

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



**Doctorado en Ciencias
en Ciencias de la Tierra
con orientación en Geofísica Aplicada**

**Inversión conjunta de datos magnetotelúricos, magnéticos y
gravimétricos en la zona geotérmica de Cerro Prieto, Mexicali,
B.C.**

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

Presenta:

Francisco Miguel Oliver Ocaño

Ensenada, Baja California, México
2019

Tesis defendida por
Francisco Miguel Oliver Ocaño

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. José Manuel Romo Jones
Co-Director de tesis

Dr. Luis Alonso Gallardo Delgado
Co-Director de tesis

Dr. Marco Antonio Pérez Flores

Dr. Antonio González Fernández

Dra. Claudia Arango Galván



Dr. Efraín Gómez Arias
Coordinador del Posgrado en Ciencias de la Tierra

Dra. Rufina Hernández Martínez
Directora de Estudios de Posgrado

Francisco Miguel Oliver Ocaño © 2019

Queda prohibida la reproducción parcial o total de esta obra sin el permiso formal y explícito del autor y director de la tesis.

Resumen de la tesis que presenta Francisco Miguel Oliver Ocaño como requisito parcial para la obtención del grado de Doctor en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geofísica Aplicada.

Inversión conjunta de datos magnetotelúricos, magnéticos y gravimétricos en la zona geotérmica de Cerro Prieto, Mexicali, B.C.

Resumen aprobado por:

Dr. José Manuel Romo Jones

Co-Director de tesis

Dr. Luis Alonso Gallardo Delgado

Co-Director de tesis

El gran sistema de fallas transformantes que separa las placas del Pacífico y Norteamérica en el Golfo de California está conformado por un sistema de grandes fallas dextrales que conectan pequeñas zonas de extensión. Además de su importancia sismogénica, varias de estas estructuras están relacionadas con los recursos geotérmicos en el área. Este sistema origina la cuenca pull-apart Cerro Prieto (CPACP), que es particularmente importante ya que alberga el tercer campo geotérmico más grande del mundo. Es notable que, a pesar de la intensa exploración geológica y geofísica en la CPACP, no hay una imagen geofísica publicada de la cuenca que proporcione evidencia clara del basamento subyacente y de la posible fuente de calor del sistema geotérmico. En este trabajo utilizamos la inversión conjunta de múltiples datos geofísicos para tratar de revelar la estructura subyacente de la CPACP. Se aplicó la inversión conjunta de gradiente cruzado a datos de gravedad, magnéticos y magnetotelúricos recolectados recientemente en cinco perfiles. A partir de los modelos resultantes, se pudo distinguir claramente la geometría principal de la cuenca y clasificar las unidades del basamento por sus firmas geofísicas más características. Así mismo los modelos permiten proponer la presencia de varios cuerpos intrusivos. Los modelos interpretados se correlacionan bien con la geología de superficie y con la información geofísica existente en el área.

Palabras clave: Inversión conjunta, Magnetotelúrico, Gravimétrico, Magnético, Cerro Prieto, Imagen Geoespectral.

Abstract of the thesis presented by Francisco Miguel Oliver Ocaño as a partial requirement to obtain the Doctor of Science degree in earth sciences with orientation in Applied geophysics.

Joint inversion of magnetotelluric, magnetic and gravimetric data in the geothermal zone of Cerro Prieto, Mexicali, B.C.

Abstract approved by:

Dr. José Manuel Romo Jones
Co-Director de tesis

Dr. Luis Alonso Gallardo Delgado
Co-Director de tesis

The extensive transform fault system that separates Pacific and Northamerican plates, in the Gulf of California, is formed by a system of long dextral transform faults connecting short extension zones. Besides their seismogenic importance, several of these structures relate to sources of geothermal resources in the area. This system originates Cerro Prieto pull-apart basin (CPPAB), which is particularly important as it hosts the world's third-largest geothermal field. Despite an intensive geological and geophysical exploration activity in CPPAB, it is remarkable that there is no published geophysical image that gives clear evidence of the underlying basement and the probable heat source of the geothermal system. We did joint inversion of multiple geophysical data to try to unveil the underlying CPPAB structure. We applied the cross-gradient joint inversion to recently collected gravity, magnetic, and magnetotelluric data on five intersecting profiles. From the resulting models, we could clearly distinguish the geometry of the basin and classify the basement units according to their characteristic geophysical signatures. Also, the models allow proposing the occurrence of several intrusive bodies. The interpreted models correlate well with surface geology and geophysical information existent in the area..

Keywords: Joint inversion, Magnetotellurics, Gravity, Magnetic, Cerro Prieto, Geospectral Image.

Dedicatoria

A Miguel y Diego, por hacer más feliz mi existencia, con sus juegos, risas y ocurrencias, son el aliento de mi vida, ustedes son mi principal motivación para seguir trabajando fuertemente y seguir con los objetivos de alcanzar mis metas. Los amo con toda la intensidad de mi alma.

A un gran Ángel que me cuida desde el Cielo, a mi padre: Francisco Oliver Portilla, al hombre que me enseñó muchísimas cosas, las cuales han formado bases de gran importancia en mi como persona, ahora soy consciente de eso. Te quiero mucho Apá y Te extraño.

A mi madre: Ana Alicia Ocaño. Eres una mujer que simplemente me hace llenar de orgullo, te amo y no va haber manera de compensarte tanto de lo que me has ofrecido incluso desde antes de nacer. Gracias por siempre apoyarme en cada etapa de mi vida, por estar en las buenas y en las malas. Te amo con todo mi corazón.

A mis hermanos: Claudia, Lore, Paty, Luis y Nata. Por siempre estar en el momento indicado brindando ese apoyo tan esencial en mi vida, los quiero mucho hermanos.

A Adriana, por estar conmigo incluso en los momentos más difíciles, por ser una gran compañera en esta etapa de mi vida. Este proyecto no fue fácil, pero estuviste ahí, motivándome y ayudándome hasta donde tus alcances lo permitían, eternamente agradecido.

Agradecimientos

A Dios, por haberme dado la vida, por darme todo lo que tengo, por ser quien soy y por estar donde estoy. A veces volteo al cielo, sonrío y digo, “Yo sé que fuiste Tú” ¡Gracias por tantísimo!

A mis directores de tesis, Dr. Luis Alonso Gallardo Delgado y Dr. José Manuel Romo Jones, por todo el tiempo y la dedicación a este trabajo, no ha sido nada fácil, ni mucho menos, sin embargo gracias a su ayuda, esto ha parecido un poco menos complicado, no me resta nada más que decir, excepto que, su gran capacidad como investigadores se asemeja a su enorme calidad como seres humanos

A los miembros de mi comité de tesis: Dr. Marco Antonio Pérez Flores, Dr. Antonio González Fernández y Dra. Claudia Arango Galván. Su apoyo a lo largo de estos años y consejos hacia este trabajo fueron de gran valor para mí.

A los investigadores de la División de Ciencias de la Tierra: Mario González, Juan Manuel Espinosa y Carlos Flores, por sus consejos y apoyo para la realización de este trabajo.

Al personal técnico de CICESE, CeMIE-Geo, compañeros y amigos: Ricardo Antonio Carpio, Enrique Castillo, Jaime Calderón, Fabio Cruz, Olaf Cortés, Clemente Gallardo y Luis Oliver por su apoyo en campo y en el trabajo con los datos.

Al personal Administrativo de CICESE y CeMIE-Geo: Adriana Mendoza, Enid Moran, Magda Chávez, Ana Rosa Soto, Bárbara Uribe, Célica Cuevas, Denise Robles por su gran apoyo.

A CONACYT, por el apoyo económico para realizar mis estudios de Doctorado en CICESE (# 101130).

Al Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CeMIE-Geo, Proy. # 207032 FSE Conacyt-Sener), por el apoyo económico recibido para completar mi trabajo de tesis de Doctorado en CICESE.

A todos mis amigos: Carolina, Andrea, Claudia (chaparrita), Fernando, Agustín, Jonathan, Olaf, Fabio, Ricardo, Martin,

Tabla de contenido

Resumen en español.....	ii
Resumen en inglés.....	iii
Dedicatoria.....	iv
Agradecimientos	v
Lista de figuras	viii
Lista de tablas	xvi
Capítulo 1 Introducción.....	1
1.1 Hipótesis.....	1
1.2 Objetivos.	2
Capítulo 2. Antecedentes geológicos y geofísicos	4
2.1 Marco Geológico y Tectónico Regional	4
2.2 Antecedentes geofísicos	9
Capítulo 3. Datos geofísicos empleados.....	24
3.1 Adquisición y procesado de datos magnetotelúricos	24
Parámetros de adquisición de datos magnetotelúricos (MT).....	25
Procesamiento de los datos	27
3.2 Adquisición y corrección de datos gravimétricos.....	33
Adquisición de datos	33
Corrección por marea y deriva instrumental.	35
Corrección por latitud (posición debido a su masa, forma y rotación de la tierra).	36
Corrección de aire libre y de Bouguer (posición relativa sobre la superficie de la Tierra).	37
3.3 Adquisición y corrección de datos Magnéticos.....	41
Corrección por variación diurna.....	42
Corrección por IGRF	42
Anomalía de campo total	43
3.4 Análisis de datos gravimétricos y magnéticos complementarios	44
Capítulo 4. Inversión separada de datos Magnetotelúricos	48
4.1. Algoritmo de inversión Occam 2D	48
Generalidades	48
Parámetros de inversión en los datos de los perfiles en la CPACP	49
4.2. Modelo magnetotelúrico separado del Perfil A.....	50
4.3. Modelo magnetotelúrico separado del Perfil B	53

4.4. Modelo magnetotelúrico separado del Perfil C	55
4.4. Modelo magnetotelúrico separado del Perfil D	57
4.5. Modelo magnetotelúrico separado del Perfil TL	59
Capítulo 5. Inversión Conjunta	61
5.1 Función de gradientes cruzados	61
5.2 Datos de entrada	69
5.3 Modelos de Inversión Conjunta	71
Perfil A.	72
Perfil B.	74
Perfil C.	76
Perfil D.	78
Perfil TL	80
5.4 Imágenes Geoespectrales	82
Capítulo 6. Interpretación de modelos de inversión conjunta	87
6.1. Interpretación integral de los modelos de densidad, magnetización y resistividad por su composición y acomodo estratigráfico.	87
6.2 Interpretación Estructural	88
6.2.1 Estructuras Verticales	91
6.2.2 Estructuras Horizontales	92
6.2.3 Correlaciones Geológicas	92
Capítulo 7. Conclusiones	95
Literatura citada	96
Anexos	101
Anexo 1. Respuestas de los modelos	101
Respuesta del modelo para el Perfil A	101
Respuesta del modelo para el Perfil B	103
Respuesta del modelo para el Perfil C	105
Respuesta del modelo para el Perfil D	107
Respuesta del modelo para el Perfil TL	108
Anexo 2. Modelos 1-D obtenidos con transitorio electromagnético (TEM).	109
Valores de las curvas de resistividad y fase obtenidos con transitorio electromagnético (TEM)	116
Anexo 3. Productos derivados de este proyecto de investigación.	125
Presentación de ponencia en la Unión geofísica mexicana (UGM) 2015	125
Presentación de ponencia en la Unión geofísica mexicana (UGM) 2016	126
Presentación de ponencia en la Unión geofísica mexicana (UGM) 2017	127
Presentación de ponencia en la Unión geofísica mexicana (UGM) 2018	128
Artículo de investigación.	130

Lista de figuras

Figura	Página
1 Principales rasgos tectónicos y provincias estructurales en Baja California. La zona sombreada indica la región de la Provincia Extensional del Golfo (PEG). La zona de interés se encuentra en la Cordillera Peninsular (Modificado de Stock et al., 1991).....	5
2 Modelo digital de elevación que muestra las principales características tectónicas del norte del Golfo de California y las regiones de Salton (Modificado de Pacheco et al., 2006) y su ubicación regional (recuadro). SAF= Falla de San Andrés, IF= Falla Imperial, CPF= Falla Cerro Prieto, AF= Falla Altar.....	6
3 Mapa geológico del Valle de Mexicali que muestra la traza de las fallas principales (Modificado de Gastil, 1975). La línea roja representa el perfil A-A' del modelo conceptual de Lira-Herrera (2005). MF = Falla Michoacán, MoF = Falla Morelia, VF = Falla Volcan, HF = Falla Hidalgo, HFS = Sistema de fallas H, NLF = Falla Nuevo León, GF = Falla Guerrero, SF = Falla Saltillo.....	7
4 Mapa estructural del área de estudio en donde se observa la traza de las fallas principales y el tamaño de la Cuenca Pull-Apart de Cerro Prieto. Los cuadrados son sitios donde se tiene evidencia superficial de subsidencia y los círculos grises representan la localización de las estructuras superficiales y los daños ocasionados por la falla de Cerro Prieto después del terremoto Victoria en junio de 1980 (Modificado de Suárez-Vidal et al., 2008).....	8
5 Modelo conceptual del campo geotérmico de Cerro Prieto (modificado de Lira-Herrera, 2005). SCNC = Sedimentos clásticos no consolidados, L = Lodolitas, LC = Lutita café, LG = Lutita gris, lgb = Intrusivo básico, Kgr = Granitos, Pzmet = Metamórfico. Las flechas de color rojo indican la dirección del fluido geotérmico y las de color azul el fluido de menor temperatura.....	9
6 a) Modelo simple de resistividad del perfil F-F', con orientación N-S. b) Relación entre el cuerpo a profundidad interpretado en el perfil F-F' con la zona productora del campo geotérmico (modificado de Gamble et al., 1979)..	10
7 Izquierda: localización de los perfiles de refracción sísmica en el área del CGCP y sus alrededores. Derecha: modelo geológico del basamento de acuerdo a los resultados de sísmica de refracción y estudios de pozo (Puente y De la Peña, 1979).....	11

8	Mapa de contornos de potencial natural en las zonas aledañas al CGCP, en la zona central se puede apreciar la zona de producción (Corwin et al., 1979).....	12
9	Localización de los perfiles de resistividad. b) Modelo de resistividad en dos dimensiones, utilizando el arreglo dipolo-dipolo para el perfil D-D'. c) Modelo de resistividad en dos dimensiones utilizando el arreglo Schlumberger para el perfil D-D' (Modificado de Wilt et al. 1979).....	13
10	Sismicidad de la región de Cerro Prieto para el periodo 1977-1978 (modificado de Albores et al., 1979). Los triángulos sólidos representan las estaciones permanentes de la red sismológica de Cerro Prieto.....	14
11	Mapa de anomalía de Bouguer del campo geotérmico de Cerro Prieto y alrededores (modificado de Chase et al. 1979). Los círculos sólidos representan las estaciones permanentes en el área.....	15
12	Ubicación de los sondeos eléctricos verticales (SEV) modalidad Schlumberger y de los perfiles de resistividad con la modalidad dipolo-dipolo (líneas rojas). Tomada de Charré (2000).....	16
13	Secciones horizontales de resistividad a diferentes profundidades: (a) 100 m, (b) 300 m, (c) 700 m, (d) 1000 m, (e) 1300 m, (f) 1700 m, (g) 2500 m (Modificado de Charré, 2000).....	17
14	Localización de los perfiles de resistividad utilizados por Pérez-Flores, 2015. Los puntos café muestran la ubicación de los SEV's, el rectángulo rojo representa el área que se utilizó para la inversión en 3D. El polígono verde delimita el área del campo geotérmico de Cerro Prieto y el cauce del río Colorado se encuentra definida por la línea azul.....	18
15	Modelos de resistividad en 3-D. los modelos están representados a diferente profundidades: (a) 100 m, (b) 300 m, (c) 500 m, (d) 700 m, (e) 900 m, (f) 1150 m, (g) 1400 m, (h) 1800 m. S= Área de la sierra, C= zona resistiva del río Colorado, B= Conductor sur, N= Conductor norte, P= Alineación Cerro Prieto, PP= Continuación norte, I= Alineación Imperial, R= Rift conductor (Tomado de Pérez-Flores, 2015).....	19
16	Modelo 3D a partir de datos gravimétricos Laguna Salada- Sierra Cucapah- Valle de Mexicali (Hernández-Márquez et al. 2017).....	20

17	En la parte superior se muestra el modelo obtenido con datos registrados en la campaña de marzo del 2010 (pre-sismo). El modelo obtenido con datos registrados en la campaña de mayo del 2010 (post sismo) se muestra en la parte inferior (tomado de Cortés- Arroyo et al. 2018).....	21
18	Modelos recuperados de la inversión conjunta del perfil A. Comparación entre los modelos y el mapa de correspondencia de la inversión por separado (izquierda) y la inversión conjunta (derecha) Modelos recuperados de la inversión conjunta del perfil A. Comparación entre los modelos y el mapa de correspondencia de la inversión por separado (izquierda) y la inversión conjunta (derecha) (Tomado de Carrillo et al., 2018).....	22
19	Ubicación de los perfiles integrados magnetotelúricos, gravimétricos y magnéticos, utilizados en este trabajo. Los cuadros magenta indican la ubicación de los sondeos MT. La imagen superior muestra el modelo de resistividad a 1800 m (Tomado de Pérez-Flores, 2015) y la imagen inferior muestra la sección horizontal a 1700 m (Tomado de Charré, 2000).....	23
20	Distribución típica del equipo para obtener las componentes del campo eléctrico (E_x, E_y) y del campo magnético (H_x, H_y, H_z) naturales.....	24
21	Localización de los perfiles de MT. Los cuadrados azules indican el sitio MT, las líneas negras son las trazas principales de falla en el área.....	26
22	Equipo utilizado para el registro de las series de tiempo de los datos magnetotelúricos (MT). Consola ADU07, bobinas de inducción y electrodos no polarizables.....	26
23	Series de tiempo para el sitio LA-01 (MAPROS), se puede apreciar algunos segmentos de la señal en la que se presenta ruido.....	28
24	Curvas de resistividad aparente y fase para el sitio LA-01 (MAPROS).....	28
25	Curvas de resistividad aparente y fase para el sitio LA-01, editadas en el programa de edición (MTG2015).....	29
26	Curvas de resistividad aparente ($\rho_+ = TM$ y $\rho_- = TE$) para el sitio LA-01.....	30

27	Ejemplo de la corrección estática para el sitio LA-01, las resistividades correspondientes se encuentran dadas por ρ_+ (rojo), ρ_- (verde) y la fase φ_+ (rojo), φ_- (verde), la estrella color azul representa los datos TEM.....	32
28	Gravímetro marca Scintrex modelo CG-5.....	34
29	Localización de los datos Gravimétricos y Magnéticos.....	34
30	Curva que nos indica como corregir por deriva del instrumento.....	36
31	a) Variación de la velocidad angular con la latitud alrededor de la Tierra representado con vectores. b) Forma elipsoidal de la Tierra, achatado en los polos.....	37
32	Curvas con los valores de datos gravimétricos para los cinco perfiles seleccionados para este trabajo (Figura 29).....	40
33	Magnetometro Overhauser modelo G-356.....	41
34	Curvas con los valores de datos magnéticos para los cinco perfiles para los cinco perfiles seleccionados para este trabajo (Figura 29).....	44
35	Mapa regional de la Anomalía de Bouguer. Los puntos rojos muestra la localización de los sitios gravimétricos y magnéticos y los cuadrados azules la localización de las estaciones MT. FM = Falla Michoacán, FMO= Falla Morelia, FV= Falla Volcán, FH= Falla Hidalgo, SFH= Sistema de fallas H, FNL= Falla Nuevo León, FG= Falla Guerrero, FS= Falla Saltillo (Tomado de Oliver et al. 2019).....	46
36	Imagen en relieve de los datos magnéticos en forma de mapa de pseudogravedad. Los puntos rojos muestra la localización de los sitios gravimétricos y magnéticos y los cuadrados negros la localización de las estaciones MT. FM = Falla Michoacán, FMO= Falla Morelia, FV= Falla Volcan, FH= Falla Hidalgo, SFH= Sistema de fallas H, FNL= Falla Nuevo León, FG= Falla Guerrero, FS= Falla Saltillo. Las anomalías marcadas como I en el área evidencian las ubicaciones de la mayoría de los cuerpos magnéticos. Los valores de contorno están en mGal convertido (Tomado de Oliver et al. 2019).....	47

37	Modelo de resistividad para los datos de MT para el perfil A obtenido usando el algoritmo Occam 2D (DeGroot-Hedlin y Constable,1990).....	51
38	Respuesta del modelo perfil A para los primeros seis sitios, las resistividades correspondientes se encuentran dadas por ρ_+ (rojo), ρ_- (verde) y la fase φ_+ (rojo), φ_- (verde), los símbolos corresponden a los datos observados y las líneas sólidas indican la respuesta del modelo. El conjunto completo de curvas se puede verificar en el anexo 1.....	52
39	Modelo de resistividad para los datos de MT para el perfil B, usando el algoritmo Occam 2D (DeGroot-Hedlin y Constable,1990).....	53
40	Respuesta del modelo perfil B para los primeros seis sitios, las resistividades correspondientes se encuentran dadas por ρ_+ (rojo), ρ_- (verde) y la fase φ_+ (rojo), φ_- (verde), los símbolos corresponden a los datos observados y las líneas sólidas indican la respuesta del modelo. El conjunto completo de curvas se puede verificar en el anexo 1.....	54
41	Modelo de resistividad para los datos de MT para el perfil C, usando el algoritmo Occam 2D (DeGroot-Hedlin y Constable,1990).....	55
42	Respuesta del modelo perfil C para los primeros seis sitios, las resistividades correspondientes se encuentran dadas por ρ_+ (rojo), ρ_- (verde) y la fase φ_+ (rojo), φ_- (verde), los símbolos corresponden a los datos observados y las líneas sólidas indican la respuesta del modelo. El conjunto completo de curvas se puede verificar en el anexo 1.....	56
43	Modelo de resistividad para los datos de MT para el perfil D, usando el algoritmo Occam 2D (DeGroot-Hedlin y Constable,1990).....	57
44	Respuesta del modelo perfil D. Las resistividades correspondientes se encuentran dadas por ρ_+ (rojo), ρ_- (verde) y la fase φ_+ (rojo), φ_- (verde), los símbolos corresponden a los datos observados y las líneas sólidas indican la respuesta del modelo.....	58
45	Modelo de resistividad para los datos de MT para el perfil TL, usando el algoritmo Occam 2D (DeGroot-Hedlin y Constable,1990).....	59
46	Respuesta del modelo perfil TL. Las resistividades correspondientes se encuentran dadas por ρ_+ (rojo), ρ_- (verde) y la fase φ_+ (rojo), φ_- (verde), los símbolos corresponden a los datos observados y las líneas sólidas indican la respuesta del modelo.....	60

47	Estrategia de diagrama de flujo de inversión conjunta de (Gallardo, 2007), adaptada a la inversión conjunta de reflexión sísmica, MMT, gravedad y datos magnéticos.....	68
48	Evolución de los desajustes de los datos gravimétricos, magnéticos y magnetotelúricos del perfil A, para el proceso de inversión conjunta de gradientes cruzados. GV = desajuste de datos de gravedad, MG = desajuste de datos magnéticos, MT = desajuste de datos magnetotelúricos (Tomado de Oliver et al., 2019).....	69
49	Ejemplo del archivo “header.inp”, en donde se aprecia el método de inversión y la configuración del mallado para el perfil A.....	70
50	Modelos de densidad (arriba izquierda), magnetización (cuadro central) y resistividad (panel inferior izquierdo) obtenidos después de la inversión conjunta de datos de gravedad, magnéticos y MT para el Perfil A ubicado según se indica en la imagen derecha. En la parte superior derecha se muestra el ajuste a los datos gravimétricos y magnéticos.....	73
51	Pseudosecciones de la respuesta magnetotelúrica del modelo de resistividades de la Figura 41 (resultado de inversión conjunta). a) pseudosecciones de ρ_+ observada y calculada. b) pseudosecciones de ρ_- observada y calculada. c) pseudosecciones de φ_+ observada y calculadas. d) pseudosecciones de φ_- observada y calculadas.....	74
52	Modelos de densidad (arriba izquierda), magnetización (cuadro central) y resistividad (panel inferior izquierdo) obtenidos después de la inversión conjunta de datos de gravedad, magnéticos y MT para el Perfil B ubicado según se indica en la imagen derecha. En la parte superior derecha se muestra el ajuste a los datos gravimétricos y magnéticos.....	75
53	Pseudosecciones de la respuesta magnetotelúrica del modelo de resistividades de la Figura 43 (resultado de inversión conjunta). a) pseudosecciones de ρ_+ observada y calculada. b) pseudosecciones de ρ_- observada y calculada. c) pseudosecciones de φ_+ observada y calculadas. d) pseudosecciones de φ_- observada y calculadas.....	76
54	Modelos de densidad (arriba izquierda), magnetización (cuadro central) y resistividad (panel inferior izquierdo) obtenidos después de la inversión conjunta de datos de gravedad, magnéticos y MT para el Perfil C ubicado según se indica en la imagen derecha. En la parte superior derecha se muestra el ajuste a los datos gravimétricos y magnéticos.....	77

55	Pseudosecciones de la respuesta magnetotelúrica del modelo de resistividades de la Figura 45 (resultado de inversión conjunta). a) pseudosecciones de ρ_+ observada y calculada. b) pseudosecciones de ρ_- observada y calculada. c) pseudosecciones de φ_+ observada y calculadas. d) pseudosecciones de φ_- observada y calculadas.....	78
56	Modelos de densidad (abajo izquierda), magnetización (cuadro central) y resistividad (panel inferior derecho) obtenidos después de la inversión conjunta de datos de gravedad, magnéticos y MT para el Perfil D ubicado según se indica en la imagen superior derecha. En la parte superior izquierda se muestra el ajuste a los datos gravimétricos y magnéticos.....	79
57	Pseudosecciones de la respuesta magnetotelúrica del modelo de resistividades de la Figura 47 (resultado de inversión conjunta). a) pseudosecciones de ρ_+ observada y calculada. b) pseudosecciones de ρ_- observada y calculada. c) pseudosecciones de φ_+ observada y calculadas. d) pseudosecciones de φ_- observada y calculadas.....	80
58	Modelos de densidad (abajo izquierda), magnetización (cuadro central) y resistividad (panel inferior derecho) obtenidos después de la inversión conjunta de datos de gravedad, magnéticos y MT para el Perfil TL ubicado según se indica en la imagen superior derecha. En la parte superior izquierda se muestra el ajuste a los datos gravimétricos y magnéticos.....	81
59	Pseudosecciones de la respuesta magnetotelúrica del modelo de resistividades de la Figura 49 (resultado de inversión conjunta). a) pseudosecciones de ρ_+ observada y calculada. b) pseudosecciones de ρ_- observada y calculada. c) pseudosecciones de φ_+ observada y calculadas. d) pseudosecciones de φ_- observada y calculadas.....	82
60	Ilustración del cubo de colores disponibles para una representación de una imagen empleando tres bandas de color RGB. En las imágenes geoespectrales de esta tesis los colores se asignan según se indica en los ejes correspondientes.....	83
61	Imágenes geoespectrales para cada perfil de inversión conjunta construidos asignando los valores de densidad a la banda roja del espectro, magnetización a la banda verde y resistividad a la banda azul. Los límites empleados en los colores se indican en la escala correspondiente.....	85
62	Columna geoespectral interpretada para los cinco perfiles en la CPACP, la cual indica los colores resultantes en la imágenes geoespectrales de los cinco perfiles del área de estudio.....	86

63	Imagen geoespectral interpretada para el Perfil A. las líneas sólidas representan la interpretación de las estructuras mayores, mientras que las líneas discontinuas representan características que solo se infieren en la imagen o que no están expresadas en superficie. FCP = Falla Cerro Prieto, FM = Falla Michoacán, FI = Falla Imperial.....	89
64	Imagen geoespectral interpretada para el Perfil B. las líneas sólidas representan la interpretación de las estructuras mayores, mientras que las líneas discontinuas representan características que solo se infieren en la imagen o que no están expresadas en superficie. FCP = Falla Cerro Prieto, FM = Falla Michoacán, FI = Falla Imperial.....	89
65	Imagen geoespectral interpretada para el Perfil C. las líneas sólidas representan la interpretación de las estructuras mayores, mientras que las líneas discontinuas representan características que solo se infieren en la imagen o que no están expresadas en superficie. FMO = Falla Morelia.....	90
66	Imagen geoespectral interpretada para el Perfil D. las líneas sólidas representan la interpretación de las estructuras mayores, mientras que las líneas discontinuas representan características que solo se infieren en la imagen o que no están expresadas en superficie.....	90
67	Imagen geoespectral interpretada para el Perfil D. las líneas sólidas representan la interpretación de las estructuras mayores, mientras que las líneas discontinuas representan características que solo se infieren en la imagen o que no están expresadas en superficie.....	91
68	Imagen geoespectral interpretada para el Perfil A. las líneas sólidas representan la interpretación de las estructuras mayores, mientras que las líneas discontinuas representan características que sólo se infieren en la imagen o que no están expresadas en superficie (Modificado de Oliver et al., 2019).....	94

Lista de tablas

Tabla		Página
1	Coordenadas UTM de los sitios MT para cada perfil, obtenidas con un GPS doble frecuencia y procesadas con la base de la red geodésica nacional activa MEXI, ubicada en la ciudad de Mexicali.....	25
2	Frecuencias de muestreo en campo.....	27
3	Coordenadas UTM de los sitios gravimétricos y magnéticos para cada perfil, obtenidas con un GPS doble frecuencia y procesadas con la base de la red geodésica nacional activa MEXI, ubicada en la ciudad de Mexicali.....	35

Capítulo 1 Introducción

Existen diferentes técnicas geofísicas utilizadas para determinar las propiedades físicas y la geometría de las estructuras geológicas que se encuentran en el subsuelo

En el área de estudio, el gran sistema de fallas transformantes que separa las placas del Pacífico y Norteamérica en el Golfo de California está conformado por un sistema de grandes fallas dextrales que conectan pequeñas zonas de extensión. Además de su importancia sismogénica, varias de estas estructuras extensionales están relacionadas con los recursos geotérmicos en el área. Este sistema origina la cuenca pull-apart Cerro Prieto (CPACP), la cual es particularmente importante ya que alberga el tercer campo geotérmico más grande del mundo.

Es notable que, a pesar de la intensa exploración geológica y geofísica en la CPACP, no se cuenta con información publicada que proporcione evidencia geofísica clara del basamento subyacente y de la posible fuente de calor del sistema geotérmico. Se considera que la inversión conjunta de múltiples datos geofísicos puede ayudarnos a obtener evidencia de la estructura subyacente de esta cuenca.

1.1 Hipótesis.

Las preguntas esenciales en el presente trabajo son: ¿es posible identificar la extensión de la cuenca Pull-Apart de Cerro Prieto mediante la inversión conjunta de múltiples datos geofísicos? y de ser así, ¿se podría obtener información clara del basamento subyacente y su relación con la posible fuente de calor del sistema geotérmico?

Se considera que la técnica de inversión conjunta de múltiples datos geofísicos mediante criterios estructurales nos puede ayudar a obtener evidencia de la estructura subyacente de esta cuenca, además de definir unidades geológicas a partir de las propiedades físicas combinadas.

1.2 Objetivos.

El objetivo principal de este trabajo es caracterizar la estructura del Pull-Apart de Cerro Prieto por medio del análisis de las propiedades físicas del subsuelo, así como definir la ubicación y profundidad de la fuente de calor asociada al yacimiento geotérmico.

Para lograr este objetivo se plantean los siguientes objetivos específicos:

- Adquirir datos geofísicos a lo largo de perfiles adecuados para su uso en técnicas de inversión conjunta.
- Utilizar la técnica de inversión conjunta múltiple por gradientes cruzados [Gallardo, 2007] a los datos gravimétricos, magnéticos y magnetotelúricos recopilados en los perfiles de estudio.
- Realizar un análisis integral del área de estudio para detectar las características estructurales y litológicas del sistema hidrotermal y el basamento subyacente.

En la actualidad, existen diferentes estrategias para la integración de múltiples datos geofísicos (Van Overmeeren, 1981; Spichak y Manzella, 2009; Moorkamp et al., 2011; Gallardo y Thebaud, 2012); sin embargo, ninguna de estas aplicaciones se ha reportado en artículos científicos en exploración geotérmica.

En este trabajo se utilizaron tres métodos geofísicos: método Magnetotelúrico (MT), para determinar la conductividad eléctrica de los materiales; el método Gravimétrico (GV), para obtener la densidad; y el método Magnetométrico (MG), para obtener la susceptibilidad magnética del subsuelo.

Los datos se recolectaron en cinco perfiles ubicados estratégicamente en la zona de estudio, tratando de cubrir las principales estructuras de la zona. A estos datos se les aplicó la técnica de inversión conjunta múltiple por gradientes cruzados (Gallardo, 2007) para definir la geometría principal de la cuenca y clasificar las unidades del basamento de acuerdo a sus firmas geofísicas.

En el capítulo II se presenta una breve descripción de los antecedentes geológicos y geofísicos del área de estudio. En capítulo III se discuten las bases de los métodos geofísicos empleados (MT, GV y MG), así como el procesamiento y correcciones aplicadas a los datos observados. En el capítulo IV se

describen los modelos resultantes al aplicar la inversión de los datos magnetotelúricos, utilizando el algoritmo de modelado inverso denominado Occam 2D de DeGroot-Hedlin y Constable (1990). En el capítulo V, se describe la teoría de la inversión conjunta y se presentan los modelos obtenidos. Los resultados finales de este trabajo se presentan en el capítulo VI, en donde se presentan los modelos conjuntos con su interpretación. Finalmente, se presentan las conclusiones más importantes derivadas de este trabajo.

Capítulo 2. Antecedentes geológicos y geofísicos

2.1 Marco Geológico y Tectónico Regional

La Provincia Extensional del Golfo (Gastil et al., 1975), que abarca la margen oriental de la península de Baja California y el margen occidental de la parte continental de México, se encuentra definida por estructuras formadas durante el Mioceno que inicialmente se produjeron a partir de un proceso extensional. El sistema se convirtió después en el sistema transtensional que define el límite entre las placas Pacífico y Norteamérica a lo largo del Golfo de California (Stock et al., 1991). Esta evolución dio lugar a un rift oblicuo, caracterizado por el sistema de centros de dispersión y fallas transformes del Golfo de California y el sistema San Andrés (Figura 1).

El Golfo de California, la parte norte de la península de Baja California y el Sur de California (EUA), albergan un sistema activo de fallas transformantes que conectan pequeñas zonas de extensión, las cuales dan lugar a cuencas de apertura (pull-apart). En su conjunto forman el sistema de apertura oblicuo (rift) NW-SE que controla la separación de la península de Baja California (placa Pacífico) de la placa Norteamericana (Angelier et al., 1981).

El patrón estructural del sistema es una alternancia de ejes de expansión cortos (cuencas pull-apart) conectados por fallas transformantes dextrales más largas (Moore y Buffington, 1968). En el sur, estos ejes de expansión producen zonas de apertura y generación de corteza oceánica en etapas tempranas de evolución (Arango-Galván et al., 2015; van Wijk et al., 2017). En el norte, la evolución de los ejes de expansión es más joven, no hay evidencia de generación de corteza oceánica, sino solamente cuencas de extensión activa (pull-apart) con sistemas de fallas activas que producen actividad sísmica y volcanismo activo (Suárez-Vidal et al., 2008). La presencia de una corteza adelgazada a lo largo del borde entre placas, junto con la permeabilidad secundaria asociada al fallamiento activo, favorece la ocurrencia de sistemas geotérmicos hidrotermales, lo que ha llevado al desarrollo de varios campos geotérmicos en el Norte de Baja California y Sur de California (Prol-Ledesma et al., 2016).

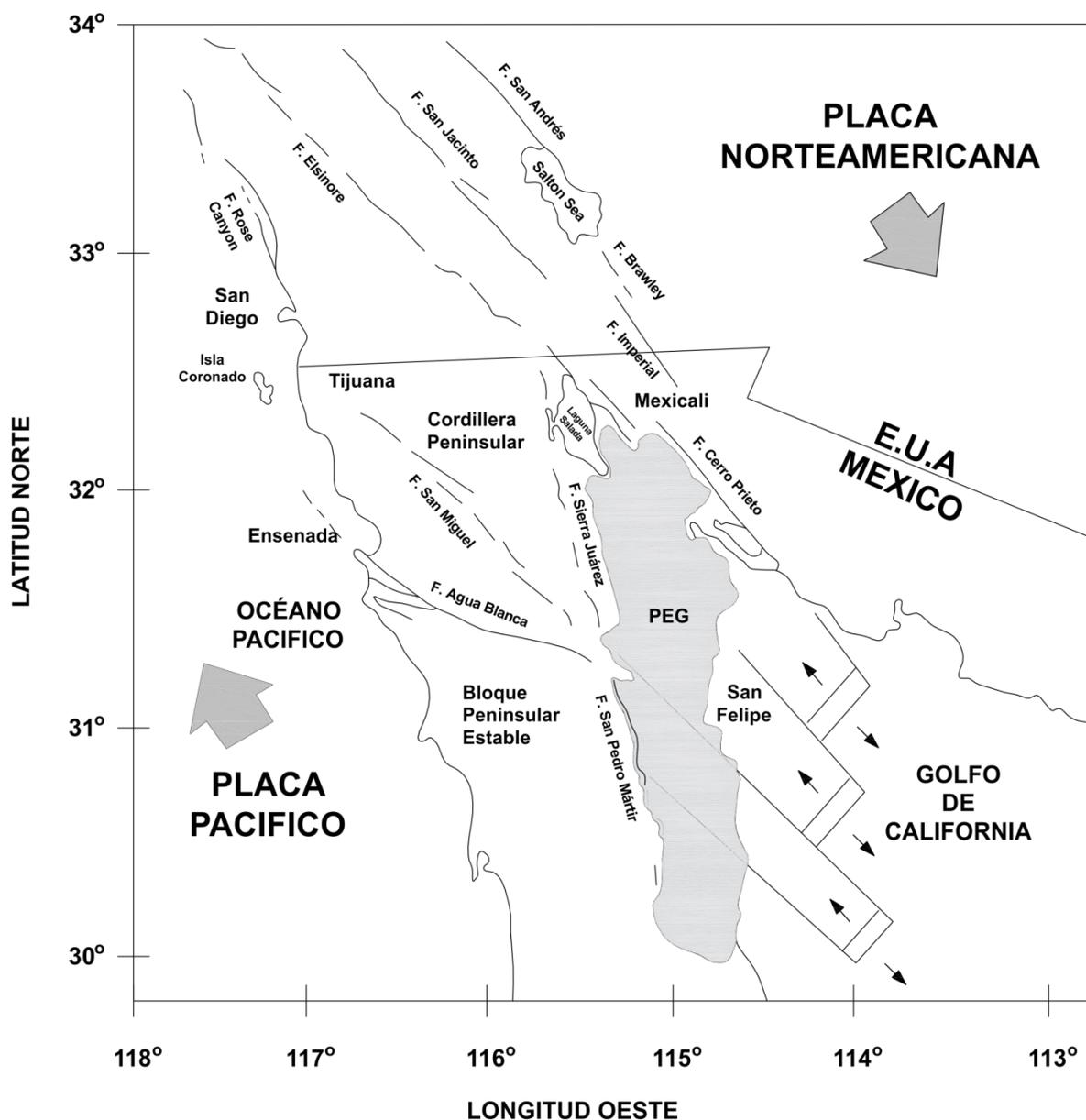


Figura 1. Principales rasgos tectónicos y provincias estructurales en Baja California. La zona sombreada indica la región de la Provincia Extensional del Golfo (PEG). La zona de interés se encuentra en la Cordillera Peninsular (Modificado de Stock et al., 1991).

La CPACP se encuentra a 30 km al sureste de la ciudad de Mexicali, Baja California, México, y aloja el campo geotérmico Cerro Prieto (CGCP), con una capacidad instalada de 570 MW (IEA-Geothermal, 2018). El reservorio geotérmico de Cerro Prieto es alimentado por el flujo subterráneo de la cuenca del río Colorado y la escasa precipitación local que se infiltra en profundidad en la cuenca sedimentaria (Lira-Herrera, 2005; Aguilar-Dumas, 2010) (Figura 2).

Aunque se ha escrito mucho sobre la actividad tectónica de la región y se ha especulado sobre la existencia de una cuenca de separación activa en el interior de la CPACP y su posible relación como fuente de calor del CGCP, todavía no hay evidencia geofísica sólida disponible que pueda confirmar la estructura detallada resultado de esta actividad tectónica y la interconexión general con la CPACP. Esto es muy notable, considerando que se han llevado a cabo diversos estudios geológicos y geofísicos en el área desde las primeras etapas de la exploración geológica de la península de Baja California y, en particular, desde el desarrollo inicial del CGCP a finales de la década de los 70's.

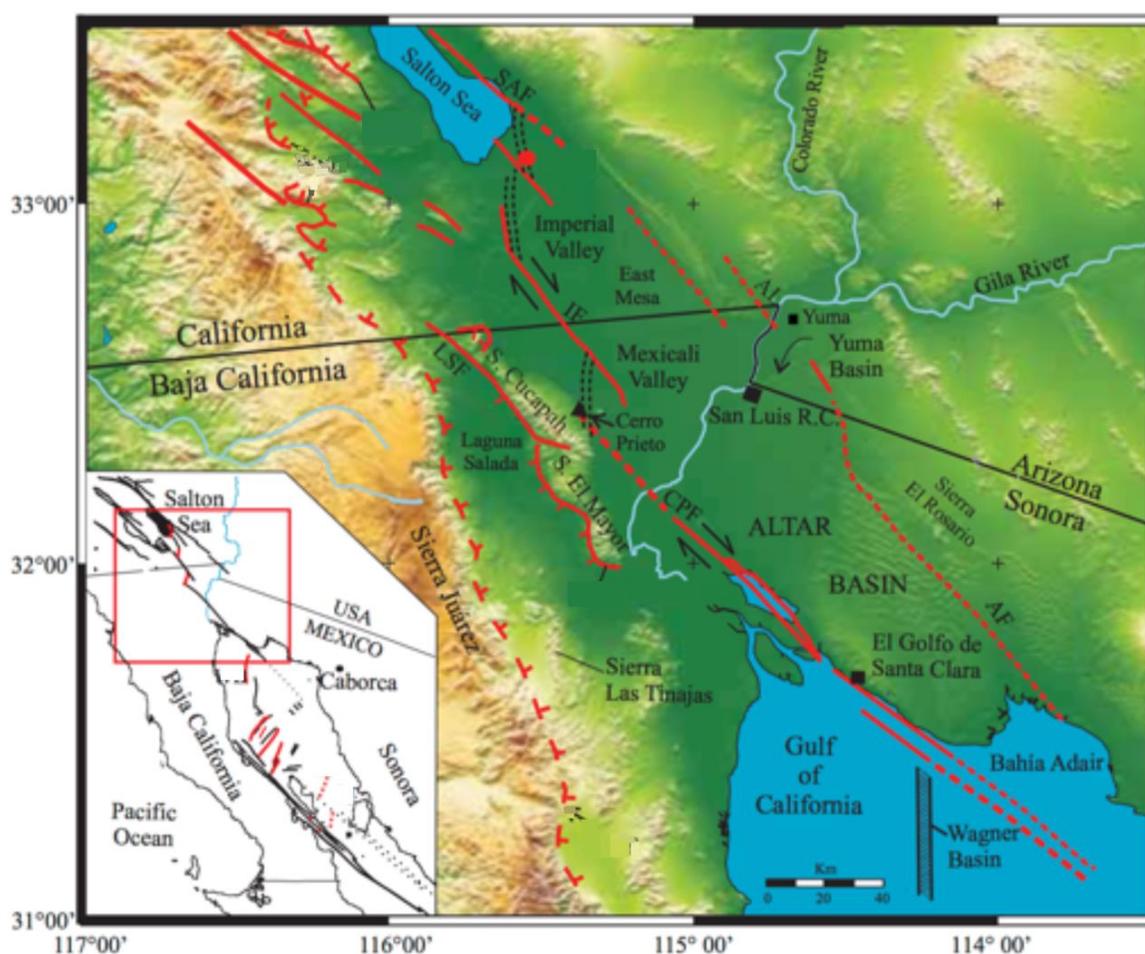


Figura 2. Modelo digital de elevación que muestra las principales características tectónicas del norte del Golfo de California y las regiones de Salton (Modificado de Pacheco et al., 2006) y su ubicación regional (recuadro). SAF= Falla de San Andrés, IF= Falla Imperial, CPF= Falla Cerro Prieto, AF= Falla Altar.

El valle de Mexicali, así como la depresión del Salton en California (EUA), son las expresiones más al norte de la provincia tectónica del Golfo de California. Estas áreas de dispersión (Cerro Prieto y Mar del

Salton) están caracterizadas por altos flujos de calor, alta microsismicidad, con planos de fallas que indican movimientos normales de dislocación verticales, así como fallamientos de rumbo con desplazamiento lateral derecho, anomalías gravimétricas, vulcanismo reciente y manifestaciones hidrotermales en la superficie (Quintanilla et al., 1996).

Gastil et al. (1975) agrupan las principales unidades geológicas de la provincia en rocas post-batolíticas (sedimentos fluviales, sedimentos aluviales, basalto-andesita, conglomerados, lutitas calcáreas), rocas batolíticas (tonalita y granodiorita) y rocas metamórficas prebatolíticas (Figura 3).

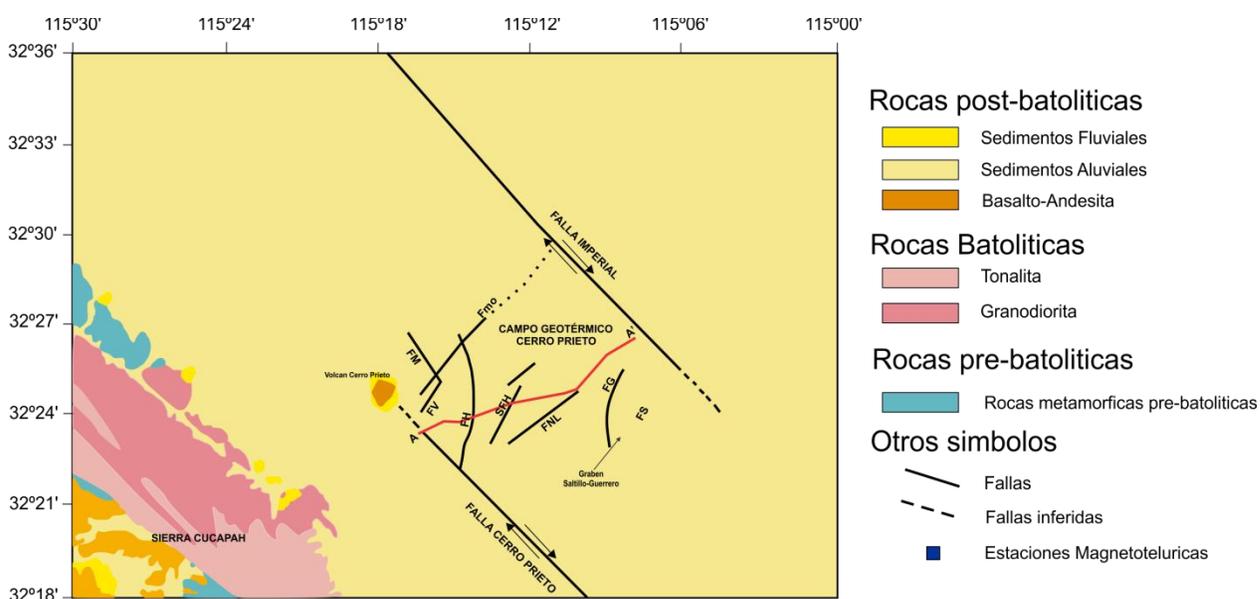


Figura 3. Mapa geológico del Valle de Mexicali que muestra la traza de las fallas principales (Modificado de Gastil, 1975). La línea roja representa el perfil A-A' del modelo conceptual de Lira-Herrera (2005). MF = Falla Michoacán, MoF = Falla Morelia, VF = Falla Volcan, HF = Falla Hidalgo, HFS = Sistema de fallas H, NLF = Falla Nuevo León, GF = Falla Guerrero, SF = Falla Saltillo.

Un estudio realizado por Suárez-Vidal et al. (2008), muestra que el factor más importante que controla la formación de la cuenca de Cerro Prieto es el deslizamiento relativo de las fallas Cerro Prieto e Imperial. Esto da como resultado la formación de una cuenca con orientación NE-SW con una extensión de 183 km². Esta actividad tectónica también ha desencadenado subsidencia en algunas áreas en las inmediaciones de la cuenca; asimismo, también se han formado varias fallas normales subsuperficiales orientadas oblicuamente y paralelas al sistema tectónico principal de la zona (Figura 4).

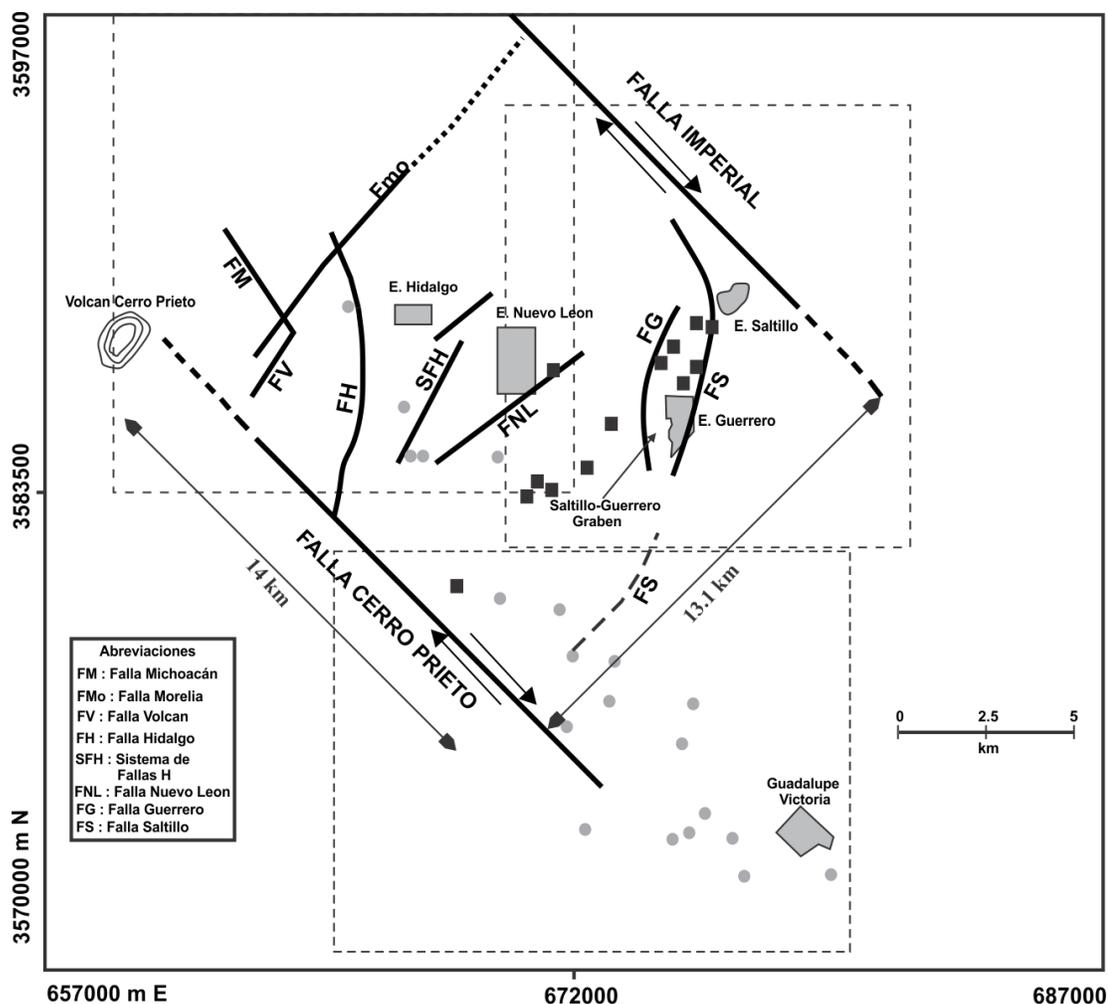


Figura 4. Mapa estructural del área de estudio en donde se observa la traza de las fallas principales y el tamaño de la Cuenca Pull-Apart de Cerro Prieto. Los cuadrados son sitios donde se tiene evidencia superficial de subsidencia y los círculos grises representan la localización de las estructuras superficiales y los daños ocasionados por la falla de Cerro Prieto después del terremoto Victoria en junio de 1980 (Modificado de Suárez-Vidal et al., 2008).

De acuerdo a Puente y De la Peña (1979) y Lira-Herrera (2005), la cuenca de Cerro Prieto está conformada por tres unidades estratigráficas principales las cuales se enuncian a continuación.

Unidad litológica A: va de los 600 a 2200 m de espesor de sedimentos continentales. Esta unidad contiene todos los depósitos no consolidados (SCNC) de la cuenca; los cuales incluyen arcillas, limos, arenas y gravas. También contiene lutitas semiconsolidadas de color café y gris con areniscas intercaladas (L, LC y LG, respectivamente).

Unidad litológica B: comprende desde los 2000 a 2500 m de sedimentos deltaicos consolidados. Esta unidad está compuesta principalmente de capas lenticulares de lutitas, limolitas y areniscas alternadas. Las intercalaciones de arenisca con 22% de porosidad, son adecuadas para alojar los fluidos del

yacimiento geotérmico y su grado de consolidación preserva la fractura asociada a la tectónica activa de la zona (Puente y De la Peña, 1979).

Unidad litológica C: profundidades mayores a los 2000 m de basamento granítico y basamento meta-sedimentario. El basamento está formado por meta-sedimentos del terreno de América del Norte (Paleozoico-Mesozoico), granitos del terreno de Baja California (Cretáceo) e intrusos máficos (Plioceno). Varios autores, entre ellos Goldstein et al., 1985; Lira-Herrera, 2005; Fonseca-López y Razo Montiel, 1979 asocian la fuente de calor a estos cuerpos ígneos en el basamento, como se infiere de los estudios de datos de gravedad.

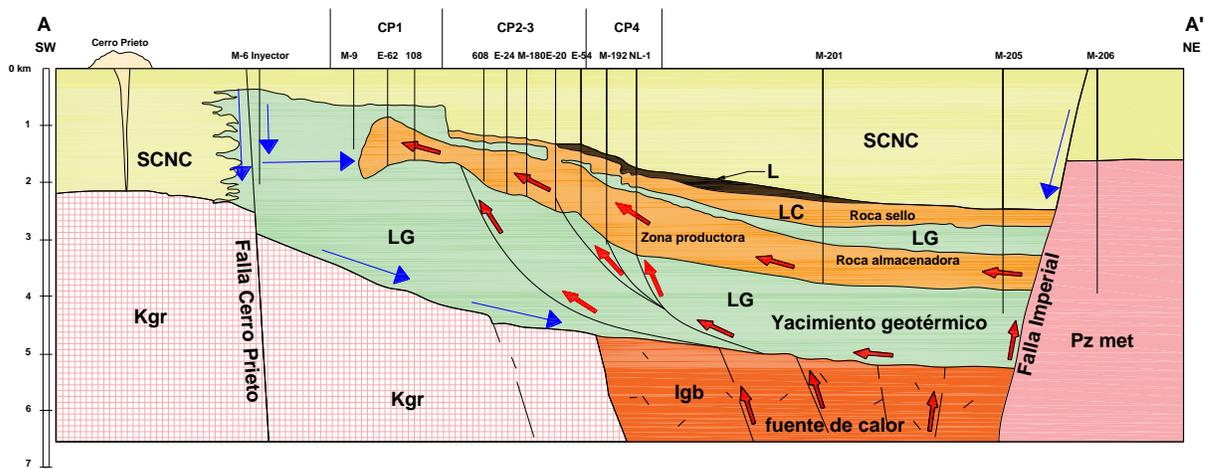
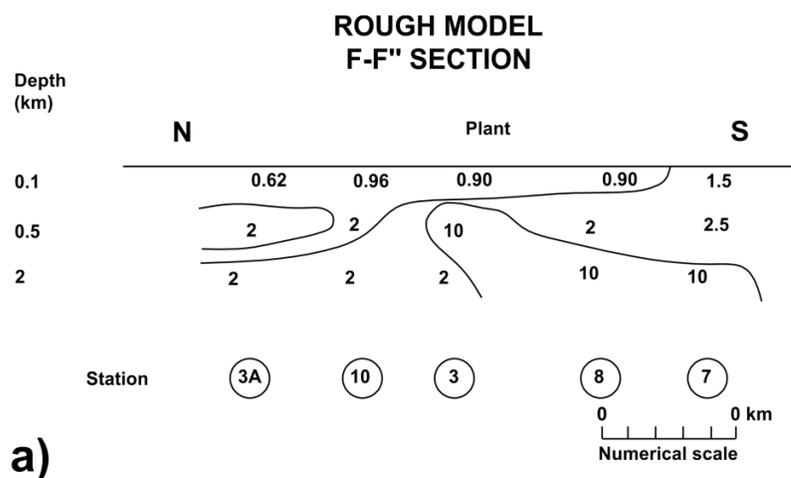


Figura 5. Modelo conceptual del campo geotérmico de Cerro Prieto (modificado de Lira-Herrera, 2005). SCNC = Sedimentos clásticos no consolidados, L = Lodolitas, LC = Lutita café, LG = Lutita gris, Igb = Intrusivo básico, Kgr = Granitos, Pzmet = Metamórfico. Las flechas de color rojo indican la dirección del fluido geotérmico y las de color azul el fluido de menor temperatura.

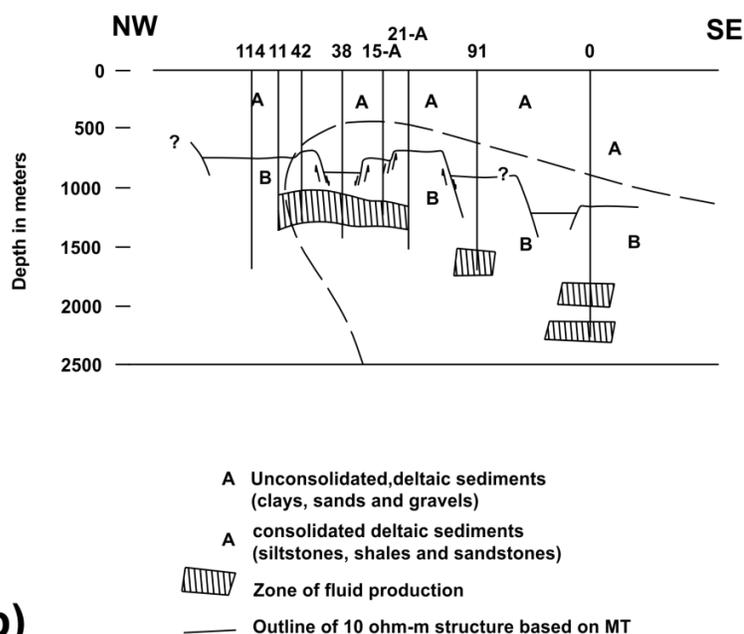
2.2 Antecedentes geofísicos

Existen diversos estudios geofísicos efectuados en la CPACP desde principios de la década de 1960. Se cuenta con datos regionales de gravedad, recopilados por Petróleos Mexicanos (PEMEX), empleados para la exploración de petróleo utilizando polígonos de 4 km de ancho con estaciones cada 500 m y datos aeromagnéticos recopilados por el Consejo de Recursos Minerales (actualmente el Servicio Geológico Mexicano), utilizando líneas regionales NS separadas 1 km, sobrevoladas a 300 m por encima nivel del terreno. Si bien estos datos aportan información valiosa sobre la densidad y la magnetización de las rocas del subsuelo, ha habido pocos intentos de utilizarlos conjuntamente para producir un solo modelo que explique ambos conjuntos de datos.

Asimismo, existen diferentes estudios geofísicos realizados e interpretados por CFE y el laboratorio Nacional Lawrence Berkeley de la universidad de California, entre los cuales se encuentran: resistividad eléctrica, gravimetría, sismología pasiva y reflexión sísmica. Por ejemplo, Gamble et al. (1979) y Goubau et al. (1981) realizaron los primeros sondeos magnetoteléuricos en el área. A partir de estos estudios, se realizó una interpretación en bloques del basamento y se observó la presencia de un cuerpo conductor en el área de producción del campo geotérmico, el cual se extiende en dirección NW-SE (Figura 6). Del mismo modo, varias interpretaciones de este tipo de datos se pueden encontrar en la literatura.



a)



b)

Figura 6. a) Modelo simple de resistividad del perfil F-F', con orientación N-S. b) Relación entre el cuerpo a profundidad interpretado en el perfil F-F' con la zona productora del campo geotérmico (modificado de Gamble et al., 1979).

Continuando con otros ejemplos de estudios previos, se puede mencionar a Puente y De la Peña (1979), quienes definen un modelo geológico del basamento utilizando perfiles de refracción sísmica. La interpretación de estos perfiles, junto con otros métodos geofísicos y datos de pozos, detallaron un modelo geológico del basamento muy complejo, definido como una pirámide escalonada y alargada con una orientación NW-SE recortada en sus lados W y E (Figura 7).

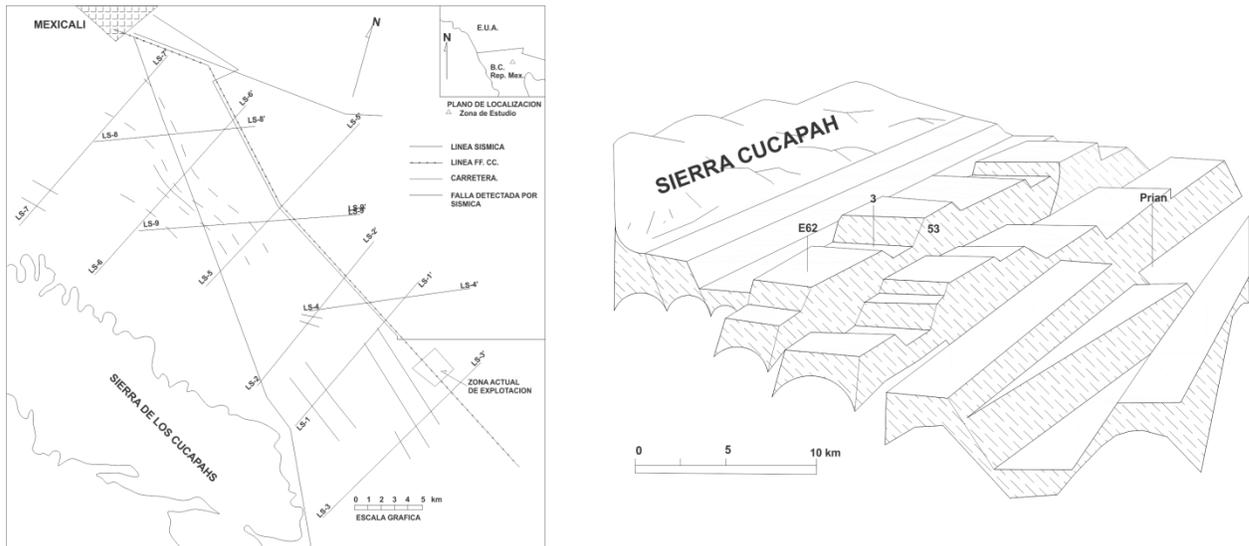


Figura 7. Izquierda: localización de los perfiles de refracción sísmica en el área del CGCP y sus alrededores. Derecha: modelo geológico del basamento de acuerdo a los resultados de sísmica de refracción y estudios de pozo (Modificado de Puente y De la Peña, 1979).

Díaz (1979) y Corwin et al. (1979) realizaron estudios de potencial natural en las zonas aledañas al volcán Cerro Prieto, en donde la conclusión más importante es que las anomalías de potencial natural existentes se encuentran asociadas con las estructuras y las manifestaciones hidrotermales registradas en el área (Figura 8).

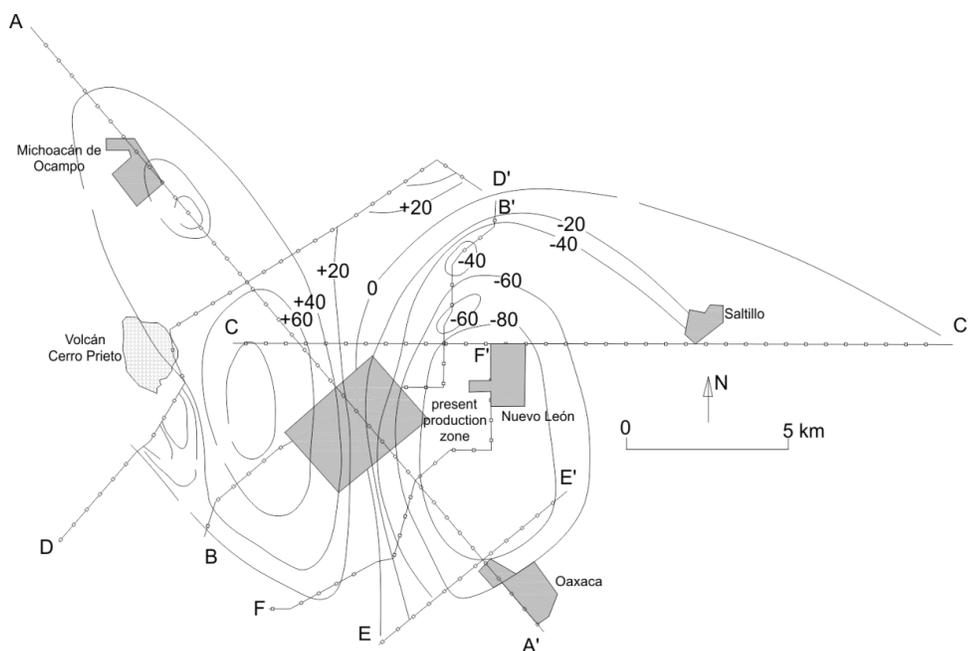
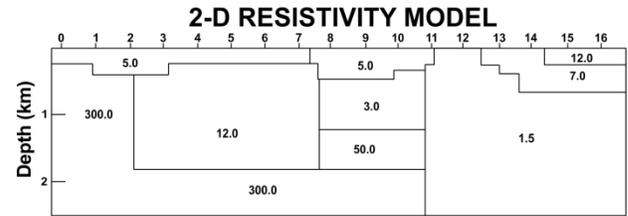
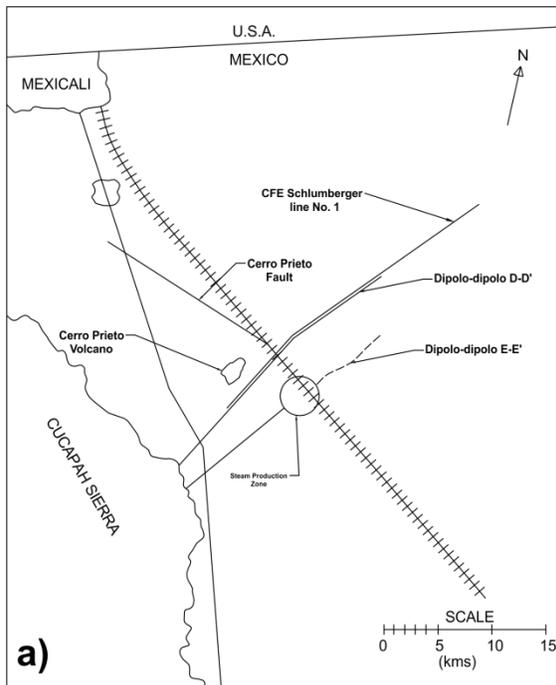
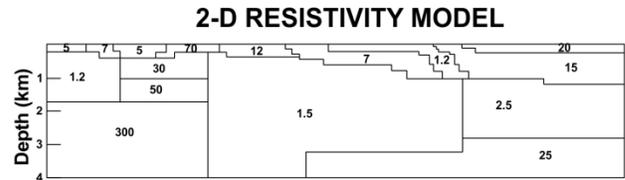


Figura 8. Mapa de contornos de potencial natural en las zonas aledañas al CGCP, en la zona central se puede apreciar la zona de producción (Modificado de Corwin et al., 1979).

Wilt et al. (1979) realizaron un estudio de resistividad de corriente continua en el CGCP. Utilizaron los arreglos dipolo-dipolo (con longitud aproximada entre dipolos de 1 a 2 km) y Schlumberger (con más de 30 sondeos) en el mismo perfil (D-D'). Los conjuntos de datos para ambos arreglos se superponen a lo largo de aproximadamente 10 km (Figura 9a). La interpretación de los modelos calculados es casi idéntica para el tramo de traslape entre los diferentes arreglos (Figura 8b y 8c), esto sugiere que la calidad de los datos es consistentemente independientemente de que los modelos sean correctos o no. Ambos modelos exponen un basamento de 300 Ohm-m a 1.8 km de profundidad, debajo de una unidad conductora. Subyacente a la capa superficial se sitúa una unidad gruesa de baja resistividad (1.2 Ohm-m), esto probablemente representa una secuencia de arenas y lutitas saturadas en agua, y la baja resistividad indica que el agua en los poros es salobre; la formación superficial colindante a la sierra de Cucapah es una gruesa cuña de material de abanicos aluviales que se muestra como una unidad de 5 Ohm-m que varía en espesor de 500 m hasta los 200 m alejándose de la sierra Cucapah (Figuras 9b y 9c).



b)



c)

Figura 9. a) Localización de los perfiles de resistividad. b) Modelo de resistividad en dos dimensiones, utilizando el arreglo dipolo-dipolo para el perfil D-D'. c) Modelo de resistividad en dos dimensiones utilizando el arreglo Schlumberger para el perfil D-D' (Modificado de Wilt et al., 1979).

Albores et al. (1979) llevaron a cabo estudios de sismicidad en la región del campo geotérmico de Cerro Prieto, utilizando estaciones permanentes de período corto durante los años 1974-1975 y 1977-1978. Durante el último periodo, para obtener mejor control del arribo de las ondas S, utilizaron sismómetros horizontales. La distribución general de los epicentros determinados durante el último periodo se muestra en la figura 10 y se observa que el patrón sísmico muestra una tendencia N-S, conectando el extremo noroeste de la falla de Cerro Prieto con el extremo sureste de la falla Imperial.

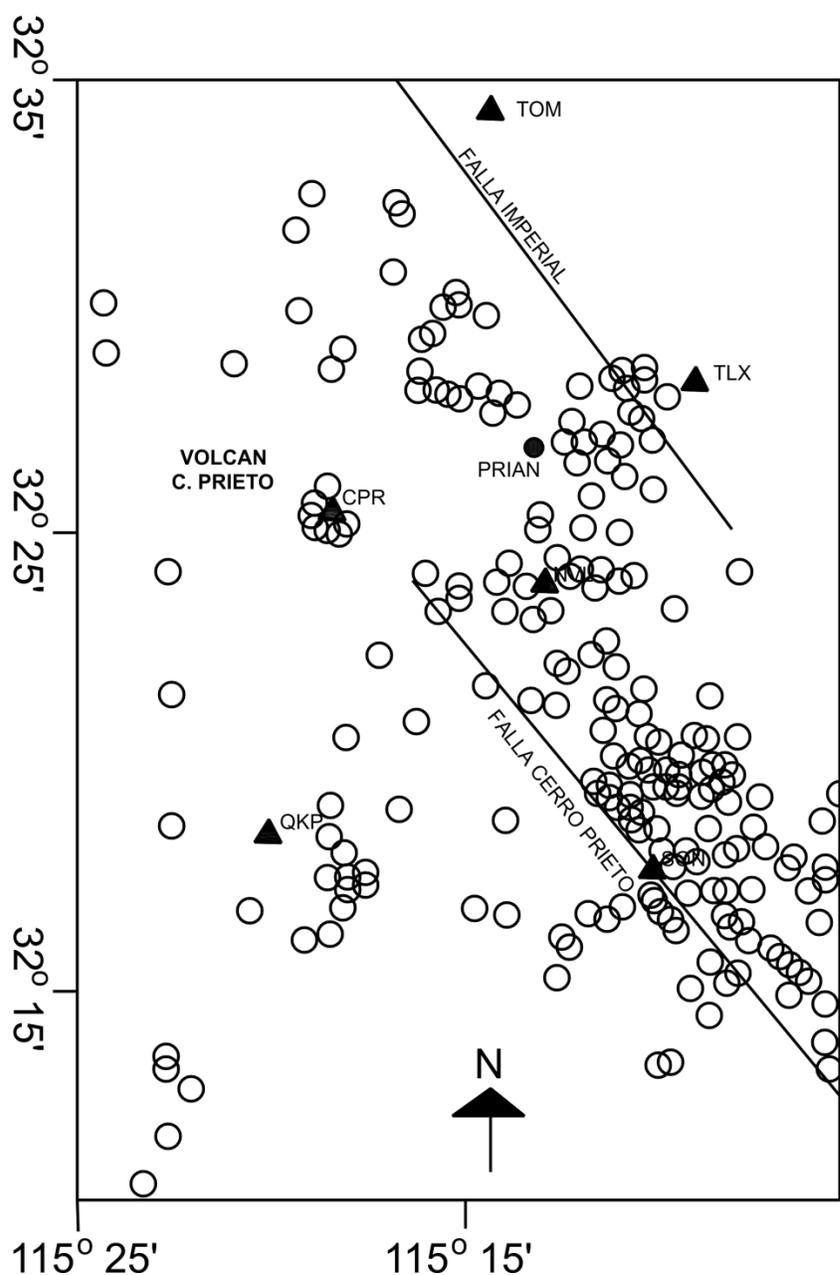


Figura 10. Sismicidad de la región de Cerro Prieto para el periodo 1977-1978 (modificado de Albores et al., 1979). Los triángulos sólidos representan las estaciones permanentes de la red sismológica de Cerro Prieto.

Chase et al. (1979) realizaron estudios de gravimetría de precisión desplegando 60 estaciones permanentes sobre un área de aproximadamente 500 km² en los alrededores del CGCP. Los datos de gravedad obtenidos en esta campaña se redujeron a valores de anomalía de Bouguer. La figura 11 muestra el mapa de anomalía de Bouguer obtenido, el cual presenta diferentes patrones de anomalía. El CGCP se localiza cerca de un importante máximo local de gravedad de rumbo noroeste, interpretado como un horst del basamento.

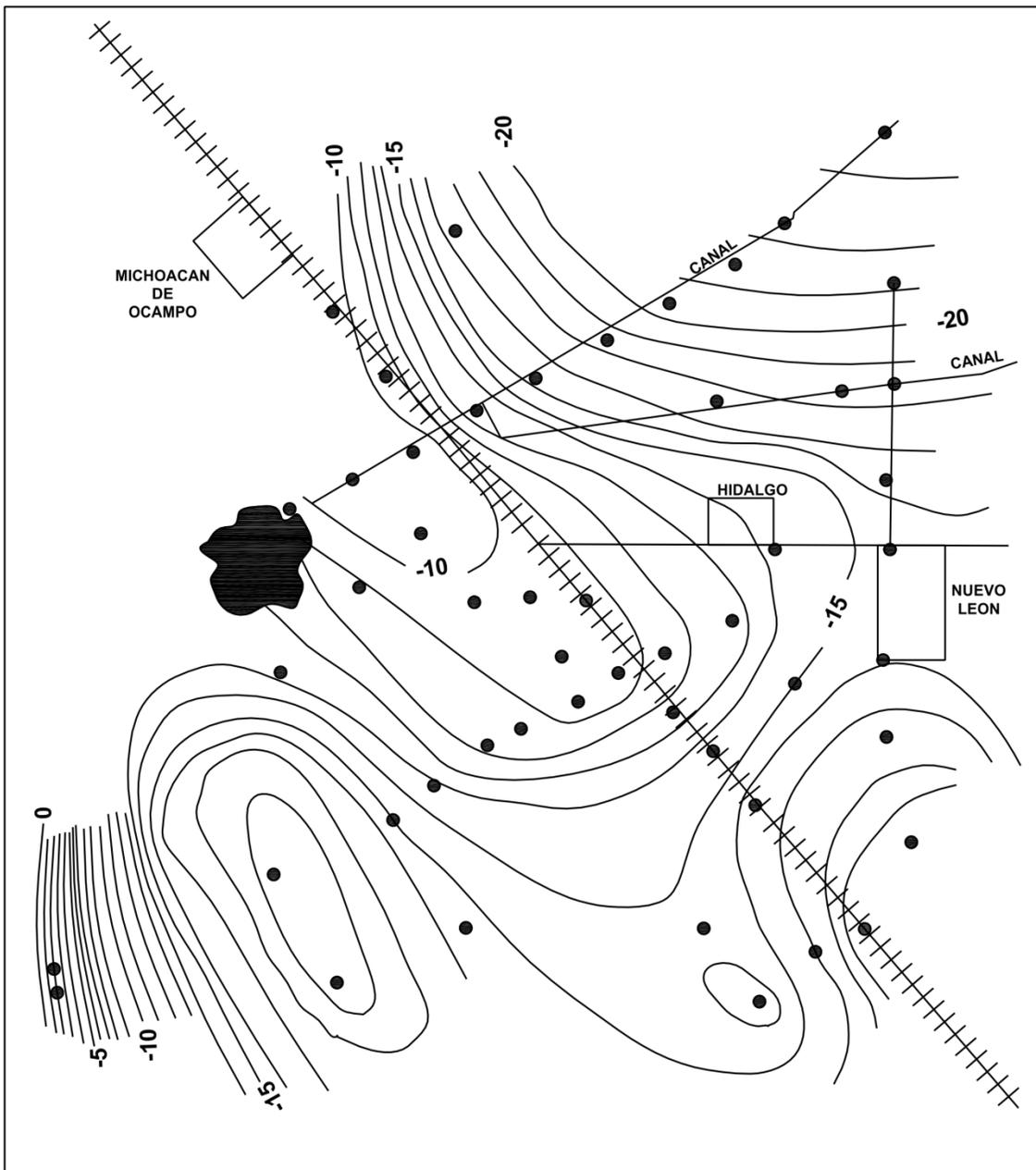


Figura 11. Mapa de anomalía de Bouguer del campo geotérmico de Cerro Prieto y alrededores (modificado de Chase et al. 1979). Los círculos sólidos representan las estaciones permanentes en el área.

Recientemente, se han realizado estudios en el área de Cerro Prieto utilizando algoritmos más modernos; por ejemplo, Charré (2000) utilizó un conjunto de 411 sondeos eléctricos verticales (SEV) tipo Schlumberger y 2 líneas de resistividad con la modalidad de dipolo-dipolo (Figura 12), recopilados por CFE y el laboratorio Lawrence Berkeley en el año 1978 y 1979. Con estos datos realizó la inversión en 2-D de cada una de las líneas y una inversión conjunta que combina datos Schlumberger y dipolo-dipolo, con el fin de obtener imágenes de resistividad del subsuelo en la mayor parte del valle de Mexicali. En este

trabajo también se generaron secciones horizontales de resistividad a diferentes profundidades (Figura 13). En las secciones horizontales de 1700 y 2500 metros se observaron dos rasgos lineales con dirección NW-SE. El rasgo lineal que se presenta hacia el SW puede estar relacionado con la Falla de Cerro Prieto (FCP); mientras que el rasgo lineal encontrado hacia el NE se puede correlacionar con la localización inferida de la Falla Imperial (FI). La separación entre ambas alineaciones se produce en los alrededores del CGCP, lo que se podría correlacionar con un posible centro de dispersión.

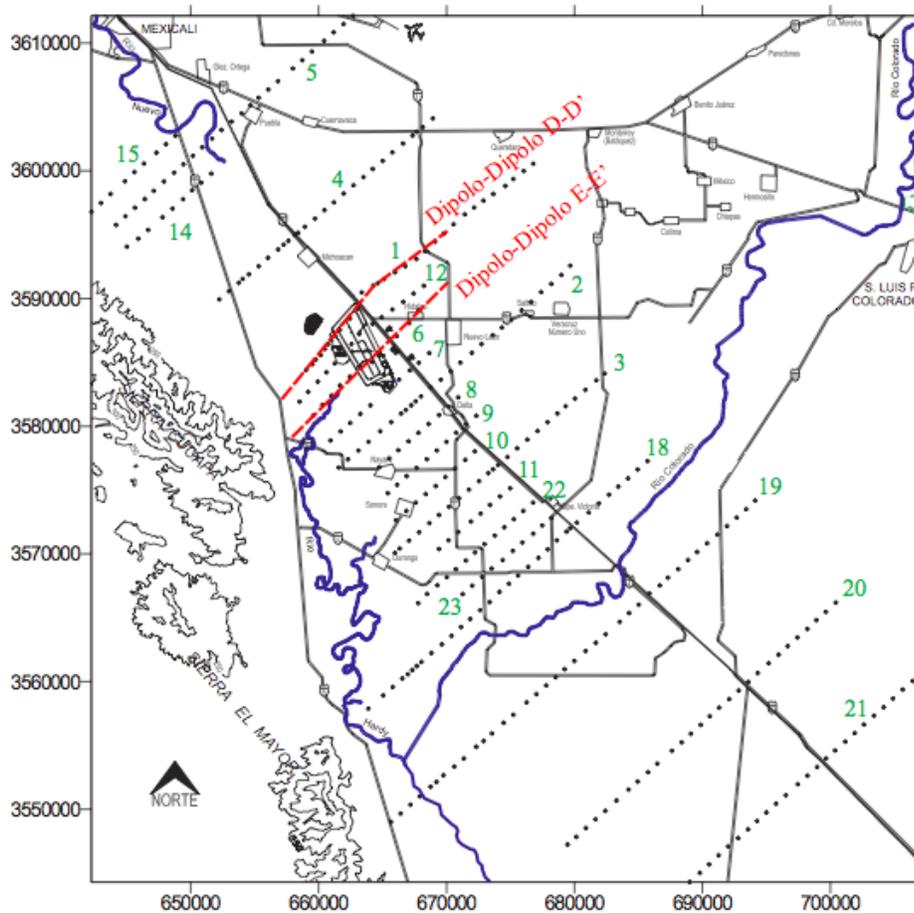


Figura 12. Ubicación de los sondeos eléctricos verticales (SEV) modalidad Schlumberger y de los perfiles de resistividad con la modalidad dipolo-dipolo (líneas rojas). Tomada de Charré (2000).

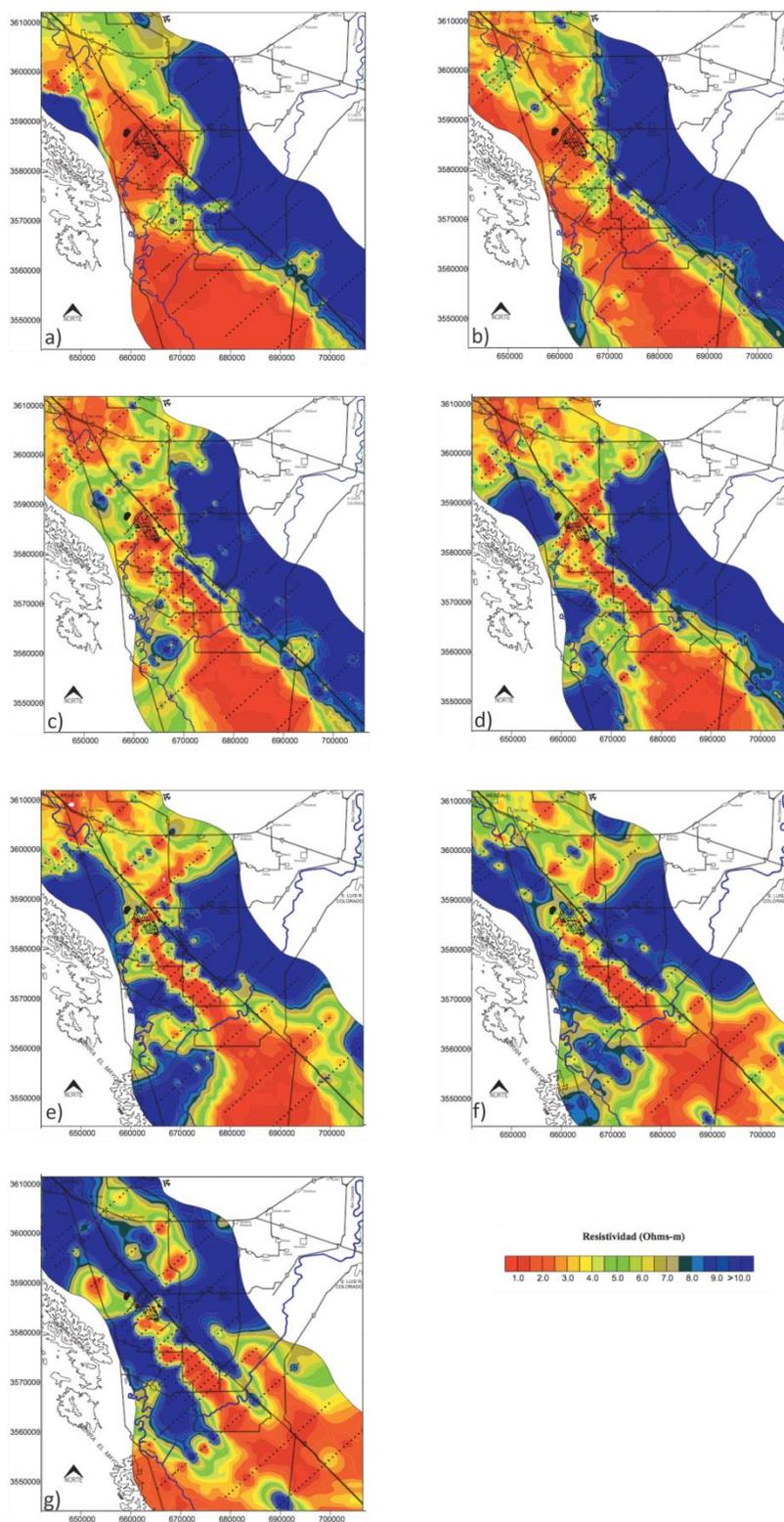


Figura 13. Secciones horizontales de resistividad a diferentes profundidades: (a) 100 m, (b) 300 m, (c) 700 m, (d) 1000 m, (e) 1300 m, (f) 1700 m, (g) 2500 m (Modificado de Charré, 2000).

Así mismo, Pérez-Flores (2015) utilizó el mismo conjunto de 411 sondeos schlumberger distribuidos en 20 perfiles alrededor del CGCP (Figura 14), para obtener modelos de resistividad, basado en una serie de prismas tridimensionales. Los resultados obtenidos son modelos a diferentes profundidades que van desde los 100 m hasta 1.8 km (Figura 15), en el modelo resultante más profundo (1800 m) destaca la presencia del sistema de fallas asociado a la región y delimita el centro de dispersión en la cuenca de Cerro Prieto, las zonas de falla presentan un espesor de aproximadamente 2.5 km y se presentan como zonas conductoras.

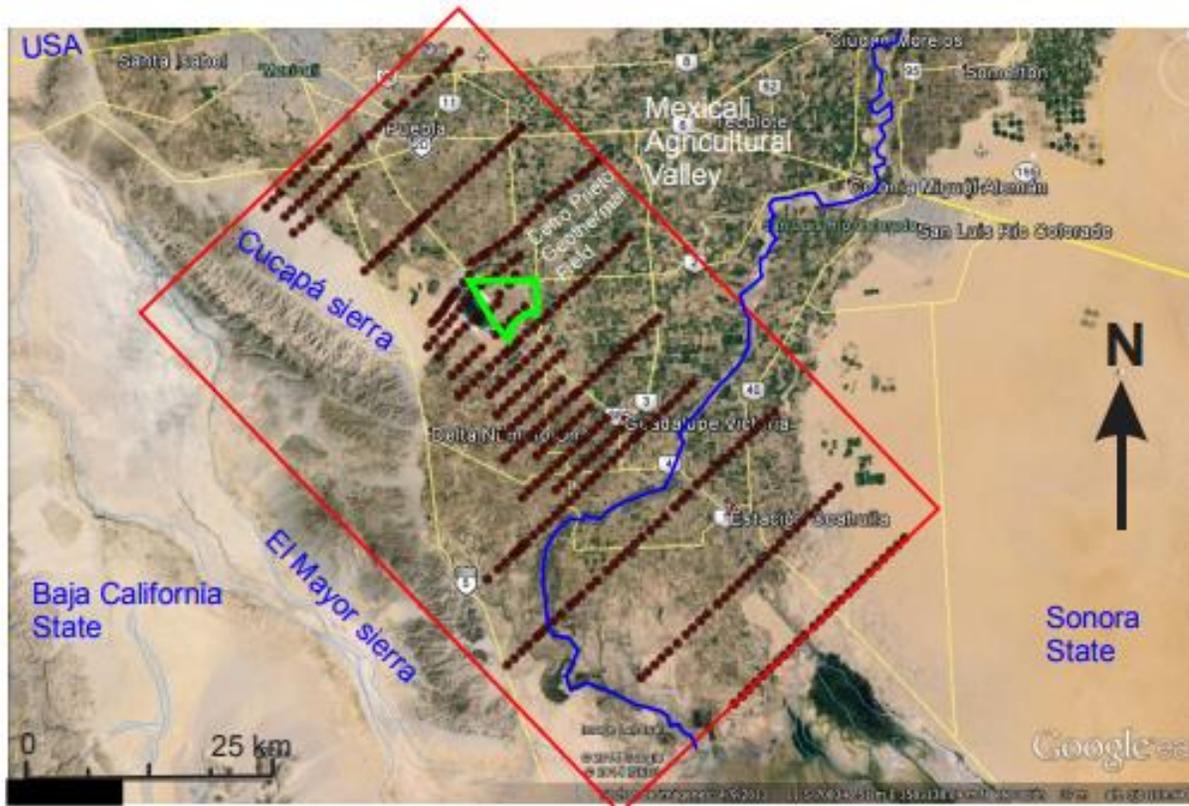


Figura 14. Localización de los perfiles de resistividad utilizados por Pérez-Flores, 2015. Los puntos café muestran la ubicación de los SEV's, el rectángulo rojo representa el área que se utilizó para la inversión en 3D. El polígono verde delimita el área del campo geotérmico de Cerro Prieto y el cauce del río Colorado se encuentra definida por la línea azul.

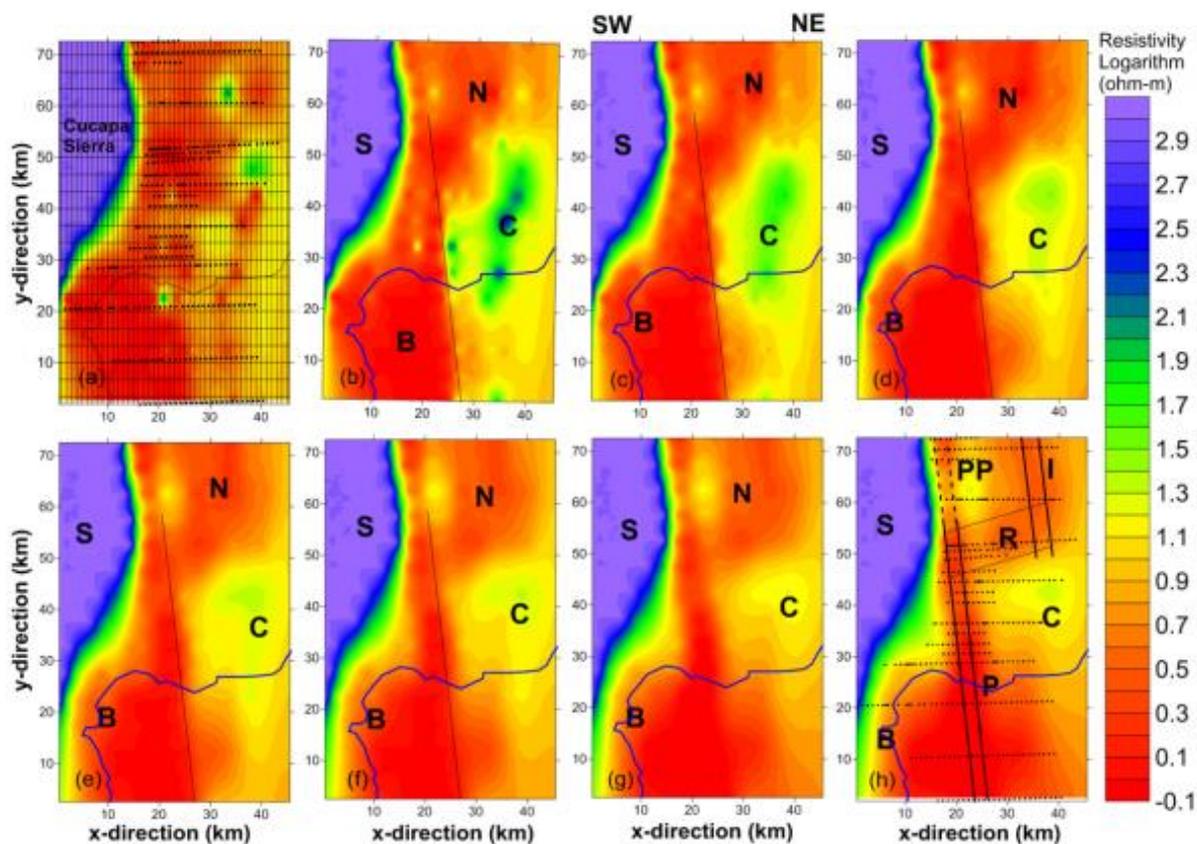


Figura 15. Modelos de resistividad en 3-D. los modelos están representados a diferente profundidades: (a) 100 m, (b) 300 m, (c) 500 m, (d) 700 m, (e) 900 m, (f) 1150 m, (g) 1400 m, (h) 1800 m. S= Área de la sierra, C= zona resistiva del río Colorado, B= Conductor sur, N= Conductor norte, P= Alineación Cerro Prieto, PP= Continuación norte, I= Alineación Imperial, R= Rift conductor (Tomado de Pérez-Flores, 2015).

Hernández-Márquez et al. (2017) obtuvieron un modelo en tres dimensiones de gravimetría utilizando una base de datos de la Dirección de Exploración de PEMEX, consistente de 7853 datos de anomalía de Bouguer. En la figura 16 se muestra el modelo obtenido, el cual se encuentra basado en prismas con distintas densidades, asociadas a los siguientes materiales: mar, sedimentos, rocas metamórficas, rocas metasedimentarias, corteza superior, corteza inferior, nueva corteza, raíz isostática de la Sierra Peninsular y manto.

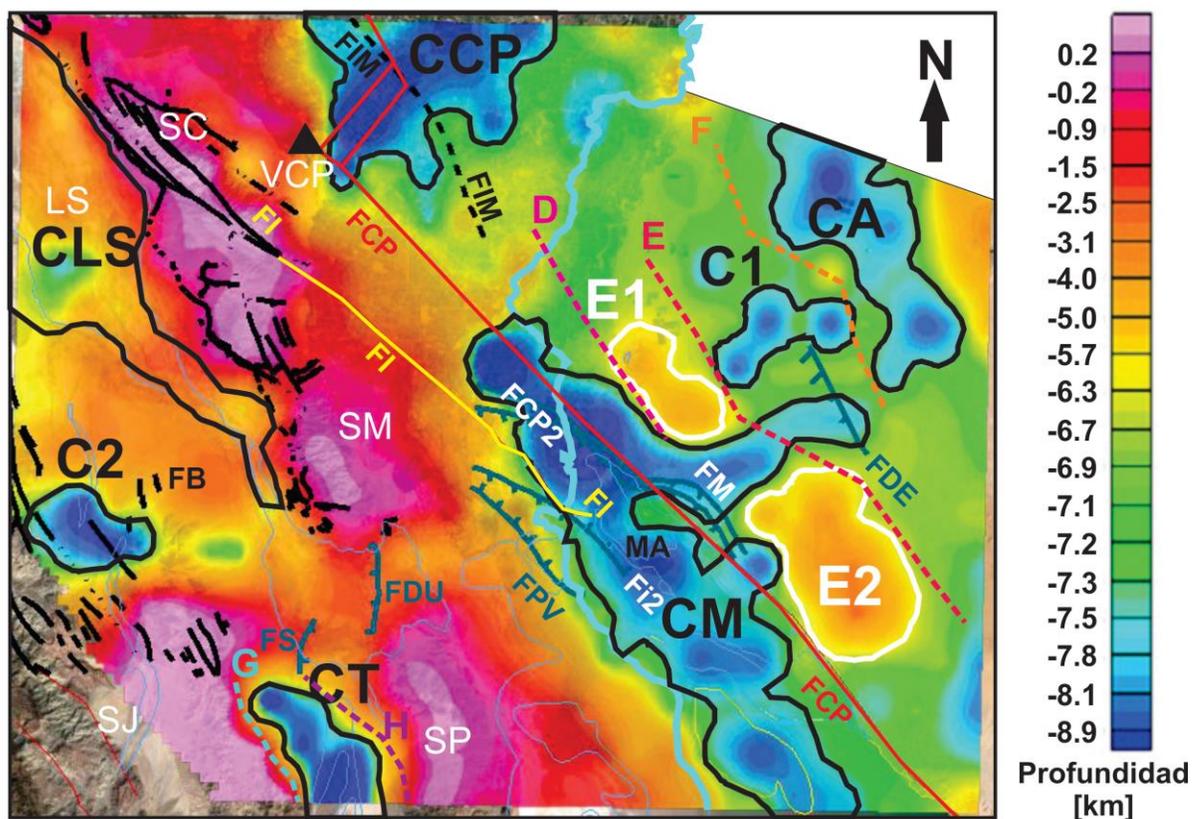


Figura 16. Modelo tridimensional a partir de datos gravimétricos Laguna Salada- Sierra Cucapah-Valle de Mexicali (Hernández-Márquez et al., 2017).

Cortés-Arroyo et al. (2018) realizaron estudios magnetotelúricos en un perfil ubicado en la parte sur del CGCP exactamente en el mismo lugar de uno de nuestros perfiles denominado Perfil A (Figura 17) y presentan modelos de resistividad antes y después de un evento sísmico registrado en abril del 2010. Para la obtención de estos modelos, utilizaron el algoritmo de inversión Occam 2D. En estos modelos se observaron cambios importantes debajo de los sitios marcados como Mx06 y Mx08 en donde se observó una diferencia de la resistividad en un 200% a una profundidad aproximada de 2 km; también observaron otro cambio más pequeño debajo del sitio Mx01.

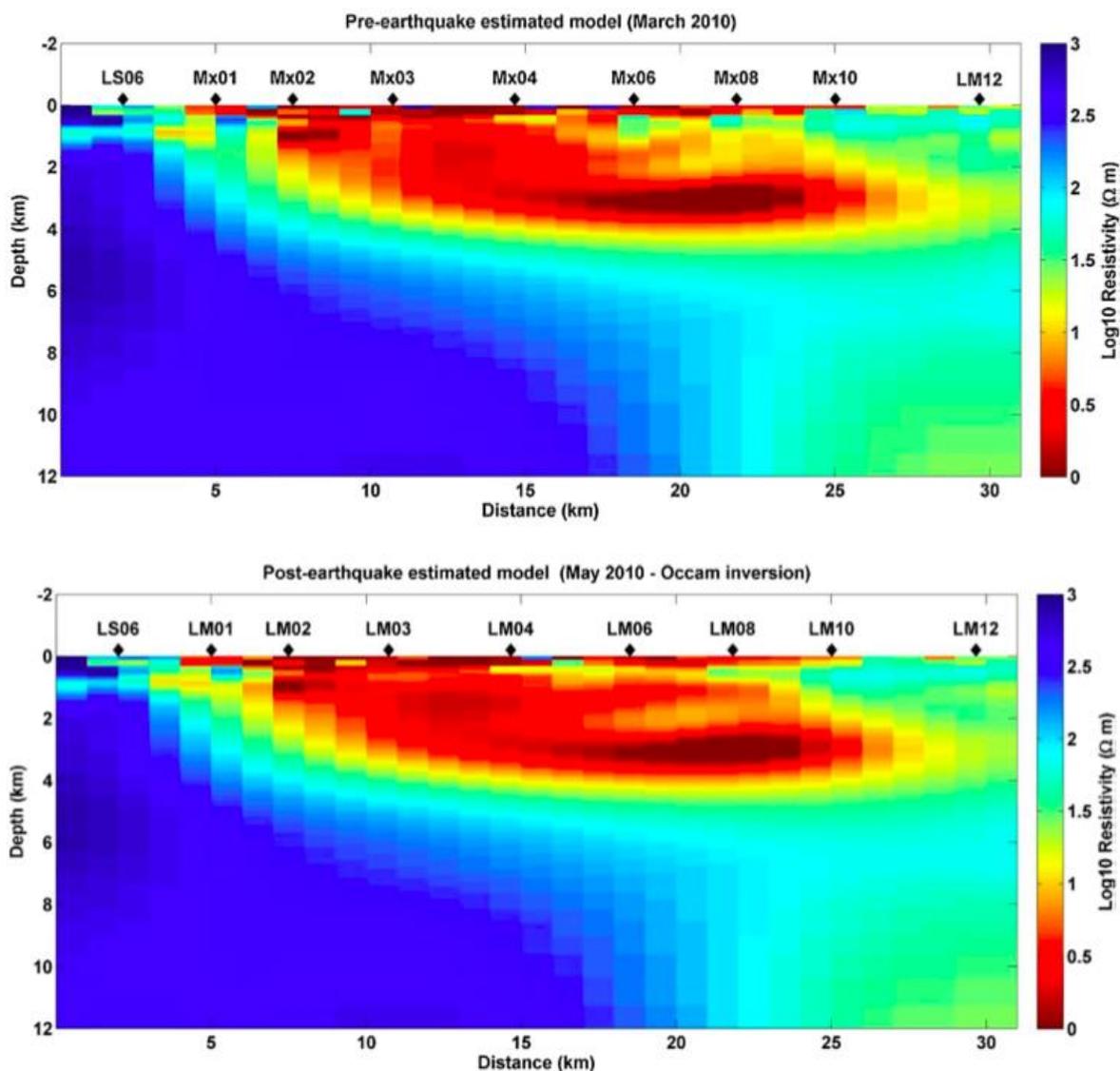


Figura 17. En la parte superior se muestra el modelo obtenido con datos registrados en la campaña de marzo del 2010 (pre-sismo). El modelo obtenido con datos registrados en la campaña de mayo del 2010 (post sismo) se muestra en la parte inferior (tomado de Cortés- Arroyo et al., 2018).

Carrillo et al. (2018), presentan modelos de inversión conjunta utilizando mapas de correspondencia (Figura 18). El modelo de resistividades recuperado por inversión conjunta es muy parecido al recuperado por inversión por separado. El modelo de densidades por otro lado mostró una nueva distribución dando mayor continuidad lateral a los cuerpos, estableciendo una cuenca de contraste de densidad negativa, que coincide con las zonas de resistividades bajas. A partir de los 2000 metros, el contraste de densidad aumenta y se mantiene en valores próximos a cero, en la zona que corresponde a resistividades altas. En general, se observa cómo el modelo de densidad adoptó la estructura del modelo de resistividad.

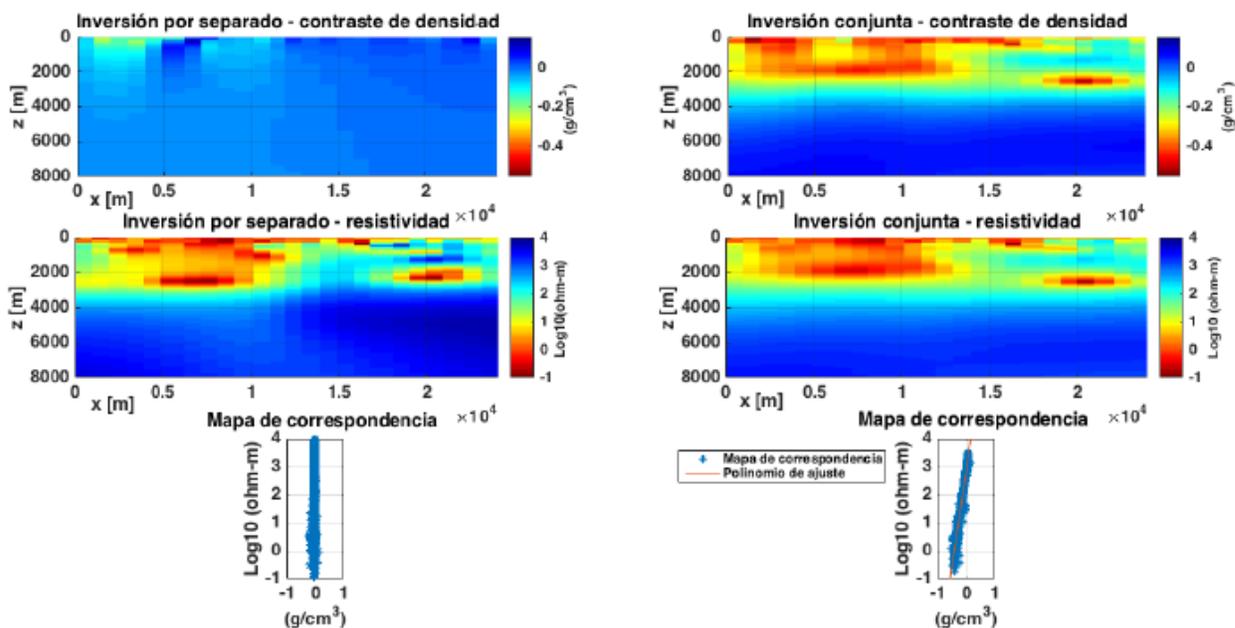


Figura 18. Modelos recuperados de la inversión conjunta del perfil A. Comparación entre los modelos y el mapa de correspondencia de la inversión por separado (izquierda) y la inversión conjunta (derecha) (Tomado de Carrillo et al., 2018).

Tomando como base las investigaciones de Charré (2000) y Pérez-Flores (2015), se realizó la propuesta de la distribución de los perfiles integrados magnetoteléuticos, gravimétricos y magnéticos (Figura 19) para este trabajo, con el objetivo de caracterizar aún mejor la estructura del pull-apart de Cerro Prieto por medio del análisis de las propiedades físicas del subsuelo.

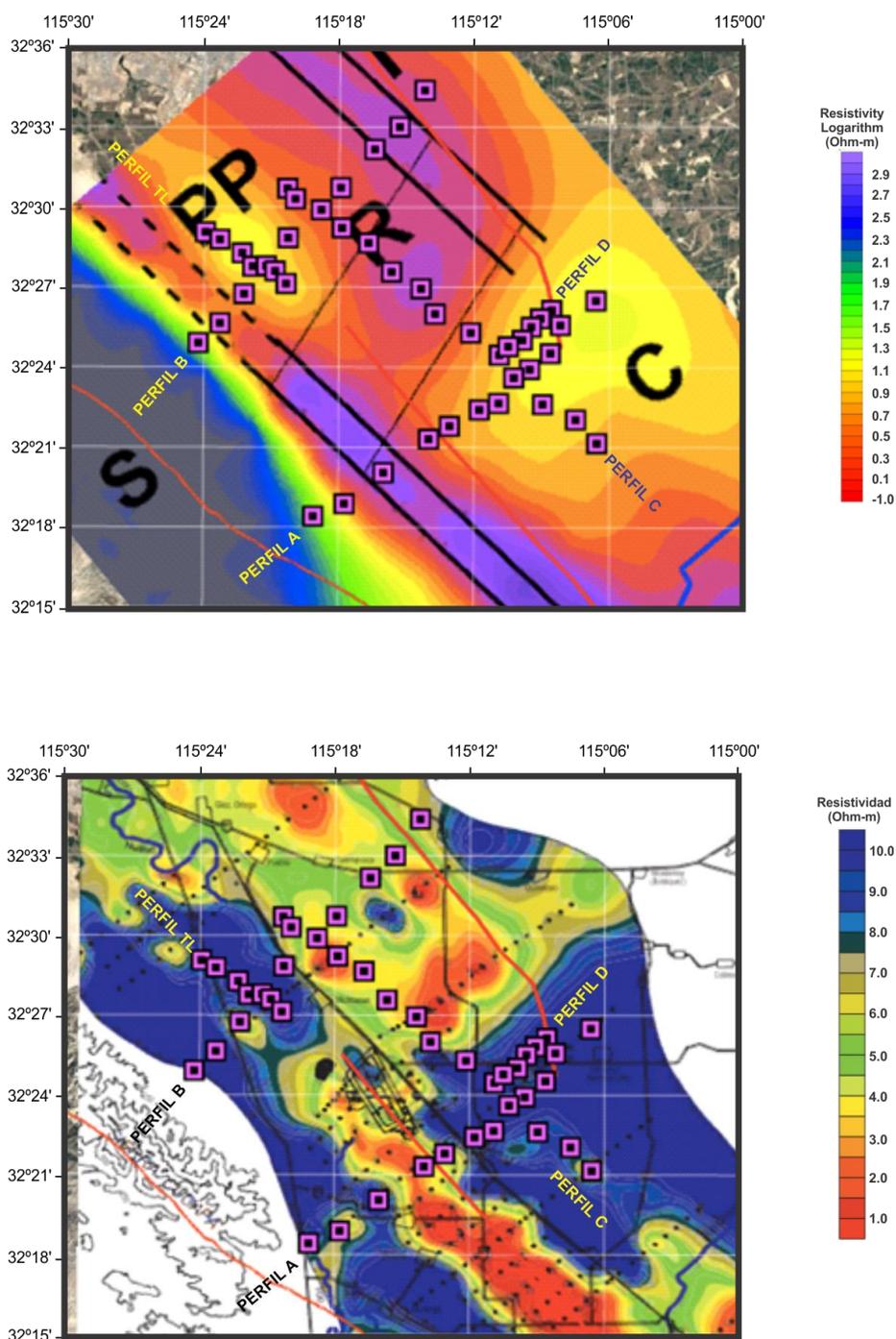


Figura 19. Ubicación de los perfiles integrados magnetotelúricos, gravimétricos y magnéticos, utilizados en este trabajo. Los cuadros magenta indican la ubicación de los sondeos MT. La imagen superior muestra el modelo de resistividad a 1800 m (Tomado de Pérez-Flores, 2015) y la imagen inferior muestra la sección horizontal a 1700 m (Tomado de Charré, 2000).

Capítulo 3. Datos geofísicos empleados

3.1 Adquisición y procesado de datos magnetotelúricos

El método magnetotelúrico (MT) es una técnica de exploración que utiliza la energía electromagnética natural que llega a la superficie de la Tierra, la cual es utilizada para investigar la conductividad eléctrica del subsuelo y fue propuesto originalmente por Tikhonov (1950) y Cagniard (1953). Las ondas electromagnéticas se originan por tormentas eléctricas a escala mundial o perturbaciones electromagnéticas en la ionósfera y se propagan por la atmósfera hasta llegar a la superficie de la Tierra donde inducen corrientes eléctricas en el subsuelo. Las corrientes de altas frecuencias se atenúan en unos cuantos metros por debajo de la superficie, mientras que las de bajas frecuencias pueden alcanzar profundidades de varias decenas de kilómetros (Vozoff, 1991); en nuestro caso particular son de interés las variaciones que van de 10^{-3} a 10^2 Hz.

La técnica de campo consiste en medir la variación temporal de los campos electromagnéticos naturales, utilizando bobinas de inducción para medir las tres componentes de campo magnético y dipolos acoplados en la superficie del terreno para medir las dos componentes horizontales del campo eléctrico (Figura 20).

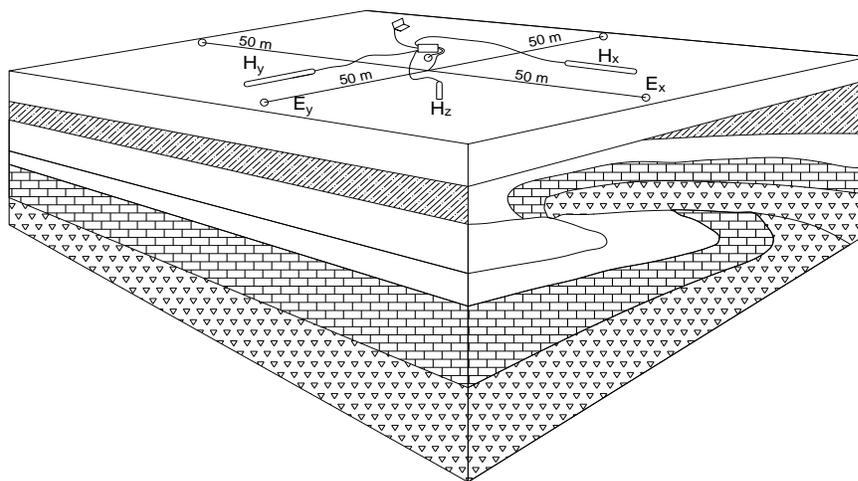


Figura 20. Distribución típica del equipo para obtener las componentes del campo eléctrico (E_x, E_y) y del campo magnético (H_x, H_y, H_z) naturales.

Parámetros de adquisición de datos magnetoteléuricos (MT)

Se recolectaron 40 sitios MT (Tabla 1) a lo largo de los cinco perfiles (nombrados A, B, C, D y TL), la separación entre estaciones fue del orden de 2.5 a 3.5 km (Figura 21). El campo electromagnético natural variable en el tiempo se registró en el rango de frecuencia de 0.001 a 1000 Hz, utilizando (Figura 22):

1. Unidad de adquisición ADU-07 Metronix (Matzander y Wilde, 2007),
2. Electrodo no polarizables EFP-06 de tipo $Pb - PbCl_2$ sellados para conformar dipolos eléctricos de 100m de longitud,
3. Bobinas de inducción MFS-06e, diseñadas para trabajar desde 0.0001 Hz hasta 10 kHz.

Tabla 1. Coordenadas UTM de los sitios MT para cada perfil, obtenidas con un GPS doble frecuencia y procesadas con la base de la Red Geodésica Nacional activa MEXI, ubicada en la ciudad de Mexicali.

PERFIL A			
SITIO	ESTE (X)	NORTE (Y)	ELEVACION
LA01	658391.43	3575799.458	9.484
LA02	660546.387	3576686.878	9.323
LA03	663209.989	3578886.139	10.448
LA04	666325.527	3581263.404	10.971
LA05	667746.62	3582188.139	9.209
LA06	669806.033	3583354.796	9.602
LA07	671129.993	3583831.586	10.298
LA08	672149.249	3585621.695	11.42
LA09	673249.812	3586226.473	11.496
LA10	674661.059	3587343.874	12.442
LA11	675333.479	3589296.542	11.386
LA12	677755.272	3591045.345	17.383

PERFIL B			
SITIO	ESTE (X)	NORTE (Y)	ELEVACION
LB02	651657.349	3589051.185	53.467
LB03	653277.167	3591114.924	8.888
LB04	654799.779	3593070.832	8.463
LB05	656276.088	3595031.039	9.481
LB06	658547.955	3597010.029	10.571
LB07	659880.601	3598575.379	10.842
LB08	662173.77	3601266.145	10.074
LB09	663899.484	3602862.968	11.69
LB10	665587.499	3605430.49	14.813

PERFIL C			
SITIO	ESTE (X)	NORTE (Y)	ELEVACION
LC01	656175.487	3598458.55	9.745
LC02	656716.885	3597738.55	9.909
LC03	660017.602	3595785.67	10.149
LC04	661873.577	3594765.5	11.387
LC05	663511.754	3592801.1	10.276
LC06	665581.316	3591675.96	11.871
LC07	666610.246	3589931.86	9.062
LC08	669094.614	3588679.14	8.095
LC09	671127.274	3587168.27	9.426
LC10	678013.44	3581188.82	14.319

PERFIL D			
SITIO	ESTE (X)	NORTE (Y)	ELEVACION
LD01	671726.8	3587767.07	10.071
LD02	672704.783	3588228.53	8.917
LD03	673305.911	3589145.83	9.13
LD04	673930.21	3589739.51	8.757
LD05	674696.036	3590338.24	10.912

PERFIL TL			
SITIO	ESTE (X)	NORTE (Y)	ELEVACION
TL01	650508.517	3595341.64	8.417
TL02	651535.957	3594857.87	8.468
TL03	653097.924	3593928.48	9.176
TL06	656201.409	3591868.19	10.204

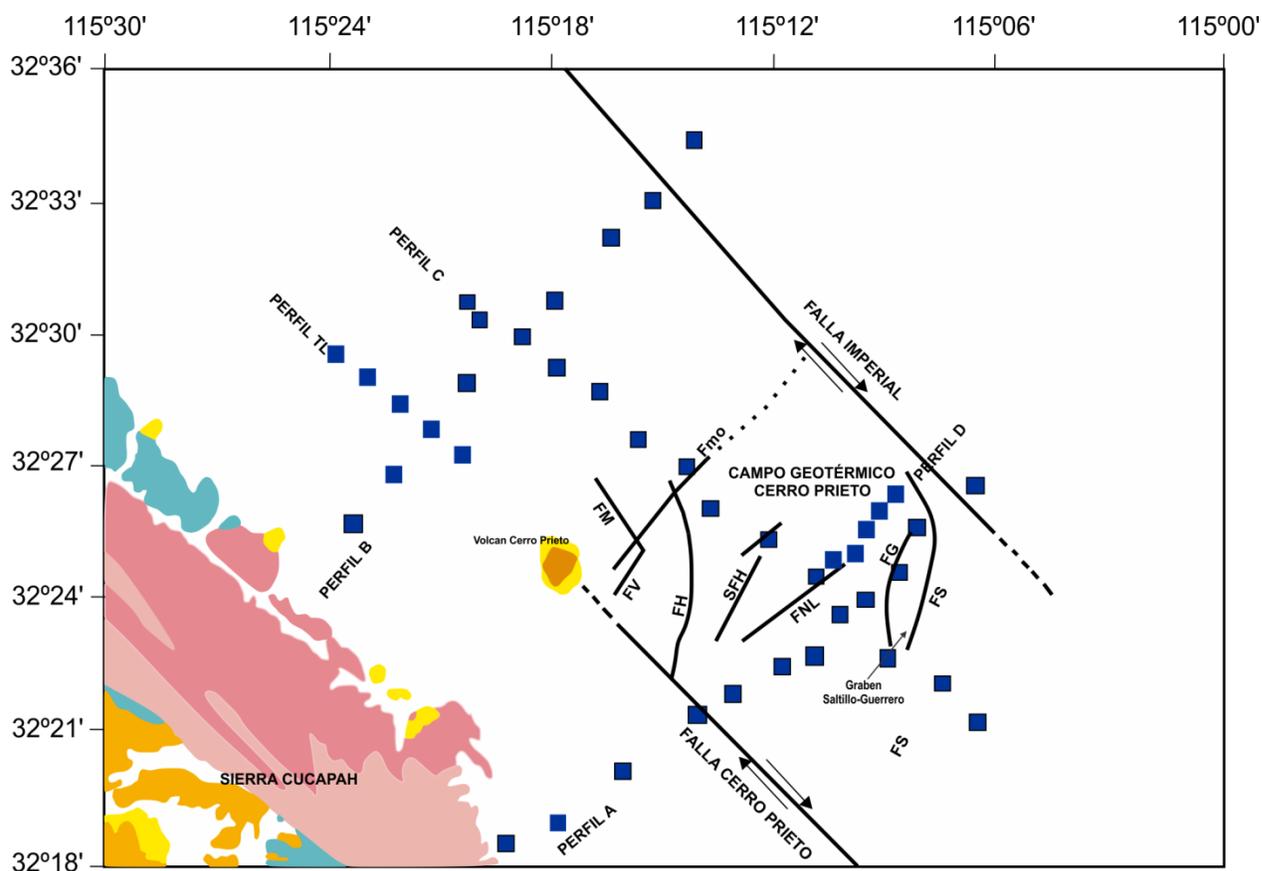


Figura 21. Localización de los perfiles de MT. Los cuadrados azules indican el sitio MT, las líneas negras son las trazas principales de falla en el área.



Figura 22. Equipo utilizado para el registro de las series de tiempo de los datos magnetotelúricos (MT). Consola ADU07, bobinas de inducción y electrodos no polarizables.

Las razones de muestreo utilizadas en campo se muestran en la Tabla 4, primeramente se realiza una prueba rápida con la frecuencia de muestreo de 4096 muestras por segundo (Hz), por un tiempo de 5 minutos, esto para verificar que el equipo se encuentra funcionando correctamente. Después de esta revisión rápida, se realiza la recopilación de las altas frecuencias, con frecuencias de muestreo de 4096 Hz y 1024 Hz, en el intervalo de tiempo mostrado en la tabla 2. Una vez terminadas estas mediciones se procede a medir las variaciones más lentas de los campos electromagnéticos con una frecuencia de muestreo de 128 Hz, en un tiempo estimado entre 8 y 10 horas para cada sitio. Habitualmente, se realiza el trabajo de campo en dos sitios simultáneamente, esto con el fin de que el procesamiento de referencia remota se pueda aplicar para mejorar la calidad de las respuestas.

Tabla 2.- Frecuencias de muestreo en campo.

Banda espectral	Frecuencia de muestreo (Hz)	Tiempo de muestreo (min)
Alta	4096	10-15
Baja	1024	15-20
	128	480-600

Procesamiento de los datos

El objetivo principal del procesamiento de datos MT es el de obtener curvas de resistividad aparente (ρ_a) y fase (ϕ) en función de la frecuencia. Las series de tiempo registradas fueron procesadas utilizando el algoritmo estándar proporcionado por el fabricante del instrumento (Figura 23), esto con el fin de obtener los tensores de impedancia correspondientes.

Las curvas de (ρ_a) y (ϕ) (Figura 24) se obtienen a partir de los valores del tensor de impedancia. La evaluación implica un proceso metódico y cuidadoso ya que se puede presentar algo de ruido en las series de tiempo registradas.

El procesado de los datos involucra una serie de pasos los cuales se mencionan a continuación:

- ❖ Limpieza o depuración de las series de tiempo, esto se realiza por medio del programa Mapros de la compañía Metronix.

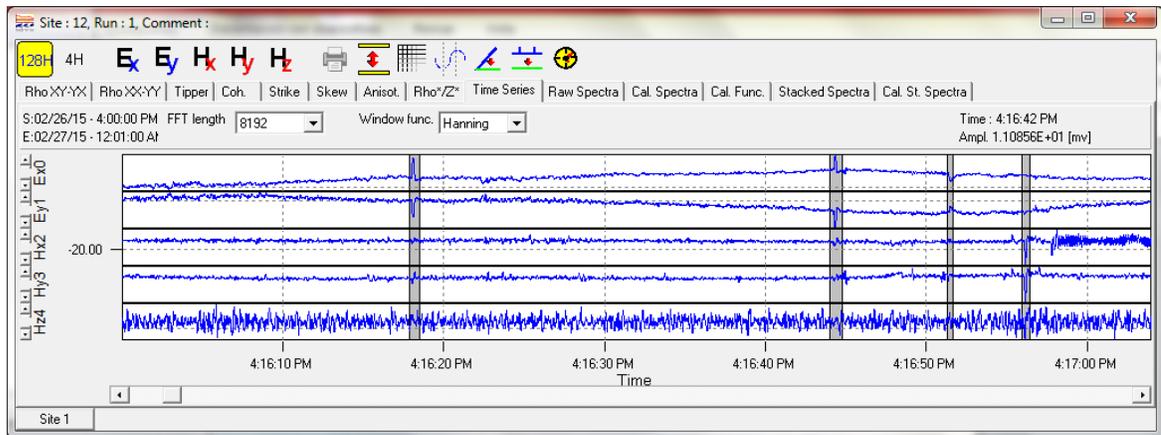


Figura 23. Series de tiempo para el sitio LA-01 (MAPROS), se puede apreciar algunos segmentos de la señal en la que se presenta ruido.

- ❖ Generación de las curvas de resistividad y fase para cada sitio, esto es posible variando parámetros de la estimación del tensor de impedancias, como el tamaño de la ventana, la transformada rápida de Fourier (FFT), restricciones de coherencia entre campos observados, entre otros (Figura 24).

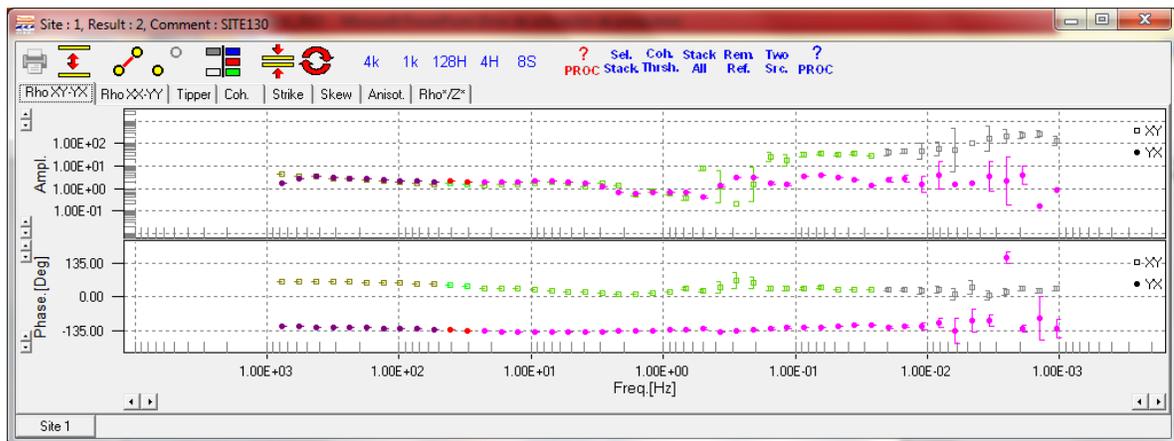


Figura 24. Curvas de resistividad aparente y fase para el sitio LA-01 (MAPROS).

- ❖ Visualización y edición de curvas de resistividad aparente y fase para cada sitio para eliminar las estimaciones con menor coherencia y/o mayor incertidumbre (Figura 25).

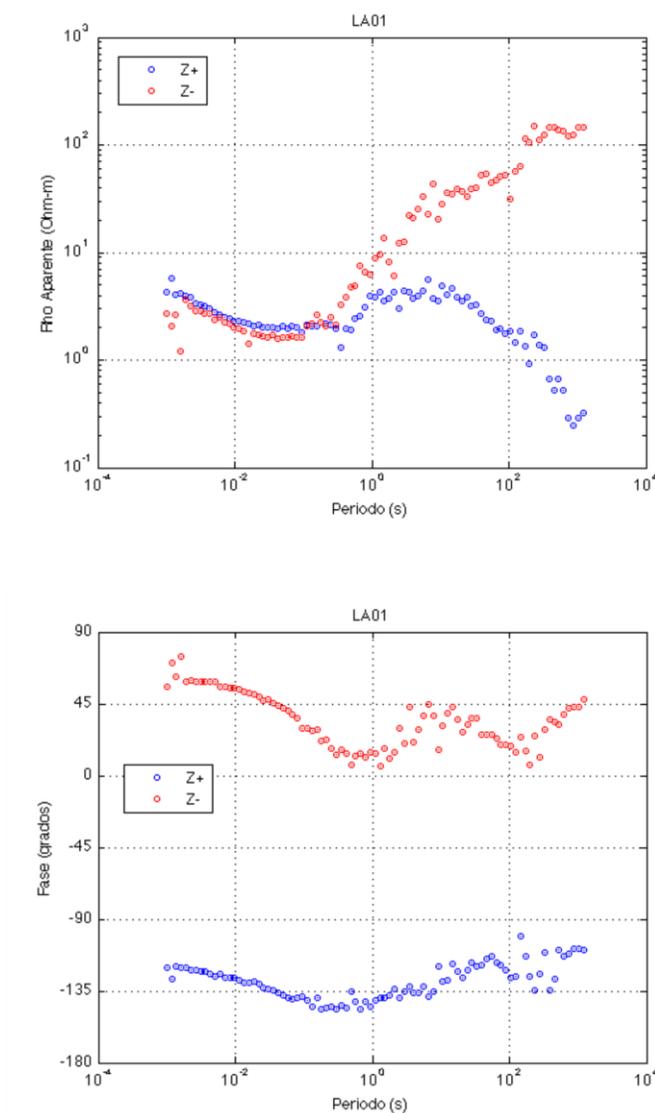


Figura 25. Curvas de resistividad aparente y fase para el sitio LA-01, listas para ser editadas en el programa MTG2015.

Se utilizaron los cuatro elementos del tensor de impedancia para calcular las respuestas invariantes de rotación (Z_+ , Z_-) propuestas por Gómez-Treviño et al. (2014). Este enfoque produce dos curvas de resistividad aparente (ρ_+ , ρ_-) y dos curvas de fase (φ_+ , φ_-), con la particularidad de que son independientes del sistema de coordenadas de medición (Figura 25).

Para un medio con heterogeneidades bidimensionales las resistividades aparentes ρ_+ , ρ_- y sus fases φ_+ , φ_- se reducen exactamente a las impedancias TE y TM; mientras que, en un medio con heterogeneidades tridimensionales, representan un par de respuestas adecuadas para comparar con los

modos TE y TM calculados a partir de cualquier código de inversión bidimensional (Gómez-Treviño et al., 2014).

Además, siguiendo los parámetros de distorsión definidos por Groom y Bailey (1989, 1991), estos invariantes particulares también son inmunes al *twist* pero no al *shear* (Gómez-Treviño et al., 2014). El valor correcto del *shear* para cada sitio se puede encontrar utilizando el enfoque propuesto por los mismos autores o buscando un valor de *shear* que reduzca (φ_+ , φ_-) a las fases calculadas a partir del tensor de fase (Caldwell et al., 2004).

Como se discutió en Gómez-Treviño et al. (2014) los invariantes (Z_+ , Z_-) no identifican TE y TM de manera unívoca, existe una ambigüedad inherente por lo que uno debe usar información independiente para seleccionar si $\rho_+ = \rho_{TM}$ y $\rho_- = \rho_{TE}$, o viceversa. En nuestro caso se realizó un análisis sitio por sitio buscando consistencia lateral entre ubicaciones cercanas y asumiendo que la resistividad TM debería ser menor que TE, para los perfiles A, B y D, orientados SW-NE (Figura 26). Por otro lado, asumimos TM más grande que TE para los perfiles C y TL, orientados SE-NW.

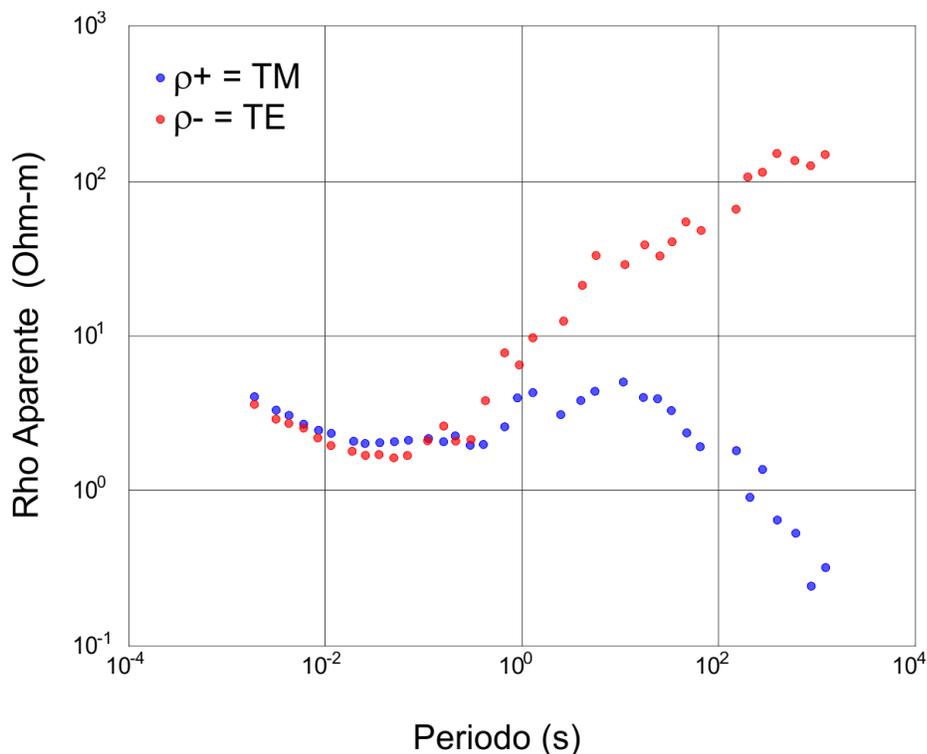


Figura 26. Curvas de resistividad aparente ($\rho_+ = \text{TM}$ y $\rho_- = \text{TE}$) para el sitio LA-01.

Una vez teniendo las curvas de resistividad aparente y fase libres de distorsiones, el siguiente paso es realizar la corrección del efecto estático, el cual es una clase de distorsión local generada por pequeñas heterogeneidades tridimensionales superficiales (Chave y Jones, 2012) y se traduce en un desplazamiento constante (independiente de la frecuencia) de la curva de resistividad aparente sin afectar a las fases. Sin embargo, Jiracek (1990) demostró que el corrimiento estático puede estar causado por la presencia de una topografía abrupta, donde el campo eléctrico primario es perpendicular a la superficie topográfica.

Según Pellerin y Hohmann (1990) la manera de corregir esta distorsión es utilizando una metodología que no se vea afectada y nos permita conocer la resistividad en la zona más superficial. Actualmente es muy común emplear sondeos transitorios electromagnéticos (TEM) para eliminar el efecto estático en los datos de MT, esta técnica es la más adecuada para eliminar el efecto estático y estima la conductividad en los primeros metros de profundidad. Una vez que se conoce el valor de resistividad en periodos cortos, podemos mover las curvas a ese nivel y hacer la corrección estática para poder modelar de manera correcta los datos MT.

Con el fin de realizar la corrección del efecto estático (Figura 27) se efectuaron sondeos en la mayoría de los sitios de MT (Figura 21) utilizando un equipo Geonics TEM 57, con una espira transmisora de 100 x 100 m, la corriente inyectada fue del orden de los 12.5 amperes, las frecuencias de repetición de la forma de onda periódica de la corriente en la espira transmisora fueron de 30, 7.5 y 3 Hz con anchos de rampa de apagado de 45, 40 y 41 μ s respectivamente. Con esto se obtuvieron modelos 1D los cuales se pueden consultar en el anexo 2.

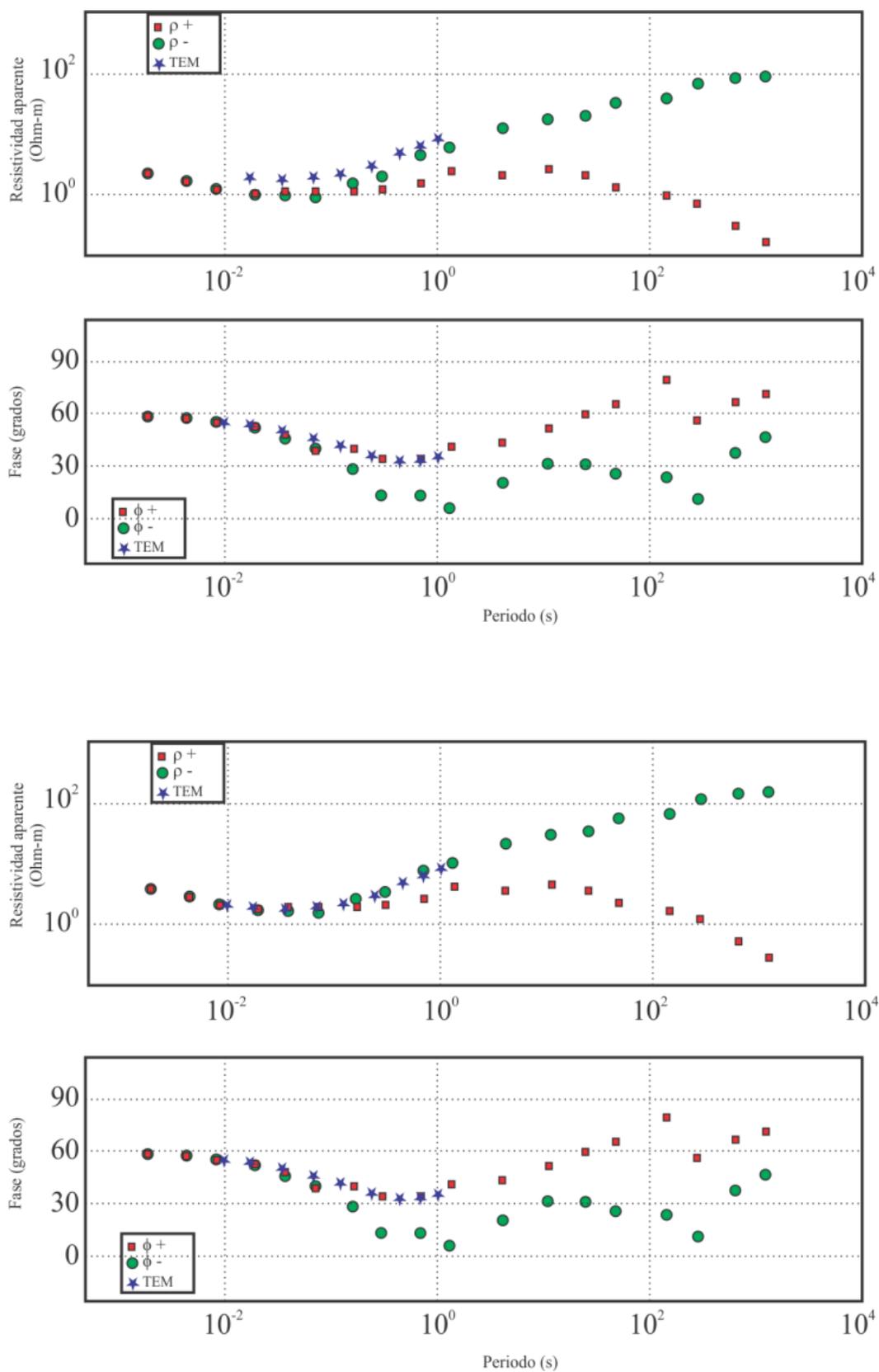


Figura 27. Ejemplo de la corrección estática para el sitio LA-01, las resistividades correspondientes se encuentran dadas por ρ_+ (rojo), ρ_- (verde) y la fase ϕ_+ (rojo), ϕ_- (verde), la estrella color azul representa los datos TEM.

3.2 Adquisición y corrección de datos gravimétricos.

El método gravimétrico se basa en la medición de variaciones en la atracción de la gravedad causadas por la distribución heterogénea de densidad de masa en las rocas del subsuelo. Aunque estas variaciones tienen diversos orígenes, en la exploración geofísica son de gran interés aquellas que se deben a los cambios de la densidad de las rocas debajo de su superficie.

El interés principal de la exploración gravimétrica se enfoca en determinar las variaciones de la densidad de las rocas en el subsuelo, sin embargo, cuando se mide la aceleración de la gravedad en la superficie, el resultado es la contribución de todos los materiales dentro y fuera de la Tierra, debido a esto, se debe de eliminar la parte de la medición que no nos interesa y solo quedarnos con la parte que corresponde al efecto de las rocas del subsuelo, esto se realiza haciendo una serie de correcciones a los valores de gravedad observados.

Adquisición de datos

El instrumento utilizado para realizar la adquisición de los datos fue un Gravímetro marca Scintrex modelo CG-5 del tipo lineal (Figura 28), con una resolución de 1 μGal , una repetibilidad de menos de 10 μGal y un rango operacional de más de 8000 mGal. Este gravímetro mide a una frecuencia de 6 Hz durante un período de tiempo definido por el usuario, el cual como mínimo es de 1 segundo. El elemento sensor se basa en un sistema elástico de cuarzo fundido en el cual la fuerza gravitacional sobre la masa de prueba es balanceada por un resorte y una pequeña fuerza electrostática restauradora (Scintrex Limited, 2009).

Se recopilaron 92 datos de gravedad (Tabla 3) ubicados exactamente en los mismos perfiles A, B, C, D y TL de los levantamientos MT (Figura 29), el espaciamiento entre estaciones conservó una variación entre 1 a 1.5 km. Se tuvo especial cuidado en que la toma de datos fuera realizada por la misma persona y evitar realizar movimientos en los alrededores para tener una lectura más limpia.



Figura 28. Gravímetro marca Scintrex modelo CG-5.

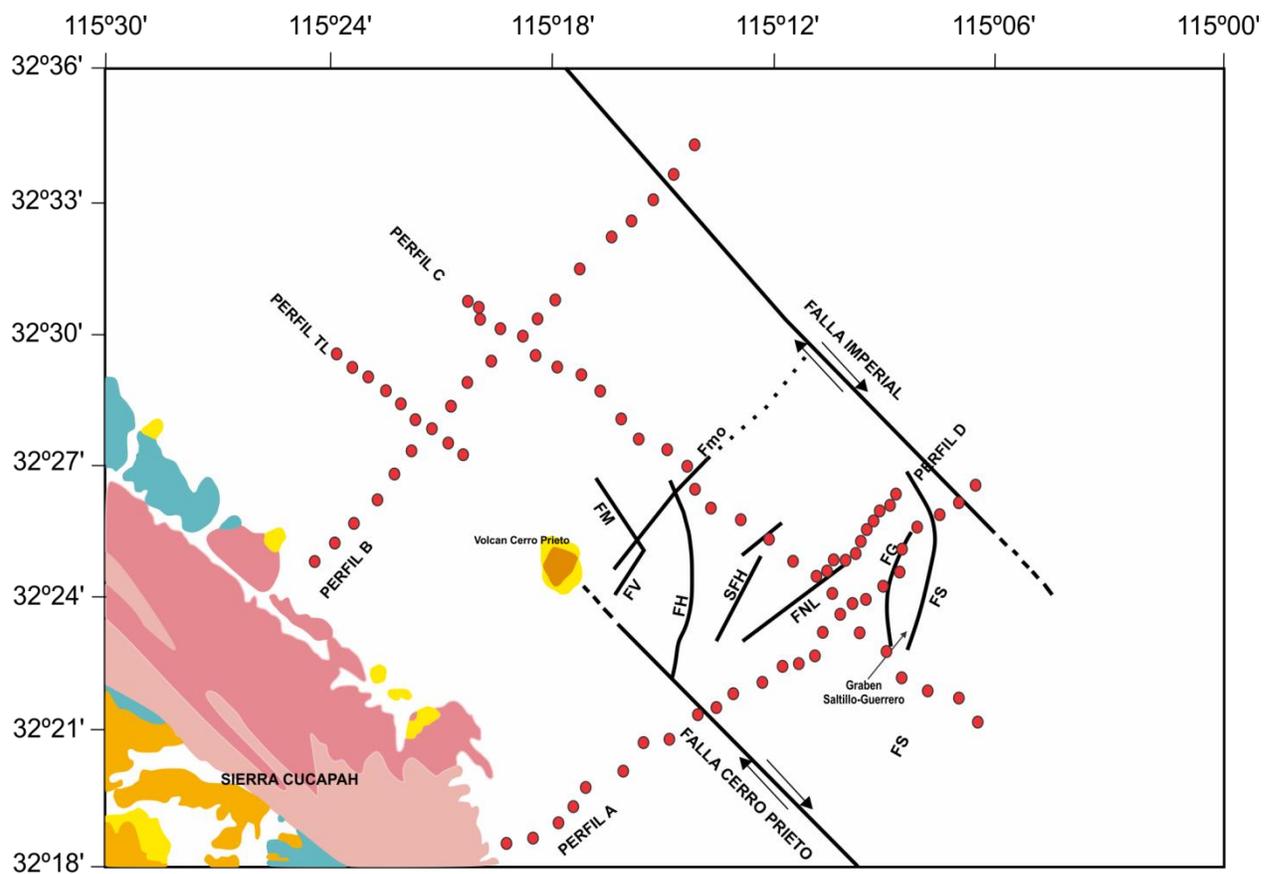


Figura 29. Localización de los datos Gravimétricos y Magnéticos.

Tabla 3. Coordenadas UTM de los sitios gravimétricos y magnéticos para cada perfil, obtenidas con un GPS doble frecuencia y procesadas con la base de la Red Geodésica Nacional activa MEXI, ubicada en la ciudad de Mexicali.

PERFIL A			
SITIO	ESTE (X)	NORTE (Y)	ELEVACION
LA01	658391.43	3575799.458	9.484
LA01-LA02	659360.539	3576277.767	9.017
LA02	660546.387	3576686.878	9.323
LA02-LA03	661640.768	3577999.362	9.738
LA03	663209.989	3578886.139	10.448
LA03-LA04-1	664216.433	3580014.404	11.017
LA03-LA04-2	665400.428	3580217.097	11.03
LA04	666325.527	3581263.404	10.971
LA04-LA05	667011.221	3581892.163	9.976
LA05	667746.62	3582188.139	9.209
LA05-LA06	668671.253	3582861.538	8.768
LA06	669806.033	3583354.796	9.602
LA06-LA07	670534.249	3583486.223	9.78
LA07	671129.993	3583831.586	10.298
LA07-LA08	671446.564	3584982.03	10.034
LA08	672149.249	3585621.695	11.42
LA08-LA09	672725.044	3586055.519	11.379
LA08-LC10	673123.859	3584744.183	12.177
LA09	673249.812	3586226.473	11.496
LA09-LA10	673996.173	3586819.03	11.817
LA10	674661.059	3587343.874	12.442
LA10-LA11	674915.315	3588321.51	12.114
LA11	675333.479	3589296.542	11.386
LA11-LA12-1	677033.106	3590330.661	16.099
LA11-LA12-2	676190.024	3589681.178	14.272
LA12	677755.272	3591045.345	17.383

PERFIL B			
SITIO	ESTE (X)	NORTE (Y)	ELEVACION
LB01	650153.534	3587662.026	122.128
LB01-LB02	651034.667	3588335.379	85.052
LB02	651657.349	3589051.185	53.467
LB02-LB03	652443.948	3590076.061	13.167
LB03	653277.167	3591114.924	8.888
LB03-LB04	654018.439	3591976.894	9.114
LB04	654799.779	3593070.832	8.463
LB04-LB05	655481.441	3594027.997	9.018
LB04-TL05	655173.506	3592761.709	9.468
LB05	656276.088	3595031.039	9.481
LB05-LB06	657375.208	3595730.862	9.938
LB05-LC02	656440.239	3596418.358	9.668
LB06	658547.955	3597010.029	10.571
LB06-LB07	658883.639	3597759.075	11.148
LB06-LC02	657782.326	3597482.05	10.615
LB07	659880.601	3598575.379	10.842
LB07-LB08	661018.263	3599972.456	12.109
LB08	662173.77	3601266.145	10.074
LB08-LB09	662798.213	3601826.34	11.025
LB09	663899.484	3602862.968	11.69
LB10	665587.499	3605430.49	14.813
LB10-LB09	664759.181	3604076.675	12.069

PERFIL C			
SITIO	ESTE (X)	NORTE (Y)	ELEVACION
LC01	656175.487	3598458.546	9.745
LC01-LC02	656413.764	3598161.638	10.307
LC02	656716.885	3597738.545	9.909
LC02-LC03	659109.063	3596232.227	10.77
LC03	660017.602	3595785.668	10.149
LC03-LC04	660942.989	3595364.685	11.079
LC04	661873.577	3594765.5	11.387
LC04-LC05	662851.082	3593620.889	11.801
LC05	663511.754	3592801.098	10.276
LC05-LC06	664554.571	3592435.081	9.873
LC06	665581.316	3591675.96	11.871
LC06-LC07	666103.13	3590765.378	10.799
LC07	666610.246	3589931.863	9.062
LC07-LC08	668008.779	3589538.551	7.475
LC08	669094.614	3588679.141	8.095
LC08-LC09	670072.439	3587820.756	8.113
LC09	671127.274	3587168.266	9.426
LC09-LC01	671468.897	3587442.588	9.996
LC10	674201.6	3583802.764	13.624
LC10-LC11	675304.056	3583391.129	14.037
LC11	676514.176	3582785.318	14.214
LC11-LC12	677562.948	3582262.891	14.335
LC12	678013.44	3581188.819	14.319

PERFIL D			
SITIO	ESTE (X)	NORTE (Y)	ELEVACION
LD01	671726.8	3587767.074	10.071
LD01-LD02	672232.56	3588005.961	9.111
LD02	672704.783	3588228.527	8.917
LD02-LD03	673056.208	3588701.158	8.735
LD03	673305.911	3589145.83	9.13
LD03-LD04	673764.516	3589376.749	8.956
LD04	673930.21	3589739.507	8.757
LD04-LD05	674237.961	3590020.507	9.421
LD05	674696.036	3590338.237	10.912

PERFIL TL			
SITIO	ESTE (X)	NORTE (Y)	ELEVACION
TL01	650508.517	3595341.638	8.417
TL01-TL02	651042.293	3595090.027	8.446
TL02	651535.957	3594857.868	8.468
TL02-TL03	652367.466	3594256.81	9.031
TL03	653097.924	3593928.48	9.176
TL03-TL04	653488.404	3593398.315	9.386
TL04	653850.011	3593012.45	9.333
TL04-LB04	654174.493	3592869.959	9.302
TL05	655413.547	3592714.258	9.227
TL05-TL06	655613.134	3592284.72	9.457
TL06	656201.409	3591868.188	10.204

Corrección por marea y deriva instrumental.

Las atracciones gravitacionales del Sol y de la Luna causan el efecto de las mareas en los océanos, la atmósfera y el cuerpo sólido de la Tierra, esto produce pequeñas deformaciones en la superficie. La variación por marea influye sobre los datos gravímetros, y es necesario realizar esta corrección. Los gravímetros de última generación son capaces de registrar este efecto con un rango de hasta 0.3 mGal

(Telford et al., 2004), así mismo, también existen distintos algoritmos computacionales que calculan la corrección por mareas tomando en cuenta la latitud, fecha y hora de adquisición de los datos.

La deriva instrumental corresponde a las variaciones causadas por cambios de temperatura en el ambiente o por la fatiga del instrumento de medición (Lowrie, 2007). Para realizar esta corrección, se repite la lectura cada 1-2 horas en una misma estación base (Figura 30) para determinar la deriva del instrumento.

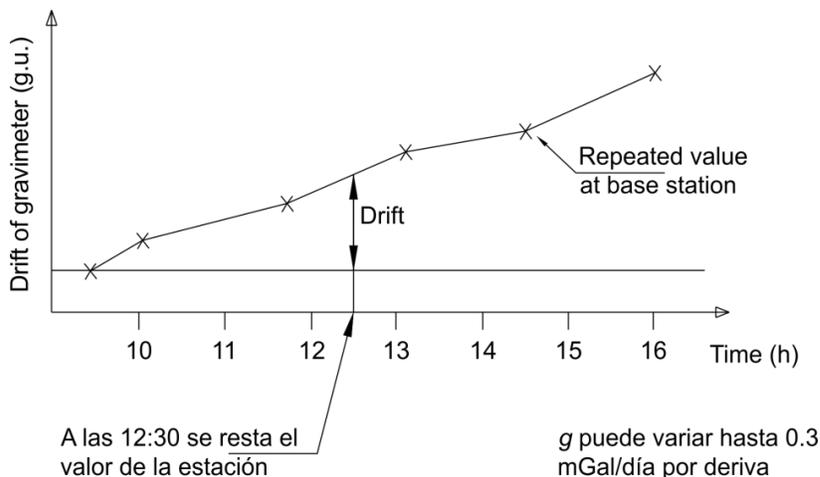


Figura 30. Curva que nos indica como corregir por deriva del instrumento

Corrección por latitud (posición debido a su masa, forma y rotación de la tierra).

La gravedad en un punto sobre la Tierra, varía con la latitud debido a la forma no esférica de la Tierra y porque la velocidad angular de un punto en la superficie disminuye desde un máximo en el ecuador hasta cero en los polos (Figura 31a). La forma de la Tierra (Figura 31b) se asemeja a un elipsoide, debido a esto, los puntos en el ecuador se encuentran más alejados del centro de masa de la Tierra que los puntos en los polos, lo que causa una variación de la gravedad que aumenta desde el ecuador hacia los polos (Kearey et al., 2002).

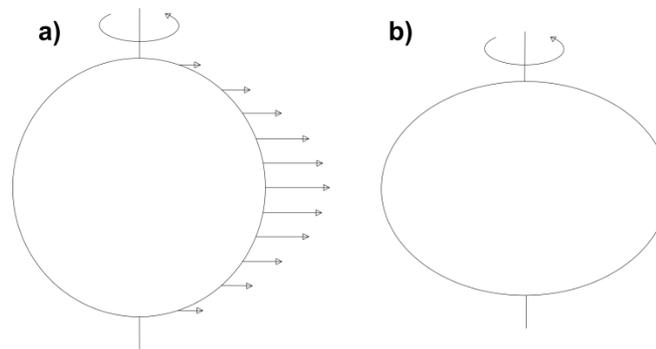


Figura 31. a) Variación de la velocidad angular con la latitud alrededor de la Tierra representado con vectores. b) Forma elipsoidal de la Tierra, achatado en los polos.

Para realizar esta corrección se calcula el valor de gravedad en el nivel del mar en cualquier punto de la superficie de un elipsoide de referencia, mediante la fórmula (1) y se resta de la gravedad observada para obtener corrección por latitud.

$$G_T = \frac{g_e(1 + k(\sin \varphi)^2)}{\sqrt{1 - e^2 \sin^2 \varphi}} \quad (1)$$

donde

$\varphi = \text{latitud}$

$g_e = 978032.67715 \text{ mGal}$

$k = 0.001931851353$

$e^2 = 0.0066943800229$

Corrección de aire libre y de Bouguer (posición relativa sobre la superficie de la Tierra).

La corrección de aire libre consiste en el efecto de la altura del lugar de observación con relación a una plano de referencia o datum (Hinze et al., 2005). Esta corrección ignora los efectos de la masa del material presente entre la posición de la medición y el datum (Lowrie, 2007) y es positiva si la estación

está por encima del nivel del mar y negativa si está por debajo. La ecuación tradicional de primer orden está dada por:

$$\delta g_h = 0.3086 \times h \quad (2)$$

donde

δg_h = corrección de aire libre en *mGal*

h es la altura elipsoidal (elevación del sitio de medición) en metros

A diferencia de la corrección de aire libre que sólo toma en cuenta el cambio de altura entre las estaciones y el plano de referencia, la corrección de Bouguer suprime el efecto de la gravedad de la masa entre el datum vertical y el sitio de observación (Hinze et al., 2005). Para calcular esta corrección se emplea la ecuación que plantea (LaFehr, 1991).

$$\delta g_{BC} = 2\pi G\rho[(1 + \mu)h - \lambda R] \quad (3)$$

donde

δg_{BC} = corrección de Bouguer en *mGal*

G = constante gravitacional

ρ = densidad del material

μ y λ = coeficientes sin dimensiones definidos por LaFehr

h = altura elipsoidal

Estos procedimientos de corrección se encuentran detallados en la mayoría de los libros de exploración geofísica (cf. Dobrin y Savit, 1988) y de métodos potenciales (cf. Blakely, 1996).

Los datos de gravedad se corrigieron para deriva instrumental, marea, latitud, aire libre y losa de Bouguer, para producir anomalías simples de Bouguer.

Un mayor enfoque de los datos se logra a través de la separación de efectos asociados a cuerpos mayores (o muy profundos) de efectos más locales (separación regional-residual).

Para obtener una anomalía residual (Figura 32) adecuada para la inversión conjunta, se eliminó la tendencia regional utilizando el mapa de anomalías de Bouguer más amplio disponible en el área (Figura 26) y los afloramientos de basamento más cercanos como referencia para dejar solo anomalías negativas para la cuenca.

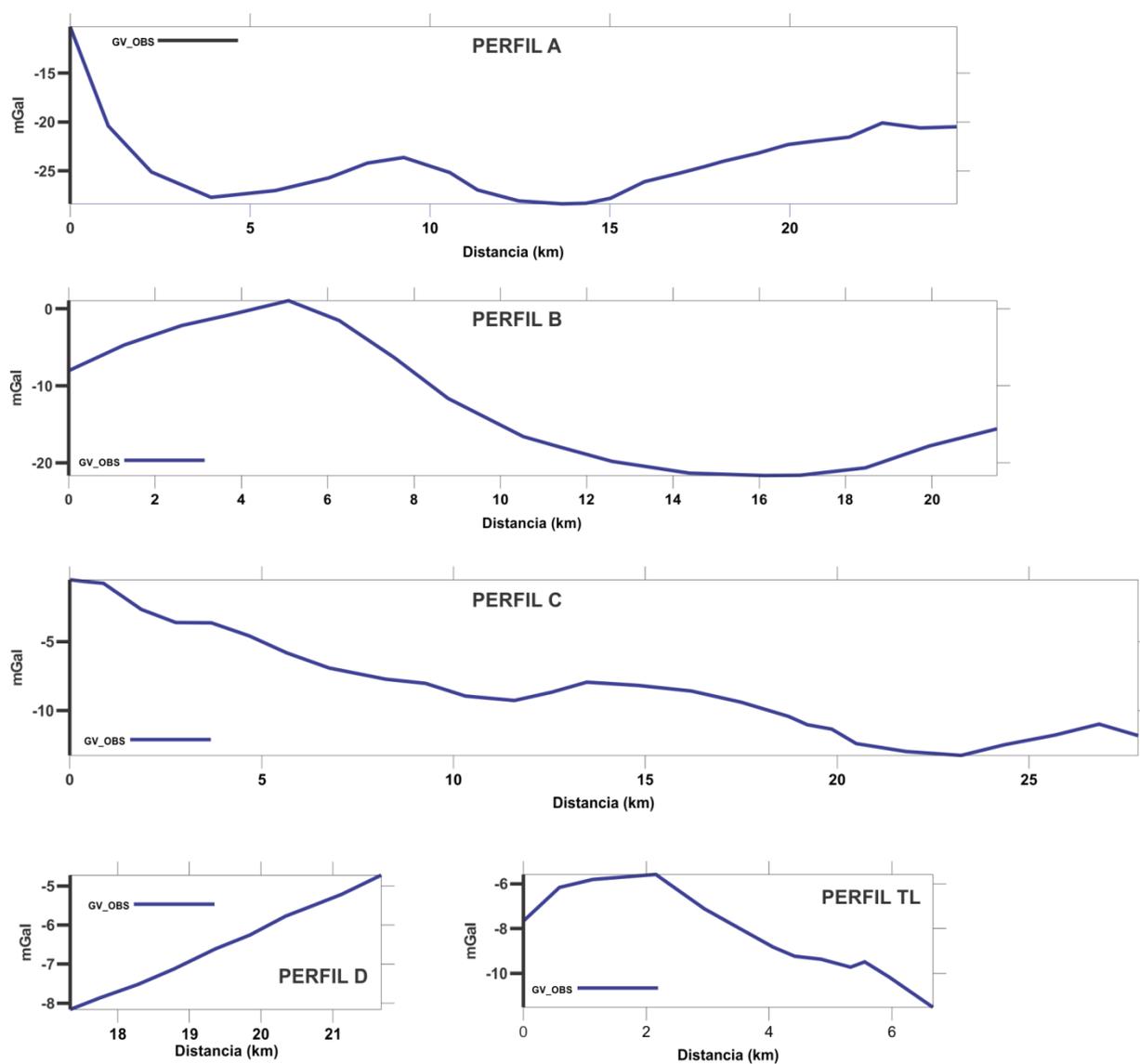


Figura 32. Curvas con los valores de datos gravimétricos para los cinco perfiles seleccionados para este trabajo (Figura 29).

3.3 Adquisición y corrección de datos Magnéticos

Las anomalías magnéticas detectadas a través de estudios magnéticos en terreno se explican con variaciones en la susceptibilidad magnética y/o la magnetización remanente de las rocas. Estas propiedades físicas solo existen a temperaturas menores a la temperatura de Curie (578°C para la magnetita, 675°C para la hematita y 350°-150°C para la titanomagnetita). En consecuencia las rocas causantes de las anomalías magnéticas podemos encontrarlas hasta una profundidad máxima de 30 a 40 km en condiciones de un gradiente normal de temperatura (Lowrie, 2007). El método magnético consiste en estimar la distribución de las propiedades magnéticas de las rocas del subsuelo midiendo el campo magnético estacionario en distintos puntos en la superficie del terreno.

Con el fin de conservar la misma distribución de datos potenciales en los perfiles, la adquisición de los 92 datos magnéticos se realizó en los mismos sitios en donde se obtuvieron los datos gravimétricos (Tabla 5), conservando el espaciamiento entre las estaciones. Para este fin se utilizó un magnetómetro Overhauser (Gem Systems) modelo G 356, con una precisión de 0.5 nT, con memoria interna para el almacenamiento de los datos (Figura 33).

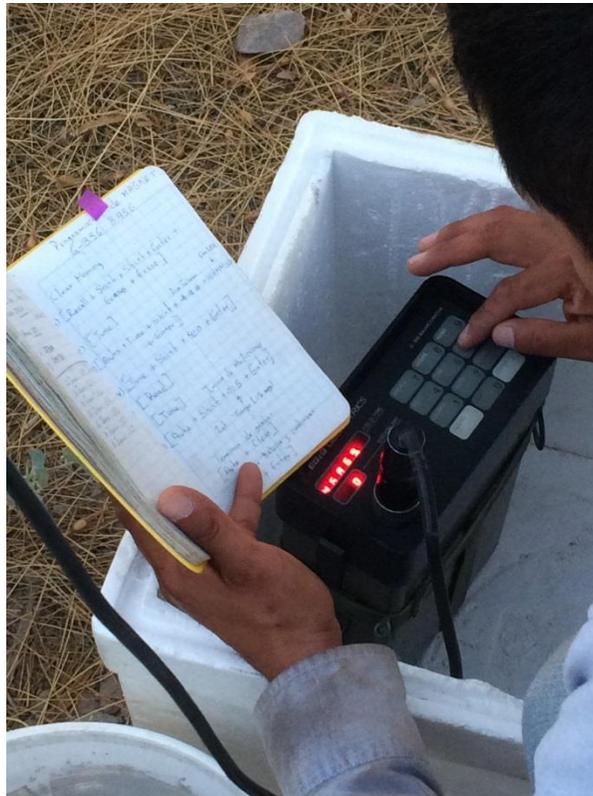


Figura 33. Magnetómetro Overhauser modelo G-356

Las principales correcciones que se le realizan a este tipo de datos son por variación diurna y por IGRF.

Corrección por variación diurna

El campo magnético terrestre presenta ligeras variaciones debido a la actividad solar, a corrientes ionosféricas, tormentas eléctricas, etc., por este motivo es necesario realizar un monitoreo constante en una estación fija (estación base), para eliminar las variaciones temporales y dejar solamente el campo dipolar estacionario.

Corrección por IGRF

A la representación matemática del campo magnético de la Tierra se le conoce como Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF por sus siglas en inglés) y la propiedad más importante a tener en cuenta es la simetría esférica y la posición de un punto P, en cualquier ubicación de la superficie de la Tierra (Telford et al., 1990). Esta representación matemática se basa en una serie de armónicos esféricos con coeficientes de Gauss y está dada por la siguiente ecuación:

$$V(r, \theta, \phi, t) = R \sum_{l=1}^L \sum_{m=0}^l \left(\frac{a}{r}\right)^{l+1} (g_l^m(t) \cos(m\phi) + h_l^m(t) \sin(m\phi)) P_l^m(\cos \theta) \quad (4)$$

donde

r = Distancia desde el centro de la Tierra a un punto determinado

L = Máximo grado de expansión de la serie de armónicos esféricos

ϕ = Longitud Este

θ = Colatitud

a = Radio de la Tierra

g_l^m y h_l^m = Coeficientes de Gauss

$P_l^m \cos \theta$ = Funciones de Legendre de grado l y orden m .

Esta ecuación se revisa habitualmente por la Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía (IAGA). El IGRF no es perfecto ya que los armónicos que utiliza se encuentran basados en pocas y dispersas observaciones magnéticas

Anomalía de campo total

Como se mencionó anteriormente, los valores de campo magnético se corrigen por variación diurna empleando una estación magnética base o datos de un observatorio geomagnético. Esto se realiza de la siguiente manera:

- Obtener el promedio de las mediciones de la estación base de todos los días.
- A cada valor de la estación base se le resta el campo promedio, obteniendo de esta forma, el valor de la variación diurna.
- A los datos observados en cada estación de monitoreo se le resta el valor de variación diurna correspondiente a la hora de medición, tanto de la base como de los datos observados, obteniendo con esto el campo magnético total.
- Teniendo la corrección por variación diurna, el siguiente paso es sustraer el IGRF para el área de interés, con la finalidad de obtener solamente el valor de la anomalía magnética producida por cuerpos geológicos locales.

Los datos magnéticos se corrigieron para la variación diurna, así como para IGRF, y la anomalía resultante de la intensidad magnética total (TMI) se promedió a cero para aislar las anomalías magnéticas locales relevantes. Los datos de TMI resultantes (Figura 34) se utilizaron para la inversión conjunta.

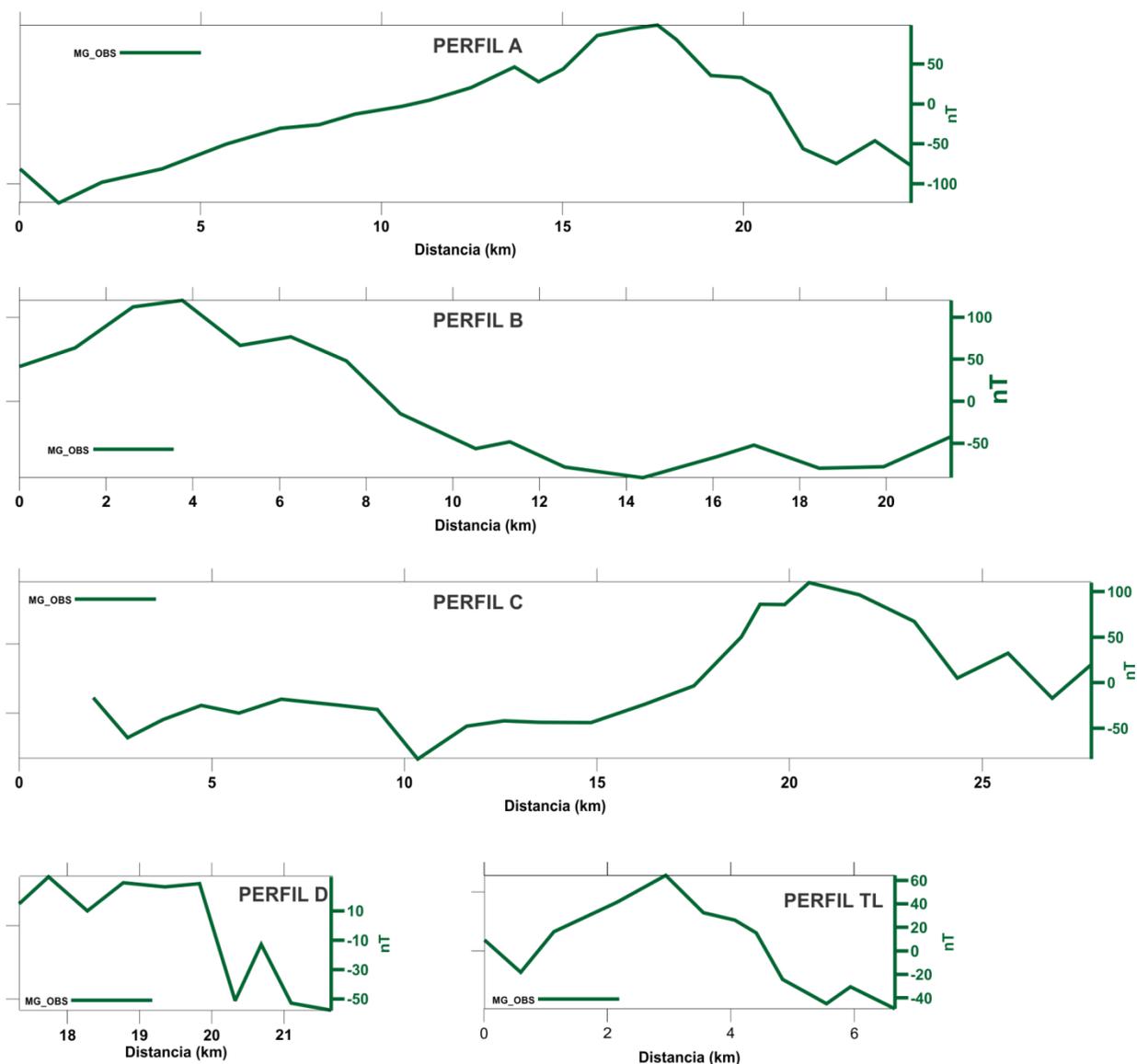


Figura 34. Curvas con los valores de datos magnéticos para los cinco perfiles seleccionados para este trabajo (Figura 29).

3.4 Análisis de datos gravimétricos y magnéticos complementarios

La determinación de las anomalías en los campos gravitacional y magnético de la Tierra permiten identificar las principales estructuras geológicas de la zona por el contraste en sus propiedades (densidad y susceptibilidad magnética). Por ejemplo: profundidad al basamento, fallas, intrusiones, deformaciones, etc. Además, en el caso de zonas geotérmicas, con la gravimetría también es posible determinar si existe depositación de recursos hidrotermales con un contraste de densidad respecto a las rocas no alteradas;

y la magnetometría puede ayudar a localizar algunas zonas donde una roca magnética original ha sido desmagnetizada por la acción de la alta temperatura.

Como se mencionó anteriormente los datos de gravedad se corrigieron por deriva instrumental, marea, latitud, aire libre y losa de Bouguer, para producir anomalías simples de Bouguer. Para obtener una anomalía residual adecuada para la inversión conjunta, se eliminó la tendencia regional utilizando el mapa de anomalías de Bouguer más amplio disponible en el área (Figura 35) y los afloramientos de basamento más cercanos como referencia para dejar solo anomalías negativas para la cuenca.

La Figura 35 muestra una representación del mapa de relieve en sombra de la anomalía regional de Bouguer, en donde se observa una gravedad prominente en el extremo oeste de los perfiles A y B, que corresponde a la Sierra de Cucapah. También se observan anomalías de gravedad más pequeñas con amplitud y textura similares (etiquetadas como II en la Figura 35). Los bajos gravimétricos en el resto del mapa se ven interrumpidos por varias características lineales sobre los perfiles de estudio (que coinciden notablemente con la ubicación de las fallas de Cerro Prieto e Imperial) y algunas otras anomalías más pequeñas dentro del área de la cuenca.

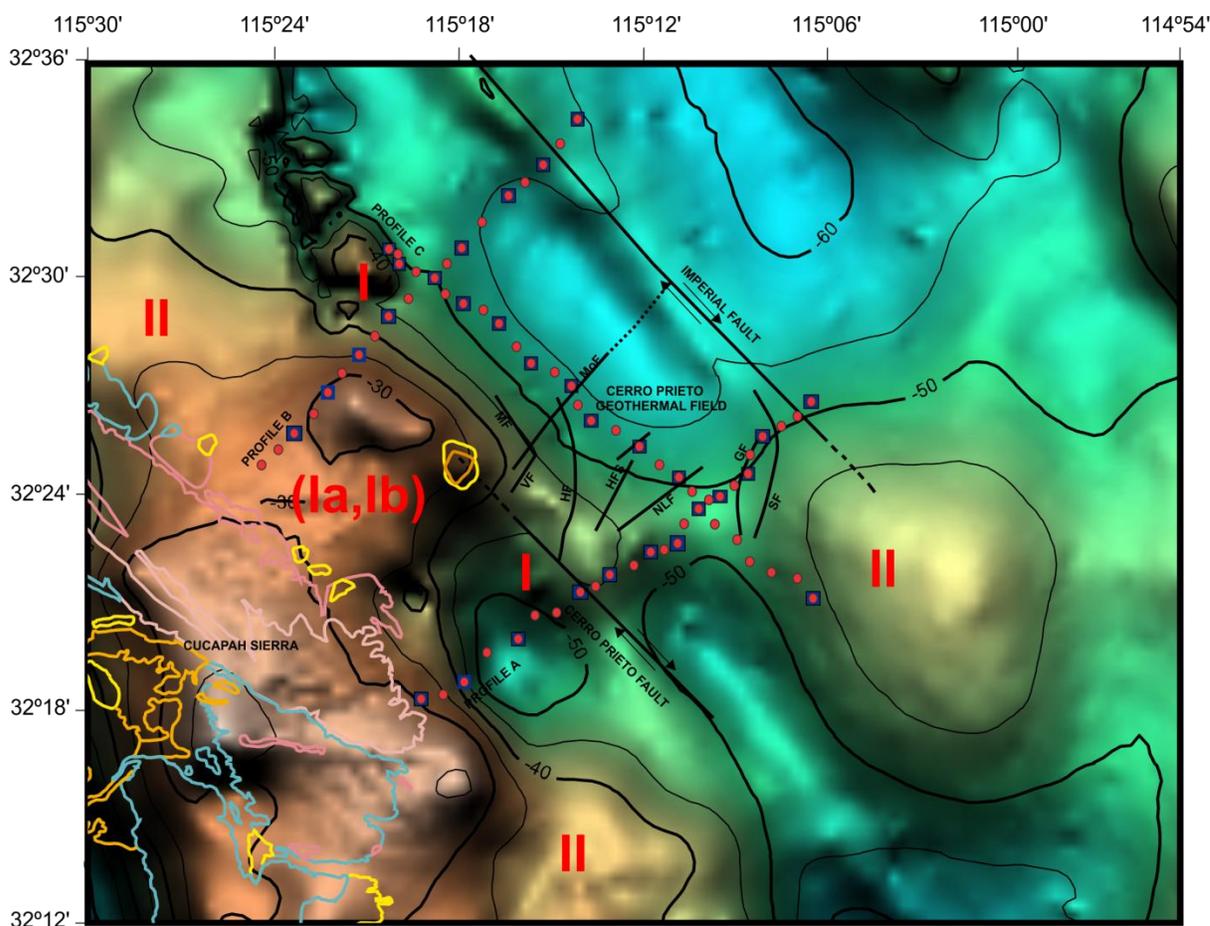


Figura 35 Mapa regional de la Anomalia de Bouguer. Los puntos rojos muestra la localización de los sitios gravimétricos y magnéticos y los cuadrados azules la localización de las estaciones MT. FM = Falla Michoacán, FMO= Falla Morelia, FV= Falla Volcán, FH= Falla Hidalgo, SFH= Sistema de fallas H, FNL= Falla Nuevo León, FG= Falla Guerrero, FS= Falla Saltillo (Tomado de Oliver et al. 2019).

La Figura 36 ilustra un mapa de relieve de la representación de pseudogravedad de un estudio aeromagnético regional, que se procesó utilizando las herramientas Oasis Montaj®. En principio, esta imagen puede interpretarse como un mapa no dipolar similar al gravimétrico, pero en términos de cuerpos magnéticos. En esta figura se observan tres máximos magnéticos principales en el área (etiquetada como I), se debe de tomar en cuenta que las estructuras correspondientes a estos máximos magnéticos no se pueden distinguir en la figura 35, Cabe señalar que este mapa solo se utiliza para la interpretación regional del área, mientras que los datos magnéticos terrestres (TMI) se emplearon para la inversión conjunta.

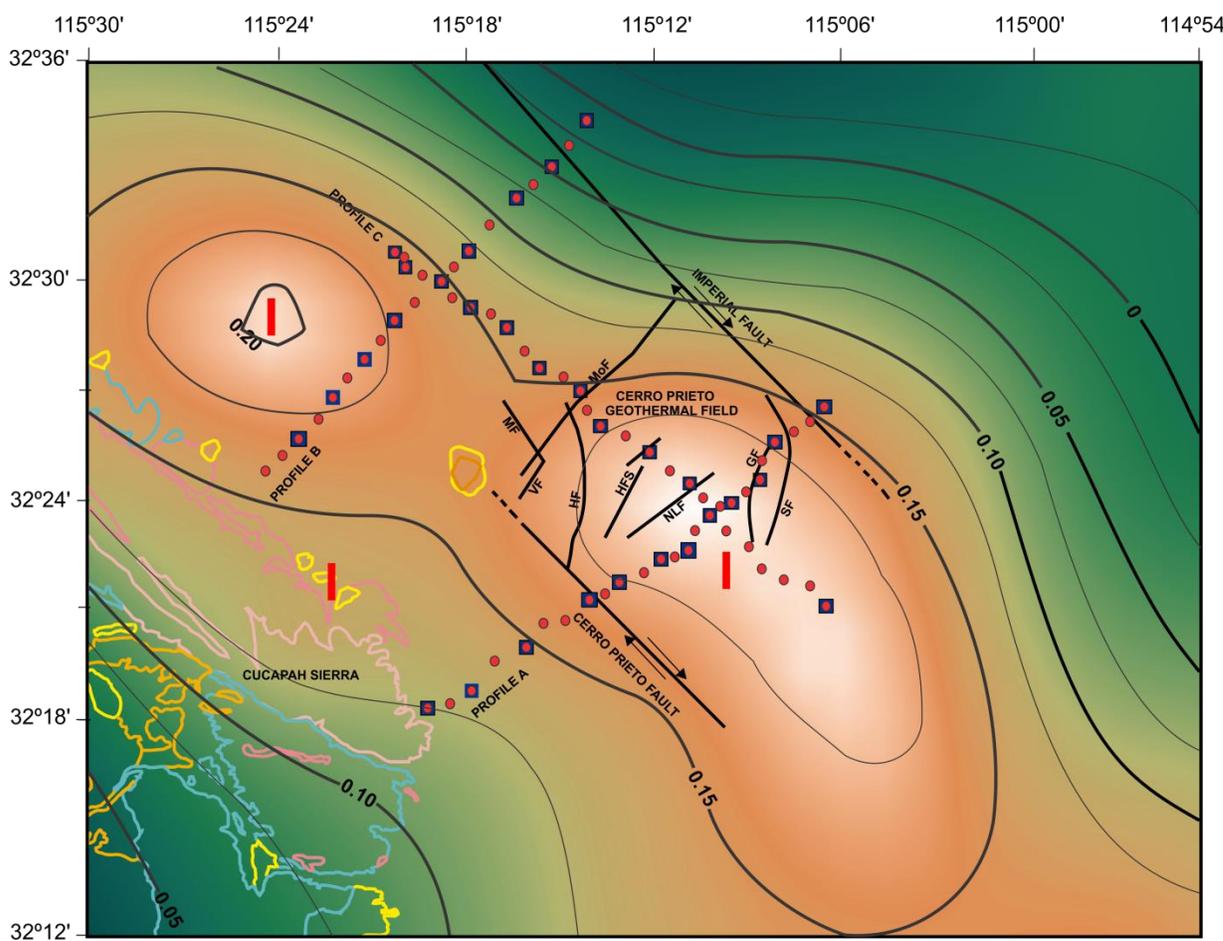


Figura 36. Imagen en relieve de los datos magnéticos en forma de mapa de pseudogravedad. Los puntos rojos muestra la localización de los sitios gravimétricos y magnéticos y los cuadrados negros la localización de las estaciones MT. FM = Falla Michoacán, FMO= Falla Morelia, FV= Falla Volcan, FH= Falla Hidalgo, SFH= Sistema de fallas H, FNL= Falla Nuevo León, FG= Falla Guerrero, FS= Falla Saltillo. Las anomalías marcadas como I en el área evidencian las ubicaciones de la mayoría de los cuerpos magnéticos. Los valores de contorno están en mGal convertido (Tomado de Oliver et al. 2019).

Capítulo 4. Inversión separada de datos Magnetotelúricos

Una de las primeras estrategias para analizar los alcances de los datos magnetotelúricos colectados, antes de su aplicación en un algoritmo de inversión conjunta, es la de realizar la inversión separada de los datos. En esta sección se muestran los resultados de la inversión de los datos empleando el algoritmo de inversión conocido como Occam 2D (DeGroot-Hedlin y Constable, 1990) para cada uno de los perfiles estudiados.

4.1. Algoritmo de inversión Occam 2D

Generalidades

El algoritmo de modelado inverso conocido como Occam 2D de DeGroot-Hedlin y Constable (1990) es un esquema regularizado de inversión, el cual calcula de forma automatizada e iterativa una serie de modelos de resistividad eléctrica. Las características de homogeneidad del modelo son reguladas mediante un valor de μ , el cual se va variando con el fin de facilitar la búsqueda de un modelo óptimo. En el i -ésimo paso iterativo el modelo óptimo (m_i) se actualiza al modelo m_{i+1} al resolver la expresión

$$m_{i+1} = [\mu(\partial_y^T \partial_z) + (WJ_i)^T WJ_i]^{-1} (WJ_i)^T W \hat{d}_i. \quad (5)$$

dónde:

μ = Multiplicador de Lagrange

∂_y = Matriz de rugosidad horizontal dada por un operador lineal de deriva espacial

∂_z = Matriz de rugosidad vertical (similar al caso ∂_y)

J_i = Matriz de derivadas parciales de las observaciones respecto a los parámetros (Jacobiano)

W = Matriz de covarianzas (que se asume diagonal)

se tiene además que:

$$\hat{d}_i = d - F[m_i] + J_i m_i \quad (6)$$

Es una aproximación lineal de los datos predichos por el modelo m_{i+1} con un desarrollo en series de Taylor al primer orden.

d = Datos

$F[m_i]$ = Respuesta del i – ésimo modelo

m_i = i – ésimo modelo (modelo previo)

Para calcular la respuesta magnetoteléurica del modelo, este esquema emplea el algoritmo de elementos finitos desarrollado por Wannamaker et al. (1987); mientras que para calcular las derivadas de Fréchet emplea el principio de reciprocidad (De Lugao y Wannamaker, 1996). El algoritmo adopta, para la regularización del problema inverso, una generalización bidimensional del procedimiento implícito en el algoritmo Occam 1D de Constable et. al. (1987).

Según Constable et al. (1987), este algoritmo tiene la ventaja de que obtiene modelos suavizados con el fin de evitar una sobre interpretación de los datos, proceso logrado a partir del concepto de rugosidad, el cual se define como la suma cuadrática de la derivada de las resistividades respecto a la profundidad z .

Parámetros de inversión en los datos de los perfiles en la CPACP

En esta tesis se invirtieron los datos de resistividad aparente (ρ_+, ρ_-) y de fase (ϕ_+, ϕ_-) para cada perfil con el algoritmo Occam 2D utilizando 5% de incertidumbre para resistividad aparente y 1.45 grados para la incertidumbre en la fase. Se estableció el valor RMS objetivo de 1.3 (desajuste entre observaciones y respuesta del modelo) para permitir que el programa encuentre el mejor ajuste posible.

La discretización del modelo inicial se realiza utilizando un código de Matlab denominado *Uimesh*, proporcionado por *Scripps Institution of Oceanography*. Este código permite discretizar el modelo en forma gráfica a partir de los datos de batimetría y posición de los sitios y crea los archivos de malla y de bloques que serán utilizados en la inversión; este programa automáticamente agrega bloques en los extremos del modelo con anchos y espesores muy grandes, con el fin de evitar efectos de borde en los modelos resultantes. Los parámetros del modelo consistieron de celdas con espaciamentos regulares de 200 m en dirección horizontal y en la dirección vertical se fue aumentando el espesor de las celdas. Los bordes se cubrieron con celdas más anchas y gruesas. Algunos bordes de las celdas horizontales se ajustaron para coincidir con las posiciones de los sitios MT según lo requerido por el algoritmo de inversión.

Este algoritmo tomó un promedio de 20 iteraciones para lograr un ajuste aceptable a los datos, para los cinco perfiles.

4.2. Modelo magnetoteléurico separado del Perfil A

Para la obtención del modelo de este perfil se utilizaron los datos de resistividad aparente (ρ_+, ρ_-) y de fase (ϕ_+, ϕ_-), para 20 a 25 frecuencias distintas para las 12 estaciones que componen el perfil. Estos datos fueron invertidos empleando el algoritmo Occam 2D.

El proceso de búsqueda inició de un modelo homogéneo con valor de resistividad de 100 Ohm-m y concluyó cuando se cumplió cualquiera de las siguientes condiciones:

- Al lograr un ajuste a los datos con un valor RMS de los residuales relativos de 1.3,
- Cuando el modelo tiene un cambio global relativo menor del 10%,
- Cuando se alcanzaron 20 iteraciones.

En este perfil en particular, el proceso se detuvo en la iteración 19. El valor RMS del ajuste fue disminuyendo con las iteraciones hasta alcanzar un valor de 8.26, mientras que la rugosidad fue aumentando conforme avanzaron las iteraciones. Las gráficas comparativas entre las curvas observadas y calculadas se pueden observar en la figura 38. Una comparación entre el ajuste y la rugosidad para todos los perfiles muestra que los mejores ajustes se alcanzaron con modelos más heterogéneos, y los

peores ajustes durante las primeras iteraciones corresponden a modelos más homogéneos ya que el algoritmo comienza con valores del factor de suavidad muy grandes y los va relajando conforme avanza el proceso.

El modelo obtenido muestra una zona conductora con valores de 1 a 10 Ohm-m en los primeros 3 km hacia la parte suroeste del perfil, el cual corresponde al paquete de rocas sedimentarias conformado de sedimentos clásticos no consolidados (SCNC), y unidades de lutita gris (LG) y lutita café (LC) reportados por Lira-Herrera (2005). A partir de los 3 km se observa un cambio abrupto en la resistividad con valores que van desde los 1000 hasta 10000 Ohm-m (Figura 37); este cuerpo resistivo corresponde al basamento de la cuenca, que coincide con las profundidades reportadas en estudios previos. Debajo de los sitios LA-10, LA-11 y LA-12 y a una profundidad entre 3 y cuatro kilómetros se encuentra una zona conductora que puede estar relacionada con la zona productora reportada por Lira-Herrera (2005).

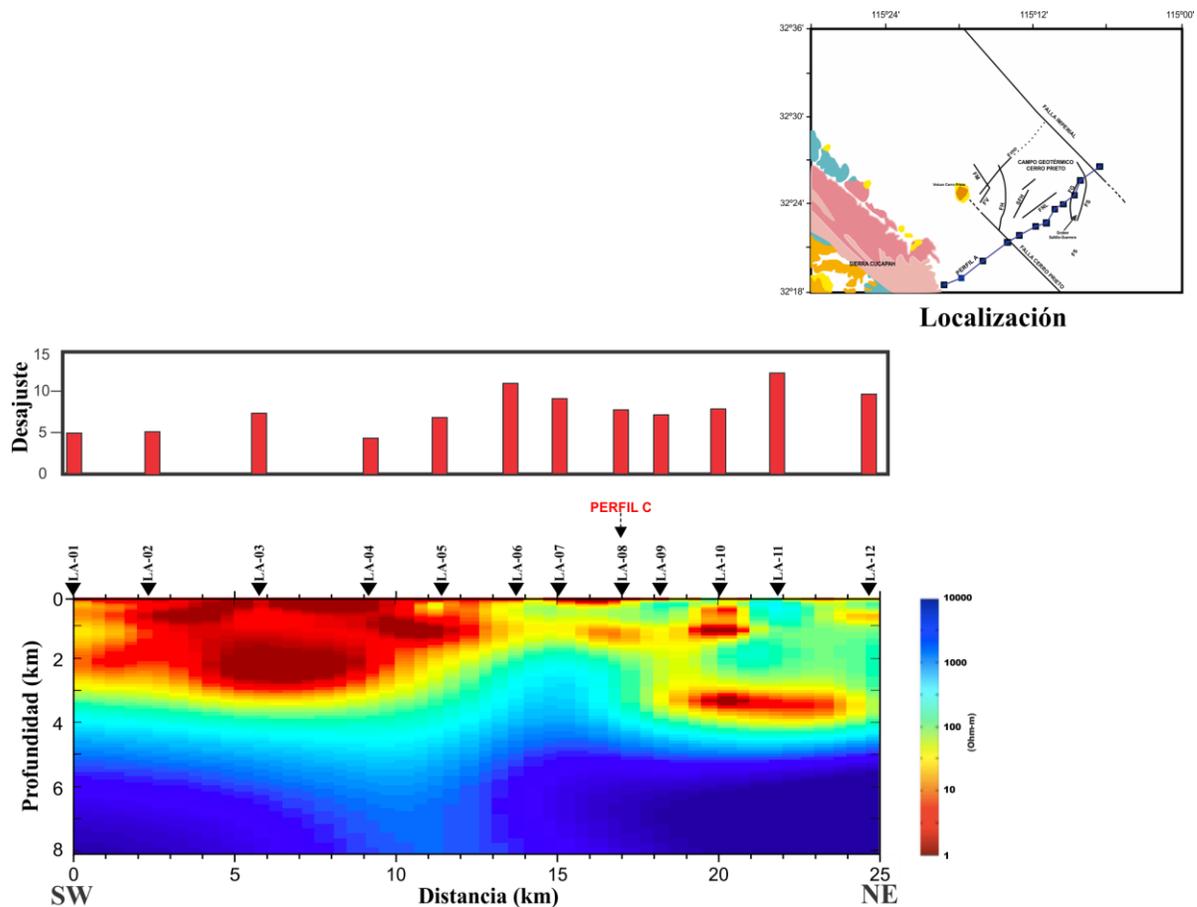


Figura 37. Modelo de resistividad para los datos de MT para el perfil A obtenido usando el algoritmo Occam 2D (DeGroot-Hedlin y Constable, 1990).

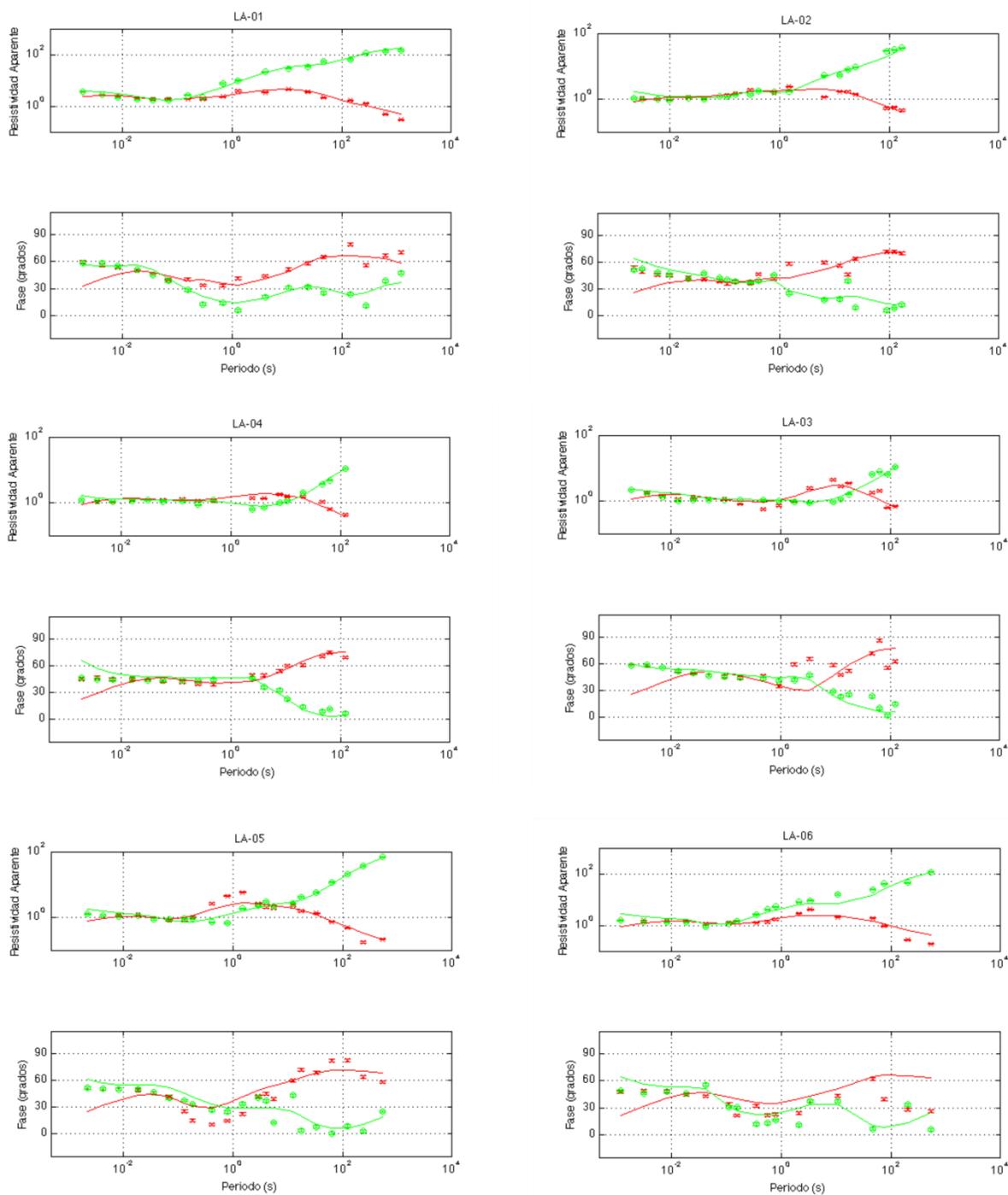


Figura 38. Respuesta del modelo perfil A para los primeros seis sitios, las resistividades correspondientes se encuentran dadas por ρ_+ (rojo), ρ_- (verde) y la fase φ_+ (rojo), φ_- (verde), los símbolos corresponden a los datos observados y las líneas sólidas indican la respuesta del modelo. El conjunto completo de curvas se puede verificar en el anexo 1.

4.3. Modelo magnetoteléurico separado del Perfil B

Para la obtención de este modelo se utilizó la información de resistividad aparente y fase de 9 sitios separados una distancia aproximada de 2.5 - 3 km con dirección SW-NE que constituye el perfil B. El proceso de inversión se detuvo en la iteración 18 con un valor final RMS de desajuste de 7.40. Este valor disminuyó conforme se realizaba una nueva iteración (Figura 40). El modelo obtenido mediante la inversión (Figura 39) muestra una zona conductora con valores de 1 a 10 Ohm-m entre los 5 y 7 km de profundidad debajo de los sitios LB-06, LB-07, LB-08 y LB-10. Esta zona puede estar relacionada con las unidades de rocas sedimentarias identificadas como sedimentos clásticos no consolidados (SCNC), en la sección de Lira-Herrera (2005) (Figura 5). También se puede observar una unidad resistiva (>300 Ohm-m) que inicia en superficie bajo el sitio LB-04 y profundiza hacia el suroeste; esta unidad se puede relacionar con basamento de la sierra Cucapah.

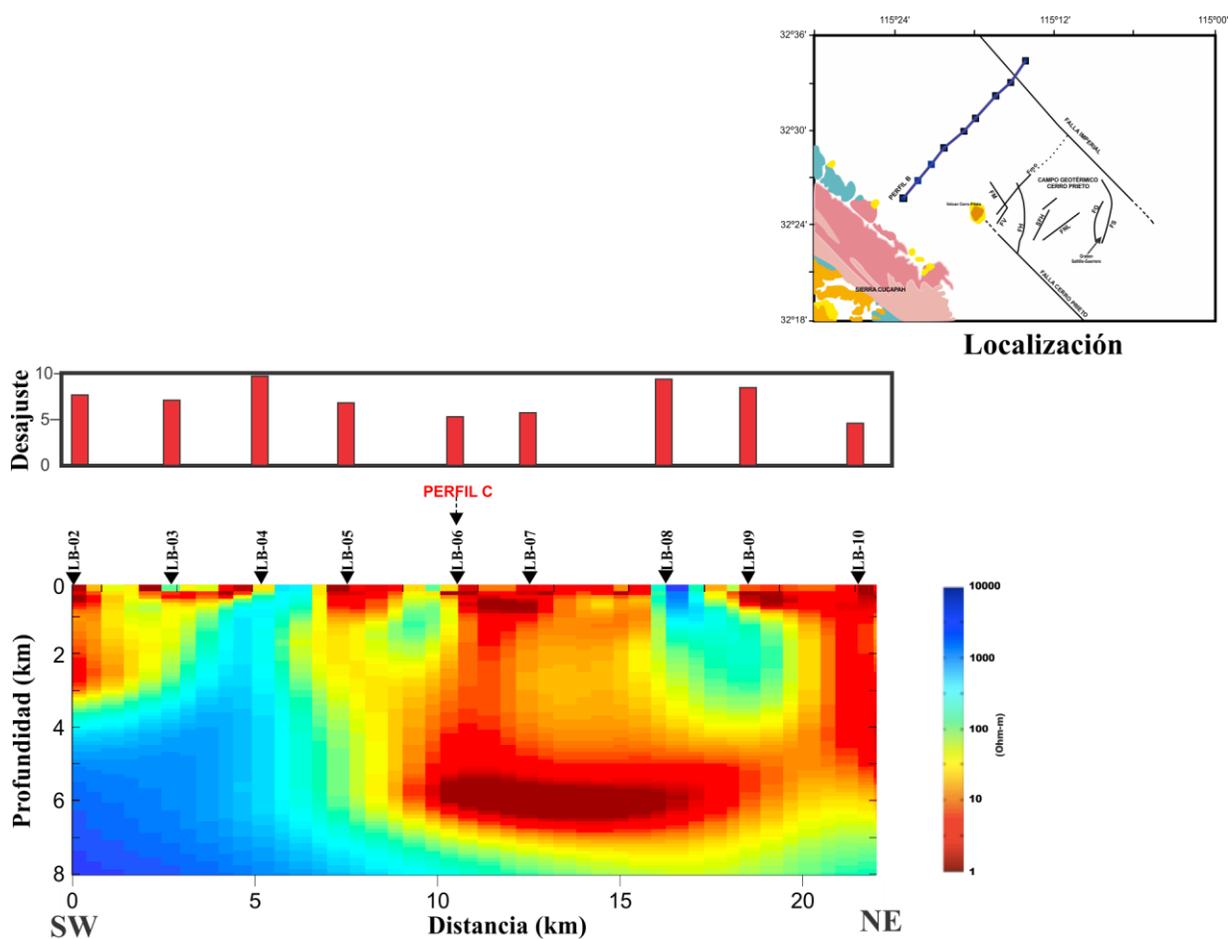


Figura 39. Modelo de resistividad para los datos de MT para el perfil B, usando el algoritmo Occam 2D (DeGroot-Hedlin y Constable, 1990).

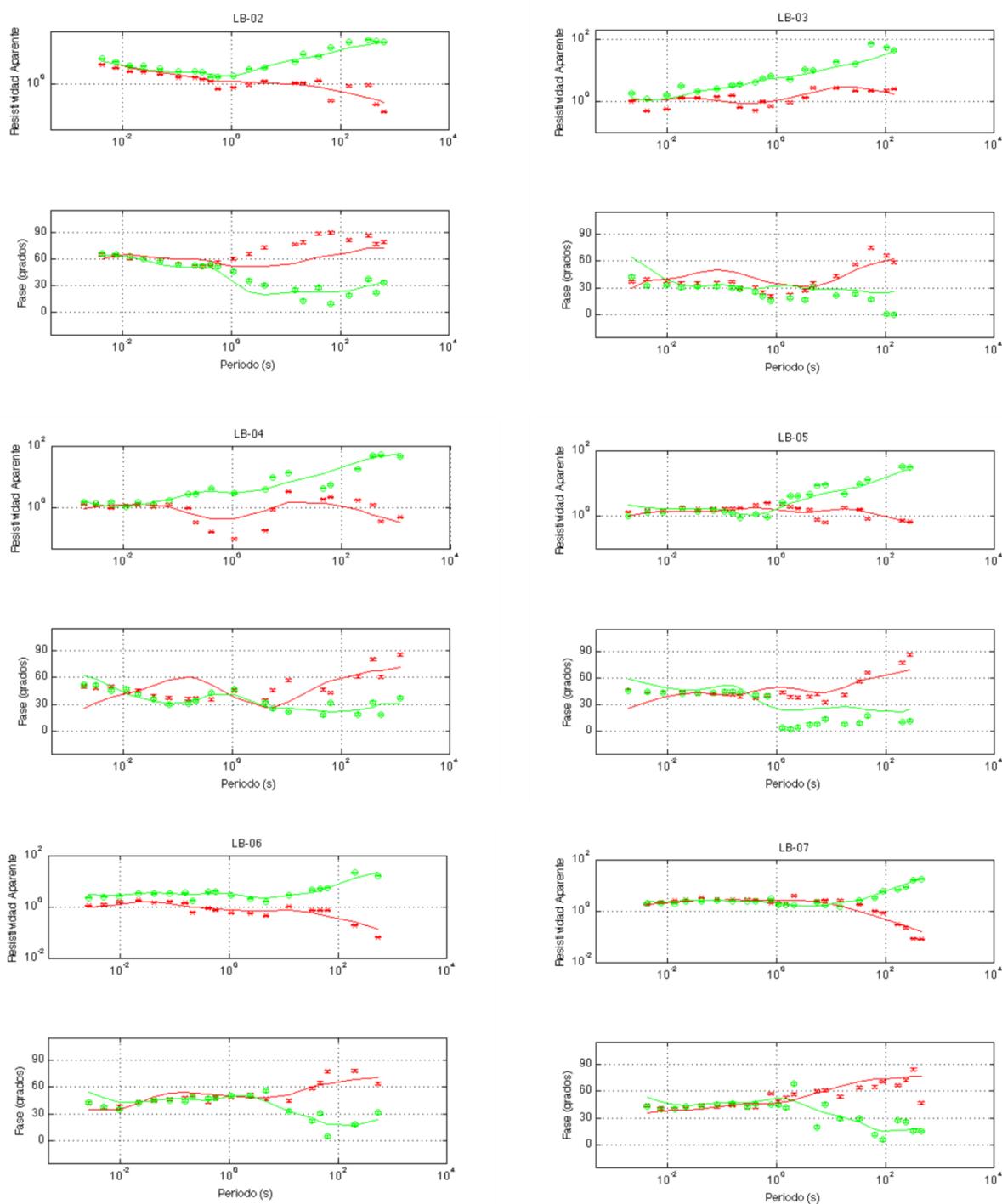


Figura 40. Respuesta del modelo perfil B para los primeros seis sitios. Las resistividades correspondientes se encuentran dadas por ρ_+ (rojo), ρ_- (verde) y la fase φ_+ (rojo), φ_- (verde). Los símbolos corresponden a los datos observados y las líneas sólidas indican la respuesta del modelo. El conjunto completo de curvas se puede verificar en el anexo 1.

4.4. Modelo magnetotelúrico separado del Perfil C

El perfil de la línea C tiene una longitud aproximada de 28 km con una orientación NW-SE y se compone por 12 sondeos, de los cuales el sitio LB-06 también corresponde al perfil B y el sitio LA-08 al perfil A; el proceso de este modelo (Figura 41) se detuvo en la iteración 21 y el valor de RMS fue uno de los más altos en todos los perfiles alcanzando un valor de 11.4, esto se debe a que el ajuste entre las curvas observada y calculadas de los sitios LC-01, LC-06 y LC-08 no fue muy bueno (Figura 42). El modelo presenta tres cuerpos conductores, el primero de ellos en la parte superficial que se extiende desde la parte NW del modelo hacia la mitad del perfil hasta profundidades de 2 km, el segundo cuerpo se encuentra entre los 6 y 8 km de profundidad hacia el NW del perfil hasta llegar por debajo del sitio LC-05, el tercer cuerpo conductor a profundidades entre 4 y 6 km de profundidad, el cual se extiende desde la porción central del modelo hacia el SE del perfil, podría corresponder a la continuación del segundo cuerpo y que se encuentra discontinuo entre los sitios LC-05, LC-06 y LC-07. También se alcanza a apreciar el basamento resistivo ($> 1000 \text{ Ohm-m}$) hacia el sureste del perfil a profundidades mayores a 7 km.

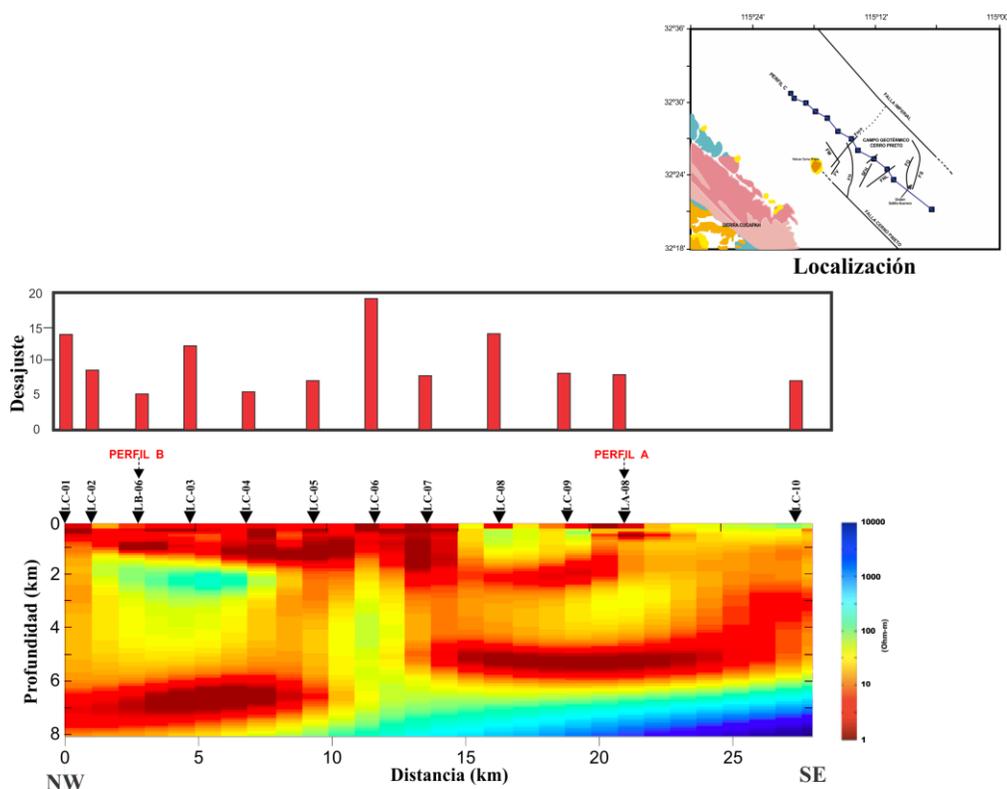


Figura 41. Modelo de resistividad para los datos de MT para el perfil C, usando el algoritmo Occam 2D (DeGroot-Hedlin y Constable, 1990).

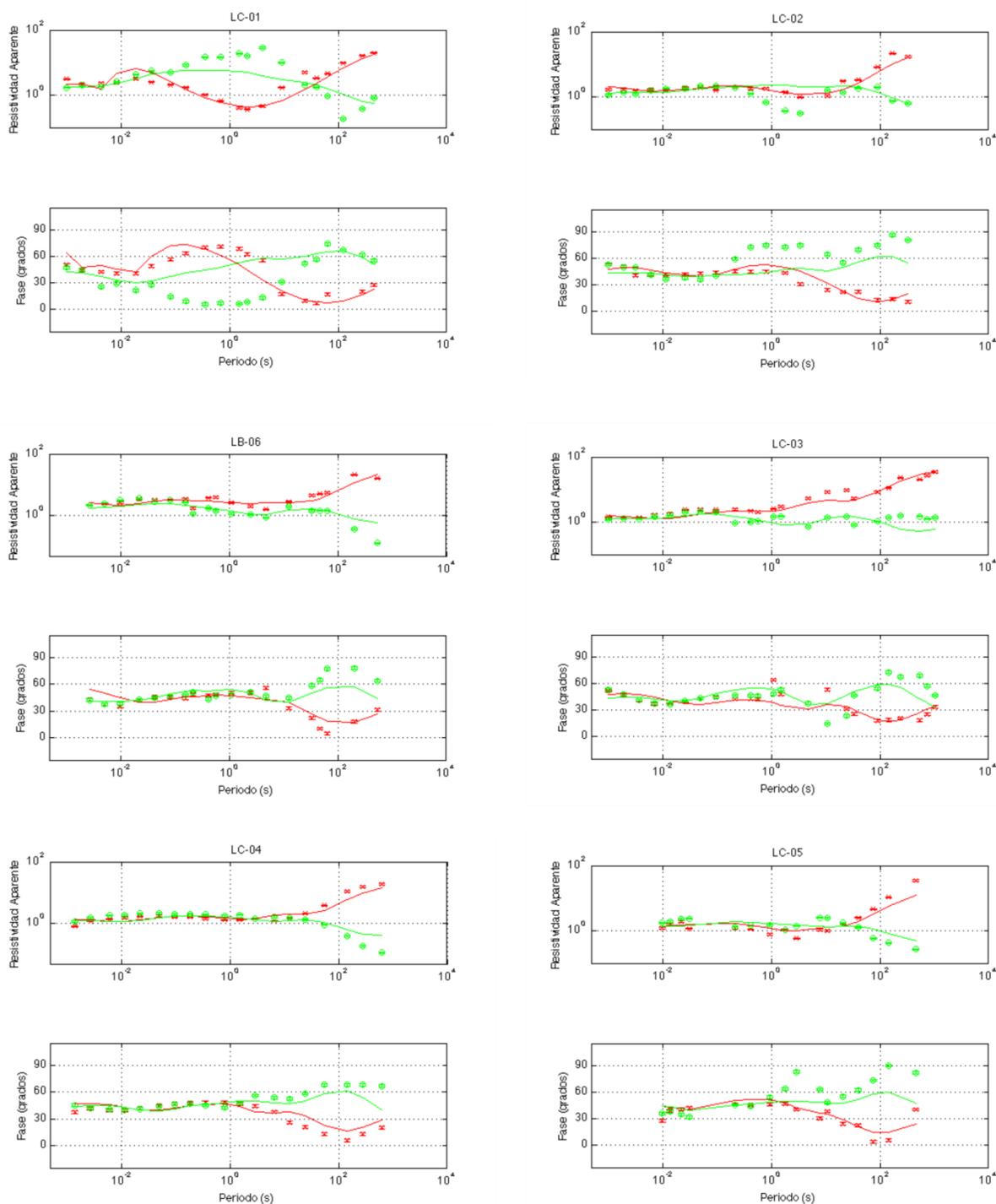


Figura 42. Respuesta del modelo perfil B para los primeros seis sitios. Las resistividades correspondientes se encuentran dadas por ρ_+ (rojo), ρ_- (verde) y la fase ϕ_+ (rojo), ϕ_- (verde). Los símbolos corresponden a los datos observados y las líneas sólidas indican la respuesta del modelo. El conjunto completo de curvas se puede verificar en el anexo 1.

4.4. Modelo magnetotélico separado del Perfil D

El perfil de la línea D es el más corto con apenas 5 km de longitud. Para este perfil se utilizó la información de 6 sitios separados una distancia aproximada de 1 km. Este perfil se encuentra cerca del ejido Nuevo León, siendo muy cercano y paralelo a la parte NE del perfil A. El proceso para esta línea se detuvo en la iteración 20, obteniendo un RMS de 11.2, se puede observar que el ajuste entre datos observados y calculados son generalmente buenos a excepción de los sitios LD-03 y LD-04 (Figura 44). En el modelo obtenido (Figura 43) se puede apreciar una zona resistiva (> 1000 Ohm-m) a una profundidad entre 1 y 2 km, precisamente debajo de los sitios LD-03 y LD-04. La zona conductora que se encuentra entre los 3 y 4 km de profundidad se relaciona bastante bien con la zona conductora encontrada en el perfil A debajo de los sitios LA-10, LA-11 y LA-12, que puede estar relacionada con la zona productora reportada por Lira-Herrera (2005).

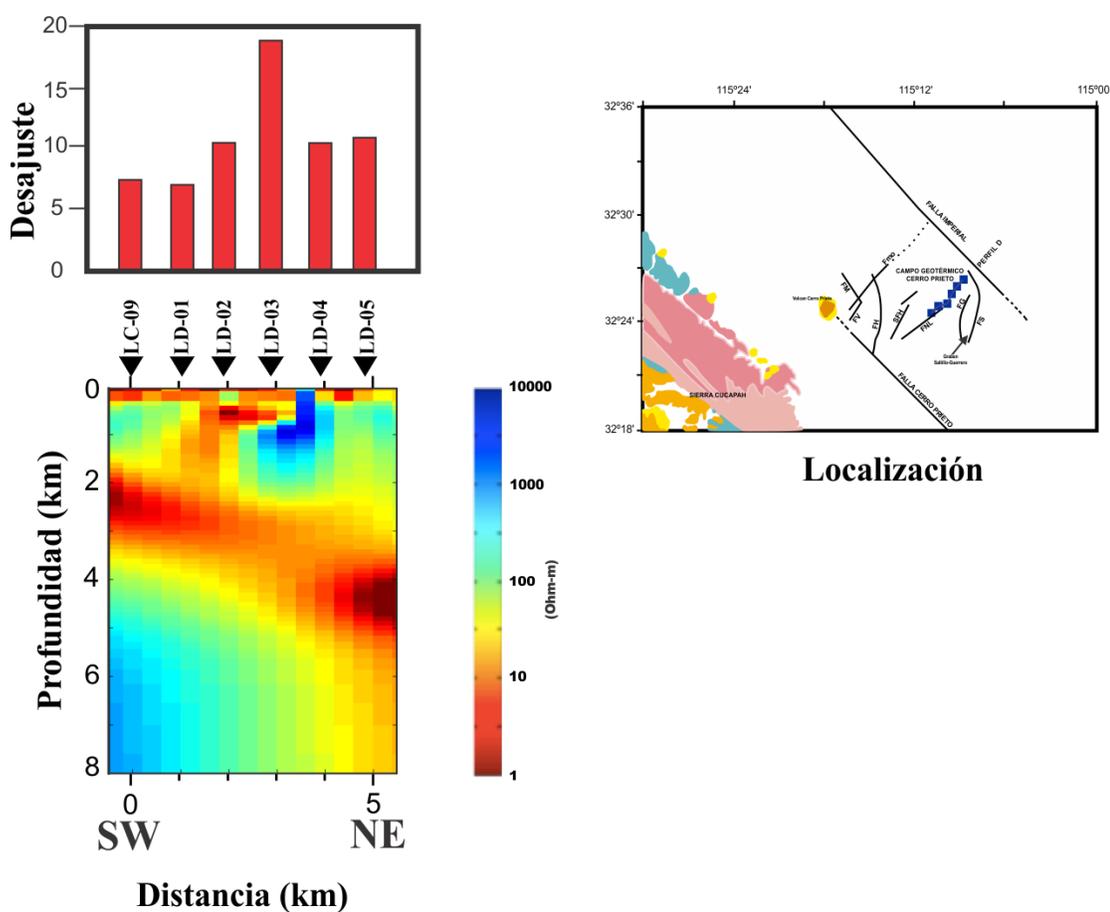


Figura 43. Modelo de resistividad para los datos de MT para el perfil D, usando el algoritmo Occam 2D (DeGroot-Hedlin y Constable, 1990).

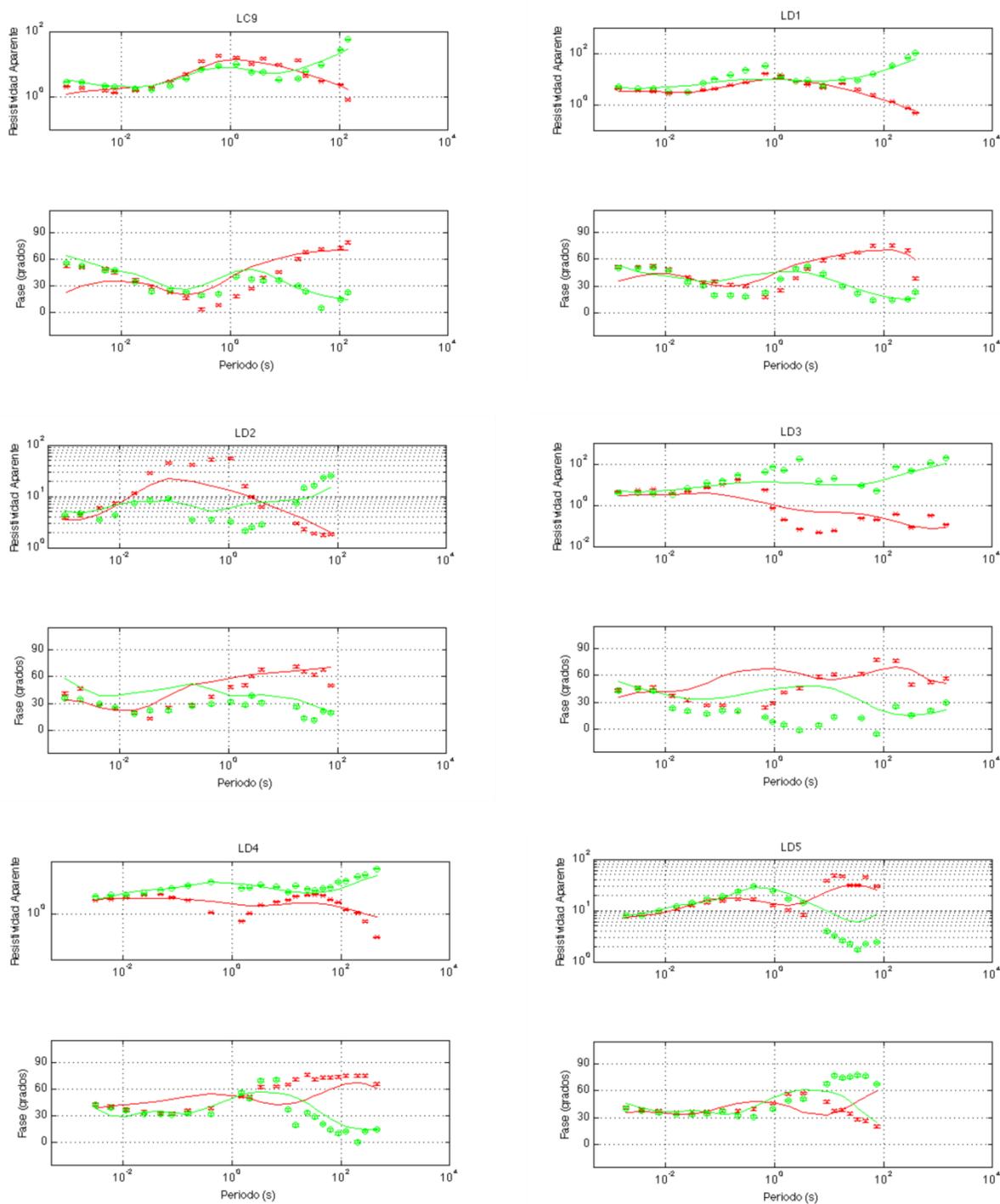


Figura 44. Respuesta del modelo perfil D. Las resistividades correspondientes se encuentran dadas por ρ_+ (rojo), ρ_- (verde) y la fase φ_+ (rojo), φ_- (verde). Los símbolos corresponden a los datos observados y las líneas sólidas indican la respuesta del modelo.

4.5. Modelo magnetoteléurico separado del Perfil TL

El perfil de la línea TL con aproximadamente 7 km de longitud, se encuentra ubicado en una zona denominada Tulecheck. Está compuesto por un arreglo de 5 sondeos con separación entre sondeos de 1.5 km aproximadamente, sobre una línea con orientación NW-SE. El modelo obtenido después de 20 iteraciones (Figura 45) alcanzó un RMS de 8.46. La figura 46 muestra que el ajuste entre los datos observados y calculados es generalmente bueno.

En este modelo se puede apreciar una zona medianamente resistiva que emerge hacia el sitio TL-03 y que puede estar relacionada con el basamento resistivo en el área; también se puede apreciar una zona conductora hasta los 2 km de profundidad hacia el SE del perfil, la cual se relaciona con la zona de sedimentos.

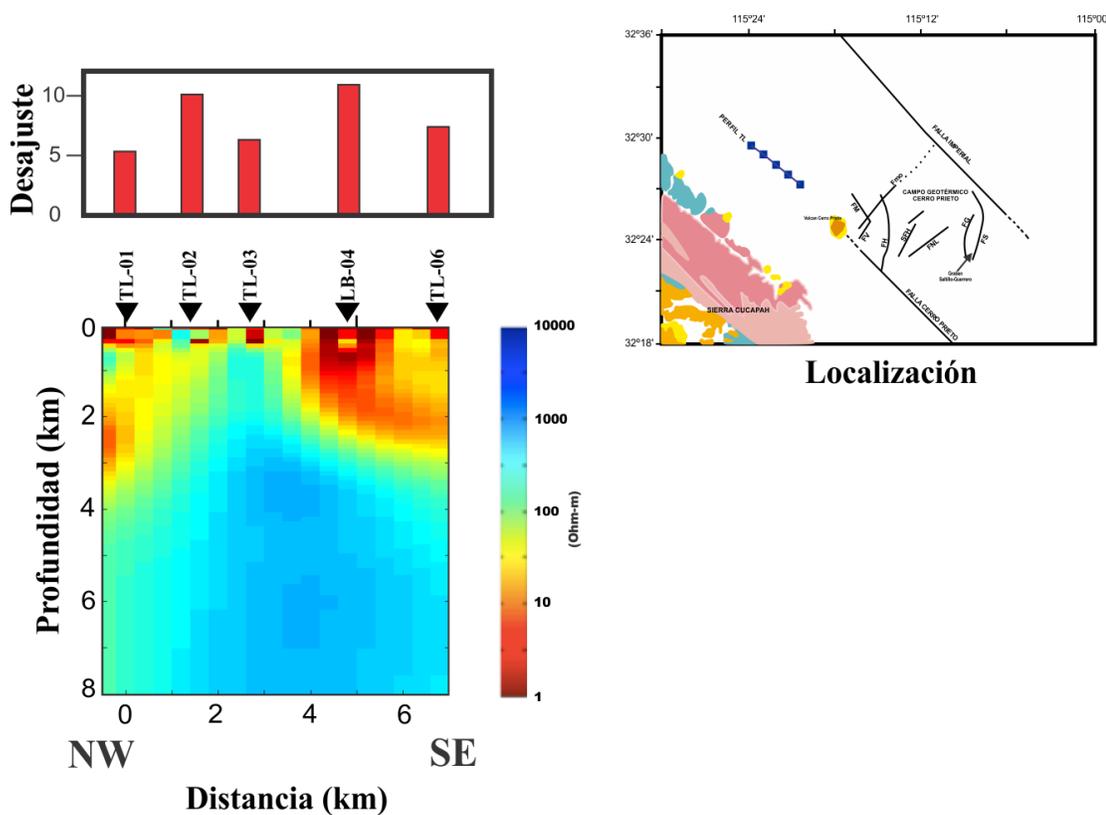


Figura 45. Modelo de resistividad para los datos de MT para el perfil TL, usando el algoritmo Occam 2D (DeGroot-Hedlin y Constable, 1990).

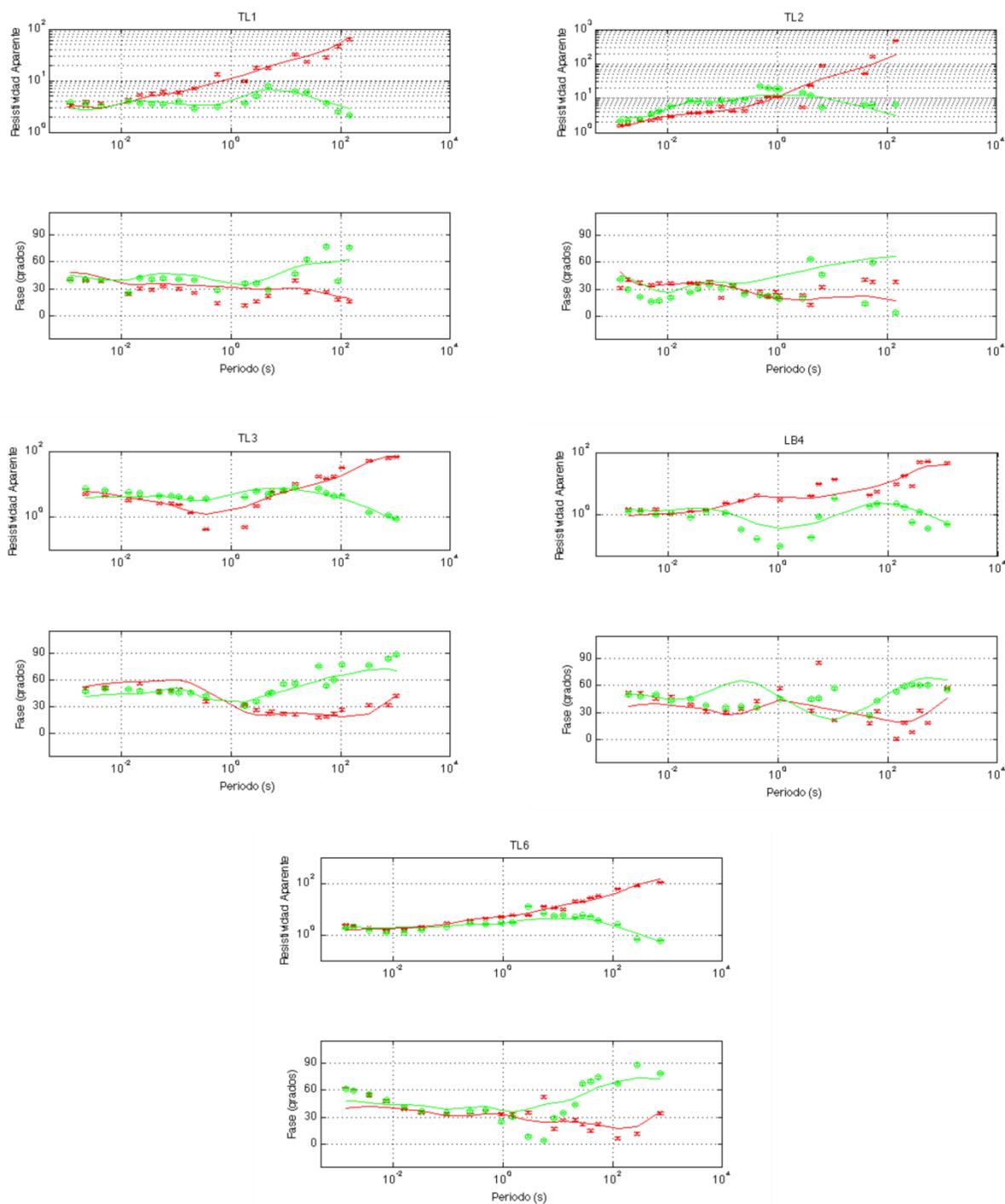


Figura 46. Respuesta del modelo perfil TL. Las resistividades correspondientes se encuentran dadas por ρ_+ (rojo), ρ_- (verde) y la fase φ_+ (rojo), φ_- (verde). Los símbolos corresponden a los datos observados y las líneas sólidas indican la respuesta del modelo.

Capítulo 5. Inversión Conjunta

Las imágenes de múltiples propiedades en geofísica son de relevancia debido al gran potencial para realizar interpretaciones precisas a partir de la combinación de información adquirida con diferentes metodologías de campo. Sin embargo, uno de los mayores retos es cómo combinar datos de fenómenos físicos no relacionados, teniendo en cuenta las diferentes escalas espaciales de los dispositivos de medición y las incertidumbres en sus interpretaciones.

Para producir un modelo integral en el área de estudio, utilizando datos de gravedad, magnéticos y MT, se adoptó el algoritmo de inversión conjunta múltiple por gradientes cruzados, desarrollado por Gallardo (2007). Este algoritmo puede invertir conjuntamente varios tipos de datos geofísicos que incluyen datos potenciales, electromagnéticos y sísmicos bajo el principio de que las imágenes de propiedades resultantes deben ser estructuralmente coincidentes. Esta coincidencia se puede medir cuantitativamente usando la función de gradientes cruzados (Gallardo y Meju, 2003; 2004). Los algoritmos basados en gradientes cruzados se han aplicado con éxito en diferentes combinaciones de datos geofísicos (Moorkamp et al., 2011; Gallardo y Thebaud, 2012; León Sánchez et al., 2018, entre otros).

5.1 Función de gradientes cruzados

La inversión conjunta de datos geofísicos mediante la función de gradientes cruzados con restricciones estructurales ha demostrado que produce modelos más exactos y que están en mejor concordancia (Gallardo y Meju, 2011), integrando las diferentes propiedades físicas del subsuelo y facilitando su interpretación por medio de imágenes geoespectrales.

La función de gradientes cruzados permite a los modelos de inversión de diferentes propiedades físicas seguir una misma distribución geométrica determinada por estructuras geológicas en común, sin restringir las variaciones naturales de las propiedades físicas. Mediante el producto cruz del gradiente entre dos imágenes con diferentes propiedades físicas $m(x, y, z)$ se puede evaluar qué partes de ambas imágenes son estructuralmente similares (en este caso el producto cruz es igual a cero) y cuáles partes

son estructuralmente diferentes (en donde el producto cruz es diferente de cero). Gallardo y Meju (2003) definieron la función de gradientes cruzados de la siguiente manera:

$$\tau(x, z) = \nabla m_1(x, z) \times \nabla m_2(x, z) \quad (7)$$

En donde $m_1(x, z)$ y $m_2(x, z)$ representan la distribución espacial de dos propiedades diferentes y τ representa el vector de similitud estructural, que tiene un valor en magnitud de cero cuando existe coincidencia estructural en las imágenes y contiene magnitudes mayores de cero cuando existe una diferencia estructural. La función de gradientes ha incrementado su popularidad en el campo de la inversión de datos geofísicos, así como también en otras áreas que utilizan el análisis de imágenes (e.g. Gallardo & Meju, 2003; 2004; 2007; Gallardo et al., 2005; Gallardo, 2007; Fregoso & Gallardo, 2009 entre muchos otros), esto debido a que esta función no depende de la propiedad física en análisis y se implementa fácilmente en los algoritmos de inversión.

Cuando se tienen más de dos imágenes con diferentes propiedades físicas es necesario contar con una imagen de referencia m_g para comparar todas las imágenes. La imagen m_g en el algoritmo de Gallardo (2007) es la que tiene la mayor magnitud de gradiente y varía al paso de las iteraciones y de la posición horizontal y vertical en el subsuelo. Este gradiente máximo es importante ya que solo puede ser atribuido a una característica estructural importante que es detectada por al menos un tipo de dato geofísico.

La función de gradientes cruzados para un conjunto de n-modelos se puede definir como:

$$\tau_g(x, z) = \begin{bmatrix} \nabla m_g(x, y) \times \nabla m_1(x, y) \\ \nabla m_g(x, y) \times \nabla m_2(x, y) \\ \vdots \\ \nabla m_g(x, y) \times \nabla m_3(x, y) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 \\ 0 \\ \vdots \\ 0 \end{bmatrix} \quad (8)$$

Cuando se cumple la condición $|\nabla m_g(x, y) \times \nabla m_i(x, y)| \neq 0$, para todo $i \neq g$, todos los modelos de inversión son forzados a que sean geoméricamente similares.

Se puede definir la inversión conjunta 2D como la búsqueda de múltiples imágenes del subsuelo ($m_1, m_2 \dots m_n$), las cuales tienen la característica de que son geoméricamente similares y satisfacen las respectivas observaciones geofísicas, considerando los errores de observación. A pesar de estas restricciones, Gallardo et al. (2005) mencionan que pueden existir diversas soluciones que cumplan con ambas condiciones, por lo que surge la necesidad de implementar restricciones adicionales a los modelos de inversión. Una de ellas es utilizar la regularización de Tikhonov de cero, primero y segundo orden en la función objetivo, lo cual tiene el efecto de suavizar las soluciones y aproximarlas a un modelo de referencia.

El proceso de inversión conjunta consiste en buscar una solución que ajuste a las observaciones, que sea suave y que se sujete a la condición del gradiente cruzado nulo. Es decir,

$$\min \left\{ \sum_{i=1} \phi_{di} + \sum_{j=1} \phi_{Lj} + \sum_{p=1} \phi_{0p} \right\} \quad (9)$$

Sujeto a: $\tau_g = 0$

en donde las funciones objetivo de cada conjunto i de datos se definen como,

$$\phi_{di} = [d_i - f_i(m_i)]^T [C_{di}]^{-1} [d_i - f_i(m_i)] \quad (10)$$

dónde:

d = datos de entrada

f_m = respuesta calculada del modelo directo

C_d = matriz de covarianza de los datos de entrada

La condición de suavidad de la solución ϕ_L para el modelo j se puede escribir como,

$$\Phi_{Lj} = \alpha_j^2 [\mathbf{D}\mathbf{m}_j]^T [\mathbf{D}\mathbf{m}_j] \quad (11)$$

donde

α = es el factor de ponderación

\mathbf{D} = es el operador laplaciano discreto.

Por otro lado, Φ_{0p} asegura que el modelo p estimado no se aleje demasiado del modelo a priori correspondiente

$$\Phi_{0p} = [\mathbf{m}_p - \mathbf{m}_{0p}]^T [\mathbf{C}_{0p}]^{-1} [\mathbf{m}_{0p} - \mathbf{m}_{0p}] \quad (12)$$

donde

\mathbf{m}_{0p} = propiedades del p -ésimo modelo a priori

\mathbf{C}_0 = matriz de covarianza del modelo a priori

Una manera explícita de expresar (7) es a través de la siguiente función objetivo para un grupo de n datos de entrada:

$$\min \left\{ \frac{1}{\beta^2} \left\| \begin{array}{c} d_1 - f_1(m_1) \\ d_2 - f_2(m_2) \\ \vdots \\ d_n - f_n(m_n) \end{array} \right\|_{C_{di}^{-1}}^2 + \left\| \begin{array}{c} \alpha_1 \mathbf{D}m_1 \\ \alpha_2 \mathbf{D}m_2 \\ \vdots \\ \alpha_n \mathbf{D}m_n \end{array} \right\|^2 + \left\| \begin{array}{c} m_1 - m_{01} \\ m_2 - m_{02} \\ \vdots \\ m_n - m_{0n} \end{array} \right\|_{C_0^{-1}}^2 \right\} \quad (13)$$

Sujeto a $\tau(m_i, m_p) = 0, \forall i \neq p$.

En esta versión explícita de la función objetivo, se agrega un factor adicional β que relaja el desajuste entre datos y respuesta del modelo; el cual es empleado para controlar el proceso de búsqueda de los modelos óptimos.

Dado que la ecuación (12) es no lineal, se propone una solución iterativa basada en gradientes para minimizar la función objetivo, que se puede expresar como (Gallardo, 2007):

$$m^k = m_{LS}^k - C_{LS}^K (B^{k-1})^T (B^{k-1} C_{LS}^K (B^{k-1})^T)^{-1} x [B^{k-1} m_{LS}^k + b^{k-1}] \quad (14)$$

dónde:

k indica una matriz o modelo actualizado en la iteración k ;

m_{LS} son los parámetros del modelo actualizado los cuales fueron determinados exclusivamente por los datos geofísicos y las restricciones de regularización;

C_{LS} la matriz de covarianza resultante;

B es el Jacobiano de la función de gradientes cruzados; y

b es la función de gradientes cruzados para la iteración anterior de modelos estimados conjuntamente como se describe en Gallardo (2007).

Las expresiones matemáticas para m_{LS} y C_{LS} se encuentran dadas por :

$$m_{LSi}^k = C_{LSi}^k \sum_j \{ (A_{ji}^{k-1})^T C_{dj}^{-1} (d_j - A_{ji}^{k-1} m_i^{k-1}) \} + C_{0i}^{-1} m_{0i} \quad (15)$$

$$(C_{LSi}^k)^{-1} = \sum_j \{ (A_{ji}^{k-1})^T C_{dj}^{-1} (A_{ji}^{k-1}) \} + a_i D^T D + C_{0i}^{-1} \quad (16)$$

Siendo A la matriz de jacobianos de cada tipo de dato geofísico con respecto al parámetro correspondiente y los demás elementos se encuentran explicados en la ecuaciones (8) a (13).

Existen dos estrategias para solucionar la función objetivo (12), la primera consiste en resolver directamente (13) (14) y (15) e inmediatamente requerir un ajuste de los datos observados y calculados, no obstante, esta estrategia prioriza el ajuste a los datos sobre la similitud estructural. La segunda estrategia le presta mayor atención a la restricción de gradientes cruzados buscando un ajuste gradual de los datos geofísicos. Esto se consigue utilizando una mayor desviación estándar del modelo a-priori en las primeras etapas de la inversión y reduciéndola conforme avanzan las iteraciones, introduciendo el factor de relajación β propuesto por Gallardo y Meju (2004). Con esa modificación las ecuaciones (13) (14) y (15) se convierten en:

$$m_{\beta}^k = m_{LS\beta} - C_{LS\beta} (B^{k-1})^T (B^{k-1} C_{LS\beta} (B^{k-1})^T)^{-1} \cdot [B^{k-1} m_{LS\beta} + b^{k-1}] \quad (17)$$

$$m_{LS\beta i} = \frac{1}{\beta^2} C_{LS\beta i} \sum_j \{ (A_{ji})^T C_{d_j}^{-1} (d_j - A_{ji} m_{\beta pi}) \} + C_{0i}^{-1} m_{0i} \quad (18)$$

$$(C_{LS\beta i})^{-1} = \frac{1}{\beta^2} \sum_j \{ (A_{ji})^T C_{d_j}^{-1} (A_{ji}) \} + \alpha_i D^T D + C_{0i}^{-1}. \quad (19)$$

Inicialmente, el proceso iterativo en la inversión empieza con un valor de relajación inicial β grande y de preferencia con $m_{0i} = m_{\beta 0i}$ como una suposición preliminar; este factor se reduce gradualmente hasta que β alcance el valor de 1 (Gallardo y Meju, 2004) (Figura 48), por lo tanto es una solución a la función objetivo original (12). Este enfoque conduce a un proceso de dos ciclos definido por un ciclo externo dedicado a minimizar el desajuste al disminuir β y un ciclo interno dedicado a la semejanza estructural para cada iteración de k (Figura 47).

El desajuste entre los datos observados y calculados se obtiene evaluando el RMS de los valores normalizados en cada paso iterativo, según la siguiente ecuación (Gallardo et al., 2005):

$$RMS_i = \sqrt{\frac{1}{n} \sum_i^n [d_i - f_i(m_i)]^T C_{d_i}^{-1} [d_i - f_i(m_i)]} \quad (20)$$

donde n representa el número de datos y σ la desviación estándar asumida para los datos de entrada.

La convergencia del proceso iterativo principal se encuentra basada en la reducción del error RMS, mientras que la convergencia de la segunda fase está basada en las diferencias relativas de las propiedades del modelo en la iteración actual respecto al modelo de la iteración anterior:

$$conv_i^k \% = 100 \sqrt{\frac{\sum_{i=n+1}^{2n} (m^k - m^{k-1})^2}{(m^{k-1})^2 + \varepsilon}} \quad (21)$$

En donde ε , es un número positivo muy pequeño para evitar la división por cero.

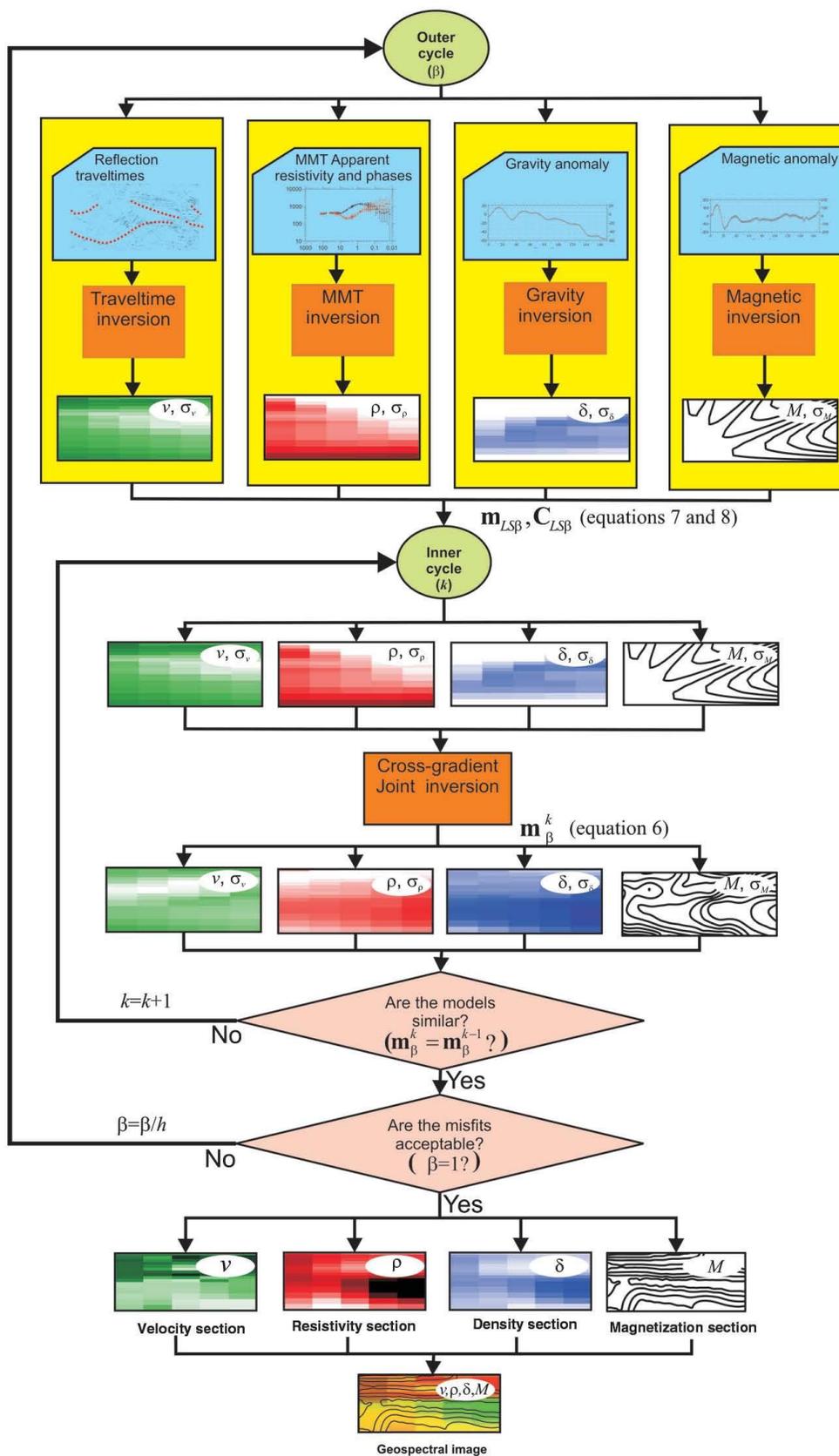


Figura 47. Estrategia de diagrama de flujo de inversión conjunta de (Gallardo, 2007), adaptada a la inversión conjunta de reflexión sísmica, MT, gravedad y datos magnéticos.

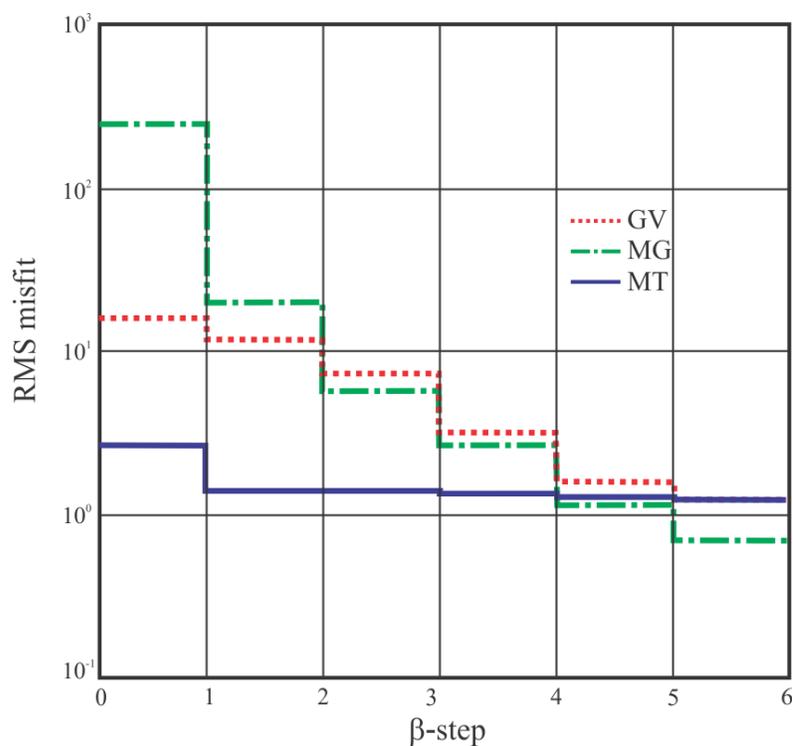


Figura 48. Evolución de los desajustes de los datos gravimétricos, magnéticos y magnetotelúricos del perfil A, para el proceso de inversión conjunta de gradientes cruzados. GV = desajuste de datos de gravedad, MG = desajuste de datos magnéticos, MT = desajuste de datos magnetotelúricos (Tomado de Oliver et al., 2019).

5.2 Datos de entrada

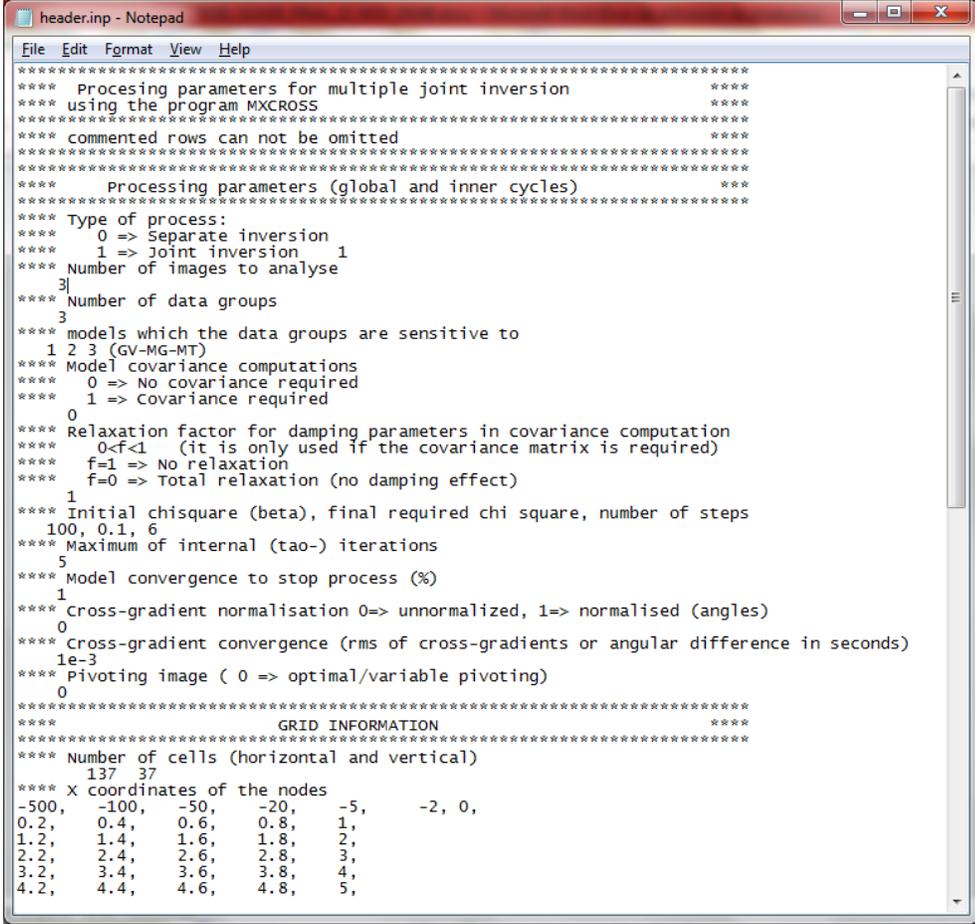
Como se mencionó anteriormente, los datos de campos potenciales (gravimétricos y magnéticos) fueron procesados utilizando las herramientas de Oasis Montaj, mientras que los datos magnetotelúricos se procesaron con el software proporcionado por el fabricante del equipo utilizado.

Los procesos de inversión conjunta se realizaron mediante el software CROSSGRAD (Gallardo, 2007), el cual requiere un archivo de encabezado “header.inp” (Figura 49) este archivo contiene lo siguiente:

- Las especificaciones generales de la rejilla del modelo.
- Tipo de inversión a realizar (puede ser inversión separada o conjunta).
- Número de imágenes o modelos a analizar.
- El número y tipo de datos utilizados en la inversión.
- Factor de relajación β (con valor de 100 para el inicio y 0.1 al final).

- Número de iteraciones que se calcularán.
- Parámetro sobre la convergencia de la función de gradientes cruzados.
- El tipo de pivoteo entre imágenes para cada paso de las iteraciones internas del proceso y,
- Los factores de suavizado (α) presente en la función objetivo para cada tipo de dato.

Para cada tipo de parámetro o propiedad física se requieren dos archivos de entrada adicionales: uno que proporciona el modelo a-priori (“gv.mod”, “mg.mod” y “mt.mod”) y otro que indica la desviación estándar de cada parámetro del modelo (“gvstd.mod”, “mgstd.mod” y “mstd.mod”). Para cada tipo de dato geofísico se requiere un archivo específico de entrada con los datos observados y su desviación estándar (“gv.inp”, “mg.inp” y “mt.inp”) y, para el caso de datos magnetotéluricos, se requiere un archivo adicional (“headmt.inp”) que indica las características de la geometría del mallado del modelo de resistividades para la solución numérica de las ecuaciones de Maxwell.



```

header.inp - Notepad
File Edit Format View Help
*****
***** Processing parameters for multiple joint inversion *****
***** using the program MXCROSS *****
***** commented rows can not be omitted *****
*****
***** Processing parameters (global and inner cycles) *****
*****
***** Type of process: *****
***** 0 => Separate inversion *****
***** 1 => Joint inversion 1 *****
***** Number of images to analyse *****
***** 3 *****
***** Number of data groups *****
***** 3 *****
***** models which the data groups are sensitive to *****
***** 1 2 3 (GV-MG-MT) *****
***** Model covariance computations *****
***** 0 => No covariance required *****
***** 1 => Covariance required *****
***** 0 *****
***** Relaxation factor for damping parameters in covariance computation *****
***** 0<f<1 (it is only used if the covariance matrix is required) *****
***** f=1 => No relaxation *****
***** f=0 => Total relaxation (no damping effect) *****
***** 1 *****
***** Initial chisquare (beta), final required chi square, number of steps *****
***** 100, 0.1, 6 *****
***** Maximum of internal (tao-) iterations *****
***** 5 *****
***** Model convergence to stop process (%) *****
***** 1 *****
***** Cross-gradient normalisation 0=> unnormalized, 1=> normalised (angles) *****
***** 0 *****
***** Cross-gradient convergence (rms of cross-gradients or angular difference in seconds) *****
***** 1e-3 *****
***** Pivoting image ( 0 => optimal/variable pivoting) *****
***** 0 *****
*****
***** GRID INFORMATION *****
*****
***** Number of cells (horizontal and vertical) *****
***** 137 37 *****
***** X coordinates of the nodes *****
***** -500, -100, -50, -20, -5, -2, 0, *****
***** 0.2, 0.4, 0.6, 0.8, 1, *****
***** 1.2, 1.4, 1.6, 1.8, 2, *****
***** 2.2, 2.4, 2.6, 2.8, 3, *****
***** 3.2, 3.4, 3.6, 3.8, 4, *****
***** 4.2, 4.4, 4.6, 4.8, 5, *****

```

Figura 49. Ejemplo del archivo “header.inp”, en donde se aprecia el método de inversión y la configuración del mallado para el perfil A.

5.3 Modelos de Inversión Conjunta

En este trabajo, el dominio para los modelos se divide lateralmente en celdas regulares de 200 m de ancho a lo largo de cada perfil. El ancho de la celda se aumentó logarítmicamente hasta que toda la sección se extendió 500 km más allá de los extremos del perfil para reducir los efectos de borde. El espesor de las celdas varía con la profundidad, desde 30 m en la superficie hasta 10 km en profundidad.

El proceso comienza con modelos completamente homogéneos con contrastes de densidad nula (0 gr/cm^3), magnetización 0 A/m y 100 Ohm-m para resistividad eléctrica. Es posible utilizar modelos iniciales más complejos; sin embargo, para este trabajo se optó por un modelo homogéneo para dejar que las estructuras del modelo final fueran generadas únicamente por los datos de entrada y no por un modelo preconcebido muy elaborado.

Después se llevaron a cabo varios experimentos con diferentes valores de suavizado α hasta encontrar modelos satisfactorios. La clave en la selección de los modelos óptimos preferidos es la reducción del factor β a través de varios pasos iterativos para lograr una convergencia simultánea del ajuste de datos normalizado al valor objetivo de 1. En este proceso, se espera que este valor sea alcanzado en la cuarta iteración (Figura 48). Cada modelo seleccionado resultó de un promedio de 15 experimentos en donde se probaron diferentes parámetros de suavidad, en donde se pudo apreciar que la configuración estructural del basamento y las unidades menos profundas fueron consistentes a través de todos los experimentos.

Hay que tener ciertas consideraciones en mente para asegurar que los modelos resultantes sean válidos, ya que, dependiendo de los parámetros seleccionados, los modelos resultantes pueden estar muy lejos de las condiciones reales de la zona de estudio.

Los criterios que se deben de tomar en cuenta son los siguientes

1. La solución en la primera iteración debe ser un modelo con bajos contrastes de la propiedad física, pues se parte de un modelo a-priori homogéneo, si esto no se cumple es necesario revisar los parámetros de suavizamiento α ,
2. Se debe buscar en cada iteración el valor RMS del ajuste respecto al valor β objetivo,

3. Las propiedades físicas resultantes deben ser posibles en el contexto geológico del área de estudio y
4. Debe de existir congruencia entre las soluciones obtenidas para los diferentes perfiles en la misma área de estudio, pues todos provienen del mismo contexto geológico, es decir, los modelos deben tener cierta correspondencia estructural.

Los modelos óptimos de densidad, magnetización y resistividad eléctrica para los cinco perfiles obtenidos en este trabajo se muestran en las figuras (50, 52, 54, 56 y 58). Estas imágenes diferencian claramente las propiedades físicas contrastantes de las estructuras someras y las más profundas, lo que sugiere la existencia de un basamento profundo en el área. También representan estructuras verticales prominentes en varios lugares a lo largo de los perfiles, que se elevan desde la estructura más profunda del basamento. Todas las imágenes reflejan la similitud estructural esperada para el algoritmo de gradiente cruzado. Los contrastes de densidad son relativos a la densidad de la unidad más profunda, lo cual corresponde a la anomalía gravimétrica residual completamente.

Todos los modelos resultantes reproducen la gravedad observada y los datos magnéticos, logrando valores RMS normalizados de 0.054 a 0.841 para la gravedad y de 0.566 a 1.292 para el residual magnético, los cuales están cerca del valor objetivo de 1. La respuesta de MT calculada de los modelos reproduce las principales características de los datos de MT observados y las diferencias en las respuestas del modelo se deben a la aproximación pseudo-bidimensional implícita en el cálculo de la matriz de derivadas parciales (jacobiano) del algoritmo de inversión de datos MT (Smith and Booker 1991) incorporado en el algoritmo de inversión conjunta.

En la siguiente sección se ilustran los modelos obtenidos de las tres propiedades físicas en cada perfil, así como el ajuste logrado a los datos geofísicos en cada uno de ellos, mientras que la interpretación a detalle en términos de la combinación de propiedades físicas y su correlación geológica se ilustran en el capítulo VI.

Perfil A.

La Figura 50 muestra los modelos de densidad, magnetización y resistividad obtenidos para el perfil A, así como la ubicación del perfil y el ajuste obtenido a los datos gravimétricos y magnéticos,

mientras que la Figura 51 muestra el ajuste logrado a los datos MT correspondientes. En general se observa que, exceptuando el modelo de magnetización, el contraste en todas las propiedades se incrementa gradualmente con la profundidad. Mientras que esto es algo esperable en una cuenca sedimentaria sujeta a procesos normales de compactación, ciertamente tiene el efecto de la suavidad impuesta en el proceso. Denota también la suficiencia de esta estructura simple para justificar los datos potenciales del perfil y la estructura promedio de resistividad, por lo que se pueden considerar como los elementos más robustamente constreñidos por los tres datos de manera simultánea. Destacan así, los levantamientos de los rasgos más profundos en la posiciones 0 km y 20 km como los más prominentes rasgos anómalos profundos y la importancia de la magnetización encontrada para diferenciar unidades más superficiales como se discute en el capítulo siguiente.

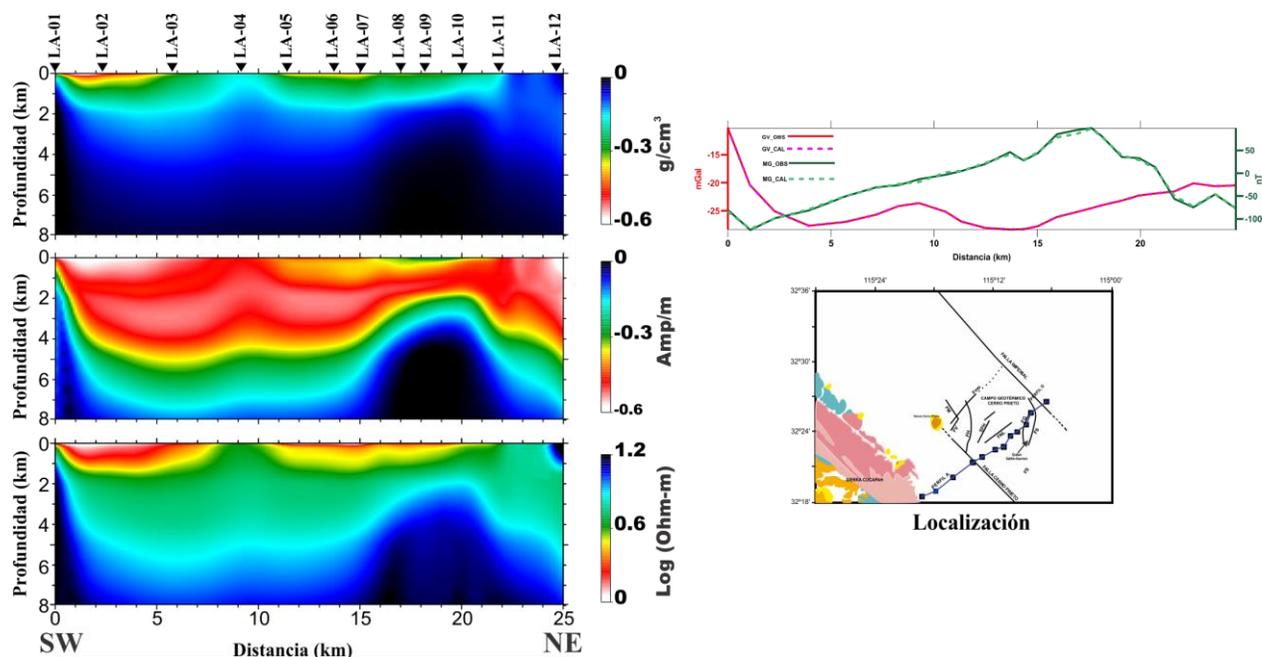


Figura 50. Modelos de densidad (arriba izquierda), magnetización (cuadro central) y resistividad (panel inferior izquierdo) obtenidos después de la inversión conjunta de datos de gravedad, magnéticos y MT para el Perfil A ubicado según se indica en la imagen derecha. En la parte superior derecha se muestra el ajuste a los datos gravimétricos y magnéticos.

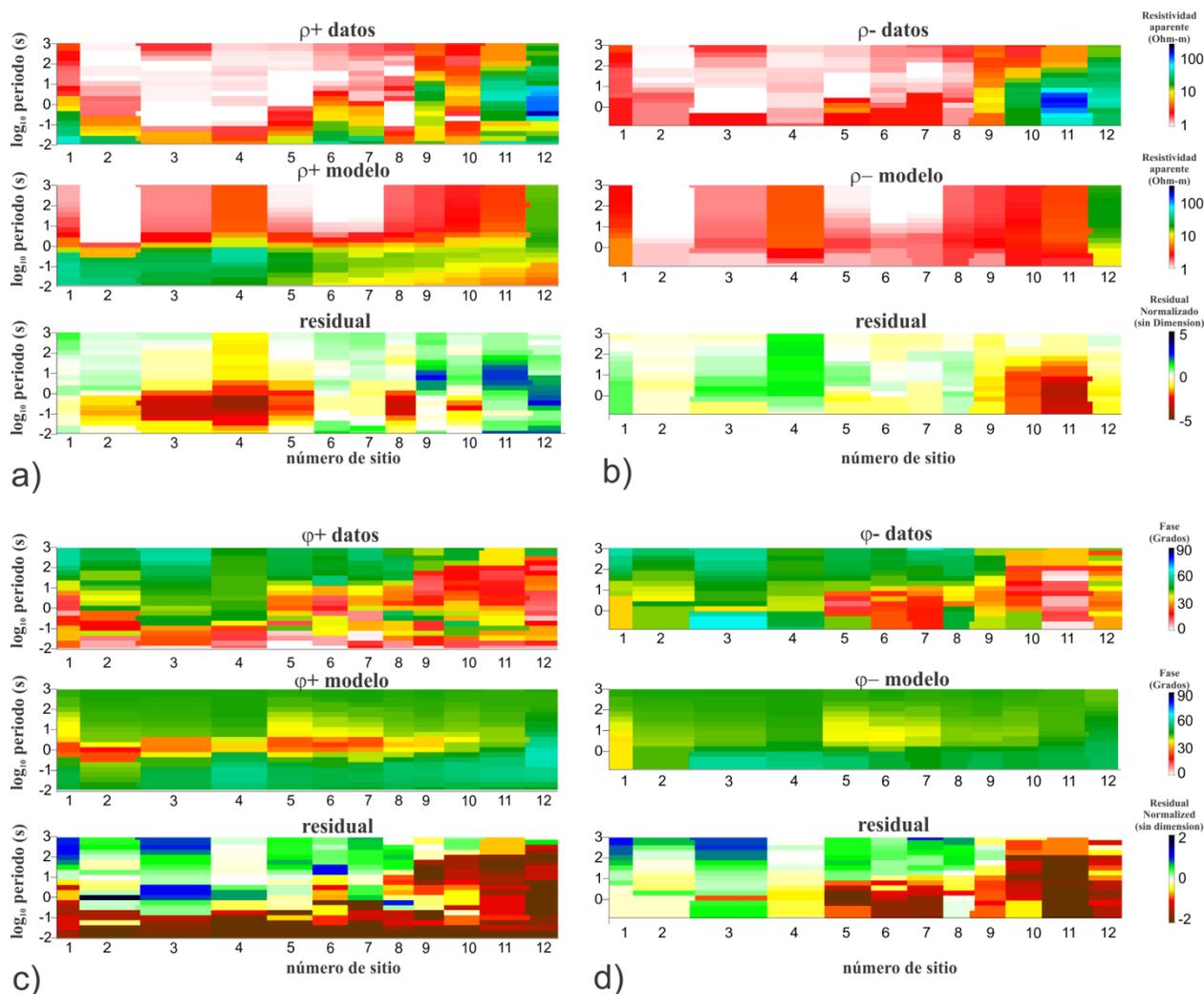


Figura 51. Pseudosecciones de la respuesta magnetotelúrica del modelo de resistividades de la Figura 41 (resultado de inversión conjunta). a) pseudosecciones de ρ_+ observada y calculada. b) pseudosecciones de ρ_- observada y calculada. c) pseudosecciones de ϕ_+ observada y calculadas. d) pseudosecciones de ϕ_- observada y calculadas.

Perfil B.

La Figura 52 muestra los modelos de densidad, magnetización y resistividad obtenidos para el perfil A, así como la ubicación del perfil y el ajuste obtenido a los datos gravimétricos y magnéticos, mientras que la Figura 53 muestra el ajuste logrado a los datos MT correspondientes. Al igual que el perfil A destacan rasgos prominentes que parten de la zona más profunda (posiciones 5 km a 12 km); sin embargo, en este perfil este rasgo parece fragmentado al menos en lo que corresponde a sus propiedades magnéticas y su resistividad eléctrica. Esto podría asociarse a una diferencia en el origen de estos materiales a profundidad. Las estructuras más someras, al igual que el perfil A, corresponden a

variaciones graduales en todas las propiedades físicas. La principal diferencia en esta zona respecto al perfil A es la existencia de dos valores de magnetización contrastantes aflorando en la sección de magnetización correspondiente. El origen de estas variaciones se discute en detalle en el capítulo VI. En este perfil destacan también los bajos valores de resistividad obtenidos en el borde noreste del perfil.

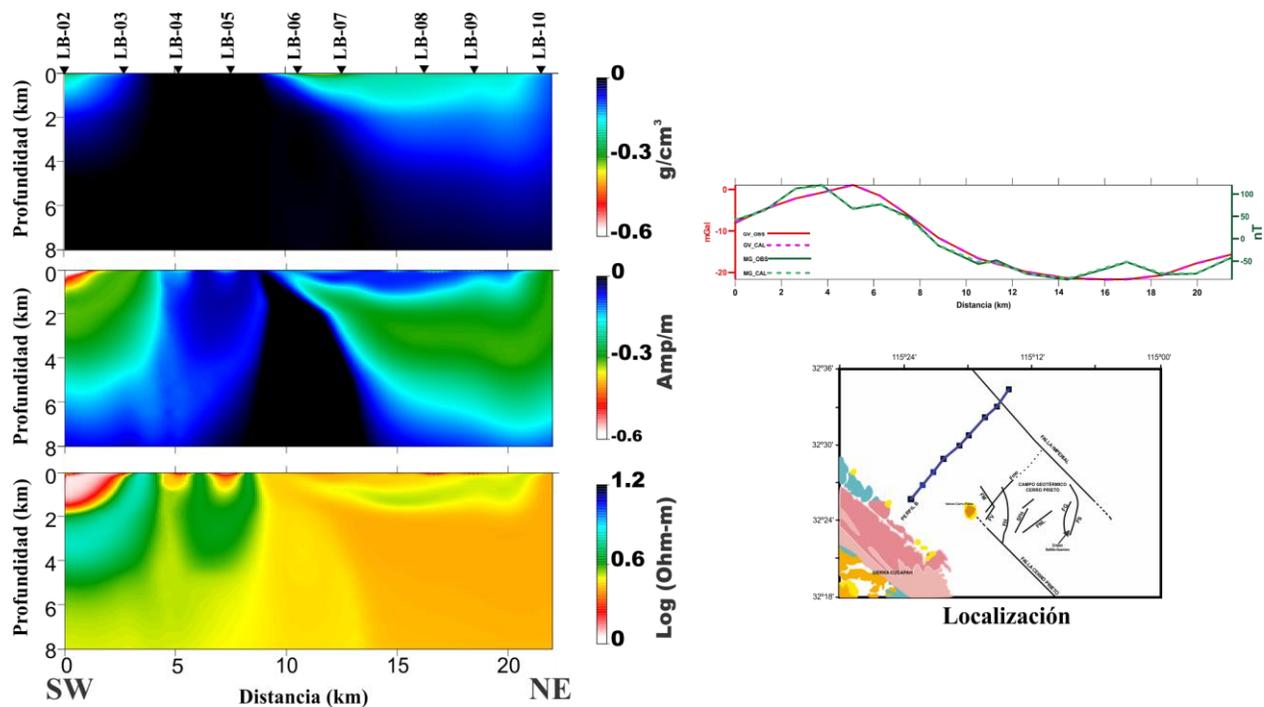


Figura 52. Modelos de densidad (arriba izquierda), magnetización (cuadro central) y resistividad (panel inferior izquierdo) obtenidos después de la inversión conjunta de datos de gravedad, magnéticos y MT para el Perfil B ubicado según se indica en la imagen derecha. En la parte superior derecha se muestra el ajuste a los datos gravimétricos y magnéticos.

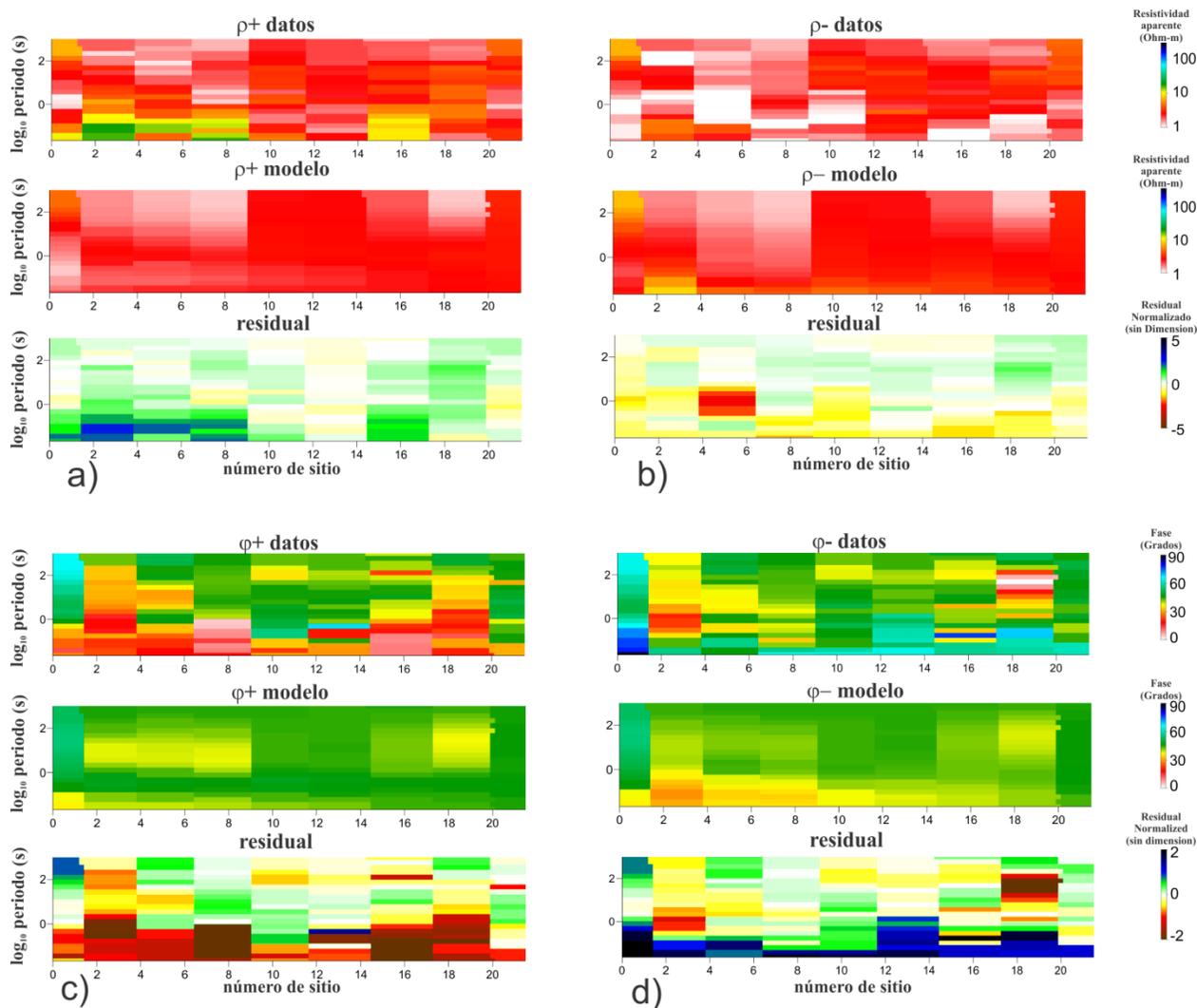


Figura 53. Pseudosecciones de la respuesta magnetotelúrica del modelo de resistividades de la Figura 43 (resultado de inversión conjunta). a) pseudosecciones de ρ_+ observada y calculada. b) pseudosecciones de ρ_- observada y calculada. c) pseudosecciones de φ_+ observada y calculadas. d) pseudosecciones de φ_- observada y calculadas.

Perfil C.

La Figura 54 muestra los modelos de densidad, magnetización y resistividad obtenidos para el perfil C, así como la ubicación del perfil y el ajuste obtenido a los datos gravimétricos y magnéticos, mientras que la Figura 55 muestra el ajuste logrado a los datos MT correspondientes. Al igual que el perfil A destacan rasgos prominentes que parten de la zona más profunda (en cuatro posiciones diferentes a lo largo del perfil). En este perfil estos rasgos prominentes tienen alta resistividad, magnetización y densidad, por lo que pueden asociarse a un origen común. Las zonas sobreyacentes también presentan la variación monótona gradual de densidad y resistividad con la profundidad y una

zona de baja magnetización a profundidades intermedias. El origen de estas variaciones se discute en detalle en el capítulo VI.

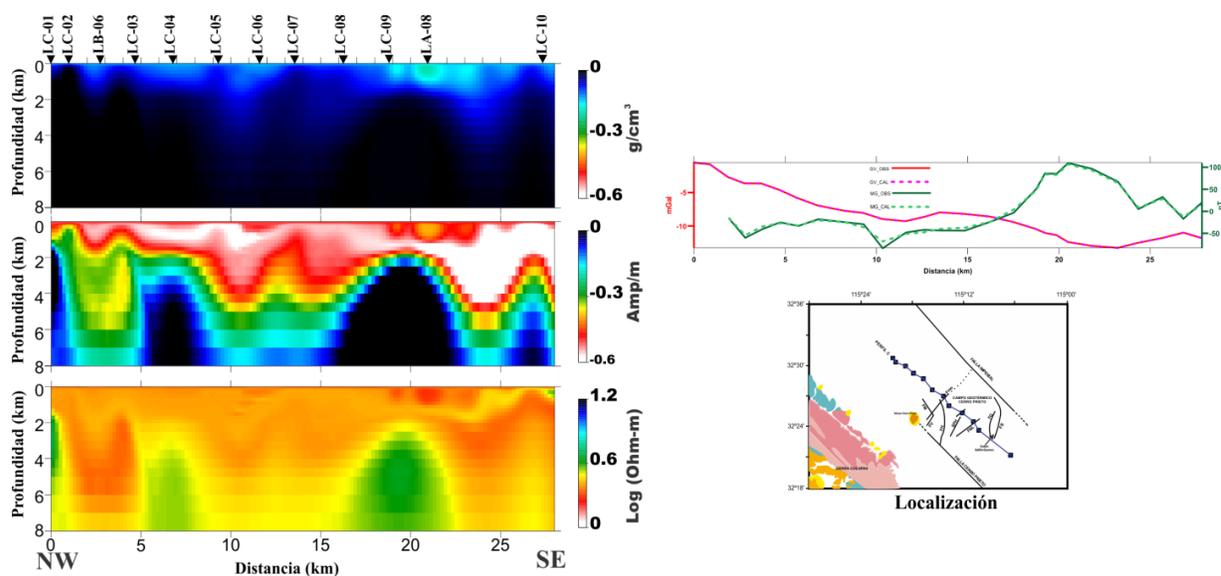


Figura 54. Modelos de densidad (arriba izquierda), magnetización (cuadro central) y resistividad (panel inferior izquierdo) obtenidos después de la inversión conjunta de datos de gravedad, magnéticos y MT para el Perfil C ubicado según se indica en la imagen derecha. En la parte superior derecha se muestra el ajuste a los datos gravimétricos y magnéticos.

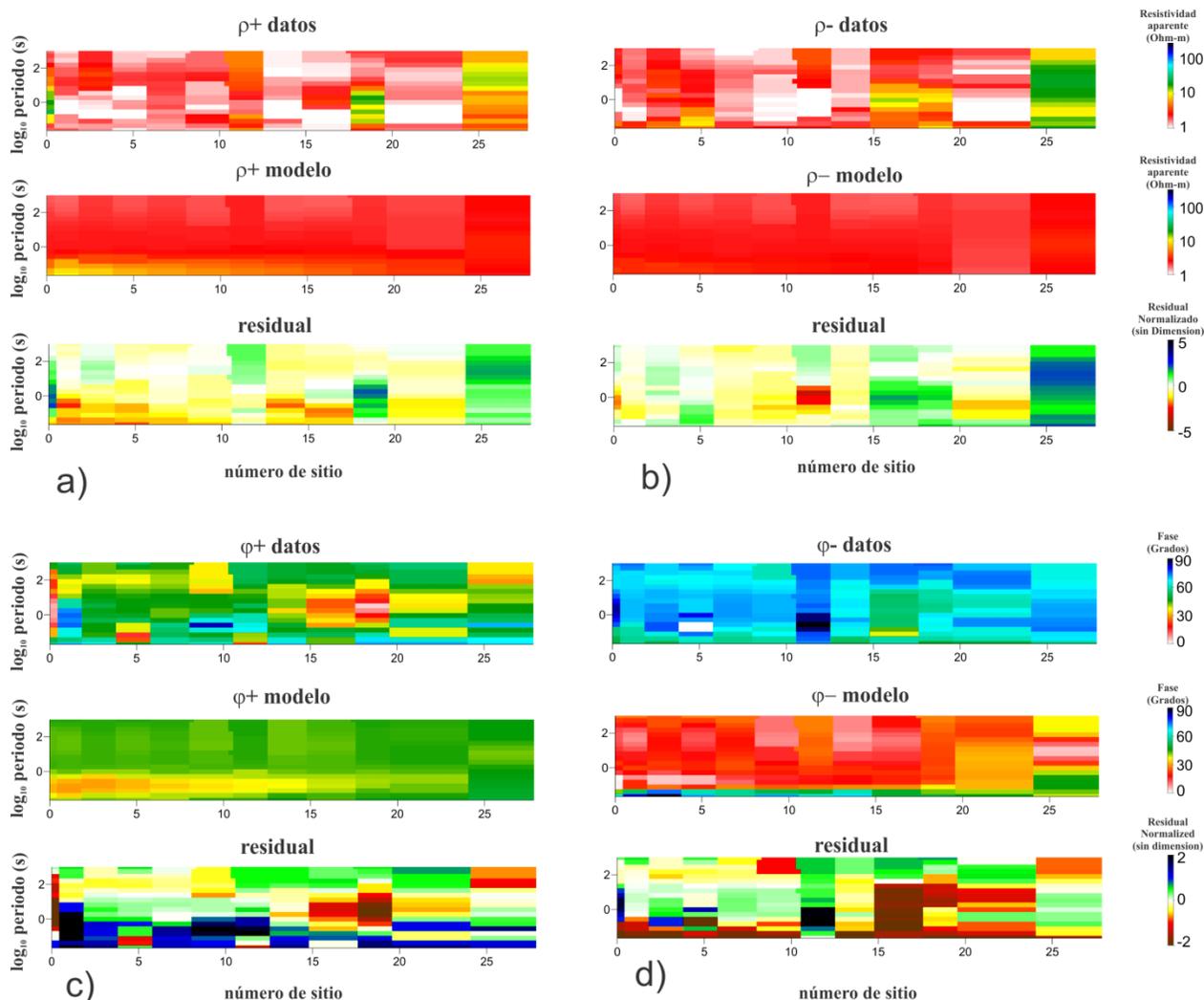


Figura 55. Pseudosecciones de la respuesta magnetotelúrica del modelo de resistividades de la Figura 45 (resultado de inversión conjunta). a) pseudosecciones de ρ_+ observada y calculada. b) pseudosecciones de ρ_- observada y calculada. c) pseudosecciones de φ_+ observada y calculadas. d) pseudosecciones de φ_- observada y calculadas.

Perfil D.

La Figura 56 muestra los modelos de densidad, magnetización y resistividad obtenidos para el perfil D, así como la ubicación del perfil y el ajuste obtenido a los datos gravimétricos y magnéticos, mientras que la figura 57 muestra el ajuste logrado a los datos MT correspondientes. Al ser un perfil muy corto, cercano y paralelo al perfil A, este perfil se procesó de manera análoga al perfil A, pero sustituyendo los sondeos tomados exactamente sobre este segmento. La sección presenta únicamente el segmento cubierto por nuevos datos. Como era de esperarse, la mayoría de los rasgos profundos existente en el perfil A se reprodujeron nuevamente en este perfil. Destacan el cuerpo denso, magnético

y resistivo más profundo y la variación gradual de las propiedades con la profundidad. El origen de estas variaciones se discute en detalle en el capítulo VI.

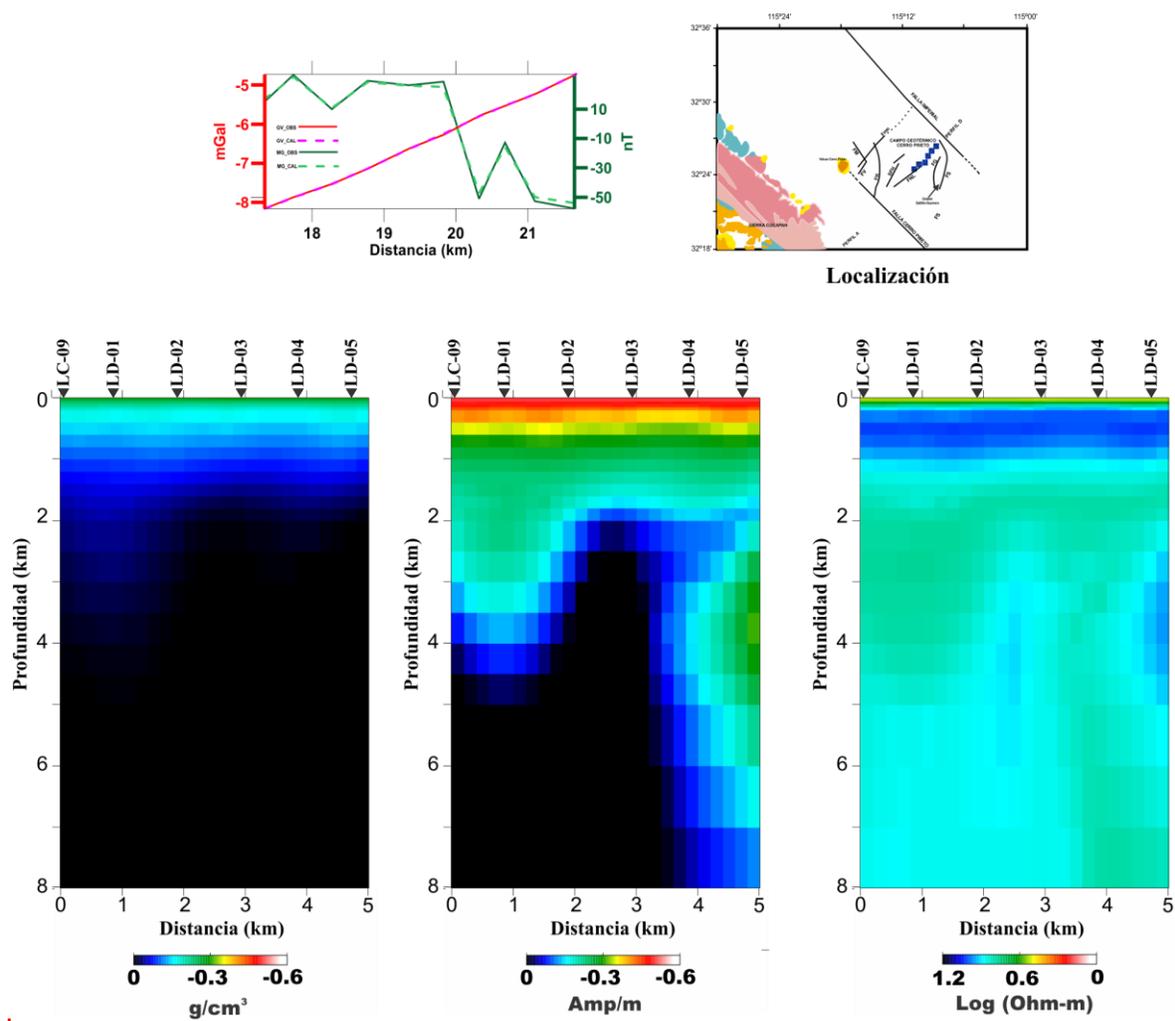


Figura 56. Modelos de densidad (abajo izquierda), magnetización (cuadro central) y resistividad (panel inferior derecho) obtenidos después de la inversión conjunta de datos de gravedad, magnéticos y MT para el Perfil D ubicado según se indica en la imagen superior derecha. En la parte superior izquierda se muestra el ajuste a los datos gravimétricos y magnéticos.

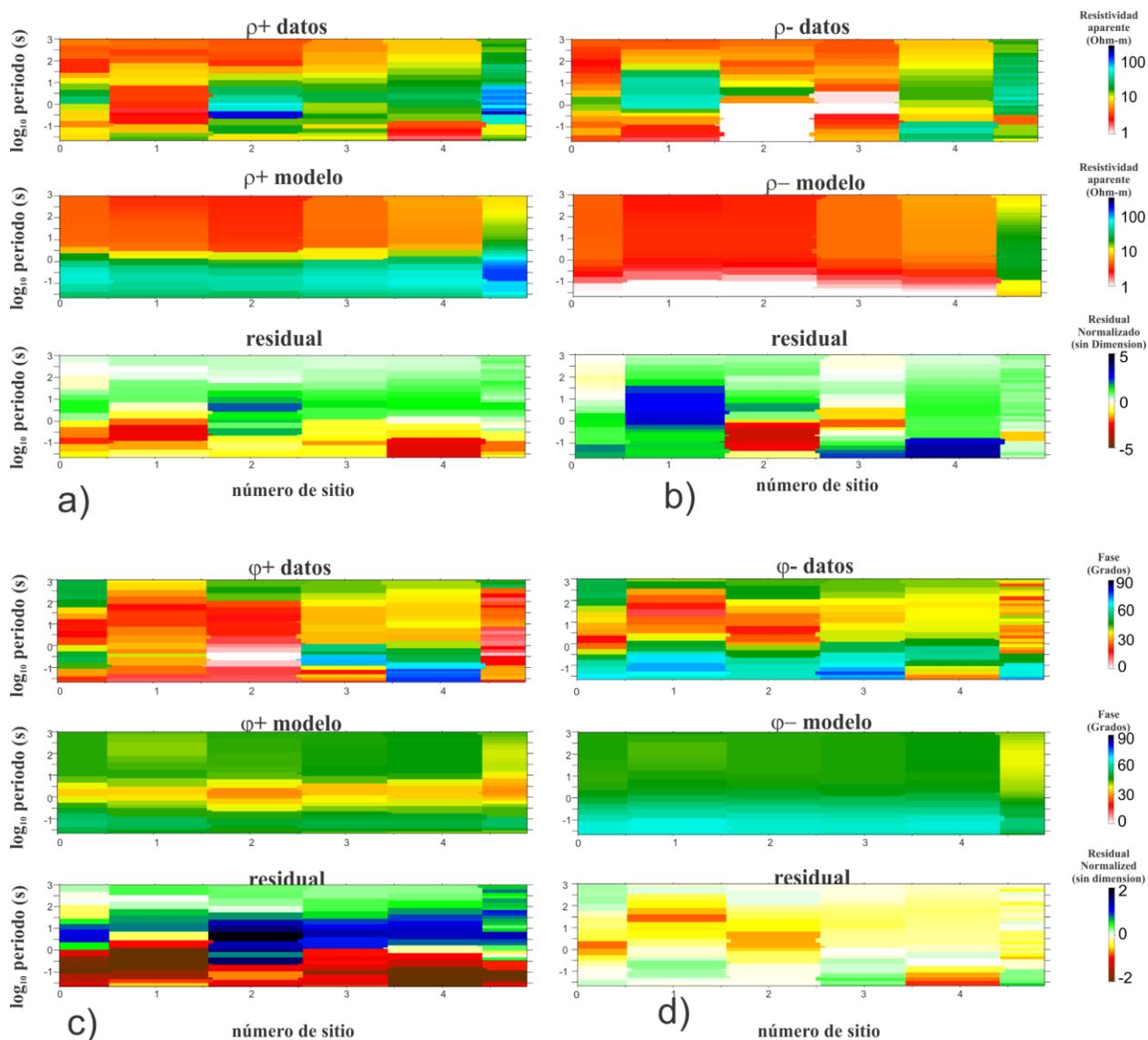


Figura 57. Pseudosecciones de la respuesta magnetotelúrica del modelo de resistividades de la Figura 47 (resultado de inversión conjunta). a) pseudosecciones de ρ_+ observada y calculada. b) pseudosecciones de ρ_- observada y calculada. c) pseudosecciones de φ_+ observada y calculadas. d) pseudosecciones de φ_- observada y calculadas.

Perfil TL.

La Figura 58 muestra los modelos de densidad, magnetización y resistividad obtenidos para el perfil TL, así como la ubicación del perfil y el ajuste obtenido a los datos gravimétricos y magnéticos, mientras que la Figura 59 muestra el ajuste logrado a los datos MT correspondientes. Al igual que el caso anterior (Perfil D), este perfil es también un perfil muy corto; pero, a diferencia del Perfil D, en este caso no se contó con un perfil paralelo cercano para extender el perfil y reducir el efecto de bordes. A pesar

de esto, resultó destacado que el perfil reprodujo satisfactoriamente los rasgos del perfil B, el cual lo intersecta en su posición central. Al igual que el perfil B, se obtuvieron rasgos profundos que resultan fraccionados, los cuales corresponden en posición, forma y combinación de valores. En el caso de rasgos más someros, estos siguen presentando una variación gradual, que también coincide con los del perfil intersectante B.

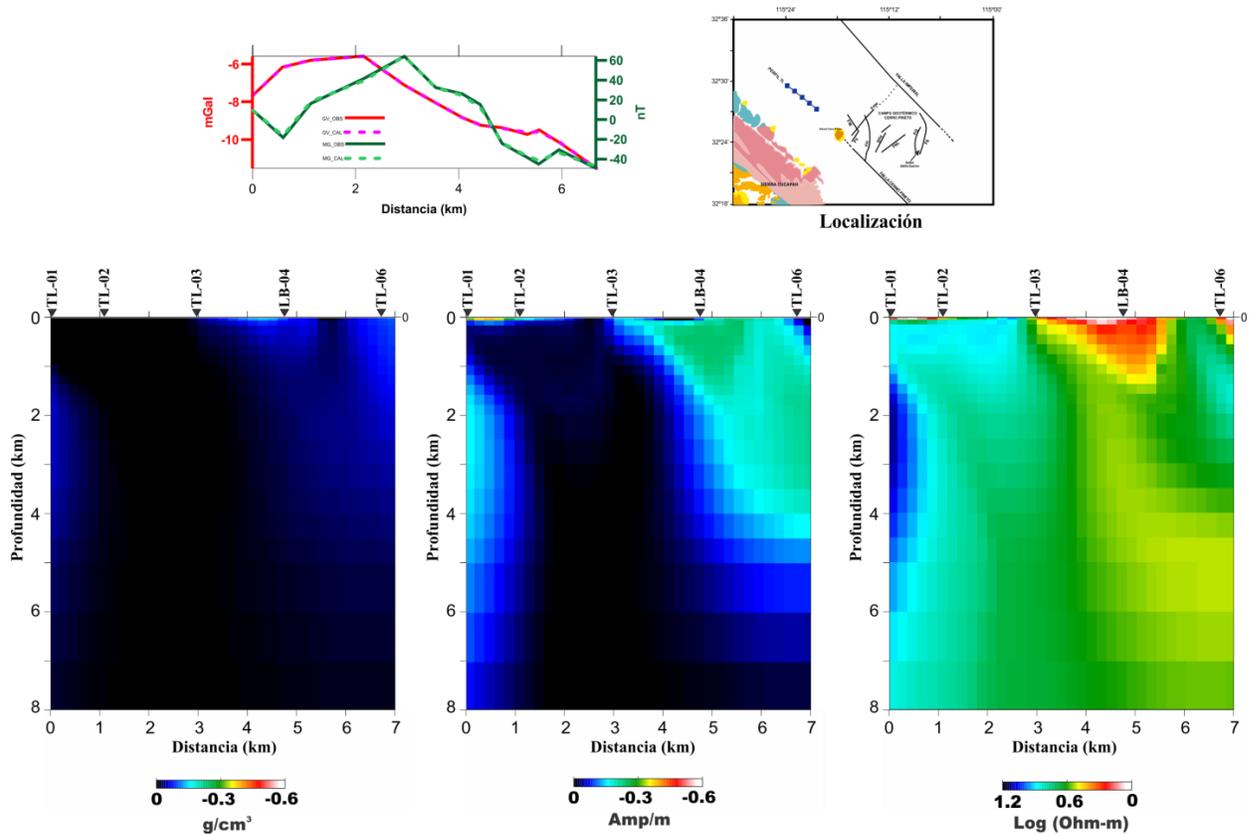


Figura 58. Modelos de densidad (abajo izquierda), magnetización (cuadro central) y resistividad (panel inferior derecho) obtenidos después de la inversión conjunta de datos de gravedad, magnéticos y MT para el Perfil TL ubicado según se indica en la imagen superior derecha. En la parte superior izquierda se muestra el ajuste a los datos gravimétricos y magnéticos.

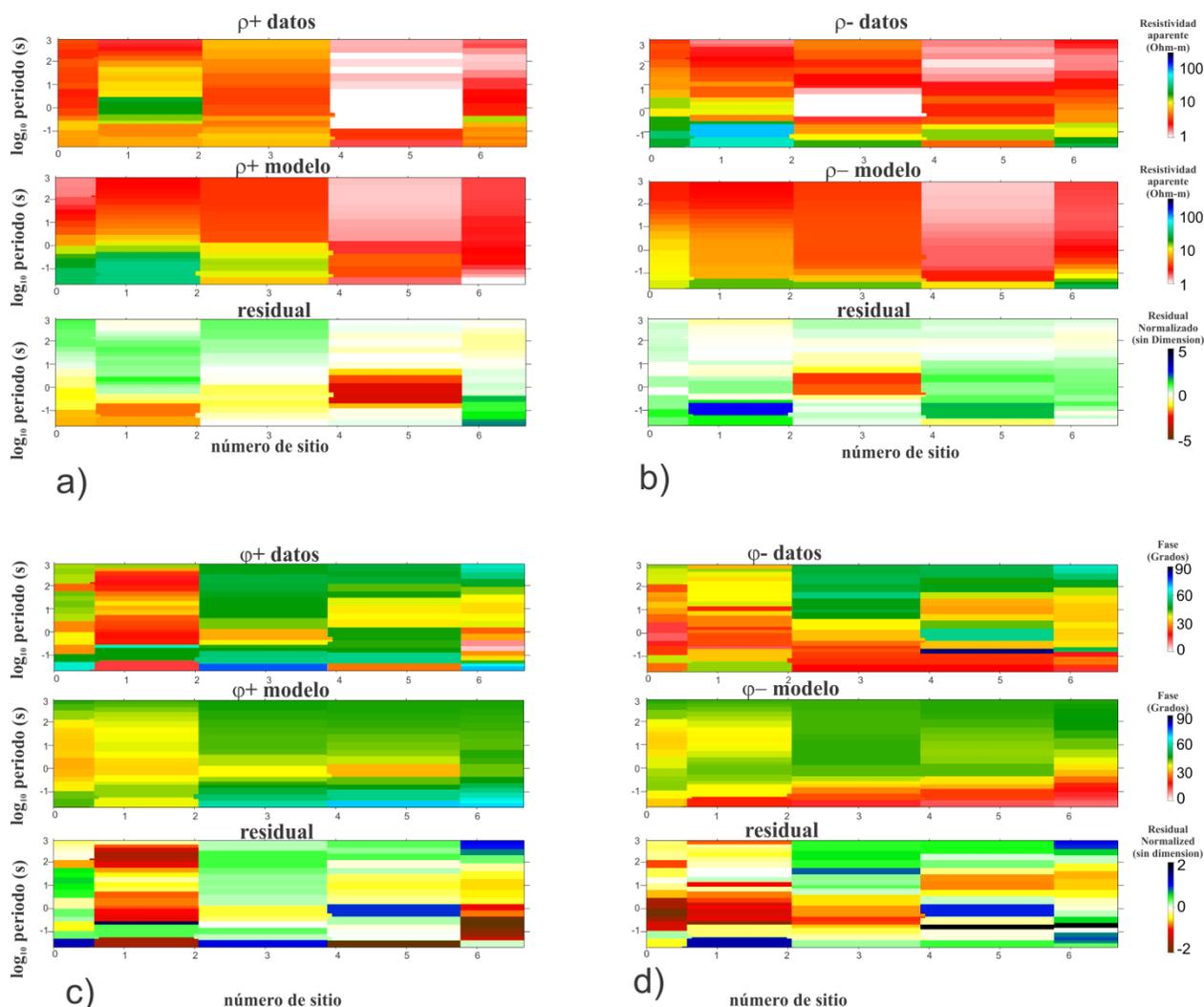


Figura 59. Pseudosecciones de la respuesta magnetotelúrica del modelo de resistividades de la Figura 49 (resultado de inversión conjunta). a) pseudosecciones de ρ_+ observada y calculada. b) pseudosecciones de ρ_- observada y calculada. c) pseudosecciones de φ_+ observada y calculadas. d) pseudosecciones de φ_- observada y calculadas.

5.4 Imágenes Geoespectrales

A partir de las imágenes de densidad, magnetización y resistividad para cada perfil (Figuras 50, 52, 54, 56 y 58), se generaron imágenes geoespectrales empleando los tres colores primarios (RGB) siguiendo el cubo de colores ilustrado en la figura 60. En este dominio tridimensional se genera el color correspondiente a cualquier combinación de valores de densidad (Banda R), magnetización (Banda G) y resistividad (Banda B). La principal característica de esta representación geoespectral es, por un lado, que cualquier variación en una propiedad física resulta en un color diferente y, por otro lado, que esta

representación conserva la incertidumbre asociada a las imágenes suavizadas que comúnmente resultan de los procesos regularizados de inversión a través de una variación gradual del color adquirido, esto es, en unidades de color relativamente difusas.

El concepto de imagen geoespectral fue introducido por Gallardo (2007) como una representación única en color de los valores de múltiples propiedades físicas del subsuelo. En analogía con las imágenes de satélite o radiométricas de color falso. Estas imágenes geoespectrales facilitan la visualización de la distribución espacial de combinaciones de propiedades físicas y se espera que puedan reflejar fácilmente la estructura geológica y las principales unidades geofísicas (e.g. Gallardo et al., 2012).

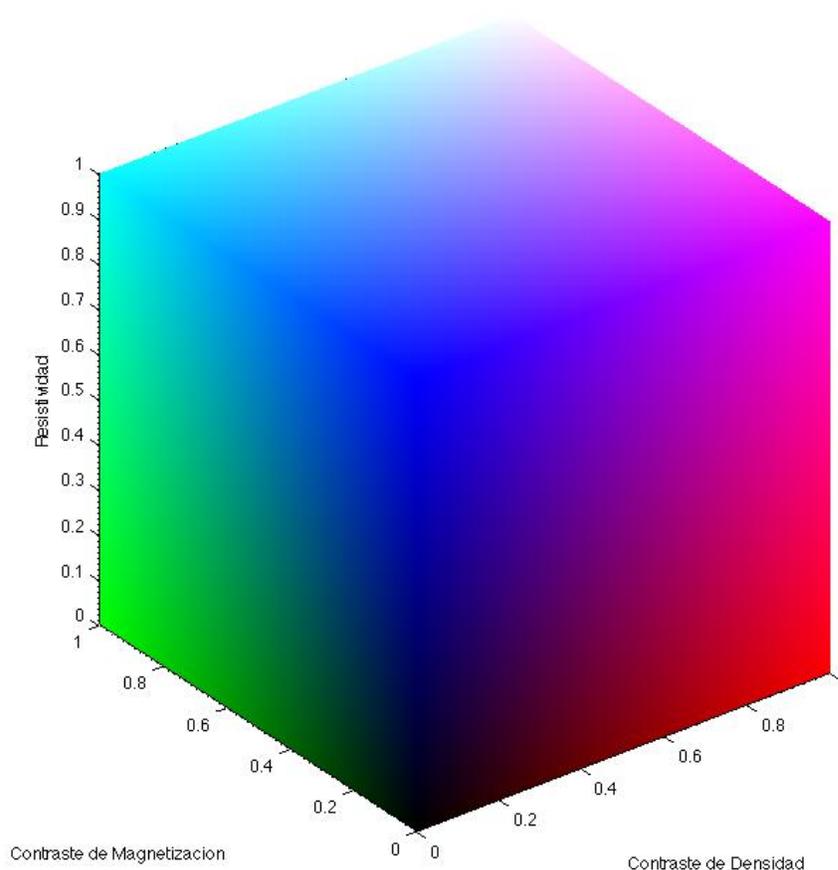


Figura 60. Ilustración del cubo de colores disponibles para una representación de una imagen empleando tres bandas de color RGB. En las imágenes geoespectrales de esta tesis los colores se asignan según se indica en los ejes correspondientes.

Para realizar la interpretación de los modelos, se utilizaron simultáneamente las propiedades de densidad, magnetización y resistividad. Las imágenes geoespectrales para cada perfil se construyeron

asignando la banda roja al contraste de densidad, la banda verde a la magnetización y la banda azul a la resistividad utilizando los límites indicados en la figura 61.

Las imágenes geoespectrales resultantes de aplicar la escala de color ilustrada en la figura 60 a los modelos resultantes de la inversión conjunta de los cinco perfiles (Figuras 50, 52, 54, 56 y 58) se ilustran en la figura 61. En todos los casos se usaron las mismas escalas de color. En estas imágenes destacan la consistencia tanto de los colores resultantes como de su posición y profundidad. Estas características permiten realizar su correlación en todos los perfiles y facilita su interpretación en términos geológicos a través de lo que se denomina unidades geoespectrales. De acuerdo a sus características, estas unidades se podrán correlacionar más certeramente a unidades geológicas específicas (Figura 62). Destacan las unidades más densas y resistivas a profundidad, estas unidades presentan un color azul oscuro cuando tienen baja magnetización o moradas cuando tienen una magnetización mayor. Estas características facilitan su asociación a cuerpos profundos como basamento o cuerpos intrusivos mayores. oscuro y morado. En la parte central de las secciones destacan valores intermedios de densidad y resistividad así como una baja magnetización. Esta unidad resulta representada en una unidad color azul cielo, presente en todas las secciones. Las unidades más superficiales presentan valores bajos de densidad y resistividad y resultan en colores blanco (cuando tiene baja magnetización) o rosa (de mayor magnetización). Esto puede denotar una diferencia en el origen de estos materiales superficiales. La agrupación de estas unidades geoespectrales y su potencial asociación geológica se indica en la columna geoespectral de la figura 62.

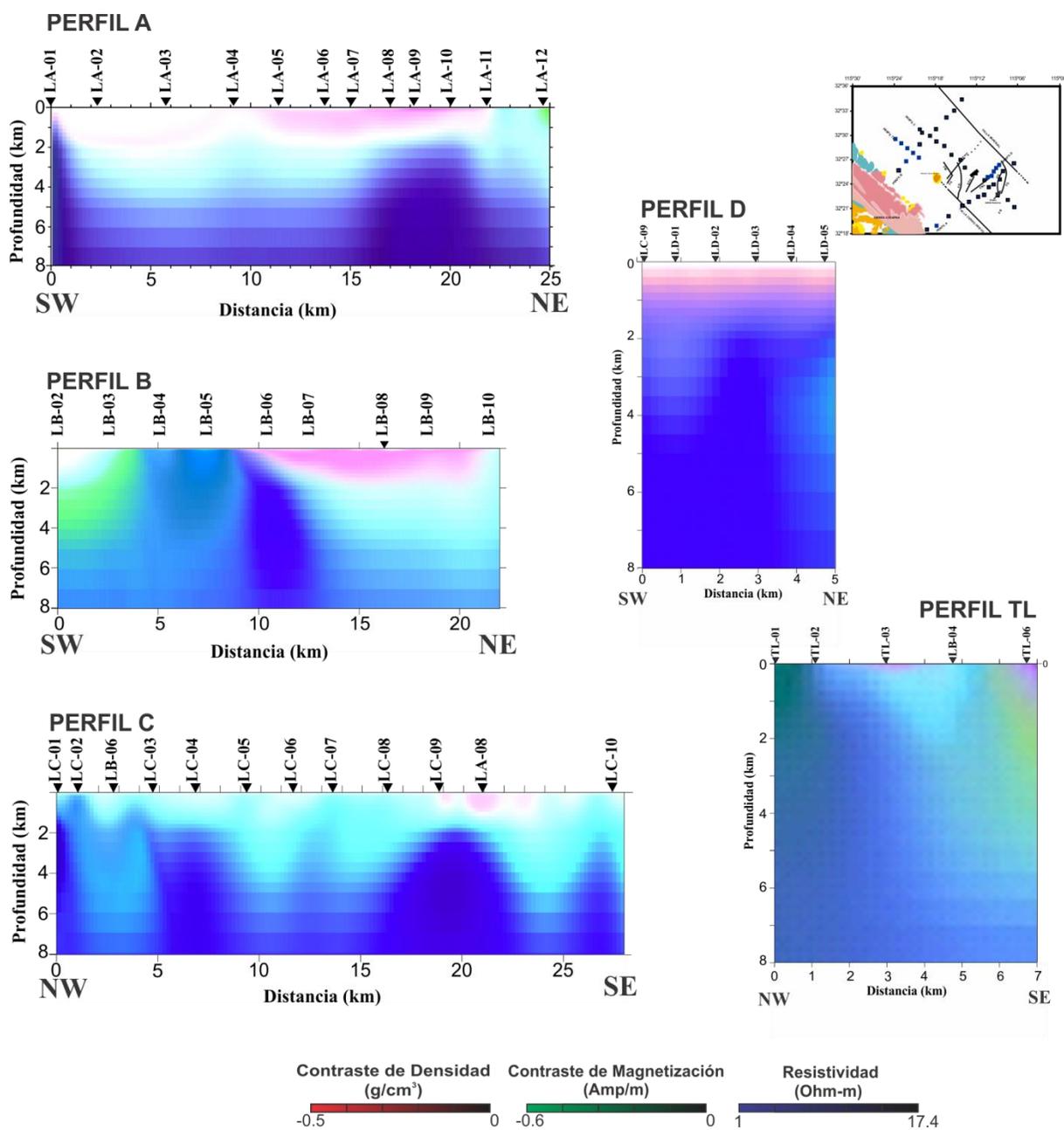


Figura 61. Imágenes geoespectrales para cada perfil de inversión conjunta construidos asignando los valores de densidad a la banda roja del espectro, magnetización a la banda verde y resistividad a la banda azul. Los límites empleados en los colores se indican en la escala correspondiente.

Contraste Densidad (g/cm ³)	Contraste Magnetización (Amp/m)	Resistividad (Ohm-m)	Imagen geoespectral	Interpretación geológica
-0.50 < δ < -0.25 	-0.60 < M < -0.40 	1.00 < ρ < 4.00 	V	Materiales no consolidados (no magnéticos)
-0.40 < δ < -0.09 	-0.47 < M < -0.20 	1.60 < ρ < 6.30 	IV	Materiales no consolidados (magnéticos)
-0.14 < δ < -0.07 	-0.54 < M < -0.43 	4.60 < ρ < 6.30 	III	Depositos sedimentarios
-0.07 < δ < -0.02 	-0.45 < M < -0.15 	5.90 < ρ < 10.00 	II	Basamento metamórfico
-0.05 < δ < -0.00 	-0.25 < M < 0.00 	6.30 < ρ < 17.40 	I	Intrusivos

Figura 62. Columna geoespectral interpretada para los cinco perfiles en la CPACP, la cual indica los colores resultantes en la imágenes geoespectrales de los cinco perfiles del área de estudio (modificado de Oliver et al., 2019).

Capítulo 6. Interpretación de modelos de inversión conjunta

En este capítulo se propone una interpretación de los modelos resultantes de la inversión conjunta de los datos gravimétricos, magnéticos y magnetotelúricos de manera integral en términos de su composición (reflejada en las unidades geoespectrales) y de su estructura (reflejada en cada imagen geoespectral).

6.1. Interpretación integral de los modelos de densidad, magnetización y resistividad por su composición y acomodo estratigráfico.

En general, se pueden identificar cinco unidades principales en las imágenes geoespectrales (Figura 61). Los colores característicos corresponden a diferentes rangos de propiedades físicas que pueden superponerse en algunas de las unidades, pero se observan consistentemente en los cinco perfiles. Numeramos estas unidades en función de su posición estratigráfica aparente desde la más profunda (unidad I) hasta la más superficial (unidad V) (Figura 62). Su descripción general se da a continuación:

La unidad I posee los valores más altos de densidad, magnetización y resistividad. Se identifica particularmente debido a la baja dispersión de los valores de densidad, que deberían corresponder a materiales muy consolidados y pueden correlacionarse fácilmente con un basamento compuesto por cuerpos intrusivos. También es la unidad más magnética en el área y responsable de las altas anomalías magnéticas que se muestran en el mapa magnético (Figura 36). A pesar de que esta unidad tiene una de las mayores variaciones de resistividad, los valores reales aún son pequeños, lo que indica cierta presencia de fluidos en profundidad. Según la posición estratigráfica y los valores de cada propiedad, esta unidad puede estar naturalmente correlacionada con la presencia de un intrusivo magnético mayor. Uno de estos cuerpos intrusivos coincide con el cuerpo magnético de Nuevo León identificado por Quintanilla y Suárez (1994) y Lira-Herrera (2005).

Las unidades Ia y Ib comparten valores de alta densidad y la forma sobresaliente de la unidad I pero tienen una magnetización más baja, lo que sugiere que pueden estar asociadas a diferentes conjuntos intrusivos (Figura 61). La presencia de una combinación similar, pero menos profunda, de valores físicos en el extremo este del Perfil A solo es respaldada por la última estación geofísica y su

proximidad al borde del modelo (sin datos) puede sesgar los valores estimados; consideramos estas características como un artefacto en la inversión.

La unidad II difiere de la unidad I porque tiene valores de densidad, magnetización y resistividad ligeramente más bajos. La pequeña variación en la densidad sugiere que también es una unidad muy consolidada y la diferencia más importante con la unidad I son sus valores de magnetización más bajos. Los valores de resistividad y sus variaciones también son menores que los de la unidad I. Mientras que el orden de ubicación de las unidades I y II todavía es discutible, está claro que estas unidades combinadas constituyen el basamento del área.

La unidad III presenta valores de las tres propiedades más bajos que las unidades I y II y es la más característica porque tiene valores de densidad, magnetización y resistividad muy específicos, que producen un color homogéneo en las imágenes geoespectrales. Es notable que a pesar de su estrecho rango de propiedades, cubre las áreas más grandes dentro de las secciones, lo que puede corresponder muy bien a depósitos sedimentarios profundos al interior de la CPACP.

La unidad IV tiene menor densidad y resistividad que sus unidades subyacentes (I, II y III), lo que indica que estamos tratando con materiales no consolidados parcialmente llenos de fluidos conductores. Sin embargo, su magnetización es relativamente alta, lo que indica que el material clástico debería haber resultado de la deposición de fragmentos de material magnético preexistente (por ejemplo, cuerpos intrusivos). Notablemente, esta unidad ocurre en las cercanías de la unidad I.

La unidad V se superpone a todas las unidades, incluida la unidad IV, y presenta la menor densidad, magnetización y resistividad. Esto sugiere que es la unidad menos consolidada y que el origen de estos depósitos puede ser diferente al de la unidad IV.

6.2 Interpretación Estructural

Además de las propiedades físicas, se empleó la disposición geométrica de estas unidades (Figuras 63 a 67) en todos los perfiles para realizar una interpretación de las estructuras principales en el área. En estas figuras se observan dos patrones estructurales, los cuales consisten en estructuras verticales profundas y capas horizontales poco profundas, que se pueden describir de la siguiente manera.

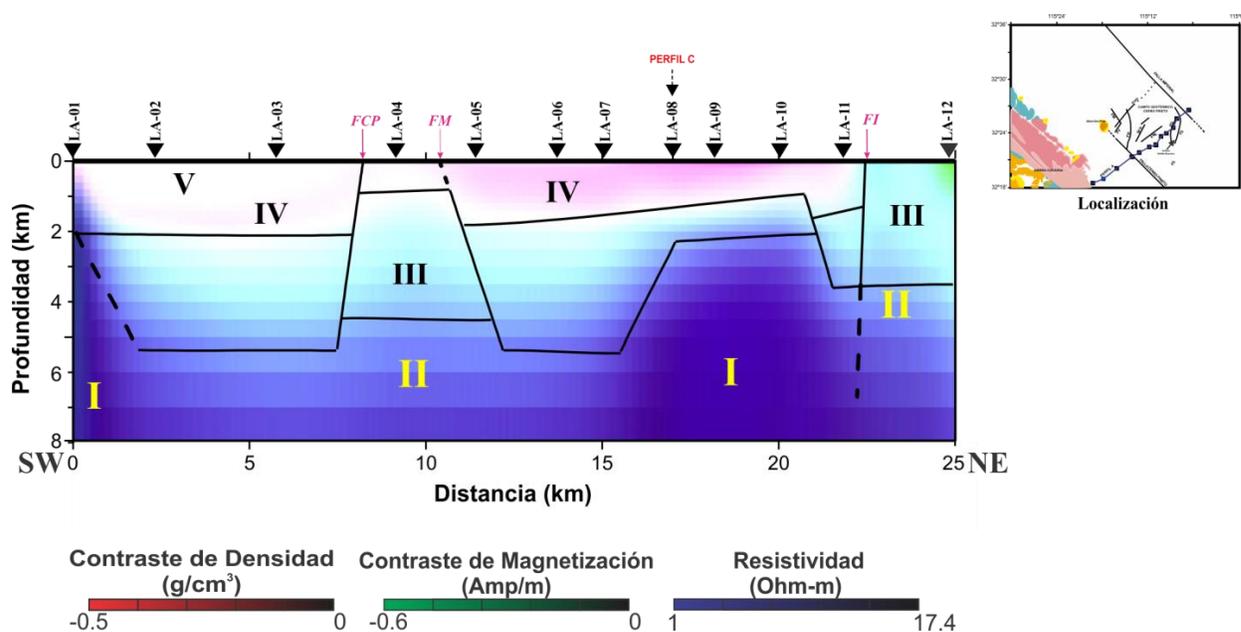


Figura 63. Imagen geoespectral interpretada para el Perfil A. las líneas sólidas representan la interpretación de las estructuras mayores, mientras que las líneas discontinuas representan características que solo se infieren en la imagen o que no están expresadas en superficie. FCP = Falla Cerro Prieto, FM = Falla Michoacán, FI = Falla Imperial.

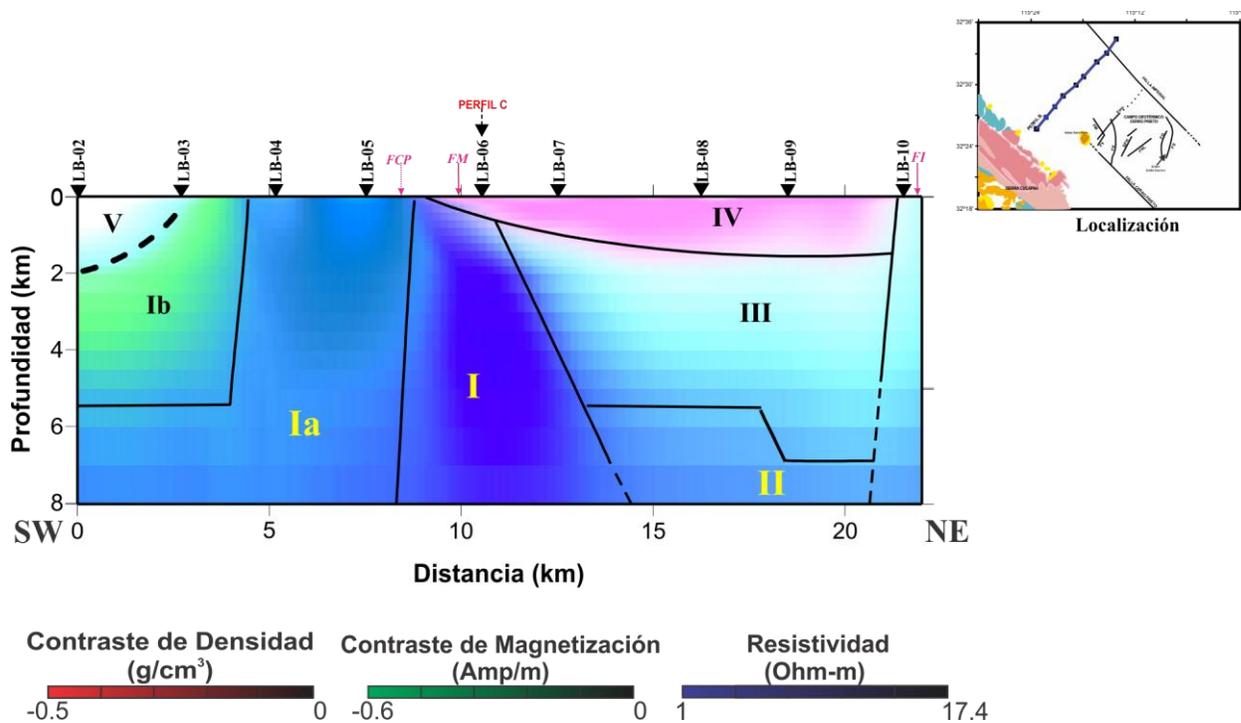


Figura 64. Imagen geoespectral interpretada para el Perfil B. las líneas sólidas representan la interpretación de las estructuras mayores, mientras que las líneas discontinuas representan características que solo se infieren en la imagen o que no están expresadas en superficie. FCP = Falla Cerro Prieto, FM = Falla Michoacán, FI = Falla Imperial.

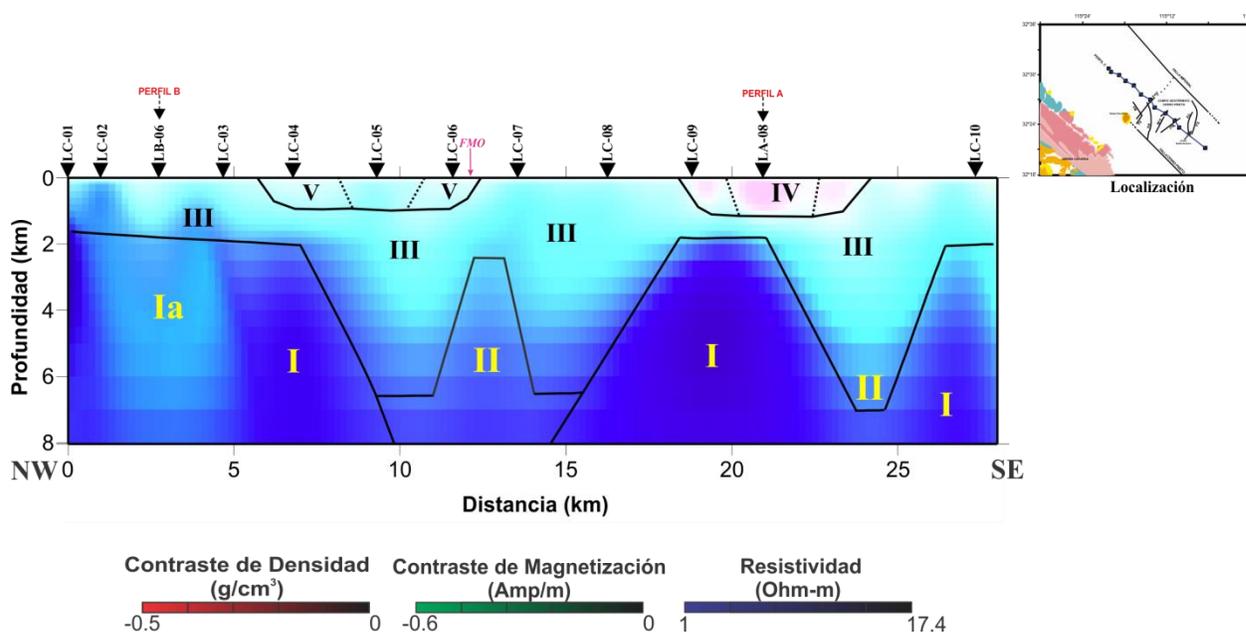


Figura 65. Imagen geoespectral interpretada para el Perfil C. las líneas sólidas representan la interpretación de las estructuras mayores, mientras que las líneas discontinuas representan características que solo se infieren en la imagen o que no están expresadas en superficie. FMO = Falla Morelia

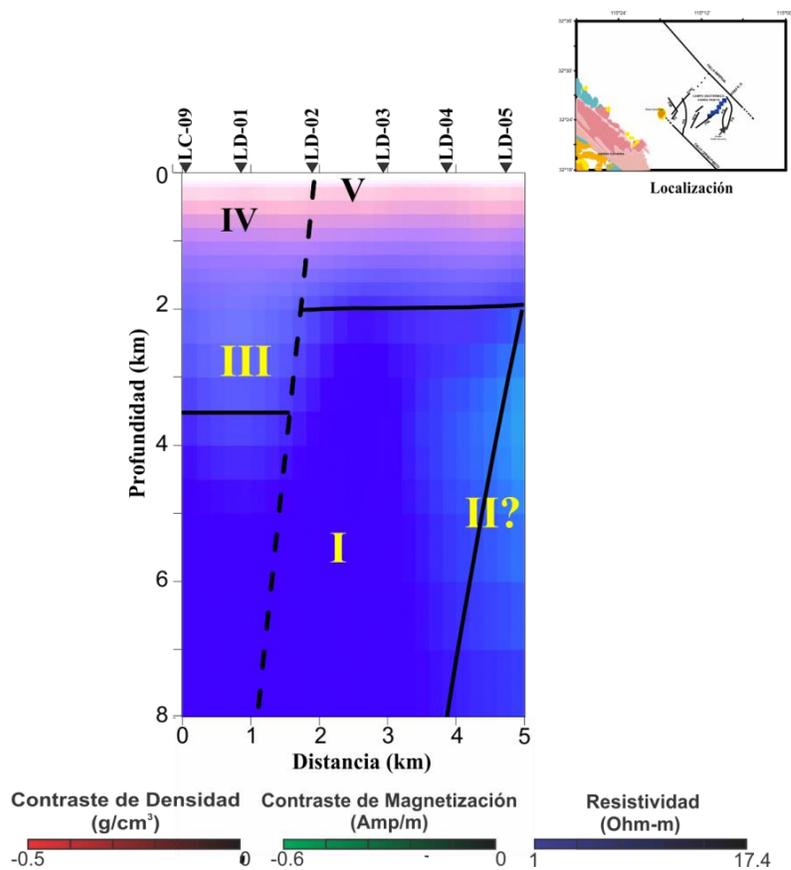


Figura 66. Imagen geoespectral interpretada para el Perfil D. las líneas sólidas representan la interpretación de las estructuras mayores, mientras que las líneas discontinuas representan características que solo se infieren en la imagen o que no están expresadas en superficie.

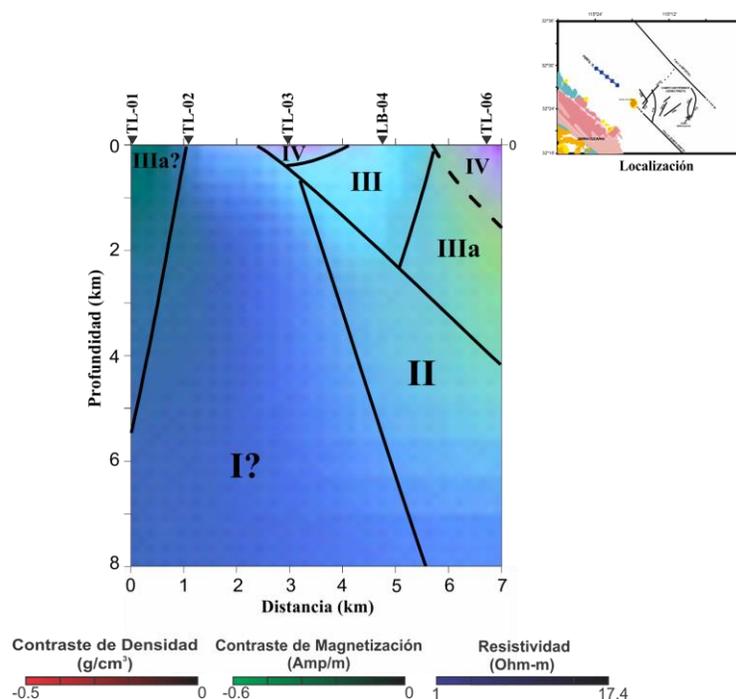


Figura 67. Imagen geoespectral interpretada para el Perfil D. las líneas sólidas representan la interpretación de las estructuras mayores, mientras que las líneas discontinuas representan características que solo se infieren en la imagen o que no están expresadas en superficie.

6.2.1 Estructuras Verticales

Las estructuras verticales se pueden clasificar en dos categorías dependiendo de si afectan o no a las unidades superpuestas. Las estructuras principales que no afectan las unidades superpuestas existen solo en lo que se interpreta como el basamento y proporcionan el contacto entre las unidades I y III. Este contacto ocurre desde una profundidad de 2 km hasta 6 a 7 km formando grabens con márgenes subverticales claramente identificables. Se encuentran a lo largo de las cinco imágenes geoespectrales en las figuras 54 a 58 en varias posiciones: debajo de los sitios LA09 y LA10 en el perfil A; bajo el sitio LB06 en el perfil B; y bajo los sitios LC04, LC08, LA08 y LC10 en el perfil C.

El segundo tipo de estructuras verticales afecta tanto al basamento inferido como a los bloques estructurales. Comienzan desde la superficie y alcanzan aproximadamente los 6 km de profundidad. Estas estructuras afectan la unidad III y las unidades adyacentes y la mayoría de ellas pueden correlacionarse con líneas de falla de superficie identificadas por varios autores. Se pueden encontrar en el perfil A cerca de los sitios LA04, LA05 y LA11; así como en el perfil B entre los sitios LB05 y LB06 y cerca del sitio LB10.

Se identificaron contactos verticales menores que no tienen influencia en las unidades más profundas ni han sido reportados por otros autores. Estos contactos son más claramente visibles en la unidad IV en el perfil C y no podemos asociarlos a un proceso geológico específico.

6.2.2 Estructuras Horizontales

Las estructuras horizontales son las unidades menos profundas, principalmente las unidades IV y V. Sus espesores parecen estar influenciados por la sedimentación natural en el área y su composición por su proximidad con las rocas del basamento (por ejemplo, la unidad IV aparece cerca del levantamiento de la unidad I). Estas unidades son interrumpidas esporádicamente por las estructuras verticales descritas anteriormente. Una característica importante es el aparente levantamiento del basamento (unidad II) en la parte central del perfil C, que parece tener su expresión hasta la superficie y se correlaciona con la falla Morelia identificada por Suárez-Vidal et al. (2008).

6.2.3 Correlaciones Geológicas

Para reconstruir una historia geológica probable del CPACP, se combinaron la interpretación de los modelos obtenidos con la inversión conjunta y la información geológica disponible para el área. Esta interpretación se puede visualizar en la figura 68, como una composición tridimensional del área (utilizando los modelos de los perfiles A, B y C).

Con base en las propiedades físicas presentadas en las imágenes geoespectrales y su asociación espacial, se pueden distinguir varios tipos de basamento que incluyen las unidades I, Ia, Ib y II. Lira-Herrera (2005) reconoce tres tipos de basamento, el más antiguo de estos es el llamado terreno norteamericano, representado por rocas metamórficas del Paleozoico-Mesozoico (que podemos relacionar con nuestra unidad interpretada II). El segundo tipo corresponde al terreno de Baja California con un conjunto de rocas intrusivas graníticas cretáceas (que pueden relacionarse con nuestras unidades interpretadas Ia y Ib). El tercer elemento en el basamento, según Lira-Herrera (2005), es el intrusivo máfico del Neógeno (unidad I), que está relacionado con la unidad más magnética obtenida en las imágenes geoespectrales. La Unidad III descansa directamente sobre el basamento, su posición

estratigráfica y propiedades físicas indican que debe corresponder a las rocas sedimentarias del Neógeno descritas por varios autores (Aguilar-Dumas, 2010; Lira-Herrera, 2005; Puente y De la Peña, 1979), con base en perforaciones dentro del campo geotérmico del Cerro Prieto, como una secuencia de lutita gris a negra con intercalaciones de grano fino a medio. Las unidades IV y V se pueden correlacionar con los depósitos aluviales de arena, gravas y arcillas posteriores al Pleistoceno descrito en el mapa geológico (Figura 3).

De acuerdo con las interpretaciones de los modelos y la correlación con el mapa geológico (Figura 3), de gravedad (Figura 35) y magnético (Figura 36), la unidad magnética I se encuentra consistentemente en los tres perfiles que flanquean las estructuras interpretadas en la CPACP. Esta unidad es menos profunda en el área cercana a la Sierra de Cucapah, donde las rocas intrusivas están realmente expuestas en la superficie y se encuentra a una profundidad de aproximadamente 2 km, en todos los perfiles. Estas características junto con la ubicación en las fallas principales en el área (fallas Cerro Prieto e Imperial) podrían ser una indicación de que la unidad I originalmente era un intrusivo único que fue fragmentado para producir los bloques estructurales que actualmente ocurren en el área. Mientras que algunas de las estructuras de la cuenca están activas hoy en día, otras pueden haber sido abandonadas, refiriéndose en particular a la observada al final del perfil C.

La estructura de la cuenca principal identificada en el perfil C puede corresponder a la cuenca de apertura esperada (Suárez-Vidal et al., 2008) y coincide con los sitios de ocurrencia de subsidencia importante informada por Glowacka et al. (2015), Samsonov et al. (2017) y otros (Figura 3), así como fallas previamente identificadas. El cuerpo elevado en la parte central del perfil C puede ser el levantamiento central de la cuenca pull apart o una estructura volcánica enterrada.

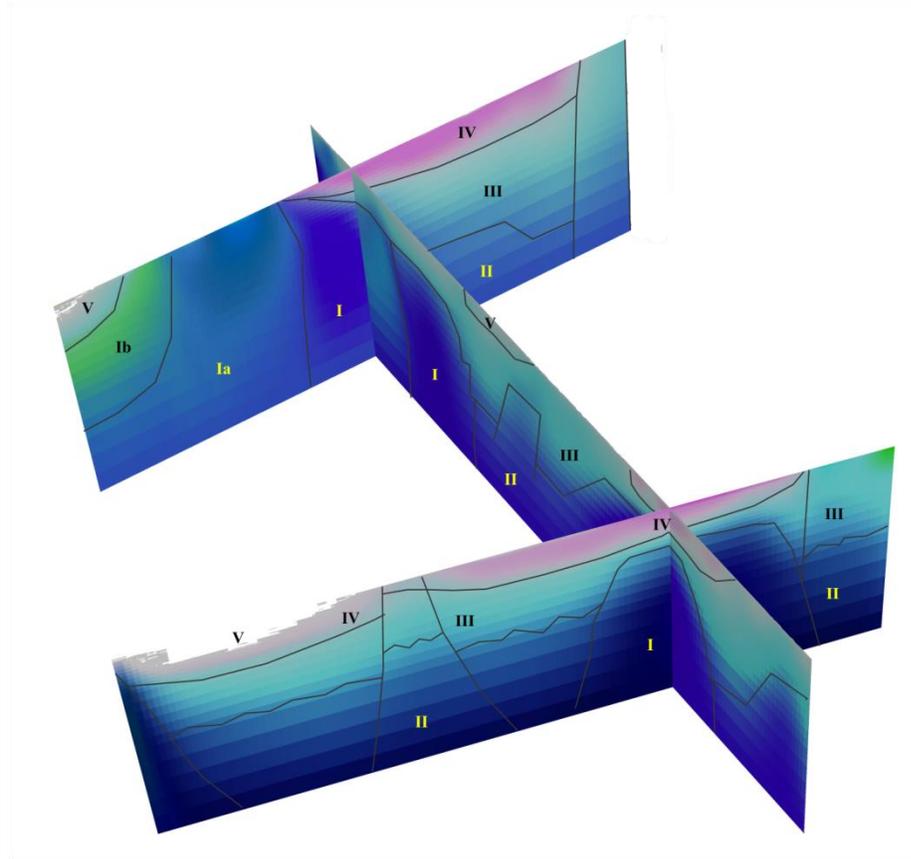


Figura 68. Imagen geoespectral interpretada para el Perfil A. las líneas sólidas representan la interpretación de las estructuras mayores, mientras que las líneas discontinuas representan características que sólo se infieren en la imagen o que no están expresadas en superficie (Modificado de Oliver et al., 2019).

Capítulo 7. Conclusiones

Se aplicó el algoritmo de inversión conjunta de gradiente cruzado para integrar datos de gravedad, magnéticos y magnetotelúricos para cinco perfiles del área de CPACP. Se muestra que los modelos integrados resultantes fueron consistentes en todos los perfiles y que esto permite identificar las diferentes unidades principales y su disposición estructural. También se observa que las imágenes geoespectrales pudieron integrarse fácilmente con la información de la superficie provista por los mapas de gravedad, magnéticos y geológicos, lo que nos permite hacer una correlación espacial de los perfiles en el área.

En la interpretación, se pudo distinguir claramente la estructura del basamento y las capas principales en la secuencia sedimentaria en el área de estudio. También se pudieron identificar bloques estructurales que se correlacionan con las fallas geológicas más grandes identificadas en la superficie por otros autores.

Con el análisis integrado, se pudieron clasificar distintas unidades de basamento, lo que permite sugerir la presencia de diferentes tipos de rocas intrusivas, que también se han reportado en los mapas geofísicos y los afloramientos geológicos locales de la Sierra Cucapah. Estas unidades intrusivas delimitan las estructuras principales en el área y, en particular en el perfil C, pueden estar relacionadas con la cuenca de apertura. Las similitudes de los cuerpos intrusivos en el basamento sugieren que un cuerpo máfico intrusivo podría haberse dividido al comienzo de la ruptura de la zona en al menos tres fragmentos, identificados en los perfiles, y que estos fragmentos ahora flanquean la CPACP existente. Aunque ninguno de nuestros tres datos geofísicos puede, por sí mismo, detectar si una estructura de separación puede estar activa o no, encontramos una estructura en el perfil C que es consistente con lo esperado en función de las propiedades geofísicas, estructura, ubicación y correlación con expresiones superficiales de fallas activas y eventos de subsidencia.

La delimitación de la cuenca Cerro Prieto en base a los nuevos modelos geofísicos representa una buena aproximación a las observaciones realizadas anteriormente. El aumento en profundidad del basamento hacia el este y sureste del CGCP concuerda con las observaciones de los pozos profundos M-201 a M-206, los cuales presenta profundidades mayores a 3,800 m, llegando hasta 4389 (pozo M-205) (Halfman, 1986).

Literatura citada

- Aguilar-Dumas, A. 2010. Situación actual y alternativas de exploración y explotación en el campo geotérmico de Cerro Prieto, BC. *Geotermia*, 23 (2), 33-40 pp.
- Albores, L. A., Reyes, Z. C. A., Brune, J. N., Gonzalez, G. J., Garcilazo, M. L., Suárez, V. F. 1979. Seismicity studies in the region of the Cerro Prieto Geothermal Field. First symposium on the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, México. United states Department of Energy, Division of Geothermal Energy, y Comisión Federal de Electricidad. 235-238 pp.
- Angelier, J. Colletta, B., Chorowicz, J., Ortlieb, L. and Rangin, C. 1981. Fault tectonics of the Baja California Peninsula and the opening of the Sea of Cortez, México. *Journal of Structural Geology*, Vol. 3, No. 4. pp. 347-355. 1981.
- Arango-Galván, C., Prol-Ledesma R. M., y Torres-Vera M. A. 2015. Geothermal prospects in the Baja California Peninsula. *Geothermics*, 55, 39-57. doi:10.1016/j.geothermics.2015.01.005.
- Blakely, R. J. 1996. Potential theory in gravity and magnetic applications. Cambridge University Press.
- Cagniard, L. 1953. Basic theory of the magnetotelluric method. *Geophysics*, 8, 605-635.
- Caldwell, T.G., Bibby, H.M., Brown, C. 2004. The magnetotelluric phase tensor. *Geophysical Journal International*, 158, 457-469.
- Carrillo, J., and Gallardo, L. A. 2018. Joint two-dimensional inversion of magnetotelluric and gravity data using correspondence maps. *Geophysical Journal International*, 214(2), 1061-1071, doi:10.1093/gji/ggy195.
- Charré Meza, A. S. 2000. Imágenes de resistividad obtenidas a partir de arreglos colineales por C.D. y su aplicación al campo geotérmico de Cerro Prieto, B.C.. Tesis de Maestría en Ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California. 122 pp.
- Chase, D. S., Clover, R. C., Grannell, R. B., Leggewie, R. M., Eppink, J., Tarwan, D.W. y Goldstein, N.E. 1979. Precision Gravity Studies at Cerro Prieto. Actas first symposium on the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, México. United states Department of Energy, Division of Geothermal Energy y Comisión Federal de Electricidad. 303-328 pp.
- Chave, A. D., Jones, A. (editors). 2012. The magnetotelluric method theory and practice. Cambridge University Press, New York, 544 pp.
- Constable, S., Parker, R., & DeGroot-Hedlin, C. 1987. Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52 (3), 289-300.
- Cortés-Arroyo O.J., Romo-Jones, J. M, y Gómez-Treviño, E. 2018. Robust estimation of temporal resistivity variations: Changes from the 2010 Mexicali, Mw 7.2 earthquake and first results of continuous monitoring. *Geothermics*, 72, 288-300. doi.org/10.1016/j.geothermics.2017.11.012.
- Corwin R. F., Morrison, H. F., Díaz, S. and Rodríguez, J. 1979. Self-Potential studies at the Cerro Prieto Geothermal Field. Actas first symposium on the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, México. United states Department of Energy, Division of Geothermal Energy y Comisión Federal de Electricidad. 303-328 pp.

- Díaz, C. S. 1979. Estudios del potencial natural al noroeste del volcán Cerro Prieto. Actas first symposium on the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, México. United states Department of Energy, Division of Geothermal Energy y Comisión Federal de Electricidad. 303-328 pp.
- DeGroot-Hedlin, C. and Constable, S. 1990. Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data, *Geophysics*, **55**(12), 1613–1624.
- De Lugaõ, P. P., & Wannamaker, P. E. 1996. Calculating the two-dimensional magnetotelluric Jacobian in finite elements using reciprocity. *Geophysical Journal International*, **127**, 806-810.
- Dobrin, M. B., y Savit, C. H. 1988. *Introduction to Geophysical Prospecting*. Mc-Graw Hill International Editions.
- Fonseca-Lopez, H. L. & Razo-Montiel, A. 1979. Estudios gravimétricos, magnetométricos y de sísmica de reflexión en el campo geotérmico de Cerro Prieto. Actas first symposium on the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, México. United states Department of Energy, Division of Geothermal Energy y Comisión Federal de Electricidad. 303-328 pp.
- Fregoso, E. & Gallardo, L. 2009. Cross-gradients joint 3-D inversion with applications to gravity and magnetic data. *Geophysics*, L31–L42.
- Gallardo, L. A. 2007. Multiple cross-gradient joint inversion for geospectral imaging, *Geophysical Research Letter*, **34**(19): L19301, doi:19310.11029/12007GL030409.
- Gallardo, L. A., & Meju, M. A. 2003. Characterization of heterogeneous near-surface materials by joint 2D inversion of DC resistivity and seismic data. *Geophysical Research Letters*, **30**, 1658–1661, 10.1029/2003GL017370.
- Gallardo, L. A., & Meju, M. A. 2004. Joint two dimensional DC resistivity and seismic travel time inversion with cross gradients constraints. *Journal of Geophysical Research*, **109**, B03311, doi: 10.1029/2003JB002716.
- Gallardo, L., & Meju, M. 2007. Joint two-dimensional cross-gradient imaging of magnetotelluric and seismic traveltimes. *Geophysics*, **72**, 1261-1272.
- Gallardo, L. A. & Meju, M. A. 2011. Structure coupled multiphysics imaging in geophysical sciences, *Reviews of Geophysics*, **49**, 1{19.
- Gallardo, L. A., & Thebaud, N. 2012. New insights into Archean granite-greenstone architecture through joint gravity and magnetic inversion, *Geology*, **40**(3), 215-218, doi:10.1130/g32817.1.
- Gallardo, L., Meju, M., & Flores, M. 2005. A quadratic programming approach for joint image reconstruction Mathematical and geophysical examples. *Inverse Problems*. **21**, 435-452.
- Gallardo L. A., Fontes S. L., Meju M. A., Buonora M. P., De Lugaõ P. P. 2012. Robust geophysical integration through structure-coupled joint inversion and multispectral fusion of seismic reflection, magnetotelluric, magnetic, and gravity images: example from Santos Basin, offshore Brazil. *Geophysics* **77** B237 B25110.1190/geo2011-0394.1
- Gamble, T. D., Goubau, W. M., Goldstein, N. 1979. Referenced magnetotelluric at Cerro Prieto. First symposium on the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, México. United states Department of Energy, Division of Geothermal Energy, y Comisión Federal de Electricidad. 215-226 pp.

- Garg, S.K., Pritchett, J.W., Wannamaker, P.E., Combs, J. 2007. Characterization of geothermal reservoirs with electrical surveys: Beowawe geothermal field. *Geothermics* 36, 487–517 p.
- Gastil, G. R., Phillips, R. P., Allison, E. C. 1975. Reconnaissance Geology of the state of Baja California. The Geological Society of America. Inc. Mem. 140. Primera edición. Boulder, Colorado. 170 pp.
- Gehring, M. & Loksha, V. 2012. *Geothermal Handbook: Planning and Financing Power Generation*. ESMAP / World Bank, Washington DC. 150pp.
- Geothermal Energy Association. 2016. Annual U.S. & Global Geothermal Power Production Report. Geothermal Energy Association GEA. geo-energy.org.
- Goldstein, N., Wilt, M., J., Corrigan, D. J. 1985. Analysis of the Nuevo Leon anomaly and its possible relation to the Cerro Prieto magmatic-hydrothermal system. *Geothermics*, 13 (1/2). 3-11.
- Gómez-Treviño, E., Romo, J. M., Esparza, F. J. 2014. Quadratic solution for the 2-D magnetotelluric impedance tensor by 3-D electro-galvanic effects. *Geophysical Journal International*, 198, 1795-1804.
- Goubau, W. M., Goldstein N. E., Clarke, J. 1981. Magnetotelluric studies at the Cerro Prieto Geothermal field. Third Symposium of the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, México. 357-371 pp.
- Glowacka, E., Sarychikhina, O., Ramirez, V. H. M., Robles, B., Nava, F. A., Farfan, F. and Arthur M. A. G. 2015. Subsidence monitoring with geotechnical instruments in the Mexicali Valley, Baja California, México, in *Prevention and Mitigation of Natural and Anthropogenic Hazards due to Land Subsidence*, edited by K. Daito and D. Galloway, pp. 243-248, doi:10.5194/piahs-372-243-2015.
- Groom, R. W., & Bailey, R. C. 1989. Decomposition Of Magnetotelluric Impedance Tensors In The Presence Of Local 3-Dimensional Galvanic Distortion, *Journal Of Geophysical Research-Solid Earth And Planets*, 94(B2), 1913-1925.
- Groom, R. W., & Bailey, R. C. 1991. Analytic investigations of the effects of near-surface three-dimensional galvanic scatterers on MT tensor decompositions. *Geophysics*, 56 (4), 496-518 pp.
- Halfman, S. E., Mañón, A., Lippmann, M., J. 1986. Update of the hydrogeologic model of the Cerro Prieto field based on recent well data. *Geothermal Resources Council, Transactions*, 10. 369-375.
- Hernández-Márquez, J. O., Pérez Flores, M. A., Zavala Ibarra, I. 2017. Interpretación tridimensional de datos gravimétricos en la zona de Laguna Salada - Sierra de Cucaupáh - Valle de Mexicali, B. C. Póster, Reunión Anual UGM 2017, Puerto Vallarta, Jalisco, México.
- Hinze, W., Aiken, C., Brozena, J., Coakley, B., Dater, D., Flanagan, G., Hildenbrand, T. 2005. New standards for reducing gravity data: The North American gravity database. *Geophysics*, vol. 70, no.4.
- IEA-Geothermal. 2018. 2017 Annual Report, International Energy Agency. 119 pp. (<http://iea-gia.org/publications-2/annual-reports/>).
- International Geothermal Association. 2014. Best practices guide for geothermal exploration. Bochum University of applied sciences, Lennerhofstr, 140, D-44801. Bochum, Germany
- Jiracek, G. R. 1990. Near surface and topographic distortions in electromagnetic induction. *Surveys in Geophysics*, 11 (2), 163-203.
- Kearey, P., Brooks, M., & Hill, I. 2002. *An Introduction to Geophysical Exploration*. Blackwell Science Ltd, 125-154.

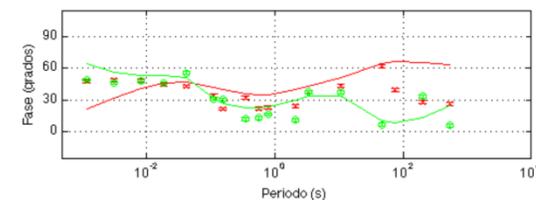
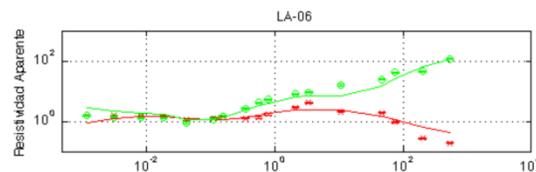
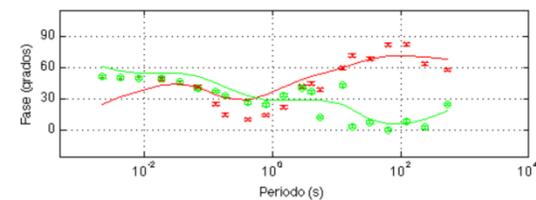
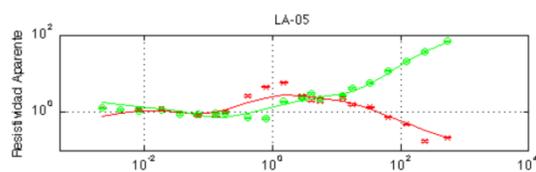
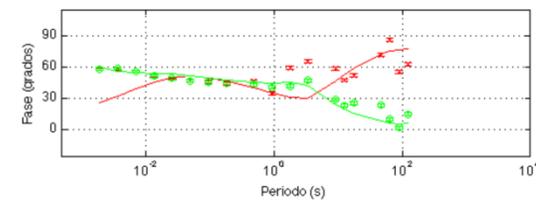
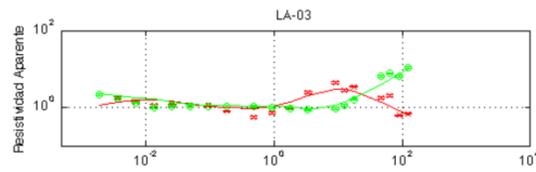
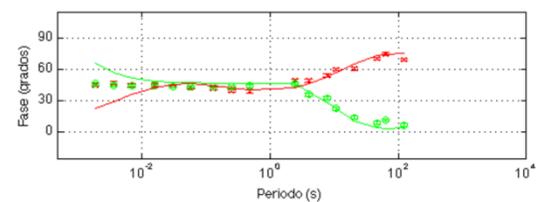
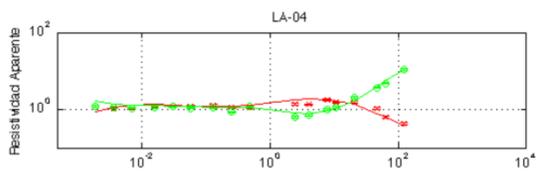
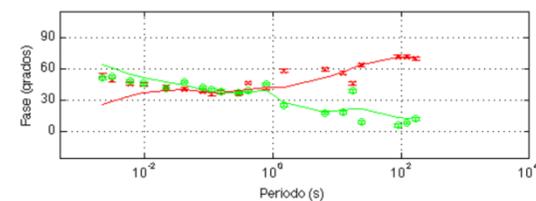
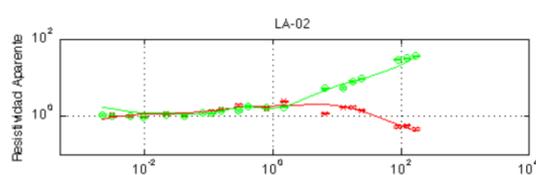
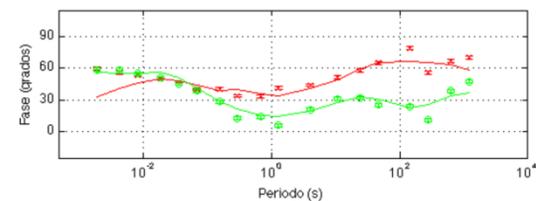
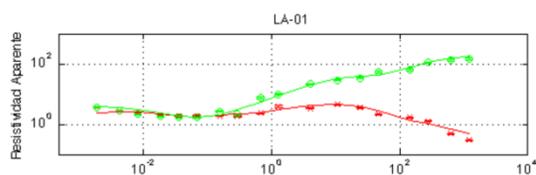
- LaFehr, T. 1991. An exact solution for the gravity curvature (Bullard B) correction. *Geophysics*. vol. 56. no. 8, p. 1179-1184.
- León-Sánchez, A. M., Gallardo, L. A. & Ley-Cooper, A. Y. 2018. Two dimensional cross-gradient joint inversion of gravity and magnetic data sets constrained by airborne electromagnetic resistivity in the Capricorn Orogen, Western Australia, *Exploration Geophysics*, doi:<https://doi.org/10.1071/EG16069>.
- Lira-Herrera, H. 2005. Actualización del modelo geológico conceptual de yacimiento geotérmico de Cerro Prieto, B.C.: *Geotermia*, 18, 37–46 pp.
- Lowrie, W. 2007. Gravity, the figure of the earth y geodynamics *Fundamentals of Geophysics*. New York, Estados Unidos: Cambridge University Press, 43-99.
- Matzander, U. & Wilde, M. 2007, Manual de operaciones del equipo ADU-07e. Metronix GmbH, Braunschweig, Alemania. 114 pp.
- Moore, D.G. and Buffington. E. C. 1968. Transtform faulting and growth of the Gulf of California, since the late Pliocene. *Science N.Y.* 161, 1238-1241.
- Moorkamp, M., Heincke, B., Jegen, M., Roberts, A. W. and Hobbs, R. W. 2011. A framework for 3-D joint inversion of MT, gravity and seismic refraction data, *Geophysical Journal International*, 184(1), 477-493, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04856.x
- Muñoz, G. 2014. Exploring for geothermal resources with electromagnetic methods. *Surveys in Geophysics* (35), 101-122.
- Newman G.A., Gasperikova E., Hoversten G.M., Wannamaker P.E. 2008. Three-dimensional magnetotelluric characterization of the Coso geothermal field. *Geothermics* 37, 369–399 p.
- Oliver-Ocaño, F. M., Gallardo L. A., Romo-Jones, J. M., & Pérez-Flores, M. A. 2019. Structure of the Cerro Prieto Pull-apart basin from joint inversion of gravity, magnetic and magnetotelluric data. *Journal of Applied Geophysics*, 120. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2019.103835>.
- Pacheco-Romero, M.F., Martín-Barajas, A., Elders, W.A., Espinosa-Cardena, J.M., Helenes, J., & Segura, A. 2006, Stratigraphy and structure of the Altar basin of NW Sonora: Implications for the history of the Colorado River delta and the Salton Trough: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 23, 1–22 pp.
- Pellerin, L., Johnston, J. M., Hohmann, G. W. 1996. A numerical evaluation of electromagnetic methods in geothermal exploration. *Geophysics*, 61 (1). 121-130.
- Pérez Flores, M. A. 2015. Resistivity Image of the San Andreas Fault system around the Cerro Prieto Geothermal area (México). *Proceedings, World Geothermal Congress, Melbourne, Australia*, 4 pp.
- Pellerin, L., Hohmann, G.W. 1990. Transient electromagnetic inversion: A remedy for magnetotelluric static shifts. *Geophysics* 55: 1242-1250.
- Prol-Ledesma, R. M., Arango-Galván, C. & Torres-Vera, M. A. 2016. Rigorous Analysis of Available Data from Cerro Prieto and Las Tres Virgenes Geothermal Fields with Calculations for Expanded Electricity Generation. *Natural Resources Research*, 25(4), 445-458, doi:10.1007/s11053-016-9295-2.
- Puente, I. and De la Peña, A. 1979. Geología del Campo Geotérmico Cerro Prieto. *Actas, First symposium on the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, México*. United states Department of Energy, Division of Geothermal Energy and Comisión Federal de Electricidad. 456 pp.

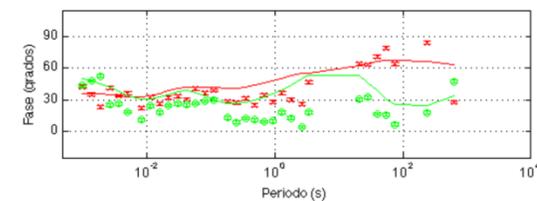
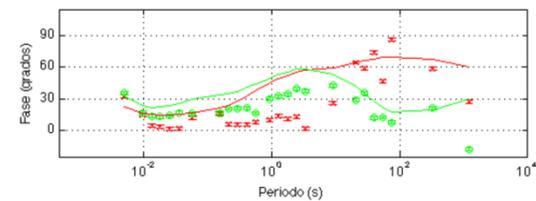
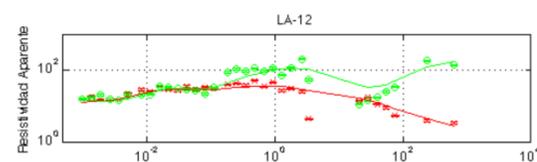
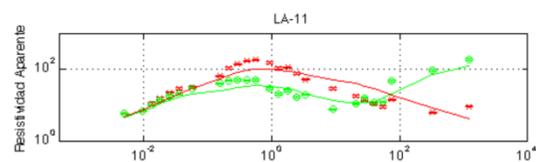
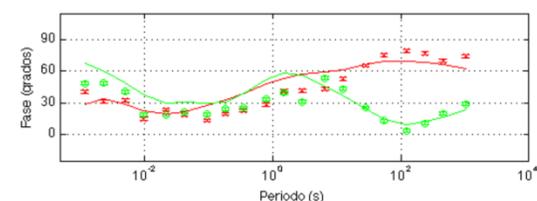
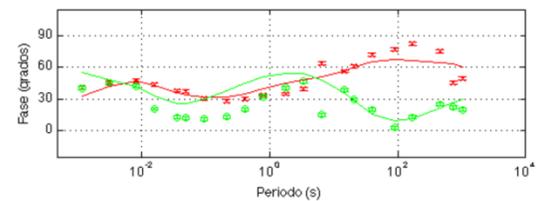
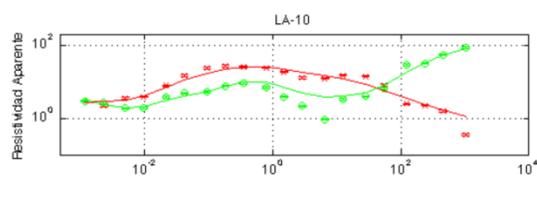
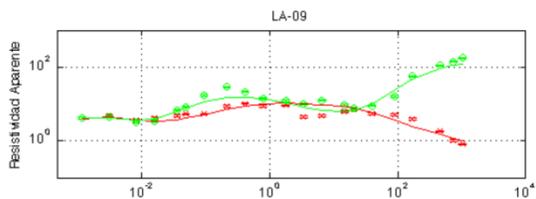
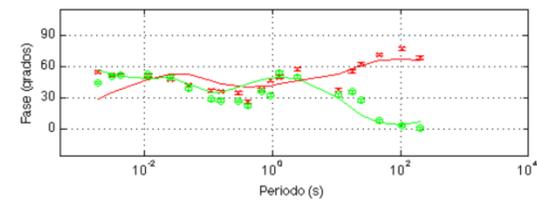
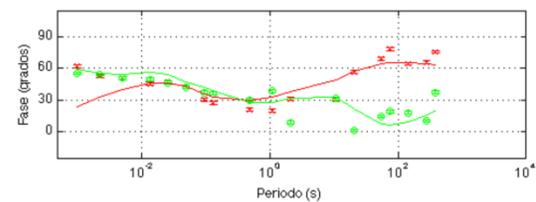
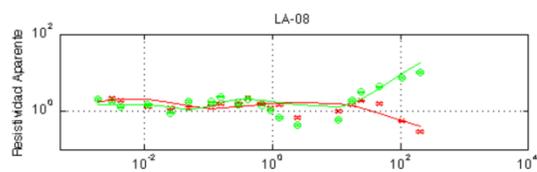
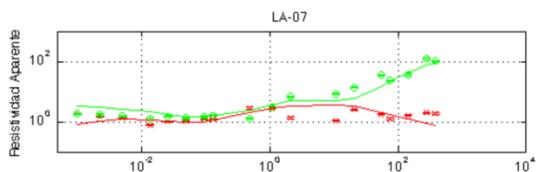
- Quintanilla, A. L., Suárez, F. 1994. Fuente de calor en el campo geotérmico de Cerro Prieto y su relación con la anomaly magnética Nuevo León, México. *Geofísica Internacional*, 33 (4),575-584 pp.
- Romo-Jones, J. M., Gutiérrez-Negrín, L. C., Flores-Armenta, M., del Valle J. L., García A. 2019. 2018 Mexico country report. IEA-Geothermal Mexico country report 2016, 10 pp
- Samsonov, S. V., Feng, W. P. and Fialko Y. 2017. Subsidence at Cerro Prieto Geothermal Field and postseismic slip along the Indiviso fault from 2011 to 2016 RADARSAT-2 DInSAR time series analysis, *Geophysical Research Letters*, 44(6), 2716-2724, doi:10.1002/2017gl072690.
- Scintrex Limited. 2009. CG5 Scintrex autograv system Operation Manual. Scintrex Limited, Concord, Ontario, Canada, pp 311.
- Stock, J. M., Martín Barajas, A., Suárez Vidal, F, Miller, M. 1991. Miocene to Holocene extensional tectonics and volcanic stratigraphy of NE Baja California, México. En: Walawender, M. J., Hanan, B. (Eds.) Geological Excursions in Southern California and México. The Geological Society of America. Guidebook, Boulder, Colorado. 44-67 pp.
- Spichak, V., Manzella, A. 2009. Electromagnetic sounding of geothermal zones. *Journal of Applied Geophysics* 68(4), 459-478.
- Suárez-Vidal, F., Mendoza-Borunda, R., Nafarrete-Zamarripa, L. M., Ramirez, J. and Glowacka, E. 2008. Shape and dimensions of the Cerro Prieto pull-apart basin, Mexicali, Baja California, México, based on the regional seismic record and surface structures, *International Geology Review*, 50(7), 636-649, doi:10.2747/0020-6814.50.7.636.
- Telford, W.M., Geldart, L.P. and Sherriff R.E. 1990. Applied Geophysics. Second edition. Cambridge University Press. Cambridge.
- Telford, W., Geldart, L., & Sheriff, R. 2004. Gravity Methods Applied Geophysics. Second edition. New York, Estados Unidos: Cambridge University Press.
- Tikhonov, A. N. 1950. Determination of the electrical characteristics of the deep strata of the Earth's crust. *Doklady Akademii Nauk*, 73(2), 295-297.
- Van Overmeeren, R. A. 1981. A Combination Of Electrical-Resistivity, Seismic Refraction, And Gravity Measurements For Groundwater Exploration In Sudan. *Geophysics*, 46(9), 1304-1313.
- Van Wijk, J., Axen, G., & Abera, R. 2017. Initiation, evolution and extinction of pull-apart basins: Implications for opening of the Gulf of California. *Tectonophysics*, 719, 37-50, doi:10.1016/j.tecto.2017.04.019.
- Vozzof, K. 1991. The magnetotelluric method. En M. N. Nabighian, *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics-Theory*, págs. 641-711. Tulsa,Oklahoma: Society of Exploration Geophysicists.
- Wannamaker, P. E., Stodt, J. A., & Rijo, L. 1987. A stable finite element solution for two-dimensional magnetotelluric modelling. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society* , 88, 277-296.
- Wilt, M. J., Goldstein, N. E., & Razo, M.A. 1979. LBL resistivity studies at Cerro Prieto. First symposium on the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, México. United states Department of Energy, division of geothermal energy, y Comisión Federal de Electricidad. 179-192 pp.

Anexos

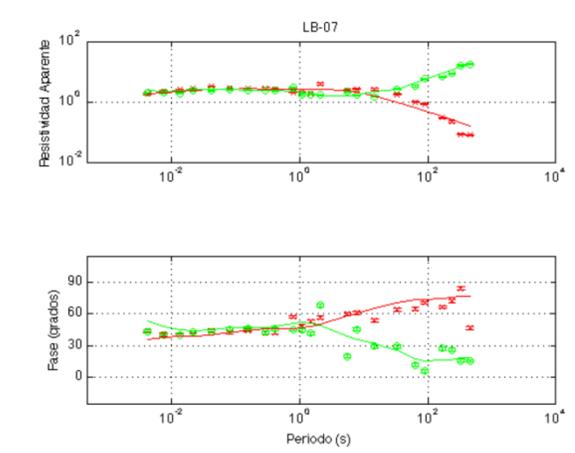
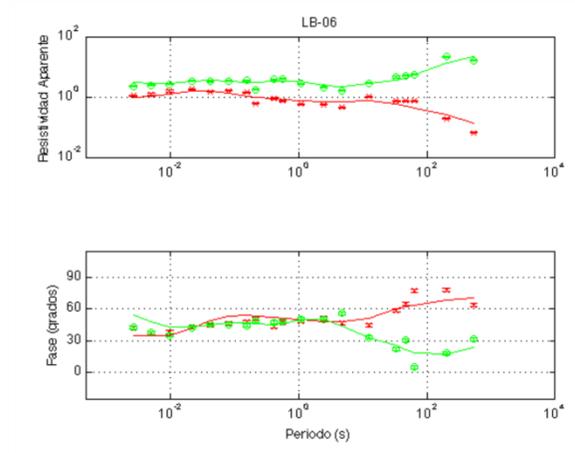
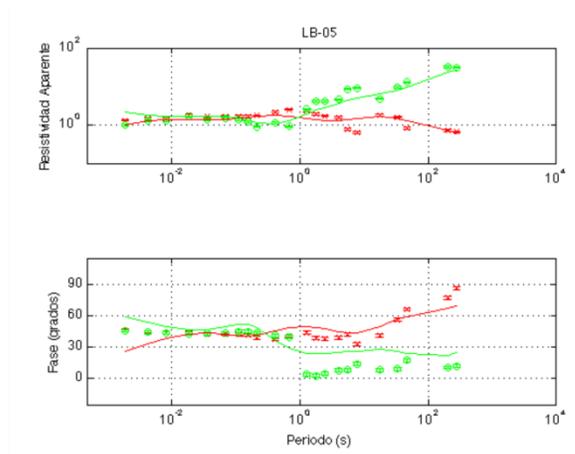
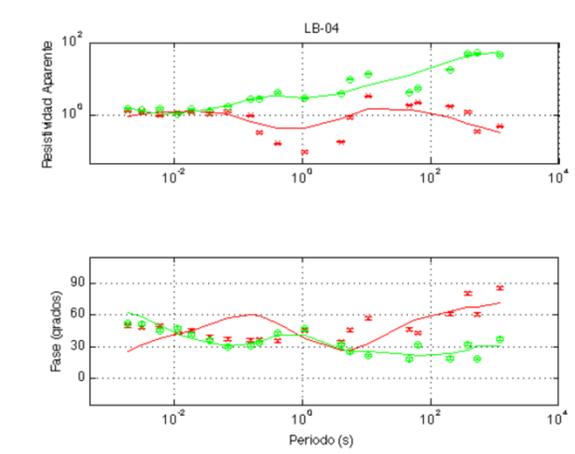
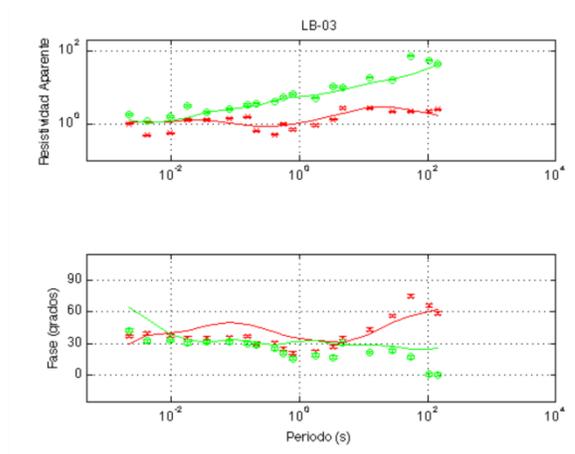
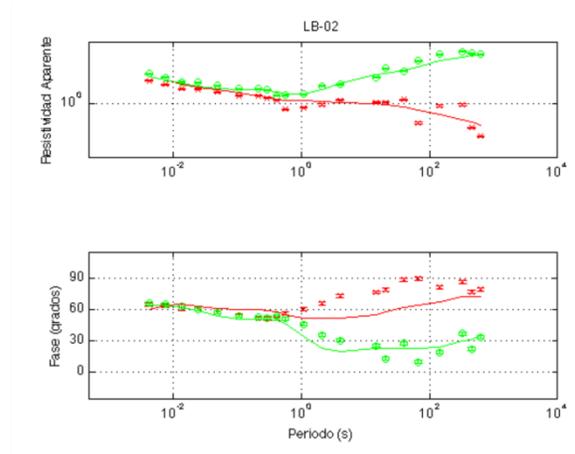
Anexo 1. Respuestas de los modelos

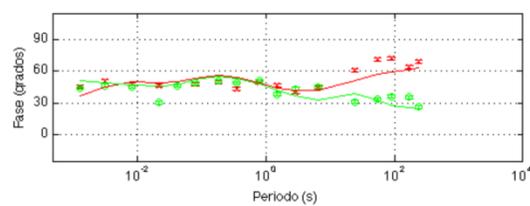
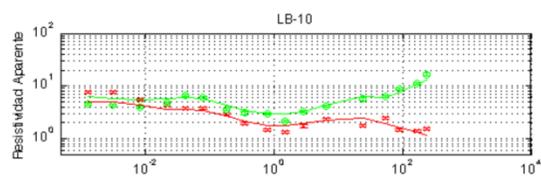
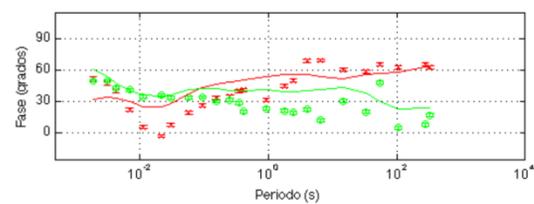
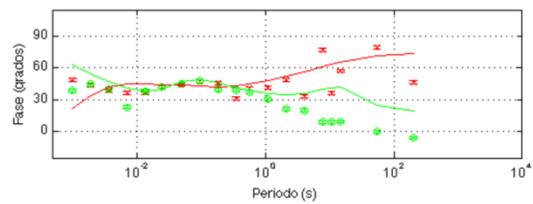
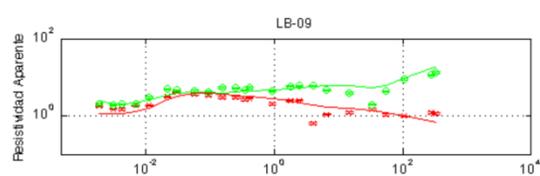
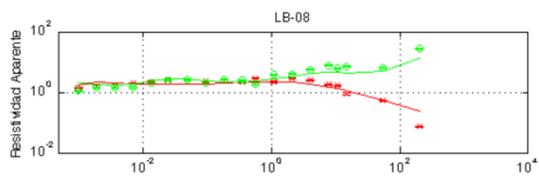
Respuesta del modelo para el Perfil A



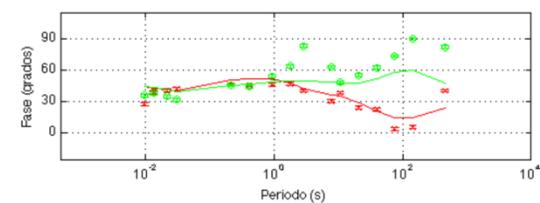
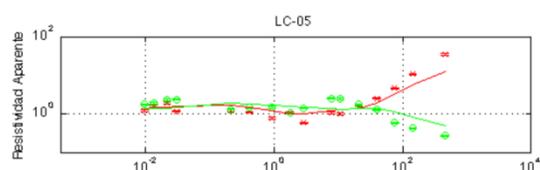
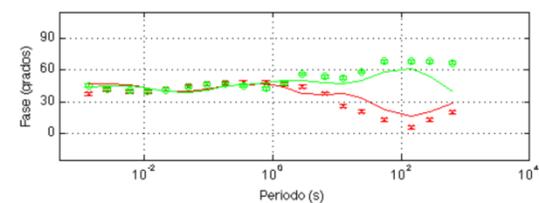
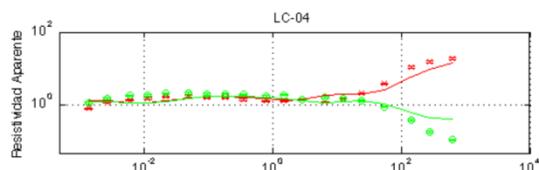
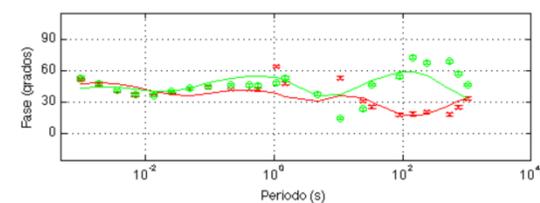
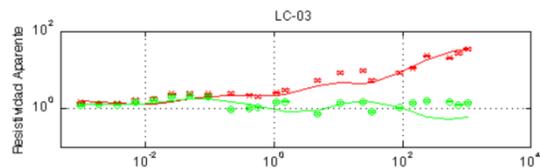
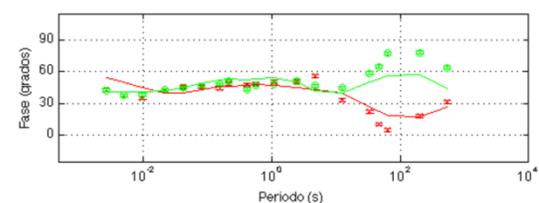
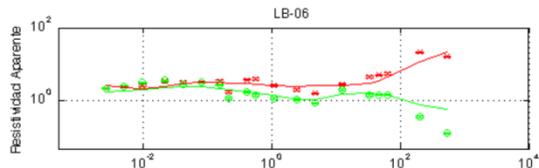
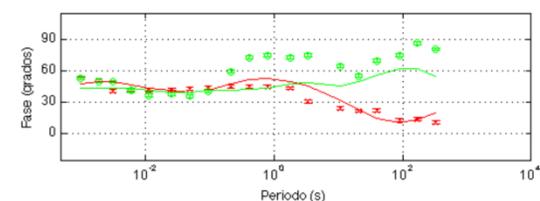
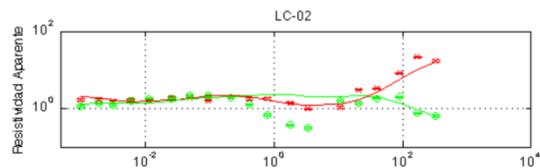
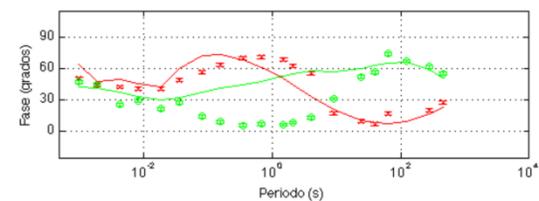
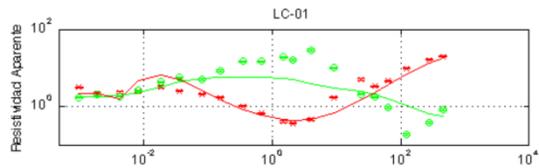


Respuesta del modelo para el Perfil B

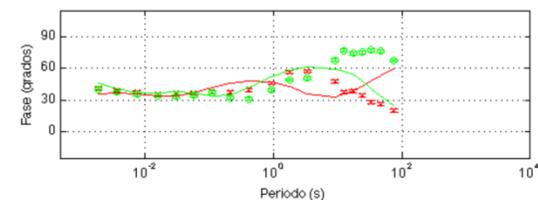
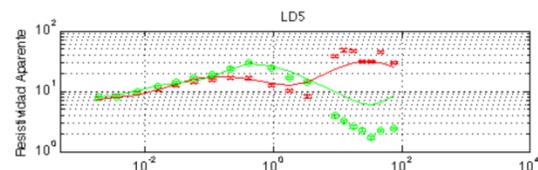
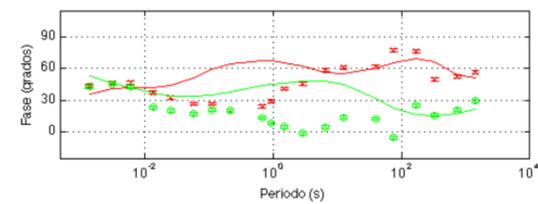
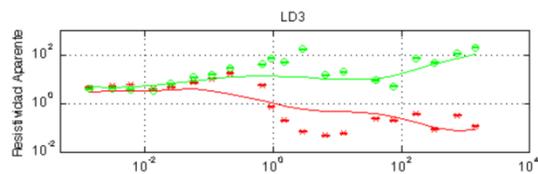
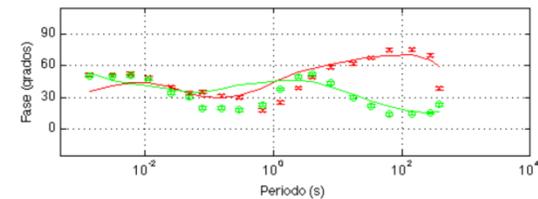
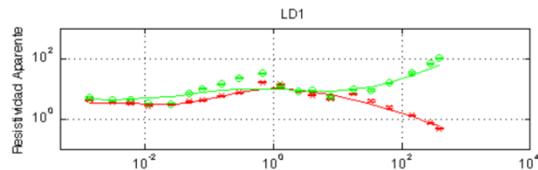
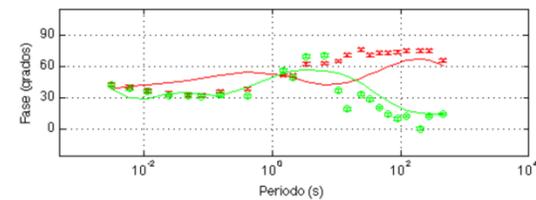
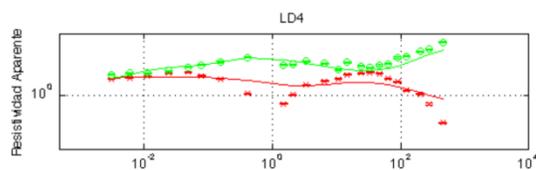
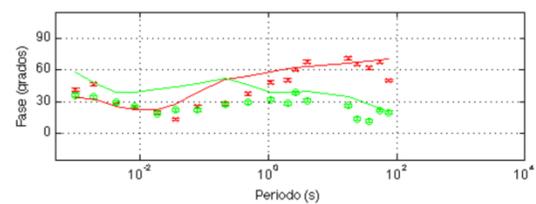
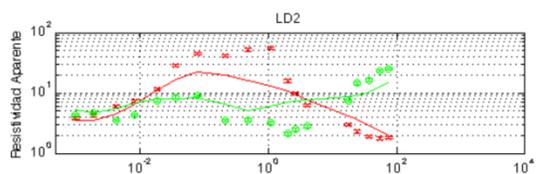
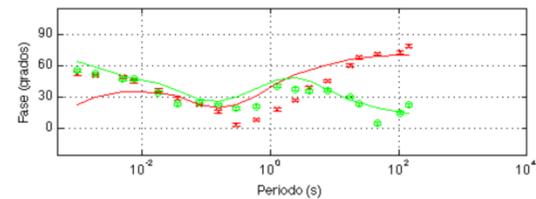
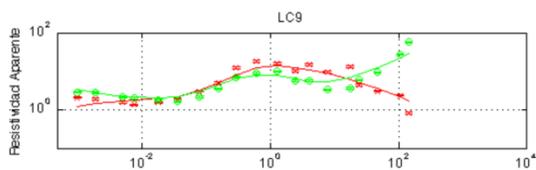




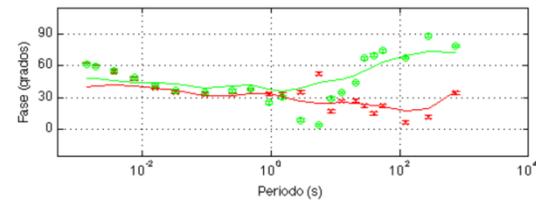
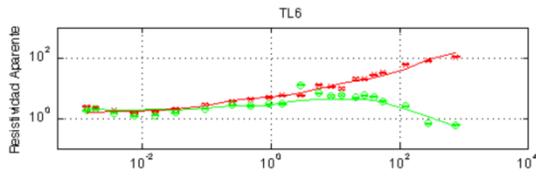
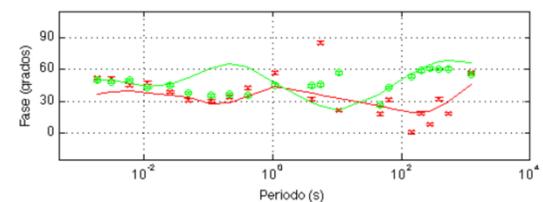
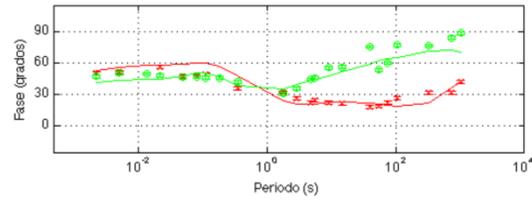
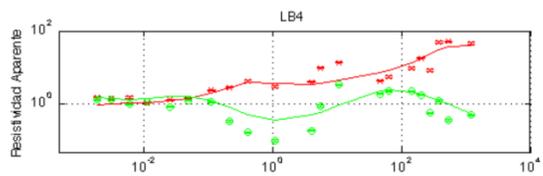
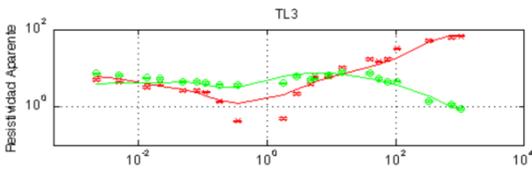
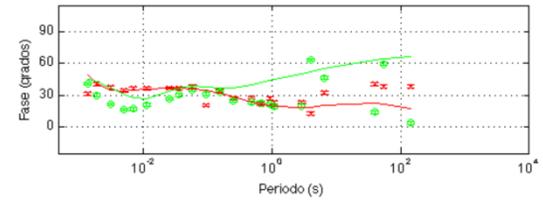
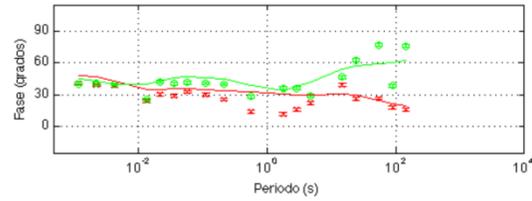
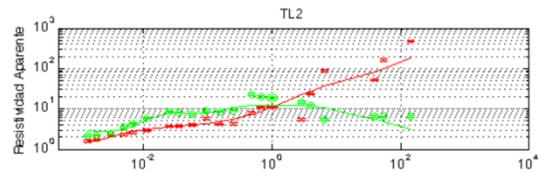
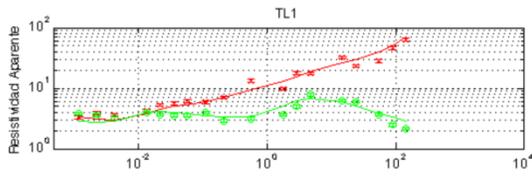
Respuesta del modelo para el Perfil C



Respuesta del modelo para el Perfil D



Respuesta del modelo para el Perfil TL



Anexo 2. Modelos 1-D obtenidos con transitorio electromagnético (TEM).

T/O = Ancho de rampa de apagado en microsegundos

erms = es el error medio cuadrático de ajuste entre voltajes observados y voltajes calculados del modelo invertido.

El valor entre paréntesis en cada parámetro del modelo, corresponde a las incertidumbres porcentuales de cada parámetro.

Sitio	Fecha	Espira			
Frec	# de records	Ganancia	corr (Amp)	T/O (μ s)	T apilam (seg)
LA-1	Mar13,2017	100x100 m			
frec=30 Hz	6 records	ganancia=1	corriente=12.5 A	rampa=45	30
7.5	3	5	12.5	40	60
3	3	7	12.5	41	60
Modelo	rho1=5.70 (.22%)	rho2=1.78(.12%)	rho3=10.2(3.7%)	erms=1.72	
	esp1=22.4 (.23%)	esp2=135(.59%)			

LA-2	Mar13,2017	100x100 m			
frec=30 Hz	6 records	ganancia=1	corriente=12.5 A	rampa=50	30
7.5	3	5	12.5	40	60
3	3	7	12.5	41	60
Modelo	rho1=5.37(2.0%)	rho2=0.85(.14%)	rho3=8.01(5%)	erms=2.24	
	esp1=8.7(.61%)	esp2=96.3(.56%)			

LA-3	Mar13,2017	100x100 m			
frec=30 Hz	6 records	ganancia=1	corriente=12.5 A	rampa=45 us	30
7.5	3	5	12.5	40	60
3	3	7	12.5	41	60
Modelo	rho1=3.98(.29%)	rho2=.988(.16%)	rho3=4.22(1.7%)	erms=2.01	
	esp1=19.3(.23%)	esp2=83.0(.60%)			

LA-4	Feb7,2017	100x100 m			
frec=30 Hz	5	2	12.5	45	15
7.5	5	5	13	40	60
3	5	7	13	37.5	60
Modelo	rho1=2.99(1.2%)	rho2=1.05(.4%)	rho3=4.3(5.5%)	erms=3.62	
	esp1=12.1(1.0%)	esp2=66.7(1-7%)			

LA-5	Mar13,2017	100x100			
frec=30 Hz	6	1	11.5	40	30
7.5	3	5	12	35	60
3	3	7	12	40	60
Modelo	rho1=1.76(.43%)	rho2=.668(.13%)	rho3=3.87(4.0%)	erms=2.5	
	esp1=13.0(.44%)	esp2=95.9(.66%)			

LA-6	Mar13,2017	100x100			
frec=30 Hz	6	1	11.5	45	30
7.5	3	5	12.5	35	60
3	3	7	12.5	40	60
Modelo	rho1=2.20(.55%)	rho2=1.39(.15%)	rho3=3.26(2.0%)	erms=1.85	
	esp1=12.5(1.4%)	esp2=107.5(1.0%)			

LA-8	Mar13,2017	100x100			
frec=30 Hz	6	1	12	50	30
7.5	3	5	12.5	35	60
3	3	7	12.5	40	60
Modelo	rho1=3.62(.11%)	rho2=1.60(.35%)	rho3=6.82(1.9%)	erms=1.54	
	esp1=45.0(.38%)	esp2=82.4(.98%)			

LA-9	Mar15,2017	100x100			
frec=30 Hz	6	1	12	45	30
7.5	3	5	12	40	60
3	3	7	12.5	40	60
Modelo	rho1=2.26(.57%)	rho2=1.40(.12%)	rho3=3.55(2.4%)	erms=1.69	
	esp1=11.3(1.2%)	esp2=118(.94%)			

LA-10	Mar15,2017	100x100			
frec=30 Hz	6	1	12.5	50	30
7.5	3	5	13	40	60
3	3	7	13	45	60
Modelo	rho1=7.17(.68%)	rho2=3.25(3.6%)	rho3=21.9(6.5%)	erms=1.48	
	esp1=45.6(3.0%)	esp2=56.1(6.9%)			

LA-12	Mar14,2017	100x100			
frec=30 Hz	6	1	12	50	30
7.5	3	5	12	40	60
3	3	7	12	41	60
Modelo	rho1=17.4(9.7%)	rho2=9.96(26%)	rho3=21.9(1.1%)	erms=1.64	
	esp1=25.7(53%)	esp2=27.9(87%)			

LB-1	Mar7,2017	100x100 m			
frec=30 Hz	3 records	ganancia=3	corriente=12 A	rampa=45 us	30
7.5	3	5	12.5	40	60
3	3	7	12.5	45	60
Modelo	rho1=53.3(.11%)	rho2=1.73(1.7%)	rho3=2.38(.74%)	erms=1.65	
	esp1=138(.15%)	esp2=30.0(6.6%)			

LB-2	Mar7,2017	100x100			
frec=30 Hz	3	3	11.5	45	30
7.5	3	5	12	40	60
3	3	7	12.5	40	60
Modelo	rho1=30.2(.21%)	rho2=2.30(.27%)	rho3=3.47(5.6%)	erms=1.26	
	esp1=53.0(.13%)	esp2=132(3.5%)			

LB-3	Mar7,2017	100x100			
frec=30 Hz	3	2	12	40	30
7.5	3	5	12.5	35	60
3	3	7	12.5	40	60
Modelo	rho1=1.66(.15%)	rho2=3.98(.60%)		erms=1.26	
	esp1=50.3(.67%)				

LB-4	Mar8,2017	100x100			
frec=30 Hz	6	1	12.5	50	30
7.5	3	5	12.5	40	60
3	3	7	12.5	41	60
Modelo	rho1=1.75(34%)	rho2=1.10(.20%)	rho3=3.99(.8%)	erms=2.61	
	esp1=9.4(5.4%)	esp2=57.6(.68%)			

LB-5	Mar8,2017	100x100			
frec=30 Hz	6	1	12	50	30
7.5	3	5	12	40	60
3	3	7	12.5	40	60
Modelo	rho1=2.69(2.0%)	rho2=1.11(.3%)	rho3=1.70(.3%)	erms=2.29	
	esp1=6.1(2.1%)	esp2=39.8(1.4%)			

LB-6	Mar8,2017	100x100			
frec=30 Hz	6	1	11.5	50	30
7.5	3	5	12	40	60
3	4	7	12.5	40	60
Modelo	rho1=1.62(.27%)	rho2=4.69(13%)	rho3=3.11(.66%)	erms=2.87	
	esp1=29.0(3.3%)	esp2=35.7(24%)			

LB-7	Mar9,2017	100x100			
frec=30 Hz	6	1	12	45	30
7.5	3	5	12	35	60
3	3	7	12.5	40	60
Modelo	rho1=2.65(1.0%)	rho2=1.59(.49%)	rho3=3.39(.21%)	erms=1.80	
	esp1=8.1(2.8%)	esp2=30.3(1.5%)			

LB-8	Mar9,2017	100x100			
frec=30 Hz	6	1	12	50	30
7.5	3	5	12	35	60
3	3	7	12	40	60
Modelo	rho1=2.72(14%)	rho2=1.53(2.3%)	rho3=3.29(.3%)	erms=3.24	
	esp1=4.3(32%)	esp2=21.2(8.7%)			

LB-9	Mar9,2017	100x100			
frec=30 Hz	6	1	12	50	30
7.5	3	5	12.5	40	60
3	3	7	12.5	41	60
Modelo	rho1=4.26(3.8%)	rho2=1.37(1.5%)	rho3=2.93(.2%)	erms=2.21	
	esp1=7.8(4.1%)	esp2=18.7(3.6%)			

LB-10	Mar9,2017	100x100			
frec=30 Hz	6	1	12	45	30
7.5	6	1	13	40	60
3	5	7	13	45	60
Modelo	rho1=6.13(.19%)	rho2=3.64(.6%)	rho3=6.42(.82%)	erms=2.03	
	esp1=43(1.1%)	esp2=81.3(2.5%)			

LC-1	Mar8,2017	100x100			
frec=30 Hz	6	1	12	50	30
7.5	3	5	12	40	60
3	3	7	12.5	40	60
Modelo	rho1=2.41(.05%)	rho2=1.90(.7%)		erms=1.63	
	esp1=140(1.5%)				

LC-2	Mar8,2017	100x100			
frec=30 Hz	6	1	12	50	30
7.5	3	5	12	40	60
3	3	7	12	41	60
Modelo	rho1=2.33(1.2%)	rho2=1.41(.6%)	rho3=3.45(.3%)	erms=2.11	
	esp1=8.4(3.3%)	esp2=29.4(1.8%)			

LC-3	Mar8,2017	100x100			
frec=30 Hz	6	1	12	45	30
7.5	3	5	12	40	60
3	3	7	12.5	40	60
Modelo	rho1=3.45(3.1%)	rho2=0.851(1.9%)	rho3=2.85(.35%)	erms=2.97	
	esp1=7.8(3.0%)	esp2=15.4(3.4%)			

LC-4	Mar8,2017	100x100			
frec=30 Hz	6	1	12	45	30
7.5	3	5	12	40	60
3	3	7	12	41	60
Modelo	rho1=2.92(6.8%)	rho2=1.15(1.1%)	rho3=2.09(.27%)	erms=2.73	
	esp1=4.7(7.6%)	esp2=21.6(3.5%)			

LC-5	Mar9,2017	100x100			
frec=30 Hz	6	1	11.5	45	30
7.5	3	5	12	35	60
3	3	7	12	40	60
Modelo	rho1=2.74(8.6%)	rho2=.831(3.9%)	rho3=2.27(.33%)	erms=3.79	
	esp1=5.6(9.3%)	esp2=12.8(8.0%)			

LC-6	Mar9,2017	100x100			
frec=30 Hz	6	1	11.5	45	30
7.5	3	5	12	40	60
3	3	7	12	41	60
Modelo	rho1=8.28(2.5%)	rho2=2.75(1.9%)	rho3=3.01(.13%)	erms=1.77	
	esp1=14.1(3.3%)	esp2=21.3(17%)			

LC-7	Mar9,2017	100x100			
frec=30 Hz	6	1	11.5	50	60
7.5	3	5	12	40	60
Modelo	rho1=5.02(.32%)	rho2=.749(.13%)	rho3=2.92(1.0%)	erms=0.934	
	esp1=12.8(.16%)	esp2=49(.45%)			

LC-8	Mar14,2017	100x100			
frec=30 Hz	6	1	12.5	45	30
7.5	3	5	12.5	40	60
3	3	7	12.5	41	60
Modelo	rho1=1.13(15%)	rho2=3.18(13%)	rho3=1.33(.43%)	erms=1.75	
	esp1=3.7(44%)	esp2=18.5(14%)			

LC-10	Mar15,2017	100x100			
frec=30 Hz	6	1	12	50	30
7.5	3	5	12.5	40	60
3	3	7	13	40	60
Modelo	rho1=5.15(2.1%)	rho2=6.01(2.4%)	rho3=24.4(7.4%)	erms=3.18	
	esp1=21.4(33%)	esp2=90.7(5.6%)			

LC-11	Mar15,2017	100x100			
frec=30 Hz	6	1	12	45	30
7.5	3	5	12.5	40	60
3	3	7	12.5	41	60
Modelo	rho1=4.45(.54%)	rho2=14.6(2.3%)	rho3=23.1(1.4%)	erms=1.88	
	esp1=26.8(1.8%)	esp2=101(7.5%)			

LC-12	Mar15,2017	100x100			
frec=30 Hz	6	1	12	50	30
7.5	3	5	12.5	40	60
3	3	7	12.5	41	60
Modelo	rho1=5.35(.6%)	rho2=15.0(1.2%)	rho3=19.0(.8%)	erms=1.87	
	esp1=20.5(1.8%)	esp2=102(7.3%)			

LD-1	Mar14,2017	100x100			
frec=30 Hz	6	1	12	50	30
7.5	3	5	12	45	60
3	3	7	12.5	40	60
Modelo	rho1=2.79(.34%)	rho2=2.19(.86%)	rho3=14.3(4.4%)	erms=1.51	
	esp1=28.5(3.8%)	esp2=69.7(2.9%)			

LD-3	Mar14,2017	100x100			
frec=30 Hz	6	1	12	40	30
7.5	3	5	12	41	60
3	3	7	12.5	40	60
Modelo	rho1=4.74(.53%)	rho2=4.98(.91%)	rho3=62.8(3.7%)	erms=2.49	
	esp1=28.2(30%)	esp2=85.7(8.1%)			

LD-5	Mar14,2017	100x100			
frec=30 Hz	6	1	12	45	30
7.5	3	5	12	40	60
3	3	7	12	41	60
Modelo	rho1=6.75(.90%)	rho2=10.8(4.9%)	rho3=34.6(2.8%)	erms=2.16	
	esp1=34.4(8.0%)	esp2=75.8(5.1%)			

TL-1	Mar7,2017	100x100			
frec=30 Hz	3	3	12	50	30
7.5	3	5	12.5	40	60
3	5	7	12.5	41	60
Modelo	rho1=2.81(.51%)	rho2=4.16(1.0%)	rho3=5.75(.81%)	erms=2.17	
	esp1=21.2(3.5%)	esp2=64.8(4.3%)			

TL-3	Mar7,2017	100x100			
frec=30 Hz	3	3	12	50	30
7.5	3	5	12	40	60
3	3	7	12.5	45	60
Modelo	rho1=4.51(.14%)	rho2=2.57(.90%)	rho3=6.23(2.5%)	erms=2.22	
	esp1=60.9(1.1%)	esp2=89.3(3.1%)			

TL-6	Mar8,2017	100x100			
frec=30 Hz	6	1	12	45	30
7.5	3	5	12	40	60
3	3	7	12.5	40	60
Modelo	rho1=1.81(2.0%)	rho2=1.06(.45%)	rho3=9.33(2.2%)	erms=2.96	
	esp1=7.5(3.8%)	esp2=45.5(1.2%)			

Valores de las curvas de resistividad y fase obtenidos con transitorio electromagnético (TEM).

LA-1 Cerro Prieto

3 capas,, rho1=5.7,rho2=1.78,rho3=10,2,t1=22.4m,t2=135.

periodo	rhoa	fase
9.9999978E-03	2.73055983	53.9235497
1.77827943E-02	2.34385037	52.3549805
3.16227749E-02	2.05855656	48.4570084
5.62341325E-02	1.99662006	42.7308197
0.100000001	2.19097877	37.2051163
0.177827939	2.62287116	33.4158936
0.316227764	3.25357246	31.6753464
0.562341332	4.02939653	31.5751781
1.00000000	4.88407946	32.5363426

LA-2 Cerro Prieto

3 capas,, rho1=5.7,rho2=1.78,rho3=10,2,t1=22.4m,t2=135.

periodo	rhoa	fase
9.9999978E-03	1.14794266	52.9805260
1.77827943E-02	0.995322406	51.0373421
3.16227749E-02	0.886026025	46.3291206
5.62341325E-02	0.889685869	39.5641747
0.100000001	1.03174508	33.2404404
0.177827939	1.31679082	29.0605583
0.316227764	1.74227607	27.2463379
0.562341332	2.29519606	27.2830811
1.00000000	2.94640350	28.5313568

LA-3 Cerro Prieto

3 capas,, rho1=3.98,rho2=.988,rho3=4.22,t1=19.3m,t2=83.0

periodo	rhoa	fase
9.9999978E-03	1.65459824	55.7358780
1.77827943E-02	1.38835061	52.9254684
3.16227749E-02	1.24498332	48.0887489
5.62341325E-02	1.24745095	42.6198959
0.100000001	1.38007462	38.2114220
0.177827939	1.61322618	35.6246834
0.316227764	1.91305244	34.7274094
0.562341332	2.24496603	35.0237198
1.00000000	2.57769585	36.0074425

LA-4 Cerro Prieto

3 capas,, rho1=2.99,rho2=1.05,rho3=4.3,t1=12.1,m,t2=66.7,

periodo	rhoa	fase
9.9999978E-03	1.28034174	50.3473473
1.77827943E-02	1.18353367	46.0544357
3.16227749E-02	1.21123695	41.0973206
5.62341325E-02	1.35866261	37.1125488
0.100000001	1.60237396	34.8397331
0.177827939	1.91168892	34.1603661
0.316227764	2.25332689	34.6058807
0.562341332	2.59617162	35.6939430
1.00000000	2.91599727	37.0528030

LA-5 Cerro Prieto

3 capas,, rho1=1.76,rho2=.668,rho3=3.87,t1=13.0,m,t2=95.9,

periodo	rhoa	fase
9.99999978E-03	0.975177944	52.7940750
1.77827943E-02	0.830266714	52.4273224
3.16227749E-02	0.675866187	48.0915489
5.62341325E-02	0.622631252	38.3344841
0.100000001	0.735976338	26.7813873
0.177827939	1.07103336	17.6025925
0.316227764	1.72871280	11.8727694
0.562341332	2.89281201	8.85931301
1.00000000	4.86934996	7.67398691

LA-6 Cerro Prieto

3 capas,, rho1=2.20,rho2=1.39,rho3=3.26,t1=12.54m,t2=107.1m,

periodo	rhoa	fase
9.99999978E-03	1.59735167	48.4304619
1.77827943E-02	1.49338412	47.3439026
3.16227749E-02	1.43363106	45.0053520
5.62341325E-02	1.45957279	42.1209488
0.100000001	1.57221735	39.7288704
0.177827939	1.74864233	38.3602600
0.316227764	1.95921993	37.9903069
0.562341332	2.17697883	38.3338089
1.00000000	2.38209915	39.0772552

LA-8 Cerro Prieto

3 capas,, rho1=3.62,rho2=1.60,rho3=6.82,t1=45.0m,t2=82.4m,

periodo	rhoa	fase
9.99999978E-03	2.90265584	52.7138672
1.77827943E-02	2.45940709	51.1771584
3.16227749E-02	2.22062969	47.1066093
5.62341325E-02	2.23311138	42.2516899
0.100000001	2.46281743	38.3591423
0.177827939	2.85234404	36.1416588
0.316227764	3.34009647	35.4542580
0.562341332	3.86731648	35.8277283
1.00000000	4.38472366	36.7955322

LA-9 Cerro Prieto

3 capas,, rho1=2.26,rho2=1.40,rho3=3.55,t1=11.3m,t2=118m,

periodo	rhoa	fase
9.99999978E-03	1.60220468	48.3315620
1.77827943E-02	1.50065815	47.5074425
3.16227749E-02	1.42731023	45.3479462
5.62341325E-02	1.43700039	42.3158493
0.100000001	1.54275882	39.5585632
0.177827939	1.72640467	37.8239937
0.316227764	1.95802820	37.2098541
0.562341332	2.20727801	37.4502792
1.00000000	2.44949126	38.2010117

LA-10 Cerro Prieto

3 capas,, rho1=7.17, rho2=3.25, rho3=21.9, t1=45.6, t2=56.1m,

periodo	rhoa	fase
9.99999978E-03	4.79709196	45.3317261
1.77827943E-02	4.97008657	39.6848793
3.16227749E-02	5.73279095	35.2688370
5.62341325E-02	6.97760868	32.8689880
0.100000001	8.57361698	32.2603531
0.177827939	10.3696012	32.8807640
0.316227764	12.2102413	34.1905289
0.562341332	13.9621477	35.7833557
1.00000000	15.5337257	37.3942757

LA-12 Cerro Prieto

3 capas,, rho1=17.4, rho2=9.96, rho3=21.9, t1=25.7, t2=27.9m,

periodo	rhoa	fase
9.99999978E-03	19.4172764	42.7340508
1.77827943E-02	19.9747620	43.0757141
3.16227749E-02	20.4232960	43.4214668
5.62341325E-02	20.7755718	43.7362022
0.100000001	21.0479546	44.0056076
0.177827939	21.2564449	44.2273560
0.316227764	21.4149818	44.4051514
0.562341332	21.5349922	44.5451088
1.00000000	21.6255932	44.6538734

LB-1 Cerro Prieto

3 capas,, rho1=53.3, rho2=1.73, rho3=2.38, t1=138m, t2=30.0,

periodo	rhoa	fase
9.99999978E-03	20.9667721	70.7269745
1.77827943E-02	14.3597078	70.1392517
3.16227749E-02	10.1855202	68.2575531
5.62341325E-02	7.55339241	65.6418304
0.100000001	5.87360430	62.7152977
0.177827939	4.78233385	59.7860985
0.316227764	4.05924273	57.0598907
0.562341332	3.57060194	54.6530113
1.00000000	3.23428082	52.6109467

LB-2 Cerro Prieto

3 capas,, rho1=30.2, rho2=2.30, rho3=3.47, t1=53.0m, t2=132,

periodo	rhoa	fase
9.99999978E-03	6.95840645	63.9244461
1.77827943E-02	5.41540861	61.3487816
3.16227749E-02	4.41796446	58.0362244
5.62341325E-02	3.82954025	54.4534836
0.100000001	3.51986408	51.2125626
0.177827939	3.38026309	48.6964569
0.316227764	3.33373857	46.9675484
0.562341332	3.33231926	45.8914146
1.00000000	3.34923506	45.2785263

LB-3 Cerro Prieto

2 capas,, rho1=1.66, rho2=3.98, t1=50.3m,

periodo	rhoa	fase
9.99999978E-03	1.66587222	39.7778969
1.77827943E-02	1.84595871	37.9301643
3.16227749E-02	2.09027219	37.0927086
5.62341325E-02	2.36594534	37.1495018
0.100000001	2.64312887	37.7988777
0.177827939	2.90011263	38.7466125
0.316227764	3.12464356	39.7770691
0.562341332	3.31247592	40.7589149
1.00000000	3.46474242	41.6263695

LB-4 Cerro Prieto

3 capas,, rho1=1.75, rho2=1.10, rho3=3.99, t1=9.4m, t2=57.6,

periodo	rhoa	fase
9.99999978E-03	1.15248311	45.9290390
1.77827943E-02	1.14842474	41.8984604
3.16227749E-02	1.25143135	38.0450935
5.62341325E-02	1.44941759	35.4958038
0.100000001	1.71707904	34.4639969
0.177827939	2.02408195	34.6295509
0.316227764	2.34043574	35.5421715
0.562341332	2.64143848	36.8145676
1.00000000	2.91074252	38.1757393

LB-5 Cerro Prieto

3 capas,, rho1=2.69, rho2=1.11, rho3=1.70, t1=6.1m, t2=39.8,

periodo	rhoa	fase
9.99999978E-03	1.25987101	45.9831848
1.77827943E-02	1.27649212	44.2481880
3.16227749E-02	1.32216001	43.1361275
5.62341325E-02	1.38050628	42.6218605
0.100000001	1.43989384	42.5422935
0.177827939	1.49377120	42.7203293
0.316227764	1.53943086	43.0191078
0.562341332	1.57650650	43.3505707
1.00000000	1.60579765	43.6659775

LB-6 Cerro Prieto

3 capas,, rho1=1.62, rho2=4.69, rho3=3.11, t1=29.0m, t2=35.7,

periodo	rhoa	fase
9.99999978E-03	2.09787869	37.8361053
1.77827943E-02	2.33087802	38.6583061
3.16227749E-02	2.52445436	39.8016510
5.62341325E-02	2.67395616	40.9279251
0.100000001	2.78558254	41.8912621
0.177827939	2.86807728	42.6591377
0.316227764	2.92910266	43.2491455
0.562341332	2.97445345	43.6940575
1.00000000	3.00830531	44.0265732

LB-7 Cerro Prieto

3 capas,, rho1=2.65, rho2=1.59, rho3=3.39, t1=8.1m, t2=30.3,

periodo	rhoa	fase
9.99999978E-03	1.93239295	41.1856842
1.77827943E-02	2.10173678	39.9777069
3.16227749E-02	2.29774213	39.6395798
5.62341325E-02	2.49365807	39.8954163
0.100000001	2.67255950	40.4726868
0.177827939	2.82630730	41.1707458
0.316227764	2.95302916	41.8660126
0.562341332	3.05449915	42.4942551
1.00000000	3.13414788	43.0300217

LB-8 Cerro Prieto

3 capas,, rho1=2,72, rho2=1.53, rho3=3.29, t1=4.3m, t2=21.2,

periodo	rhoa	fase
9.99999978E-03	2.07109547	39.5284004
1.77827943E-02	2.26830149	39.4536743
3.16227749E-02	2.45865345	39.8790970
5.62341325E-02	2.62867641	40.5485306
0.100000001	2.77267194	41.2860413
0.177827939	2.89019823	41.9893646
0.316227764	2.98368454	42.6093102
0.562341332	3.05674314	43.1297531
1.00000000	3.11314154	43.5528107

LB-9 Cerro Prieto

3 capas,, rho1=4.26, rho2=1.37, rho3=2.93, t1=7.8m, t2=18.7,

periodo	rhoa	fase
9.99999978E-03	2.06828976	42.3298607
1.77827943E-02	2.20151877	41.6403809
3.16227749E-02	2.33589554	41.5684052
5.62341325E-02	2.45771337	41.8448982
0.100000001	2.56123519	42.2760124
0.177827939	2.64562869	42.7424393
0.316227764	2.71257639	43.1803856
0.562341332	2.76473284	43.5617294
1.00000000	2.80488133	43.8789024

LC-1 Cerro Prieto

2 capas,, rho1=2.41, rho2=1.90, t1=140m,

periodo	rhoa	fase
9.99999978E-03	2.42441130	44.9191551
1.77827943E-02	2.44526005	45.2031670
3.16227749E-02	2.44302392	45.8187256
5.62341325E-02	2.40249467	46.4984131
0.100000001	2.33318758	46.9842224
0.177827939	2.25381899	47.1851120
0.316227764	2.17867756	47.1415482
0.562341332	2.11456609	46.9421921
1.00000000	2.06299973	46.6700363

LC-2 Cerro Prieto

3 capas,, rho1=2.33, rho2=1.41, rho3=3.45, t1=8.4m, t2=29.4,

periodo	rhoa	fase
9.99999978E-03	1.72624433	40.4527969
1.77827943E-02	1.90709400	38.9385529
3.16227749E-02	2.12459445	38.4653358
5.62341325E-02	2.34905982	38.7275276
0.100000001	2.55958891	39.4017410
0.177827939	2.74447727	40.2414589
0.316227764	2.89946556	41.0904617
0.562341332	3.02517772	41.8649368
1.00000000	3.12480593	42.5297012

LC-3 Cerro Prieto

3 capas,, rho1=3.45, rho2=.851, rho3=2.85, t1=7.8m, t2=15.4,

periodo	rhoa	fase
9.99999978E-03	1.51102984	39.9326134
1.77827943E-02	1.68717027	38.8052673
3.16227749E-02	1.87622571	38.7060089
5.62341325E-02	2.05755854	39.2070885
0.100000001	2.21916199	39.9842453
0.177827939	2.35601854	40.8300133
0.316227764	2.46782875	41.6293755
0.562341332	2.55689836	42.3294258
1.00000000	2.62660718	42.9143715

LC-4 Cerro Prieto

3 capas,, rho1=2.92, rho2=1.15, rho3=2.09, t1=4.7m, t2=21.6,

periodo	rhoa	fase
9.99999978E-03	1.47421002	42.2714424
1.77827943E-02	1.56615567	41.6191864
3.16227749E-02	1.66065538	41.5469246
5.62341325E-02	1.74743867	41.8158951
0.100000001	1.82183933	42.2422676
0.177827939	1.88285077	42.7081985
0.316227764	1.93143725	43.1487045
0.562341332	1.96938372	43.5341682
1.00000000	1.99864066	43.8559151

LC-5 Cerro Prieto

3 capas,, rho1=8.28, rho2=2.75, rho3=3.01, t1=14.1m, t2=21.3,

periodo	rhoa	fase
9.99999978E-03	3.54619145	49.3192902
1.77827943E-02	3.39971089	48.3124199
3.16227749E-02	3.29570961	47.5171471
5.62341325E-02	3.22082710	46.9024849
0.100000001	3.16630316	46.4333534
0.177827939	3.12626266	46.0778923
0.316227764	3.09668040	45.8096886
0.562341332	3.07472992	45.6078224
1.00000000	3.05839467	45.4561081

LC-6 Cerro Prieto

3 capas,, rho1=8.28, rho2=2.75, rho3=3.01 t1=14.1m, t2=21.3,

periodo	rhoa	fase
9.99999978E-03	3.54619145	49.3192902
1.77827943E-02	3.39971089	48.3124199
3.16227749E-02	3.29570961	47.5171471
5.62341325E-02	3.22082710	46.9024849
0.100000001	3.16630316	46.4333534
0.177827939	3.12626266	46.0778923
0.316227764	3.09668040	45.8096886
0.562341332	3.07472992	45.6078224
1.00000000	3.05839467	45.4561081

LC-7 Cerro Prieto

3 capas,, rho1=5.02, rho2=.749, rho3=2.92, t1=12.8m, t2=49.0,

periodo	rhoa	fase
9.99999978E-03	1.11498535	53.6870575
1.77827943E-02	1.01147854	48.2539368
3.16227749E-02	1.02638650	42.8707962
5.62341325E-02	1.13508952	38.9075050
0.100000001	1.30884349	36.7639389
0.177827939	1.51941621	36.1415291
0.316227764	1.74146378	36.5264702
0.562341332	1.95503521	37.4553680
1.00000000	2.14714360	38.5956612

LC-8 Cerro Prieto

3 capas,, rho1=1.13, rho2=3.18, rho3=1.33, t1=3.7m, t2=18.5,

periodo	rhoa	fase
9.99999978E-03	1.80855155	48.9212303
1.77827943E-02	1.69470179	48.8639946
3.16227749E-02	1.60404837	48.4828415
5.62341325E-02	1.53460681	47.9704208
0.100000001	1.48239779	47.4421654
0.177827939	1.44347203	46.9576950
0.316227764	1.41453934	46.5415154
0.562341332	1.39304316	46.1983032
1.00000000	1.37705994	45.9228401

LC-10 Cerro Prieto

3 capas,, rho1=5.15, rho2=6.01, rho3=24.4, t1=21.4m, t2=90.7,

periodo	rhoa	fase
9.99999978E-03	5.36927891	38.0322609
1.77827943E-02	6.13214540	34.6206932
3.16227749E-02	7.39596462	32.5180588
5.62341325E-02	9.06824112	31.9038181
0.100000001	11.0061407	32.4481010
0.177827939	13.0437078	33.7048988
0.316227764	15.0252981	35.2900925
0.562341332	16.8342209	36.9315109
1.00000000	18.4044857	38.4642372

LC 11 Cerro Prieto

3 capas,, rho1=4.45, rho2=14.6 rho3=23.1, t1=26.8m, t2=101.0,

periodo	rhoa	fase
9.99999978E-03	8.18808270	32.5880737
1.77827943E-02	9.78692818	32.8238297
3.16227749E-02	11.5635796	33.6850014
5.62341325E-02	13.3878498	34.9647789
0.100000001	15.1325521	36.4340591
0.177827939	16.7044125	37.9077759
0.316227764	18.0544834	39.2661629
0.562341332	19.1722717	40.4486847
1.00000000	20.0727577	1.4376030

LC-12 Cerro Prieto

3 capas,, rho1=5.35, rho2=15.0, rho3=19.0, t1=20.5m, t2=102.,

periodo	rhoa	fase
9.99999978E-03	10.5377569	36.2231407
1.77827943E-02	11.8238125	37.0030060
3.16227749E-02	13.0760117	37.9850960
5.62341325E-02	14.2230635	39.0517197
0.100000001	15.2205362	40.0965271
0.177827939	16.0531406	41.0478516
0.316227764	16.7271442	41.8699646
0.562341332	17.2607555	42.5541458
1.00000000	17.6765919	43.1081772

LD-1 Cerro Prieto

2 capas,, rho1=2.79, rho2=219, rho3= 14.3, t1=28.5m, t2=69.7,

periodo	rhoa	fase
9.99999978E-03	2.26387215	45.0446663
1.77827943E-02	2.25087023	40.0700302
3.16227749E-02	2.52735209	34.9182281
5.62341325E-02	3.09880805	31.3338909
0.100000001	3.93855810	29.7434368
0.177827939	4.99489784	29.7897720
0.316227764	6.19072199	30.9156303
0.562341332	7.43367910	32.6203423
1.00000000	8.63544559	34.5300903

LD-3 Cerro Prieto

3 capas,, rho1=4.74, rho2=4.98, rho3=62.8, t1=28.2m, t2=85.7,

periodo	rhoa	fase
9.99999978E-03	4.26605463	37.1457901
1.77827943E-02	4.98742056	30.8318214
3.16227749E-02	6.53084517	26.2114716
5.62341325E-02	8.99637699	23.9434700
0.100000001	12.4449224	23.6742229
0.177827939	16.8403511	24.8088036
0.316227764	21.9998627	26.8026657
0.562341332	27.6007023	29.2199230
1.00000000	33.2523232	31.7353420

LD-5 Cerro Prieto

3 capas,, rho1=6.75, rho2=10.8, rho3=34.6, t1=34.4m, t2=75.8,

periodo	rhoa	fase
9.99999978E-03	8.86795330	33.5786705
1.77827943E-02	10.7593822	32.0049896
3.16227749E-02	13.1865158	31.7387886
5.62341325E-02	15.9561472	32.4836502
0.100000001	18.8391705	33.8407860
0.177827939	21.6221600	35.4642067
0.316227764	24.1480370	37.1083488
0.562341332	26.3309212	38.6256981
1.00000000	28.1475525	39.9451485

TL-1 Cerro Prieto

3 capas,, rho1=2.81, rho2=4.16, rho3=5.75, t1=21.2m, t2=64.8,

periodo	rhoa	fase
9.99999978E-03	3.42083335	40.1877022
1.77827943E-02	3.68212914	39.7920036
3.16227749E-02	3.98008347	39.7777405
5.62341325E-02	4.28391027	40.1121674
0.100000001	4.56768703	40.6712074
0.177827939	4.81601286	41.3250465
0.316227764	5.02333832	41.9775658
0.562341332	5.19078064	42.5722580
1.00000000	5.32293177	43.0838585

TL-3 Cerro Prieto

3 capas,, rho1=4.51, rho2=2.57, rho3=6.23, t1=60.9m, t2=89.3,

periodo	rhoa	fase
9.99999978E-03	4.06575584	49.8343773
1.77827943E-02	3.64775825	48.9943695
3.16227749E-02	3.41665387	46.5177460
5.62341325E-02	3.42179465	43.6407051
0.100000001	3.61578822	41.4039078
0.177827939	3.92477417	40.1725044
0.316227764	4.28115559	39.8253822
0.562341332	4.63509464	40.0706902
1.00000000	4.95635223	40.6316109

TL-6 Cerro Prieto

3 capas,, rho1=6.13, rho2=3.64, rho3=6.42, t1=43m, t2=81.3,

periodo	rhoa	fase
9.99999978E-03	4.83325052	48.7497597
1.77827943E-02	4.59016848	46.7905083
3.16227749E-02	4.57084179	44.7422905
5.62341325E-02	4.71240616	43.2197952
0.100000001	4.93944216	42.3864555
0.177827939	5.19230509	42.1255341
0.316227764	5.43353939	42.2372169
0.562341332	5.64457941	42.5443573
1.00000000	5.81958771	42.9238777

Anexo 3. Productos derivados de este proyecto de investigación.

Presentación de ponencia en la Unión geofísica mexicana (UGM) 2015

<https://www.ugm.org.mx/publicaciones/geos/pdf/geos15-1/sesiones-especiales/SE03-35-1.pdf>

INVERSIÓN DE DATOS MAGNETOTELÚRICOS EN LA ZONA GEOTÉRMICA DE CERRO PRIETO, MEXICALI,

B.C

Oliver Ocaño Francisco Miguel¹, Romo Jones José Manuel¹, Gallardo Delgado Luis Alonso¹ Arango Galván Claudia ²

¹División de Ciencias de la Tierra, CICESE

²Instituto de Geofísica UNAM

foliver@cicese.edu.mx

La conductividad eléctrica de las rocas del subsuelo es una de las propiedades físicas que aporta información relevante para la exploración y durante la explotación de campos geotérmicos, ya que está directamente influenciada por la permeabilidad de la roca y por el contenido de fluidos en el sistema. Este trabajo es parte de un estudio más amplio en el que se pretende estudiar los cambios temporales en la conductividad eléctrica del subsuelo en la Valle de Mexicali, particularmente en la zona del campo geotérmico de Cerro Prieto. El objetivo del presente trabajo es utilizar el método magnetotelúrico convencional para obtener información de la conductividad del subsuelo en dos tiempos diferentes separados por un lapso de un año. En enero de este año se realizó la primera campaña de campo, consistente en 45 sitios magnetotelúricos distribuidos en cinco perfiles localizados en zonas de interés. Presentamos el avance en el procesamiento e interpretación de estos perfiles utilizando algunos conceptos novedosos sobre la función de respuesta magnetotelúrica que se utiliza en la inversión de datos en 2D (Gómez-Treviño et al. 2014). El plan es realizar una segunda campaña en enero del próximo año y contrastar los resultados para estudiar cambios atribuibles a variaciones en las condiciones físicas del subsuelo.

Presentación de ponencia en la Unión geofísica mexicana (UGM) 2016

<https://www.ugm.org.mx/publicaciones/geos/pdf/geos16-1/sesionesespeciales/SE08-36-1.pdf>

“MODELADO EN 2D DE LA CONDUCTIVIDAD ELECTRICA EN LA ZONA GEOTÉRMICA DE CERRO PRIETO, UTILIZANDO DATOS MAGNETOTELÚRICOS”

Oliver Ocaño Francisco Miguel¹, Romo Jones José Manuel¹, Gallardo Delgado Luis Alonso¹, Pérez Flores Marco Antonio¹

¹División de Ciencias de la Tierra, CICESE

foliver@cicese.edu.mx

Entre las propiedades físicas más significativas de las rocas presentes en los sistemas geotérmicos y que aportan información valiosa para la exploración y explotación se encuentran la conductividad eléctrica, además de otras propiedades físicas como la densidad y la susceptibilidad magnética. La conductividad eléctrica se encuentra directamente relacionada con la permeabilidad y el contenido de fluidos en el sistema y con la propia conductividad eléctrica de los fluidos. Existen diferentes técnicas geofísicas utilizadas para obtener imágenes de la conductividad eléctrica del subsuelo en un sistema geotérmico y con ello, determinar la profundidad y extensión del yacimiento. Esta información es fundamental para la caracterización de las estructuras geológicas que controlan el flujo del fluido hidrotermal.

El principal objetivo de este trabajo es utilizar datos magnetotelúricos para obtener modelos en 2D de la conductividad eléctrica en cinco perfiles localizados en los alrededores del campo geotérmico de Cerro Prieto (CGCP). Adicionalmente el objetivo del trabajo es utilizar conceptos novedosos que se han desarrollado recientemente en CICESE para obtener datos libres de distorsiones galvánicas superficiales, uno de los problemas más comunes cuando se procesan datos magnetotelúricos en 2D. Una vez que los conjuntos de datos están “corregidos” por estas distorsiones superficiales (con excepción del corrimiento estático), se realiza la inversión 2D de cada perfil. Para la inversión utilizamos un algoritmo regularizado que lleva a la solución más simple (navaja de Occam).

Los perfiles interpretados consisten en tres perfiles regionales de 25-30 km de longitud con estaciones cada 2-3 km de separación, localizados al norte, al sur y al este del CGCP. Los otros dos perfiles son más locales, de entre 5 y 7 km de longitud, con sitios separados cada 1-2 km, uno en la zona de Tulechek y el otro en el Ejido Nuevo León.

En este trabajo se presentan los modelos 2D obtenidos así como el ajuste a los datos observados y se hace una interpretación preliminar de la distribución de la conductividad eléctrica que se obtiene en cada modelo.

Presentación de ponencia en la Unión geofísica mexicana (UGM) 2017

Inversión Conjunta de datos Magnetotelúricos, Magnéticos y Gravimétricos en la zona geotérmica de Cerro Prieto

Oliver Ocaño Francisco Miguel¹, Romo Jones José Manuel¹, Gallardo Delgado Luis Alonso¹, Pérez Flores Marco Antonio¹

¹División de Ciencias de la Tierra, CICESE

foliver@cicese.edu.mx

Existen diferentes técnicas geofísicas utilizadas para obtener imágenes del subsuelo en un sistema geotérmico y con ello, determinar la geometría del yacimiento y las propiedades físicas. Esta información es fundamental para la caracterización de las estructuras geológicas que controlan el flujo del fluido hidrotermal. Entre las propiedades físicas más significativas de las rocas presentes en los sistemas geotérmicos están: la resistividad eléctrica, la densidad y la susceptibilidad magnética (Newman et al., 2008).

La técnica de inversión conjunta por gradientes cruzados desarrollada por Gallardo y Meju (2003), propone una relación funcional entre los cambios de las propiedades físicas y tiene como objetivo principal encontrar modelos subsuperficiales que contengan una semejanza estructural; aunque este enfoque se ha aplicado a diferentes combinaciones de datos geofísicos, ninguna se ha reportado en artículos científicos en exploración geotérmica.

El objetivo de este trabajo de investigación es el utilizar y demostrar la aplicabilidad y alcances de la inversión conjunta en objetivos geotérmicos, para esto, se realizó un levantamiento de las tres técnicas geofísicas en un 5 perfiles distribuidos en los alrededores del campo geotérmico, en este trabajo se presentan los resultados de un perfil localizado al sur del campo, en el cual se se obtuvieron los modelos de resistividad y de inversión conjunta, en el cual se observan tres zonas bien identificadas y se correlacionan bastante bien con el modelo conceptual de Lira-Herrera(2005).

Presentación de ponencia en la Unión geofísica mexicana (UGM) 2018

“INTERPRETACIÓN DE MODELOS 2D OBTENIDOS CON INVERSIÓN CONJUNTA EN LA ZONA GEOTÉRMICA DE CERRO PRIETO”

Oliver Ocaño Francisco Miguel¹, Gallardo Delgado Luis Alonso¹, Romo Jones José Manuel¹, Pérez Flores Marco Antonio¹

¹División de Ciencias de la Tierra, CICESE

foliver@cicese.edu.mx

El nivel en el que una técnica geofísica es utilizada con éxito para inferir las propiedades de los yacimientos geotérmicos, depende de la forma en que los parámetros del yacimiento se encuentran relacionados con los parámetros geofísicos. Debido a que estas relaciones no son únicas, es importante integrar diversas técnicas geofísicas para la mejor interpretación de los parámetros del sistema.

En este trabajo se implementaron los métodos: Magnetoteléurico (MT), Gravimétrico (GV) y Magnético (MG), con el fin de poder hacer una inversión conjunta de las diferentes propiedades de las rocas, como son la conductividad eléctrica, densidad y susceptibilidad magnética, en cinco perfiles ubicados en los alrededores del Campo Geotérmico de Cerro Prieto (CGCP), Estos métodos son muy aplicados para obtener imágenes del subsuelo en un sistema geotérmico y con ello, determinar la geometría del yacimiento y las propiedades físicas.

El objetivo de este trabajo de investigación es el utilizar y demostrar la aplicabilidad y alcances de la técnica de inversión conjunta por gradientes cruzados en objetivos geotérmicos, esta técnica desarrollada por Gallardo y Meju (2003), propone una relación funcional entre los cambios de las propiedades físicas y tiene como objetivo principal encontrar modelos subsuperficiales que contengan una semejanza estructural.

Los perfiles interpretados consisten en tres perfiles regionales (A,B y C) de 25-30 km de longitud con estaciones cada 2-3 km de separación para MT y cada 0.5-1 km para GV y Mg. Otros dos perfiles (D y TL) más locales, de entre 5 y 7 km de longitud, con sitios separados cada 1-2 km para MT y cada 0.5-1 km para GV y Mg, localizados hacia el NE, en el Ejido Nuevo León (D) y hacia el NW en la zona Tulecheck.

Los perfiles A y D, muestran una clara correlación con los modelos conceptuales de Lira-Herrera y Aguilar, en donde se pueden apreciar diferentes unidades geológicas donde destacan, los sedimentos

clásticos no consolidados (SCNC) en la parte somera, unidades de Lutita Gris (LG) y Lutita Café (LC) entre 2 y 4 km de profundidad, zona Granítica, así como también se puede observar las zonas de la falla Imperial (FI), la falla de Cerro Prieto (FCP) y la falla Michoacán.

En el perfil B y TL, se destaca una unidad bien definida, con característica de ser muy magnética, la cual llega hasta la superficie, también se destaca una unidad somera que se puede relacionar con los SCNC hasta una profundidad de 2.5 km, entre 3 y 6 km de profundidad se observa una unidad que puede relacionarse con las zonas de LG y LC, en el perfil B, también se pueden observar las zonas de la FI, FM y FCP.

El perfil C, muestra 3 unidades bien definidas, la más profunda se relaciona con el basamento granítico en una forma escalonada, de la misma forma más superficial se encuentra la unidad que puede ser relacionada con las zonas de LG y LC y la unidad más somera y que profundiza hasta los 2 km puede estar asociado a los SCNC.

Artículo de investigación.

1. Artículo aceptado el día 2 de agosto y publicado online en la revista *Journal of Applied Geophysics* de la editorial Elsevier. <https://doi.org/10.1016/j.jappgeo.2019.103835>

Journal of Applied Geophysics 170 (2019) 103835



Contents lists available at ScienceDirect

Journal of Applied Geophysics

journal homepage: www.elsevier.com/locate/jappgeo

Structure of the Cerro Prieto Pull-apart basin from joint inversion of gravity, magnetic and magnetotelluric data

F.M. Oliver-Ocaño^{a,b,*}, L.A. Gallardo^a, J.M. Romo-Jones^{a,b}, M.A. Pérez-Flores^{a,b}

^a Earth Sciences Division, CICESE, Carretera Ensenada-Tijuana 3918, Ensenada, Baja California 22860, Mexico

^b Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CeMIE-Geo), Avenida #95, Fraccionamiento Rinconada del Pedregal, Ensenada, Baja California 22860, Mexico



ARTICLE INFO

Article history:

Received 20 March 2019
Received in revised form 31 July 2019
Accepted 2 August 2019
Available online 07 August 2019

Keywords:

Joint inversion
Magnetotellurics
Gravity
Magnetic
Cerro Prieto
Geospectral image

ABSTRACT

The large transform fault system that separates the Pacific and the North American plates in the Gulf of California is conformed by a system of oblique rifts and large dextral transform faults. Besides their seismogenic importance, several of these structures are related to geothermal resources in the area. This system originates the Cerro Prieto Pull-apart basin (CPPAB), which is particularly important as it hosts the world's third largest geothermal field. It is remarkable that, despite intensive geological and geophysical exploration in the CPPAB, there is no published geophysical image of the basin that gives clear evidence of the underlying basement and the existence of an active pull-apart basin and whether it may be the source of heat of the reservoir. We posit that the joint inversion of multiple geophysical data can unveil the underlying CPPAB structure. We then applied the cross-gradient joint inversion to recently collected gravity, magnetic and magnetotelluric data on three intersecting profiles. From the joint models, we could clearly distinguish the major geometry of the basin and classify the basement units by their characteristic geophysical signatures, as well as propose the occurrence of various suites of intrusives. The interpreted models correlate well with surface geology and geophysical maps and depict a likely structure for the active pull apart basin in the area.

© 2019 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

The Gulf of California, the northern portion of the Baja California Peninsula and Southern California (USA) host a complete active transform fault system composed by extensive dextral strike-slip faulting (e.g. Hamilton, 1971) that results in a large intercontinental NW-SE rift zone with the oblique separation of the Baja California Peninsula to the west (Pacific plate) from the North American plate to the east (Angelier et al., 1981).

The structural pattern of the system is thus explained by an alternation of short spreading axes and longer dextral transform faults (e.g. Moore and Buffington, 1968). At the south, these spreading axes display different phases of oceanic opening at different stages, represented by several oceanic and sedimentary basins formed along its trace (cf. Arango-Galvan et al., 2015; Van Wijk et al., 2017). At the north, this system is abundant on active faults that lead to seismic activity, pull-apart basins and active volcanism (see e.g. Suarez-Vidal et al., 2008). This group of geological elements favors geothermal activity that has led to the development of various geothermal fields (Prol-Ledesma et al.,

2016). In this work we study one of the most relevant geological features: the Cerro Prieto Pull-Apart Basin (CPPAB).

The CPPAB hosts the Cerro Prieto geothermal field (CPGF), which is the third largest geothermal energy producer field in the world, with an installed capacity of 570 MW (IEA-Geothermal, 2018). It is known that the associated geothermal reservoir is fed by the waters of the Colorado River and local precipitation that infiltrates at depth in the sedimentary basin (see e.g. Lira-Herrera, 2005; Aguilar-Dumas, 2010 and references therein). Although much has been written about the tectonic activity of the region as well as speculated about the existence of an active pull-apart basin in the interior of the CPPAB and its potential relationship as the heat source of the CPGF, there is not yet available any solid geophysical evidence that can confirm the detailed structure of this active tectonic feature and its interconnection with the overall CPPAB. This is notable, considering that various geological and geophysical surveys have been carried out in the area since the earliest stages of geological exploration of the Baja California Peninsula and, in particular, since the initial development of the CPGF at the end of the 1970's.

Early studies of the surface geology in the area date back to Gastil et al. (1975), who produced the first geological map of the Baja California Peninsula. More recent geological studies carried out by many authors (e.g., Aguilar-Dumas, 2010; Suarez-Vidal et al., 2008; Lira-Herrera, 2005; Quintanilla and Suarez, 1994) identified clearly the tectonic framework and interrelationship to magmatism and late

* Corresponding author at: Earth Sciences Division, CICESE, Carretera Ensenada-Tijuana 3918, Ensenada, Baja California 22860, Mexico.

E-mail address: foliver@cicese.edu.mx (F.M. Oliver-Ocaño).

sedimentary deposits in the area and produced the first conceptual models of the basin. These models, however, do not bear any depth information from indirect sources as geophysics.

The first published depth information from geophysics resulted from magnetotelluric (Gamble et al., 1979; Goubau et al., 1981), gravity and magnetic studies (Chase et al., 1979). These authors produced surface geophysical maps and inferred major geophysical units based on the interpretation strategies available at that time. Therefore, they still lacked of sufficient resolution to determine any underlying pull-apart structure and depicted only the major basin structure in the area. More recent geophysical campaigns (Mares Agüero, 2017; Cortes-Arroyo et al., 2018; Hernandez-Marquez et al., 2017) independently unveiled electrical resistivity, seismic velocity and density structures in the area, which were individually interpreted in terms of the current geological knowledge. Whereas this represents a great advancement in the determination of the geophysical structure in the area, their models still own significant differences inherent to the variety of the geophysical data and the tools applied for their interpretation. As a result, there is not as yet any integrative geophysical model published for the area capable of reconciling the inherent differences of the various interpretations and depicting a consistent image of the CPPAB.

This lack of a quantitatively integrated model for such an extensively surveyed area is noticeable; specially considering the availability of several methodologies for the quantitative integration of multiple geophysical data, which include Colombo and De Stefano (2007), Doetsch et al. (2010), Gallardo (2007), Lelièvre and Farquharson (2016), Moorkamp et al. (2011), Sun and Li (2015), among others. From all these methodologies, the cross-gradient joint inversion (Gallardo and Meju, 2003), as implemented by Gallardo (2007), has proven highly successful for the coupling of multiple geophysical data in fully heterogeneous areas in several

geological scenarios (see eg. Gallardo and Thebaud, 2012; Gessner et al., 2016; Le Pape et al., 2017; Leon-Sanchez et al., 2018). For the CPPAB, the only reported attempt to provide an integrative geophysical model was recently carried out by Carrillo and Gallardo (2018). They jointly inverted gravity and magnetotelluric data assuming direct density-resistivity dependence. While their results are outstanding, they are still limited by the restricting coupling approach and the use of only two geophysical data at a time. As a result, there is not as yet any integrative geophysical model of the CPPAB constructed with more than two geophysical properties at a time. We posit that the application of cross-gradient joint inversion strategies to recently collected gravity, magnetic and magnetotelluric data in the area can provide a complete insight of the structure and lithology of the CPPAB and may unveil whether an active pull apart basin is likely to exist in the area.

In this work, we performed the cross-gradient joint inversion of the three types of data to provide density, magnetization and resistivity distribution along three intersected survey lines located in the CPPAB. For the integrative interpretation, we compose geospectral images (Gallardo, 2007) for each profile, which display combinedly physical properties and structure of the subsurface. We then inferred a lithological and structural correlation to the CPPAB.

2. The Cerro Prieto Pull-apart basin

The CPPAB resides in the Valley of Mexicali, which is part of the Salton basin, on the boundary between the Pacific and North American plates. It is located 30 km southeast of the city of Mexicali, México (Fig. 1). In the CPPAB, the Comisión Federal de Electricidad (CFE (Comisión Federal de Electricidad), 2012) identifies two main geothermal aquifers allocated in the CPGF exploitation area: the Alpha

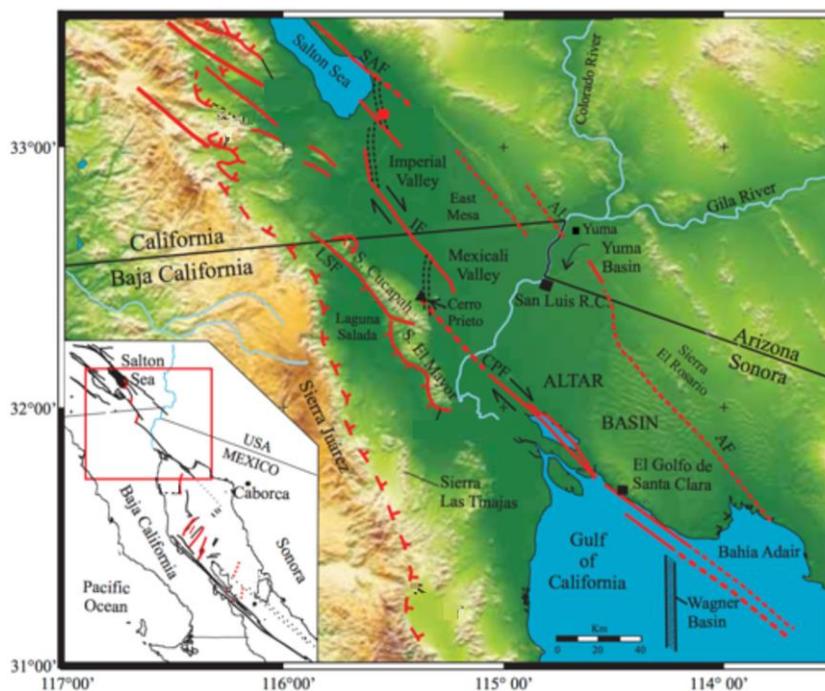


Fig. 1. Digital elevation model (DEM) map showing the main tectonic features of the northern Gulf of California and Salton trough regions (Modified from Pacheco-Romero et al., 2006) and their regional location (inset). SAF = San Andreas Fault, IF = Imperial Fault, CPF = Cerro Prieto Fault, AF = Altar Fault.

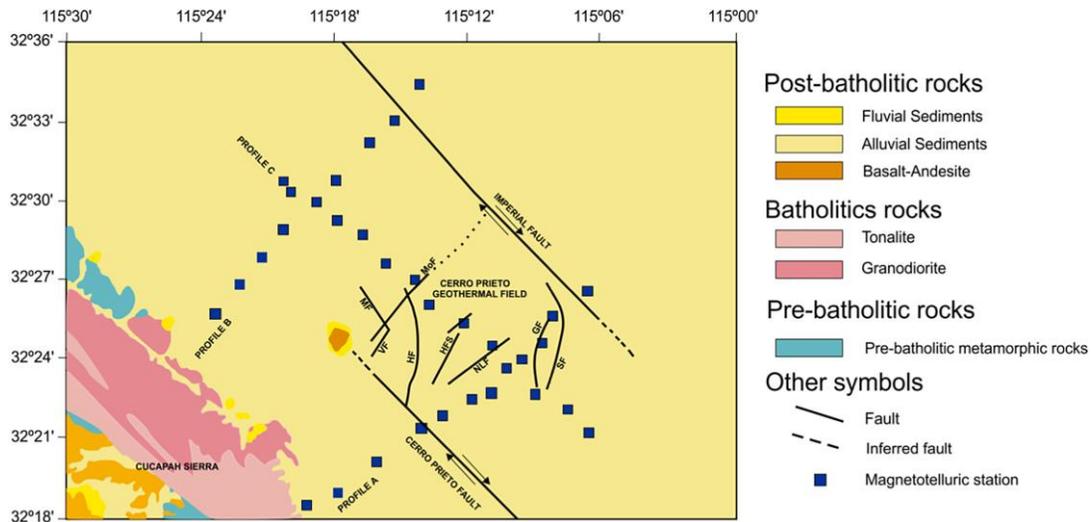


Fig. 2. Geological map of the Mexicali Valley showing the trace of the main faults (Modified from Gastil et al., 1975). The solid squares are MT stations for this work. MF = Michoacán Fault, MoF = Morelia Fault, VF = Vulcano Fault, HF = Hidalgo Fault, HPS = H Fault System, NLF = Nuevo Leon Fault, GF = Guerrero Fault, SF = Saltillo Fault.

aquifer sitting between 1000 and 1500 m of depth, and the Beta aquifer between 1500 and 2700 m. Lippmann et al. (1991) also identify a third (Gamma) aquifer at more than 3300 m depth and temperature greater than 350 °C.

2.1. Geological overview

2.1.1. Structural context

The Salton Trough tectonic province extends south from the Salton Trough at the eastern side of the Baja California peninsula. It contains basin-and-range style topography and active extensional basins that includes the CPPAB (Stock et al., 1991). Gastil et al. (1975) group the main geological units of the province in Post-batholithic rocks (fluvial sediments, alluvial sediments, Basalt-Andesite, conglomerates, calcareous shales), Batholithic rocks (Tonalite, Granodiorite) and Pre-batholithic metamorphic rocks (Fig. 2).

A study made by Suarez-Vidal et al. (2008) shows that the most important factor controlling the formation of the Cerro Prieto basin is the relative slip of the Cerro Prieto and Imperial faults. All of this has resulted in the development of a NE-SW trending, immature, pull-apart basin (CPPAB) with an extension of 183 km² (Fig. 3). This tectonic activity has also triggered subsidence in the intervening area, creating several subsurface normal faults, oriented oblique and parallel to the major strand.

2.1.2. Stratigraphy

According to Puente and De la Peña (1979) and Lira-Herrera (2005), the three main stratigraphic units that conform the Cerro Prieto basin are:

Lithological unit A: 600 to 2200 m of continental sediments. This unit contains all the unconsolidated deposits of the basin, which include clays, silts, sands and gravels. It also contains semiconsolidated brown and gray shales with interspersed sandstones.

Lithological unit B: 2000–2500 m of consolidated deltaic sediments. This unit is composed of lenticular layers of alternating shales, siltstones and sandstones. The sandstone intercalations with porosities of up to 22% are suitable for hosting the fluids of the geothermal reservoir and its degree of consolidation preserves the fracturing associated to the active tectonics of the zone (Puente and De la Peña, 1979).

Lithological unit C: Granitic and meta-sedimentary basement. The basement is formed by meta-sediments of the North America terrain (Paleozoic-Mesozoic), granites of the Baja California terrain (Cretaceous) and mafic intrusives (Pliocene). Several authors (Goldstein et al., 1985; Lira-Herrera, 2005; Fonseca-Lopez and Razo-Montiel, 1979) associate the source of heat to these igneous bodies in the basement, as inferred from gravity data studies.

2.2. Previous geophysical studies in the area

There are several geophysical surveys conducted in the CPPAB since the early 1960's. There are regional gravity data collected by PEMEX for petroleum exploration using 4-km wide polygons and stations every 500 m and aeromagnetic data collected by the *Consejo de Recursos Minerales* (currently the *Servicio Geológico Mexicano*) using 1 km N-S regional lines flown at 300 m above ground level. While this data are adequate for regional (tectonic) studies, they may not provide sufficient detail for the local Cerro Prieto basin.

Several geophysical studies were performed and interpreted by CFE and Lawrence Berkeley laboratory. Along with electrical resistivity soundings, gravity, passive seismology and seismic reflection (see e.g. Gamble et al., 1979; Goubau et al., 1981), they also made a series of pioneering magnetotelluric soundings. From these studies, they performed a blocky interpretation of the basement and suggested the presence of a conductive body in the production area of the geothermal field, which extends in NW-SE direction. Similarly, various early interpretations of these data can be found in the literature. For instance: Puente and De la Peña (1979) define a geological model of the basement using seismic refraction profiles; Diaz (1979) and Corwin et al. (1979) performed self-potential; Wilt et al. (1979), resistivity; Albores et al. (1979), natural seismicity; and Chase et al. (1979), precision gravity studies. Recently, some of these data were reinterpreted with more modern algorithms (Charré Meza, 2000; Pérez Flores, 2015; Hernandez-Marquez et al., 2017).

2.3. Current geophysical studies

A recent government initiative promoted extensive studies for geothermal resources and has produced a renewed interest in the

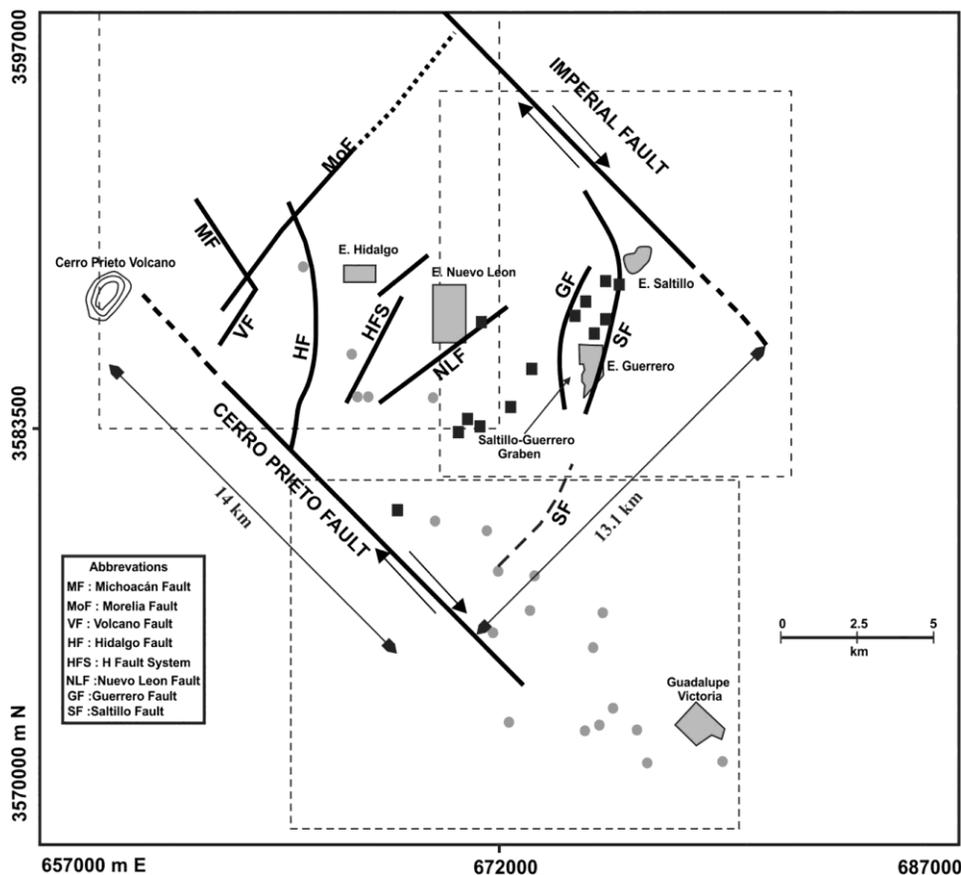


Fig. 3. Detailed structural map of the study area showing the trace of the main faults and the size of the Cerro Prieto Pull-Apart Basin. The solid squares are sites of superficial evidence of subsidence, and the solid circles locate superficial structures and damage produced by the Cerro Prieto fault after the June 8, 1980 Victoria earthquake (Modified from Suarez-Vidal et al., 2008).

exploration and reevaluation of operating and potential geothermal fields in México. Under this initiative, an academic consortium (CeMIEGeo) has carried out new geophysical campaigns in the CPPAB area, which include the acquisition of magnetotelluric, gravity and magnetic data in coincident profiles suitable to modern joint inversion methodologies for the integrated interpretation of multiple geophysical data.

For this work, we conducted Magnetotelluric, Gravity and Magnetic surveys along three profiles in the CPPAB (Fig. 2).

2.3.1. Magnetotelluric data set

We collected 33 magnetotelluric (MT) sites along the three profiles shown in Fig. 2. The time-varying natural electromagnetic field was registered in the frequency range from 0.001 to 1000 Hz, using an ADU-07 unit from Metronix and the collected time series were processed using the standard algorithm provided by the instrument manufacturer to obtain the corresponding impedance tensors. We used 100 m long dipoles to measure electric fields and induction coils to register the three components of the magnetic field. In every site, we registered the natural fields for about 10 h on average. In general, we occupied two sites simultaneously so that remote reference processing could be applied to improve the quality of the responses. We then utilized the

four elements of the impedance tensor to calculate the rotation-invariant responses proposed by Gómez-Treviño et al. (2014). This approach produces two apparent resistivity curves (ρ_+ , ρ_-) and two phase curves (φ_+ , φ_-) with particular properties (Fig. 4). These four responses are independent of the measurement coordinate system.

In a 2D situation, they reduce exactly to the TE and TM impedances, while in a general 3D case they represent a suitable pair of responses to be compared with the TE and TM modes calculated from any 2D inversion code (Gómez-Treviño et al., 2014). In addition, following the distortion parameters defined by Groom and Bailey (1989, 1991), these particular invariants are also immune to twist but not to shear (Gómez-Treviño et al., 2014). The correct shear value for each site can be found by using the approach proposed by the same authors or searching for a shear value that reduces (φ_+ , φ_-) to the phases calculated from the phase tensor (Caldwell et al., 2004). We correct the static shift for each site by using shallow resistivity information provided by TDEM soundings.

As discussed in Gómez-Treviño et al. (2014) the invariants (Z_+ , Z_-) do not identify TE and TM univocally, there is an inherent ambiguity so that one must use independent information to select $\rho_+ = \rho_{TM}$ and $\rho_- = \rho_{TE}$, or vice-versa. In our case, we did a site by site analysis looking for lateral consistency between nearby locations and assuming that TM

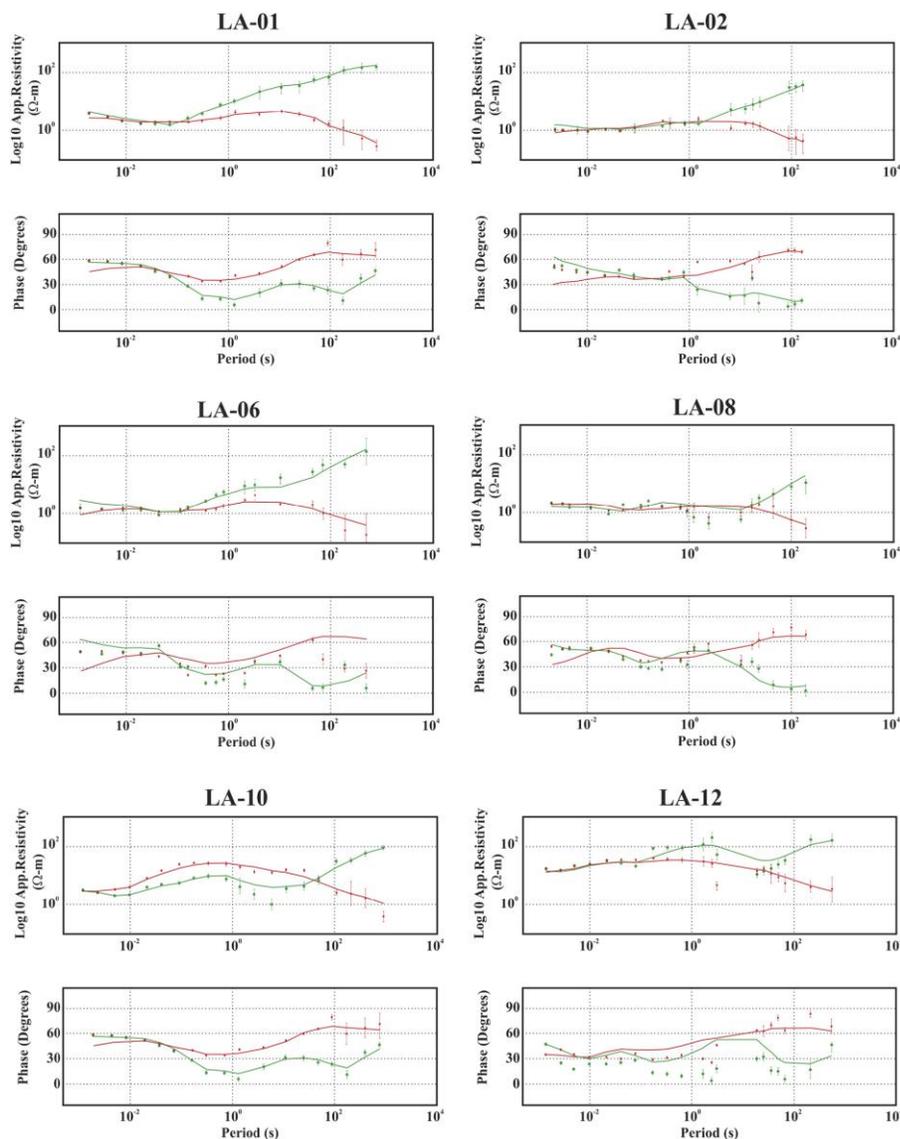


Fig. 4. Example of the apparent resistivity ρ_+ (red), ρ_- (green) and phase φ_+ (red), φ_- (green) values obtained for several sites from profile A. Symbols and error bars correspond to observed data. Solid lines indicate model responses. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

resistivity should be lower than TE, for the profiles A and B, oriented SW-NE. In the other hand, we assumed TM larger than TE for profile C, oriented SE-NW.

In order to provide a comparative framework and a preliminary conductive structure for the sedimentary sequence, we inverted apparent resistivity (ρ_+ , ρ_-) and phase (φ_+ , φ_-) data together for each profile with an Occam-style 2D inversion algorithm (DeGroot-Hedlin and Constable, 1990) using 5% of error for apparent resistivity and 1.45 degrees for phase. We set the target RMS value of 1.3 to allow the program to find the best possible misfit. We parameterized the model in regular 200 m spaced cells in the horizontal direction and increased their

thicknesses in the vertical direction. We also padded the edges with wider and thicker cells. Some cell edges were adjusted to match the MT site positions as required by the inversion algorithm. This algorithm took an average of 20 iterations to achieve a reduced data misfit for the three profiles (8.26 for profile A, 7.40 for profile B and 11.4 for profile C). We note that the misfit values have resulted large for this data set independently of using conventional TE and TM data (e.g. Carrillo and Gallardo, 2018) or ρ_+ , ρ_- (Cortes-Arroyo et al., 2018). We argue that they should be reflecting an additional complexity that is not captured by two-dimensional inversion experiments. The resulting models are shown in Fig. 5. In general, we observe a resistive basement whose

structure is influenced by the covering shallow conductive zones. These conductors can be either related to sediments saturated with fluids or to the presence of clay layers, something than can only be confirmed with alternative information such as boreholes (e.g. Lira-Herrera, 2005) or geophysical information such as seismic or potential field data, which is the objective of this work. Similar resistivity models for previous versions of this MT data for profile A can be found in Cortes-Arroyo et al. (2018) and Carrillo and Gallardo (2018).

2.3.2. Gravity and magnetic data

We collected 70 gravity and magnetic data located exactly on the same A, B and C profiles of the MT surveys (Figs. 6 and 7). The station spacing varied from 1 to 1.5 km.

The gravity data were corrected for instrumental drift, tide, latitude, free air and Bouguer slab to produce simple Bouguer anomalies. To obtain a residual anomaly suitable to joint inversion, we removed a regional trend using the wider Bouguer anomaly map available in the

area (Fig. 6) and the closest basement outcrops as reference to leave only negative anomalies for the basin. The magnetic data were corrected for diurnal variation as well as IGRF and the resulting total magnetic intensity (TMI) anomaly was averaged to zero to isolate the relevant local magnetic anomalies. The resulting TMI data were used for joint inversion. In general we have no knowledge of density and magnetization of the underlying units and therefore we assume a) they are normally magnetized and b) a density of 2.67 g/cm³ for Bouguer correction. Regional TMI anomalies showed no evidence of anomalous polarization. For inversion experiments, we used 0.01 mGal for gravity and 4nT for magnetic standard deviations for the three profiles; values that we considered adequate following our data acquisition.

Fig. 6 displays a shadow relief map representation of the regional Bouguer anomaly for preliminary and further interpretation of our results, as well as for regional trend correction of the collected land stations. This map shows a prominent gravity high at the west end of

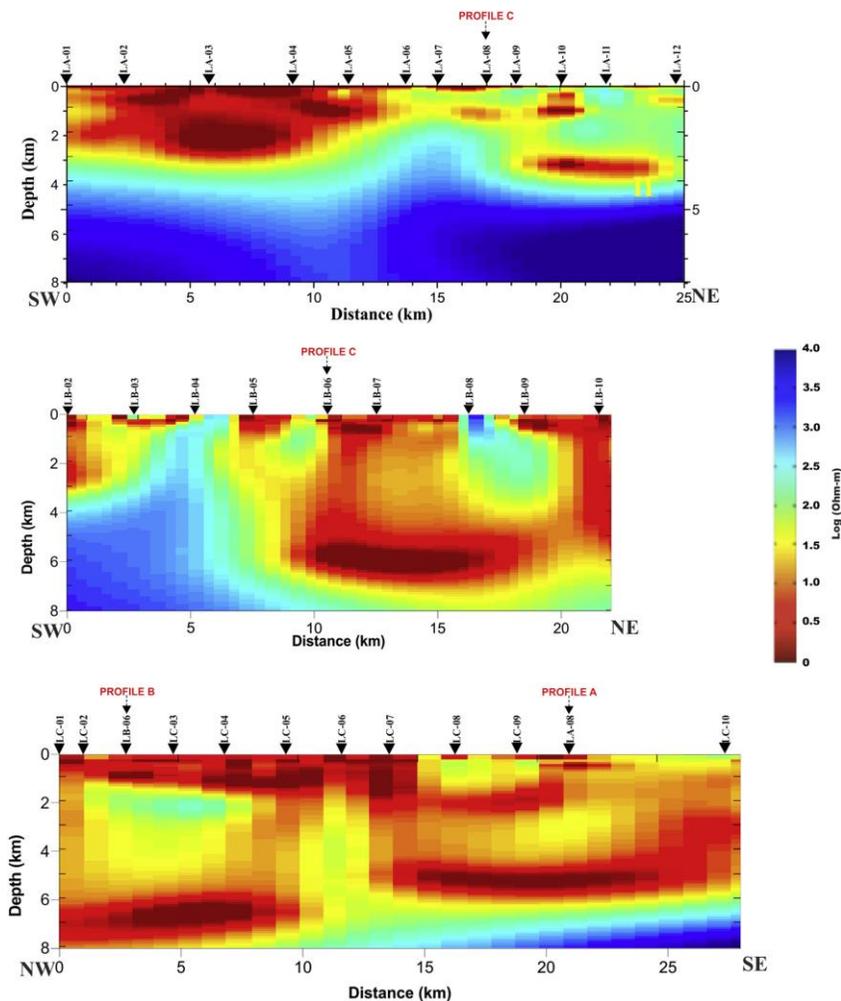


Fig. 5. Resistivity models obtained for the inversion of the MT data along the profiles A (top), B (middle) and C (bottom), using the Occam 2D algorithm (DeGroot-Hedlin and Constable, 1990).

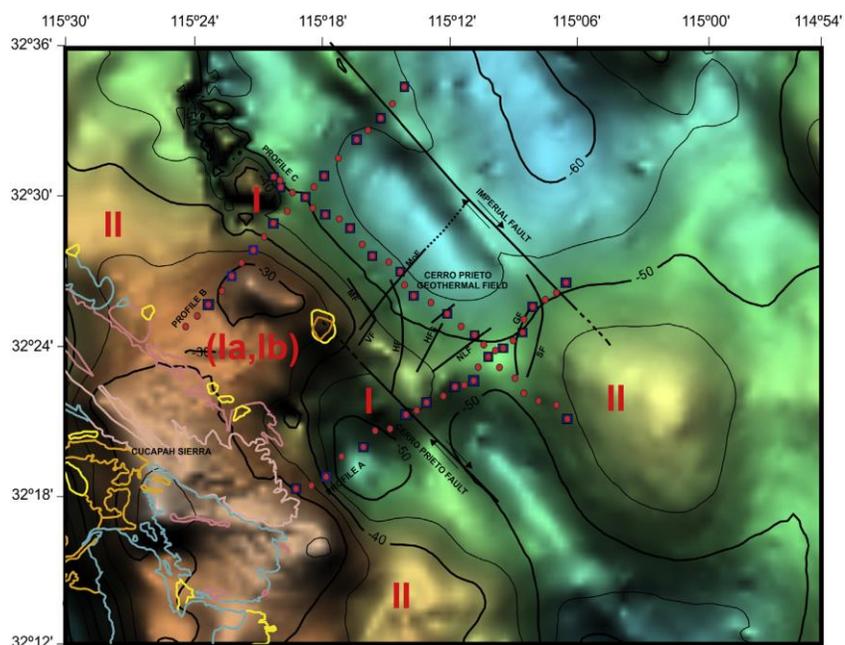


Fig. 6. Regional Bouguer anomaly map. The red dots show the location of the gravity and magnetic sites and the blue squares the location of the MT stations. MF = Michoacán Fault, MoF = Morelia Fault, VF = Vulcano Fault, HF = Hidalgo Fault, HFS = H-Fault System, NLF = Nuevo León Fault, GF = Guerrero Fault, SF = Saltillo Fault. Note the resemblance of the texture of the anomalies marked as II and their contrast to the higher gravity expression of the Cucapah Sierra. Contour levels are in mGal. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

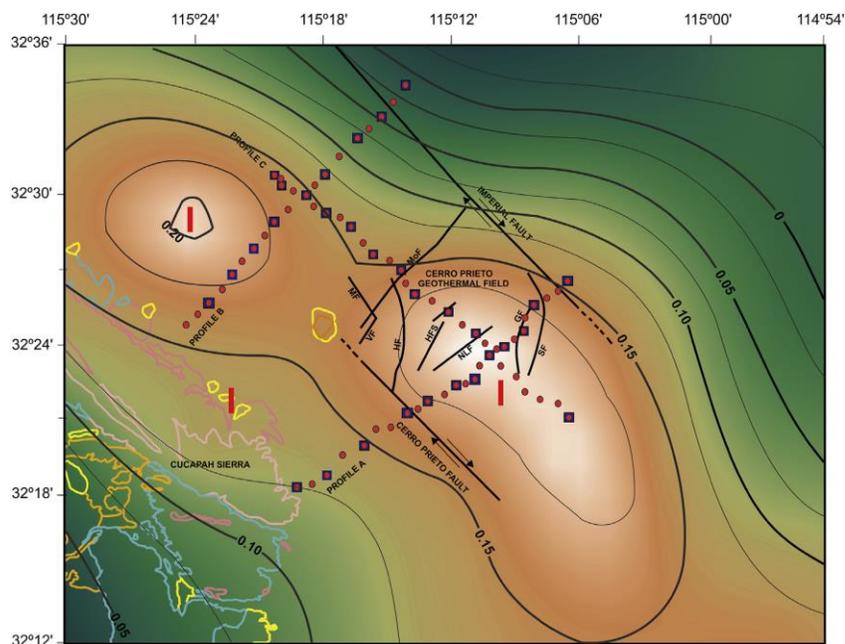


Fig. 7. Shadow relief image of the magnetic data in the form of pseudogravity map. The red dots show the location of the gravity and magnetic stations and the blue squares the location of the MT data. MF = Michoacán Fault, MoF = Morelia Fault, VF = Vulcano Fault, HF = Hidalgo Fault, HFS = H-Fault System, NLF = Nuevo León Fault, GF = Guerrero Fault, SF = Saltillo Fault. The anomalies marked as I evidence the locations of the most magnetic bodies in the area. Contour levels correspond to converted mGal. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

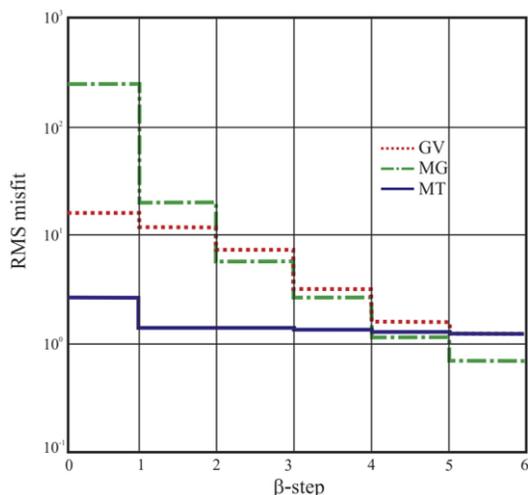


Fig. 8. Evolution of the normalized gravity, magnetic and MT data misfits for the selected three-data cross-gradient joint inversion process for profile A. GV = Gravity data misfit, MG = Magnetic data misfit and MT = Magnetotelluric data misfit.

profiles A and B, which corresponds to the Cucapah Sierra. We also observe smaller gravity anomalies with similar amplitude and texture (labeled as II in Fig. 6). The gravity lows in the rest of the map are interrupted by several linear features about the study profiles (which match remarkably well the location of the Cerro Prieto and Imperial faults) and some other smaller anomalies within the basin area.

Fig. 7 illustrates a shaded relief map of the pseudogravity representation of a regional aeromagnetic survey, which we processed using

Oasis Montaj® tools. In this Figure, we observe three main magnetic highs in the area (labeled I), note that these magnetics highs are indistinguishable in Fig. 6, where they are integrated in the gravity highs of the Bouguer anomaly. We note that this map is only used for the regional and correlated interpretation of the area, whereas the ground magnetic data (TMI) were used for the joint inversion.

The resulting gravity, magnetic and MT data collected for the A, B and C profiles provide the multiple geophysical database for joint inversion. They aim to estimate full sets of electrical resistivity, density and magnetization of the rocks in the CPPAB, information that is deemed fundamental for the characterization of the geological structures and the hosted geothermal system.

3. Joint inversion of gravity, magnetic and magnetotelluric data

In order to produce an integrative model in the area using gravity, magnetic and MT data, we adopt the multiple cross gradient joint inversion algorithm of Gallardo (2007). This algorithm can jointly invert various types of geophysical data that include potential, electromagnetic and seismic data under the principle that the resulting property images should be structurally coincident as measured by the cross gradient function (Gallardo and Meju, 2003, 2004). Although cross-gradient based algorithms have been applied to different combinations of geophysical data (Gallardo and Thebaud, 2012; Moorkamp et al., 2011; Leon-Sanchez et al., 2018), none of them have been reported in scientific articles for geothermal targets.

The overall objective function of this algorithm is given by

$$\min \left\{ \frac{1}{\beta^2} \left\| \begin{matrix} d_1 - f_1(m_1) \\ d_2 - f_2(m_2) \\ \vdots \\ d_n - f_n(m_n) \end{matrix} \right\|_{C_0^{-1}}^2 + \left\| \begin{matrix} \alpha_1 D m_1 \\ \alpha_2 D m_2 \\ \vdots \\ \alpha_n D m_n \end{matrix} \right\|^2 + \left\| \begin{matrix} m_1 - m_{01} \\ m_2 - m_{02} \\ \vdots \\ m_n - m_{0n} \end{matrix} \right\|_{C_0^{-1}}^2 \right\} \quad (1)$$

subject to $\tau(m_n, m_p) = 0, \forall i \neq p$.

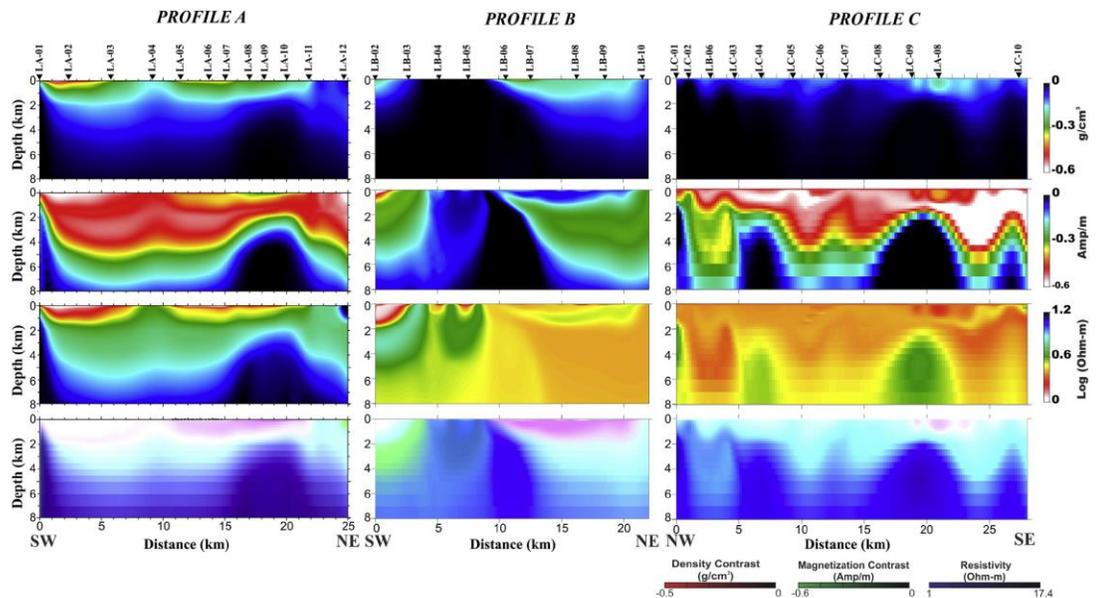


Fig. 9. Density (top row), Magnetization (second row) and resistivity (third row) models obtained after the joint inversion of gravity, magnetic and MT data. The corresponding geospectral images are shown in the bottom row.

Where d_i represents the i -th set of observed geophysical data with a priori covariance matrix C_{d_i} , and f_i the relevant forward-model response; m_i represents the set of parameters for the i -th physical model, m_{0i} are a priori model parameters with covariance matrix C_{0i} (cf. Gallardo et al., 2012). D is a smoothness operator that regularizes the problem and it is weighted by the damping factor α . β is an additional factor that relaxes the target data misfit. τ is the cross-gradient function given by:

$$\tau(m_i, m_j) = \nabla m_i(x, y, z) \times \nabla m_j(x, y, z) \quad (2)$$

In the 2D case treated here, τ will only have nonzero components in the y -direction.

The overall objective for this algorithm is to provide the simplest density, magnetization and resistivity models that justify the geophysical data and are structurally similar. For the processing of the data, we followed the approach described in Gallardo et al. (2012) and the inversion goes through several iterative processes controlled by the weighting factor β to add more heterogeneities and adjust the individual data. As suggested in Gallardo et al. (2012) it is preferable to vary this value alone to avoid varying several damping parameters at the same time and to maintain the statistical meaning of the results.

In this work, the models are divided laterally into 200 m-wide regular cells, along each profile. The cell width was increased logarithmically until the entire section was extended 500 km beyond the profile ends to

reduce edge effects in the model. The thicknesses of the cells vary with depth, from 30 m on the surface up to 10 km at depth.

The process starts with completely homogeneous models with null density contrasts, zero magnetization and 100 Ω -m for electrical resistivity. We then carried out several experiments with different smoothing values α until satisfactory models are found. Key in the selection of the preferred optimal models is the reduction of the β factor through several iterative steps to achieve a simultaneous convergence of the normalized data misfit to the target value of one. In this process, we expect this value is reached by the fourth iteration (Fig. 8). We may remark that each selected section resulted from an average of 15 experiments trying several damping parameter and the structural configuration of the basement and the shallower units were consistent through experiments.

4. Joint inversion results

The optimal density, magnetization and electrical resistivity models for the three profiles are show in Fig. 9. These images clearly differentiate the contrasting physical properties of the shallow and deep structures, suggesting the existence of a deep basement in the area. They also depict prominent vertical structures in various places along the profiles, which rise from the deeper basement structure. All the images reflect the structural similarity expected for the cross-gradient algorithm. We note that we are estimating directly density and magnetization contrast and, therefore, the negative density contrast resulted from

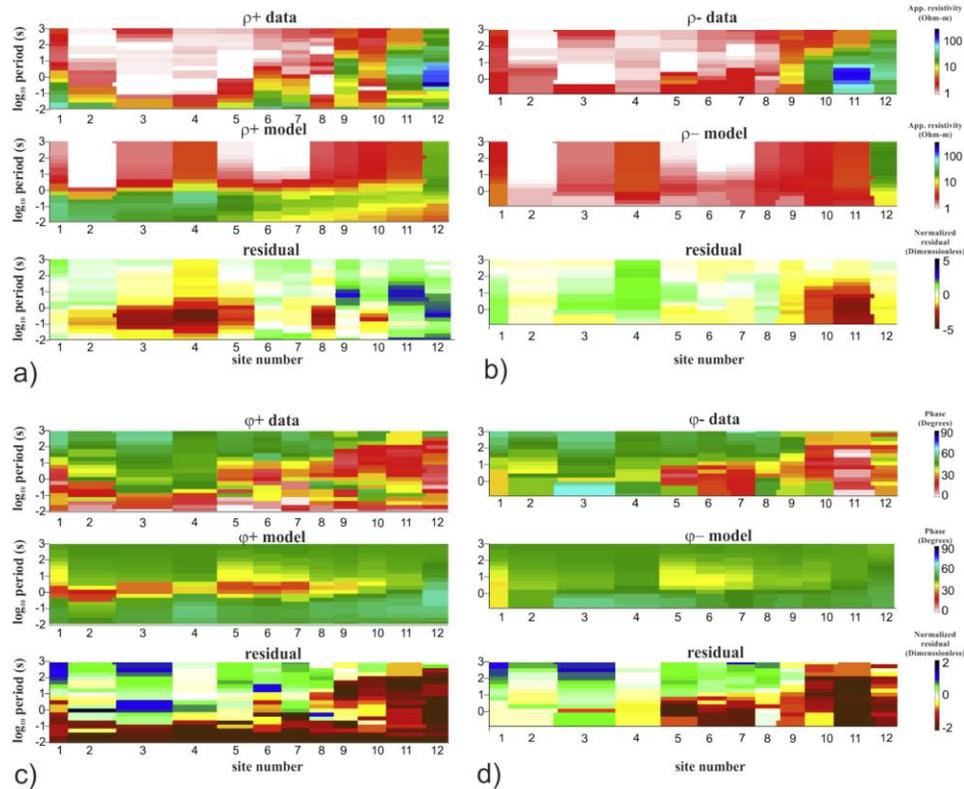


Fig. 10. MT pseudosections for profile A. a) Observed and computed ρ^+ pseudosections. b) Observed and computed ρ^- pseudosections. c) Observed and computed ϕ^+ pseudosections. d) Observed and computed ϕ^- pseudosections.

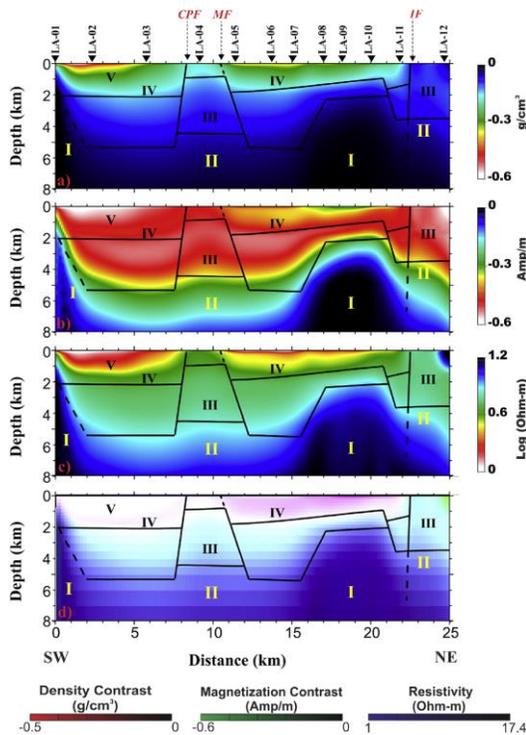


Fig. 11. a) Density, b) Magnetization, c) resistivity and d) Geospectral Images of the integrated model obtained after the joint inversion of gravity, magnetic and MT data of profile A. All the images show the major interpreted structures (solid lines). Dashed lines represent features that either are only inferred in the images or are not expressed in surface.

the fully negative residual gravity anomaly used for inversion (since we removed a regional trend based on the highest anomalies that occurred in the nearby basement outcrops).

All the respective models justify the observed gravity and magnetic data achieving normalized RMS values of 0.054 to 0.841 for gravity and 0.566 to 1.292 for magnetic, which are close to the target value of 1. The computed MT response of the models (Fig. 10) resembles the major features of the observed MT data and differences in the model responses are due to the underlying assumption of the MT approach embedded in the used cross-gradient algorithm (cf. Gallardo et al., 2012).

From the estimated density, magnetization and resistivity images (Fig. 9), we composed complete three-color (RGB) geospectral images

for each profile (Fig. 9, bottom row). We assigned the red band to density contrast, green band to magnetization and blue band to resistivity using the limits indicated in Fig. 12. The averaged resulting colors are also displayed in Fig. 13. The concept of Geospectral image was introduced by Gallardo (2007) as an integrated color representation of multiple physical property values of the subsurface. In analogy to false-color satellite or radiometric images, the color is represented in a full cube-color format. These geospectral images facilitate the visualization of the spatial distribution of combinations of physical properties and it is expected that they can easily reflect the geological structure and major geophysical units (Gallardo et al., 2012).

To perform the interpretation of the models, we used simultaneously the density, magnetization and resistivity properties as well as the geospectral images for each profile. We illustrate this in Fig. 11, where we trace the same features in the four images. We note that it is possible given their underlying structural resemblance obtained after joint inversion.

5. Integrated interpretation of the joint gravity, magnetic and magnetotelluric models

5.1. Geospectral units

In general, we can identify five major units in the geospectral images (Fig. 12), the characteristic colors correspond to different ranges of physical properties which may overlap in some of the units but they are consistently observed in the three profiles. We numbered these units based on their apparent stratigraphic position from the deepest (unit I) to the shallowest (unit V). Their overall description is given below:

Unit I has the highest values of density, magnetization and resistivity. It is particularly identified because of the low dispersion of the density values, which should correspond to very consolidated materials and may easily be correlated to a basement composed by prominent intrusive bodies. It is also the most magnetic unit in the area and responsible for the high magnetic anomalies shown in the magnetic map (Fig. 7). Despite this unit has one of the largest variations of resistivity, the actual values are still small, indicating some presence of fluids at depth. Based on the stratigraphic position and property values, this unit may be naturally correlated to the presence of a major magnetic intrusive. One of these intrusives matches the Nuevo León magnetic body identified by Quintanilla and Suarez (1994) and Lira-Herrera (2005).

Units Ia and Ib share the high density and protruding shape of unit I but have lower magnetization, which suggests they may be associated to different intrusive suites (Fig. 11). The presence of a similar but shallower combination of physical values at the eastern end of Profile A is only supported by the last geophysical station and its close proximity to the edge of the model (with no data) can bias the estimated values; we regard this features as an artifact in the inversion.

Unit II differs from unit I because it has slightly lower density, magnetization and resistivity values. The small variation in density suggests

Density Contrast (g/cm³)	Magnetization Contrast (Amp/m)	Resistivity (Ohm-m)	Geospectral Image	Geologic Interpretation
$-0.50 < \delta < -0.25$	$-0.60 < M < -0.40$	$1.00 < \rho < 4.00$	V	unconsolidated materials (non magnetic)
$-0.40 < \delta < -0.09$	$-0.47 < M < -0.20$	$1.60 < \rho < 6.30$	IV	unconsolidated materials (magnetic)
$-0.14 < \delta < -0.07$	$-0.54 < M < -0.43$	$4.60 < \rho < 6.30$	III	Sedimentary deposits
$-0.07 < \delta < -0.02$	$-0.45 < M < -0.15$	$5.90 < \rho < 10.00$	II	Metamorphic basement
$-0.05 < \delta < -0.00$	$-0.25 < M < 0.00$	$6.30 < \rho < 17.40$	I	Intrusives

Fig. 12. Interpreted geospectral column for the three profiles in the CPPAB.

it is also a very consolidated unit and the most important difference to unit I is its lower magnetization values. The resistivity values and their variations are also smaller than those of unit I. Whereas the order of emplacement of units I and II is still arguable, it is clear that these combined units constitute the basement of the area.

Unit III presents lower property values than units I and II and is the most characteristic because it has very specific density, magnetization and resistivity values, which produce a homogeneous color in the geospectral images. It is notable that despite its narrow range of properties, it covers the largest areas within the sections, which corresponds to the sedimentary deposits of the deep portion of the CPPAB. This unit could be related to the storage area of the geothermal fluid because of its physical properties and depth.

Unit IV has lower density and resistivity than their underlying units (I, II and III), indicating that we are dealing with unconsolidated materials partially filled with conductive fluids. Its magnetization, however, is relatively high indicating the clastic material should have resulted from the deposition of fragments of preexisting magnetic material

(e.g. intrusive bodies). Notably, this unit occurs closer to the uprising unit I.

Unit V overlies all the units including unit IV and presents the smallest density, magnetization and resistivity. This suggests that it is the least consolidated unit and that the origin of these deposits may be different to that of unit IV.

5.2. Structural interpretation

We observe two structural patterns consisting of deep vertical structures and shallow horizontal layers, which can be described as follows.

5.2.1. Vertical structures

The vertical structures can be classified into two categories depending on whether they affect the overlying units or not. The major structures that do not affect the overlying units exist only in what we interpret as the basement and provide the contact between units I and III. This contact occurs from a depth of 2 km up to 6 to 7 km forming

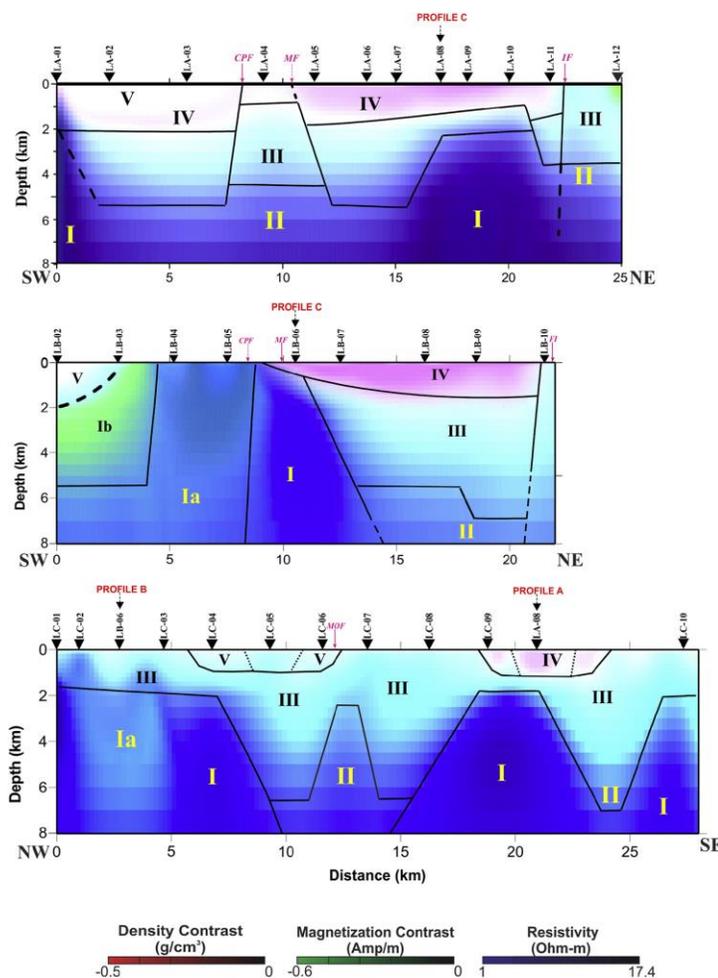


Fig. 13. Interpreted geospectral images for profile A (top), B (middle) and C (bottom). The interpretation of the structure and the geospectral units are indicated in the main text. Solid lines represent the major interpreted structures and the dashed lines represent features that either are only inferred in the images or are not expressed in surface.

grabens with subvertical margins clearly identifiable. They are found along the three geospectral images in Fig. 13 in several positions: under the LA09 and LA10 sites in profile A; under the LB06 site in profile B; and under the LC04, LC08, LA08 and LC10 sites in profile C.

The second type of vertical structures affects both the inferred basement and the structural blocks. They start from approximately 6 km depth and reach the surface. These structures affect unit III and adjacent units and most of them can be correlated with surface fault lines identified for several authors. They can be found in profile A near the LA04, LA05 and LA11 sites, in profile B between the LB05 and LB06 sites and near the LB10 site.

We identify minor vertical contacts that neither have influence on the deeper units nor have been reported by other authors, they are more clearly visible in unit IV in profile C and we cannot associate them to a specific geological process.

5.2.2. Horizontal structures

The horizontal structures are the shallowest units, mainly units IV and V. Their thicknesses seem to be influenced by the natural sedimentation in the area and their composition by their proximity with the basement rocks (e.g. unit IV appears close to the uprising unit I). These units are sporadically interrupted by the vertical structures described before. An important feature is the apparent lifting of the basement (unit II) in the central part of the profile C, which seems to have its expression up to the surface and correlates with the Morelia Fault identified by Suarez-Vidal et al. (2008).

6. Geological correlations

To reconstruct a likely geological history of the CPPAB, we combined the interpretation of the models obtained with joint inversion and the geological information available for the area (Fig. 14).

Based on stratigraphic and physical properties presented in the geospectral images, several types of basement can be distinguished and include Units I, Ia, Ib and II. Lira-Herrera (2005) recognizes three types of basement, the oldest of these basements is the so-called North American terrain, represented by metamorphic rocks of the Paleozoic-Mesozoic (which we can relate to our interpreted unit II). The second type corresponds to the Baja California terrain with a suite of cretaceous granitic intrusive rocks (which can be related to our interpreted units Ia and Ib). The third element in the basement, according to Lira-Herrera (2005), is the higher Tertiary to Pliocene mafic intrusive (unit I), which is related to the most magnetic unit obtained in the geospectral images. Unit III rests directly on the basement and its stratigraphic position and physical properties indicates that it should correspond to the Tertiary sedimentary rocks described by several authors (Aguilar-Dumas, 2010; Lira-Herrera, 2005; Puente and De la Peña, 1979) as a gray to black shale sequence with fine to medium grain intercalations. The units IV and V can be correlated to the post Pleistocene alluvial deposits of sand, gravels and clays described in the geological map (Fig. 2).

According to the interpretations of the models and the correlation with the geological (Fig. 2) gravity (Fig. 6) and magnetic (Fig. 7) maps, the magnetic unit I is consistently found in the three profiles flanking the interpreted CPPAB structures. This unit is shallower in the area near to the Cucapah Sierra, where intrusive rocks are actually exposed at the surface and it is found at a consistent depth (approx. 2 km) in all the profiles everywhere else. These characteristics along with the location at the major faults in the area (Cerro Prieto and Imperial faults) might be an indication that unit I was originally a single intrusive that was fragmented to produce the structural blocks currently occurring in the area. Whereas some of the basin structures are active nowadays, some other may have been abandoned, referring in particular to the one observed at the end of profile C.

The major basin structure identified in profile C may correspond to the expected pull-apart basin (Suarez-Vidal et al., 2008) and matches

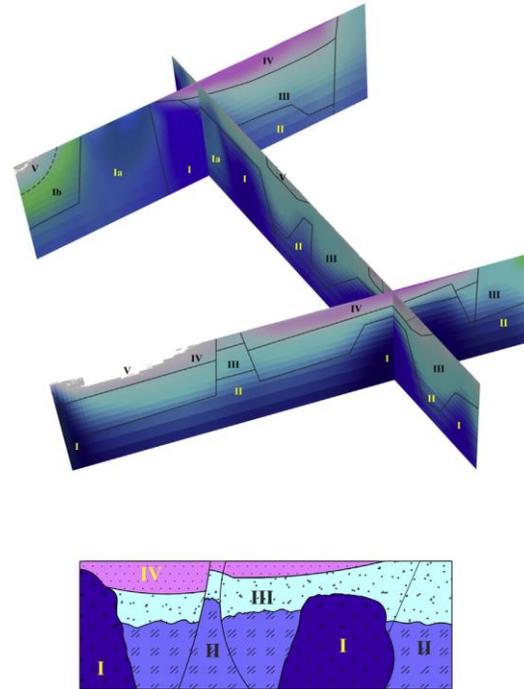


Fig. 14. Perspective image of the interpreted sections for the three profiles (top) and a schematic geological interpretation for Profile A (bottom).

the sites of occurrence of major subsidence reported by Glowacka et al. (2015), Samsonov et al. (2017) and others (Fig. 3) as well as previously identified transverse surface faults. The body risen in the central part of profile C can either be the central uplift of the pull-apart basin or a buried volcanic structure.

In general, we confirm the geothermal model proposed by Lira-Herrera (2005) and we can identify unit III as the host of the geothermal reservoir. This matches borehole information from the upper part of unit III and the maximum depth reported for this unit in the central part of the basin. Flanking intrusives and faults seem to provide migration channels for the geothermal fluids to the surface. Unveiling a detailed three-dimensional behavior of the reservoir should require further exploration campaigns.

7. Conclusions

We applied the cross-gradient joint inversion algorithm to integrate gravity, magnetic and magnetotelluric data for three profiles of the CPPAB area. We show that the resulting integrated models were consistent in all the profiles and that this allows us to identify the different major units, and their structural arrangement. We also show that the geospectral images could be easily integrated with the surface information provided by the gravity, magnetic and geological maps, which allows us to make a spatial correlation of the three profiles in the area.

In our interpretation we could clearly distinguish the structure of the basement and the major layers in the sedimentary sequence in the study area. We could also identify structural blocks that correlate with the largest geological faults identified in surface by other authors.

Due to the integrated analysis, we could classify various basement units by their characteristic geophysical signatures, which enable us to suggest the presence of different types of intrusive rocks, which can

also be observed directly in the geophysical maps and the local geological outcrops of the Cucapah Sierra. These intrusive units delimit the major structures in the area and, in particular in profile C, can be related to the active pull-apart basin. The similarities of the intrusive bodies in the basement suggest that an intrusive mafic body could have been split at the beginning of the rapture of the zone in at least three fragments, identified in the profiles, and that these fragments now flank the existing CPPAB. Although any of our three geophysical data can support any claim on whether a pull-apart structure can be active or not, we found a mayor structure in profile C that adheres to the expected attribute based on the geophysical properties, structure, location and correlation to surface expressions of active faults and subsidence events.

Acknowledgments

Special thanks to Ricardo A. Carpio, Olaf Cortés, Favio Cruz, Enrique Castillo, Jaime Calderón and Clemente Gallardo for their assistance in data field collection. This work was supported by the Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica, CeMIE-Geo. We acknowledge CONACYT for the PhD scholarship grant #101130 to complete the studies at CICESE. Constructive comments by two anonymous reviewers improved the manuscript.

References

- Aguilar-Dumas, A., 2010. Situación actual y alternativas de exploración y explotación en el campo geotérmico de Cerro Prieto, BC. *Geotermia* 23 (2), 33–40.
- Albores, L.A., Reyes, Z.C.A., Brune, J.N., Gonzalez, G.J., Garcilazo, M.L., Suarez, V.F., 1979. Seismicity Studies in the Region of the Cerro Prieto Geothermal Field. First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, México. United States Department of Energy, Division of Geothermal Energy, and Comisión Federal de Electricidad, pp. 235–238.
- Angelier, J., Colletta, B., Chorowicz, J., Ortiel, L., Rangin, C., 1981. Fault tectonics of the Baja California Peninsula and the opening of the Sea of Cortez, México. *J. Stuct. Geol.* 3 (4) pp. 347–355. 1981.
- Arango-Galvan, C., Prol-Ledesma, R.M., Torres-Vera, M.A., 2015. Geothermal prospects in the Baja California Peninsula. *Geothermics* 55, 39–57. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2015.01.005>.
- Caldwell, T.G., Bibby, H.M., Brown, C., 2004. The magnetotelluric phase tensor. *Geophys. J. Int.* 158, 457–469.
- Carrillo, J., Gallardo, L.A., 2018. Joint two-dimensional inversion of magnetotelluric and gravity data using correspondence maps. *Geophys. J. Int.* 214 (2), 1061–1071. <https://doi.org/10.1093/gji/ggy195>.
- CFE (Comisión Federal de Electricidad), 2012. Perforación de 30 pozos en el campo geotérmico de Cerro Prieto, B.C. 86 pp.
- Charré Meza, A.S., 2000. Imágenes de resistividad obtenidas a partir de arreglos colineales por C.D. y su aplicación al campo geotérmico de Cerro Prieto, B.C. Tesis de maestría. CICESE Ensenada, B. C. p. 122.
- Chase, D.S., Clover, R.C., Grannell, R.B., Leggiewie, R.M., Eppink, J., Tarwan, D.W., Goldstein, N.E., 1979. Precision Gravity Studies at Cerro Prieto. *Actas, First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, México.* United States Department of Energy, Division of Geothermal Energy and Comisión Federal de Electricidad, pp. 303–328.
- Colombo, D., De Stefano, M., 2007. Geophysical modeling via simultaneous joint inversion of seismic, gravity, and electromagnetic data: application to prestack depth imaging. *TLE 26* (March 2007), 326–331. <https://doi.org/10.1190/1.2715057>.
- Cortes-Arroyo, O.J., Romo-Jones, J.M., Gómez-Treviño, E., 2018. Robust estimation of temporal resistivity variations: changes from the 2010 Mexicali, Mw 7.2 earthquake and first results of continuous monitoring. *Geothermics* 72, 288–300. <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2017.11.012>.
- Corwin, R.F., Morrison, H.F., Diaz, S., Rodriguez, J., 1979. Self-Potential Studies at the Cerro Prieto Geothermal Field. *Actas, First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, México.* United States Department of Energy, Division of Geothermal Energy and Comisión Federal de Electricidad, pp. 303–328.
- DeGroot-Hedlin, C., Constable, S., 1990. Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics* 55 (12), 1613–1624.
- Diaz, C.S., 1979. Estudios del Potencial Natural al Noroeste del volcán Cerro Prieto. *Actas, First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, México.* United States Department of Energy, Division of Geothermal Energy and Comisión Federal de Electricidad, pp. 303–328.
- Doetsch, J., Linde, N., Coscia, I., Greenhalgh, S.A., Green, A.G., 2010. Zonation for 3D aquifer characterization based on joint inversions of multimethod crosshole geophysical data. *Geophysics* 75 (6), G53–G64.
- Fonseca-Lopez, H.L., Razo-Montiel, A., 1979. Estudios gravimétricos, magnetométricos y de sismica de reflexión en el campo geotérmico de Cerro Prieto. *Actas, First Symposium on the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, México.* United States Department of Energy, Division of Geothermal Energy and Comisión Federal de Electricidad, pp. 303–328.
- Gallardo, L.A., 2007. Multiple cross-gradient joint inversion for geospectral imaging. *Geophys. Res. Lett.* 34 (19). <https://doi.org/10.1029/2007GL030409> (L19301).
- Gallardo, L.A., Meju, M.A., 2003. Characterization of heterogeneous near-surface materials by joint 2D inversion of DC resistivity and seismic data. *Geophys. Res. Lett.* 30, 1658–1661. <https://doi.org/10.1029/2003GL017370>.
- Gallardo, L.A., Meju, M.A., 2004. Joint two dimensional DC resistivity and seismic travel time inversion with cross gradients constraints. *J. Geophys. Res.* 109, B03311. <https://doi.org/10.1029/2003JB002716>.
- Gallardo, L.A., Thebaud, N., 2012. New insights into Archean granite-greenstone architecture through joint gravity and magnetic inversion. *Geology* 40 (3), 215–218. <https://doi.org/10.1130/g32817.1>.
- Gallardo, L.A., Fontes, S.L., Meju, M.A., Buonora, M.P., De Lugao, P.P., 2012. Robust geophysical integration through structure-coupled joint inversion and multispectral fusion of seismic reflection, magnetotelluric, magnetic, and gravity images: example from Santos Basin, offshore Brazil. *Geophysics* 77, B237–B251. <https://doi.org/10.1190/geo2011-0394.1>.
- Gamble, T.D., Goubau, W.M., Goldstein, N., 1979. Referenced Magnetotelluric at Cerro Prieto. First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, México. United States Department of Energy, Division of Geothermal Energy, and Comisión Federal de Electricidad, pp. 215–226.
- Gastil, G.R., Phillips, R.P., Allison, E.C., 1975. Reconnaissance Geology of the State of Baja California. The Geological Society of America. Inc. Mem. 140, Boulder, Colorado, p. 170 Primera edición.
- Gessner, K., Gallardo, L.A., Wedin, F., Sener, K., 2016. Crustal structure of the northern Menderes Massif, western Turkey, imaged by joint gravity and magnetic inversion. *Int. J. Earth Sci.*, 1–16 <https://doi.org/10.1007/s00531-016-1324-1>.
- Glowacka, E., Sarychikhina, O., Ramirez, V.H.M., Robles, B., Nava, F.A., Farfan, F., Arthur, M.A.G., 2015. Subsidence monitoring with geotechnical instruments in the Mexicali Valley, Baja California, México. In: Daito, K., Galloway, D. (Eds.), *Prevention and Mitigation of Natural and Anthropogenic Hazards due to Land Subsidence*, pp. 243–248 <https://doi.org/10.5194/piahs-372-243-2015>.
- Goldstein, N., Wilt, M.J., Corrigan, D.J., 1985. Analysis of the Nuevo Leon anomaly and its possible relation to the Cerro Prieto magmatic-hydrothermal system. *Geothermics* 13 (1/2), 3–11.
- Gómez-Treviño, E., Romo, J.M., Esparza, F.J., 2014. Quadratic solution for the 2-D magnetotelluric impedance tensor by 3-D electro-galvanic effects. *Geophys. J. Int.* 198, 1795–1804.
- Goubau, W.M., Goldstein, N.E., Clarke, J., 1981. Magnetotelluric Studies at the Cerro Prieto Geothermal Field. Third Symposium of the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, México. pp. 357–371.
- Groom, R.W., Bailey, R.C., 1989. Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local 3-dimensional galvanic distortion. *J. Geophys. Res. Solid Earth Planets* 94 (B2), 1913–1925.
- Groom, R.W., Bailey, R.C., 1991. Analytic investigations of the effects of near-surface three-dimensional galvanic scatterers on MT tensor decompositions. *Geophysics* 56 (4), 496–518.
- Hamilton, W., 1971. Recognition on space photographs of structural elements of Baja California. *Prof. Pap. U.S. Geol. Surv.* 718, 1–26.
- Hernandez-Marquez, J.O., Pérez Flores, M.A., Zavala Ibarra, I., 2017. Interpretación tridimensional de datos gravimétricos en la zona de Laguna Salada – Sierra de Cucapah – Valle de Mexicali, B. C. Póster, Reunión Anual UGM 2017 Puerto Vallarta, Jalisco, México.
- IEA-Geothermal, 2018. 2017 Annual Report. International Energy Agency 119 pp. <http://iea-gia.org/publications-2/annual-reports/>.
- Le Pape, F., et al., 2017. Crustal structure of southern Burkina Faso inferred from magnetotelluric, gravity and magnetic data. *Precambrian Res.* 300 (Supplement C), 261–272. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2017.08.013>.
- Lelièvre, P.G., Farquharson, C.G., 2016. Integrated imaging for mineral exploration. *Integrated Imaging of the Earth*, edited. John Wiley & Sons, Inc, pp. 137–166 <https://doi.org/10.1002/9781118929063.ch8>.
- Leon-Sanchez, A.M., Gallardo, L.A., Ley-Cooper, A.Y., 2018. Two dimensional cross-gradient joint inversion of gravity and magnetic data sets constrained by airborne electromagnetic resistivity in the Capricorn Orogen, Western Australia. *Explor. Geophys.* <https://doi.org/10.1071/EG16069>.
- Lippmann, M.J., Truesdell, A.H., Halfman-Dooley, S.E., Mañon, A., 1991. A review of the hydrogeologic-chemical model for Cerro Prieto. *Geothermics* 20 (1), 39–52.
- Lira-Herrera, H., 2005. Actualización del modelo geológico conceptual de yacimiento geotérmico de Cerro Prieto, B.C. *Geotermia* 18, 37–46.
- Mares Agüero, M.A., 2017. Estructura del subsuelo entre el borde sureste de la Sierra Cucapah y la Falla Cerro Prieto, noreste de Baja California, a partir de sismica de reflexión. M.Sc. Thesis. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California, p. 62.
- Moore, D.G., Buffington, E.C., 1968. Transtorm faulting and growth of the Gulf of California, since the late Pliocene. *Sci. N.Y.* 161, 1238–1241.
- Moorkamp, M., Heincke, B., Jegen, M., Roberts, A.W., Hobbs, R.W., 2011. A framework for 3-D joint inversion of MT, gravity and seismic refraction data. *Geophys. J. Int.* 184 (1), 477–493. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04856.x>.
- Pacheco-Romero, M.F., Martín-Barajas, A., Elders, W.A., Espinoza-Cardena, J.M., Helenes, J., Segura, A., 2006. Stratigraphy and structure of the Altar basin of NW Sonora: Implications for the history of the Colorado River delta and the Salton Trough: *Revista Mexicana de Cien. Geol.* 23, 1–22.
- Pérez Flores, M.A., 2015. Resistivity image of the San Andreas fault system around the Cerro Prieto Geothermal area (México). *Proceedings, World Geothermal Congress, Melbourne, Australia* (4 pp).

- Proh-Ledesma, R.M., Arango-Galvan, C., Torres-Vera, M.A., 2016. Rigorous analysis of available data from Cerro Prieto and Las Tres Virgenes geothermal fields with calculations for expanded electricity generation. *Nat. Resour. Res.* 25 (4), 445–458. <https://doi.org/10.1007/s11053-016-9295-2>.
- Puente, I., De la Peña, A., 1979. Geología del Campo Geotérmico Cerro Prieto. *Actas, First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, México*. United States Department of Energy, Division of Geothermal Energy and Comisión Federal de Electricidad, p. 456.
- Quintanilla, A.L., Suarez, F., 1994. Fuente de calor en el campo geotérmico de Cerro Prieto y su relación con la anomalía magnética Nuevo León, México. *Geofis. Int.* 33 (4), 575–584.
- Samsonov, S.V., Feng, W.P., Fialko, Y., 2017. Subsidence at Cerro Prieto Geothermal Field and postseismic slip along the Indiviso fault from 2011 to 2016 RADARSAT-2 DInSAR time series analysis. *Geophys. Res. Lett.* 44 (6), 2716–2724. <https://doi.org/10.1002/2017gl072690>.
- Stock, J.M., Martín Barajas, A., Suárez Vidal, F., Miller, M., 1991. Miocene to Holocene extensional tectonics and volcanic stratigraphy of NE Baja California, México. En: In: Walawender, M.J., Hanan, B. (Eds.), *Geological Excursions in Southern California and México*. The Geological Society of America. Guidebook, Boulder, Colorado, pp. 44–67.
- Suarez-Vidal, F., Mendoza-Borunda, R., Nafarrete-Zamarripa, L.M., Ramirez, J., Glowacka, E., 2008. Shape and dimensions of the Cerro Prieto pull-apart basin, Mexicali, Baja California, México, based on the regional seismic record and surface structures. *Int. Geol. Rev.* 50 (7), 636–649. <https://doi.org/10.2747/0020-6814.50.7.636>.
- Sun, J., Li, Y., 2015. Multidomain petrophysically constrained inversion and geology differentiation using guided fuzzy c-means clustering. *Geophysics* 80 (4), ID1–ID18.
- Van Wijk, J., Axen, G., Abera, R., 2017. Initiation, evolution and extinction of pull-apart basins: implications for opening of the Gulf of California. *Tectonophysics* 719, 37–50. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2017.04.019>.
- Wilt, M.J., Goldstein, N.E., Razo, M.A., 1979. IBL Resistivity Studies at Cerro Prieto. *First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, México*. United States Department of Energy, division of geothermal energy, y Comisión Federal de Electricidad, pp. 179–192.