

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



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

**Estudio magnetotelúrico en el Golfo de California
entre Isla Tortuga y Caldera Reforma para una
prospección geotérmica preliminar**

Tesis

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

Presenta:

Aideliz Marimar Montiel Álvarez

Ensenada, Baja California, México

2018

Tesis defendida por

Aideliz Marimar Montiel Álvarez

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. José Manuel Romo Jones

Director de tesis

Dr. Steven Constable

Dr. Carlos Francisco Flores Luna

Dr. Enrique Gómez Treviño

Dr. Antonio González Fernández

Dra. Vanesa Magar Brunner



Dr. Juan García Abdeslem

Coordinador del Posgrado en Ciencias de la Tierra

Dra. Rufina Hernández Martínez

Directora de Estudios de Posgrado

Aideliz Marimar Montiel Álvarez © 2018

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 Aideliz Marimar Montiel Álvarez como requisito parcial para la obtención del grado de Maestra en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geofísica Aplicada.

Estudio magnetotelúrico en el Golfo de California entre Isla Tortuga y Caldera Reforma para una prospección geotérmica preliminar

Resumen aprobado por:

Dr. José Manuel Romo Jones

Director de tesis

Los sistemas de dorsales oceánicas y fallas transcurrentes, asociados a los límites de placas, son escenarios potenciales de recursos geotérmicos. Tal es el caso del Golfo de California, donde ya se ha confirmado la presencia de anomalías térmicas importantes. Además de zonas de alta temperatura, la posible presencia de fluidos en zonas permeables del subsuelo es otro factor necesario para constituir un recurso geotérmico explotable. La exploración geotérmica marina es muy reciente y aún no se explota este tipo de yacimientos en ningún lugar del mundo, sin embargo, es importante que se evalúen los recursos potenciales que existen en el territorio mexicano y estar preparados para aprovecharlos en cuanto se superen las barreras, en conocimiento y desarrollo tecnológico, que actualmente impiden su aprovechamiento sustentable. En la parte central del Golfo de California, al noroeste de la cuenca de Guaymas, donde se reportan edificios volcánicos alineados, se realizó un estudio magnetotelúrico marino con objeto de obtener modelos de distribución de la resistividad eléctrica del subsuelo. Con este propósito se implementaron dos metodologías, el cálculo tradicional de resistividad aparente a partir del tensor de impedancias y la Solución Cuadrática (Gómez-Treviño et al., 2014) que es independiente de la distorsión causada por efectos galvánicos locales, así como del sistema coordinado de medición. Las anomalías conductoras encontradas en la parte somera son consistentes con las imágenes construidas con perfiles sísmicos y pueden asociarse a sedimentos saturados. Por otra parte, las anomalías profundas tienen correspondencia con anomalías magnéticas. De acuerdo con los modelos conceptuales de yacimientos geotérmicos, la distribución de resistividad encontrada en la zona no muestra anomalías que puedan relacionarse directamente con la presencia de recursos geotérmicos potenciales. Sin embargo, a mayor profundidad (> 4 km) nuestros modelos muestran un claro contraste de resistividad, posiblemente asociado al límite entre corteza oceánica en la Cuenca de Guaymas y corteza continental adelgazada.

Palabras clave: Estudio magnetotelúrico marino, Golfo de California, exploración geotérmica marina

Abstract of the thesis presented by Aideliz Marimar Montiel Álvarez as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Earth Sciences with orientation in Applied Geophysics.

Magnetotelluric study in the Gulf of California between Isla Tortuga and Caldera Reforma for a preliminary geothermal prospecting

Abstract approved by:

Dr. José Manuel Romo Jones
Thesis Director

Oceanic ridges and transform faults systems, related to plate boundaries, are potential scenarios for the occurrence of geothermal resources. This may be the case of the Gulf of California, where the presence of significant thermal anomalies has already been confirmed. In addition to hot zones, the possible presence of fluids in permeable zones of the subsurface is another necessary factor to constitute an exploitable geothermal resource. Marine geothermal exploration is very recent and this kind of reservoirs have not yet been exploited anywhere in the world, however, it is important to evaluate existing potential resources in Mexican territory and be prepared to take advantage of them, once the knowledge and technological development barriers, that currently impede its sustainable use, are overcome. A marine magnetotelluric study was conducted in the central part of the Gulf of California, northwest of Guaymas basin, where aligned volcanic mounts are reported, in order to obtain electrical resistivity distribution models of the subsurface. With this purpose, two methodologies were implemented, the traditional calculation of apparent resistivity from the impedance tensor, and the obtained from Quadratic Solution (Gómez-Treviño et al., 2014) which is independent of distortion due to local galvanic effects, as well as of the measurement coordinate system. The conductive anomalies found in the shallow part are consistent with the seismic images and can be associated with saturated sediments. On the other hand, the deep anomalies correspond to magnetic anomalies. According to the conceptual models of geothermal reservoirs, the resistivity distribution found in the area does not show anomalies that can be directly related to the presence of potential geothermal resources. However, at greater depth (>4 km) our models show a clear resistivity contrast, possibly associated with the boundary between oceanic crust in the Guaymas basin and thinned continental crust.

Keywords: Marine magnetotelluric survey, Gulf of California, marine geothermal exploration

Dedicatoria

"...Porque de Tí proceden todas las cosas,
y de lo recibido de Tu mano te doy."

A mis papás y hermanos, siempre.

Por su amor, ejemplo y apoyo incondicionales.

Agradecimientos

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada por la formación recibida y todas las facilidades brindadas en diferentes ámbitos.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por brindarme el apoyo económico para realizar mis estudios de maestría.

Al Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CeMIE-Geo), por todo el apoyo económico y académico que me dieron para continuar y enriquecer mi formación. Especialmente al Proyecto P03: «Campaña intensiva de exploración geotérmica de las cuencas Wagner, Consag, Delfín, Guaymas y Alarcón del sistema de rifts del Golfo de California» y al responsable del mismo, Dr. Antonio González Fernández, por proporcionarme los datos para la tesis. También al Proyecto de Formación de Recursos Humanos por el apoyo económico brindado para terminar este trabajo de tesis.

A mi director, Dr. José Manuel Romo Jones, por aceptarme como su estudiante, por todo el valioso tiempo que siempre estuvo dispuesto a dedicar para resolver mis dudas y revisar mi trabajo. Por el gran apoyo en todas las actividades extras para fortalecer mi formación y por compartir conmigo su conocimiento.

A mis sinodales: Dr. Enrique Gómez Treviño, Dr. Steven Constable, Dr. Antonio González Fernández, Dra. Vanesa Magar Bruner y Dr. Carlos Flores Luna, por sus valiosas aportaciones a este trabajo, por compartir su conocimiento y por su apoyo en diferentes ámbitos.

A Steve Constable por recibirme en Scripps para la estancia, por el apoyo académico y económico para realizarla y por compartir su conocimiento conmigo. Al IGPP por

recibirme y por todas las facilidades brindadas, al personal, técnicos y estudiantes que me apoyaron durante ese tiempo.

A compañeros y amigos que compartieron datos, información y conocimiento para que este trabajo se lograra: Thalia Avilés, por ayudarme con el programa de procesamiento. Valeria Reyes, por el apoyo con los trámites para la estancia y en mi estadía allá. Gerardo Peña, por la interpretación sísmica. Fernando Córdoba, por compartir datos y conocimiento sobre el procesamiento. Jazbel Díaz, por proporcionarme la batimetría corregida. Yunuhen Muñíz, por compartirme el programa de Error Cuadrático. Jonathan Carrillo, por la ayuda con el programa de procesamiento de datos magnéticos. Martín Pacheco, por la ayuda con el programa para los mapas.

A José, por el apoyo en todos los aspectos, por los cambios, por los momentos y lugares, y por tu amor que impulsa al mío.

A todas las personas que hicieron de mi estancia aquí un lugar mejor, más divertido, menos solitario, más interesante y feliz:

A Petri y Yudy, y toda la familia Bernal Rincón, por recibirme, por su apoyo y por su amistad. A la INP por todo el apoyo brindado a lo largo de este tiempo. A la familia Martínez Galindo, por haberme cobijado y hacerme sentir en familia, por compartir tiempo y experiencias, por las charlas, por el cuidado.

De la División de Ciencias de la Tierra: a Iván Bazaldúa, Gera Peña, Yos Batista, Thalia Avilés, Javi Avendaño, Jon Carrillo, Bety, Omar (Mowgli), Adrián, Marco Oliva, gracias amigos por las pláticas, cafecitos, cine, bailes, etc, ¡los quiero!. Mil gracias también al personal a quien tantas molestias dí y con quienes también compartí momentos divertidos: Ana Rosa Soto, Bárbara Uribe y Humberto Benítez.

De aquí y de allá: gracias a Ana Cristina, Paola y Caro por la amistad más allá de la cancha, por las risas, pláticas y la compañía, ¡las quiero!. A Tere Esquivel y Ana

Vázquez, de Pro-música Ensenada, por todo el apoyo, por la amistad y por la música.

A familiares y amigos que desde lejos estuvieron siempre.

«La vida no es la que uno vivió, sino la que uno recuerda,
y cómo la recuerda para contarla» G. García-Márquez

Gracias por formar parte de mis recuerdos.

Tabla de contenido

Página

Resumen en español	ii
Resumen en inglés	iii
Dedicatoria	iv
Agradecimientos	v
Lista de figuras	x

Capítulo 1. Introducción

1.1. Objetivos	3
1.1.1. General	3
1.1.2. Específicos	3

Capítulo 2. Antecedentes

2.1. Geotermia	4
2.2. Zona de Estudio	8
2.3. Trabajos Previos	9

Capítulo 3. Fundamentos Teóricos

3.1. Método magnetotelúrico	13
3.1.1. Dimensionalidad	15
3.1.2. Polarización en dos dimensiones	16
3.2. Método magnetotelúrico marino	18
3.2.1. Fuentes de ruido	19
3.2.2. Campo de aplicación	20
3.3. Bases de la Teoría de Inversión	20
3.3.1. Método de Occam	22

Capítulo 4. Metodología

4.1. Adquisición	26
4.2. Instrumentación	28
4.3. Procesamiento	30
4.3.1. Diagramas Polares	34
4.3.2. Orientación	37
4.3.3. Modelo inicial	38
4.4. Inversión de datos MT	41
4.5. Solución Cuadrática	42

Capítulo 5. Resultados y Discusión

5.1. Inversión 2D del Perfil 1	45
5.1.1. Datos de ρ_a y ϕ	45
5.1.2. Datos $\rho_{\pm}$ y $\phi_{\pm}$	48

Tabla de contenido (continuación)

5.2.	Inversión 2D del Perfil 2	50
5.2.1.	Datos de ρ_a y ϕ	50
5.2.2.	Datos $\rho_{\pm}$ y $\phi_{\pm}$	52
5.3.	Inversión 2D del Perfil 3	54
5.3.1.	Datos de ρ_a y ϕ	54
5.3.2.	Datos de $\rho_{\pm}$ y $\phi_{\pm}$	57
5.4.	Información adicional	60
5.4.1.	Secciones de sísmica	60
5.4.2.	Datos de magnetometría	63

Capítulo 6. Conclusiones

Literatura citada	70
Anexos	72
A. Propagación de Errores	73
A.1. Resistividad Aparente y Fase	73
A.2. Serie y Paralelo	77
B. Respuestas de los Modelos	79

Lista de figuras

Figura	Página
1. Localización de las zonas de ventilas hidrotermales submarinas profundas conocidas actualmente (Prol-Ledesma y Canet, 2014).	5
2. Modelo esquemático de un sistema geotérmico general (Johnston <i>et al.</i> , 1992).	6
3. Modelo conceptual de un sistema geotérmico hidrotermal común (Cumming, 2009).	7
4. Modelo de resistividad de un yacimiento geotérmico en Mountain Glass (Cumming y Mackie, 2010).	7
5. Mapa batimétrico donde se definen, con líneas punteadas, los ejes de las estructuras identificadas como dorsal Tortuga (T.V.R.) y dorsal Rosalía (R.V.R.) (Fabriol <i>et al.</i> , 1999).	9
6. Mapa estructural de la parte central del Golfo de California con anomalía de gravedad de aire libre como base. El área sombreada representa la extensión de corteza transicional (Aragón-Arreola <i>et al.</i> , 2005).	10
7. Mapa batimétrico con nombre de los rasgos geomorfológicos más destacados y puntos de interrupción acústica denotados con estrellas (Díaz López, 2017).	11
8. Atenuación de las ondas al pasar de un medio altamente resistivo a uno conductor. Las ondas de frecuencia más baja alcanzan mayor profundidad de penetración, mientras que a mayor frecuencia es menor profundidad (comparación de tres casos, izquierda). A su vez, en un medio menos conductor, las ondas penetrarán más que en uno con mayor conductividad (derecha) (Brady <i>et al.</i> , 2009).	14
9. Dimensionalidad en las estructuras. La flecha en la estructura 2D indica la orientación del strike (Martí, 2006).	15
10. Modos TE y TM en un modelo 2D con contacto lateral. El campo E es discontinuo a través del contacto vertical debido a la conservación de la energía (Modificada de Thiel, 2008).	17
11. Esquema conceptual de los métodos CSEM y MT marinos (Marine EM Laboratory, 2009).	19
12. Arreglo de adquisición para un estudio magnetotelúrico 2D, donde la estructura de interés está representada por la franja de color azul y los triángulos blancos son los instrumentos de medición colocados en un perfil perpendicular a ésta.	26
13. Ubicación de los instrumentos de medición en tres perfiles dentro de la zona de estudio.	27
14. Componentes del equipo de medición OBEM (Modificada de Brady <i>et al.</i> , 2009).	28
15. Componentes del registrador (Cortesía de Steven Constable).	29

Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
16. Funcionamiento conceptual del registrador (Modificada de Constable, 2013).	29
17. Visualización de 35 minutos de registro del instrumento no. 18 en 7 canales: H_x , H_y , E_{xAC} , E_{yAC} , E_{xDC} , E_{yDC} e Hidrófono (en ese orden, de arriba hacia abajo). Al centro se observan grandes pulsos que aparecen intermitentemente en todo el registro.	31
18. Espectrogramas del instrumento 16 para los cuatro canales, H_x , H_y , E_x y E_y , respectivamente.	32
19. Coeficientes de Fourier para los cuatro canales del instrumento 18.	33
21. Diagramas polares. (a) 1D, (b) 2D, (c) 3D. La línea de color azul muestra el elemento de la anti-diagonal del tensor de impedancias, en este caso z_{xy} , y la línea roja corresponde al elemento de la diagonal, aquí z_{xx}	35
22. Diagramas polares de cada sitio (eje x) y para cada período (eje y). La línea azul muestra el elemento z_{xy} de la antidiagonal del tensor de impedancias, la línea roja corresponde al elemento z_{xx} de la diagonal y la línea verde indica la dirección del campo eléctrico.	36
23. Sistema coordenado para un estudio MT 2D.	37
24. Ángulos que describen la orientación del receptor.	38
25. Elementos y geometría del modelo físico para un estudio MT marino.	39
26. Modelo inicial para el perfil 1, con los tres medios: aire en azul (muy resistivo), océano en rojo (muy conductor), piso oceánico en anaranjado (conductor). Malla con triángulos que son pequeños en la zona cercana a los instrumentos y que aumentan de tamaño conforme se alejan de esa zona.	41
27. Modelo de inversión 2D del perfil 1 con datos TE y TM. En el eje horizontal se muestra la distancia en km y las coordenadas UTM; en el vertical es profundidad en km; en color se muestra la distribución de resistividad que mejor ajusta a las observaciones, con escala logarítmica que va de 0.1 a 1000 Ωm . Arriba del modelo se muestran los datos de resistividad aparente y fase observados (con puntos) en cada estación y los correspondientes ajustes obtenidos de la inversión (con líneas); el modo TE se muestra en color azul y el modo TM en rojo.	47
28. Parámetros de inversión del perfil 1 con datos TE y TM. Izquierda: Gráfica de RMS del modelo en cada iteración. Derecha: Gráfica de rugosidad del modelo en cada iteración.	48

Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
29. Modelo de inversión 2D del perfil 1 con datos $\rho_{\pm}$ y $\phi_{\pm}$. En el eje horizontal se muestra la distancia en km y las coordenadas UTM; en el vertical es profundidad en km; en color se muestra la distribución de resistividad que mejor ajusta a las observaciones, con escala logarítmica que va de 0.1 a 1000 Ωm . Arriba del modelo se muestran los datos de resistividad aparente y fase observados (con puntos) en cada estación y los correspondientes ajustes obtenidos de la inversión (con líneas); para fines de inversión se eligieron los correspondientes modos TE (en color azul) y TM (en rojo) para cada sitio.	49
30. Parámetros de inversión del perfil 1 con datos $\rho_{\pm}$ y $\phi_{\pm}$. Izquierda: Gráfica de RMS del modelo en cada iteración. Derecha: Gráfica de rugosidad del modelo en cada iteración.	50
31. Modelo de inversión 2D del perfil 2 con datos TE y TM. En el eje horizontal se muestra la distancia en km y las coordenadas UTM; en el vertical es profundidad en km; en color se muestra la distribución de resistividad que mejor ajusta a las observaciones, con escala logarítmica que va de 0.1 a 1000 Ωm . Arriba del modelo se muestran los datos de resistividad aparente y fase observados (con puntos) en cada estación y los correspondientes ajustes obtenidos de la inversión (con líneas); el modo TE se muestra en color azul y el modo TM en rojo.	51
32. Parámetros de inversión del perfil 2 con datos TE y TM. Izquierda: Gráfica de RMS del modelo en cada iteración. Derecha: Gráfica de rugosidad del modelo en cada iteración.	52
33. Modelo de inversión 2D del perfil 2 con datos $\rho_{\pm}$ y $\phi_{\pm}$. En el eje horizontal se muestra la distancia en km y las coordenadas UTM; en el vertical es profundidad en km; en color se muestra la distribución de resistividad que mejor ajusta a las observaciones, con escala logarítmica que va de 0.1 a 1000 Ωm . Arriba del modelo se muestran los datos de resistividad aparente y fase observados (con puntos) en cada estación y los correspondientes ajustes obtenidos de la inversión (con líneas); para fines de inversión se eligieron los correspondientes modos TE (en color azul) y TM (en rojo) para cada sitio.	53
34. Parámetros de inversión del perfil 2 con datos $\rho_{\pm}$ y $\phi_{\pm}$. Izquierda: Gráfica de RMS del modelo en cada iteración. Derecha: Gráfica de rugosidad del modelo en cada iteración.	54
35. Parámetros de inversión del perfil 3 con datos de ρ_a y ϕ (TE y TM). Izquierda: Gráfica de RMS del modelo en cada iteración. Derecha: Gráfica de rugosidad del modelo en cada iteración.	55

Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
36. Modelo de inversión 2D del perfil 3 con datos de ρ_a y ϕ (TE y TM). En el eje horizontal se muestra la distancia en km y las coordenadas UTM; en el vertical es profundidad en km; en color se muestra la distribución de resistividad que mejor ajusta a las observaciones, con escala logarítmica que va de 0.1 a 1000 Ωm . Arriba del modelo se muestran los datos de resistividad aparente y fase observados (con puntos) en cada estación y los correspondientes ajustes obtenidos de la inversión (con líneas); el modo TE se muestra en color azul y el modo TM en rojo.	56
37. Modelo de inversión 2D del perfil 3 con datos $\rho_{\pm}$ y $\phi_{\pm}$. En el eje horizontal se muestra la distancia en km y las coordenadas UTM; en el vertical es profundidad en km; en color se muestra la distribución de resistividad que mejor ajusta a las observaciones, con escala logarítmica que va de 0.1 a 1000 Ωm . Arriba del modelo se muestran los datos de resistividad aparente y fase observados (con puntos) en cada estación y los correspondientes ajustes obtenidos de la inversión (con líneas); para fines de inversión se eligieron los correspondientes modos TE (en color azul) y TM (en rojo) para cada sitio.	58
38. Parámetros de inversión del perfil 3 con datos $\rho_{\pm}$ y $\phi_{\pm}$. Izquierda: Gráfica de RMS del modelo en cada iteración. Derecha: Gráfica de rugosidad del modelo en cada iteración.. . . .	59
39. Interpretación de basamento con datos sísmicos sobre la parte somera del modelo de resistividad para el perfil 1.	61
40. Interpretación de basamento con datos sísmicos sobre la parte somera del modelo de resistividad para el perfil 2.	62
41. Interpretación de basamento con datos sísmicos sobre la parte somera del modelo de resistividad para el perfil 3.	63
42. Mapa con los puntos de adquisición de datos magnéticos, en círculos negros, sobre anomalía de campo total con reducción al polo, con máximos en colores cálidos y mínimos en colores fríos. En cuadros de color púrpura se muestran las posiciones de los instrumentos de medición de datos magnetotelúricos.	64
43. Mapa de anomalía de campo magnético total con reducción al polo. Los valores se indican con la escala de colores que va de negativos, en azules, hacia máximos o positivos, en rojos. La línea punteada es referencia de la alineación de los perfiles de MT a la izquierda del mapa.	66
44. Mapa de Señal Analítica donde los mínimos se representan con colores fríos y los máximos en colores cálidos. A la izquierda se muestran los perfiles de MT alineados como se muestra con la línea punteada.	67

Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
45. Análisis de error para el módulo y la fase de un número complejo.	75
46. Respuestas del modelo correspondiente al perfil 1, datos con procesamiento convencional.	79
47. Respuestas del modelo correspondiente al perfil 2, datos con procesamiento convencional.	80
48. Respuestas del modelo correspondiente al perfil 3, datos con procesamiento convencional.	80
49. Respuestas del modelo correspondiente al perfil 1, datos con solución cuadrática.	81
50. Respuestas del modelo correspondiente al perfil 2, datos con solución cuadrática.	81
51. Respuestas del modelo correspondiente al perfil 3, datos con solución cuadrática.	82

Capítulo 1. Introducción

El calor proveniente del interior de la Tierra se ha utilizado de diversas maneras por la humanidad desde tiempos ancestrales. Sin embargo, la energía geotérmica se aprovecha en forma industrial para transformarla en electricidad desde inicios del siglo XX, cuando el Príncipe Piero Ginori-Conti empezó a realizar experimentos acoplando un motor de vapor a un generador. En 1913 entró en operación la primera planta generadora en Lardarello, Italia, y actualmente existen más de 12,500 plantas alrededor del mundo que produjeron 73,689 GWh de energía en el 2015 (Bertani, 2016).

Todos los campos geotérmicos se encuentran explotando recursos en tierra, pero en los años 60 se descubrió actividad hidrotermal submarina, lo que llevó a su exploración y se descubrió que presentan anomalías térmicas muy grandes. Actualmente se sabe que la mayoría de estos sistemas están distribuidos a lo largo de dorsales oceánicas y fallas transcurrentes, asociadas a fronteras entre placas tectónicas, en donde se presenta un alto flujo de calor a profundidades someras. Aunque menos frecuentes, también se han descrito sistemas de ventilas en márgenes continentales afectadas por procesos de extensión tectónica (Prol-Ledesma y Canet, 2014).

Hasta ahora, el conocimiento y la tecnología actual no han permitido aprovechar el recurso geotérmico submarino, sin embargo, al ser un recurso renovable cuya explotación ocasionaría menor contaminación al medio ambiente que aquella generada por la explotación de hidrocarburos, puede contribuir a la generación de energía limpia y ayudar a mitigar los efectos ambientales que provocan el cambio climático (Shnell *et al.*, 2015). Por este motivo es muy importante que México evalúe los recursos geotérmicos potenciales que existen en su territorio y esté preparado para aprovecharlos en cuanto las barreras de conocimiento y tecnología se superen.

México tiene una capacidad instalada de cerca de 1 GW para transformar energía geotérmica en electricidad (Gutiérrez-Negrín *et al.*, 2015), ocupando el quinto lugar a nivel mundial. Se estima que el potencial en el país es al menos 10 veces la capacidad instalada actual, considerando únicamente los recursos geotérmicos convencionales en tierra.

Parte de la frontera entre las placas del Pacífico y la Norteamericana, está manifiesta a lo largo del Golfo de California, que es un rift activo con una corteza adelgazada y con un potencial muy grande de fuentes de calor cercanas a la superficie. La existencia de ventilas hidrotermales está confirmada en la Cuenca de Guaymas, la de Wagner y Consag, donde se han encontrado anomalías térmicas de hasta 300°C.

Fabriol *et al.* (1999) reportaron una serie de edificios volcánicos en la parte central del Golfo de California, entre Isla Tortuga y la región de La Caldera Reforma - Santa Rosalía, para los cuales sugieren un origen vulcano-tectónico. Hay dos principales estructuras, la primera es la Dorsal Volcánica Tortuga, de 40 km de longitud, que está dentro de la corteza oceánica de la cuenca de Guaymas y es casi perpendicular al centro de dispersión de ésta. La segunda es la Dorsal Volcánica Rosalía que está sobre corteza continental, alineada casi paralela a la línea de costa. Además, es importante mencionar que a esta latitud, tierra adentro, se encuentra el Campo Geotérmico de Las Tres Vírgenes el cual produce actualmente 10 MW.

En mayo del 2016 se realizó un crucero geofísico organizado por CICESE con la colaboración de Scripps Institution of Oceanography, UC San Diego. La adquisición consistió, entre otras técnicas, de un levantamiento de datos marinos magnetotelúricos (MT), para lo cual se colocaron 20 instrumentos de medición a lo largo de tres perfiles en el fondo marino, que registraron el campo electromagnético natural durante dieciocho días.

En este trabajo de tesis se decidió utilizar dos técnicas de procesamiento en los datos magnetotelúricos marinos, la convencional, que parte directamente del tensor de impedancias, y la Solución Cuadrática, que utiliza invariantes rotacionales y es independiente de algunos efectos de distorsión y de la orientación. Lo anterior, con el objeto de realizar una inversión 2D a los datos procesados obtener los modelos de distribución de resistividad eléctrica.

1.1 Objetivos

1.1.1 General

Con base en el procesamiento, inversión y análisis de los datos marinos magnetotelúricos, determinar si existen anomalías de resistividad asociadas a recursos geotérmicos potenciales en la zona de estudio.

1.1.2 Específicos

- Implementar dos técnicas de procesamiento de datos magnetotelúricos para comparar resultados y establecer ventajas y desventajas de ambas metodologías.
- Obtener modelos 2D de resistividad de la zona de estudio.
- Utilizar información geofísica adicional para dar una interpretación de la zona.

Capítulo 2. Antecedentes

2.1 Geotermia

La energía geotérmica es el calor proveniente del interior de la Tierra. Para el hombre primitivo, las emanaciones superficiales, como los manantiales hidrotermales, tenían connotaciones religiosas; también existe evidencia de que las civilizaciones utilizaron esa energía con diversos fines, tales como cocinar, calentar, producir sales y también como tratamientos para la salud (Stober y Bucher, 2013).

Fue en 1904 que se realizó el primer intento de generar energía eléctrica a partir de una fuente geotérmica, en Lardarello, Italia. El éxito de los experimentos se vio concretado en 1913, con la primera planta generadora, lo que marcó una línea de investigación en todo el mundo. En 1959 empezó la geotermia en México con una planta experimental en Pathé, Hidalgo; actualmente existen cinco campos geotérmicos, entre los que destaca Cerro Prieto, que es el segundo más grande del mundo. La capacidad total instalada en el país, reportada para el año 2016, fue de 956.9 MWe y una generación total de 6,120 GWh (Romo-Jones *et al.*, 2017).

La exploración y explotación de recursos geotérmicos ha incrementado en las últimas décadas ante la demanda de energía, la declinación de las reservas de hidrocarburos y la necesidad creciente de cuidar al medio ambiente. La capacidad mundial instalada hoy en día es de 12.7 GW en plantas de generación de electricidad a partir de energía geotérmica, todas ellas explotando recursos en tierra. Sin embargo, en los años 60 se descubrió actividad hidrotermal submarina en el *rift* de la parte central del Mar Rojo (Ross y Degens, 1969). Desde entonces se han descubierto más de 100 sistemas hidrotermales en el fondo oceánico, con temperaturas de hasta 405°C (Prol-Ledesma y Canet, 2014).

La mayor parte de estos sistemas están distribuidos a lo largo de fronteras entre placas tectónicas, en donde se presenta un alto flujo de calor a profundidades someras (Fig. 1). Esto ha dado lugar al inicio de la exploración de recursos geotérmicos submarinos en países como Islandia y Nueva Zelanda, entre otros, y aunque el conocimiento y

tecnología actual aún no permiten la explotación del recurso en este entorno, promete ser una fuente vasta de energía.

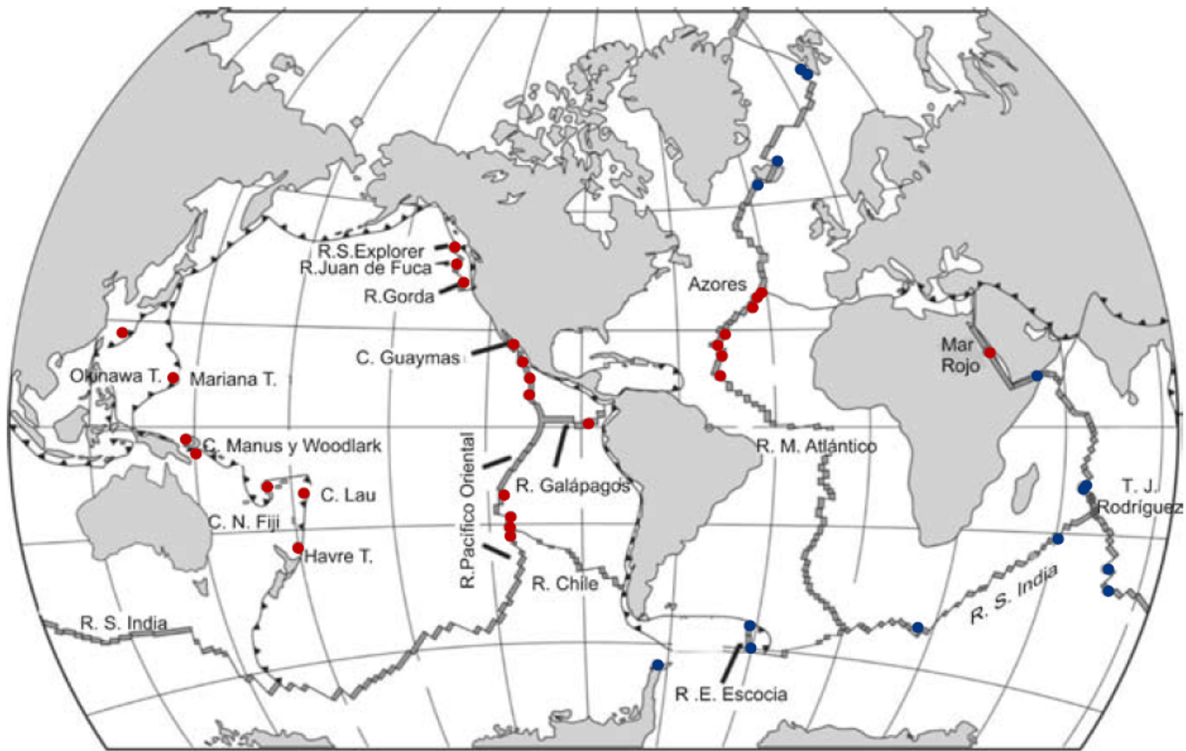


Figura 1. Localización de las zonas de ventilas hidrotermales submarinas profundas conocidas actualmente (Prol-Ledesma y Canet, 2014).

Para la exploración de los recursos geotérmicos convergen múltiples disciplinas, entre las que destacan la geoquímica, geología y geofísica. La última utiliza métodos indirectos para conocer propiedades del subsuelo, de los cuales, diversos autores coinciden en que el método magnetotelúrico es el más efectivo para detectar el yacimiento debido a la estructura típica que presenta la mayoría de sistemas geotérmicos de alta temperatura.

Anderson *et al.* (2000) dicen que la zona superficial más fría está caracterizada por una alteración de esmectita altamente conductiva que se forma a temperaturas mayores a 70°C. A temperaturas más altas inicia una zona de illita, una arcilla menos conductora que la anterior, combinada con esmectita. La proporción de illita incrementa con la temperatura, por lo que a los 220°C se forma únicamente illita (Figura 2). La resistividad de la zona de esmectita generalmente es entre 1 y 10 Ωm , está determinada principalmente por el tipo y la intensidad de la alteración y se modifica debido

a la saturación y temperatura. A más altas temperaturas, la resistividad de formación se eleva y es dependiente de la temperatura, la porosidad de la roca y la salinidad del fluido.

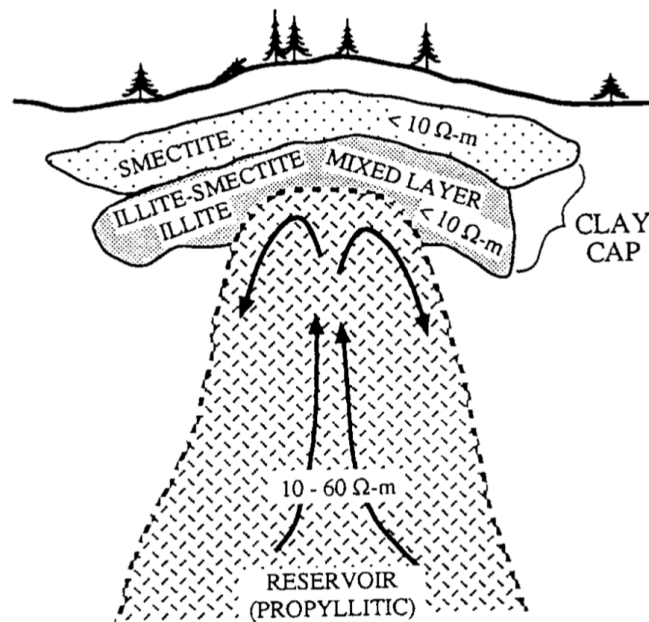


Figura 2. Modelo esquemático de un sistema geotérmico general (Johnston *et al.*, 1992).

Algunos autores han creado modelos conceptuales a partir de esas características de los yacimientos geotérmicos tipo, en los que consideran la distribución del fluido y las isothermas para distintos escenarios geológicos. Los casos más comunes son los sistemas hidrotermales alojados en complejos volcánicos, donde se produce alteración argílica en las rocas y se forma una capa de esmectita, principalmente. Se ha registrado que esa capa aparece en la mayor parte de reservorios geotérmicos (Cumming, 2009) y cubre la parte superior y adyacente a éstos como se muestra en la figura 3.

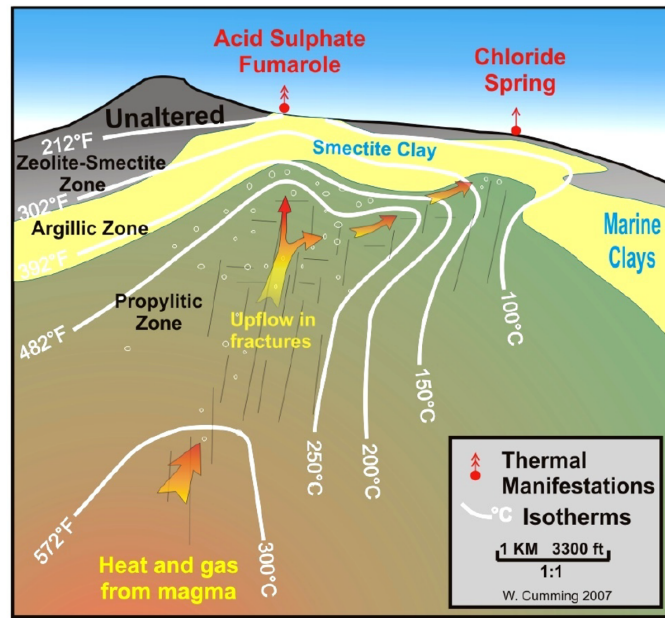


Figura 3. Modelo conceptual de un sistema geotérmico hidrotermal común (Cumming, 2009).

El método magnetotelúrico es el método geofísico principal de exploración geotérmica, ya que la resistividad eléctrica es la propiedad que más información brinda sobre la distribución de permeabilidad y, además, porque la capa de arcillas que se presenta en la mayoría de yacimientos tiene baja resistividad. Por dicho motivo, la capa de arcillas es uno de los patrones típicos que se buscan en los modelos de resistividad. En la figura 4 se muestra un modelo de resistividad de yacimiento geotérmico en el que se observa una capa conductora delgada cubriendo una zona resistiva con una geometría similar a la que se propone en el modelo conceptual de la figura 3.

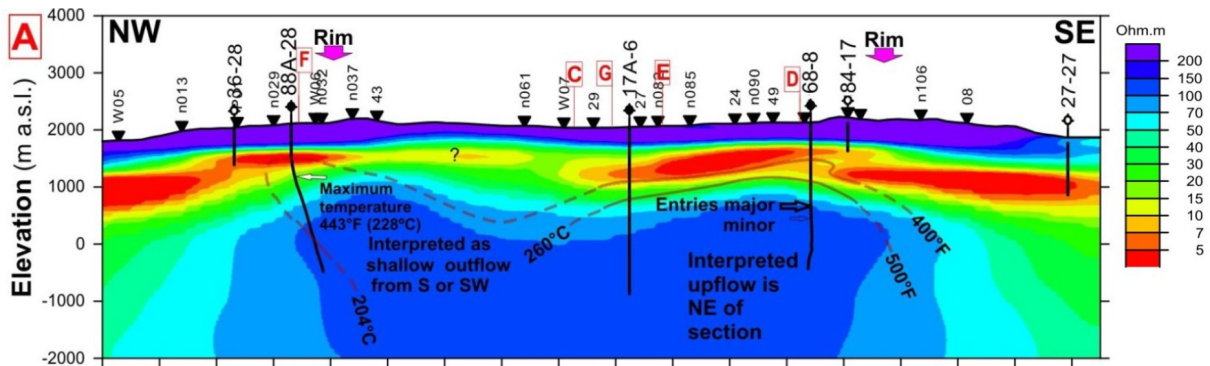


Figura 4. Modelo de resistividad de un yacimiento geotérmico en Mountain Glass (Cumming y Mackie, 2010).

2.2 Zona de Estudio

Actualmente México tiene una capacidad instalada de cerca de 1 GW para transformar energía geotérmica en electricidad (Gutiérrez-Negrín *et al.*, 2015), pero se estima que el potencial en el país es al menos 10 veces la capacidad instalada actual, considerando únicamente los recursos geotérmicos convencionales en tierra.

A lo largo del Golfo de California, también llamado Mar de Cortés, se tiene la frontera entre las placas del Pacífico y Norteamericana manifiesta por una zona de fallamiento activo y cuencas de extensión asociadas a fallas transcurrentes e incipientes dorsales, que se conectan hacia el norte con el conocido sistema de fallas San Andrés. A escala regional, el Golfo de California es un rift activo con una corteza adelgazada y con un potencial muy grande de fuentes de calor cercanas a la superficie.

Estudios de flujo de calor a lo largo del Golfo han revelado anomalías térmicas de hasta 300°C y la existencia de ventilas está confirmada en la Cuenca de Guaymas, zona central del Golfo, y en las cuencas de Wagner y Consag, hacia la parte norte. Se calcula que una sola ventila de 300°C podría generar hasta 20 MW, por lo que, de resultar correctas las estimaciones, se tendría un recurso de varios cientos de MW a lo largo de todo el Golfo de California (Hiriart *et al.*, 2010).

Ya que los yacimientos geotérmicos se encuentran algunos kilómetros por debajo de la superficie terrestre o del piso oceánico, los métodos geofísicos son esenciales para la localización y delimitación de dichos recursos.

La zona de estudio está ubicada en la parte central del Golfo de California, cercana a la costa oeste, entre Santa Rosalía y la Caldera Reforma, con latitudes de 27°18' y 27°30', respectivamente. Aproximadamente a 60 km al sureste de esta zona, se encuentra el centro de dispersión de la Cuenca de Guaymas; mientras que hacia el oeste de la Caldera Reforma, tierra adentro, se encuentra el complejo volcánico de Las Tres Vírgenes, donde la planta geotérmica de mismo nombre produce actualmente 10 MW de energía eléctrica.

2.3 Trabajos Previos

En 1996 se realizó el proyecto CORTES-P96 (*Crustal Offshore Research Transect by Extensive Seismic Profiling*) en el que se adquirieron datos de batimetría, *backscattering*, gravimetría, magnetometría, sísmica de reflexión y refracción, a lo largo del Golfo de California. Fabriol *et al.* (1999) seleccionaron datos de tres perfiles en la parte central del Golfo, entre Isla Tortuga y la región de La Caldera Reforma - Santa Rosalía, donde definieron dos estructuras principales (Fig. 5):

1. Dorsal Volcánica Tortuga, de 40 km de longitud, que inicia en la cuenca de Guaymas y es casi perpendicular al centro de dispersión de ésta, orientada a 285° . Los autores indican que se encuentra en corteza oceánica e incluye la Isla Tortuga.
2. Dorsal Volcánica Rosalía, compuesta por edificios volcánicos alineados paralelos a la costa con un ángulo de 310° y se encuentra sobre corteza continental.

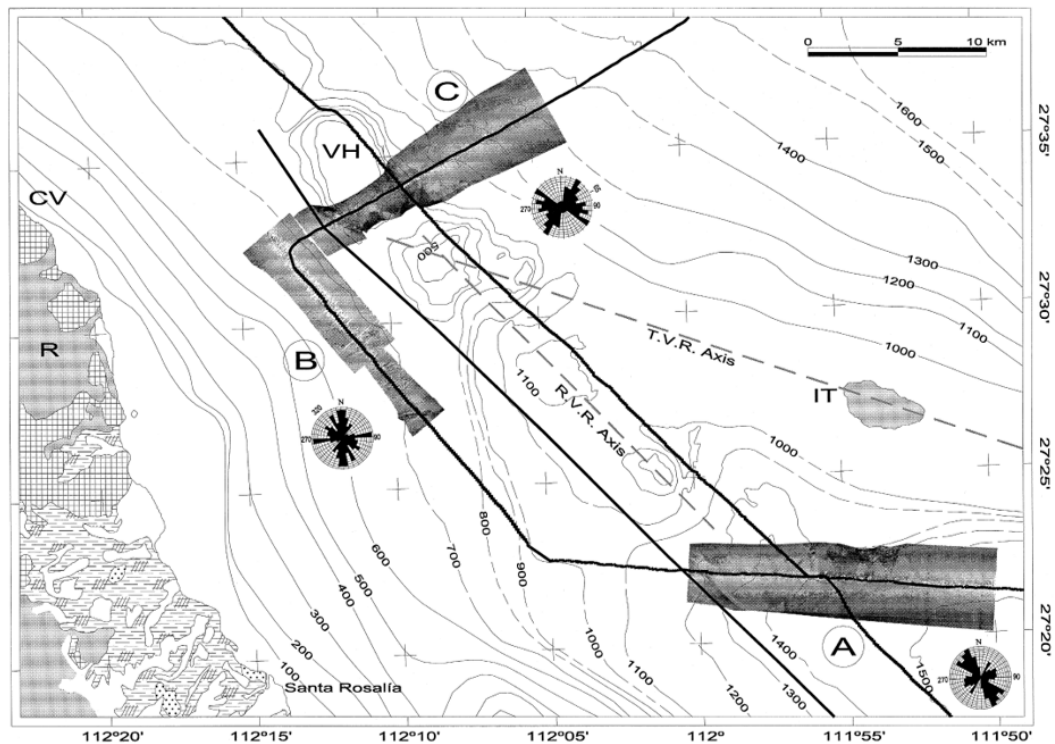


Figura 5. Mapa batimétrico donde se definen, con líneas punteadas, los ejes de las estructuras identificadas como dorsal Tortuga (T.V.R.) y dorsal Rosalía (R.V.R.) (Fabriol *et al.*, 1999).

En un trabajo posterior, Aragón-Arreola *et al.* (2005) realizaron una compilación de información para entender la historia estructural y cinemática de la parte central del

Golfo de California. En la figura 6 se puede observar que la anomalía de gravedad define muy bien la dorsal Tortuga, llamado alto gravimétrico Tortuga, que inicia desde el centro de dispersión de Guaymas. Además, la parte sombreada indica la interpretación de una zona de corteza transicional por parte de Albertin (1989) (citado en Aragón-Arreola *et al.*, 2005).

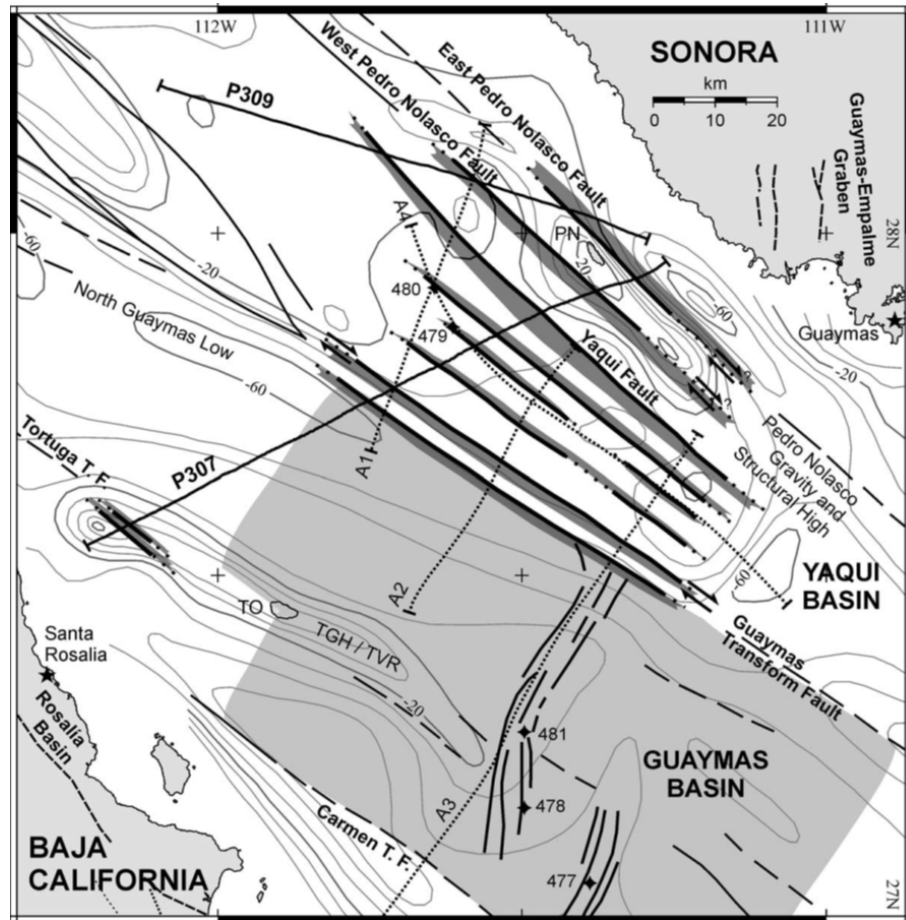


Figura 6. Mapa estructural de la parte central del Golfo de California con anomalía de gravedad de aire libre como base. El área sombreada representa la extensión de corteza transicional (Aragón-Arreola *et al.*, 2005).

Debido a la información conocida sobre las características de la zona se decidió realizar un nuevo estudio para obtener información sobre las propiedades a mayor profundidad y realizar una interpretación completa orientada a la exploración de recursos geotérmicos.

Como primer producto del proyecto, Díaz López (2017) obtuvo un mapa batimétrico a detalle y nombró los montes volcánicos como monte Alto Vírgenes, al noroeste de la zona de estudio, el monte Reforma, al sureste del anterior, y el monte Amet al sureste

de ambos y al oeste de Isla Tortuga. Entre los montes Reforma y Amet, se describe una zona plana donde localizaron puntos de interrupción acústica, posiblemente asociados a emanación de fluidos o gas (Fig. 7).

En ese trabajo se propone que la alineación de montes volcánicos y la isla es una sola estructura, y no dos como proponían Fabriol *et al.* (1999), correspondientes a la dorsal volcánica Tortuga. Estas unidades geomorfológicas están delimitadas por un fuerte cambio de pendiente a partir del cual aumenta la profundidad, esto es visible a partir de la isobata de 1200 m que es predominantemente paralela a la costa. Esta característica está asociada a la extensión de la Cuenca de Guaymas, donde se está formando corteza oceánica, por lo que se cree que los montes volcánicos se encuentran sobre una corteza continental adelgazada y representan la zona de transición hacia corteza oceánica.

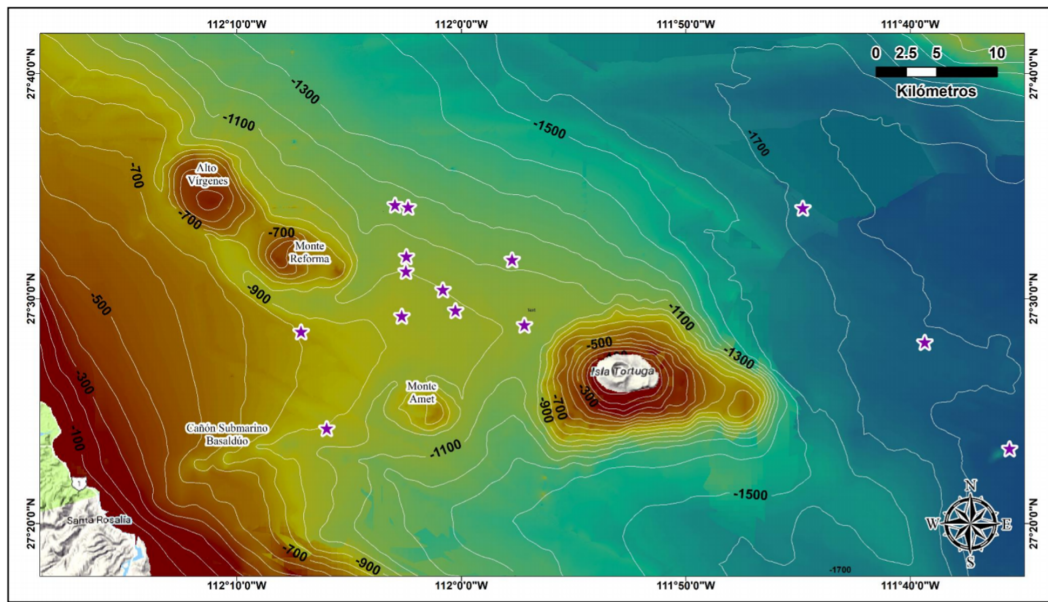


Figura 7. Mapa batimétrico con nombre de los rasgos geomorfológicos más destacados y puntos de interrupción acústica denotados con estrellas (Díaz López, 2017).

El presente trabajo está enfocado a presentar los resultados del sondeo magnetotérmico que también fue realizado como parte del proyecto de exploración geotérmica, en el siguiente capítulo se explican los fundamentos teóricos de dicho método.

Capítulo 3. Fundamentos Teóricos

La teoría del método magnetotelúrico (MT) fue introducida en los años 50, de manera independiente, por Tikhonov (1950), Rikitake (1950) y Cagniard (1953) y se deriva de la teoría electromagnética. Este método utiliza las variaciones en el tiempo del campo electromagnético natural que incide en la superficie de la Tierra, causado por la interacción del viento solar con la ionósfera, la cual actúa como una capa conductora. La fluctuación del campo magnético induce una corriente eléctrica en la Tierra cuya magnitud depende de la conductividad eléctrica (Chave y Jones, 2012). Los campos eléctrico y magnético son campos vectoriales, de forma que deben ser medidas sus componentes en la superficie de la Tierra.

Este método, al igual que todos los métodos electromagnéticos, está regido por las ecuaciones de Maxwell, que en el dominio del tiempo se expresan como (Ecs. 1):

$$\begin{aligned}
 \vec{\nabla} \times \vec{E} &= -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \\
 \vec{\nabla} \times \vec{H} &= \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \\
 \vec{\nabla} \cdot \vec{D} &= q_e \\
 \vec{\nabla} \cdot \vec{B} &= 0
 \end{aligned} \tag{1}$$

donde $\vec{E}$ es el campo eléctrico, $\vec{H}$ la intensidad magnética, $\vec{B}$ la inducción magnética, $\vec{D}$ el desplazamiento eléctrico, $\vec{J}$ la densidad de corriente eléctrica y q_e la densidad de carga eléctrica. El espectro del método MT abarca frecuencias de 10^4 a 10^{-4} Hz; en este rango de frecuencias las corrientes de desplazamiento en el subsuelo son despreciables, por lo que la Ley de Ampere se reduce a la ecuación 2 (Simpson y Bahr, 2005):

$$\vec{\nabla} \times \vec{H} = \vec{J} \tag{2}$$

Existen además las relaciones constitutivas, que permiten relacionar los campos

con propiedades de los materiales, éstas son (Ec. 3):

$$\begin{aligned}\vec{B} &= \mu \vec{H} \\ \vec{D} &= \epsilon \vec{E} \\ \vec{J} &= \sigma \vec{E}\end{aligned}\tag{3}$$

donde μ es la permeabilidad magnética, ϵ la permitividad eléctrica y σ la conductividad eléctrica. Aplicando estas relaciones a las ecuaciones de Maxwell y operando en el dominio de la frecuencia, se pueden obtener las ecuaciones de difusión para el campo eléctrico y magnético en función de la frecuencia, que se expresan como se muestra a continuación (Ecs. 4):

$$\begin{aligned}\nabla^2 \vec{E} &= i\omega\mu\sigma\vec{E} \\ \nabla^2 \vec{B} &= i\omega\mu\sigma\vec{B}\end{aligned}\tag{4}$$

Estas ecuaciones nos dicen que las ondas electromagnéticas se propagan en el interior de la Tierra atenuándose exponencialmente, es decir, su energía se disipa a medida que la onda viaja en el medio (Simpson y Bahr, 2005).

3.1 Método magnetotelúrico

Los autores que introdujeron la teoría del método magnetotelúrico se dieron cuenta de que al extender el período de medición, podían obtener respuestas electromagnéticas a mayor profundidad (Simpson y Bahr, 2005). Este principio queda definido en el concepto del **skin depth**, el cual describe la distancia a la cual el campo electromagnético decae a razón de $1/e \approx 37\%$, y está dada por:

$$\delta(\omega) = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu\sigma}}\tag{5}$$

donde ω es la frecuencia angular, $\omega = 2\pi f$; σ es la conductividad eléctrica del medio estudiado y a la permeabilidad magnética, para cualquier estudio en la Tierra, se le asigna el valor en espacio libre $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$.

De tal forma que la ecuación 5 puede simplificarse a la ecuación 6, y puede ser representado gráficamente como se observa en la figura 8.

$$\delta = 503\sqrt{\rho T} \quad (6)$$

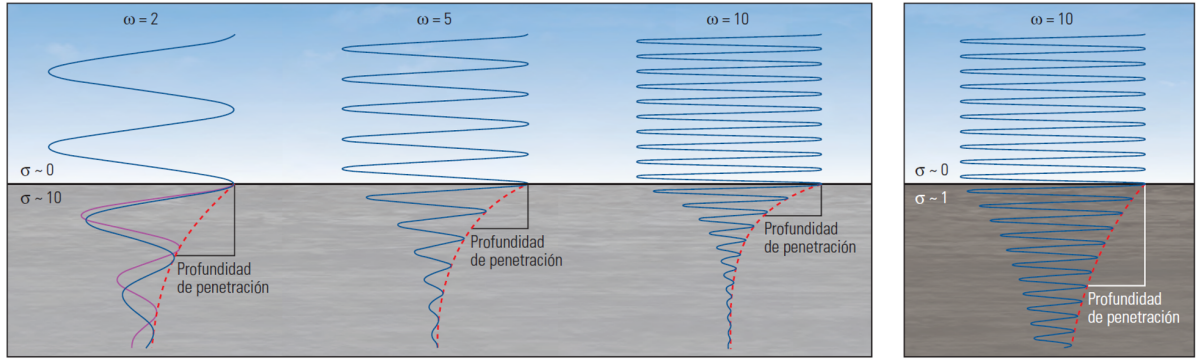


Figura 8. Atenuación de las ondas al pasar de un medio altamente resistivo a uno conductor. Las ondas de frecuencia más baja alcanzan mayor profundidad de penetración, mientras que a mayor frecuencia es menor profundidad (comparación de tres casos, izquierda). A su vez, en un medio menos conductor, las ondas penetrarán más que en uno con mayor conductividad (derecha) (Brady et al., 2009).

La naturaleza de los campos electromagnéticos es vectorial, debido a esto, el **tensor de impedancia** o función de transferencia es un concepto fundamental en el método magnetoteléurico, pues relaciona linealmente las componentes de los campos eléctrico y magnético (Eq. 7).

$$\begin{bmatrix} \vec{E}_x(\omega) \\ \vec{E}_y(\omega) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx}(\omega) & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & Z_{yy}(\omega) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \vec{H}_x(\omega) \\ \vec{H}_y(\omega) \end{bmatrix} \quad (7)$$

A medida que los campos penetran en el medio, sufren cambios de amplitud y fase, según se encuentran con zonas más o menos conductoras, de ahí que la función de respuesta es un tensor con elementos complejos. Los campos se pueden medir solamente en la superficie pero, afortunadamente, éstos contienen el «efecto del subsuelo», es decir, son la suma de los campos distorsionados por zonas conductoras o resistivas a profundidad.

Entonces, a partir de los campos medidos se puede conocer la función de transferencia y con ésta, a su vez, es posible calcular la resistividad aparente del medio ρ_a

(Ec. 8) y la fase ϕ (Ec. 9).

$$\rho_a(\omega) = \frac{|Z(\omega)|^2}{\omega\mu} \quad (8)$$

$$\phi(\omega) = \text{atan} \frac{\text{Im}Z(\omega)}{\text{Re}Z(\omega)}. \quad (9)$$

Si se realizaran mediciones en un semi-espacio homogéneo, la resistividad calculada mediante la ecuación 8 sería igual a la resistividad verdadera del medio. Sin embargo, el subsuelo es heterogéneo, lo que ocasiona que los valores calculados difieran del valor real de la resistividad, lo que se conoce como **resistividad aparente**. Este concepto es un procedimiento útil para normalizar la respuesta medida para variables como la intensidad de la fuente, el espaciamento entre receptores o una propiedad intrínseca de la roca, según el método que se esté utilizando (Spies y Eggers, 1986).

3.1.1 Dimensionalidad

Como se observa en las ecuaciones 8 y 9, se tendrán cuatro valores de resistividad y cuatro de fase, ya que involucran al tensor de impedancias; sin embargo, a partir de éste se puede conocer si la estructura analizada es de una, dos o tres dimensiones, en cuanto a la distribución de conductividad (Fig. 9).

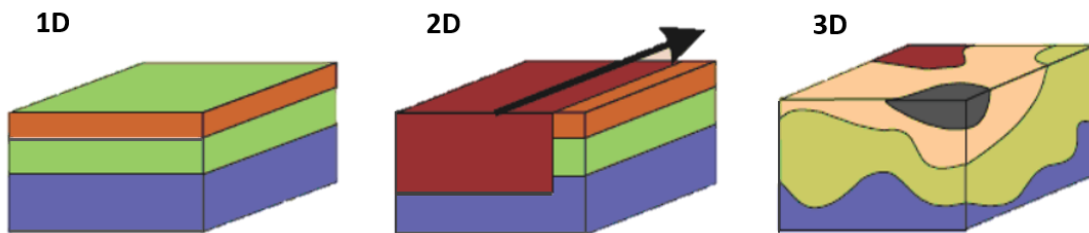


Figura 9. Dimensionalidad en las estructuras. La flecha en la estructura 2D indica la orientación del strike (Marti, 2006).

Si el medio es 1D, significa que la resistividad solo varía verticalmente; en este caso, las componentes en la diagonal del tensor de impedancias serán igual a cero y las componentes de la antidiagonal serán de igual magnitud pero signo contrario,

como se muestra en la ecuación 10 (Simpson y Bahr, 2005).

$$Z_{1D} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ -Z_{xy} & 0 \end{bmatrix} \quad (10)$$

Si la estructura es 2D, significa que hay cambios de resistividad verticalmente y solamente en una dirección horizontal. La dirección hacia la cual no cambia la propiedad es llamada **strike**, indicado con una flecha sobre el modelo 2D de la figura 9.

Si la medición se realiza sin conocer la orientación del *strike*, entonces todas las componentes del tensor serán diferentes. Sin embargo, es posible rotar el tensor hasta encontrar el ángulo correcto, en el que las componentes de la diagonal serán ceros y las componentes de la antidiagonal serán diferentes entre sí (Ec. 11).

$$Z_{2D} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} \quad (11)$$

Finalmente, si la estructura es de 3 dimensiones, significa que el medio presenta variaciones de resistividad en todas direcciones y, por lo tanto, todas las componentes del tensor serán distintas entre sí, sin que sea posible eliminar la diagonal (Ec. 12).

$$Z_{3D} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \quad (12)$$

Como resultado de analizar la dimensionalidad del tensor, se pueden dar argumentos que validen la interpretación de un conjunto de datos utilizando modelado o inversión en 1D, 2D o 3D. Uno de los principales problemas es que, generalmente, la dimensionalidad también depende de la frecuencia. Un intento para evitar este problema se aborda en el capítulo 4.

3.1.2 Polarización en dos dimensiones

Ahora bien, para una estructura 1D habrá únicamente un valor de impedancia y por lo tanto, solamente una curva de resistividad. Pero en una estructura de dos dimensio-

nes, donde existen cambios de resistividad laterales, el principio físico que gobierna la inducción es la conservación de corriente.

Ya que la corriente debe ser conservada a través de la discontinuidad, el cambio de conductividad ocasiona que la componente del campo eléctrico, perpendicular al contacto, deba ser discontinua, mientras que las demás componentes del campo electromagnético serán continuas (Simpson y Bahr, 2005).

Los campos eléctrico y magnético son ortogonales entre sí, por lo tanto, en un medio 2D ideal se necesitan dos direcciones ortogonales para describir el flujo de corriente (Romo *et al.*, 2005), los cuales son definidos como:

- **Modo TE**, también llamado polarización E, describe corriente fluyendo en dirección paralela al *strike*, que induce campos magnéticos únicamente en dirección perpendicular a éste y en el plano vertical.
- **Modo TM**, también llamado polarización B, describe flujo de corriente perpendicular al *strike* y el campo magnético paralelo a éste.

En la figura 10 se muestran los modos TE y TM para un modelo 2D con un contacto lateral, con *strike* en dirección x , que separa dos regiones con diferente conductividad $\sigma_1 < \sigma_2$.

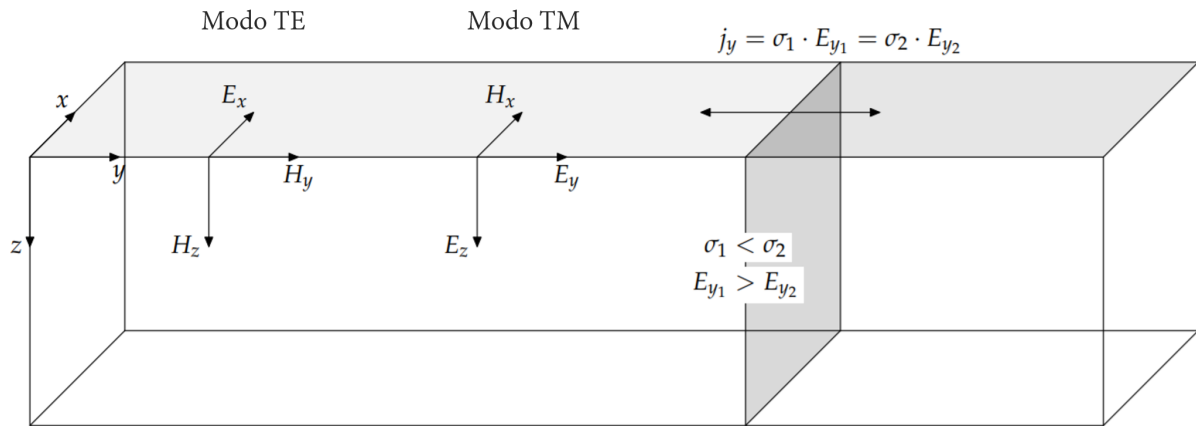


Figura 10. Modos TE y TM en un modelo 2D con contacto lateral. El campo E es discontinuo a través del contacto vertical debido a la conservación de la energía (Modificada de Thiel, 2008).

Entonces, en una estructura de dos dimensiones, se obtienen dos curvas de resistividad asociadas a los modos, ρ_{TE} y ρ_{TM} , así como dos curvas de fase, ϕ_{TE} y ϕ_{TM} .

3.2 Método magnetotelúrico marino

El rango de frecuencias en el que opera el método magnetotelúrico es de 10^{-4} a 10 Hz, aplicado en tierra, mientras que en el método MT marino va de 10^{-4} a 0.1 o 1 Hz como máximo. Esta diferencia se debe a que los instrumentos de medición son puestos en el fondo oceánico, donde el agua de mar, que tiene una resistividad de alrededor de $0.3 \Omega\text{m}$ (puede variar por la temperatura y la salinidad), actúa como una gran capa conductora que atenúa fuertemente las frecuencias mayores a 0.1 o 1 Hz (dependiendo del tirante de agua).

Ese rango de frecuencias representa el límite efectivo para realizar mediciones MT en el fondo marino, lo que repercute en la resolución del método en la parte somera, ya que las altas frecuencias son las que proporcionan mayor información para ver detalles pequeños a poca profundidad. Pero, gracias a que las bajas frecuencias permiten penetrar hasta grandes profundidades, el método magnetotelúrico marino es una herramienta poderosa para la investigación de estructuras profundas.

En la figura 11 se observa un esquema conceptual de los métodos electromagnéticos marinos, con los instrumentos de medición en el piso oceánico y el transmisor para fuente controlada, que es arrastrado por el barco; además se observa que la amplitud de las ondas disminuye conforme profundizan. Es importante mencionar que el efecto de atenuación debido a la capa de mar es mucho más abrupto, tal como se mostró en la figura 8.

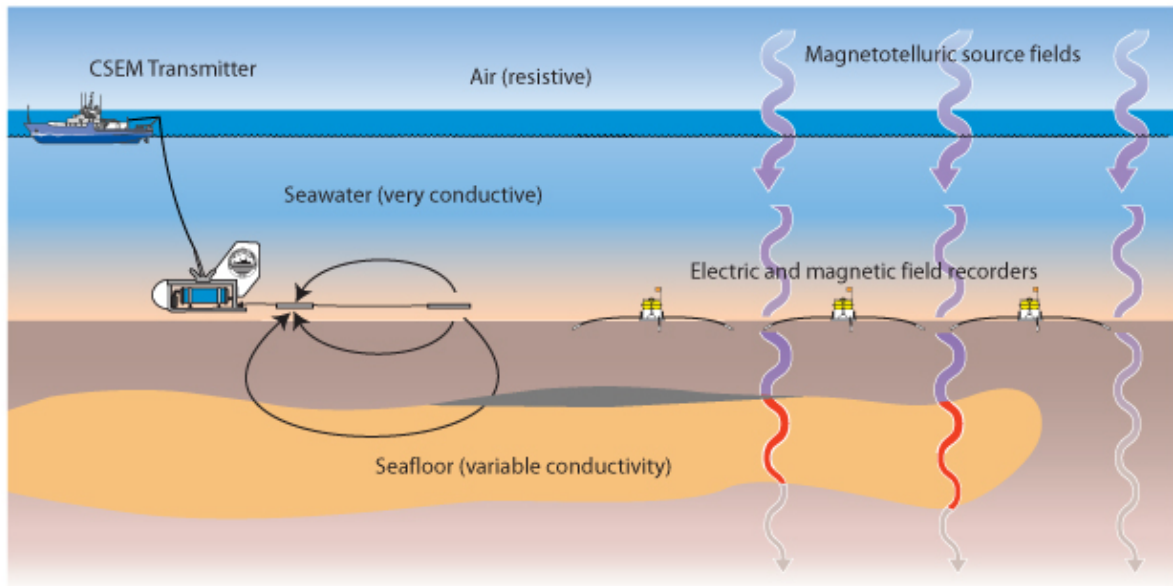


Figura 11. Esquema conceptual de los métodos CSEM y MT marinos (Marine EM Laboratory, 2009).

Por otra parte, en el método terrestre es posible medir las tres componentes del campo magnético, pero solamente las dos horizontales del eléctrico porque la componente vertical se devanece debido a la atmósfera aislante ($\sigma \approx 0$). Esta limitación no existe en el método marino, pues la capa de agua permite el flujo de corriente, pero Chave y Jones (2012) reportan que la componente vertical está dominada por fuentes diferentes a la magnetosférica, como corrientes eléctricas fluyendo en círculos en la interfase agua-suelo.

3.2.1 Fuentes de ruido

Los campos electromagnéticos inducidos por el movimiento de agua pueden ser una fuente significativa de ruido, especialmente en lugares donde el tirante de agua es menor a 1000 m pues suelen ser zonas de mayor turbulencia. Las fuentes principales son las mareas, las corrientes oceánicas y la actividad de oleaje superficial. Las mareas son periódicas, por lo que el ruido que producen en los datos puede detectarse fácilmente y ser eliminado. En nuestra zona de interés, las mareas son predominantemente diurnas, esto es, en un día lunar (24h 50m) ocurre una pleamar y una bajamar. En otros sitios el periodo es lunar semidiurno, es decir, cada 12.42 horas aproximadamente, aunque también puede haber fluctuaciones de marea con periodos de 8, 6, 4.8

y 4 h, especialmente en aguas someras cercanas a la costa (Chave y Jones, 2012).

Las otras dos fuentes generan ruido electromagnético a través del movimiento del receptor en el campo magnético terrestre, lo cual afecta especialmente a los canales magnéticos, ya que los sensores son muy sensibles; también puede generarse por la inducción EM asociada al movimiento de agua conductora, lo cual afecta principalmente a los canales eléctricos (Constable, 2016).

3.2.2 Campo de aplicación

El método magnetotelúrico marino ha sido muy utilizado en la prospección de hidrocarburos (ej. Constable y Srnka, 2007), así como para estudios profundos de corteza y manto (ej. Cox, 1980), gracias a su resolución y alcance a profundidad. En su aplicación terrestre, se ha convertido en una de las principales técnicas para la exploración de yacimientos geotérmicos y puede ser una técnica auxiliar en la exploración de recursos geotérmicos submarinos.

El principio de adquisición de datos MT marinos es entonces, el mismo que para datos terrestres. El procesamiento también sigue pasos comunes a los desarrollados para datos terrestres, mientras que las consideraciones respecto a la capa de agua se realizan en el modelo inicial para la inversión de los datos.

3.3 Bases de la Teoría de Inversión

El término de **Problema Directo**, está definido como el proceso de predecir resultados con base en algún principio general o modelo y un conjunto de condiciones específicas relevantes para el problema en cuestión (Menke, 1989). El proceso puede ser visto como:

Parámetros del modelo → modelo → predicción de resultados.

Por el contrario, la **Teoría de Inversión** es un conjunto de técnicas matemáticas para obtener información útil sobre el mundo físico con base en inferencias derivadas

de observaciones. La inversión está enfocada a responder preguntas que serán establecidas en términos numéricos o estadísticos, de propiedades específicas, llamadas parámetros del modelo, y se supone que hay algún método específico (teoría o modelo matemático) para relacionar los parámetros del modelo a los datos. De forma que el proceso, valga la redundancia, es inverso:

datos $\rightarrow$ modelo $\rightarrow$ estimación de los parámetros del modelo.

Es importante notar que el objetivo de la teoría de inversión es obtener información sobre parámetros numéricos desconocidos. Específicamente, el problema inverso magnetotelúrico puede describirse de la siguiente manera: una secuencia de datos magnetotelúricos, $d_i = 1, \dots, N$, han sido adquiridos en el campo, cuyo objetivo es determinar la resistividad de una porción de la Tierra y se supone que ésta está representada adecuadamente por una secuencia de parámetros del modelo, $m_j = 1, \dots, M$ (Chave y Jones, 2012). Los datos experimentales y los parámetros pueden ser relacionados mediante:

$$d_i = F_i(m_1, m_2, \dots, m_M) + e_i, \quad i = 1, 2, \dots, N \quad (13)$$

donde F_i es la función directa que predice d_i para valores dados de m_j , y e_i es el error en la predicción. El problema inverso entonces es resolver la ecuación 13 para parámetros m_j desconocidos. Ésta tiene la forma de una ecuación lineal, para la cual podría aplicarse el conocido método de mínimos cuadrados. Desafortunadamente, las funciones directas del método magnetotelúrico, al igual que en casi todos los métodos geofísicos, son no lineales, y además presentan **no unicidad**, lo cual quiere decir que múltiples conjuntos de parámetros ajustan a un conjunto de datos. La no linealidad del método MT se deriva de que las ecuaciones de Maxwell involucran el producto de la conductividad eléctrica y el campo eléctrico (Chave y Jones, 2012).

La teoría de los problemas inversos lineales es un tema para el cual existe una diversa gama de herramientas y métodos numéricos y analíticos. Los problemas inversos no lineales son mucho más difíciles de analizar teóricamente y resolver numéricamente que los lineales. Uno de los enfoques para resolverlos es linealizar los problemas

mediante una expansión por Serie de Taylor para aprovechar los métodos lineales ya desarrollados, lo cual se hace por esquemas iterativos, sobre lo que se hablará en el siguiente apartado.

3.3.1 Método de Occam

Constable *et al.* (1987) desarrollaron un método de inversión, en el cual, más que ajustar los datos tanto como sea posible, se busca el modelo más simple o suave que ajuste a los datos dentro de una tolerancia deseada. Buscar el modelo más simple, explican los autores, tiene el objetivo de no sobre interpretar los datos y eliminar discontinuidades en modelos estratificados simples. A su algoritmo le llamaron tipo Occam, en referencia al principio de la navaja de Occam, el cual establece que cuando un problema admite varias soluciones, la mejor es la más simple. A continuación se explica brevemente en qué consiste el método.

Es deseable que el modelo sea lo más flexible posible pero la complejidad debe suprimirse explícitamente, esto puede ser hecho mediante la rugosidad (comúnmente usado el término en inglés *roughness*), lo contrario de suavidad, en su forma discreta como R_1 o R_2 :

$$\begin{aligned} R_1 &= \sum_{i=2}^N (m_i - m_{i-1})^2 \\ R_2 &= \sum_{i=2}^{N-1} (m_{i+1} - 2m_i + m_{i-1})^2 \end{aligned} \tag{14}$$

Ahora supongamos que hay M datos, $d_1, d_2, \dots, d_M$, que pueden ser resistividades y fases a varias frecuencias, y cada uno tiene asociado un error estimado σ_j . Se evalúa qué tan bueno es el ajuste del modelo predicho a los valores reales mediante el criterio de mínimos cuadrados ponderados:

$$\chi^2 = \sum_{j=1}^M (d_j - F[\mathbf{m}])^2 / \sigma_j^2 \tag{15}$$

Entonces, el problema que el método busca resolver es: para ciertos datos d_j dados, y sus incertidumbres asociadas, se debe encontrar el modelo $\mathbf{m}_i$ que haga a R_1 o R_2 tan pequeño como sea posible mientras X^2 logra un valor aceptable. Para esto, se parte del problema directo lineal, $\mathbf{d} = \mathbf{Gm}$, donde el error puede escribirse como:

$$X^2 = \|\mathbf{Wd} - \mathbf{WGm}\|^2 \quad (16)$$

donde $\mathbf{W}$ es una matriz diagonal de $M \times M$, de la forma:

$$\mathbf{W} = \text{diag}(1/\sigma_1, 1/\sigma_2, \dots, 1/\sigma_M) \quad (17)$$

Se ha mencionado que debe elegirse un valor condicional al que debe llegar X^2 , éste será llamado X_*^2 , y no debe ser demasiado cercano al valor más pequeño posible, pues los modelos con ese valor tienen una rugosidad tan alta que son poco razonables físicamente. Ahora, para optimizar el método, se utiliza el método de multiplicadores de Lagrange (Smith, 1974, citado por Constable *et al.*, 1987), donde la ecuación de restricción es reacomodada a una expresión igual a cero; esta expresión es multiplicada por un parámetro, el multiplicador de Lagrange μ^{-1} , y agregado a la función a minimizar. Así, la función sin restricciones es:

$$U = \|\partial \mathbf{m}\|^2 + \mu^{-1} \|\mathbf{Wd} - \mathbf{WGm}\|^2 - X_*^2 \quad (18)$$

donde el primer término del lado derecho es la rugosidad y el segundo es el error ponderado por el multiplicador de Lagrange. Ahora, para estimar los parámetros del modelo, $\mathbf{m}$, con un poco de álgebra y acomodando los términos, se obtiene:

$$\mathbf{m} = [\mu \partial^T \partial + (\mathbf{WG})^T \mathbf{WG}]^{-1} (\mathbf{WG})^T \mathbf{Wd} \quad (19)$$

μ es el parámetro de suavizamiento, pero es desconocido, entonces debe seleccionarse el valor más adecuado. De la ecuación 18, se observa que cuando μ es grande,

el error no influye mucho y, por lo tanto, es una función muy suave. Mientras que si μ tiende a cero, el término es de poca influencia y entonces $\mathbf{m}$ alcanzará el valor condicional a cualquier costo en la rugosidad.

Lo anterior fue el planteamiento de un problema lineal, sin embargo, cuando el problema es no lineal, la función criterio aún es R_1 (Ec. 14), pero la expresión para el desajuste se convierte en:

$$\chi^2 = \|\mathbf{Wd} - \mathbf{WF}[\mathbf{m}]\|^2 \quad (20)$$

La teoría nos lleva a proceder de la misma forma que para la ecuación 18, construyendo una función U sin restricciones formada por un multiplicador de Lagrange, del cual se obtiene la siguiente expresión:

$$\mu^{-1}(\mathbf{WJ})^T \mathbf{WJm} - \mu^{-1}(\mathbf{WJ})^T \mathbf{Wd} + \partial^T \partial \mathbf{m} = 0 \quad (21)$$

donde $\mathbf{J}$ es una matriz $M \times N$ llamada Jacobiano o, comúnmente en geofísica, matriz de sensibilidad. Aquí radica la diferencia y complejidad del problema no lineal, ya que mientras en el lineal la matriz $\mathbf{G} = \mathbf{J}$ es constante, en el no lineal $\mathbf{J}$ depende de $\mathbf{m}$:

$$J_{ij} = \frac{\partial F_i[\mathbf{m}]}{\partial m_j} \quad (22)$$

Así que, aunque se tenga un conjunto sencillo de ecuaciones lineales parecidas a la ecuación 19, se debe resolver simultáneamente un sistema no lineal para $\mathbf{m}$.

Si regresamos al planteamiento del problema, se puede ver que la linealización se hizo sobre un modelo particular, pero si en lugar de eso se propone un modelo inicial $\mathbf{m}_1$, entonces, por cálculo elemental:

$$F[\mathbf{m}_1 + \Delta] = F[\mathbf{m}_1] + J_1 \Delta + \epsilon \quad (23)$$

donde $\mathbf{\Delta} = \mathbf{m}_2 - \mathbf{m}_1$. Si esto se utiliza en la creación de la función criterio U , se tendrá:

$$U = \|\partial \mathbf{m}_2\|^2 + \mu^{-1} \|\mathbf{W}(\mathbf{d} - F[\mathbf{m}_1] + \mathbf{J}_1 \mathbf{m}_1) - \mathbf{WJ}_1 \mathbf{m}_2\|^2 - \chi_*^2 \quad (24)$$

donde la expresión en paréntesis del segundo término es un tipo de vector de datos que llamaremos δ_1 . Ahora definimos $\mathbf{m}_2$ como el modelo que minimiza U bajo esta aproximación, entonces encontramos de la teoría lineal que:

$$\mathbf{m}_2 = [\mu \partial^T \partial + (\mathbf{WJ}_1)^T \mathbf{WJ}_1]^{-1} (\mathbf{WJ}_1)^T \mathbf{W} \delta_1 \quad (25)$$

Si se selecciona μ para llegar al ajuste deseado con la aproximación lineal, tenemos la base para un esquema iterativo en el cual $\mathbf{m}_2$ es utilizado como el siguiente miembro de una secuencia $\mathbf{m}_1, \mathbf{m}_2, \mathbf{m}_3, \dots$, donde cada vector precedente es utilizado como la aproximación inicial para el siguiente. El resultado será el modelo de menor rugosidad y con el ajuste especificado. Este enfoque garantiza que el subsuelo sea al menos tan rico en estructura como el modelo encontrado, pero nunca menos complejo.

Capítulo 4. Metodología

4.1 Adquisición

En un estudio geofísico bidimensional, los equipos de medición se colocan alineados y espaciados, según el objetivo y el método utilizado. Es recomendable, sobre todo para un estudio magnetotelúrico, que las estructuras y cuerpos de interés sean cruzadas perpendicularmente por las líneas de medición, tal como se muestra en la figura 12.

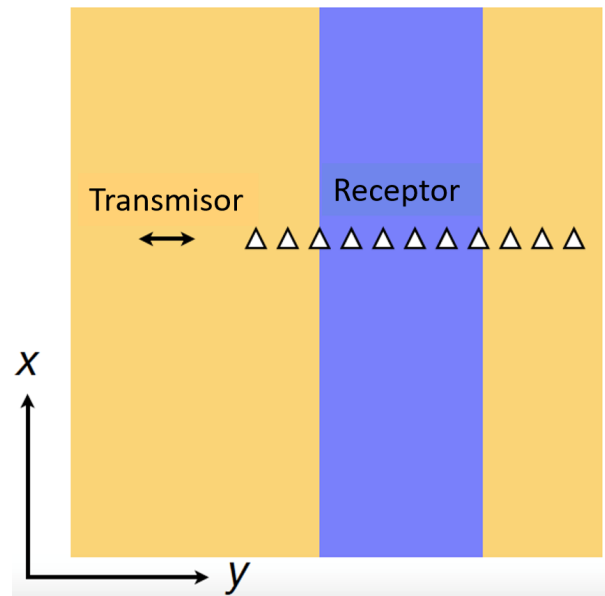


Figura 12. Arreglo de adquisición para un estudio magnetotelúrico 2D, donde la estructura de interés está representada por la franja de color azul y los triángulos blancos son los instrumentos de medición colocados en un perfil perpendicular a ésta.

La adquisición de los datos para el presente trabajo, fue realizada en la zona central del Golfo de California, cercana a la costa oeste, donde se encuentra la Caldera Reforma y el poblado de Santa Rosalía. Ésta es la misma zona donde se reportan las dos dorsales volcánicas orientadas a N45°W y N60°W (Figura 5).

Con la consideración mencionada previamente, la adquisición se diseñó con tres perfiles, mostrados en la figura 13. El perfil 1, que se encuentra al norte del área de estudio, constó de 7 instrumentos alineados con dirección N30°E aproximadamente;

en el perfil 2, que es el central, también se colocaron 7 instrumentos alineados con dirección aproximada de $N45^{\circ}E$; con la misma orientación, se dispusieron 6 instrumentos para el perfil 3, al sur de la zona de estudio.

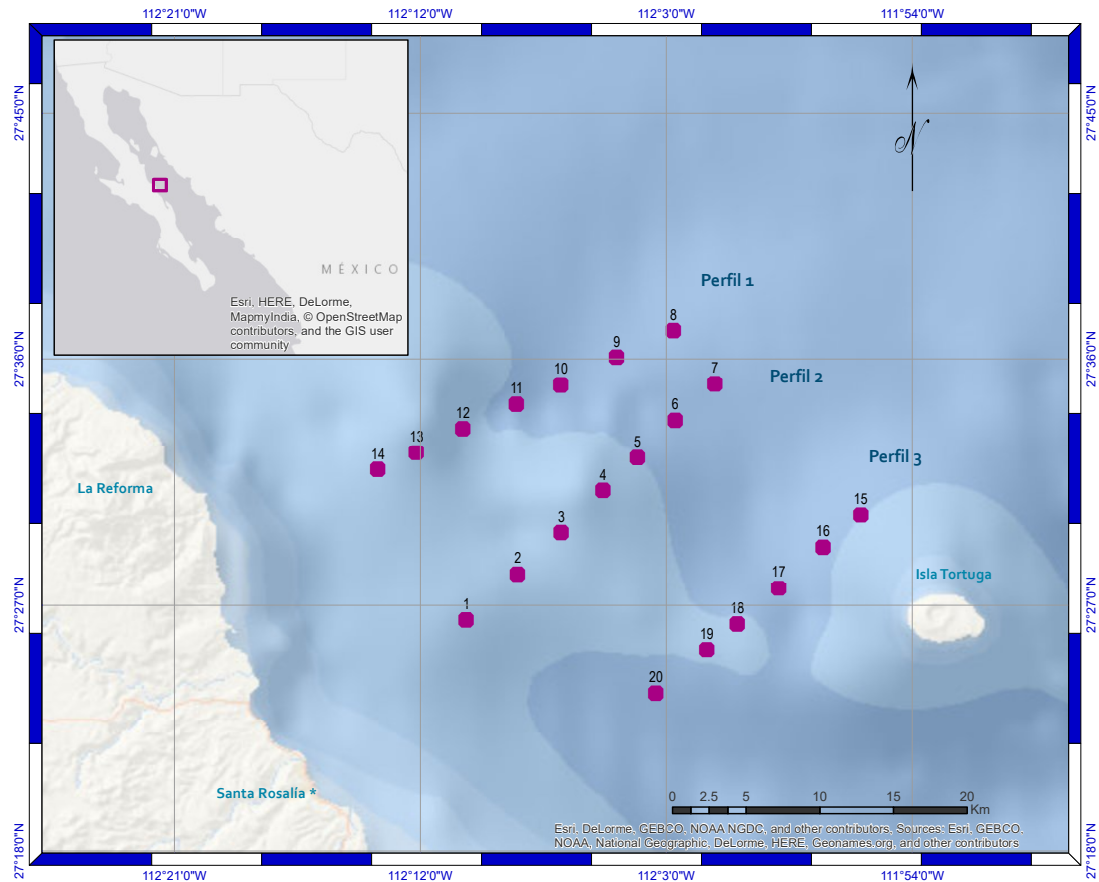


Figura 13. Ubicación de los instrumentos de medición en tres perfiles dentro de la zona de estudio.

La instalación de los 20 equipos de medición se realizó durante los días 3 y 4 de mayo del 2016, se dejaron midiendo durante 18 días en el fondo oceánico con una frecuencia de muestreo de 125 Hz, y la recuperación de los instrumentos se realizó el día 01 de junio del mismo año.

Durante el crucero también se realizaron mediciones de batimetría, pues estos datos son necesarios y muy importantes para la inversión de los datos magnetotelúricos.

4.2 Instrumentación

Los instrumentos de medición que se utilizaron en este proyecto fueron creados en Scripps Institution of Oceanography (Constable, 2013); los diferentes componentes de estos receptores, conocidos como OBEM (*Ocean Bottom Electromagnetic receivers*), se pueden apreciar en la figura 14.

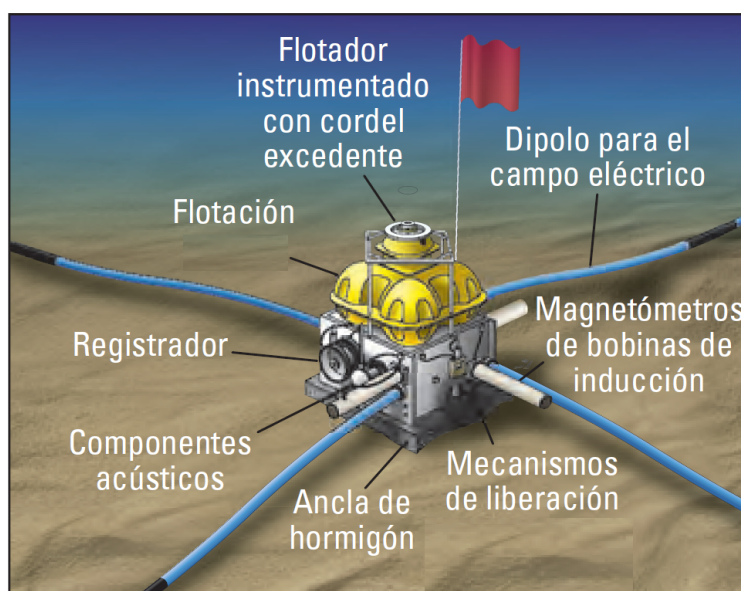


Figura 14. Componentes del equipo de medición OBEM (Modificada de Brady *et al.*, 2009).

El ensamble de estos equipos tiene 1 m por lado, aproximadamente, y pesa cerca de 100 kg. Constan de dos magnetómetros que miden las componentes horizontales del campo magnético natural. Los dos dipolos eléctricos que miden las componentes del campo eléctrico tienen 10 m de largo; también cuentan con un dipolo de 1.5 m para medir la componente vertical, sin embargo, no fue medida en este estudio.

El equipo va anclado a una plancha de concreto de 200 kg, para que pueda sumergirse y minimizar su movimiento en el piso oceánico; esto es importante porque los magnetómetros, al estar expuestos a movimiento, generan ruido.

Los sensores están conectados al registrador (Fig. 15), un dispositivo electrónico que se coloca dentro de un cilindro al vacío. La primera función de este dispositivo es contener todas las instrucciones de medición, tales como la fecha y hora de inicio de la adquisición de datos, la frecuencia de muestro, entre otras. En la figura 16 se muestra el funcionamiento conceptual de registro, donde las mediciones de campo

eléctrico y magnético son amplificadas, después son convertidas a una señal digital y posteriormente son grabadas en una tarjeta de memoria *flash*, donde también se registra la hora de medición.

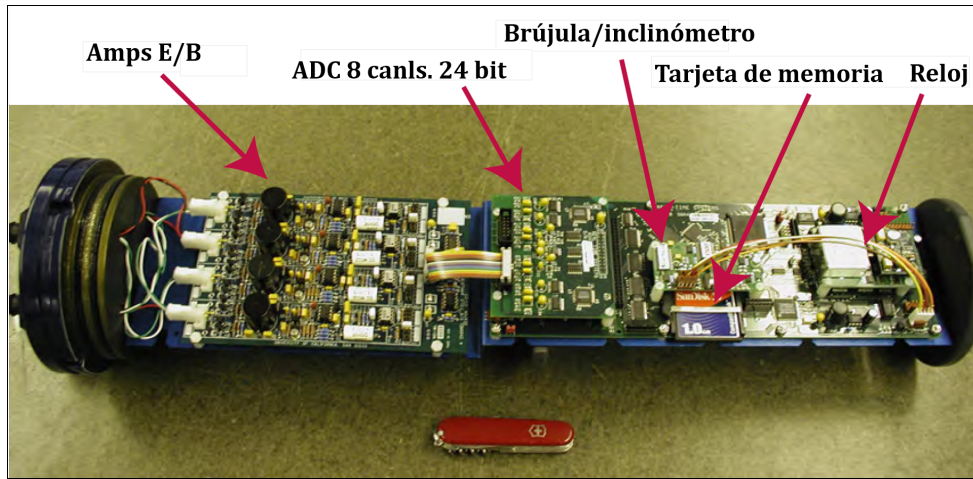


Figura 15. Componentes del registrador (Cortesía de Steven Constable).

Como se mencionó anteriormente, conocer la orientación de los equipos es de gran importancia para realizar el procesamiento tradicional de los datos y tener modelos correctos. Debido a esto, otro dispositivo que se coloca en el registrador es una brújula-inclinómetro que mide la orientación cada hora; para este estudio se midió durante las 24 horas posteriores al despliegue del OBEM, que es tiempo suficiente para que el equipo se estabilice en el piso oceánico, sin embargo, puede programarse para que mida por más o menos tiempo.

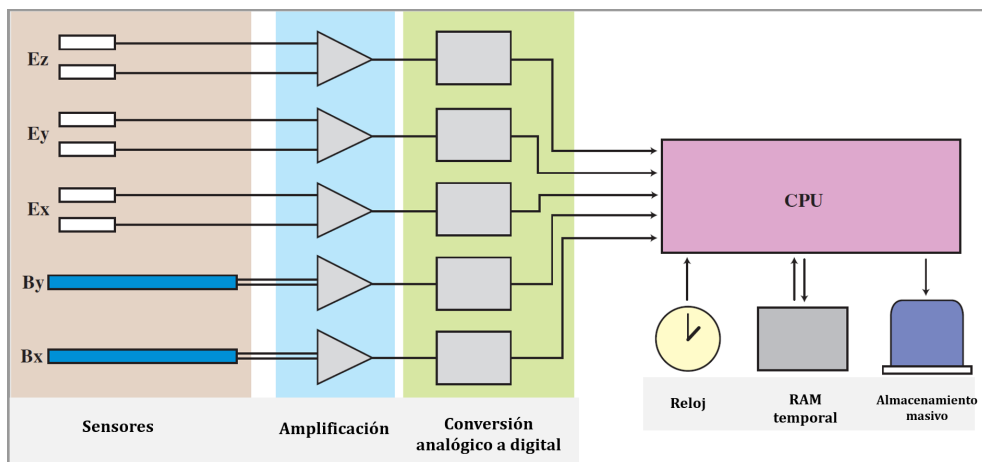


Figura 16. Funcionamiento conceptual del registrador (Modificada de Constable, 2013).

Para la recuperación, el equipo cuenta con un sistema de liberación acústica, una señal es enviada desde el barco y al ser detectada por el equipo, se desengancha de la placa de concreto. Además, tiene un sistemas de boyas que le permite salir a flote a una velocidad aproximada de 20 m/min.

4.3 Procesamiento

El procesamiento de los datos fue realizado con una paquetería de códigos hechos en MATLAB, fortran y C, desarrollados también en Scripps Institution of Oceanography.

Los pasos más importantes en el procesamiento se mencionan a continuación:

- Visualizar datos. Las series de tiempo de los datos crudos permiten tener una primera idea sobre la calidad de los mismos. En este estudio se registraron 7 canales que se muestran en la figura 17, de los cuales son dos para los campos magnéticos, H_x y H_y ; dos de los campos eléctricos acoplados en corriente alterna AC, E_x y E_y ; dos de campos eléctricos acoplados en corriente directa DC y el último corresponde a un hidrófono. Para el análisis y procesamiento de los datos MT únicamente son de interés los primeros cuatro.

A lo largo de todas las series de tiempo se observa ruido, posiblemente asociado a la marea y a corrientes, este tipo de ruido no resulta ser un problema grave pues es eliminado o minimizado fácilmente con el procesamiento. Sin embargo, en la figura 17 se pueden observar tres pulsos grandes en casi todos los canales, los cuales aparecen intermitentemente a lo largo del registro de todos los instrumentos. Estos pulsos son más grandes en los canales magnéticos y en el hidrófono, lo cual sugiere fuertemente que está asociado al movimiento del instrumento.

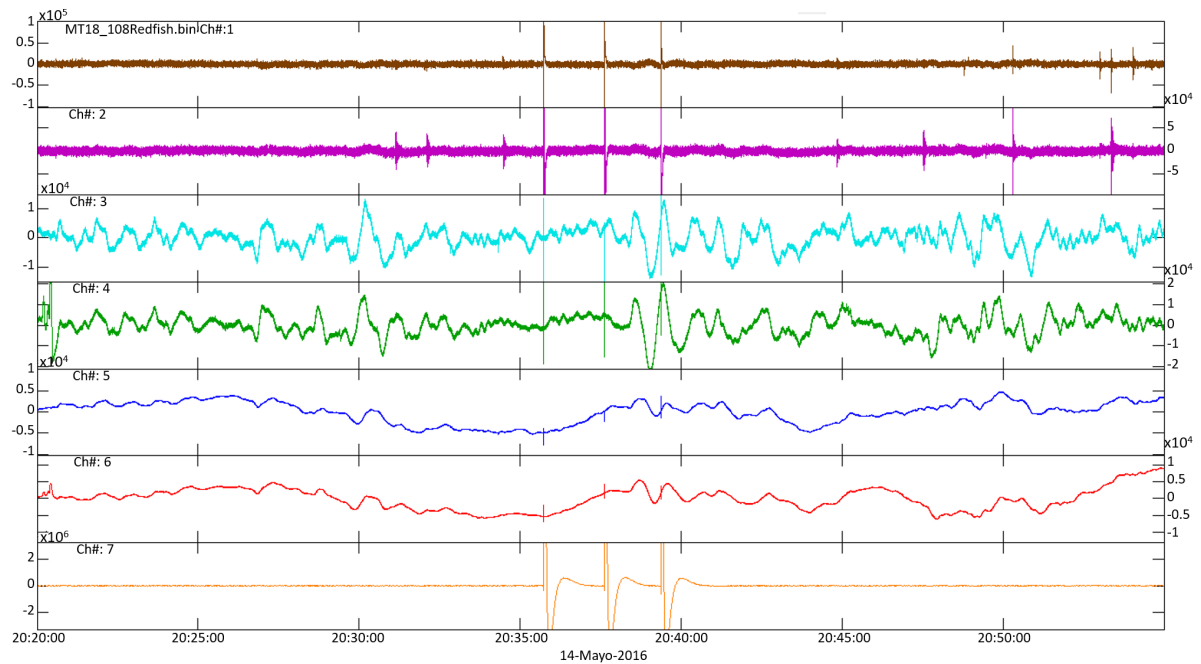


Figura 17. Visualización de 35 minutos de registro del instrumento no. 18 en 7 canales: H_x , H_y , EX_{AC} , Ey_{AC} , EX_{DC} , Ey_{DC} e Hidrófono (en ese orden, de arriba hacia abajo). Al centro se observan grandes pulsos que aparecen intermitentemente en todo el registro.

- Obtener espectrogramas. Se aplica la Transformada rápida de Fourier (FFT, por sus siglas en inglés) a la señal, para pasar del dominio del tiempo al de frecuencias. Los espectrogramas muestran cómo cambia el contenido de frecuencia (eje y) de una señal con respecto al tiempo (eje x). En éstos también puede analizarse la calidad de la señal detectando los intervalos de tiempo con buenos datos y los ruidosos.

En la figura 18 se muestran los espectrogramas correspondientes a los cuatro canales de interés del sitio 16, donde los canales magnéticos H_x y H_y (1 y 2, respectivamente) presentan muchos pulsos o picos en frecuencias altas, este tipo de ruido se presenta en los canales magnéticos de todos los sitios, ya que son muy sensibles al movimiento. El canal 4, correspondiente a la componente E_y del campo eléctrico, es un buen ejemplo de datos con buena calidad pues se observa mayor contenido de bajas frecuencias y no hay pulsos o bandas ruidosas. Por otro lado, el canal 3, E_x , se observa completamente saturado en todas las frecuencias y a lo largo de todo el tiempo de registro, por lo que el alto ruido en este canal puede estar relacionado con fallas en el equipo, ya sea por una mala conexión del cableado o problemas electrónicos.

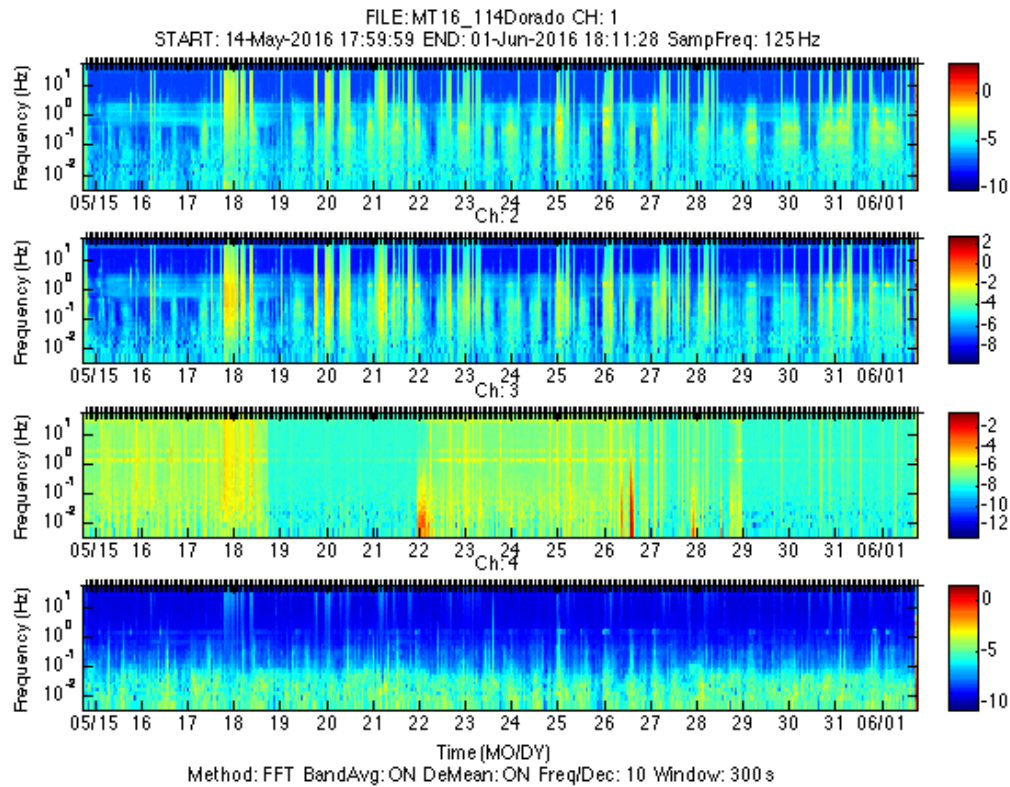


Figura 18. Espectrogramas del instrumento 16 para los cuatro canales, H_x , H_y , E_x y E_y , respectivamente.

- Calcular Coeficientes de Fourier. Las series de tiempo son divididas en pequeñas ventanas, se aplica la Transformada rápida de Fourier para pasar al dominio de las frecuencias y se calculan los coeficientes de Fourier para todas las ventanas, que son traslapadas y promediadas. Después, los datos son diezmados en el número de niveles que se desee, con el fin de reducir el tiempo de procesamiento, y se calculan nuevos coeficientes de Fourier.

Los coeficientes se representan en gráficos de tiempo contra frecuencia y muestran también la amplitud de la señal, para la que se utiliza el color como tercera dimensión. Anteriormente se dijo que la capa conductora del agua de mar atenúa las ondas de altas frecuencias, por lo tanto, se espera baja amplitud de la señal, mientras que la amplitud de las bajas frecuencias será mayor. En la figura 19 se muestran los coeficientes de Fourier de las señales del instrumento 18, donde se observa ese contraste esperado de amplitud entre altas y bajas frecuencias. De hecho, estos gráficos pueden ser útiles para estimar la frecuencia a partir de la cual los datos contienen información de calidad, por ejemplo, en estas figuras se observa que la señal con amplitud grande llega hasta 0.1 Hz aproximadamente.

Además, aquí también es evidente que los canales magnéticos están más ruidosos que los eléctricos. En caso de realizarse mediciones de fuente controlada (CSEM), pueden aparecer bandas muy saturadas en las altas frecuencias. Gracias a que los programas cuentan con interfaz gráfica, aquí pueden eliminarse manualmente las bandas y frecuencias ruidosas.

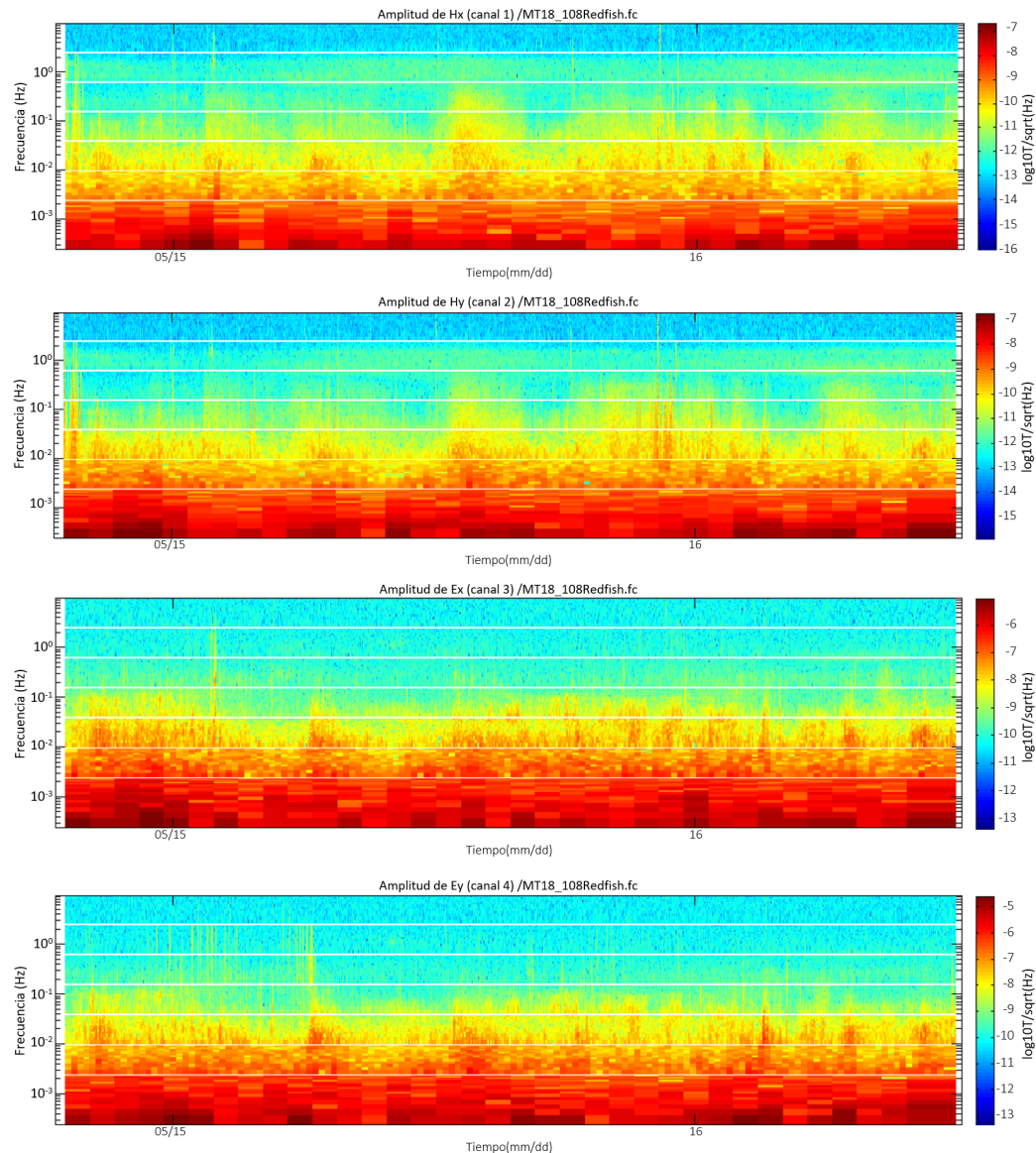


Figura 19. Coeficientes de Fourier para los cuatro canales del instrumento 18.

- Aplicar código multi-estación. En esta etapa se calcula el tensor de impedancias mediante el programa de estaciones múltiples (Egbert, 1997), que utiliza un esquema de procesamiento robusto basado en métodos estadísticos multivariados. Con este esquema se utilizan datos de todos los canales para mejorar las razones

señal-ruido y para diagnosticar posibles sesgos debido al ruido coherente.

Para aplicar este código es necesario que varias estaciones hayan registrado al mismo tiempo, es por esto que los 20 instrumentos se programaron para empezar a medir a la misma hora. Además, deben crearse grupos de 3 a 6 sitios para que sea efectivo este procesamiento; con dos instrumentos funciona pero se pierde la utilidad, mientras que con más de 6 solamente se hace más lento el proceso. Se recomienda agrupar dos o tres sitios con buena calidad y otros dos que sean muy ruidosos para que éstos tengan mejoras considerables.

Los archivos generados por el programa contienen los valores del tensor de impedancias, a partir de los cuales pueden ser graficadas las curvas de resistividad aparente y fase. En general, las curvas de resistividad aparente deben iniciar alrededor de $1 \Omega m$, que es el valor aproximado de los sedimentos marinos saturados, y las de fase alrededor de los 45° por ser un medio homogéneo.

4.3.1 Diagramas Polares

Una herramienta útil para el análisis de dimensionalidad son los diagramas polares, que son la representación gráfica de la amplitud de la impedancia. Cuando la resistividad de la estructura es 1D, es decir, que solo varía verticalmente, el diagrama que se obtiene es un círculo (Fig. 15a). En estructuras bidimensionales (Fig. 15b) se obtiene una forma como de cacahuete, donde el punto más elongado y su perpendicular corresponden a los valores de TE y TM o la antidiagonal del tensor de impedancias; para los mismos puntos, la forma de trébol que aparece en el interior tiene el valor de cero, lo que corresponde a la diagonal del tensor. Para estructuras 3D, la impedancia de la antidiagonal se comporta igual que en una 2D, alargándose paralela o perpendicularmente al *strike*, pero la impedancia de la diagonal se elonga en otra dirección cualquiera (Fig. 15c).

En estructuras 2D y 3D, la impedancia se elongará perpendicularmente a la dirección del *strike* si está sobre un resistivo, y sobre conductores se extenderá paralelo a la dirección del *strike* (Williams *et al.*, 2005).

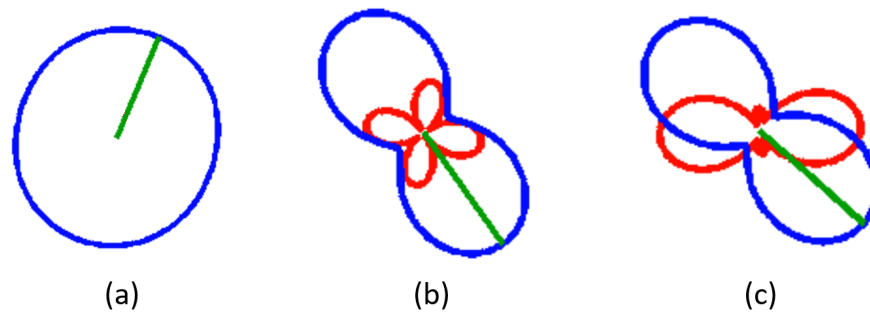


Figura 21. Diagramas polares. (a) 1D, (b) 2D, (c) 3D. La línea de color azul muestra el elemento de la anti-diagonal del tensor de impedancias, en este caso z_{xy} , y la línea roja corresponde al elemento de la diagonal, aquí z_{xx} .

En la figura 22 se muestran los diagramas polares de todos los sitios y para cada período, en éstos pueden observarse muchas características de los datos: hay diagramas distorsionados para todos los sitios desde 0.125 s y hasta alrededor de 10 s, esto se debe a que las altas frecuencias son atenuadas por la capa conductora del agua de mar; esos datos deben eliminarse porque la calidad no es buena y no proporcionan información real. También se observan diagramas mal definidos para casi todos los períodos de los sitios 4 y 14, lo cual es considerado ruido, ya sea por agentes externos o por problemas en el instrumento de medición; debido a que la calidad de los datos en estos sitios fue muy mala, y no pudo mejorarse con el procesamiento, fueron descartados para los modelos de inversión.

Después de los 10 s y hasta 40 s, aproximadamente, en la mayoría de sitios se observan diagramas casi circulares, lo que indica una estructura 1D. Se sabe que existe una relación, aunque no directa, entre frecuencia y profundidad, lo que lleva a pensar que estos diagramas pueden estar relacionados a los sedimentos marinos que son homogéneos y, por lo tanto, son unidimensionales. Después de los 40 s, se observan diagramas orientados claramente con dirección NW-SE, que es la misma dirección a la cual están orientados los montes volcánicos de la zona, mencionadas en la sección 2.3, la mayor parte son diagramas que indican una estructura 2D, pero también hay algunos 3D sobre todo en las frecuencias más bajas.

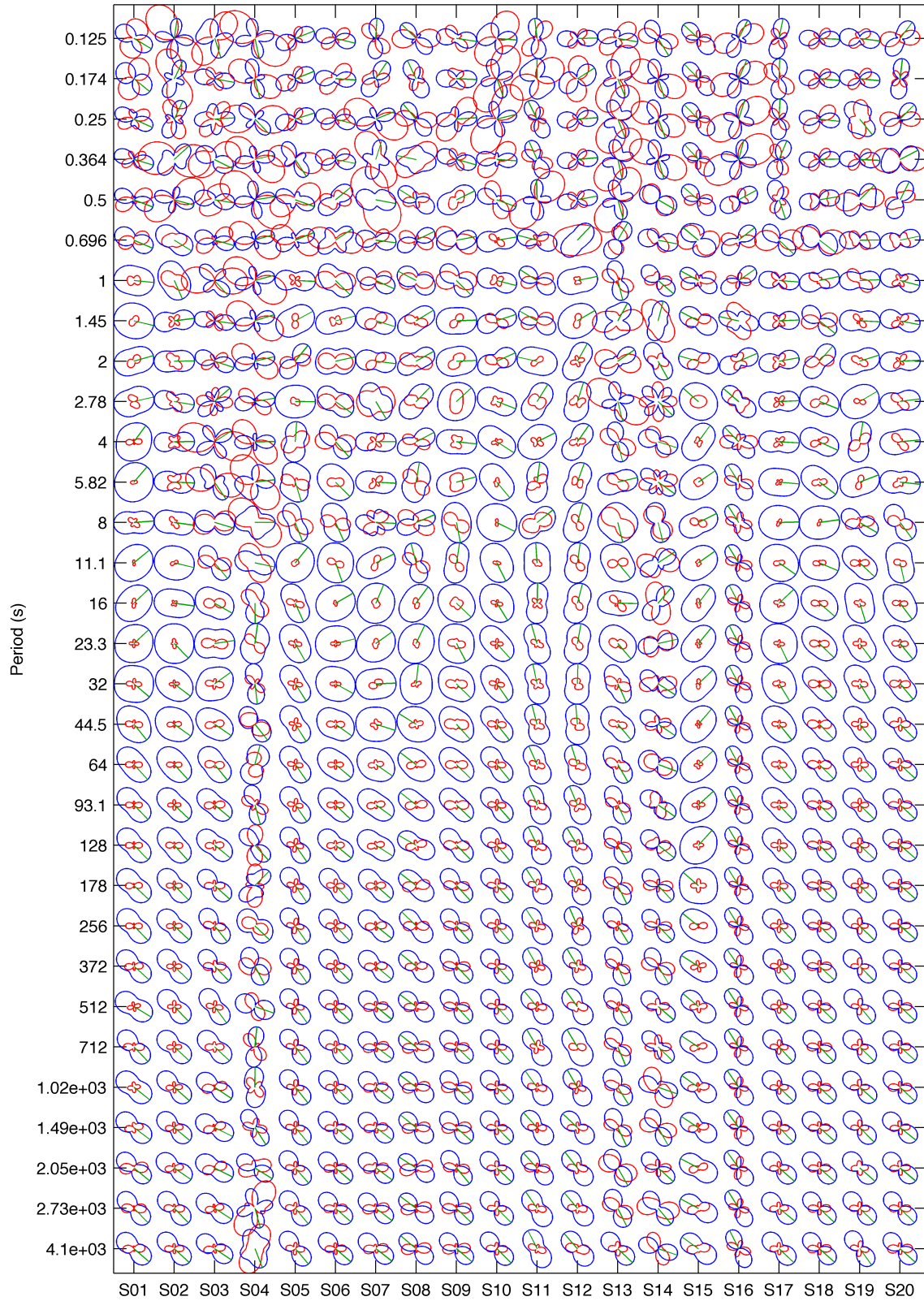


Figura 22. Diagramas polares de cada sitio (eje x) y para cada período (eje y). La línea azul muestra el elemento z_{xy} de la antidiagonal del tensor de impedancias, la línea roja corresponde al elemento z_{xx} de la diagonal y la línea verde indica la dirección del campo eléctrico.

4.3.2 Orientación

En el apartado de dimensionalidad (Cap. 3) se dijo que para un medio de dos dimensiones, el tensor de impedancias tendrá ceros en la diagonal y valores diferentes en la anti diagonal, siempre que el instrumento esté orientado hacia la dirección del *strike*. Por lo tanto, se requiere diseñar los estudios magnetoteléuricos con un sistema de referencia tal que los instrumentos sean orientados en la dirección del *strike*, que será el eje x, y la alineación de los sitios sea perpendicular, el eje y (Fig. 23).

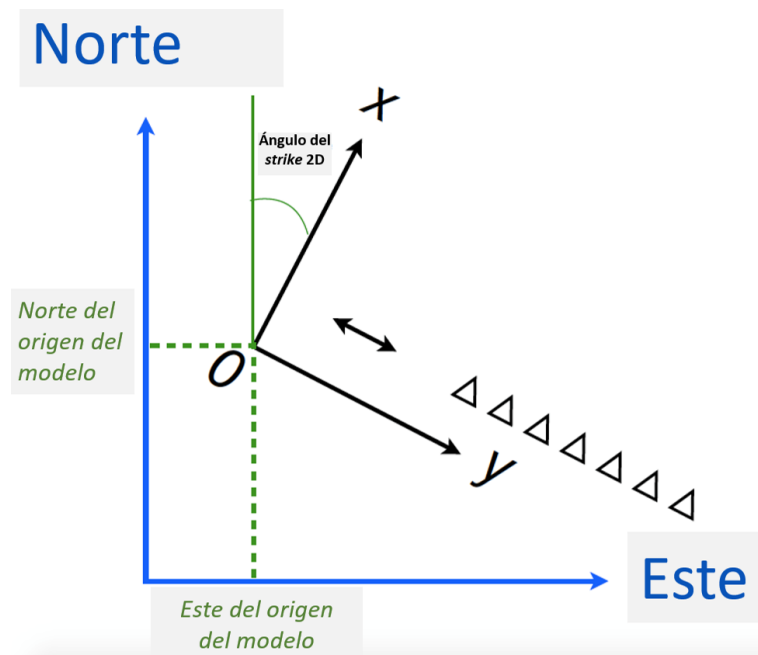


Figura 23. Sistema coordenado para un estudio MT 2D.

En los estudios magnetoteléuricos en tierra es fácil orientar los instrumentos, pero en los estudios marinos es imposible tener control sobre la posición del instrumento en el fondo marino, si se despliegan desde el barco. En estos casos, si los instrumentos quedan orientados en un ángulo cualquiera, diferente al del *strike*, el tensor de impedancias tiene valores en los cuatro elementos y se describe con la ecuación 26.

$$Z_{obs} = RZ_{2D}R^T \quad (26)$$

Donde R es una matriz de rotación que involucra el ángulo formado entre la dirección del *strike* y la del instrumento, por lo tanto, es necesario conocer la orientación de éste. Los OBEM tienen una brújula integrada para medir su orientación y también

tienen un inclinómetro para medir los ángulos de inclinación. Entonces, la matriz de rotación involucra los tres ángulos que describen la orientación del OBEM (Ecs. 27): el ángulo horizontal en sentido horario desde x , θ , y los ángulos de inclinación, α y β (Fig. 24).

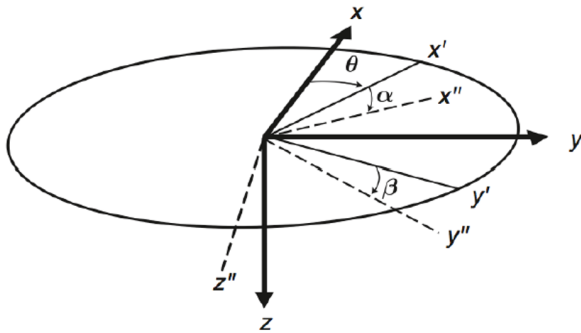


Figura 24. Ángulos que describen la orientación del receptor.

$$R = R_z R_{y'} R_{x''} \quad (27)$$

$$R_z = \begin{bmatrix} \cos(\theta) & -\sin(\theta) & 0 \\ \sin(\theta) & \cos(\theta) & 0 \\ 0 & 0 & 1 \end{bmatrix}$$

$$R_{y'} = \begin{bmatrix} \cos(\alpha) & 0 & -\sin(\alpha) \\ 0 & 0 & 1 \\ \sin(\alpha) & 0 & \cos(\alpha) \end{bmatrix}$$

$$R_{x''} = \begin{bmatrix} 1 & 0 & 0 \\ 0 & \cos(\beta) & -\sin(\beta) \\ 0 & \sin(\beta) & \cos(\beta) \end{bmatrix}$$

Realizar esta rotación del tensor de impedancias es necesario para calcular correctamente la resistividad aparente y su fase, y seleccionar también los modos TE y TM de manera adecuada. Estos cálculos ya están integrados en varias paqueterías de procesamiento de datos magnetoteléuricos, en el utilizado para este trabajo se permite seleccionar los sitios que conforman un perfil, dar la orientación de cada instrumento y rotarlos hacia el ángulo que se desee.

También es muy importante conocer la incertidumbre de nuestros datos, ésta generalmente también es calculada por los programas de procesamiento. Sin embargo es útil saber que puede ser calculada analíticamente mediante la teoría de propagación de errores; en el Anexo A.1 se desarrollan las fórmulas para este cálculo. Finalmente, los datos e incertidumbres son exportados a un archivo con formato de entrada para el código de inversión.

4.3.3 Modelo inicial

Además del archivo de datos, se requiere un modelo para iniciar la inversión, el cual debe tener tres elementos básicos (Fig. 25): 1. Capa de aire, que es importante por las ecuaciones a resolver en el modelo y debe ser suficientemente grande para cubrir las ondas de frecuencias muy bajas. 2. Capa de mar, que queda definida a partir de

0 metros y a profundidad limitada por la batimetría. 3. Piso oceánico, que también debe tener un espesor considerable para cubrir las bajas frecuencias, en el *software* se recomiendan 100 km.

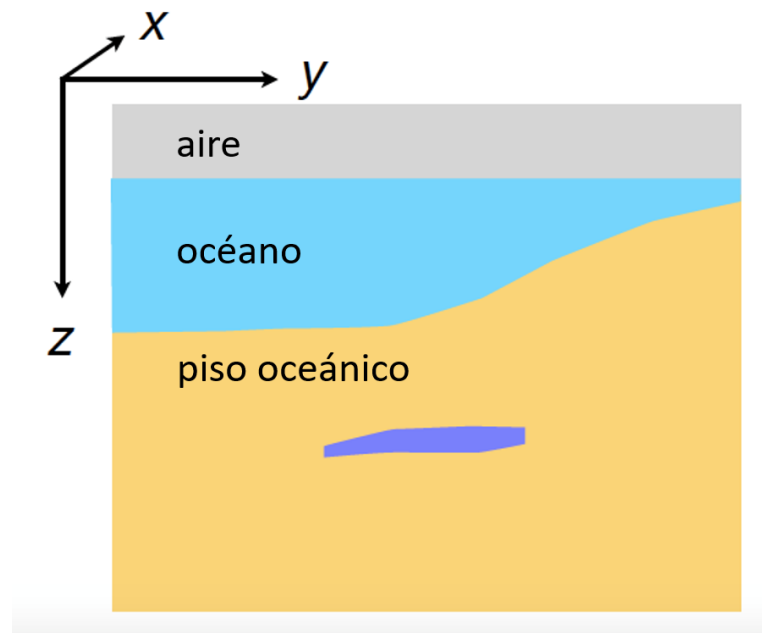


Figura 25. Elementos y geometría del modelo físico para un estudio MT marino.

Otro factor que debe considerarse es la batimetría, pues juega un papel importante en la transmisión de los campos eléctricos al subsuelo. Además, si la zona de estudio es cercana a los litorales, se presenta el efecto de costa, que es una alteración en los datos como consecuencia de la pendiente y el contraste de medios. Por esta razón, es recomendable extender los límites del modelo, en y y en z , varios kilómetros más allá de lo que abarca el estudio.

En los tres modelos creados se incluyó el perfil batimétrico de costa a costa del Golfo, que abarca alrededor de 125 km; la extensión total de los modelos en y fue de -300 a 300 km y en z de -100 a 100 km. La batimetría a detalle fue adquirida en la misma campaña de adquisición con la ecosonda SyQwest modelo Bathy-2010 PC, este equipo es un perfilador del subsuelo marino tipo CHIRP de alta resolución, es capaz de ofrecer hasta 8 cm de resolución en los sedimentos marinos con penetración de hasta 300 m, a una frecuencia estándar de 3.5 kHz (Díaz López, 2017). Se utilizaron solamente los datos de la extensión correspondiente a los instrumentos en cada perfil, mientras que la proyección de costa a costa se hizo con una base de datos batimétricos

de la NOAA (2017).

Una vez que se definieron los límites del modelo y los segmentos adicionales como la batimetría y estructuras conocidas, en caso de haberlas, se deben dar valores de resistividad a cada medio. Se sabe que el aire es un excelente aislante, por lo tanto, su resistividad eléctrica es muy alta, en el modelo se utiliza $1e^9 \Omega m$ por defecto o puede ser cualquier número mayor a éste; además debe especificarse que será un valor fijo, es decir, que no debe ser modificado por la inversión. Para el agua de mar se utiliza $0.3 \Omega m$ como el valor estándar, pero algunas veces se realizan mediciones directas de conductividad para conocer el valor en esa zona; este valor debe ser fijo también. En el piso oceánico, se sabe que los sedimentos marinos saturados tienen una resistividad aproximada de $1 \Omega m$, valor utilizado en nuestros modelos iniciales; sin embargo, puede utilizarse otro valor o incluso distintos valores a profundidad, si se tiene información de basamento u otras estructuras.

Finalmente se debe crear el mallado que determinará el número de elementos para la inversión, el *software* tiene un herramienta para la creación de elementos con tamaño definido por el usuario. En el método MT hay menos resolución a mayor profundidad, así que la manera más eficiente de crear la malla es con triángulos pequeños en la parte somera y cercana a los instrumentos de medición, y que sean más grandes conforme aumenta la profundidad y la distancia lateral hacia los instrumentos. En la figura 26 se muestra un ejemplo del modelo inicial para el perfil 1, con la batimetría de costa a costa y los elementos triangulares que crecen conforme se alejan de la zona de medición.

En los modelos iniciales para cada perfil se establecieron cuatro zonas: la primera abarca, horizontalmente, la extensión de los instrumentos de medición y del piso oceánico hasta tres kilómetros de profundidad, en la vertical, en esta zona los triángulos tienen 300 m de lado aproximadamente. La segunda zona abarca 1 km más en cada lado de la anterior, y verticalmente hasta los 6 km, donde los triángulos tienen alrededor de 700 m de lado. La tercera zona cubre la batimetría de costa a costa (aprox. 125 km) y 12 km de profundidad, con triángulos con 1500 m por lado, aprox. Finalmente se define otra zona con una extensión horizontal muy grande, alrededor de 300 km, y 40 km de profundidad, donde los triángulos miden 10 km por lado aproximadamente. Los triángulos que se forman fuera de esta última zona, serán tan grandes

como sea posible. Es importante mencionar que la dimensión de los triángulos es una referencia, sin embargo, como se observa en la figura 26, no todos son del mismo tamaño ni son equiláteros sino que se van adaptando según el área disponible. Esto es una de las características del código de inversión y representa una ventaja para la solución de los modelos, tal como se menciona con mayor detalle en el apartado siguiente.

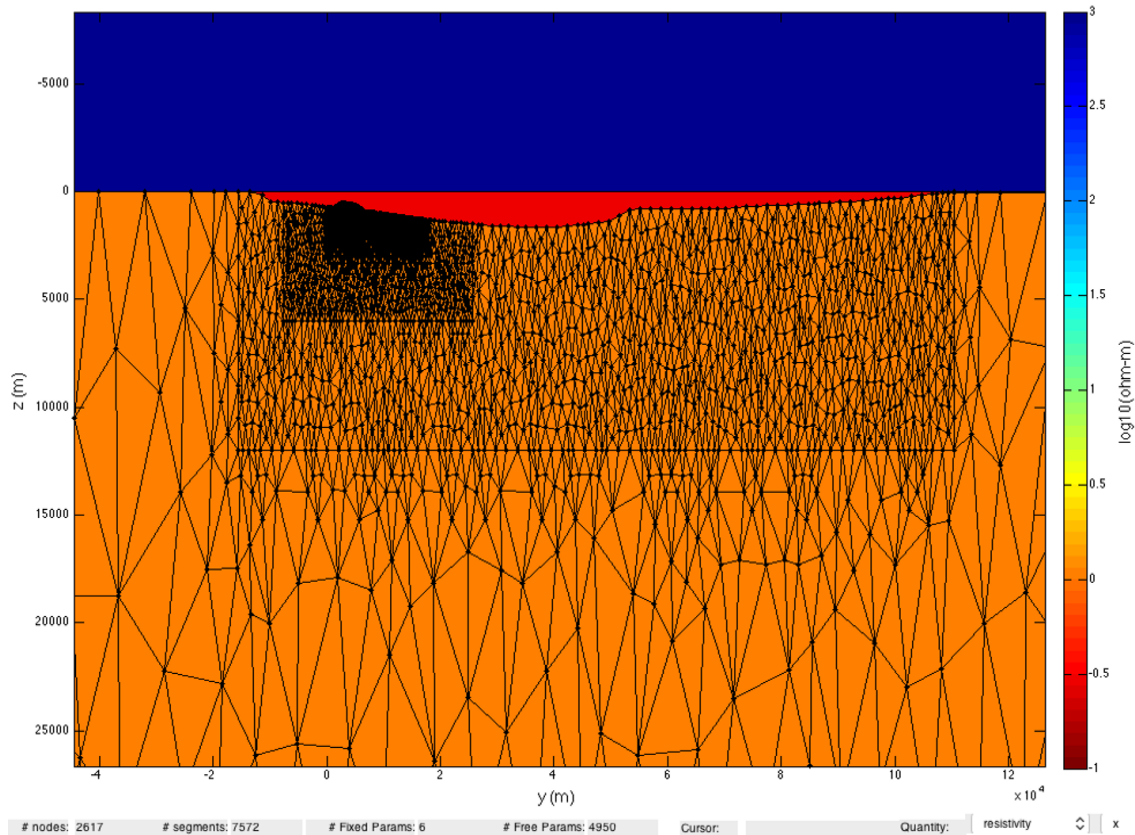


Figura 26. Modelo inicial para el perfil 1, con los tres medios: aire en azul (muy resistivo), océano en rojo (muy conductor), piso oceánico en anaranjado (conductor). Malla con triángulos que son pequeños en la zona cercana a los instrumentos y que aumentan de tamaño conforme se alejan de esa zona.

4.4 Inversión de datos MT

La inversión de los datos magnetotelúricos marinos de este proyecto se realizó con el software MARE2DEM (*Modeling with Adaptive Refined Elements for 2D Electromagnetics*) (UCSD, 2014) que es un código de elemento finito adaptativo para el modelado 2D. Fue desarrollado por apoyo financiero de *Seafloor Electromagnetic Methods Consortium* (SEMC). El objetivo inicial del código fue de aplicación a datos electromagnéticos marinos, principalmente fuente controlada (CSEM, por sus siglas en inglés) y

magnetotelúricos, sin embargo, también es posible utilizarlo para datos terrestres.

Para los cálculos directos se utiliza el método de elementos finitos adaptativos (Key y Ovall, 2011), el cual puede encontrar rápidamente soluciones de alta precisión para modelado electromagnético de fuente controlada y magnetotellurico bidimensional. El mallado triangular no estructurado que se crea en el modelo inicial permite la discretización eficiente de dominios complejos tales como los que incluyen topografía, capas inclinadas y estructuras de múltiples escalas.

Otras características del software se enlistan a continuación:

- Inversión no lineal mediante una nueva implementación más rápida del método de Occam (Constable *et al.*, 1987).
- Modela transmisores y receptores en ambientes marinos, terrestres y en pozos, pero aún no está configurado para aéreos.
- Está paralelizado para computadoras portátiles y para grandes *clusters*. El código directo utiliza una descomposición de datos que permite la paralelización del algoritmo, de manera que la velocidad de ejecución aumenta linealmente con el número de procesadores. El código de inversión realiza operaciones matriciales densas en paralelo de manera eficiente utilizando la biblioteca ScaLAPACK.
- Cuenta con un software para la construcción de modelos (Mamba2D) en MATLAB.
- Cuenta con funciones de MATLAB para representación gráfica de los modelos de inversión y respuestas.

4.5 Solución Cuadrática

Como se mencionó anteriormente, en los estudios magnetotelúricos marinos es imposible tener control de la posición con que caen los instrumentos en el fondo marino, por lo que se utilizan brújulas electrónicas en los equipos para hacer las rotaciones pertinentes durante el procesamiento. Sin embargo, siempre existe la posibilidad de que las brújulas fallen y no se tenga esta información, como reportó Avilés Esquivel (2016), lo cual complica la aplicación del procesamiento tradicional y deja dudas sobre la confiabilidad de los modelos.

Hasta ahora, se ha presentado el tratamiento convencional de las señales magnetotélúricas y la manera de obtener los datos de resistividad aparente y fases. Cuando la distribución de conductividad es compleja, es común que los datos presenten efectos de distorsión que son independientes de la frecuencia, los cuales son llamados comúnmente **efectos galvánicos**, y que resultan en datos incorrectos. Esto ha llevado a múltiples investigaciones para tratar de quitar la dependencia y los efectos de distorsión. Una de las líneas de trabajo es el uso de los **invariantes rotacionales** (Szarka y Menvielle, 1997).

Regresaremos un poco hacia la parte teórica, para hablar sobre el método de Solución Cuadrática desarrollado por Gómez-Treviño *et al.* (2014), que consiste en recuperar las amplitudes del tensor de impedancias libres de distorsión por *strike*, *twist* y *shear*, y además las fases libres de efecto estático. Para ello, los autores obtienen una ecuación cuadrática que depende de dos invariantes del tensor de impedancias, llamados serie y paralelo, inmunes a algunos parámetros de distorsión. A continuación se explica brevemente el desarrollo teórico del método, para mayor detalle ver la referencia citada.

Se trabaja con tres invariantes del tensor de impedancias, Z_d es el determinante de Z (Berdichevsky, 1976), Z_s es la impedancia serie (Szarka y Menvielle, 1997) y Z_p es la impedancia paralelo (Romo *et al.*, 2005).

$$Z_d^2 = Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx} \quad (28)$$

$$Z_s^2 = \frac{1}{2}(Z_{xy}^2 + Z_{xx}^2 + Z_{yx}^2 + Z_{yy}^2) \quad (29)$$

$$Z_p^2 = 2 \frac{(Z_{xy}Z_{yx} - Z_{xx}Z_{yy})^2}{Z_{xy}^2 + Z_{xx}^2 + Z_{yx}^2 + Z_{yy}^2} \quad (30)$$

Y se llamarán ρ_d , ρ_s y ρ_p a las correspondientes resistividades aparentes obtenidas a partir de la ecuación 31, que difiere de la forma tradicional (Ec. 8) en que no se eleva al cuadrado el valor absoluto de Z , sino la impedancia misma, lo que da como resultado resistividades aparentes complejas.

$$\rho = \frac{Z^2}{\omega\mu} \quad (31)$$

Los invariantes no son independientes entre sí, $\rho_d = \sqrt{\rho_s \rho_p}$. Además, en un medio 2D, los invariantes ρ_s y ρ_p son los mismos que aquellos calculados con el tensor rotado a la dirección principal, donde la diagonal es cero.

Los autores obtienen las soluciones de una ecuación cuadrática, que se expresan como:

$$\rho_{\pm} = \rho_s \pm \sqrt{\rho_s^2 - \rho_s \rho_p \epsilon^2}. \quad (32)$$

La ecuación 32 es independiente de la dirección del *strike*, inmune al *twist* y requiere el valor correcto de *shear*, ϵ , (Groom y Bailey, 1989) para el cual también proponen un procedimiento. En los estudios marinos no se han reportado problemas por este tipo de distorsión, y por lo tanto $\epsilon^2 = 1$.

En el presente trabajo también se calcularon los datos de resistividad aparente y fase mediante esta ecuación, con el fin de comparar los resultados y comprobar la ventaja de su uso en estudios marinos.

Para el cálculo de las incertidumbres asociadas a los datos $\rho_{\pm}$ y $\phi_{\pm}$, se utilizó y modificó el código de propagación de errores (cortesía de Enrique Gómez-Treviño y Yuhnuhen Muñíz), cuyo desarrollo matemático se puede encontrar en el trabajo de Muñíz *et al.* (2017). Este algoritmo necesita las incertidumbres asociadas a ρ_{TE} , ρ_{TM} , ϕ_{TE} y ϕ_{TM} , y para calcularlas también se programó un código con las fórmulas obtenidas del análisis de propagación de error (Anexo A).

Se seleccionaron los modos correspondientes adecuados para ρ_+ y ρ_- y se realizó la inversión con los mismos parámetros utilizados en la inversión de los datos calculados con la metodología tradicional.

Capítulo 5. Resultados y Discusión

A continuación se muestran los resultados de la inversión 2D de los tres perfiles mostrados en la figura 13, tanto los procesados de forma tradicional como de aquellos procesados con el método de solución cuadrática. En todos los perfiles se observa una pequeña parte de la capa de aire con la resistividad máxima, en azul, y el agua de mar con $0.3 \Omega\text{m}$ de resistividad, en rojo. Además, los triángulos blancos en el contacto agua - piso oceánico, indican la posición de los instrumentos de medición.

5.1 Inversión 2D del Perfil 1

El perfil 1 está orientado SW-NE, y está formado por los sitios 13 al 8, el primer sitio originalmente era el 14 pero tuvo que eliminarse debido a la mala calidad de los datos, posiblemente causada por problemas instrumentales. El primer rasgo que puede observarse en el modelo (Fig. 27), gracias a la batimetría, es un monte submarino que inicia en medio de los sitios 13 y 12, y termina en el sitio 11; lo cual coincide con la parte sureste del Alto Vírgenes.

5.1.1 Datos de ρ_a y ϕ

En el modelo (Fig. 27) se observan zonas someras muy conductoras, la primera por debajo del sitio 13, con 2 km de profundidad aproximadamente y termina antes del montículo. Después se observa nuevamente una anomalía conductora pequeña por debajo del sitio 11, que se hace más gruesa hacia la parte NE, alcanzando alrededor de 3 km por debajo del sitio 8 (más de 4 km con respecto al nivel del mar). La resistividad de sedimentos marinos saturados es de $1 \Omega\text{m}$ aproximadamente, con esta información podemos asociar nuestras anomalías conductoras a los sedimentos marinos. Se puede observar que debajo de cada instrumento se forman semi-círculos más conductores, esto se debe a que la sensibilidad entre los instrumentos es muy baja a poca profundidad, entonces el valor que prevalece en esas áreas es el del modelo inicial.

El montículo no presenta los mismos valores de alta conductividad que las zonas someras adyacentes, muestra una resistividad de 10 Ωm aprox. Este comportamiento es congruente ya que las rocas volcánicas son más resistivas que los sedimentos, aún cuando están saturadas también. Entre 4 y 12 km de profundidad se observa un cuerpo ligeramente más resistivo, con valores alrededor de los 50 Ωm , que parece «entrar» del oeste del perfil. La otra parte del modelo se ve homogénea con valores de 20 Ωm aproximadamente.

Sobre el modelo se muestran las curvas de resistividad aparente y fase, los datos observados como puntos, y los ajustes obtenidos de la inversión como líneas continuas. El color azul es para el modo TE y el rojo para el modo TM. Se puede observar que el sitio 13 tiene datos de no muy buena calidad, algunos tienen barras de error relativamente grandes (pero que pueden conservarse) y se encuentran fuera de la tendencia de la curva; además, fueron eliminados dos valores de ρ_{aTM} que tenían barras de error más grandes. Pese a esto, el ajuste respeta la tendencia, pues se le da menor peso a los datos con barras de error grandes, y solamente queda mal ajuste en los primeros períodos de ρ_{aTE} , donde arrojó un valor de mayor resistividad que la indicada por el dato.

En el sitio 12 fue necesario eliminar un dato de ρ_{aTE} , esta curva presenta algunas variaciones en la tendencia que no permiten tener claro si el ajuste está bien o debería estar más arriba. Los datos en ese sitio y en los demás tienen una muy buena calidad, con barras de error pequeñas y una tendencia suave de la curva.

Después de algunas pruebas, se determinó que el mejor valor objetivo de RMS para este modelo es 3.5, pues con un valor menor aumenta el número de iteraciones y la rugosidad no disminuye, es decir, no es posible encontrar un modelo más suave. Se muestran dos gráficas (Fig. 28), una del RMS del modelo en cada iteración y la otra de la rugosidad en cada iteración. En éstas se puede observar que el modelo se hace más rugoso conforme alcanza el RMS objetivo, pero cuando llega a ese valor empieza a suavizar el modelo hasta que ya no se encuentra un modelo con menor RMS ni más suave.

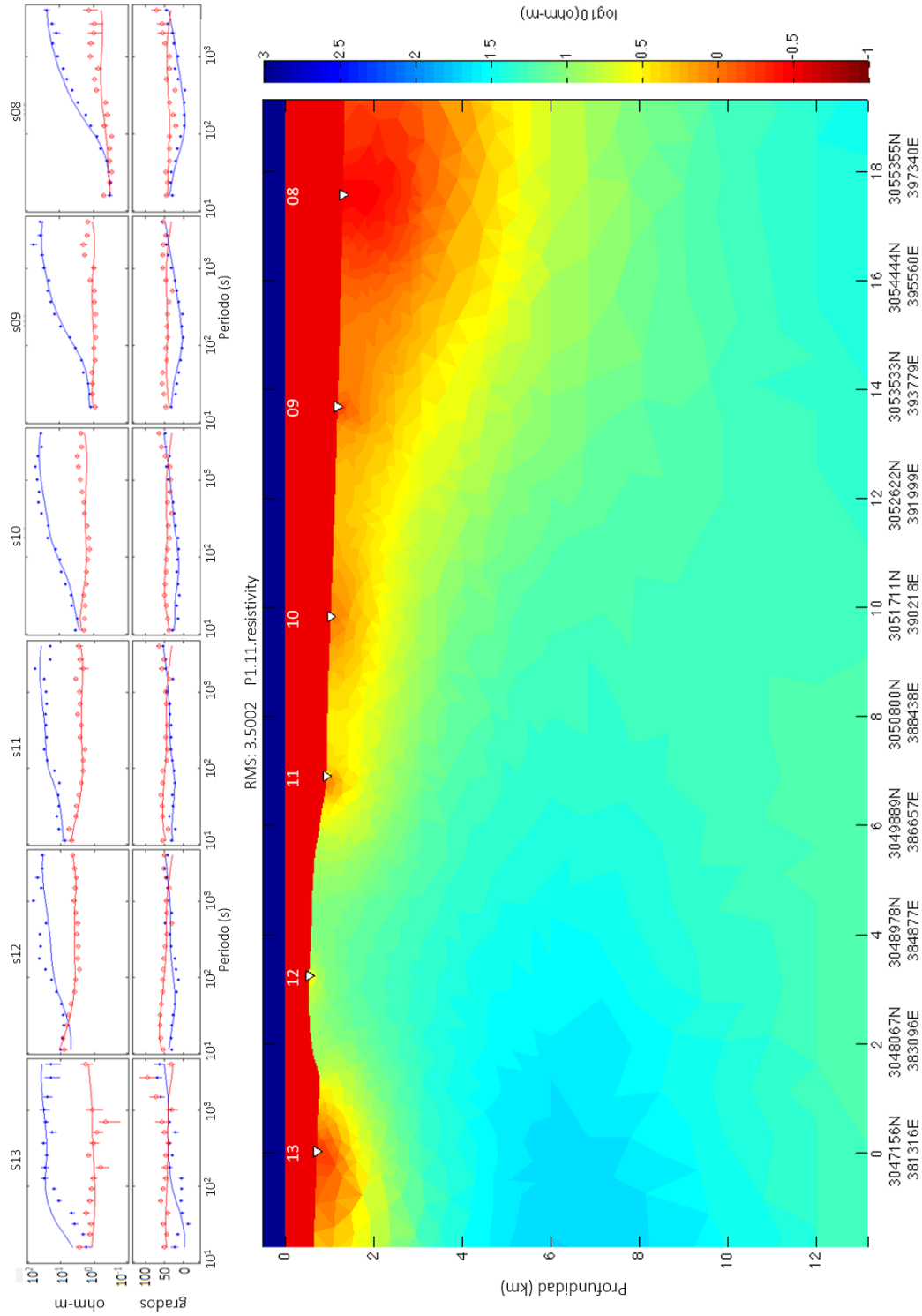


Figura 27. Modelo de inversión 2D del perfil 1 con datos TE y TM. En el eje horizontal se muestra la distancia en km y las coordenadas UTM; en el vertical es profundidad en km; en color se muestra la distribución de resistividad que mejor ajusta a las observaciones, con escala logarítmica que va de 0.1 a 1000 Ωm . Arriba del modelo se muestran los datos de resistividad aparente y fase observados (con puntos) en cada estación y los correspondientes ajustes obtenidos de la inversión (con líneas); el modo TE se muestra en color azul y el modo TM en rojo.

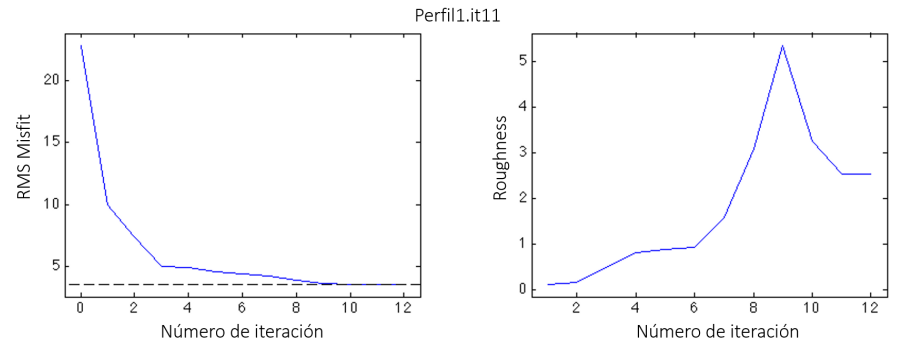


Figura 28. Parámetros de inversión del perfil 1 con datos TE y TM. Izquierda: Gráfica de RMS del modelo en cada iteración. Derecha: Gráfica de rugosidad del modelo en cada iteración.

5.1.2 Datos $\rho_{\pm}$ y $\phi_{\pm}$.

El modelo (Fig. 29) obtenido de la inversión presenta los mismos rasgos característicos en la distribución de resistividad que el modelo anterior, con una anomalía conductora somera que aparece desde el inicio del perfil a la izquierda y queda limitada justo por debajo del sitio 13, no al iniciar el montículo, como se ve en el modelo anterior. Además, la zona conductora por debajo de los sitios 10 al 8 se ve más homogénea y no resaltan tanto las «burbujas» debajo de cada instrumento.

Otra característica importante que resalta es el cuerpo resistivo, queda mucho mejor definido que en el modelo anterior, con valores de 100 Ωm aproximadamente. Esto también deja clara la tendencia del cuerpo que parece llegar desde el SW y desaparece debajo del edificio volcánico.

En las gráficas de respuestas en cada sitio, sobre el modelo, vemos que para el instrumento 13 se obtuvieron datos con una tendencia suave y barras de error pequeñas, sobre todo en la ρ_a , la calidad es mucho mejor que los datos del mismo sitio en el modelo anterior. Gracias a la mejora de calidad, el ajuste también mejoró considerablemente en los primeros periodos, donde el modelo anterior se había quedado en valores más altos de resistividad, lo que permitió que el cuerpo resistivo profundo se definiera mejor.

Para los demás sitios se observan algunas diferencias, aquí se obtuvieron barras de error más grandes en las fases de los últimos períodos, además para el sitio 12 y 11 el ajuste de las mismas no fue tan bueno como en los mismos sitios del modelo anterior.

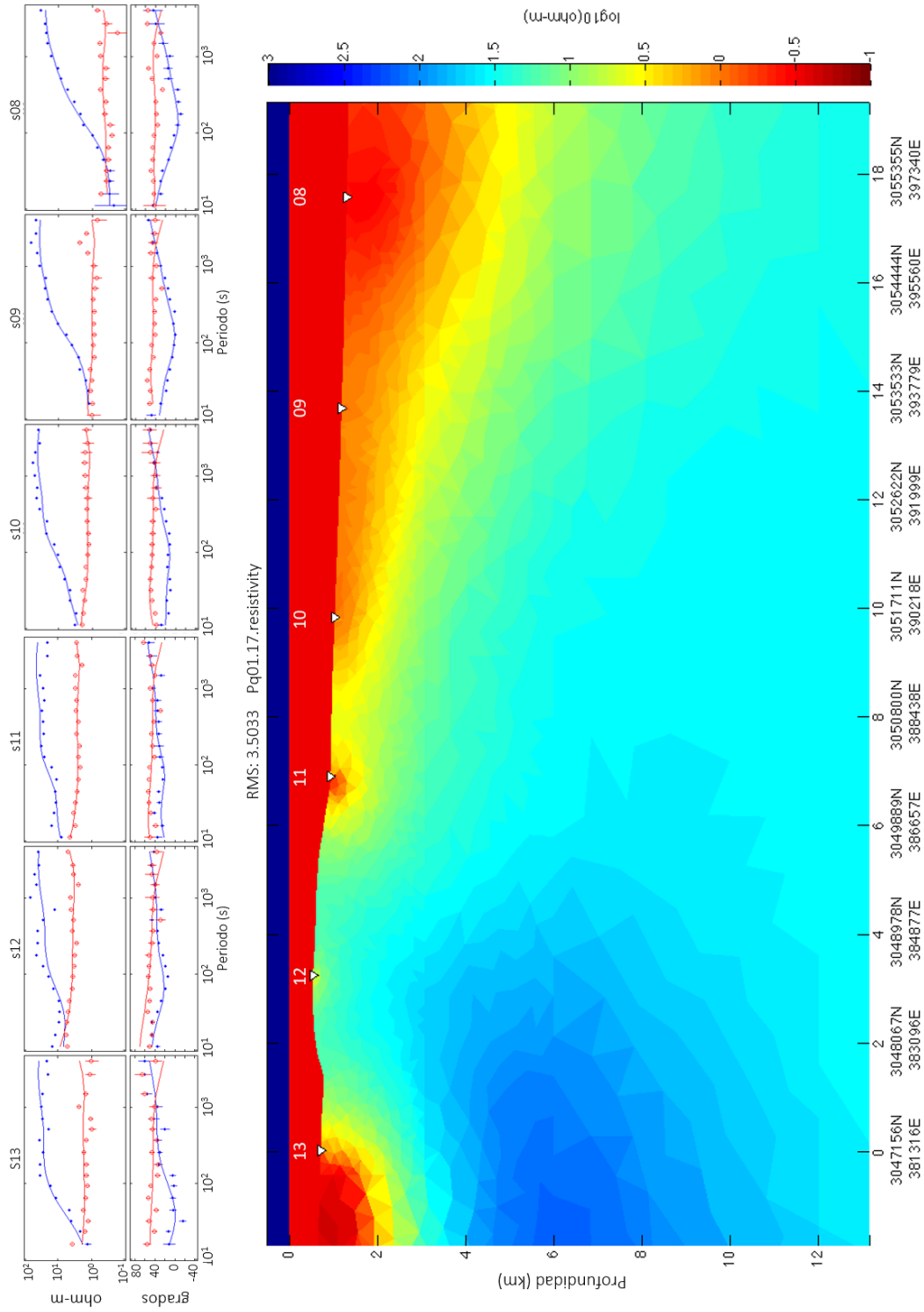


Figura 29. Modelo de inversión 2D del perfil 1 con datos $\rho_{\pm}$ y $\phi_{\pm}$. En el eje horizontal se muestra la distancia en km y las coordenadas UTM; en el vertical es profundidad en km; en color se muestra la distribución de resistividad que mejor ajusta a las observaciones, con escala logarítmica que va de 0.1 a 1000 Ωm . Arriba del modelo se muestran los datos de resistividad aparente y fase observados (con puntos) en cada estación y los correspondientes ajustes obtenidos de la inversión (con líneas); para fines de inversión se eligieron los correspondientes modos TE (en color azul) y TM (en rojo) para cada sitio.

En las resistividades aparentes se obtuvieron barras de error muy pequeñas y con una tendencia suave logrando un ajuste muy bueno también.

Para este modelo se utilizó el mismo valor objetivo de $RMS=3.5$, la inversión se detuvo después de 17 iteraciones en las cuales logró el valor objetivo y se logró un modelo suave, como se observa en la figura 30.

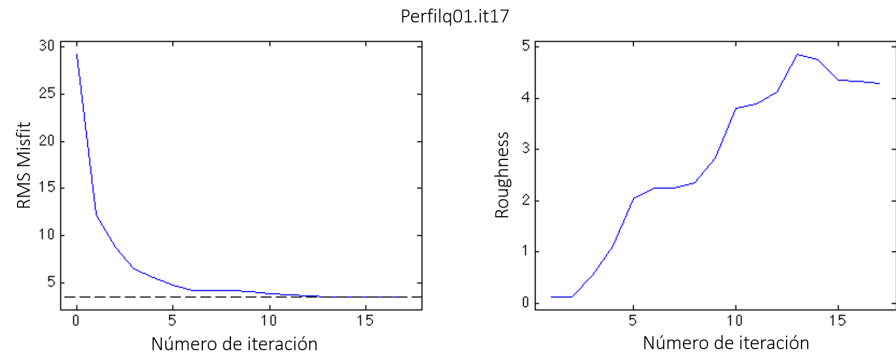


Figura 30. Parámetros de inversión del perfil 1 con datos $\rho_{\pm}$ y $\phi_{\pm}$. Izquierda: Gráfica de RMS del modelo en cada iteración. Derecha: Gráfica de rugosidad del modelo en cada iteración.

5.2 Inversión 2D del Perfil 2

El perfil 2 incluye los sitios 1 al 7, excepto el número 4 ya que fue eliminado por mala calidad de datos en todo el registro, problemas asociados a algún fallo en el instrumento. La batrimetría muestra otro edificio volcánico entre los sitios 3 y 5 que corresponde a la parte sureste del monte Reforma.

5.2.1 Datos de ρ_a y ϕ

En este modelo (Fig. 31) se observan dos zonas conductoras someras que inician con poco espesor a las orillas del montículo, con valores de $2 \Omega m$ aproximadamente y a una profundidad menor a los 2 km, por debajo del nivel del mar. Estas anomalías se hacen más conductoras ($\approx 0.3 \Omega m$) conforme se alejan del volcán y aumentan su espesor, alcanzando los 3 km de profundidad. Nuevamente el volcán presenta valores más altos con respecto a las zonas adyacentes a él, con una $\rho = 8 \Omega m$ aproximadamente.

A partir de los 6 km de profundidad y hasta más de 16 km, aparece también un cuerpo resistivo, con valores cercanos a los $300 \Omega m$. Al igual que en el modelo del

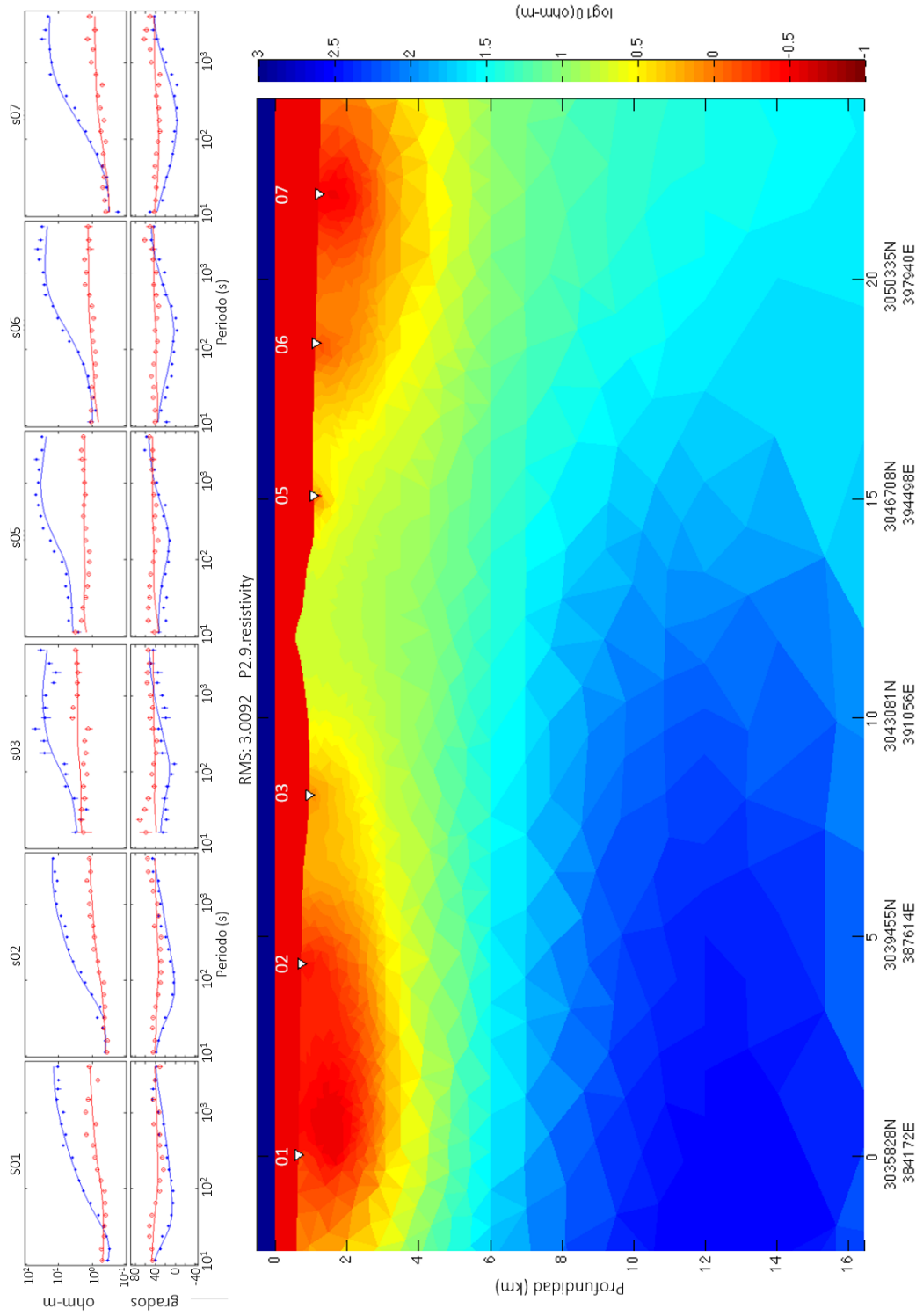


Figura 31. Modelo de inversión 2D del perfil 2 con datos TE y TM. En el eje horizontal se muestra la distancia en km y las coordenadas UTM; en el vertical es profundidad en km; en color se muestra la distribución de resistividad que mejor ajusta a las observaciones, con escala logarítmica que va de 0.1 a 1000 Ωm . Arriba del modelo se muestran los datos de resistividad aparente y fase observados (con puntos) en cada estación y los correspondientes ajustes obtenidos de la inversión (con líneas); el modo TE se muestra en color azul y el modo TM en rojo.

perfil 1, este cuerpo parece llegar desde el SW y desaparece debajo de los sitios 5 y 6, zona que corresponde a los límites del monte.

De las respuestas del modelo puede observarse que el sitio 3 tiene datos ligeramente dispersos y con barras de error grandes; a pesar de eso, el ajuste parece adecuado a la tendencia que deberían tener los datos. En los otros sitios, los datos tienen barras de error muy pequeñas y tienen una tendencia suave y bien definida, gracias a esto los ajustes son muy buenos en todos los casos.

También se muestran las gráficas de RMS y rugosidad (Fig. 32) donde se observa que mientras el RMS disminuye para alcanzar el valor objetivo, el modelo se hace más rugoso, pero una vez alcanzado se busca el modelo más suave que siga cumpliendo con la condición del RMS. El modelo mostrado fue alcanzado en 9 iteraciones, con un RMS=3.01 y rugosidad de 2.89.

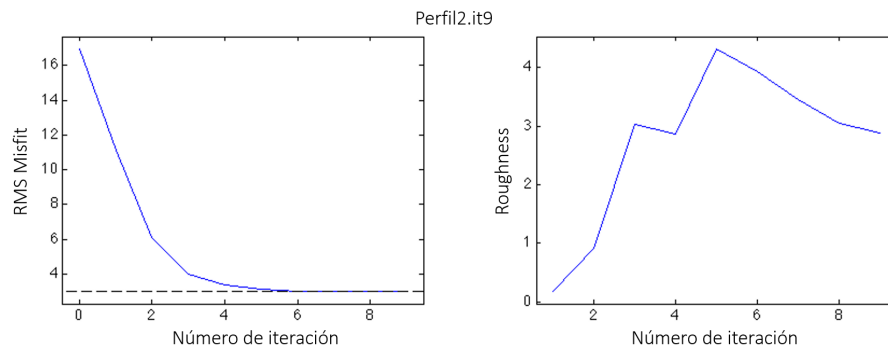


Figura 32. Parámetros de inversión del perfil 2 con datos TE y TM. Izquierda: Gráfica de RMS del modelo en cada iteración. Derecha: Gráfica de rugosidad del modelo en cada iteración.

5.2.2 Datos $\rho_{\pm}$ y $\phi_{\pm}$

En este modelo nuevamente se observan características muy parecidas al anterior, con las zonas conductoras someras notorias en los sitios lejanos al montículo, con resistividades de entre 0.3 y 0.5 Ωm . Debajo de los sitios 3 y 5 la resistividad aumenta a 3 Ωm , y para el montículo llega hasta 8 Ωm aproximadamente.

Después se ve una zona de transición en la cual la resistividad aumenta ligeramente conforme aumenta la profundidad, entre 3 y 6 km. Entonces aparece el cuerpo resistivo profundo, también observado en el modelo anterior, muy bien definido y con valores de resistividad alrededor de 100 y 500 Ωm . En este caso, no queda tan bien

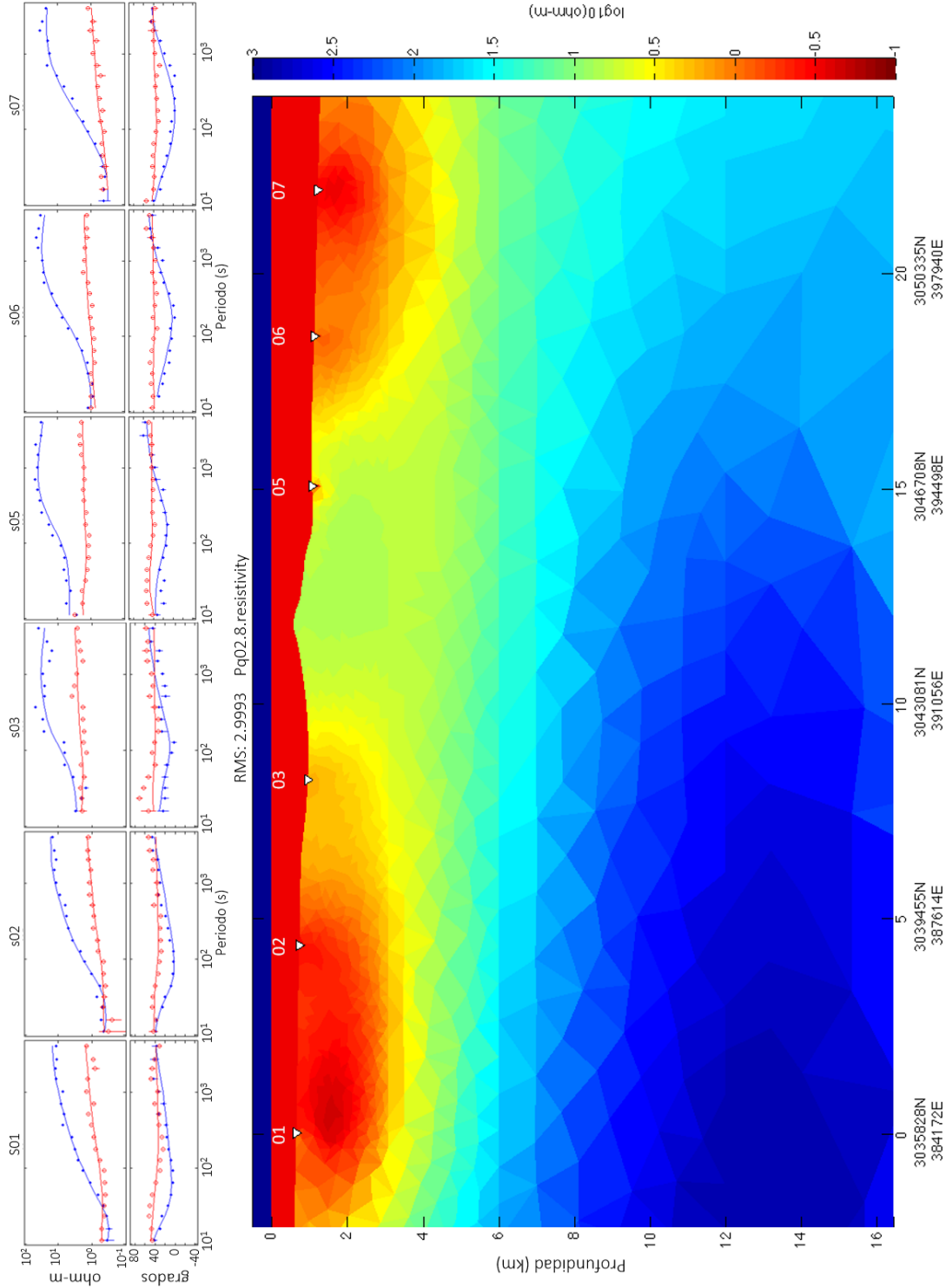


Figura 33. Modelo de inversión 2D del perfil 2 con datos $\rho_{\pm}$ y $\phi_{\pm}$. En el eje horizontal se muestra la distancia en km y las coordenadas UTM; en el vertical es profundidad en km; en color se muestra la distribución de resistividad que mejor ajusta a las observaciones, con escala logarítmica que va de 0.1 a 1000 Ωm . Arriba del modelo se muestran los datos de resistividad aparente y fase observados (con puntos) en cada estación y los correspondientes ajustes obtenidos de la inversión (con líneas); para fines de inversión se eligieron los correspondientes modos TE (en color azul) y TM (en rojo) para cada sitio.

definido horizontalmente como en el modelo anterior pero sí se nota ligeramente un límite del cuerpo cercano a la proyección del sitio 6 en la vertical.

A diferencia de los modelos anteriores, en éste, la gráfica de rugosidad (Fig. 34) no muestra el mismo máximo al alcanzar el RMS objetivo y un descenso posterior, sino parece que el proceso queda truncado. Sin embargo, posiblemente se debe a que se logra el ajuste deseado en muy pocas iteraciones, con el modelo más suave posible al mismo tiempo.

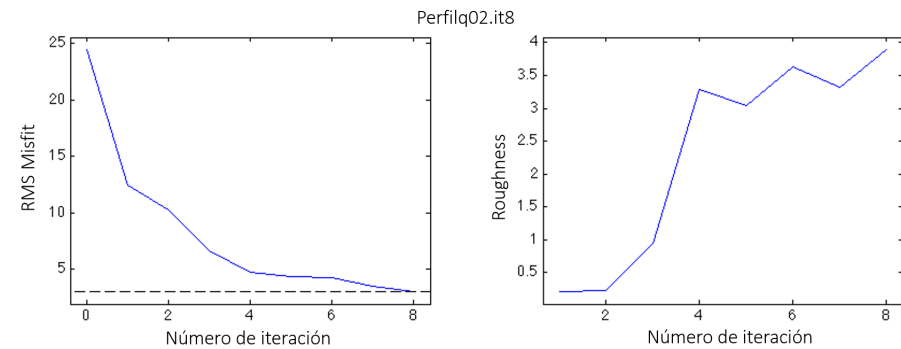


Figura 34. Parámetros de inversión del perfil 2 con datos $\rho_{\pm}$ y $\phi_{\pm}$. Izquierda: Gráfica de RMS del modelo en cada iteración. Derecha: Gráfica de rugosidad del modelo en cada iteración.

5.3 Inversión 2D del Perfil 3

Finalmente, el perfil 3 está compuesto también por 6 instrumentos, identificados con los números 20 al 15. El montículo no se ve tan claramente debido a la escala vertical pero inicia poco después del sitio 20 y termina antes del 18, ésta característica corresponde al monte Amet, el más pequeño de los edificios volcánicos alineados que se identifican en la zona.

5.3.1 Datos de ρ_a y ϕ

Este modelo (Fig. 36) presenta las características generales vistas en los perfiles anteriores, una zona conductora somera que es asociada, en primera instancia, a los sedimentos saturados con resistividades entre 0.3 y 1 Ωm ; inician en las orillas del montículo, haciéndose más gruesas conforme se alejan de él, en este caso alcanzan 2.5 km de profundidad. Aquí nuevamente se marcan las burbujas debajo de cada sitio y en especial una pequeña en el sitio 15 que tiene alrededor de 0.2 Ωm , este

comportamiento posiblemente sea un artificio de la inversión porque difícilmente los sedimentos serán más conductores que el agua de mar.

El cuerpo resistivo profundo aparece nuevamente con una resistividad de 100 Ωm aproximadamente, más discreto que en el perfil 2. Parece también que el cuerpo llega desde el SW, definido entre los 5 y 12 km de profundidad y, nuevamente, limitado horizontalmente por la ladera derecha del edificio volcánico. El resto de la parte profunda se ve muy homogéneo con alrededor de 30 Ωm de resistividad.

Los datos de todos los sitios que conforman este perfil tienen, en general, barras de error pequeñas y muestran una tendencia clara y suave, casi no hay puntos dispersos. Un detalle a destacar de estos sitios, y que ocurre también en la mayoría de los sitios en los demás perfiles, es que la fase Φ_{TM} en los periodos más altos tiende a incrementar pero el modelo nunca logra ajustar esa parte aunque la ρ_{TM} está razonablemente bien ajustada.

El modelo se obtuvo en 12 iteraciones, con un RMS=3.5 y rugosidad de 4.3. En las gráficas de la imagen 35 se observa que el valor objetivo se alcanzó y, aunque no es tan fuerte el suavizado como ocurrió en la inversión de los modelos anteriores, sí se encontró un modelo con un valor de rugosidad no tan alto, por lo que es un modelo aceptable.

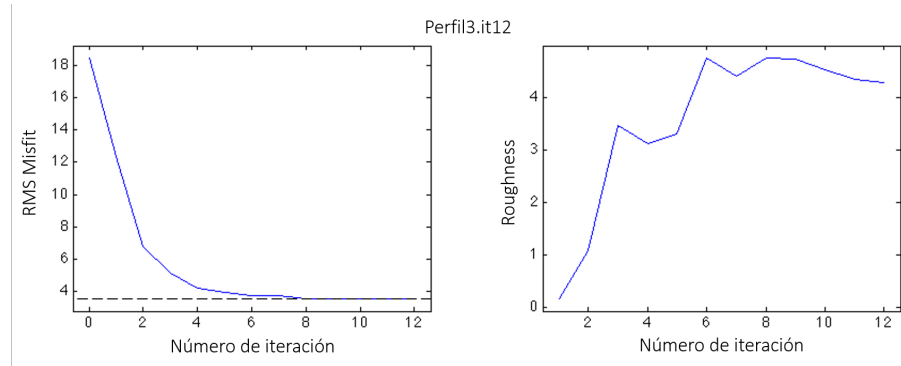


Figura 35. Parámetros de inversión del perfil 3 con datos de ρ_a y ϕ (TE y TM). Izquierda: Gráfica de RMS del modelo en cada iteración. Derecha: Gráfica de rugosidad del modelo en cada iteración.

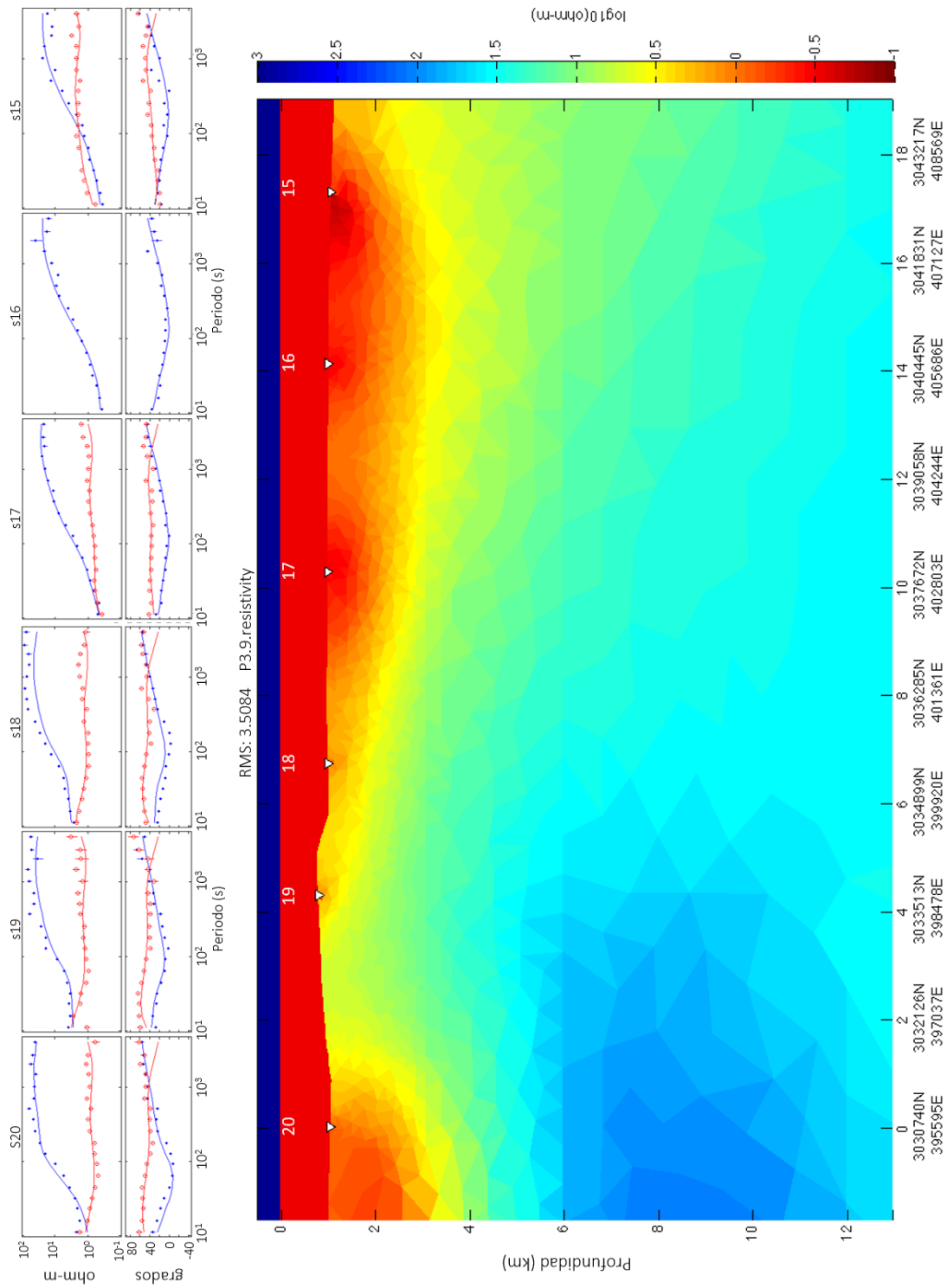


Figura 36. Modelo de inversión 2D del perfil 3 con datos de ρ_a y ϕ (TE y TM). En el eje horizontal se muestra la distancia en km y las coordenadas UTM; en el vertical es profundidad en km; en color se muestra la distribución de resistividad que mejor ajusta a las observaciones, con escala logarítmica que va de 0.1 a 1000 Ωm . Arriba del modelo se muestran los datos de resistividad aparente y fase observados (con puntos) en cada estación y los correspondientes ajustes obtenidos de la inversión (con líneas); el modo TE se muestra en color azul y el modo TM en rojo.

5.3.2 Datos de $\rho_{\pm}$ y $\phi_{\pm}$

El modelo del perfil 3 (37), obtenido de los datos calculados con la solución cuadrática, presenta las anomalías conductoras someras ligeramente distintas al modelo anterior, la anomalía del lado izquierdo del monte se ve ligeramente más profunda y lateralmente termina justo pasando el sitio 20, mientras que en el otro modelo está limitada por el inicio del volcán; además presenta valores de conductividad ligeramente más altos también. Del lado derecho del montículo, por el contrario, parecen tener menor espesor que en el modelo anterior y la parte excesivamente conductora debajo del sitio 15 disminuyó considerablemente, aunque no desapareció. Además, en este modelo se observan nuevamente las esferas o burbujas marcadas debajo de cada sitio y no un área homogénea.

El cuerpo resistivo se define mejor y con mayor espesor, pero el rango de resistividad es muy similar al anterior y, de la misma forma, está limitado justo por debajo de donde termina el montículo volcánico, entre los sitios 19 y 18. El lado derecho del modelo, por debajo de la zona conductora, presenta un incremento gradual de la resistividad conforme aumenta la profundidad que va desde $3\Omega\text{m}$ hasta $30\Omega\text{m}$ aproximadamente.

En las respuestas del sitio 19 se observan incertidumbres grandes pero aceptables en las fases del modo TM, a partir de 30 segundos aproximadamente, en los demás sitios se obtuvieron barras de error pequeñas y la tendencia suave se mantuvo, logrando también un ajuste muy bueno.

A diferencia del modelo anterior, la rugosidad para las iteraciones intermedias subió mucho, sin embargo, una vez que el RMS objetivo fue alcanzado, se logró encontrar modelos mucho más suaves que cumplieran con la condición de $\text{RMS}=3.5$ también (Fig.38). La inversión se detuvo después de 15 iteraciones, sin embargo, los cambios desde la iteración 12 fueron poco significativos por lo que se eligió el modelo correspondiente a dicha iteración.

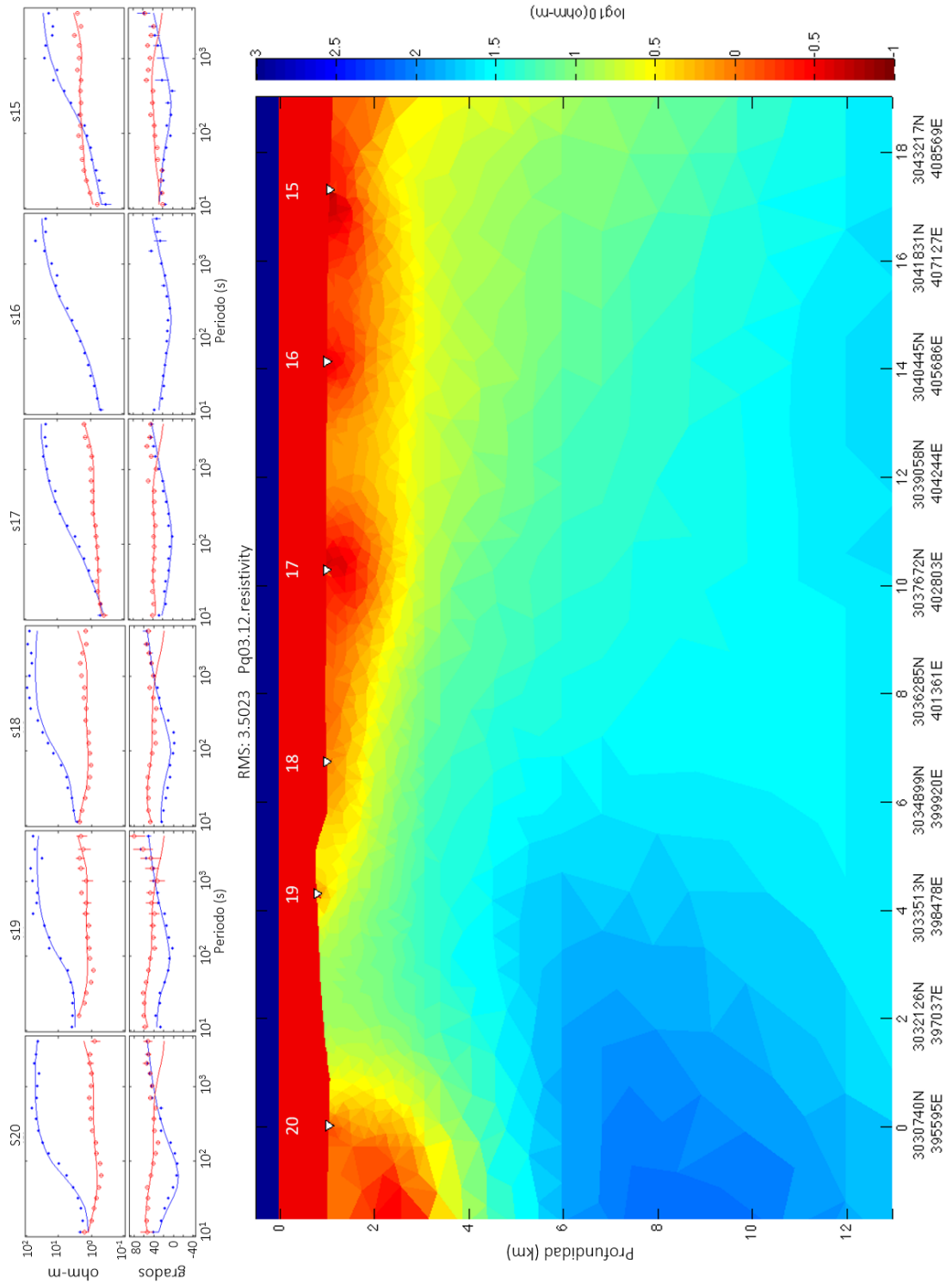


Figura 37. Modelo de inversión 2D del perfil 3 con datos $\rho_{\pm}$ y $\phi_{\pm}$. En el eje horizontal se muestra la distancia en km y las coordenadas UTM; en el vertical es profundidad en km; en color se muestra la distribución de resistividad que mejor ajusta a las observaciones, con escala logarítmica que va de 0.1 a 1000 Ωm . Arriba del modelo se muestran los datos de resistividad aparente y fase observados (con puntos) en cada estación y los correspondientes ajustes obtenidos de la inversión (con líneas); para fines de inversión se eligieron los correspondientes modos TE (en color azul) y TM (en rojo) para cada sitio.

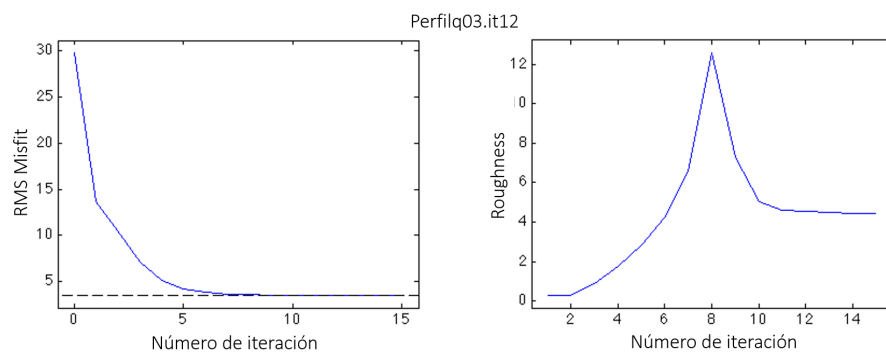


Figura 38. Parámetros de inversión del perfil 3 con datos $\rho_{\pm}$ y $\phi_{\pm}$. Izquierda: Gráfica de RMS del modelo en cada iteración. Derecha: Gráfica de rugosidad del modelo en cada iteración..

En los tres perfiles se comentó la presencia de rasgos muy conductores en forma semi-circular por debajo de los sitios de medición. Este efecto ocurre debido a que el esquema no tiene sensibilidad entre instrumentos en la zona somera, incluso puede notarse que en la mayoría de los casos hay áreas que mantuvieron el valor del modelo inicial ($1 \Omega\text{m}$). Además, las burbujas conductoras coinciden con los valores en las primeras frecuencias de las curvas de datos, que se muestran con mayor detalle en el Anexo B.

No obstante, se realizaron diversas pruebas en los modelos para ver si estos rasgos desaparecían o presentaban cambios. Primero, se realizaron cambios en el tamaño del mallado para la zona somera, ya que si el tamaño de los elementos no es adecuado pueden obtenerse valores sub o sobre estimados; sin embargo, no hubo diferencia significativa en dimensiones ni en valores de las burbujas conductoras. También se realizaron pruebas de sensibilidad, donde los modelos resultantes de la inversión fueron modificados manualmente, asignando valores de resistividad más altos ($\approx 1 \Omega\text{m}$) en las esferas conductoras, se invirtieron nuevamente, al principio solamente se realizó una iteración y el RMS se elevó considerablemente, después se corrió la inversión completa y los rasgos semi-circulares aparecieron otra vez con alta conductividad, lo que indica que esos rasgos son necesarios en el modelo. Otra prueba consistió en dejar fijo el valor de $1 \Omega\text{m}$ en una franja de 2 km aproximadamente por debajo del piso oceánico, sin embargo, por debajo de la zona fija aparecieron nuevamente los rasgos más conductores con la misma forma. Estas pruebas fueron importantes para corroborar que se deben al esquema mismo de inversión y no a errores en los procesos que corresponden al usuario.

5.4 Información adicional

5.4.1 Secciones de sísmica

Generalmente, en los estudios magnetotelúricos marinos se presentan anomalías conductoras someras que se relacionan con los sedimentos saturados. Con la finalidad de apoyar estos resultados, se solicitó la interpretación de los datos sísmicos adquiridos en el mismo crucero. Este método tiene una buena resolución en la parte somera y, gracias al principio físico que lo rige, es muy útil para determinar la profundidad del basamento acústico o alguna formación bien consolidada.

Se muestran las imágenes de la interpretación del basamento (cortesía de Gerardo Peña) sobrepuestas a los modelos de resistividad de los tres perfiles (Figs. 39, 40, 41). En los tres perfiles hay zonas donde pudieron determinar la profundidad con certeza y se muestran con línea continua, pero en otras zonas no detectaron reflectores que indiquen claramente la profundidad del basamento e hicieron una inferencia que se marca con una línea discontinua.

En el primer perfil, para la parte izquierda del edificio volcánico no se tiene clara la profundidad del basamento, pero la inferencia que realizaron queda aproximadamente 300 m arriba del límite de una zona altamente conductora ($\rho \approx 0.3 \Omega\text{m}$). Entonces es posible que la profundidad de esa anomalía, asociada a los sedimentos marinos, coincida justamente con la profundidad del basamento acústico. Como se esperaba, debido al cambio de resistividad, el monte está prácticamente expuesto o tiene una capa de sedimentos muy delgada, si es que la hay.

Del lado derecho del montículo, hasta la zona entre sitios 9 y 8, la profundidad del basamento está bien definida por la sísmica mientras que la resistividad está alrededor de $1 \Omega\text{m}$ y no se observa un límite de profundidad bien definido, pero ese rango de resistividades llegan hasta 150 m más profundo que lo marcado por la sísmica. La falta de definición en esa zona puede deberse a que la resolución del método MT en los primeros metros es baja debido a la falta de altas frecuencias.

Después del punto intermedio entre los sitios 9 y 8, desaparecieron los reflectores que permiten determinar la profundidad del basamento y realizaron la inferencia

siguiendo con la misma pendiente. Sin embargo, en el modelo de resistividad aparece una anomalía muy conductora con una profundidad aproximada de 3 km, mucho mayor que la línea inferida del basamento.

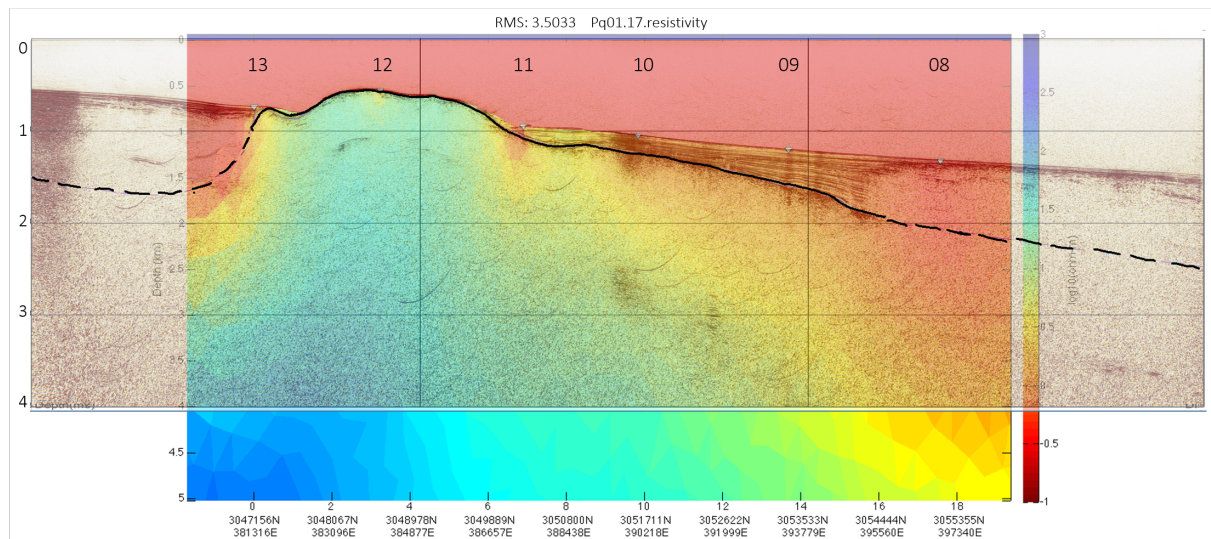


Figura 39. Interpretación de basamento con datos sísmicos sobre la parte somera del modelo de resistividad para el perfil 1.

En el segundo perfil, tampoco se pudo definir la profundidad del basamento mediante los datos sísmicos para la parte SW, a la izquierda del monte volcánico, y marcaron una posible profundidad con base en la tendencia de la zona NE. Sin embargo, encontramos el mismo comportamiento que para el perfil anterior, en el que para zonas ciegas en sísmica hay una anomalía de resistividad muy baja y con un espesor de 2 km aprox.

En el edificio volcánico tampoco se observa una capa de sedimentos significativa. Hacia la parte este del monte, hay una zona donde sí se logró definir la profundidad con sísmica, hasta por debajo del sitio 6 con 1.75 km de profundidad; pero ahora en esta zona aparece una anomalía de baja resistividad, $\rho \approx 0.7 \Omega\text{m}$, que también es más profunda (alrededor de los 2 km).

Después del sitio 6 inicia otra zona ciega para la sísmica y vemos nuevamente la relación con una anomalía de alta conductividad ($\rho \approx 0.4 \Omega\text{m}$) y mayor profundidad, como se vio en la zona SW y en el perfil anterior. Posteriormente, hay otra zona de buena definición de profundidad con sísmica pero donde ya no se tienen datos de resistividad, sin embargo, la tendencia que sigue es a menor profundidad que la

anomalía de resistividad previa.

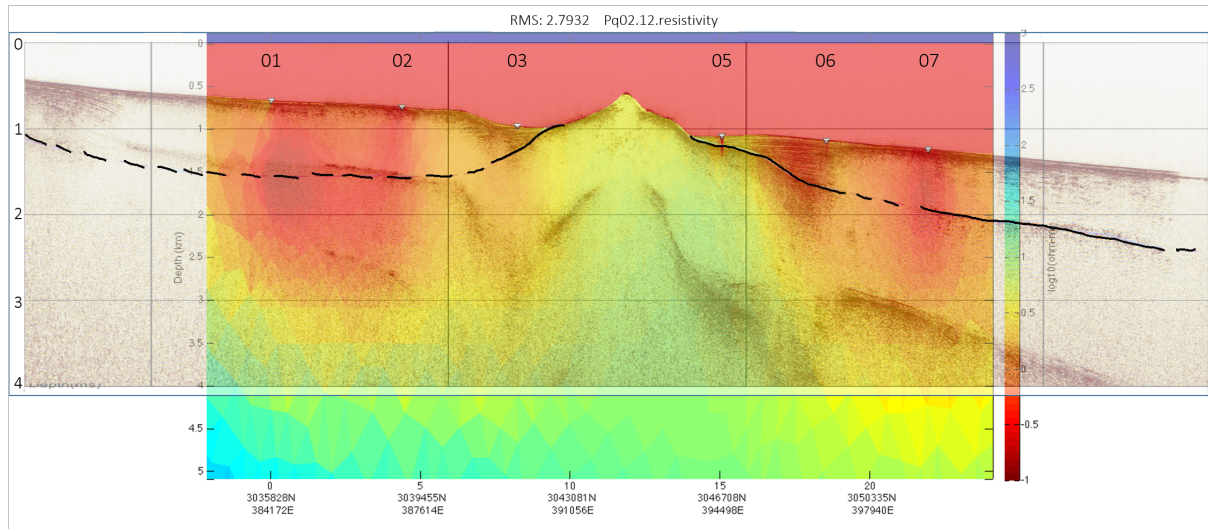


Figura 40. Interpretación de basamento con datos sísmicos sobre la parte somera del modelo de resistividad para el perfil 2.

Para el tercer perfil sí se tiene la interpretación de profundidad del basamento en el lado oeste del montículo, está a 1.5 km aproximadamente y coincide con una zona con $\rho=1 \Omega\text{m}$, que es el valor generalmente encontrado en los sedimentos saturados. Justo por debajo de este rasgo se observa que empieza una anomalía más conductora, con una profundidad mucho mayor, que alcanza alrededor de 3 km.

Gracias a la sísmica se logró identificar una depresión en el centro de este monte que está rellena de sedimentos; en los modelos de resistividad se observa una muy pequeña área conductora justo debajo del sitio 19 pero que sería fácil pasar por alto sin información adicional como ésta.

Finalmente, hacia el este del edificio volcánico también está definido el basamento hasta poco después del sitio 17, a partir de ahí se marcó una línea punteada siguiendo la tendencia de la zona confiable. En toda esa zona la resistividad es baja y, a pesar de verse un tanto circulares debajo de cada sitio, la profundidad es coincidente con la estimada mediante la sísmica.

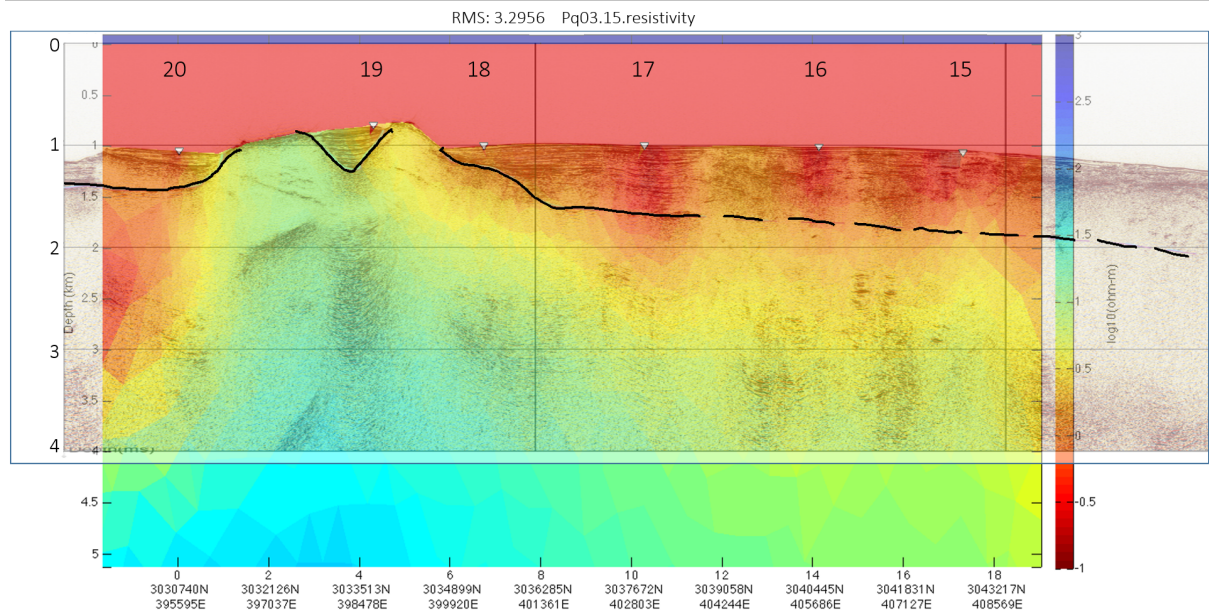


Figura 41. Interpretación de basamento con datos sísmicos sobre la parte somera del modelo de resistividad para el perfil 3.

Una de las posibles explicaciones que dan sobre la falta de información para determinar el basamento en estos perfiles, es que en la zona existen depósitos volcánicos, los cuales causan que la señal sísmica se pierda. Se cree que, de ser ésta la causa, las anomalías altamente conductoras y profundas, que coinciden con las zonas ciegas de la sísmica, pueden estar asociadas a este tipo de depósitos. Mientras que las zonas donde se pudo determinar la profundidad del basamento y que, en general, coinciden con zonas de $\rho \approx 1 \Omega\text{m}$, se trata de sedimentos marinos.

5.4.2 Datos de magnetometría

Además se solicitó una base de datos magnéticos como otra fuente de información para apoyar los resultados obtenidos del estudio magnetotelúrico. La base proporcionada ya tenía los datos muestreados a 1 por minuto y corregidos por variación diurna con datos del observatorio de Tucson, Az (Fig. 42). Se realizó la corrección por IGRF y un procesamiento básico: se creó una malla con espaciamiento de 500 m, se aplicó la Transformada Rápida de Fourier y posteriormente se aplicaron algunos filtros útiles para identificar estructuras o cuerpos principales.

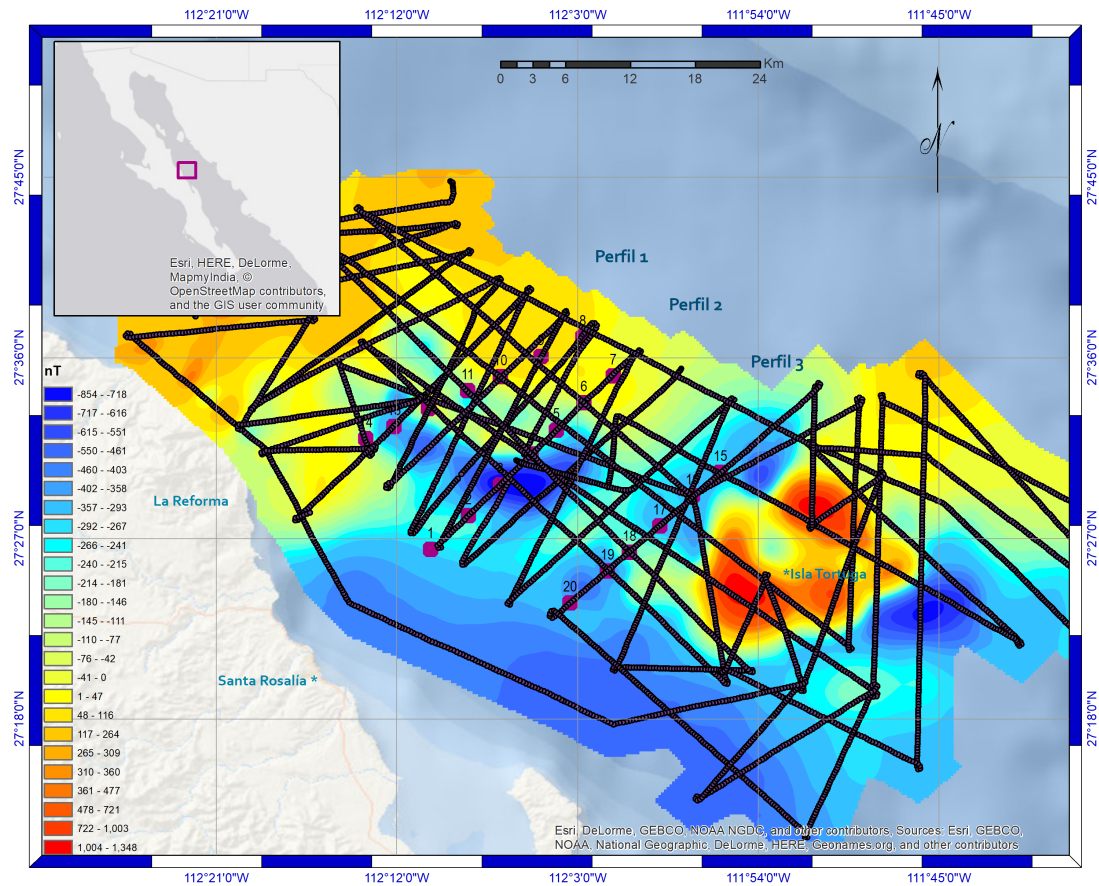


Figura 42. Mapa con los puntos de adquisición de datos magnéticos, en círculos negros, sobre anomalía de campo total con reducción al polo, con máximos en colores cálidos y mínimos en colores fríos. En cuadros de color púrpura se muestran las posiciones de los instrumentos de medición de datos magnetotélúricos.

En la figura 43 se muestra la anomalía de campo total con reducción al polo y los tres perfiles de resistividad como referencia para observar más fácilmente la correspondencia entre anomalías de resistividad y las magnéticas. En el perfil 1, el cuerpo resistivo desaparece poco después del sitio 13, mismo lugar donde se observa un contraste en la anomalía magnética. Para el perfil 2, el cuerpo resistivo queda limitado entre los sitios 5 y 6, donde también hay un cambio fuerte en el campo total. En el perfil 3, el resistivo llega un poco más allá del sitio 19 y nuevamente hay un contraste correspondiente en la anomalía de campo magnético. Otra característica que también llama la atención es la anomalía fuertemente positiva que rodea a Isla Tortuga en una gran extensión, lo cual puede estar mostrando la aportación del cuerpo a profundidad. Además, en este mapa se observa un cuerpo con campos magnéticos negativos que coincide con la presencia de los edificios volcánicos en las líneas 1 y 2, ante esto,

una posible explicación es que el cuerpo magnetizado reversamente; sin embargo no hay datos sobre edad de los edificios volcánicos, o de otro tipo, que brinden mayor información al respecto.

Un filtro útil para delimitar bordes de cuerpos magnéticos es la señal analítica. Matemáticamente se realiza la raíz de la suma de los cuadrados de las primeras derivadas en x , y y z . En este mapa se observa una gran fuente al sureste del perfil 3 que claramente corresponde a la Isla Tortuga, pues se encuentra rodeándola. Ahora, de la batimetría en los perfiles, se puede ver la extensión de los edificios volcánicos con respecto al piso oceánico. En el perfil 1, el monte va del sitio 13 al 11 aproximadamente y en el mapa de señal analítica se observan valores altos desde el sitio 14 hasta casi el 10. En el perfil 2, el monte abarca del sitio 3 al 5 y en el mapa hay una anomalía que va del sitio 2 y llega casi al 6. El monte Amet, en el perfil 3, inicia poco después del sitio 20 y termina entre el 19 y el 18; para lo cual también hay una correspondencia en el mapa de señal analítica con valores altos exactamente del sitio 20 al 18.

Debido a que el filtro de señal analítica incluye la dirección en z , las anomalías que se observan en el mapa posiblemente son los cuerpos volcánicos asociados a los montículos y estamos viendo la extensión de éstos a mayor profundidad. Es importante notar que también este mapa muestra la alineación preferencial de la que se habló desde los antecedentes, con una orientación aproximada de 300° .

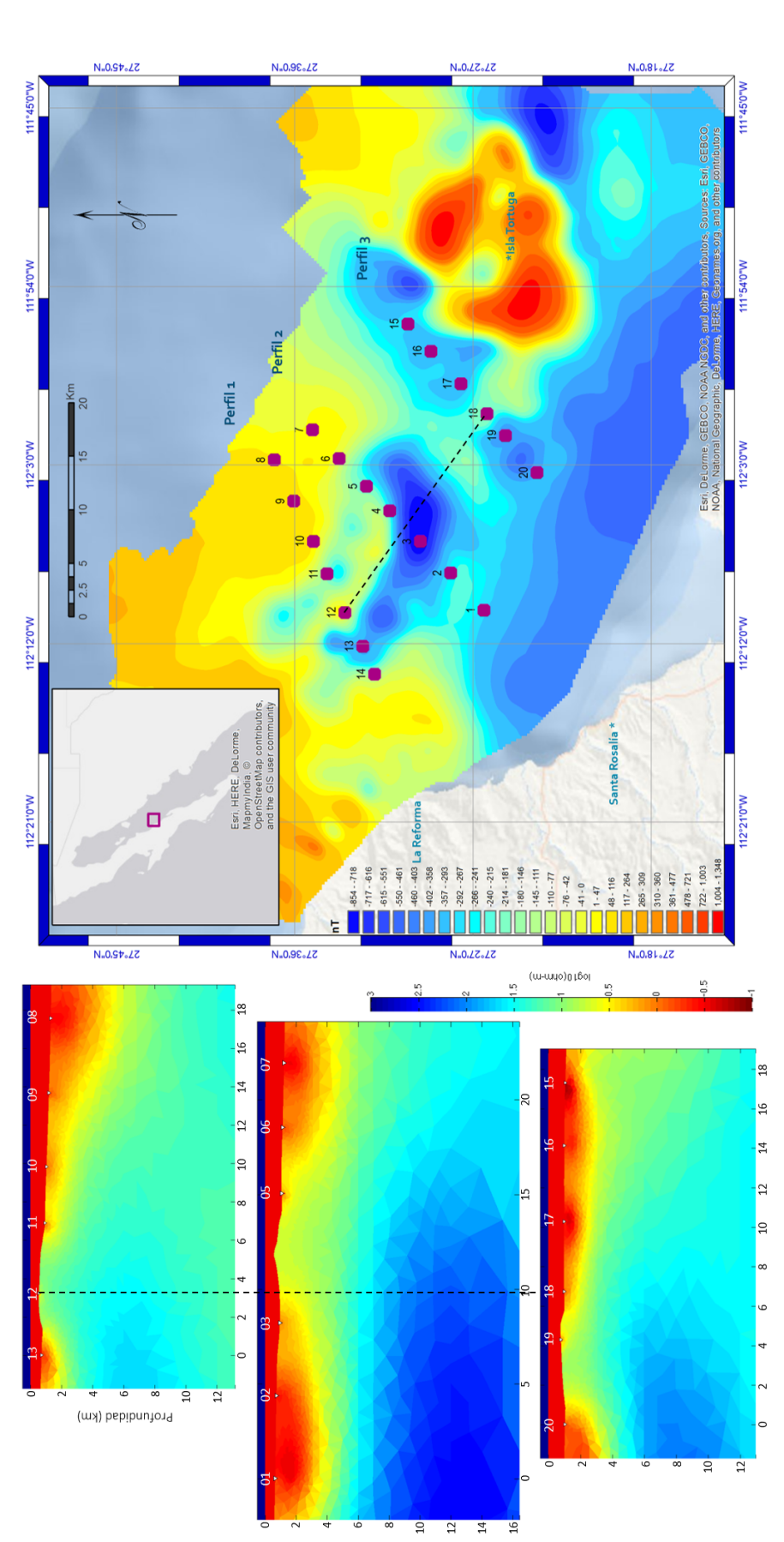


Figura 43. Mapa de anomalía de campo magnético total con reducción al polo. Los valores se indican con la escala de colores que va de negativos, en azules, hacia máximos o positivos, en rojos. La línea punteada es referencia de la alineación de los perfiles de MT a la izquierda del mapa.

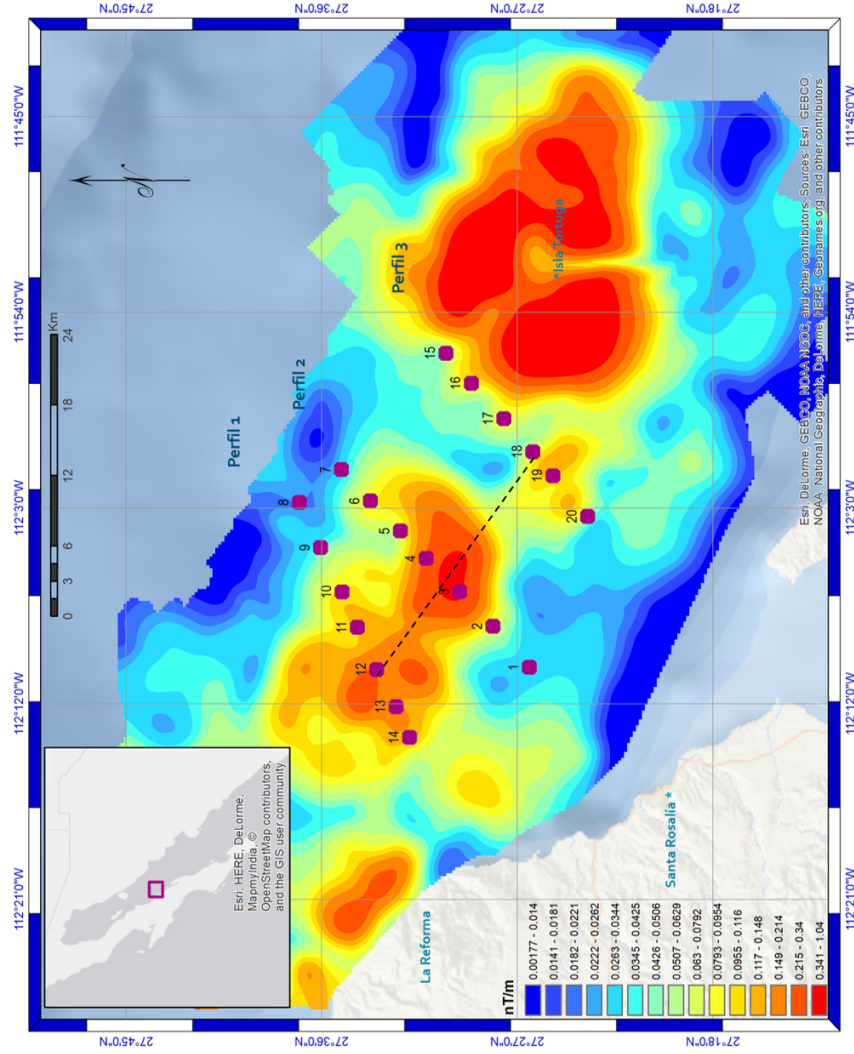
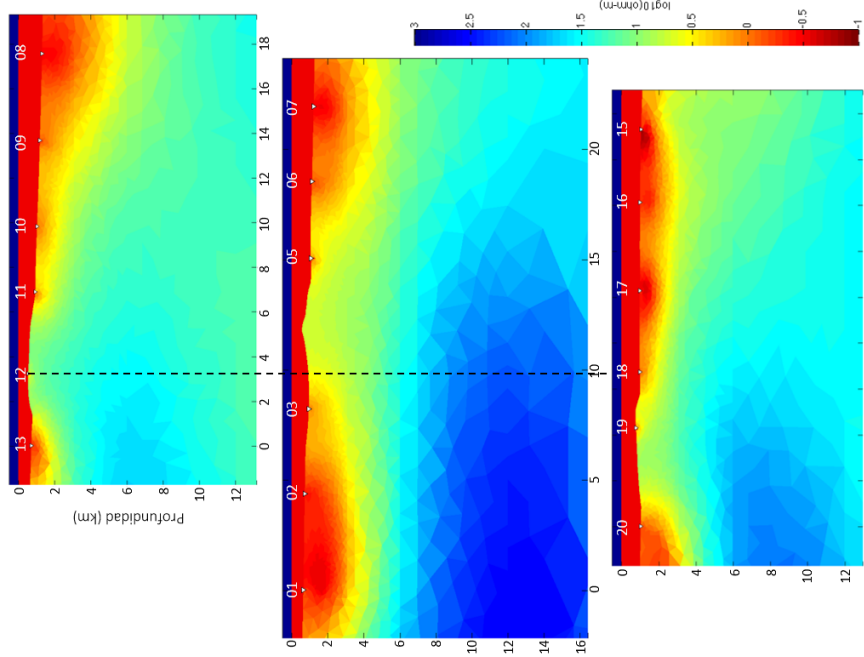


Figura 44. Mapa de Señal Analítica donde los mínimos se representan con colores fríos y los máximos en colores cálidos. A la izquierda se muestran los perfiles de MT alineados como se muestra con la línea punteada.

Capítulo 6. Conclusiones

Las datos de resistividad y fase que se obtuvieron con la solución cuadrática y con las ecuaciones convencionales, fueron muy parecidos en valores, tendencias e incertidumbres; lo que aporta mayor confianza a los resultados. Las ecuaciones convencionales ofrecen la ventaja de que la mayor parte de paqueterías y *software* para datos magnetotelúricos las utilizan, y por lo tanto el procesamiento se realiza más rápidamente; sin embargo, la dependencia de la orientación es una limitante. Dado que la solución cuadrática no requiere información sobre la dirección del *strike* ni la orientación de los instrumentos de medición, y es independiente de los efectos de *twist* y *shear*, puede ser una herramienta muy útil y eficaz en el procesamiento de datos magnetotelúricos, especialmente para estudios marinos en los que no se tiene control de la orientación de los instrumentos.

Se obtuvieron modelos de resistividad con rasgos concordantes en los tres perfiles. De la zona conductora somera se interpretan dos fuentes, una corresponde a sedimentos marinos recientes adyacentes a los edificios volcánicos y con espesores de hasta 800 m, identificados por anomalías de resistividad con valores de 1 Ωm aproximadamente que coinciden con zonas donde fue posible detectar la profundidad del basamento acústico mediante los datos sísmicos. La otra fuente corresponde, posiblemente, a depósitos volcánicos relacionados con la formación de los montículos, que pueden identificarse con anomalías de alta conductividad (resistividades alrededor de 0.4 Ωm) y zonas ciegas en la sísmica; se presentan justo al pie de los edificios volcánicos en la parte izquierda, con espesores de entre 1.3 y 2 km, mientras que hacia el lado derecho están alejados de los montes y presentan espesores de 1.7 km aproximadamente en los perfiles 1 y 2.

De los antecedentes sabemos que se ha inferido una corteza transicional en la zona, que pasa de corteza continental adelgazada, cuyo límite son los montes volcánicos alineados, a corteza oceánica de la Cuenca de Guaymas. Esta descripción coincide con las anomalías resistivas profundas que aparecen desde el inicio de los modelos, al SW, se adelgazan y desaparecen justo por debajo de las faldas de los edificios volcánicos. Además, estos contrastes de resistividad también son concordantes

con contrastes fuertes en la anomalía magnética, donde las zonas de alta resistividad coinciden con mínimos magnéticos que pueden deberse a la falta de minerales ferromagnesianos y presencia de silicatos en la corteza continental adelgazada; mientras que las zonas conductoras se asocian con altos magnéticos, es decir, a la presencia de más minerales ferromagnesianos en la corteza continental. De forma tal, que el estudio magnetotelúrico nos permitió detectar un fuerte contraste de resistividad posiblemente asociado a la transición de cortezas, confirmar que los edificios volcánicos se encuentran sobre corteza continental adelgazada y que forman parte del límite en dicha transición.

El apoyo en datos de otros métodos geofísicos es esencial para una interpretación más sólida en cualquier estudio de exploración, ya que proveen información de otras propiedades del subsuelo y permiten confirmar la presencia de estructuras o prestar atención a rasgos que pueden pasarse por alto si se utiliza solamente un método.

Los sistemas geotérmicos hidrotermales conocidos en tierra presentan firmas en la distribución de resistividad eléctrica, sin embargo, la exploración de este tipo de recursos en el mar está iniciando y no existen antecedentes de rasgos característicos en este ambiente. En el presente trabajo se tomaron los modelos conceptuales de recursos en tierra como una guía en la interpretación de los resultados, no obstante, no se detectaron dichas firmas ni otras características que confirmen la presencia de recursos geotérmicos potenciales. A pesar de esto, y dado que en otro trabajo se reportaron posibles zonas de emanación de fluido o gas en zonas cercanas a los perfiles, se sugiere la inversión conjunta de datos magnetotelúricos con fuente controlada, que generaría modelos de resistividad con mejor resolución en la parte somera y permitirían observar cuerpos o estructuras, si los hay, que no se estén viendo en estos resultados.

Literatura citada

- Albertin, M. L. (1989). *Interpretations and analysis of Guaymas Basin multi-channel seismic reflection profiles: implications for tectonic history*. Tesis de doctorado, University of Texas at Austin.
- Anderson, E., Crosby, D., y Ussher, G. (2000). Bulls-Eye!—simple resistivity imaging to reliably locate the geothermal reservoir. En: *Proceedings of the 2000 World Geothermal Congress, Kyushu-Tohoku, Japan, May*. pp. 909–914.
- Aragón-Arreola, M., Morandi, M., Martín-Barajas, A., Delgado-Argote, L., y González-Fernández, A. (2005). Structure of the rift basins in the central gulf of california: Kinematic implications for oblique rifting. *Tectonophysics*, **409**(1): 19–38.
- Avilés Esquivel, T. A. (2016). *Estudio magnetotelúrico en el norte del Golfo de California*. Tesis de maestría, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California.
- Berdichevsky, M. (1976). Basic principles of interpretation of magnetotelluric sounding curves. *Geoelectric and geothermal studies*, pp. 165–221.
- Bertani, R. (2016). Geothermal power generation in the world 2010–2014 update report. *Geothermics*, **60**: 31–43.
- Brady, J., Campbell, T., Fenwick, A., Ganz, M., Sandberg, S. K., Buonora, M. P. P., Rodrigues, L. F., Campbell, C., Combee, L., Ferster, A., et al. (2009). Electromagnetic sounding for hydrocarbons. *Oilfield Review*, **21**(1): 4–19.
- Cagniard, L. (1953). Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, **18**(3): 605–635.
- CeMIEGeo (2017). Geotermia en México. <http://www.cemiegeo.org/index.php/geotermia-en-mexico>.
- Chave, A. D. y Jones, A. G. (2012). *The magnetotelluric method: Theory and practice*. Cambridge University Press.
- Constable, S. (2013). Instrumentation for marine magnetotelluric and controlled source electromagnetic sounding. *Geophysical Prospecting*, **61**(s1): 505–532.
- Constable, S. (2016). Preliminary Cruise Report, B/O Alpha Helix Marine EM. Sin publicar.
- Constable, S. y Srnka, L. J. (2007). An introduction to marine controlled-source electromagnetic methods for hydrocarbon exploration. *Geophysics*, **72**(2): WA3–WA12.
- Constable, S. C., Parker, R. L., y Constable, C. G. (1987). Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, **52**(3): 289–300.
- Cox, C. (1980). Electromagnetic induction in the oceans and inferences on the constitution of the earth. *Surveys in Geophysics*, **4**(1): 137–156.
- Cumming, W. (2009). Geothermal resource conceptual models using surface exploration data. En: *Proceedings*.

- Cumming, W. y Mackie, R. (2010). Resistivity imaging of geothermal resources using 1D, 2D and 3D MT inversion and TDEM static shift correction illustrated by a Glass Mountain case history. En: *Proceedings World Geothermal Congress 2010*. pp. 1–10.
- Díaz López, J. L. (2017). *Geomorfología de estructuras volcánicas en la región del Ridge Volcánico Tortuga en el Golfo de California, mediante el uso de ecosonda*. Tesis de maestría, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California.
- Egbert, G. D. (1997). Robust multiple-station magnetotelluric data processing. *Geophysical Journal International*, **130**(2): 475–496.
- Fabriol, H., Delgado-Argote, L. A., Dañobeitia, J. J., Córdoba, D., González, A., García-Abdeslem, J., Bartolomé, R., Martín-Atienza, B., y Frias-Camacho, V. (1999). Backscattering and geophysical features of volcanic ridges offshore Santa Rosalía, Baja California Sur, Gulf of California, Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **93**(1): 75–92.
- Gómez-Treviño, E., Romo, J., y Esparza, F. (2014). Quadratic solution for the 2-d magnetotelluric impedance tensor distorted by 3-d electro-galvanic effects. *Geophysical Journal International*, **198**(3): 1795–1804.
- Groom, R. W. y Bailey, R. C. (1989). Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three-dimensional galvanic distortion. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, **94**(B2): 1913–1925.
- Gutiérrez-Negrín, L. C., Maya-González, R., y Quijano-León, J. L. (2015). Present situation and perspectives of geothermal in Mexico. En: *Proceedings World Geothermal Congress*. pp. 19–24.
- Hiriart, G., Prol-Ledesma, R. M., Alcocer, S., y Espíndola, S. (2010). Submarine geothermics: Hydrothermal vents and electricity generation. En: *Proceedings World Geothermal Congress*. pp. 1–6.
- Johnston, J. M., Pellerin, L., y Hohmann, G. W. (1992). Evaluation of electromagnetic methods for geothermal reservoir detection. *Transactions- Geothermal Resources Council*.
- Key, K. y Oval, J. (2011). A parallel goal-oriented adaptive finite element method for 2.5-d electromagnetic modelling. *Geophysical Journal International*, **186**(1): 137–154.
- Marine EM Laboratory, S. (2009). CSEM and MT Exploration for Petroleum. http://marineemlab.ucsd.edu/resources/concepts/csem_mt.html.
- Marti, A. (2006). *A magnetotelluric investigation of geoelectrical dimensionality and study of the Central Betic crustal structure*. Tesis de doctorado, Ph. D. thesis, University of Barcelona.
- Menke, W. (1989). *Geophysical data analysis: discrete inverse theory*, Vol. 45. Academic press.
- Muñiz, Y., Gómez-Treviño, E., Esparza, F. J., y Cuellar, M. (2017). Stable 2d magnetotelluric strikes and impedances via the phase tensor and the quadratic equation. *Geophysics*, **82**(4): E169–E186.

- Nam, M. J., Han, N., Jang, J. H., Song, Y., Lee, T. J., y Uchida, T. (????). A 3-D interpretation of magnetotelluric data at the Atadei geothermal field, Lembata Island, Indonesia including sea effects.
- NOAA (2017). Bathymetric Data Viewer. <https://maps.ngdc.noaa.gov/viewers/bathymetry/>.
- Prol-Ledesma, R. M. y Canet, C. (2014). Evaluación y explotación de los recursos geotérmicos del océano. En: *La frontera final: el océano profundo*. pp. 11–30.
- Rikitake, T. (1950). Electromagnetic induction within the earth and its relation to the electrical state of the earth's interior. *Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokyo*, **28**: 263–283.
- Romo, J. M., Gómez-Treviño, E., y Esparza, F. J. (2005). Series and parallel transformations of the magnetotelluric impedance tensor: theory and applications. *Physics of the earth and planetary interiors*, **150**(1): 63–83.
- Romo-Jones, J. M., Gutiérrez-Negrín, L. C., Flores-Armenta, M., Luis del Valle, J., y García, A. (2017). 2016 México country report.
- Ross, D. A. y Degens, E. T. (1969). Shipboard collection and preservation of sediment samples collected during chain 61 from the red sea. En: *Hot brines and recent heavy metal deposits in the Red Sea*. Springer, pp. 363–367.
- Shnell, J., Hiriart, G., Nichols, K., y Orcutt, J. (2015). Energy from ocean floor geothermal resources. *Energy*, **19**: 25.
- Simpson, F. y Bahr, K. (2005). *Practical magnetotellurics*. Cambridge University Press.
- Spies, B. R. y Eggers, D. E. (1986). The use and misuse of apparent resistivity in electromagnetic methods. *Geophysics*, **51**(7): 1462–1471.
- Stober, I. y Bucher, K. (2013). *Geothermal Energy: From Theoretical Models to Exploration and Development*. Springer-Verlag Berlin Heidelberg.
- Szarka, L. y Menvielle, M. (1997). Analysis of rotational invariants of the magnetotelluric impedance tensor. *Geophysical Journal International*, **129**(1): 133–142.
- Thiel, S. (2008). *Modelling and inversion of magnetotelluric data for 2-D and 3-D lithospheric structure, with application to obducted and subducted terranes*. Tesis de doctorado.
- Tikhonov, A. (1950). On determining electric characteristics of the deep layers of the earth's crust. *Dokl. Acad. Nauk. SSSR*, **73**: 295–297.
- UCSD (2014). MARE2DEM. <http://mare2dem.ucsd.edu/>.
- Williams, J. M., Rodriguez, B. D., y Asch, T. H. (2005). Magnetotelluric data, across Quartzite Ridge, Nevada Test Site, Nevada. Reporte técnico, United States Geological Survey-Nevada, Henderson, NV.

Anexos

A Propagación de Errores

Para una función dependiente de múltiples variables, $f(a, b, \dots, e)$, cuyas incertidumbres son independientes y aleatorias, $\delta a, \delta b, \dots, \delta e$, entonces la incertidumbre de f es la suma en cuadratura:

$$\delta f(a, b, \dots, e) = \sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial a}\right)^2 \delta^2 a + \left(\frac{\partial f}{\partial b}\right)^2 \delta^2 b + \dots + \left(\frac{\partial f}{\partial e}\right)^2 \delta^2 e} \quad (33)$$

A.1 Resistividad Aparente y Fase

Las incertidumbres asociadas a la resistividad aparente se pueden obtener de formas distintas:

(a) Para cada elemento del tensor, la resistividad aparente es:

$$\rho_{a_{uv}} = \frac{|z_{uv}|^2}{\omega \mu} \quad (34)$$

calculando la derivada parcial:

$$\frac{\partial \rho_{a_{uv}}}{\partial z_{uv}} = \frac{2|z_{uv}|}{\omega \mu} \quad (35)$$

entonces la incertidumbre de $\rho_{a_{uv}}$, según la ecuación 33:

$$\begin{aligned} \delta \rho_{a_{uv}} &= \sqrt{\left(\frac{2|z_{uv}|}{\omega \mu}\right)^2 \delta^2 z_{uv}} \\ &= \frac{2|z_{uv}|}{\omega \mu} \delta z_{uv} \end{aligned} \quad (36)$$

(b) Partiendo de z como número complejo:

$$\begin{aligned}
 z &= x + iy \\
 |z| &= \sqrt{x^2 + y^2} \\
 |z|^2 &= x^2 + y^2
 \end{aligned}
 \tag{37}$$

Se considera, generalmente, la misma desviación estándar para la parte real e imaginaria, $\delta x = \delta y$, como se muestra en la figura 45, de modo que:

$$\begin{aligned}
 \frac{\partial |z|^2}{\partial x} &= 2x \\
 \frac{\partial |z|^2}{\partial y} &= 2y
 \end{aligned}
 \tag{38}$$

Nuevamente, con la ecuación 33, la incertidumbre de $|z|^2$:

$$\begin{aligned}
 \delta |z|^2 &= \sqrt{(2x\delta x)^2 + (2y\delta y)^2} \\
 &= 2\delta x \sqrt{x^2 + y^2} \\
 &= 2|z|\delta x
 \end{aligned}
 \tag{39}$$

Como ω y μ son constantes y sin incertidumbre:

$$\delta \rho_a = \frac{\delta |z|^2}{\omega \mu}
 \tag{40}$$

Y, por lo tanto, la incertidumbre de ρ_a :

$$\delta \rho_a = \frac{2|z|\delta x}{\omega \mu}
 \tag{41}$$

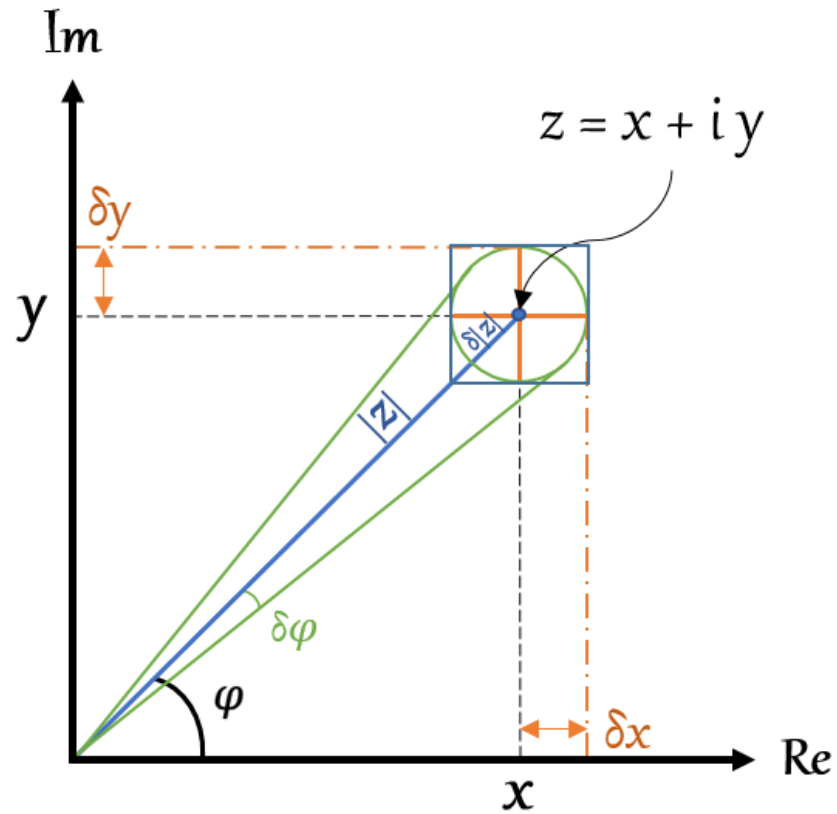


Figura 45. Análisis de error para el módulo y la fase de un número complejo.

- (c) De la última ecuación (41), puede obtenerse otra alternativa. En la figura 45, se observa un cuadro de $2\delta x = 2\delta y$ por lado, dentro del cual se forma un triángulo cuya hipotenusa es $\delta|z|$ y que se define por Teorema de Pitágoras:

$$(\delta|z|)^2 = (\delta x)^2 + (\delta y)^2 \quad (42)$$

Pero como $\delta x = \delta y$, entonces:

$$\begin{aligned} \delta^2|z| &= 2(\delta x)^2 \\ \frac{\delta^2|z|}{2} &= \delta^2 x = \delta^2 y \end{aligned} \quad (43)$$

Y así, la ecuación 41 puede escribirse como:

$$\begin{aligned}
 \delta\rho &= \left(\frac{4|z|^2\delta^2x}{(\omega\mu)^2} \right)^{\frac{1}{2}} \\
 &= \left(\frac{4|z|^2\delta^2z}{2(\omega\mu)^2} \right)^{\frac{1}{2}} \\
 &= \left(\frac{2\rho\delta^2z}{\omega\mu} \right)^{\frac{1}{2}}
 \end{aligned} \tag{44}$$

Ahora bien, continuando con la definición de la ecuación 37, la fase de número complejo:

$$\phi = \text{atan}\left(\frac{y}{x}\right) \tag{45}$$

y del cálculo diferencial:

$$\frac{d}{dx} \text{atan}(u) = \frac{1}{1+u^2} \frac{du}{dx} \tag{46}$$

Entonces tenemos las derivadas parciales:

$$\frac{\partial}{\partial x} \phi = \frac{1}{1+\frac{y^2}{x^2}} \left(-\frac{y}{x^2} \right) = \frac{x^2}{x^2+y^2} \left(-\frac{y}{x^2} \right) = -\frac{y}{x^2+y^2} \tag{47}$$

$$\frac{\partial}{\partial y} \phi = \frac{1}{1+\frac{y^2}{x^2}} \left(\frac{1}{x} \right) = \frac{x^2}{x^2+y^2} \left(\frac{1}{x} \right) = \frac{x}{x^2+y^2} \tag{48}$$

Y por lo tanto, la incertidumbre en la fase:

$$\begin{aligned}
 \partial\phi &= \sqrt{\left(\frac{y}{|z|^2} \delta x \right)^2 + \left(\frac{x}{|z|^2} \delta y \right)^2} \\
 &= \frac{\delta x}{|z|^2} \sqrt{y^2 + x^2} \\
 &= \frac{\delta x}{|z|^2} |z| \\
 &= \frac{\delta x}{|z|}
 \end{aligned} \tag{49}$$

Esto también puede definirse gráfica y trigonométricamente con la figura 45, donde está trazado un círculo de $r = \delta x = \delta y$, una línea es trazada del origen y tangencial al círculo, lo cual define la incertidumbre de la fase. Puesto que se conocen $|z|$ y δx , por una simple relación trigonométrica:

$$\text{sen}(\delta\phi) = \frac{\delta x}{|z|} \quad (50)$$

Pero para ángulos muy pequeños, como se considera que son los asociados al tensor de impedancias, se cumple que $\text{sen}(\alpha) = \alpha$, así que se obtiene el mismo resultado que a partir de la propagación de errores (Ec. 49):

$$\text{sen}(\delta\phi) = \delta\phi = \frac{\delta x}{|z|} \quad (51)$$

A.2 Serie y Paralelo

Definimos primero Z serie:

$$Z_s = \left(\frac{Z_{xx}^2 + Z_{xy}^2 + Z_{yx}^2 + Z_{yy}^2}{2} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (52)$$

Por facilidad nombraremos al numerador de la ecuación 52 como SSQ, de tal forma que podemos escribir:

$$Z_s = \frac{SSQ^{\frac{1}{2}}}{\sqrt{2}} \quad (53)$$

De acuerdo con la suma en cuadratura (Ec. 33), las derivadas parciales quedan de forma semejante a:

$$\frac{\partial Z_s}{\partial Z_{xx}} = \frac{1}{\sqrt{2}} \frac{1}{2} SSQ^{-\frac{1}{2}} 2Z_{xx} = \frac{Z_{xx}}{\sqrt{2} SSQ^{\frac{1}{2}}} = \frac{Z_{xx}}{2Z_s} \quad (54)$$

De manera que la desviación estándar queda expresada como:

$$\delta Z_s = \frac{1}{2Z_s} \sqrt{(Z_{xx})^2 \delta^2 Z_{xx} + \dots + (Z_{yy}^2) \delta^2 Z_{yy}} \quad (55)$$

Ahora, Z paralelo se define como:

$$\begin{aligned} Z_p &= \frac{(Z_{xy}Z_{yx} - Z_{xx}Z_{yy})}{Z_s} \\ &= (Z_{xy}Z_{yx} - Z_{xx}Z_{yy}) Z_s^{-1} \end{aligned} \quad (56)$$

entonces sus derivadas parciales:

$$\begin{aligned} \frac{\partial Z_p}{\partial Z_{xx}} &= (Z_{xy}Z_{yx} - Z_{xx}Z_{yy}) (-1) Z_s^{-2} \frac{\partial Z_s}{\partial Z_{xx}} + (-Z_{yy}) Z_s^{-1} \\ &= \frac{(Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx})}{Z_s^2} \frac{Z_{xx}}{2Z_s} - \frac{Z_{yy}}{Z_s} \end{aligned} \quad (57)$$

$$\frac{\partial Z_p}{\partial Z_{xy}} = \frac{(Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx})}{Z_s^2} \frac{Z_{xy}}{2Z_s} + \frac{Z_{yx}}{Z_s} \quad (58)$$

$$\frac{\partial Z_p}{\partial Z_{yx}} = \frac{(Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx})}{Z_s^2} \frac{Z_{yx}}{2Z_s} + \frac{Z_{xy}}{Z_s} \quad (59)$$

$$\frac{\partial Z_p}{\partial Z_{yy}} = \frac{(Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx})}{Z_s^2} \frac{Z_{yy}}{2Z_s} - \frac{Z_{xx}}{Z_s} \quad (60)$$

Que pueden ser escritas como:

$$\frac{\partial Z_p}{\partial Z_{xx}} = \frac{1}{Z_s} \left\{ \frac{-\det(Z)Z_{xx}}{SSQ} - Z_{yy} \right\} \quad (61)$$

$$\frac{\partial Z_p}{\partial Z_{xy}} = \frac{1}{Z_s} \left\{ \frac{-\det(Z)Z_{xy}}{SSQ} + Z_{yx} \right\} \quad (62)$$

$$\frac{\partial Z_p}{\partial Z_{yx}} = \frac{1}{Z_s} \left\{ \frac{-\det(Z)Z_{yx}}{SSQ} + Z_{xy} \right\} \quad (63)$$

$$\frac{\partial Z_p}{\partial Z_{yy}} = \frac{1}{Z_s} \left\{ \frac{-\det(Z)Z_{yy}}{SSQ} - Z_{xx} \right\} \quad (64)$$

Y finalmente, se aplica otra vez la ecuación de suma en cuadratura.

B Respuestas de los Modelos

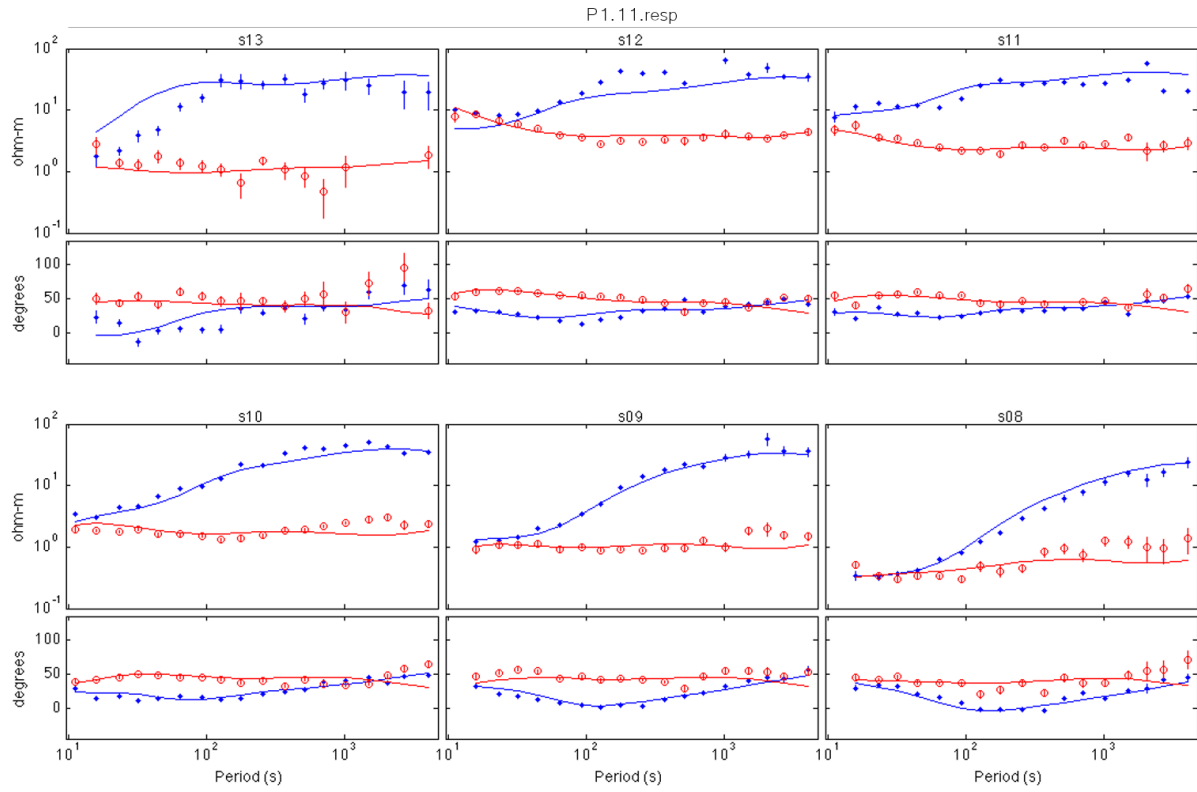


Figura 46. Respuestas del modelo correspondiente al perfil 1, datos con procesamiento convencional.

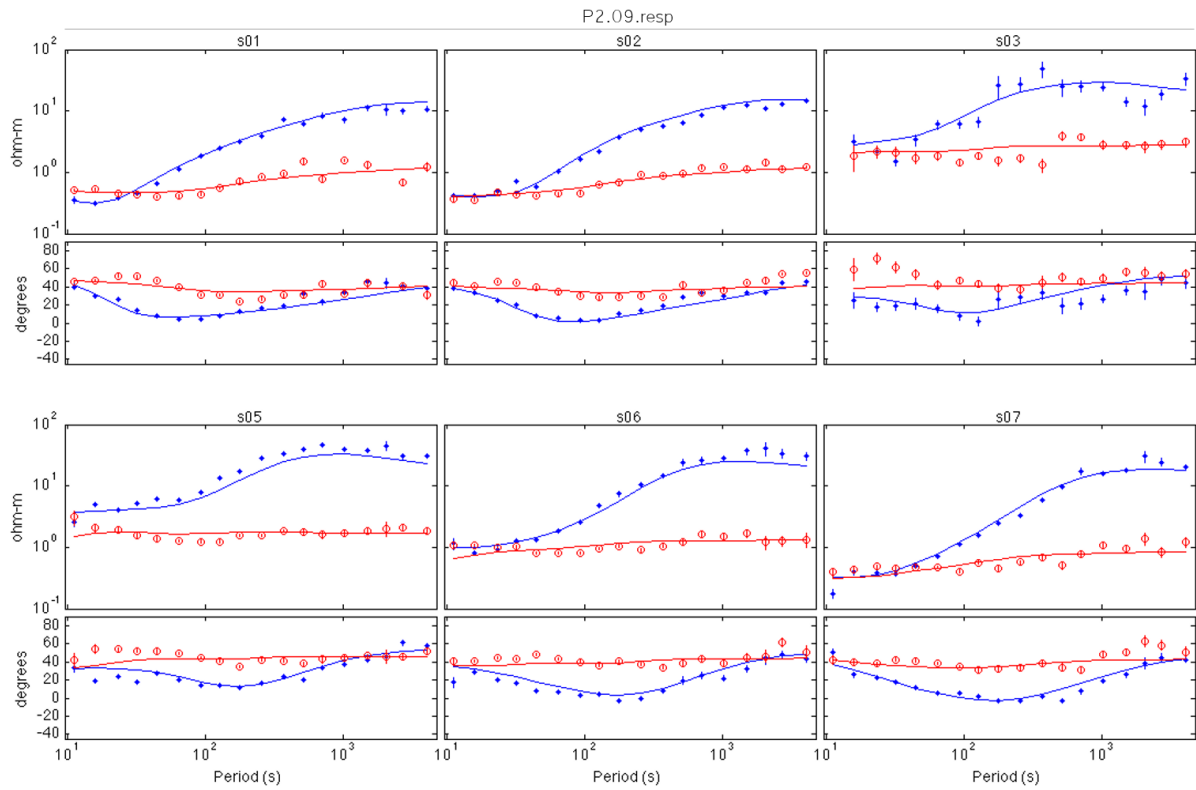


Figura 47. Respuestas del modelo correspondiente al perfil 2, datos con procesamiento convencional.

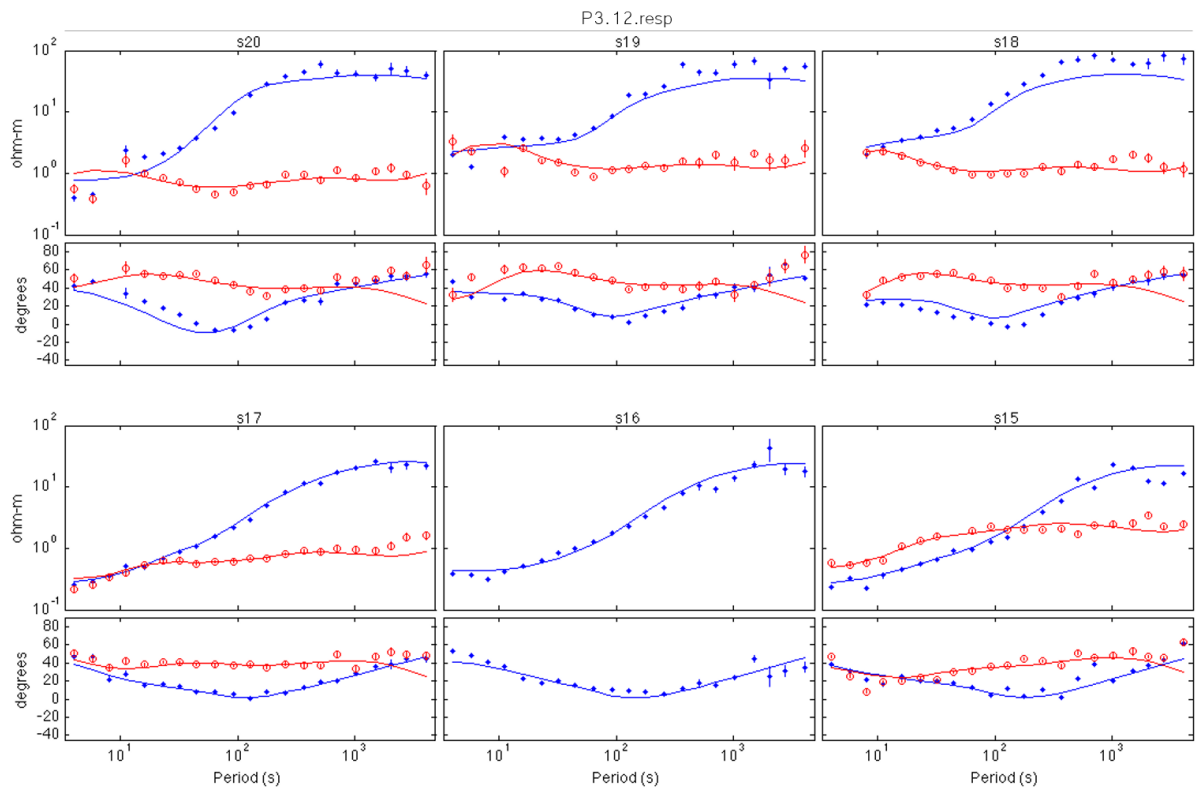


Figura 48. Respuestas del modelo correspondiente al perfil 3, datos con procesamiento convencional.

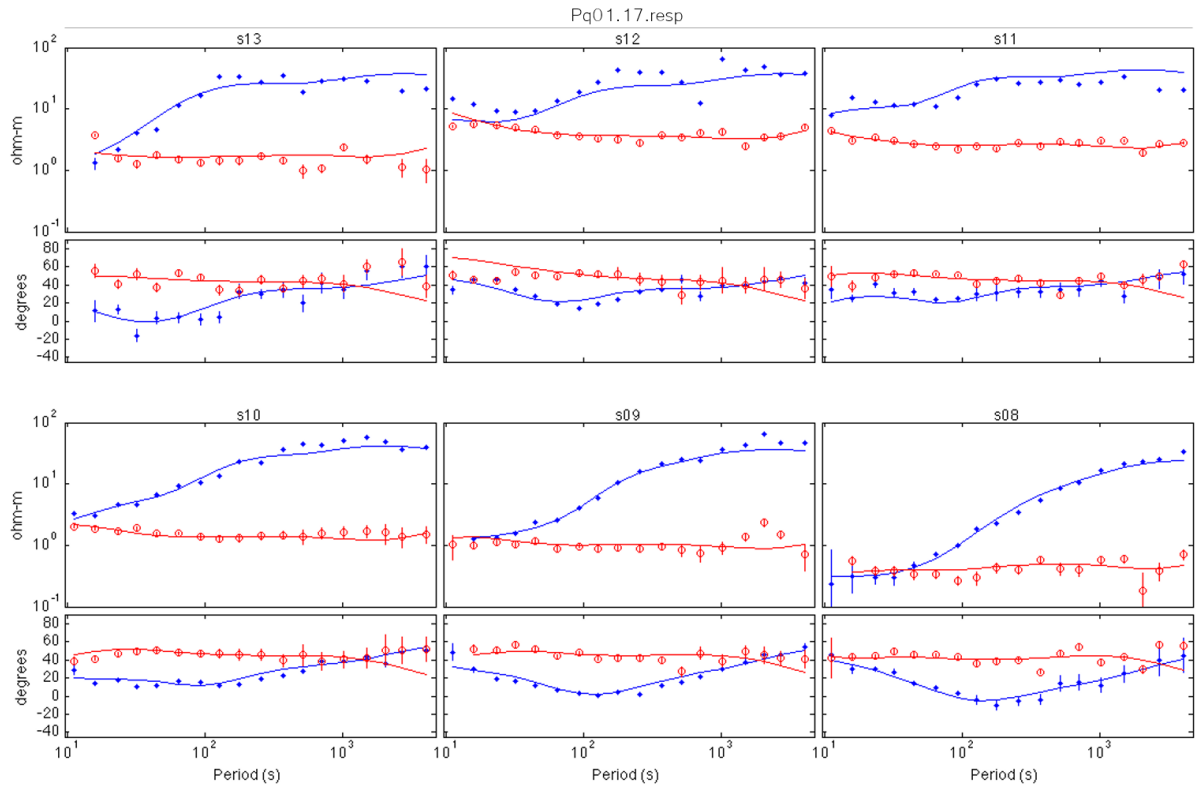


Figura 49. Respuestas del modelo correspondiente al perfil 1, datos con solución cuadrática.

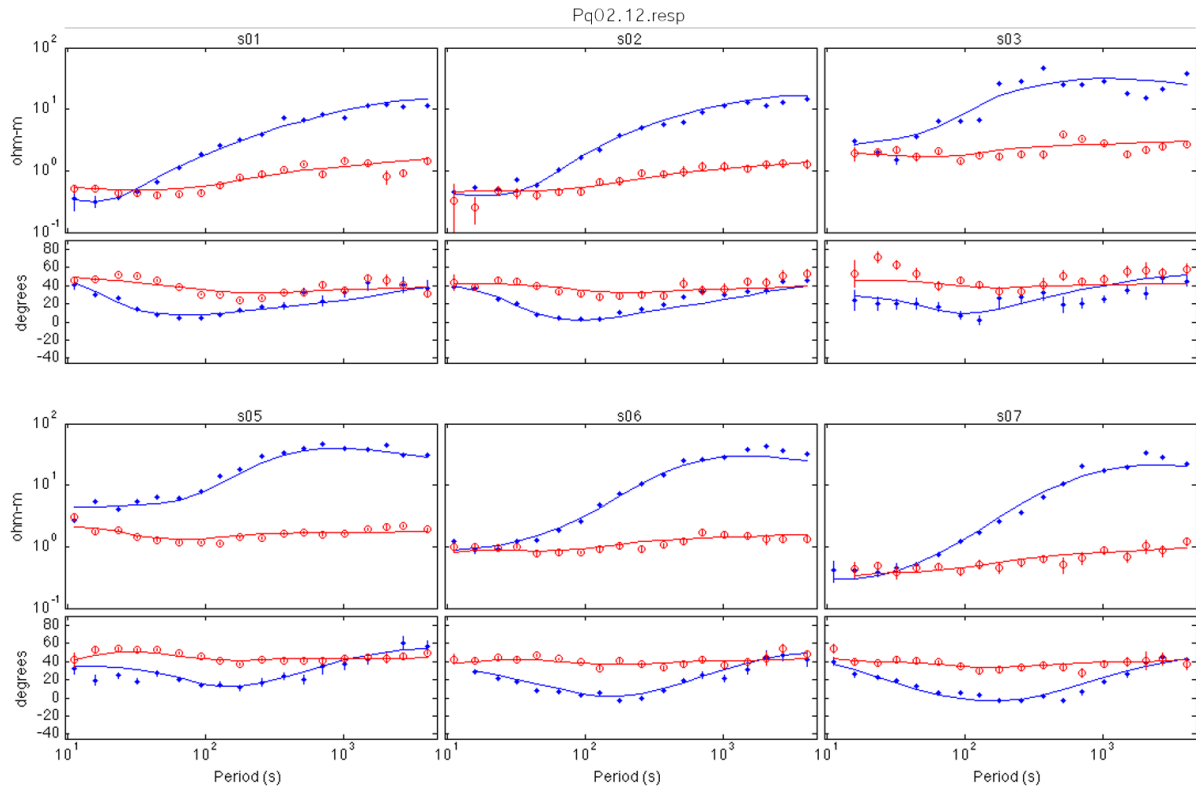


Figura 50. Respuestas del modelo correspondiente al perfil 2, datos con solución cuadrática.

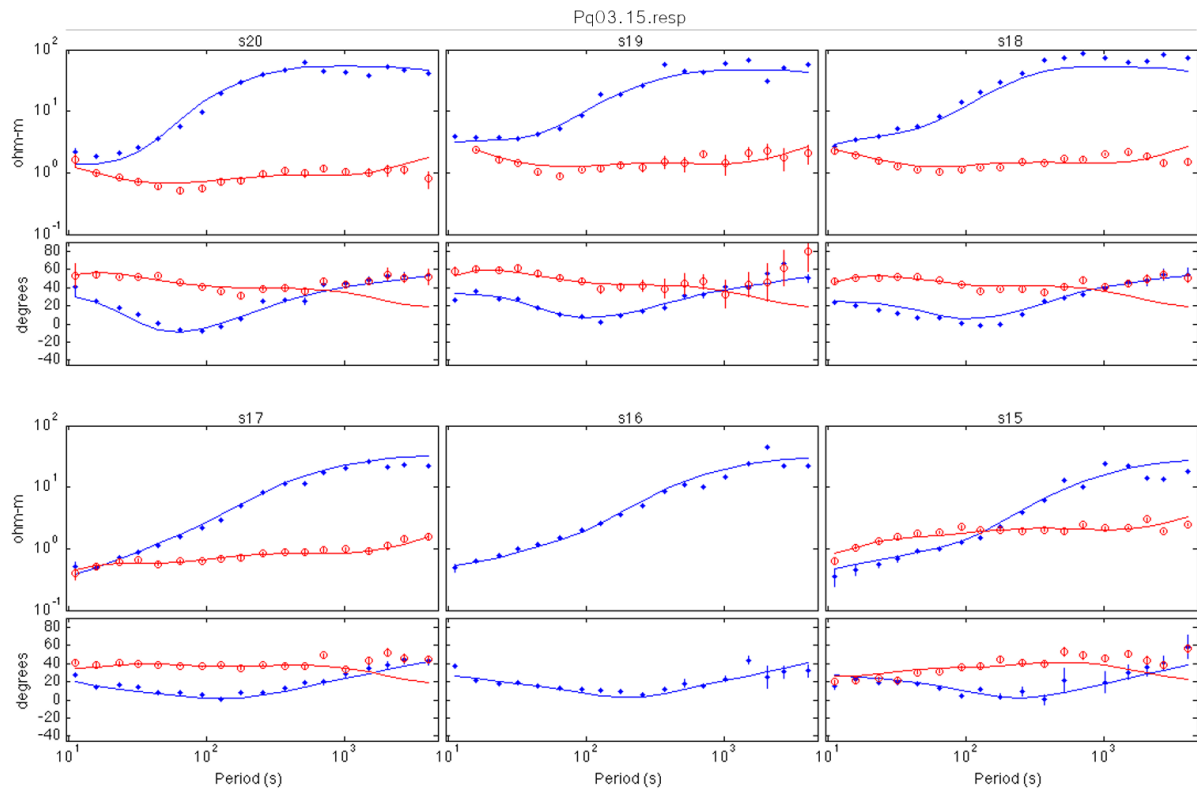


Figura 51. Respuestas del modelo correspondiente al perfil 3, datos con solución cuadrática.