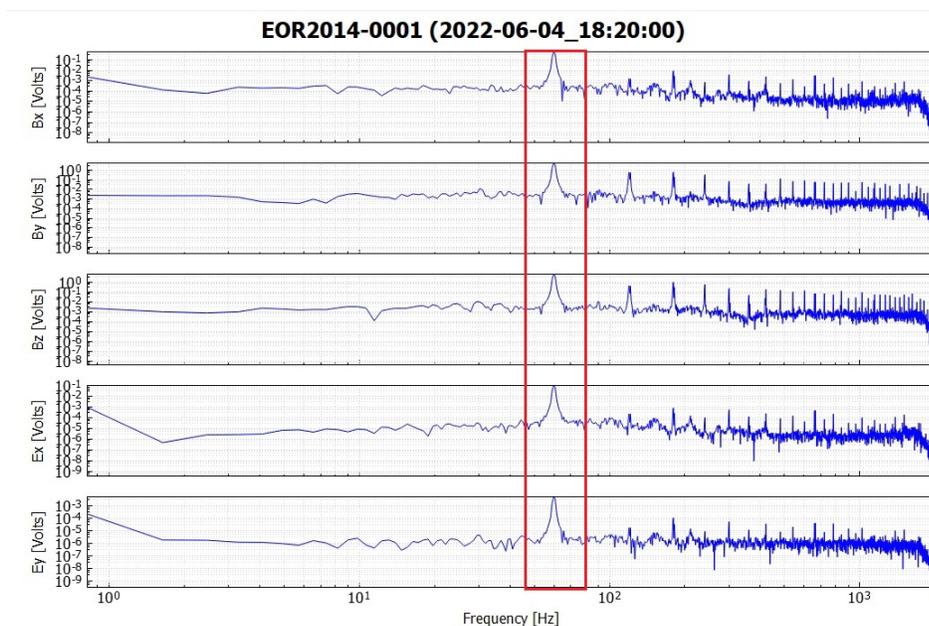
En términos generales, se pueden resumir en los siguientes pasos las etapas del procesamiento de las series de tiempo (Simpson & Bahr, 2005):

1. Se calculan los coeficientes de Fourier para cada intervalo en los que fueron divididos las series de tiempo para cada componente.
2. Se hace una calibración dependiendo de los sensores utilizados.
3. Se hace un cálculo de espectros cruzados y autoespectros para cada frecuencia objetivo.

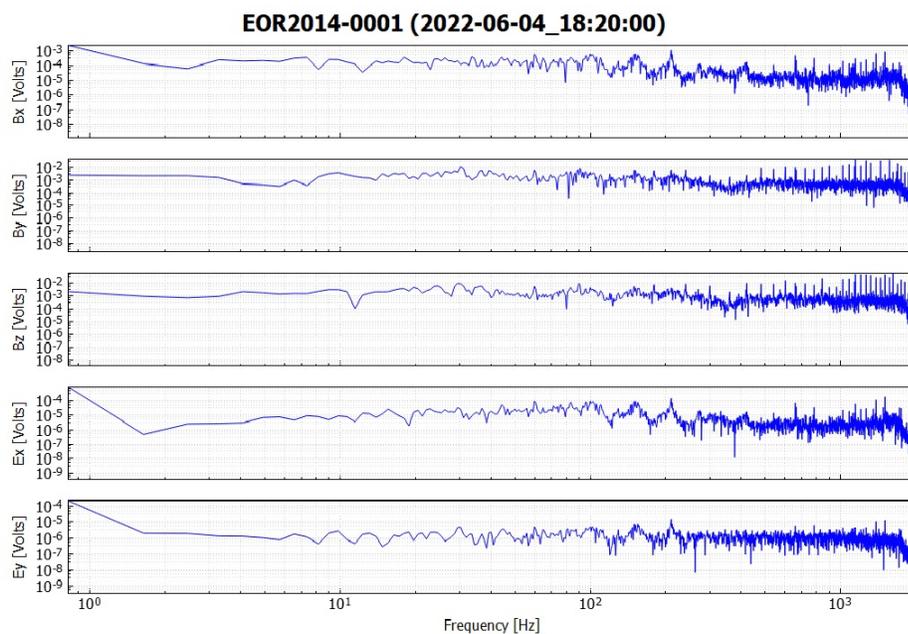
Después del punto 3 es posible incorporar procesamiento robusto o procesamiento por referencia remota. La técnica de procesamiento robusto es un ejemplo de procesamiento estadístico comúnmente empleado para remover el ruido de los datos MT (Simpson & Bahr, 2005). En este trabajo de investigación se utilizaron dos softwares de procesamiento robusto: BIRRP " *Bounded Influence, Remote Reference Processing*" desarrollado por Chave & Thomson (2004) y EMERALD " *ElectroMagnetic Equipment, Raw data And Locations Database*" desarrollado por Ritter et al. (1998), Weckmann et al. (2005) y Krings (2007).

A continuación se enlistan los pasos para el procesamiento con el software EMERALD:

1. Se remueve el ruido cultural de las series de tiempo aplicando filtros digitales, ej. filtro de notch.
2. En caso de tener estaciones de referencia remota se sincronizan las series de tiempo con su estación correspondiente.
3. Las series de tiempo de las cinco componentes se filtran con un paso de banda en bandas de frecuencias angostas.
4. Las bandas de frecuencia son divididas en segmentos cortos de una longitud fija.
5. Se aplica la transformada de Fourier a cada segmento.
6. Se hace una calibración a los datos por la respuesta del instrumento.
7. Se divide en diferentes bandas de frecuencia alrededor de las frecuencias centrales que son distribuidos equitativamente en una escala logarítmica.
8. Se promedian los coeficientes de Fourier en cada subbanda.
9. Se calculan los autoespectros y espectros cruzados en cada evento y subbanda.



(a) Espectro de frecuencia del sitio A02 sin filtrar.



(b) Espectro de frecuencia del sitio A02 con el filtro notch aplicado.

Figura 8. Comparación del espectro de frecuencias para el sitio A02, el inciso a) muestra el espectro sin filtrar y el inciso b) muestra el espectro con el filtro notch aplicado el cual removió el pico de la frecuencia de 60 Hz y sus armónicos.

Considerando las relaciones de dispersión de Weidelt, (Weidelt, 1973), las cuales predicen que las frecuencias vecinas proporcionarán funciones de transferencia similares, este algoritmo realiza un apilamiento

ponderado de información a partir de las frecuencias vecinas. Por lo anterior, las funciones de transferencia son estimadas para 6 u 8 frecuencias objetivo por década, más son innecesarias (Simpson & Bahr, 2005).

La figura 8 muestra el espectro de frecuencias del sitio A02, el espectro sin filtrar muestra un pico a 60 Hz y sus armónicos, el cual se debe a las líneas de transmisión eléctrica, por ello la importancia de aplicar el filtro digital de notch, para eliminar el ruido cultural. La razón de muestreo para el caso mostrado es de 4096 Hz.

El algoritmo de procesamiento robusto implementado en el software EMERALD está basado en Junge (1996) y Ritter et al. (1998). Poco después, Krings (2007) implementó un esquema de procesamiento robusto con referencia remota en el software. La estimación robusta principal se realiza con dos algoritmos sucesivos: el criterio χ^2 y criterio de consistencia. Ambos algoritmos minimizan el residual para cada evento.

Por otro lado, el software BIRRP se basa en promediar secciones de una serie de tiempo utilizando un método de estimación espectral y un estimador robusto que limita la influencia de malas estimaciones conforme el proceso avanza (Chave & Thomson, 2004). Algunas características a destacar del BIRRP es que calcula las funciones de transferencia MT utilizando el método de Welch de estimación espectral (Welch, 1967), referencia remota y el método jackknife para la obtención de los errores de los datos y se puede agregar una o más estaciones remotas.

Previo a procesar los datos obtenidos en campo hay que convertir las series de tiempo al formato adecuado para cada software, tanto para BIRRP y EMERALD. Durante el procesamiento se realizó referencia remota y algunos sitios se procesaron individualmente. A partir de las series de tiempo se realiza la estimación del tensor de impedancias, con el cual se obtienen las curvas de resistividad aparente y de fase para cada sitio. Cabe mencionar, que para cada estación se seleccionaron las mejores respuestas de ambos procesos.

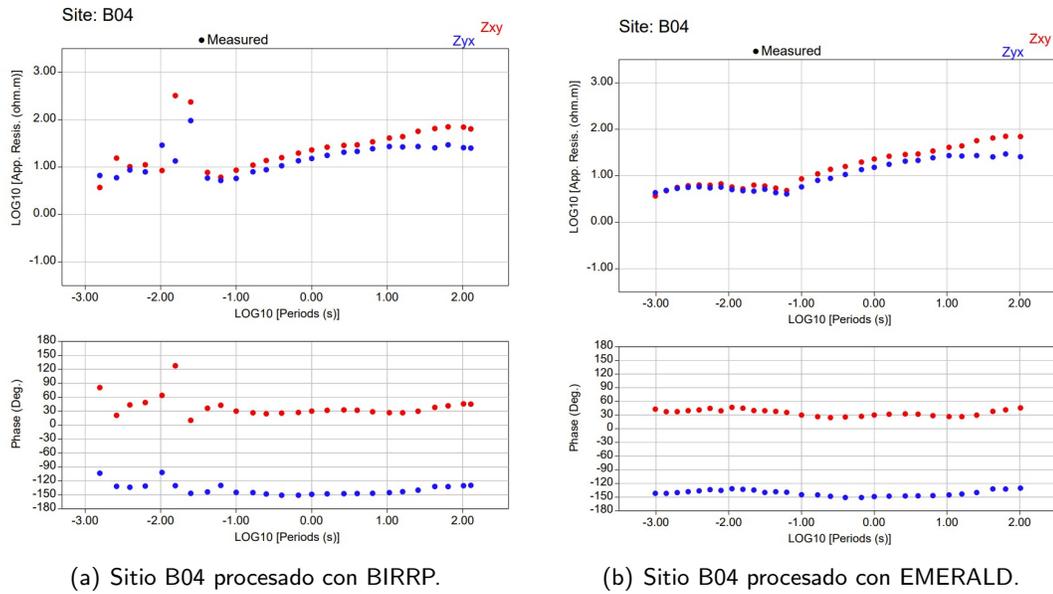
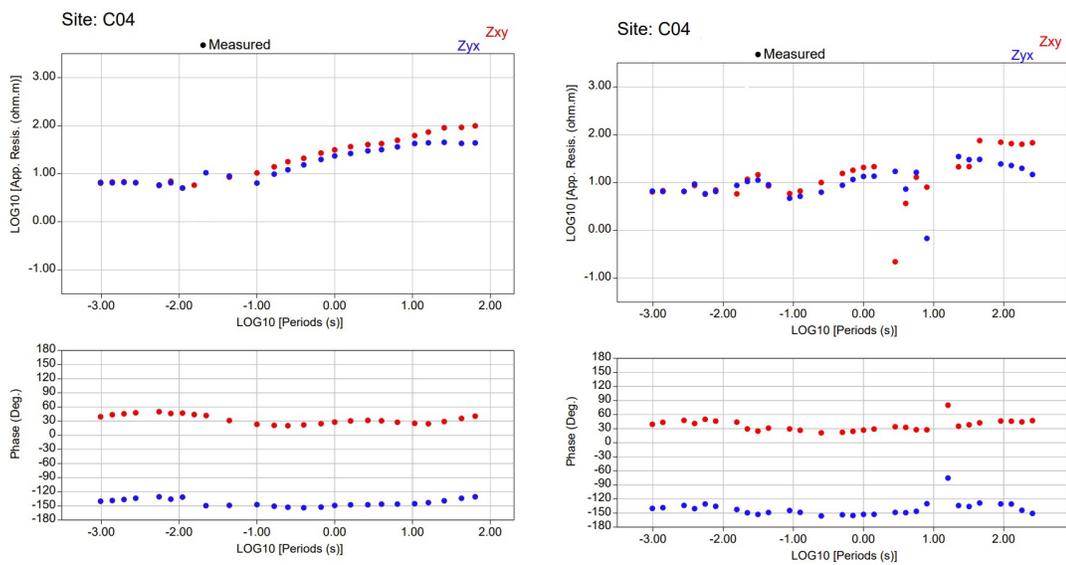


Figura 9. Comparación de las curvas de resistividad aparente y fase del sitio B04 procesado con los softwares de procesamiento robusto BIRRP (a) y EMERALD (b).

La figura 9 muestra la comparación de los resultados de procesar el sitio B01, tanto con BIRRP (izquierda) y EMERALD (derecha), en este sitio se aprecia que los resultados obtenidos con EMERALD tienen una tendencia más definida en las curvas comparadas con los resultados obtenidos con BIRRP, especialmente para las altas frecuencias, por lo tanto para este sitio seleccionamos los resultados de EMERALD.

Por otro lado, la figura 10 muestra los resultados del sitio C04 procesados con BIRRP (izquierda) y EMERALD (derecha), en este sitio es posible apreciar que la tendencia de las curvas para resistividad aparente y fase es más definida para el resultado obtenido con el BIRRP, por lo que se seleccionó éste para la subsecuente interpretación.

El sitio B04 mostrado en la figura 9 a periodos cortos la resistividad aparente ronda alrededor de casi $10 \Omega m$ mientras que para altos periodos la curva de resistividad aparente comienza ascender llegando aproximadamente a los $100 \Omega m$, las curvas de fase para este sitio son consistentes. El sitio C04 tiene un comportamiento similar, a periodos cortos la resistividad aparente es muy cercana a $10 \Omega m$, conforme va incrementando el periodo la resistividad aparente también aumenta, es posible observar en la figura 10 que a periodos largos la resistividad aparente ronda cerca de los $100 \Omega m$. En general, la mayoría de los sondeos tiene un comportamiento muy parecido como el antes descrito, las curvas de resistividad aparente y fase de todos los sondeos se muestran en el apartado de anexos.



(a) Sitio C04 procesado con BIRRP.

(b) Sitio C04 procesado con EMERALD.

Figura 10. Comparación de las curvas de resistividad aparente y fase del sitio C04 procesado con los softwares de procesamiento robusto BIRRP (a) y EMERALD (b).

Capítulo 5. Inversión 3D de datos magnetotelúricos

5.1. Estudios de modelado

La discretización del dominio es el primer paso importante a definir para obtener resultados óptimos en la inversión tridimensional de datos magneotelúricos, la cual determina el tamaño de celda a usar. Para este proyecto de investigación se realizaron estudios de modelado siguiendo el flujo de trabajo de la figura 11, el cual consiste en proponer diferentes tipos de discretización horizontal en la zona de cobertura de los datos, a partir de este se realiza un modelo sintético con un cuerpo conductor embebido al cual se realiza un modelado directo para obtener datos sintéticos (calculados), estos datos sintéticos se mandan a invertir con los mismos parámetros de inversión para todas las pruebas, y como resultado se obtiene un modelo inverso, finalmente se realiza una comparación entre el modelo sintético y el modelo inverso para visualizar qué tanta información se logra recuperar con cierto tamaño de celda. Estos estudios de modelado 3D se realizaron con el programa ModEM (Kelbert et al., 2014)

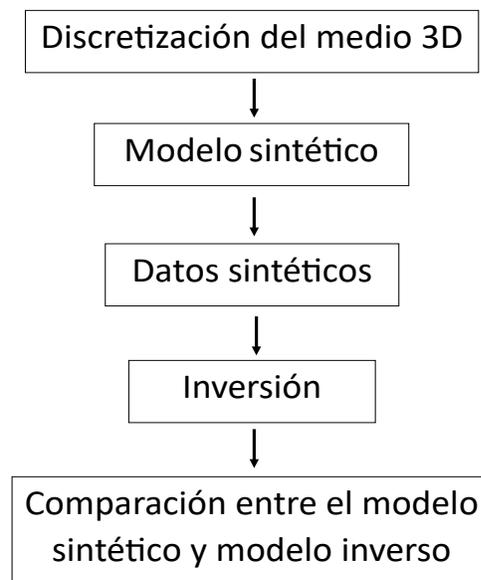


Figura 11. Flujo de trabajo para obtener la discretización del modelo 3D acorde a la distribución de los sondeos MT.

La figura 12 muestra los modelos con un tamaño de celda 800x800m y 1000x1000m, en las direcciones X y Y, respectivamente. Es posible apreciar que el modelo inverso para el tamaño de 800x800m no logra recuperar bien la información, debido a que el extremo izquierdo conserva la resistividad del modelo homogéneo. Por otro lado el modelo inverso con tamaño de celda de 1000x1000m logra recuperar de

mejor manera la información del modelo sintético, debido a que los límites del cuerpo conductor son apreciables.

Las dimensiones del cuerpo conductor embebido son $8 \times 8 \times 1$ km en x , y y z respectivamente. La extensión del dominio se extendió desde -80 a 80 km en x y y y 200 km en z para satisfacer las condiciones de frontera.

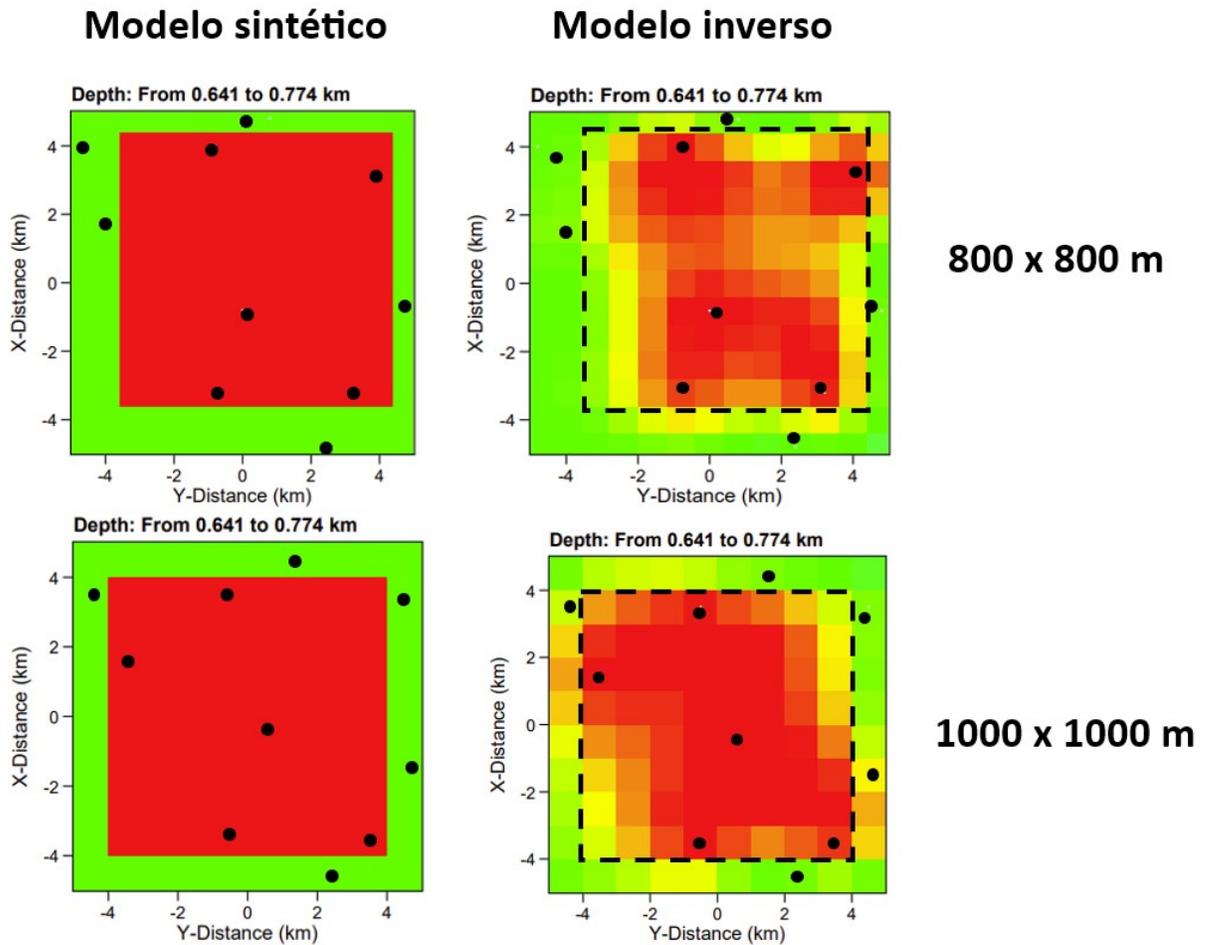


Figura 12. Comparación entre el modelo sintético y modelo inverso con dos tamaños de celda, los puntos negros representan la ubicación de los sondeos MT y las líneas punteadas representan el contorno del cuerpo conductor.

En la figura 13 se muestra el dominio tridimensional utilizado para la inversión de los datos de campo, el cual fue creado con el programa 3D-grid. El espesor de la primera capa es de 5 m y va incrementando a profundidad con un factor de 1.2 . En total, el dominio consiste de $46 \times 46 \times 50$ nodos en dirección X , Y y Z , respectivamente.

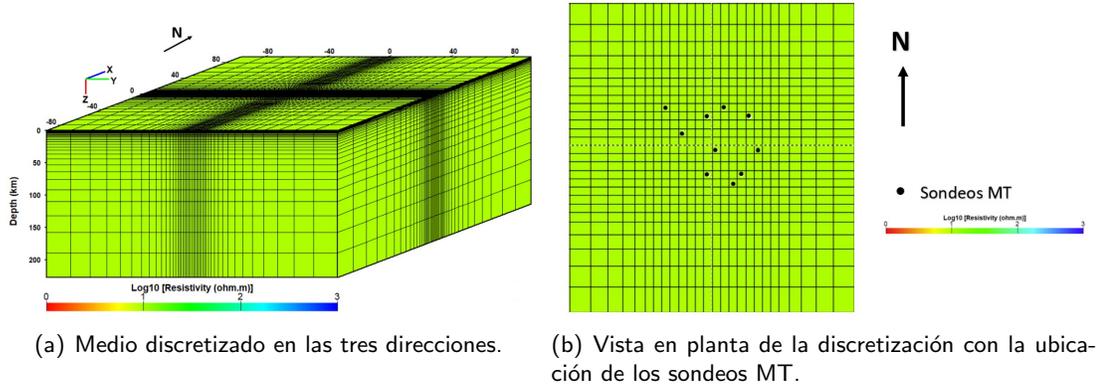


Figura 13. Dominio 3D realizado en 3Dgrid para discretizar el medio, con un tamaño horizontal en la zona de cobertura de 1000x1000m.

5.2. Inversión 3D

La inversión se realizó con el programa ModEM desarrollado por Kelbert et al. (2014), el cual utiliza un esquema de diferencias finitas y además está paralelizado para permitir el cálculo simultáneo para varias frecuencias objetivo. La estructura de inversión del software ModEM esta basado en minimizar la siguiente función costo:

$$\Phi(\mathbf{m}, \mathbf{d}) = (\mathbf{d} - \mathbf{d}')^T \mathbf{C}_d^{-1} (\mathbf{d} - \mathbf{d}') + \lambda (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)^T \mathbf{C}_m^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0) \quad (20)$$

donde \mathbf{d} son los datos observados, \mathbf{d}' son los datos calculados. Los errores de los datos están dentro de la matriz covarianza \mathbf{C}_d . El vector \mathbf{m} contiene los parámetros del modelo. El conjunto de parámetros del modelo inicial está contenido en el vector \mathbf{m}_0 . La matriz \mathbf{C}_m es el modelo de covarianza que describe el modelo suavizado y λ es el parámetro de regularización.

En el algoritmo de ModEM, la covarianza \mathbf{C}_d es una matriz diagonal que contiene el inverso del error cuadrático (la varianza de los datos). De acuerdo con (Tietze, 2012) la matriz covarianza del modelo \mathbf{C}_m esta formada por una secuencia de suavizamiento 1D y operadores de escalamiento:

$$\mathbf{C}_m = \mathbf{C}_x \mathbf{C}_y \mathbf{C}_z \mathbf{C}_z^T \mathbf{C}_y^T \mathbf{C}_x^T \quad (21)$$

Los operadores de suavizado 1D son una matriz diagonal:

$$\mathbf{C}_x = \begin{pmatrix} C_{11}^x & & & & \\ & C_{21}^x & & & \\ & & \ddots & & \\ & & & \ddots & \\ & & & & C_{N_y N_z}^x \end{pmatrix} \quad (22)$$

Lo mismo ocurre para C_y y C_x . Cada componente C_{jk}^x esta formado por una autoregresión de la forma:

$$C_{jk}^x = \begin{pmatrix} 1 & & & & \\ \alpha_x & 1 & & & \\ \alpha_x^2 & \alpha_x & 1 & & \\ \vdots & & & \ddots & \\ \alpha_x^{N_x-1} & \dots & & & 1 \end{pmatrix} \quad (23)$$

El parámetro α_x define el modelo suavizado en la dirección x . Este proceso es el mismo para asignar el suavizado en la dirección y y z . El parámetro de suavizamiento se elige en un rango entre 0 y 1, donde los valores más altos dan como resultado un modelo más suavizado. La función de costo (ecuación 20) es minimizada usando el algoritmo de gradientes conjugados no lineales:

$$\frac{\partial \phi}{\partial \mathbf{m}} \Big|_{\mathbf{m}_n} = -2\mathbf{J}^T \mathbf{r} + 2\lambda \mathbf{C}_m^{-1} \Delta \mathbf{m}_n \quad (24)$$

donde $\mathbf{r} = (\mathbf{d}'(\mathbf{m}_n) - \mathbf{d})^T \mathbf{C}_d$ es el residual y $\Delta \mathbf{m}_n$ es la distancia de el modelo actual \mathbf{m}_n con el modelo inicial \mathbf{m}_0 .

5.2.1. Inversión con elementos de la anti-diagonal

Como primera aproximación, la inversión 3D de los datos MT de la cuenca Alta del Río Laja se llevó a cabo utilizando los elementos de la anti-diagonal del tensor de impedancias. Esto representa una buena práctica para tener una primera imagen de la distribución de la conductividad para identificar qué partes del modelo inverso están constreñidas por las componentes de la anti-diagonal (Ruiz Aguilar, 2018).

5.2.2. Modelos iniciales

La elección de un modelo homogéneo inicial es importante para realizar la inversión 3D porque es el punto de partida para la optimización. En este sentido, se llevaron a cabo algunas pruebas con modelos iniciales diferentes para seleccionar el más apropiado acorde a nuestra zona de estudio. Los modelos iniciales consistieron en un semi-espacio homogéneo con 10, 30 y 100 Ωm . Las especificaciones de la discretización del medio se mencionan en el punto 5.1. Los resultados de las diferentes inversiones realizadas con estos modelos se muestran en la figura 14 como vistas en planta a diferentes profundidades, 530m y 933m.

El modelo de 10 Ωm inicio con un error RMS de 63.68 y después de 29 iteraciones terminó con un error RMS de 18.53 (Tabla 3). A la profundidad de 530m se puede distinguir un cuerpo conductor con alrededor de un 1 Ωm dentro del área de cobertura por los sondeos MT, donde 4 de ellos detectan este cuerpo. Por otro lado, el modelo de 30 Ωm a la misma profundidad también detecta el cuerpo conductor en el mismo área con ligero acortamiento en sus dimensiones. Sin embargo, el modelo de 100 Ωm es insensible ante la presencia del cuerpo conductor detectado en los dos resultados previamente mencionados, además este muestra un cuerpo resistivo cercano a los 1000 Ωm , el cual puede ser un efecto creado por la inversión debido a que en esa área no hay sondeos MT. Este efecto espurio también es generado por la inversión del modelo de 30 Ωm , aunque sus dimensiones se ven reducidas.

La inversión realizada con el modelo de 30 Ωm inicio con un error RMS de 82.91, después de 38 iteraciones terminó con 20.71 3, como resultado se tiene un corte a profundidad de 933m (figura 14) en la cual se detecta un cuerpo conductor con resistividades de aproximadamente 3 Ωm , el cual coincide en el mismo área que el cuerpo de 1 Ωm a 530m, a esta profundidad es visible el cuerpo resistivo detectado a los 530m pero con dimensiones ligeramente mayores, en la parte centro un sondeo parece ser que tiene resistividades cercanas a 100 Ωm . Por otra parte, el resultado obtenido con el modelo de 10 Ωm a la profundidad de 933m también es posible distinguir el cuerpo conductor con resistividades entre 1 a 3 Ωm , el área de cobertura de este cuerpo es mayor al que logra obtenerse del resultado de 30 Ωm . Además es posible ver la presencia de un cuerpo resistivo en un sondeo MT, con resistividades de aproximadamente 325 Ωm .

Finalmente el resultado de la inversión con el modelo inicial de 100 Ωm , cuyo error RMS inicial fue de 160.03 y error RMS final de 19.27 3, a la profundidad de 933m logra recuperar el cuerpo conductor previamente detectado en los dos resultados anteriores, aún así sus dimensiones son menores comparadas

con los otros resultados y no logra detectar el cuerpo resistivo que se presenta en un sondeo MT.

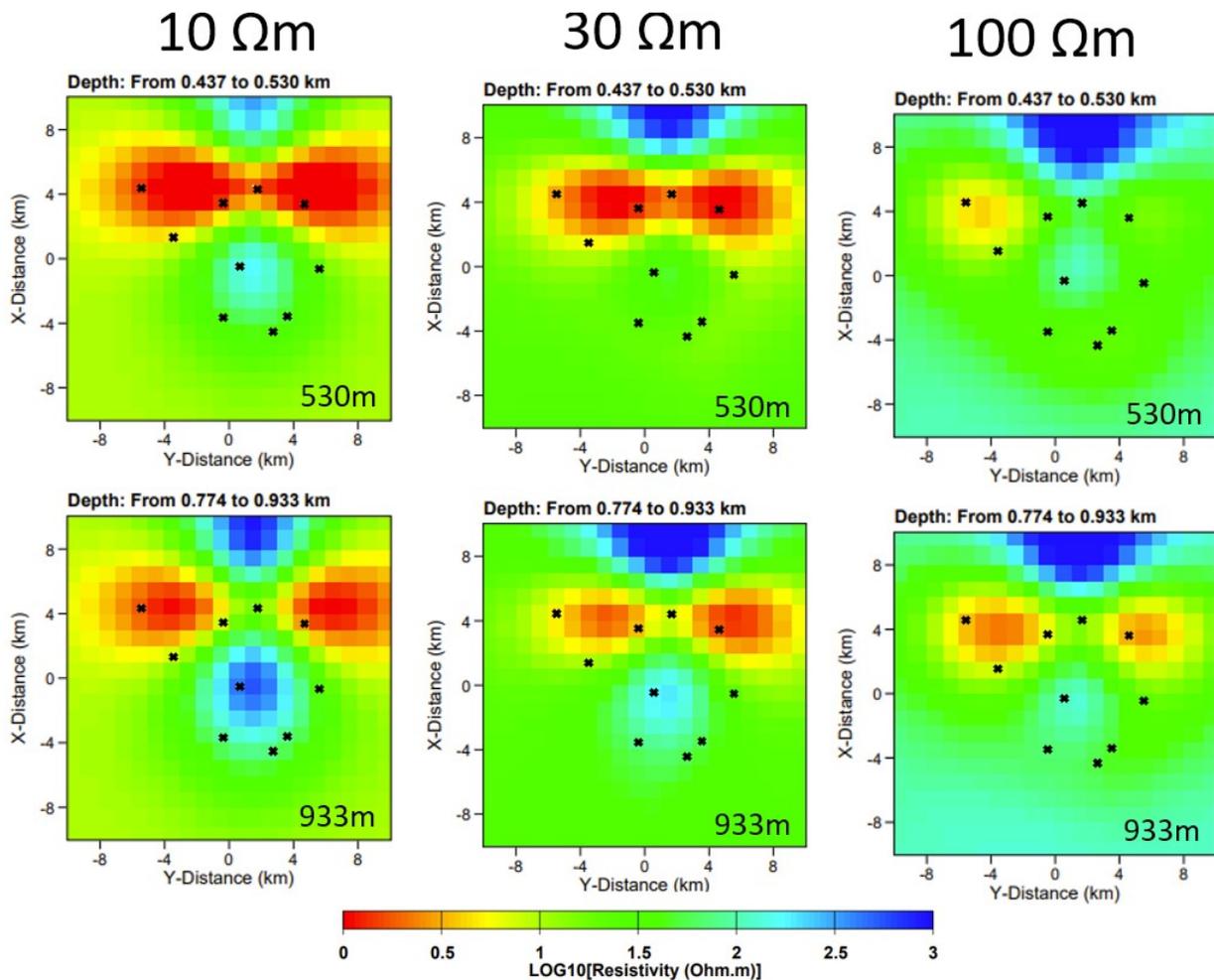


Figura 14. Resultados de la inversión de los elementos de la anti-diagonal del tensor de impedancias con diferentes modelos iniciales a una profundidad de 533m y 933m. Los sitios MT están marcados de color negro.

En general, los resultados de la inversión muestran resistividades bajas en el área de cobertura por los sondeos MT. Sin embargo, para los modelos iniciales de 30 y 100 Ωm a la profundidad de 530m se ve un cuerpo altamente resistivo el cual no está dentro del área de cobertura por lo que se infiere que es un efecto de la inversión, este mismo cuerpo a la profundidad de 933m es visible en los resultados de los 3 modelos iniciales.

La tabla 3 describe los errores RMS iniciales y finales para cada modelo. El modelo inicial de 100 Ωm tiene un error RMS final menor que el resultado obtenido con el modelo inicial de 30 Ωm , sin embargo los resultados (figura 14) muestran que hay poca sensibilidad a la presencia del cuerpo conductor visible en los otros dos modelos, por lo que se concluye que este sería el modelo inicial menos factible. Por otro lado, los resultados obtenidos de la inversión 3D con un modelo inicial de 30 Ωm mostrados en la

figura 14, es posible ver que también tiene la presencia de un cuerpo resistivo visible desde los 530m de profundidad el cual permanece en los 933m incrementando sus dimensiones, estos resultados si logran mostrar un cuerpo conductor en 4 de los sondeos MT adquiridos, sin embargo la presencia del cuerpo resistivo descrito anteriormente pone en duda si es factible considerar este modelo inicial de inversión.

Concluyendo, el modelo inicial que se decidió utilizar para la inversión 3D de datos magnetotelúricos para la Cuenca Alta del Río Laja, Guanajuato fue el de $10 \Omega m$ debido a que los resultados (figura 14) muestran sensibilidad en el área de cobertura por los sondeos MT al distinguir un cuerpo conductor a los 530m de profundidad y un cuerpo pequeño con altas resistividades a la profundidad de 933m donde se encuentra un sondeo MT, el modelo inicial elegido es el que menos se vio afectado por la presencia del cuerpo resistivo fuera del área de cobertura.

Tabla 3. Valores de los errores RMS inicial y final de la inversión con los elementos de la anti-diagonal del tensor de impedancias con diferentes modelos iniciales. Cabe mencionar que para estas pruebas se trato de mantener la mayor cantidad de datos, por esta razón los valores RMS finales son relativamente altos

Modelo homogéneo inicial	RMS inicial	RMS final
$10 \Omega m$	63.68	18.53
$30 \Omega m$	82.91	20.71
$100 \Omega m$	160.03	19.27

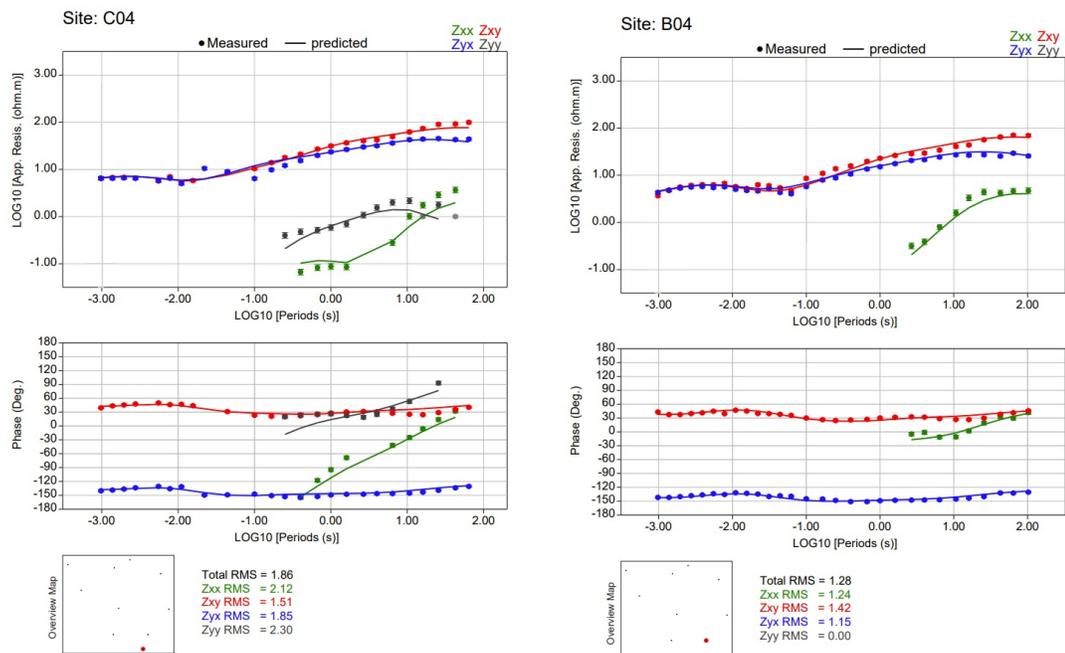
Resumiendo, los parámetros utilizados para la inversión 3D mediante el software ModEM son:

- Medio homogéneo inicial de $10 \Omega m$.
- Una matriz covarianza de 0.5
- Discretización lateral del medio de $1000 \times 1000m$.
- Mallado 3D de $46 \times 46 \times 50$ celdas en dirección X, Y y Z respectivamente.
- Primer capa espesor de 5m. el cual incrementa con un factor logarítmico de 1.2

Se realizaron dos esquemas de inversión, el primero consistió en utilizar la anti-diagonal del tensor de impedancias considerando los parámetros mencionados anteriormente, además se tomó en cuenta una incertidumbre del 5% de $|Z_{xy} * Z_{yx}|^2$. Para el segundo el modelo inicial fue el modelo resultante de la

primera inversión y se utilizó el tensor completo de impedancias considerando una incertidumbre del 5 % para las anti-diagonales $|Z_{xy}|$, $|Z_{yx}|$, y el 10 % para las diagonales $|Z_{xx}|$, $|Z_{yy}|$.

El modelo inverso obtenido tiene un error RMS de 2.12, el cual es bastante aceptable. La figura 15 muestra los resultados de la inversión del sitio C04 y B04, en dicha figura se aprecian las curvas de resistividad aparente y fase del tensor completo de impedancias y es posible observar el ajuste de los datos observados en campo (puntos) y los datos calculados (lineas continuas). Esto prueba de que los resultados obtenidos son consistentes, por lo que se puede decir que el modelo 3D obtenido es representativo de lo que se encuentra en profundidad.



(a) Ajuste de las curvas de los datos observados en campo y datos estimados del sitio C04. (b) Ajuste de las curvas de los datos observados en campo y datos estimados del sitio B04.

Figura 15. Visualización de las curvas de resistividad aparente y fase del tensor completo de impedancias del sitio C04 (izquierda) y B04 (derecha), los puntos representan los datos observados en campo y las líneas continuas representan los datos estimados de la inversión.

Una vez que se obtiene el modelo 3D inverso, es posible extraer vistas en planta a diferentes profundidades como se muestra en la figura 16, en dicha figura se puede observar la distribución de la resistividad en el subsuelo. A partir de los resultados es posible identificar un cuerpo conductor en los primeros 37m de profundidad con valores de resistividad que van desde de 1 a $5 \Omega m$ aproximadamente. A partir de los 161m de profundidad se pudo identificar el mismo cuerpo conductor de $\sim 5 \Omega m$ y otro cuerpo con resistividades entre 10 y $30 \Omega m$, estos cuerpos se conservan a la profundidad de 641m, a dicha profundidad comienza a presentarse un cuerpo conductor con resistividad de $\sim 100 \Omega m$. A los de 1125m

es apreciable ver un cuerpo resistivo con de resistividades $\sim 316 \Omega m$ el cual a profundidad se conserva aumentando su resistividad, este cuerpo se aprecia hasta los 5km de profundidad. A los ~ 2.8 km de profundidad se puede apreciar el cuerpo conductor de 10 a $30 \Omega m$, un cuerpo altamente resistivo (mayor a $315 \Omega m$) y el cuerpo conductor de $\sim 5 \Omega m$. A los casi 5 km de profundidad, se presenta el cuerpo altamente resistivo, previamente mencionado, y un cuerpo resistivo entre 30 a $100 \Omega m$.

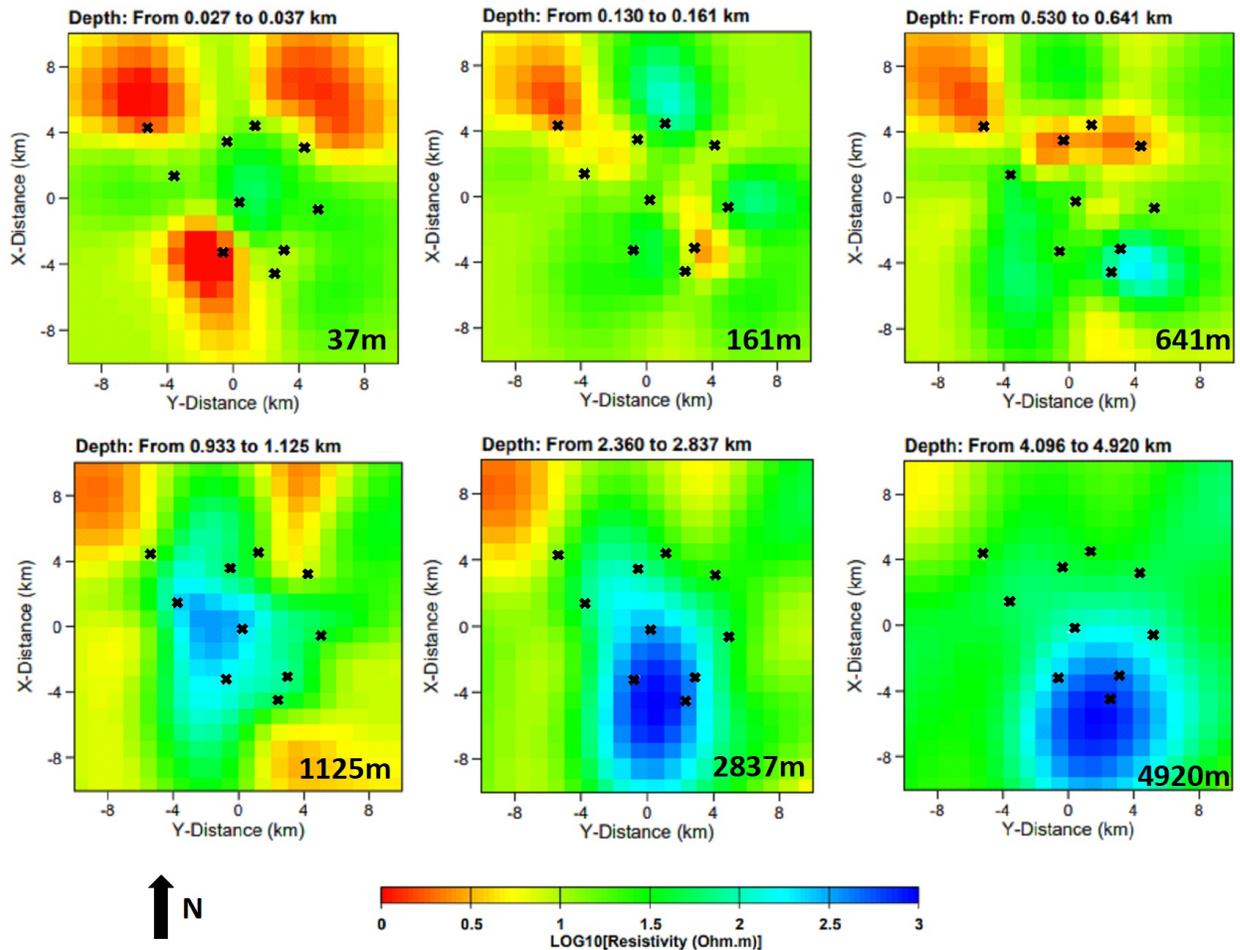


Figura 16. Vistas en planta a diferentes profundidades, estas secciones fueron extraídas a partir del modelo 3D de inversión. Los colores cálidos corresponden a valores bajos de resistividad y colores fríos a valores altos de resistividad. La ubicación de los sondeos MT están marcados de color negro.

5.2.3. Estudios de factibilidad

Como propone Siripunvaraporn (2012) se llevó a cabo un estudio de factibilidad para identificar los posibles artefactos o características sospechosas generadas a partir de la inversión. Éste estudio consiste en construir un modelo sintético a partir de las características principales identificadas en el resultado de

la inversión 3D de los datos observados. A partir del modelo sintético se calcula una respuesta obteniendo como resultado datos calculados (datos sintéticos), los cuáles serán utilizados para realizar una inversión. Finalmente se hace una comparación entre el modelo sintético y el modelo inverso resultante para distinguir posibles artefactos (Siripunvaraporn, 2012).

La figura 17 a la izquierda muestra secciones de resistividad a diferentes profundidades extraídas del modelo sintético, a la derecha se presentan las secciones extraídas del modelo inverso resultante de la inversión de los datos sintéticos.

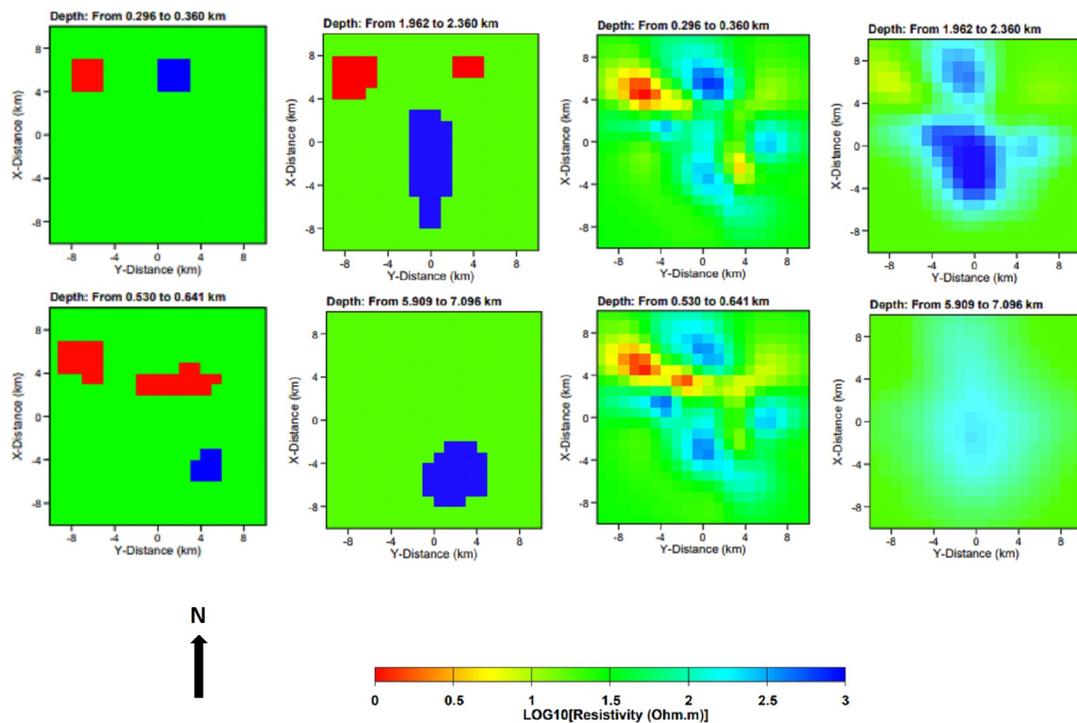


Figura 17. A la izquierda se muestran cortes en planta a diferentes profundidades del modelo sintético que contiene las principales estructuras del modelo inverso. A la derecha los resultados de la inversión del modelo sintético.

En general, la mayoría de los cuerpos se derivaron con éxito mediante la inversión. Al noroeste, el cuerpo conductor presente a 360 y 641m de profundidad es recuperado en el modelo inverso, sin embargo a la profundidad de ~ 2.3 km es poco visible. A los 641m de profundidad el cuerpo conductor al noreste no se logra recuperar, esto podría deberse a que las dimensiones del cuerpo son pequeñas y a profundidad no es posible recuperar cuerpos pequeños. Los cuerpos resistivos se logran recuperar en las profundidades de 360m, 641m y 2.3km, sin embargo a la profundidad de ~ 7 km no es posible recuperar el cuerpo resistivo presente, lo que a dicha profundidad es dudosa la información obtenida en la inversión. La generación de pequeños cuerpos resistivos en las profundidades de 360m a ~ 2.3 km se pueda deber a la falta de sondeos MT.

Capítulo 6. Discusión de resultados

El resultado obtenido es un modelo tridimensional de resistividades, a partir del cual se pueden obtener perfiles que muestran la distribución geoelectrica a profundidad. En la figura 19 se muestran tres perfiles extraídos del modelo 3D los cuales se describen a continuación:

Perfil 1: En este perfil es posible observar una unidad somera (UC1) con resistividades de alrededor de $5 \Omega m$ la cual es continua a lo largo de perfil con un espesor menor de 200m, a excepción del sitio B01 que se logra apreciar hasta los 500m de profundidad. Se identificó una unidad conductora dos (UC2) con un rango de resistividades de 10 a $30 \Omega m$, la cual llega hasta 5 km de profundidad bajo el sitio B01. La unidad UC3a con valores de resistividad de 30 a $55 \Omega m$ está presente entre los sitios C03 y C04 en los primeros 500m de profundidad. Aledaña a UC2 se observa la unidad UR1, con resistividades de $\sim 100 \Omega m$, dicha unidad es visible a partir de los 2 km de profundidad y por debajo del sitio C02. Finalmente se identificó la unidad UR2, cuyos valores de resistividad superan los $300 \Omega m$, ésta unidad se ve presente a partir de 1 km bajo los sitios C02, C03 y C04. Entre el sondeo B01 y C02 se aprecia claramente la presencia de una falla normal que se manifiesta por el contraste de resistividades entre la unidad UC2 y UR1, dicha falla esta corroborada en superficie por el Servicio Geológico Mexicano (1996). Tomando el mismo criterio, de contraste de resistividades, se infiere la existencia de una falla, hacia el sitio C04.

Perfil 2: En esta sección se identificaron las mismas unidades: UC1, UC2, UR1, UR2. La unidad UC1 ($5 \Omega m$) presenta discontinuidad lateral, razón por la cual no es visible debajo del sitio C02. La unidad UC2 con resistividades de 10 a $30 \Omega m$ es notable en los extremos del perfil, sin embargo esta unidad no es apreciable en el centro de la sección a diferencia de la unidad UR1, la cual está presente en medio del perfil, entre 1 y 2 km de profundidad, subyaciendo a esta unidad está UR1 que tiene valores de $\sim 100 \Omega m$, esta unidad es visible a partir de los 3 km de profundidad. En este perfil se identificó la unidad UR3b, con valores de resistividad mayores de $300 \Omega m$, dicha unidad se presenta en los primeros 500m bajo el sitio A02. Debido al contraste de resistividades entre UC2 con UR2 y UR1 es posible inferir una falla cercana al sitio B02, posiblemente asociada a la falla mapeada en superficie por el (Servicio Geológico Mexicano, 1996).

Perfil 3: Este perfil conserva la unidad UC1 la cual presenta igualmente discontinuidades laterales y está presente en el primer kilómetro de profundidad. En esta sección es apreciable de nuevo la unidad UC3a con resistividades de 30 a $55 \Omega m$, dicha unidad está presente bajo los sitios A03 y C03 en los primeros 500m de profundidad. La unidad UC2 se presenta bajo el sitio A03 y tiene discontinuidad lateral. Junto a UC2 se presenta UR1, dicha unidad es visible a partir de 1 km en profundidad. Aledaña a esta

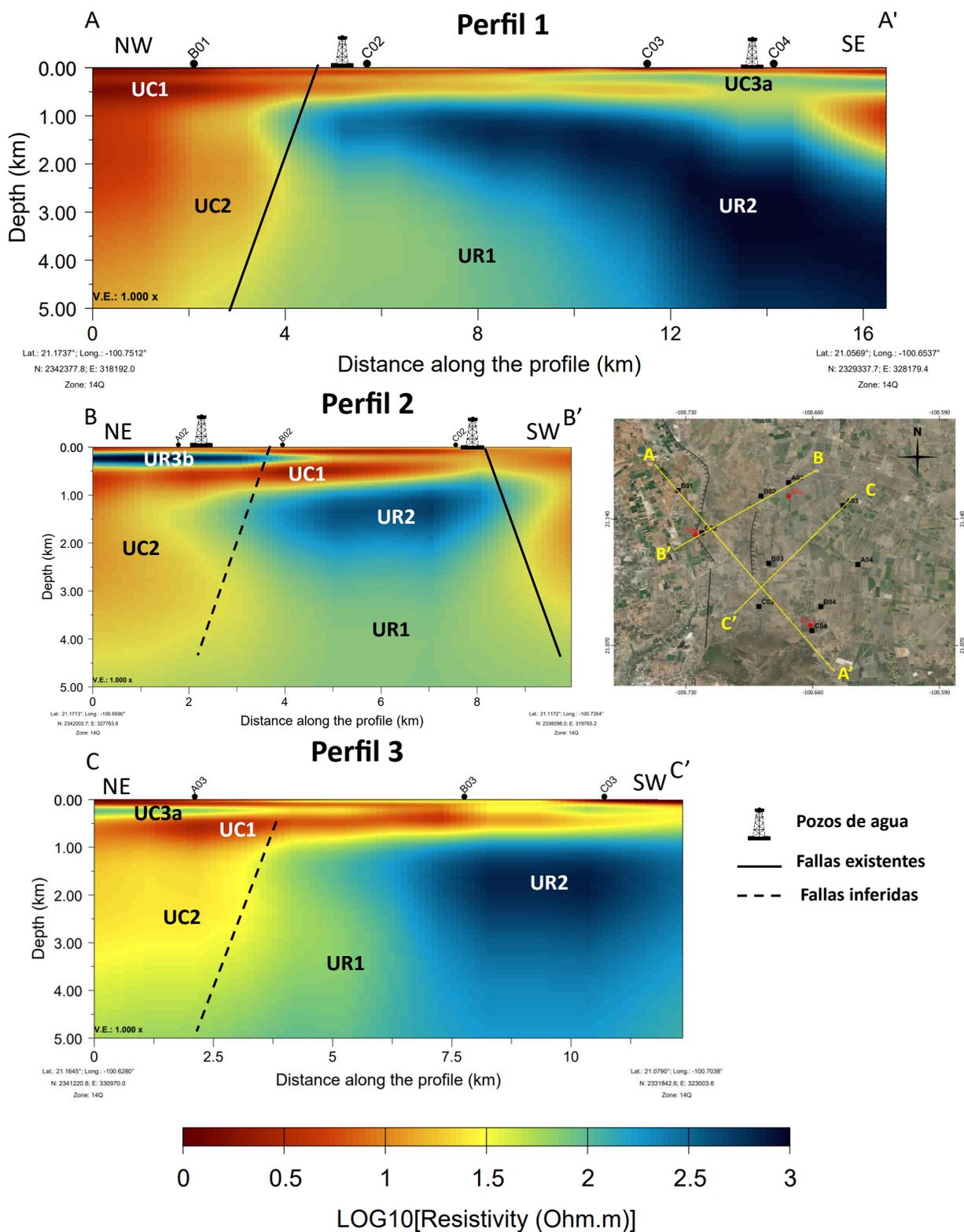


Figura 19. Perfiles extraídos del modelo 3D de resistividades con su respectiva ubicación. Las líneas continuas representan las fallas existentes y las líneas discontinuas representan las fallas inferidas. Cada perfil tiene la etiqueta de las unidades geoelectricas identificadas.

En general, se identificaron las siguientes unidades; UC1, UC2, UC3a, UC3b, UR1 y UR2. Las cuales están presentes en los perfiles mostrados en la figura 19. Dichas unidades se detallan a continuación:

Tabla 4. Descripción geológica de las unidades geoelectricas identificadas en los perfiles extraídos.

Unidad	Resistividad (Ωm)	Litología
UC1	5	Formación Dolores
UC2	10 - 30	Miembros medio y superior de la Formación La Bufa
UC3a	30 - 55	Acuífero
UR3b	> 300	Traquiandesita
UR1	30 - 100	Formación Esperanza
UR2	> 100	Miembro inferior de la Formación La Bufa

La unidad UC1 (unidad conductiva uno) presenta valores de resistividad de $\sim 5 \Omega m$, es una unidad somera debido a que se presenta en los primeros 500m de profundidad, debido a esto esta unidad puede asociarse a la formación dolores, la cual está descrita en el punto 3.1.3. Ésta formación geológica es la más superficial.

La unidad UC2 (unidad conductiva dos) muestra un rango de resistividades de 10 a 30 Ωm , esta unidad es apreciable en los extremos de los perfiles (NE y NW) a partir del primer kilometro y se extiende a profundidad. Se infiere que esta unidad podría corresponder a los miembros medio y superior de la formación La Bufa, constituidos por tobas ácidas y tobas arenosas. La formación La bufa está descrita en el punto 3.1.3

La unidad UC3a (unidad conductiva tres a) tiene resistividades de 30 a 55 Ωm , es una unidad de espesor pequeño de aproximadamente 200 a 250m. En el perfil 1 esta presente bajo el sitio C04 donde hay un pozo de agua con una profundidad que se estima va de 200 a 400m, misma profundidad a la que se encuentra UC3a, por lo tanto se asocia esta unidad al acuífero.

La unidad UR3b (unidad resistiva tres b) presenta resistividades mayores de 300 Ωm , debido a la profundidad a la que se encuentra y el espesor que tiene ésta unidad se asocia a la traquiandesita de acuerdo a la columna estratigráfica reportada por el Servicio Geológico Mexicano (1996).

La unidad UR1 (unidad resistiva uno) con valores de resistividades de $\sim 100 \Omega m$ es visible en los tres perfiles en profundidad, esta asociada a la formación Esperanza de acuerdo a la columna estratigráfica (Figura 4) de la carta geológico-minera del Servicio Geológico Mexicano (1996), dicha formación geológica está descrita en el punto 3.1.3.

Finalmente la unidad UR2 (unidad resistiva dos) tiene valores de resistividad que supera los 300 Ωm , de

acuerdo a la profundidad a la que se encuentra y tomando en cuenta la columna estratigráfica (Figura 4) de la carta geológico-minera del Servicio Geológico Mexicano (1996) se asocia al miembro inferior de la formación La Bufa, constituido por riolitas. Dicha formación geológica se describe en el apartado 3.1.3.

Capítulo 7. Conclusiones

De acuerdo a lo plasmado en este trabajo de investigación es posible concluir el realizar ensayos con más de un algoritmo de procesamiento robusto es importante para poder comparar los resultados obtenidos a partir de cada uno y así seleccionar el que estime funciones de transferencia de mejor calidad. En esta tesis se utilizaron el BIRRP y EMERALD, y para cada sitio adquirido en campo se seleccionó el resultado de mejor calidad.

También se puede decir, que llevar a cabo las pruebas realizadas para la discretización del medio son importantes para obtener un buen modelado 3D. De igual forma, el estudio de factibilidad juega un papel clave para probar los artefactos generados en la inversión y con esto poder discernir a que profundidad podemos confiar en nuestro modelo.

El estudio realizado se limitó a caracterizar geoelectricamente una porción de la Cuenca Alta del Río Laja, Guanajuato, a través de un modelo tridimensional a partir de diez sondeos magnetotelúricos con lo cual fue posible identificar la unidad UC1 con resistividades de $\sim 5 \Omega m$, es una unidad somera la cual es asociada a la formación Dolores. Subyaciendo se encuentra la unidad UC2 con valores de resistividad de 10 a 30 Ωm la cual se infiere que son los miembros medio y superior de la formación La Bufa. La unidad UC3a tiene un rango de resistividades que van de 30 a 55 Ωm , debido a que se presenta en los primeros 500 metros esta unidad se asocia al acuífero, mientras que la unidad UC3b con resistividades mayores a 300 Ωm se asocia a la traquiandesita. La unidad UR1 son resistividades de $\sim 100 \Omega m$ esta asociada la formación Esperanza y la unidad UR2 con valores de resistividad que superan los 300 Ωm se infiere que es miembro inferior de la formación La Bufa.

En este sentido, descrito lo anterior es posible sostener que se cumplieron satisfactoriamente los objetivos propuestos en este trabajo, es importante mencionar que hay poca información de acceso público sobre la Cuenca Alta del Río Laja, Guanajuato, por lo tanto este trabajo será el primero en proveer información a una profundidad mayor de 2 kilómetros, lo que permitirá sugerir, con sustento, áreas de interés con mejor precisión.

Es importante resaltar que de acuerdo a las temperaturas presentes en los pozos de agua de la zona de estudio, la profundidad a la que se encuentra el acuífero y las condiciones geológicas, sugiere que se trate de un posible yacimiento térmico de baja entalpía el cual es posible explotar para usos directos.

Literatura citada

- Alanis Ruiz, E. (2002). Evolución geológica de la cuenca de la independencia y sus alrededores, estado de Guanajuato, México. [Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, UNAM.]. <https://repositorio.unam.mx/contenidos/3476961>.
- Booker, J. (2014). The Magnetotelluric Phase Tensor: A Critical Review. *Surveys in Geophysics*, 35, 7–40. <https://doi.org/10.1007/s10712-013-9234-2>.
- Caldwell, T. G., Bibby, H. M., & Brown, C. (2004). The magnetotelluric phase tensor. *Geophysical Journal International*, 158(2), 457–469. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02281.x>.
- Chave, A. D. & Thomson, D. J. (2004). Bounded influence magnetotelluric response function estimation. *Geophysical Journal International*, 157(3), 988–1006. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02203.x>, <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02203.x>.
- CONAGUA (2020). Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Cuenca Alta del Río Laja (1180) estado de Guanajuato. (Informe técnico No. 118), Comisión Nacional del Agua, CONAGUA. Subdirección general técnica, Gerencia de Aguas Subterráneas https://sigagis.conagua.gob.mx/gas1/Edos_Acuiferos_18/guanajuato/DR_1108.pdf.
- Edwards, J. (1955). Studies of some early Tertiary red conglomerates of central Mexico. *Geological Survey Professional Paper*, 153–185. <https://doi.org/10.3133/pp264H>.
- Eguiluz, S., Aranda, M., & Randall, M. (2000). Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 53, 1–26. DOI: 10.18268/BSGM2000v53n1a1.
- Gross, W. H. (1975). New ore discovery and source of silver-gold veins, Guanajuato, Mexico. *Economic Geology*, 70(7), 1175–1189. <https://pubs.geoscienceworld.org/segweb/economicgeology/article-pdf/70/7/1175/3485327/1175.pdf>, <https://doi.org/10.2113/gsecongeo.70.7.1175>.
- Harinarayana, T., Abdul Azeez, K., Murthy, D., Veeraswamy, K., Eknath Rao, S., Manoj, C., & Naganjaneyulu, K. (2006). Exploration of geothermal structure in puga geothermal field, Ladakh Himalayas, India by magnetotelluric studies. *Journal of Applied Geophysics*, 58(4), 280–295. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2005.05.005>.
- Huenges, E. (2010). *Geothermal Energy Systems: Exploration, Development and Utilitation*. WILEY-VCH.
- Instituto Catalán de Energía (2023). Tipos de energía geotérmica. Recuperado de: <https://icaen.gencat.cat/es/energia/renovables/geotermica/tipus/index.html>.
- Junge, A. (1996). Characterization of and correction for cultural noise. *Surveys in Geophysics*, 17(4), 361–391. <https://doi.org/10.1007/BF01901639>.
- Kelbert, A., Meqbel, N., Egbert, G. D., & Tandon, K. (2014). Modem: A modular system for inversion of electromagnetic geophysical data. *Computers Geosciences*, 66, 40–53. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2014.01.010>.
- Krings, T. (2007). The influence of robust statistics, remote reference, and horizontal magnetic transfer functions on data processing in magnetotellurics. [Tesis de maestría, University of Münster and GFZ Potsdam].
- Moeck, I. (2014). Catalog of geothermal play types based on geologic controls. *Renewable and Sustainable Energy Reviews*, 37, 867–882. <http://dx.doi.org/10.1016/j.rser.2014.05.032>.

- Muñoz, G., Bauer, K., Moeck, I., Schulze, A., & Ritter, O. (2010). Exploring the Groß Schönebeck (Germany) geothermal site using a statistical joint interpretation of magnetotelluric and seismic tomography models. *Geothermics*, 39(1), 35–45. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2009.12.004>.
- Nabighian, M. N. (1991). *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics: Volume 2, Application, Parts A and B: Volume 2, Application, Parts A and B*. Society of Exploration Geophysicists.
- Nieto-Samaniego, Á. F., Alaniz-Álvarez, S. A., & Camprubí í Cano A. (2005). La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. <https://www.redalyc.org/articulo.oa?id=94320266004>.
- Nieto-Samaniego, A., Alaniz-Álvarez, S., & Labarthe-Hernández, G. (1997). La deformación cenozoica poslaramídica en la parte meridional de la mesa central, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 14, 13–25.
- Nimalsiri, T. B., Suriyaarachchi, N. B., Hobbs, B., Manzella, A., Fonseka, M., Dharmagunawardena, H., & Subasinghe, N. D. (2015). Structure of a low-enthalpy geothermal system inferred from magnetotellurics — a case study from Sri Lanka. *Journal of Applied Geophysics*, 117, 104–110. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2015.03.025>.
- Puy-Alquiza, M. J., Noriega, B., Carreño, G., Miranda-Aviles, R., Vinod, P., & A Zanol, G. (2022). The hydrothermal resources of medium and low enthalpy in the diversification of primary sources of energy and biotechnology applications: A case study at the San Bartolome de Los Baños geothermal zone, Guanajuato, Mexico. *Geothermics*, 104, 102458. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2022.102458>.
- Ritter, O., Junge, A., & Dawes, G. J. (1998). New equipment and processing for magnetotelluric remote reference observations. *Geophysical Journal International*, 132(3), 535–548. <https://doi.org/10.1046/j.1365-246X.1998.00440.x>.
- Ruiz Aguilar, D. (2018). *Applied electromagnetic methods for geothermal exploration in northern México: 3D forward and inverse modeling of Magnetotelluric data*. [tesis de doctorado, Universität zu Köln]. <https://kups.ub.uni-koeln.de/8253/>.
- Saibi, H., Khosravi, S., Cherkose, B. A., Smirnov, M., Kebede, Y., & Abdel-Rahman (2021). Magnetotelluric data analysis using 2d inversion: A case study from Al-Mubazzarah Geothermal Area (AMGA), Al-Ain, United Arab Emirates. *Helyon*, 7(6). <https://doi.org/10.1016/j.heliyon.2021.e07440>.
- Servicio Geológico Mexicano (1996). Carta geológico-minera Dolores Hidalgo F14-C44. Obtenida de: http://www.sgm.gob.mx/cartas/Cartas_Ed50.jsp.
- Servicio Geológico Mexicano (2017). Geotermia. Recuperado de: https://www.sgm.gob.mx/Web/MuseoVirtual/Aplicaciones_geologicas/Geotermia.html.
- Simpson, F. & Bahr, K. (2005). *Practical Magnetotellurics*. Cambridge University Press, The Pitt Building, Trumpington Street, Cambridge, United Kingdom. <https://doi.org/10.1017/CB09780511614095>.
- Siripunvaraporn, W. (2012). Three-dimensional magnetotelluric inversion: An introductory guide for developers and users. *Surveys in Geophysics*, 33, 5–27. <https://link.springer.com/article/10.1007/s10712-011-9122-6>.

- Suter, M., Carrillo Martínez, M., López Martínez, M., & Farrar, E. (1995). The Aljibes half-graben—Active extension at the boundary between the trans-Mexican volcanic belt and the Basin and Range Province, Mexico. *GSA Bulletin*, 107(6), 627–641. <https://pubs.geoscienceworld.org/gsa/gsabulletin/article-pdf/107/6/627/3382243/i0016-7606-107-6-627.pdf>.
- Tietze, K. (2012). *Investigating the electrical conductivity structure of the San Andreas fault system in the Parkfield-Cholame region, central California, with 3D magnetotelluric inversion*. Tesis de doctorado, Freie Universität Berlin. <http://dx.doi.org/10.17169/refubium-11540>.
- Uchida, T., Song, Y., Lee, T. J., Mitsuhashi, Y., Lee, S. K., & Lim, S.-K. (2004). Noise removal and 3d interpretation of magnetotelluric data in the Pohang low-enthalpy geothermal area, Korea. In *Proceedings of the 6th Asian Geothermal Symposium*, 131–137. Mutual Challenges in High- and Low-Temperature Geothermal Resource Fields. <http://www.lovegeothermal.org/pdf/IGAstandard/Asian/2004/Uchida.pdf>.
- Vozoff, K. (1972). The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. *Society of Exploration Geophysicists*, 37, 98–141. <https://doi.org/10.1190/1.1440255>.
- Vozoff, K. (1991). Electromagnetic Methods in Applied Geophysics. En, 8. The Magnetotelluric Method, (pp. 641–712). Society of Exploration Geophysicists.
- Weckmann, U., Magunia, A., & Ritter, O. (2005). Effective noise separation for magnetotelluric single site data processing using a frequency domain selection scheme. *Geophysical Journal International*, 161(3), 635–652. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02621.x>.
- Weidelt, P. (1973). The Inverse Problem of Geomagnetic Induction. *Geophysical Journal International*, 35(1-3), 379. <https://doi.org/10.1093/gji/35.1.379>.
- Welch, P. (1967). The use of fast fourier transform for the estimation of power spectra: A method based on time averaging over short, modified periodograms. *IEEE Transactions on Audio and Electroacoustics*, 15(2), 70–73. <https://ieeexplore.ieee.org/document/1161901>.
- Wiese, H. (1962). Geomagnetische Tiefentellurik Teil II: Die Streichrichtung der untergrundstrukturen des elektrischen Widerstandes, erschlossen aus geomagnetischen Variationen. *Geofisica pura e applicata volume*, 52, 83–103. <https://doi.org/10.1007/BF01996002>.

Anexo

Anexo A

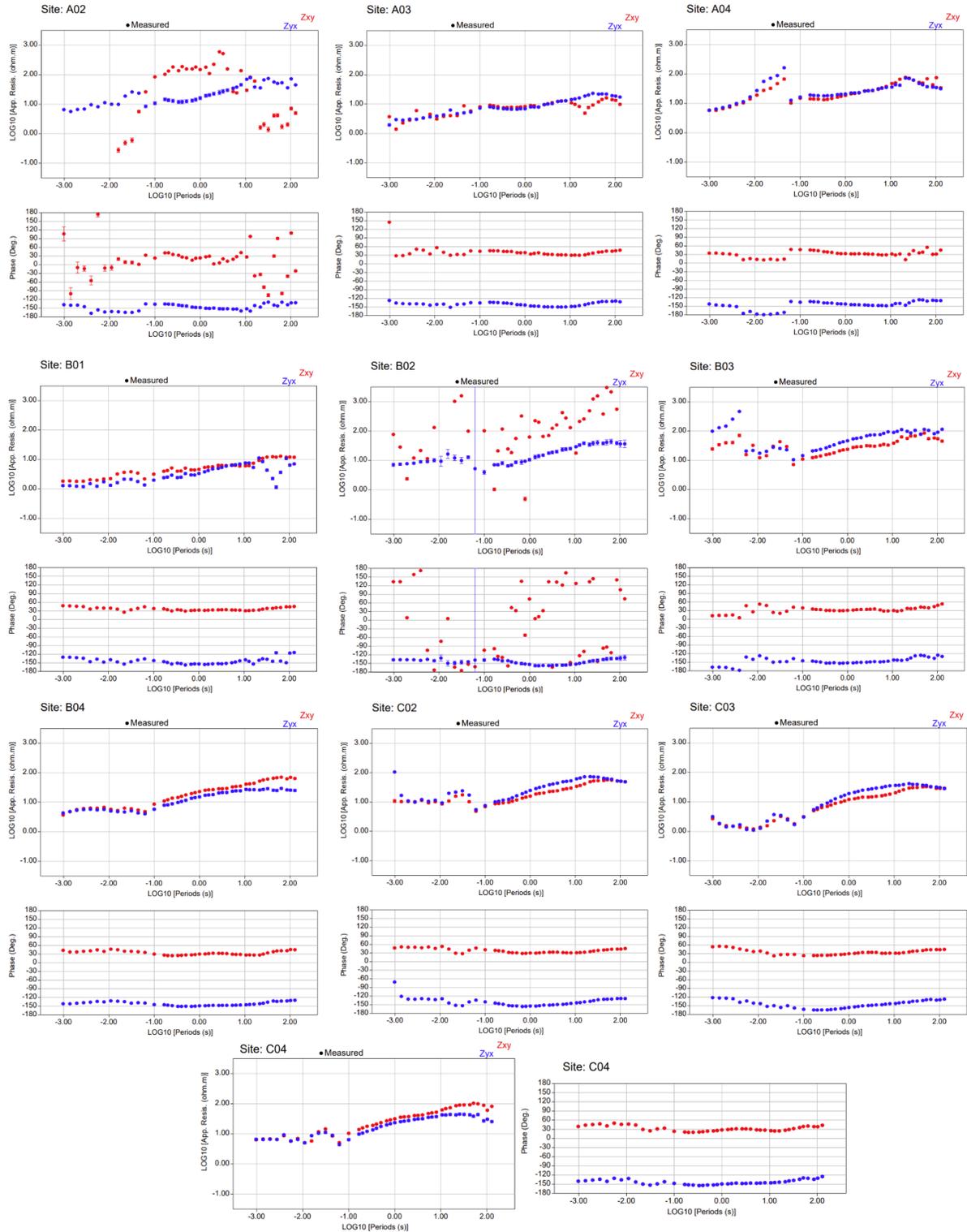


Figura 20. Curvas de resistividad aparente y fase de todos los sondeos MT, se muestran las componentes XY y YX.

Anexo B

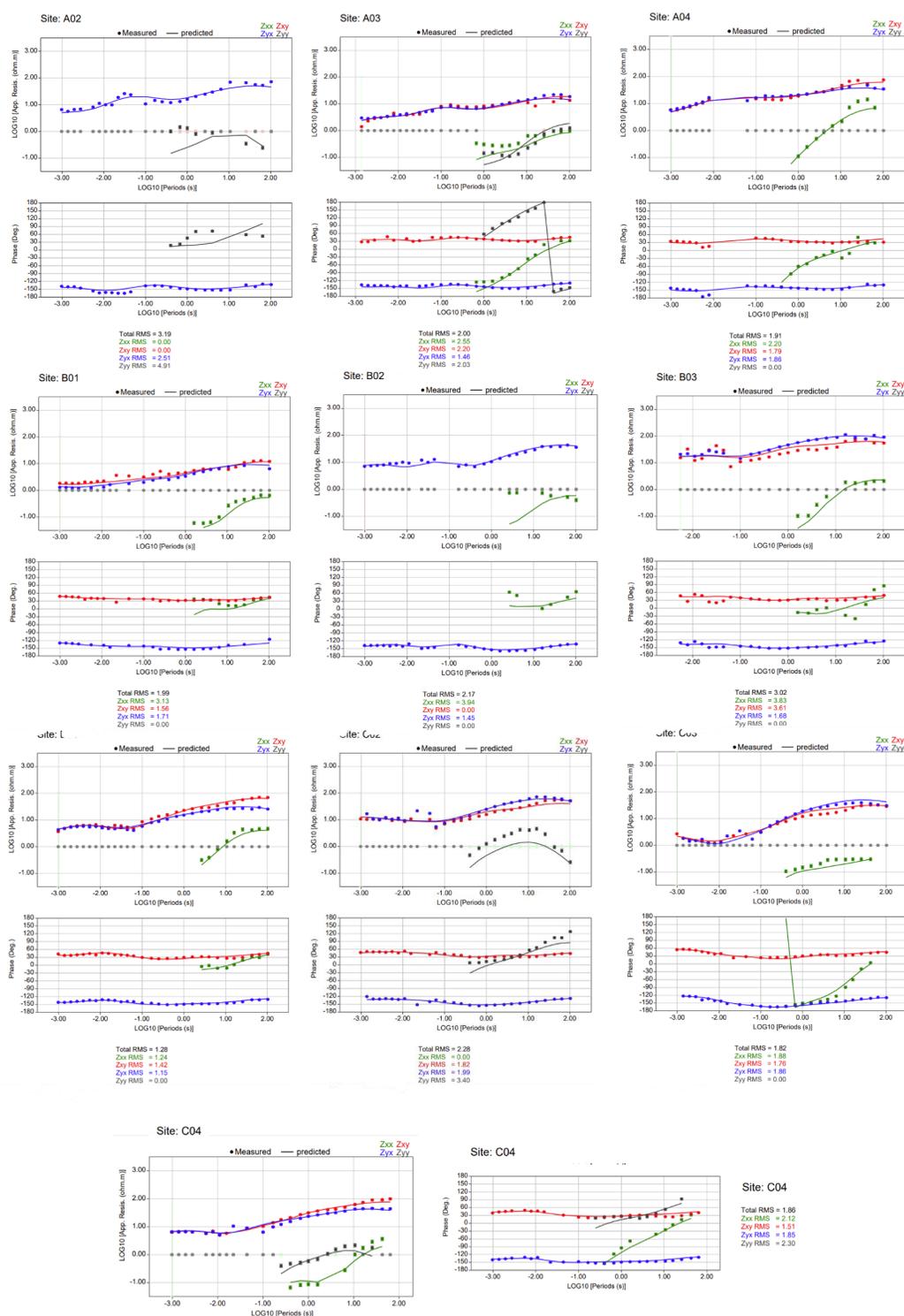


Figura 21. Ajuste de los datos de inversión del tensor de impedancias completo, los puntos son los datos observados en campo y las líneas continuas son los datos calculados por la inversión. Se muestra el error RMS por cada componente de cada sitio.