

Tesis defendida por
Dulce María Elizabeth Gutiérrez Carmona
y aprobada por el siguiente Comité

Dr. José Manuel Romo Jones
Director del Comité

Dr. Enrique Gómez Treviño
Miembro del Comité

M.C Juan Manuel Espinosa Cardeña
Miembro del Comité

M.C Vicente Ferreira Bartrina
Miembro del Comité

Dra. Claudia Arango Galván
Miembro del Comité

Dr. Juan García Abdeslem
Coordinador
del Posgrado en Ciencias de la
Tierra

Dr. Jesús Favela Vara
Director de la
Dirección de Estudios de Posgrado

mayo 2014

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR
DE ENSENADA, BAJA CALIFORNIA**



Programa de Posgrado en Ciencias
de la Tierra con orientación en Geofísica Aplicada

Estudio magnetotelúrico en la falla Agua Blanca, Baja California, México.

Tesis

para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de

Maestro en Ciencias
Presenta:

Dulce María Elizabeth Gutiérrez Carmona

Ensenada, Baja California, México
2014

Resumen de la tesis de Dulce María Elizabeth Gutiérrez Carmona, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geofísica Aplicada.

Estudio magnetotelúrico en la falla Agua Blanca, Baja California, México.

Resumen aprobado por:

Dr. José Manuel Romo Jones

La deformación activa en el norte de Baja California, ocurre a través de una compleja red de fallas constituida por al menos una decena de fallas dominantes. Este estudio se enfoca en la falla de Agua Blanca, al sur de la ciudad de Ensenada, cuya orientación marcadamente transversal es anómala en contraste con las fallas que caracterizan el sistema San Andrés-Golfo de California; en esta estructura geológica se ha observado deformación pero no se ha observado actividad sísmica significativa claramente asociada a la falla, al menos en los últimos 50 años. El objetivo de este trabajo es investigar la conductividad eléctrica de las rocas de la corteza, para obtener información sobre la presencia de fluidos y la permeabilidad de las rocas. Por medio de esta propiedad física se puede determinar indirectamente la geometría de la falla, así como una posible zona de acreción ocurrida en el Cretácico.

Se realizaron mediciones magnetotelúricas en 22 sitios a lo largo de un perfil de 60 km de longitud, que corta transversalmente la falla Agua Blanca. Se emplearon dos técnicas para procesar el tensor de impedancia medido, la transformación Serie-Paralelo (Romo *et al.*, 2005) y la descomposición de Groom y Bailey (Groom y Bailey, 1989), a partir estos datos se generaron modelos geoelectrónicos con dos métodos de inversión: Gauss-Newton (Rodi y Mackie, 1997) e inversión tipo Occam (deGroot-Hedlin y Constable, 1990). Los resultados obtenidos muestran una zona relativamente conductora (~30 Ohm-m) que se extiende hasta ~20 km de profundidad asociada a la falla Agua Blanca activa. Existe una segunda anomalía conductora que se ha asociado a una zona de sutura relacionada con la expresión de la Falla de Agua Blanca ancestral (Wetmore *et al.*, 2002) o bien puede asociarse a un cuerpo metamórfico asimilado por rocas plutónicas batolíticas. La anomalía conductora más superficial (<5 km) se ha vinculado a rocas pre-batolíticas de la formación Alisitos y se ha sugerido que puede marcar la continuación hacia el norte de la falla Rosarito (Chávez *et al.*, 2006). La escasa sismicidad registrada cercana a la falla de Agua Blanca se concentra en las zonas de máximo gradiente de resistividad. La profundidad de los hipocentros en conjunto con la ubicación de las anomalías conductoras encontradas en este trabajo permiten proponer que la interface frágil-dúctil se encuentra a aproximadamente a los 20 km de profundidad en la región estudiada.

Palabras clave: **Falla Agua Blanca, conductividad eléctrica, magnetotelúrico**

Abstract of the thesis presented by Dulce María Elizabeth Gutiérrez Carmona as a partial requirement to obtain the Master in Science degree in Earth Sciences with orientation in Applied Geophysics.

Magnetotelluric survey at the Agua Blanca fault, Baja California, México.

Abstract approved by:

Dr. José Manuel Romo Jones

Active deformation in northern Baja California occurs through a complex system of faults constituted by at least a dozen major ones. This study focuses on Agua Blanca fault, located south of the city of Ensenada, whose markedly transverse orientation differs from the faults that characterize the San Andreas- Gulf of California fault system; in this geologic structure, deformation has been observed but no seismic activity clearly associated to it has been recorded in the last 50 years. The purpose of this study is to investigate electrical conductivity in the rocks of the crust in order to attain information about the presence of fluids and rock permeability. Via this physical property, the geometry of the fault can be indirectly determined as well as a possible accretion zone that occurred in Cretaceous time.

22 magnetotelluric sites were measured in a profile 60 km length, which cuts across the Agua Blanca fault. Two different techniques were used to process the measured impedance tensor, the Series-Parallel transformation (Romo, *et al.*, 2005) and the Groom&Bailey decomposition (Groom y Bailey, 1989). The resulting data was processed to produce 2D models of the electrical resistivity making use of two distinct inversion methods: Gauss-Newton (Rodi and Mackie, 1997) and Occam type inversion (deGroot-Hedlin and Constable, 1990). Results show a relatively conductive zone (~30 Ohm-m) that extends up to ~20 km deep associated to the active Agua Blanca fault. There is a second conductive anomaly that has been associated to an accretion zone related with ancestral Agua Blanca fault (Wetmore *et al.*, 2002) or it also could be associated to a metamorphic body that has been assimilated by batholithic plutonic rocks. A shallow conductive anomaly (<5 km) has been related to pre-batholithic rock of Alisitos Formation and has been suggested that it can mark a northward continuation of the Rosarito fault (Chávez *et al.*, 2006). The scarce seismicity registered near the Agua Blanca fault seems concentrated in the areas of maximum resistivity gradient. The depth to hypocenters as well as the conductive anomalies found seems to support that the fragile-ductile interface is about 20 km deep in the study area.

Keywords: **Agua Blanca Fault, electric conductivity, magnetotelluric**

Al dador de la vida y solo sabio Dios

A mis seres mágicos amados,
compañeros de vida y mejores amigos:
María Elena, Sergio, Verónica, Daniela,
Emiliano, Jimena, Javier y Wonka.

Agradecimientos

Al Dios eterno, por haber dispuesto en mi vida el vivir tan grata experiencia y aprendizaje durante mi estancia en Ensenada.

A mis padres María Elena Carmona Muñoz y Sergio Gutiérrez Ramírez, a mis hermanas y mejores amigas Verónica y Daniela (mi reptil favorito) y a mis sobrinos Emiliano y Jimena en quienes encuentro amor y apoyo incondicional, los amo siempre.

A mi director de tesis, Dr. José Manuel Romo Jones, por el conocimiento, apoyo, paciencia y buenos ánimos que me brindó para el desarrollo de este trabajo. A mis sinodales: Dra. Claudia Arango Galván, Dr. Enrique Gómez Treviño, M.C. Juan Manuel Espinosa Cardeña y M.C. Vicente Ferreira Bartrina, por sus aportaciones y útiles comentarios para la elaboración de la tesis.

Al personal técnico y personas que me apoyaron en el trabajo de campo: Enrique, Daniel, Alejandro, Jaime, Tomás, Sergio, Dr. José Romo, Miguel. A Bárbara Uribe y Humberto Benítez por su ayuda en múltiples solicitudes.

Por ayudarme a disipar dudas y por aportarme de sus conocimientos al: Dr. Carlos Flores, Dr. José Frez, Dr. Jonás de Basabe (CLUSTER), Dr. Arturo Martín, M. C. Francisco Suárez, Dr. Alejandro Nava, M.C. Alejandro Hinojosa, Dr. Mario González, Dr. Rogelio Vázquez, Dr. Antonio Fernández, Víctor Frías y M.C Olaf Cortés.

A mis abuelitos Sergio y Carmen y a toda mi familia, incluyendo mi familia de la congregación Bethesda, por las pláticas de aliento y por sus oraciones.

A mis nuevos amigos que han sido mi familia en estos años e hicieron tan agradables los días y las noches: Anaid, Samuel, Rogelio, Olaf, Araceli, Mary Jo, Santos, Enrique, Viridiana, Martín, Alejandra, Elia y a mis compañeros de travesía y aventura “on the road” Andrés y Jorge.

A mis amigos del posgrado y de andanzas ciudadinas por hacer más ameno este camino: Claudia, Marco, Brenda, Lisseth, Eréndira, Amalia, Eduardo, Adrián, Abraham, Nallely, Luis, Gabriel, Andrea, Clemente, Cristina, Ekaterina, Eric Lumba, Jaime Noia, grupo de Monolito Escalada.

A mis viejos y buenos amigos: Javier por su apoyo en este trabajo, su afecto y confianza invaluable, Zuri, Yabín, Danuzia, Víctor, Alberto, Luis, Vania, Zabdiel y Wonka, por incentivar me a volver pronto a casa.

A las familias Medina, Aceves e Iglesia La Nueva, por la inmensa amabilidad y amor que he recibido de ellos, haciéndome sentir en casa durante este tiempo.

A CONACYT, por el apoyo económico para realizar mis estudios de maestría. Al CICESE, por permitirme realizar mis estudios de maestría y por el apoyo económico para terminar el trabajo de tesis.

Contenido

	Página
Resumen español.....	ii
Resumen inglés.....	iii
Dedicatorias.....	iv
Agradecimientos.....	v
Lista de Figuras.....	ix
Lista de Tablas.....	xii
Capítulo 1. Introducción.....	1
1.1. Justificación y definición del problema.....	1
1.2. Objetivos.....	3
1.3. Método MT.....	4
1.3.1. Fundamentos teóricos.....	5
Capítulo 2. Marco Geológico.....	12
2.1. Batolito Peninsular.....	14
2.2. Arco Santiago Pico.....	16
2.3. Arco Alisitos.....	17
2.4. Zona de sutura.....	20
2.5. Área de estudio-Falla Agua Blanca.....	22
Capítulo 3. Trabajo de Campo.....	26
3.1. Equipo de medición.....	27
3.2. Registro de series de tiempo.....	29
Capítulo 4. Procesamiento de datos.....	32
4.1. El tensor de impedancia.....	32
4.2. Estimación robusta del tensor de impedancia.....	34
4.3. Impedancias Serie-Paralelo.....	38
4.4. Análisis de dimensionalidad.....	40
4.4.1. Invariantes de WAL.....	40
4.4.2. Análisis de elipticidad.....	44
4.4.3. Descomposición de Groom y Bailey.....	48
Capítulo 5. Inversión.....	55
5.1. Algoritmo de inversión Gauss-Newton 2D.....	55
5.1.1. Resultados con las impedancias SE-PA.....	58
5.1.2. Resultados con impedancias TE-TM.....	59
5.1.3. Análisis del ajuste a las observaciones.....	62
5.2. Algoritmo de inversión Occam.....	66
5.2.1. Resultados con modo TE-TM.....	67
5.2.2. Análisis del ajuste a las observaciones.....	69
Capítulo 6. Interpretación de resultados.....	72
6.1. Interpretación.....	72
6.1.1. Modelo Gauss-Newton.....	73
6.1.2. Modelo Occam.....	73
6.2. Datos sísmológicos.....	74

6.3. Discusión.....	77
Conclusiones.....	81
Referencias bibliográficas.....	82

Lista de figuras

Figura		Página
1	Mapa tectónico del Norte de Baja California, en el cual se muestran las fallas dominantes que acomodan el movimiento relativo entre las placas Norteamérica y Pacífico.	2
2	Provincias estructurales del norte de Baja California (rojo), algunas fallas activas (negro) y perfil MT realizado (triángulos morados).	13
3	Mapa tectónico del BP que muestra las tres zonas del batolito, la litología de zona occidental y de transición, y los segmentos de la zona occidental	16
4	Modelo tectónico para la evolución Mesozoica del BP.	21
5	Falla Agua Blanca y ramificación de la Falla Santo Tomás en Falla Maximinos (M) y Falla Soledad (S).	23
6	Equipo de registro magnetotelúrico.	26
7	Esquema de la instalación típica de los sensores magnéticos y eléctricos en un sitio de medición.	28
8	Ejemplo de series de tiempo.	30
9	Ejemplo del comportamiento de la coherencia y su efecto en las curvas de resistividad aparente y fase para los sitios AB01, AB09, AB15 y AB22 (ProMT, 2010).	31
10	Ejemplo de edición de datos para el sitio AB-07.	37
11	Ejemplo de la transformación Serie-Paralelo.	39
12	Diagramas que muestran los resultados del análisis de dimensionalidad de los 22 sitios obtenidos con el código de WALDIM.	43
13	Función objetivo sujeta a la minimización de la elipticidad, para sitio AB-10.	45
14	Datos originales en el panel superior. Resultado de la rotación al ángulo que minimiza la elipticidad, en el panel inferior.	46
15	a) Mapa de anomalía de Bouguer. b) Direcciones de strike obtenidos con análisis de elipticidad y su relación con orientación de la anomalía gravimétrica.	47
16	Familia de vectores unitarios (a) antes y (b) después de la aplicación del tensor 'shear' S.	49
17	Una familia de vectores unitarios (a) antes y (b) después de la aplicación del tensor de anisotropía A.	50

Lista de figuras

Figura		Página
19	Gráfica de las curvas de resistividad aparente y fase, parámetros de GB y desajuste para el sitio AB10, obtenidas del programa Strike para todas las frecuencias, con un parámetro fijo.	52
20	Gráfica de las curvas de resistividad aparente y fase, parámetros de GB y desajuste para el sitio AB10, obtenidas del programa Strike para todas las frecuencias, con dos parámetros fijos.	52
21	Gráfica de las curvas de resistividad aparente y fase, parámetros de GB y desajuste para el sitio AB10, obtenidas del programa Strike para todas las frecuencias, con todos los parámetros fijos.	53
22	Gráfica de las curvas de resistividad aparente y fase, parámetros de GB y desajuste para el sitio AB10, obtenidas del programa Strike para un conjunto de 18 sitios a una banda de frecuencia.	54
23	Modelo de resistividad resultante del perfil Agua-Blanca con el algoritmo de Gauss-Newton, utilizando datos SE-PA con $\tau=100$.	59
24	Curva L mostrando la variación del rms y la rugosidad para distintos factores de regularización.	60
25	Modelo de resistividad resultante del perfil Agua-Blanca con el algoritmo de Gauss-Newton, utilizando datos TE-TM con $\tau=4$.	61
26	Modelo de resistividad resultante del perfil Agua-Blanca con el algoritmo de Gauss-Newton tras 2 iteraciones, utilizando datos TE-TM con $\tau=4$.	62
27	Sección de resistividad aparente TM obtenida a partir de datos calculados con algoritmo Gauss-Newton.	63
28	Sección de resistividad aparente TE obtenida a partir de datos calculados con algoritmo Gauss-Newton.	64
29	Sección de fase TM obtenida a partir de datos calculados con algoritmo tipo Gauss-Newton.	64
30	Sección de fase TE obtenida a partir de datos calculados con algoritmo tipo Gauss-Newton.	65
31	Modelo de resistividad resultante del perfil Agua-Blanca con el algoritmo de Occam2D, utilizando datos TE-TM.	68
32	Sección de resistividad aparente TM obtenida a partir de datos calculados con algoritmo tipo Occam.	69

Lista de figuras

Figura		Página
33	Sección de resistividad aparente TE obtenida a partir de datos calculados con algoritmo tipo Occam.	70
34	Sección de fase TM, obtenida a partir de datos calculados con algoritmo tipo Occam.	70
35	Sección de fase TE observada obtenida a partir de datos calculados con algoritmo tipo Occam.	71
36	Modelos de resistividad del perfil Agua-Blanca utilizando datos TE-TM.	72
37	Episcentros de eventos sísmicos (morado) obtenidos de Frez Cárdenas <i>et al.</i> (2001), comprendidos en una franja de 24 km de ancho (líneas punteadas) alrededor del perfil MT proyectado (línea continua).	75
38	a) Modelo de resistividad a) resultante de inversión con algoritmo Gauss-Newton, b) resultante de inversión con algoritmo de Occam.	76

Lista de tablas

Tabla		Página
1	Variaciones entre los dos segmentos de arco (ASP y AA). Modificado de Wetmore <i>et al.</i> (2002)	20
2	Coordenadas geográficas de las estaciones del perfil magnetotelúrico.	26
3	Bandas de frecuencia registradas por el equipo MT-1.	29
4	Criterio de dimensionalidad de acuerdo a los valores de las invariantes de WAL (Modificado de Mati <i>et al.</i> , 2009).	42

Capítulo 1

Introducción

1.1. Justificación y definición del problema

La península de Baja California, ha sido importante objeto de estudio para las Ciencias de la Tierra, debido a la cantidad de fallas activas en la región y a las relaciones estructurales peculiares entre ellas. En la región Norte de la península de Baja California, considerada como una zona de deformación activa, se encuentra el límite entre las placas Norteamericana y Pacífico. El movimiento relativo entre estas dos placas tectónicas genera un régimen de deformación transtensivo (movimiento lateral derecho y extensión entre placas), el cual da lugar a una red de fallas de tipo normal y de cizalla distribuidas en forma de abanico (Figura 1). Esta red puede ser subdividida en cuatro dominios (Fletcher, comunicación personal): Dominio “Valle de Mexicali” (fallas Imperial y Cerro Prieto), dominio “Laguna Salada” (fallas Laguna Salada, Detachment Cañada David y Sierra de Juárez), dominio “Valle San Felipe-Valle Chico” (fallas San Pedro Mártir, Cuevitas y Santa Rosa) y el dominio “Transpeninsular” (fallas Agua Blanca, San Miguel, Tres Hermanos, Ojos Negros y Vallecitos). Dentro del último dominio, nuestro objeto de estudio se centra en el sector oriental de la falla Agua Blanca (FAB).

La falla Agua Blanca es la más antigua de las fallas del norte de Baja California, presenta deslizamiento lateral derecho y su orientación marcadamente transversal difiere de la de las fallas que caracterizan el sistema San Andrés-Golfo de California. Además de esta peculiaridad, esta falla marca el contacto entre dos provincias estructurales: Zona de Deformación Activa (ZDA), al norte, y el Bloque Peninsular Estable (BPE), al sur. Adicionalmente, se le asocia poca sismicidad en

comparación con las fallas aledañas, aunque si se ha observado desplazamiento significativo (Allen *et al.*, 1960; Suárez *et al.*, 1991; López, 2003).

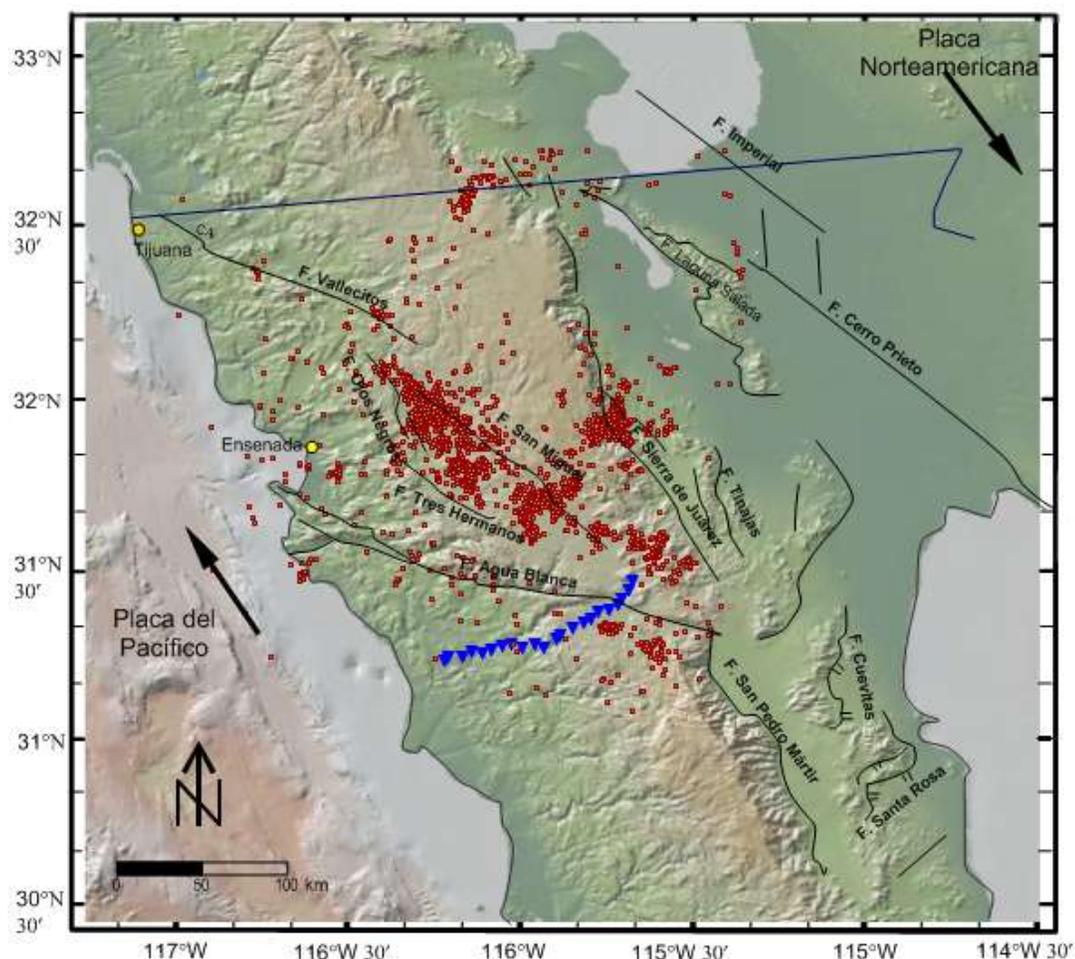


Figura 1. Mapa tectónico del Norte de Baja California, en el cual se muestran las fallas dominantes que acomodan el movimiento relativo entre las placas Norteamérica y del Pacífico. Se muestran también, con símbolos rojos, los epicentros determinados con datos locales (1997-2003, Frez *et al.* 2005) y con triángulos azules, el trazo del perfil magnetotelúrico realizado para este trabajo. (GeoMapApp 3.3.8)

Por lo anterior, el área asociada a la falla Agua Blanca ha sido en los últimos años objeto de estudios geofísicos y geológicos que han aportado información sobre algunas propiedades físicas de la corteza en esa zona (p. e. Atwater, 1970; Dixon *et al.* 2002) y evolución geológica (p.e. Gutiérrez y Suárez, 1988; Wetmore *et al.*

2002). Sin embargo, no existe información sobre la distribución de la conductividad eléctrica de las rocas de la corteza en esta región. Se tiene conocimiento de que la conductividad eléctrica de las rocas aumenta con la presencia de fluidos y con la presencia de minerales conductores interconectados, lo cual se ha observado como resultado de los procesos que ocurren en márgenes activos o de subducción reciente. Además, en zonas de acreción se tiene la presencia de anomalías conductoras asociadas a la presencia de minerales arcillosos producidos durante la cizalla (Bedrosian, 2007). Asimismo, en varios sitios alrededor del mundo se ha observado que en la base de la corteza se pueden desarrollar zonas de acumulación de fluidos, debido a las condiciones de presión y al régimen de esfuerzos regionales (Connolly y Podladchikov, 2004; Pamplona, 2007). Para investigar la conductividad eléctrica de la corteza uno de los métodos más útiles es el magnetotelúrico, el cual consiste en medir la variación de los campos electromagnéticos naturales en la superficie de la Tierra y utilizarlos para deducir la conductividad eléctrica del subsuelo. Esto es posible porque la distribución de conductividad eléctrica de las rocas en el subsuelo afecta la relación entre el campo eléctrico y magnético natural que puede medirse en la superficie.

1.2. Objetivos

El objetivo de este trabajo es caracterizar la distribución de la conductividad eléctrica en la corteza a través de un perfil magnetotelúrico transversal a la falla Agua Blanca, con el propósito de:

- Investigar la geometría/extensión de la falla.
- Identificar la ubicación de una posible zona de acreción antigua (sutura) dentro de la corteza.
- Definir la presencia de fluidos en la corteza y ver si es posible explicar la escasa actividad sísmica en la falla de Agua Blanca.

1.3. Método MT

Las bases del método magnetotelúrico se establecieron en la década de los años cincuenta con los trabajos de Tikhonov (1950) y Cagniard (1953), siendo este último quien estableció los fundamentos del método para la exploración geofísica. Actualmente el método magnetotelúrico (MT) continúa evolucionando y ampliando su uso, destacando entre los métodos que permiten obtener la distribución de conductividad eléctrica del subsuelo a escalas litosféricas (Simpson y Bahr, 2005; Chave y Jones, 2012).

El método magnetotelúrico es una técnica electromagnética pasiva que permite medir simultáneamente en un punto sobre la superficie de la Tierra las variaciones temporales naturales de los campos eléctrico y magnético, con el fin de conocer la conductividad eléctrica de las rocas del interior de la Tierra. Para frecuencias menores a 1 Hz, estas variaciones se deben a movimientos de cargas eléctricas en la ionósfera provocadas por la interacción de la magnetósfera y la ionósfera con el viento solar; mientras que las frecuencias mayores a 1Hz se producen principalmente por rayos y tormentas eléctricas que ocurren alrededor del globo y cuya energía se transmite a través de la cavidad formada entre la ionósfera y la superficie terrestre.

Las fluctuaciones se propagan en la atmósfera y al incidir en la superficie de la Tierra parte de la energía se transmite al interior. La energía se atenúa a medida que penetra, debido a que el subsuelo es un medio conductor y disipa la energía en calor. En este proceso se inducen pequeñas corrientes secundarias y campos magnéticos asociados que deforman el campo primario. El efecto total puede medirse desde la superficie con instrumentos de muy alta sensibilidad. La propagación de la energía electromagnética en el subsuelo sigue un proceso de difusión que depende de la frecuencia. Las altas frecuencias se atenúan cerca de

la superficie y las más bajas pueden alcanzar decenas de kilómetros de profundidad.

La relación entre el campo eléctrico y el campo magnético medidos en la superficie de la Tierra depende de la conductividad eléctrica del medio en el que se propaga la energía. Por esta razón, midiendo los campos en la superficie se puede investigar la distribución de la conductividad eléctrica en el subsuelo.

1.3.1 Fundamentos teóricos

Cagniard (1953) propone un modelo donde la Tierra es representada como un medio semi-infinito, isótropo y homogéneo, con una conductividad σ . Por otro lado se supone que el campo incidente puede considerarse como una onda electromagnética plana, polarizada aleatoriamente y que incide normalmente en la superficie. La primera condición se justifica por la lejanía de la fuente (~70 km a la ionósfera y tormentas eléctricas lejanas). La segunda condición se debe a la aleatoriedad, tanto de la distribución de corrientes ionosféricas como de las tormentas eléctricas lejanas. La tercera condición se cumple debido al alto contraste de conductividad eléctrica en la interfaz aire-Tierra, lo que provoca que el ángulo de refracción se anule (perpendicular a la interfaz) independientemente del ángulo de incidencia (Ley de Snell).

Con base en estas condiciones, el campo eléctrico y magnético pueden expresarse (Chave y Jones, 2012) para una dependencia en el tiempo $e^{i\omega t}$ como

$$A = A_0 e^{-i(kz - \omega t)} \quad , \quad (1)$$

donde A puede ser cualquiera de los campos (eléctrico o magnético) y $k = \sqrt{-i\omega\mu\sigma}$ es la constante de propagación, ω es la frecuencia angular de la onda electromagnética y μ es la permeabilidad magnética la cual se considera constante e igual su valor en el vacío, $\mu=4\pi \times 10^{-7}$ (SI).

Puesto que k es una cantidad compleja, puede ponerse en términos de sus partes real e imaginaria $k = \alpha - i\beta$, y la propagación quedaria como

$$A = Ae^{-\beta z} e^{i(\omega t - \alpha z)} \quad , \quad (2)$$

donde, β es la constante de atenuación y α es la constante de fase.

En un medio homogéneo o en uno donde la conductividad sólo varía con la profundidad, el campo eléctrico en la dirección x se asocia a un campo magnético perpendicular en dirección y , la onda se propaga a profundidad en la dirección z .

Ambos campos dependen de la onda incidente; para eliminar dicha dependencia se introduce el concepto de impedancia, Z , una magnitud compleja definida como el cociente entre las componentes del campo eléctrico (E) y del campo magnético (H) perpendiculares entre ellos.

En un medio homogéneo, la relación entre los campos es

$$E_y = -\frac{\omega\mu}{k} H_x \quad \text{y} \quad E_x = -\frac{\omega\mu}{k} H_y \quad , \quad (3)$$

donde $\frac{\omega\mu}{k}$ o h es una cantidad compleja con amplitud y fase que se conoce como impedancia intrínseca del medio, su amplitud está dada por

$$|\eta| = \left| \frac{E_x}{H_y} \right| = \left| \frac{E_y}{H_x} \right| = \frac{1}{\sqrt{\omega\mu\sigma}} = \sqrt{\omega\mu\rho} \quad . \quad (4)$$

Si se considera su amplitud, se puede observar que η es el cociente de los campos \mathbf{E} y \mathbf{H} medidos y que depende exclusivamente de la conductividad

eléctrica del medio, de la susceptibilidad magnética y de la frecuencia de la onda electromagnética.

A partir de la fórmula anterior puede determinarse la resistividad de un medio homogéneo,

$$\rho = \frac{1}{\omega\mu} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 = \frac{1}{\omega\mu} \left| \frac{E_y}{H_x} \right|^2 . \quad (5)$$

Es decir la resistividad eléctrica de un medio homogéneo puede encontrarse conociendo una componente horizontal del campo eléctrico y la correspondiente componente perpendicular del campo magnético.

En un medio heterogéneo la ecuación (5) se convierte en una resistividad “aparente” y la impedancia intrínseca en una impedancia de superficie:

$$\rho_a = \frac{1}{\omega\mu} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 = \frac{1}{\omega\mu} |Z_{xy}|^2 . \quad (6)$$

La resistividad aparente se define como aquella resistividad que correspondería a la de un medio homogéneo obtenida bajo las mismas condiciones de observación. Como puede verse en la ecuación (6) la resistividad aparente es función de la frecuencia, de tal modo que si en un sitio se miden los campos E_x y H_y a diferentes frecuencias se puede construir una curva de resistividad aparente en el dominio de la frecuencia.

Por otra parte, el hecho de que la Tierra se comporte como un medio conductor conlleva a la aparición de una diferencia de fase entre el campo \mathbf{E} y el campo \mathbf{H} . En un medio homogéneo, la diferencia de fase entre ambos campos es de $\pi/4$ radianes para todas las frecuencias. Cuando el medio no es homogéneo la fase es una función de la frecuencia.

$$\phi = \tan^{-1} \left[\frac{\text{Im}Z}{\text{Re}Z} \right] . \quad (7)$$

Al igual que con la resistividad aparente, cuando en un sitio se miden los campos a distintas frecuencias se puede construir una curva de fase en el dominio de la frecuencia.

La ecuación (1) indica que la amplitud de los campos decrece de forma exponencial en el interior del conductor. Lo anterior es consecuencia de la disipación de energía que existe dentro del conductor debido al efecto Joule de las corrientes eléctricas que se crearon en su interior. Esto significa que a una cierta profundidad, el conductor habrá absorbido toda la energía de la onda electromagnética. Existe una magnitud que relaciona el decrecimiento de la amplitud con la profundidad y se conoce como “profundidad de penetración” o “skin depth”, δ .

El “skin depth” se define como la profundidad a la cual la amplitud decrece en un factor de e^{-1} (37%), y está en dependencia de la conductividad del medio y de la frecuencia de la onda electromagnética:

$$\delta = \sqrt{\frac{2\rho}{\omega\mu}} = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu\sigma}} \quad . \quad (8)$$

Suponiendo que $\mu = \mu_0 = (4\pi \times 10^{-7})$, podemos reescribir δ como:

$$\delta = 0.5\sqrt{\rho T} \quad , \quad (9)$$

donde δ está en km, ρ en $\Omega\text{-m}$ y el periodo T , en s. Esta magnitud permite hacer una estimación de la profundidad de estudio; de esta forma cuando la Tierra sea resistiva (ρ grande) y/o para periodos largos la profundidad será mayor (Marcuello, 1989).

En la práctica las fórmulas (6) y (7) conocidas como formulación de Cagniard-Tikhonov (Tikhonov, 1950; Cagniard, 1953) no resultaron muy útiles, ya que en general, la impedancia de superficie depende de la polarización de los campos, y las fórmulas propuestas consideraban el caso unidimensional. Por esta razón, Candwell (1960) propuso que en un medio más complicado, la relación entre las componentes horizontales de los campos eléctrico y magnético medidos en la superficie de la Tierra se expresa en forma tensorial

$$\begin{pmatrix} E_x(\omega) \\ E_y(\omega) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx}(\omega) & Z_{xy}(\omega) \\ Z_{yx}(\omega) & Z_{yy}(\omega) \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x(\omega) \\ H_y(\omega) \end{pmatrix}, \quad (10)$$

donde Z_{xx} , Z_{xy} , Z_{yx} , Z_{yy} , son los elementos complejos (con amplitud y fase) de un tensor de segundo orden \mathbf{Z} , llamado tensor de impedancia. Los vectores \mathbf{E} y \mathbf{H} son campos horizontales medidos en la superficie de la Tierra. El tensor de impedancia es la respuesta observable en la superficie producida por la distribución de resistividad en el subsuelo. Con cada una de las componentes del tensor de impedancia \mathbf{Z} se puede calcular una resistividad aparente y una fase.

Usando la ecuación (10) y considerando al menos dos polarizaciones distintas para los campos medidos, se puede escribir cada uno de los elementos del tensor de impedancia en términos de potencias espectrales entre los campos medidos en superficie,

$$\begin{aligned}
Z_{xx} &= \frac{1}{D} \langle E_x H_x^* \rangle \langle H_y^* H_y \rangle - \langle E_x H_y^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle \\
Z_{xy} &= \frac{1}{D} \langle E_x H_y^* \rangle \langle H_x^* H_x \rangle - \langle E_x H_x^* \rangle \langle H_x H_y^* \rangle \\
Z_{yx} &= \frac{1}{D} \langle E_y H_x^* \rangle \langle H_y^* H_y \rangle - \langle E_y H_y^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle \\
Z_{yy} &= \frac{1}{D} \langle E_y H_y^* \rangle \langle H_x^* H_x \rangle - \langle E_y H_x^* \rangle \langle H_y H_y^* \rangle \\
D &= \langle H_x H_x^* \rangle \langle H_y H_y^* \rangle - \langle H_x H_y^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle
\end{aligned} \tag{11}$$

Las cantidades $\langle A_i B_j^* \rangle$ son estimaciones de las auto-potencias y potencias cruzadas entre las componentes horizontales de los campos \mathbf{E} y \mathbf{H} .

Los campos electromagnéticos se registran en cada sitio durante varias horas y las series de tiempo se transforman al dominio de la frecuencia para calcular las potencias espectrales y con éstas estimar los cuatro elementos del tensor de impedancia (ecuación (11)).

La ecuación (11) puede ser expresada en notación matricial como

$$\widehat{\mathbf{Z}} = \langle \mathbf{H}^\dagger \mathbf{H} \rangle^{-1} \langle \mathbf{H}^\dagger \mathbf{E} \rangle, \tag{12}$$

donde el superíndice † representa el hermitiano (i.e. el transpuesto conjugado). Los elementos $\langle \mathbf{H}^\dagger \mathbf{H} \rangle$ y $\langle \mathbf{H}^\dagger \mathbf{E} \rangle$ son las estimaciones de auto-potencias y potencias cruzadas, respectivamente. El símbolo $\langle \rangle$ representa promedios robustos usando varias estimaciones. En suma, $\widehat{\mathbf{Z}}$ es una estimación mínimo cuadrática empleando las diferentes ventanas de muestreo.

En resumen, la metodología implica el registro de series de tiempo, las cuales se transforman al dominio de la frecuencia; a partir de esto se estiman las auto-potencias y potencias cruzadas, con éstas se estiman las componentes del tensor, se calculan resistividades aparentes y fases en función de la frecuencia,

finalmente éstas curvas se interpretan en términos de modelos numéricos del subsuelo utilizando técnicas de inversión de datos que se describen más adelante detalladamente.

Capítulo 2

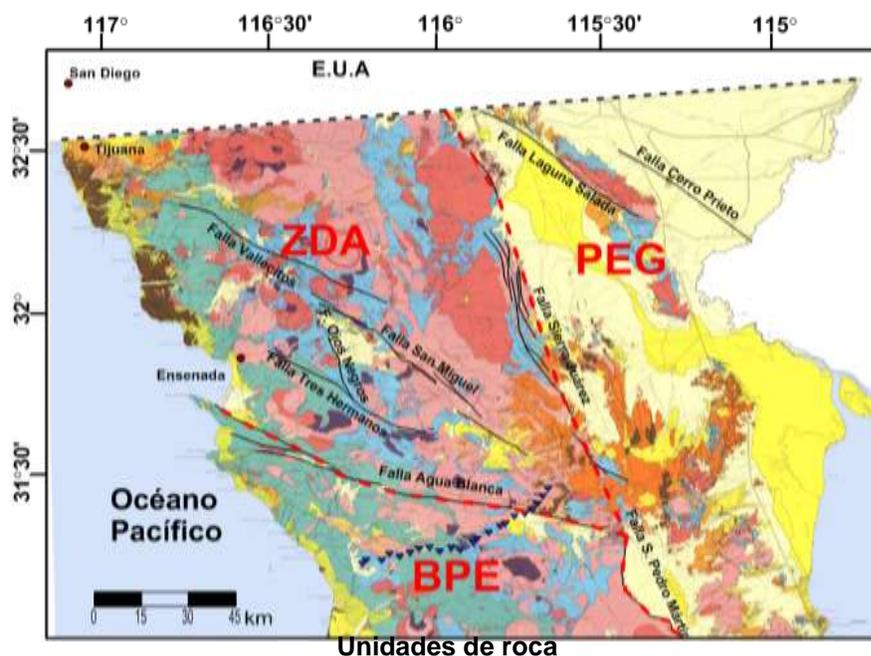
Marco geológico

De acuerdo a su historia de deformación y actividad tectónica, la región norte de la península de Baja California se puede dividir en tres dominios estructurales o provincias tectónicas (Figura 2): La Provincia Extensional del Golfo (PEG), el Bloque Peninsular Estable (BPE) y la Zona de Deformación Activa (ZDA), (Stock *et al.*, 1991).

La PEG se extiende desde el sur del Salton Trough a todo lo largo de la costa oriental de la península, y al occidente de los estados de Sonora y Sinaloa, limitada al oeste por el Escarpe Principal del Golfo. Presenta topografía del tipo cuencas y sierras y cuencas extensionales (Stock *et al.*, 1991). La PEG está compuesta principalmente por rocas volcánicas (basalto, andesita), granodiorita, tonalita, volcano-sedimentarias y sedimentarias postbatolíticas que incluyen areniscas, lutitas calcáreas, aluvión y conglomerados de grava y arena. También hay presencia de calizas y sedimentos clásticos del Paleozoico que derivaron en pizarras, cuarcitas, esquistos y gneisses (Gastil *et al.*, 1975) tras sufrir metamorfismo.

El EPG es el límite Este de los dominios ZDA y BPE. Ambos dominios se encuentran divididos por la falla Agua Blanca (FAB), reconocida como la falla activa más antigua del norte de Baja California. La FAB es el límite sur de la ZDA, cuyo nombre proviene del sistema de fallas activas y los procesos geológicos presentes a partir de la deformación resultante de la separación del Golfo de California (deformación transtensional) y el sistema de fallas San Andrés (deformación transpresiva). En esta región afloran granito, diorita, granodiorita,

tonalita, y metasedimentos, con la presencia de aluvión en algunas zonas (Gastil *et al.*, 1975; Servicio Geológico Mexicano, 2003; Pamplona, 2007).



Rocas sedimentarias Post-batolíticas

- Cuaternario: al, aluvión; Qd medanos
- Cuaternario: Qm, marina; Qf, fluvial; Ql, lacustre
- Plioceno: Tpm, marina; Tpf fluvial
- Mioceno: Tmm, marina; Tmf, fluvial
- Terciario Inferior: Te, Eoceno; Tp, Paleoceno; m, marina; f, fluvial; Tc, conglomerado
- Cretácico Superior: Kr, grupo Rosario; m, marina; f, fluvial; Kuc, Formación Redondo

Rocas volcánicas Post-batolíticas

- Qb, cuaternario basalto; Tpb, Plioceno basalto y andesita basáltica; Tmb, Mioceno basalto y andesita basáltica
- Tp, Plioceno; Tm, Mioceno; v, volcánicas no diferenciado; a, andesita; r, riolita y dacita

Rocas Batolíticas

- ad, adamelita y granito; gd, granodiorita
- t, tonalita; gr, no diferenciado
- gb, gabro; d, diabasa

Rocas Pre-batolíticas

- Ka, Formación Alisitos; s, sedimentaria; v, volcánica; m, caliza; Jv ?, Jurásico ?; pbv, volcánicas no diferenciada
- pbs, metasedimentaria; pbc, secuencia Paleozoico?; sl, pizarra; am, amfibolita; sch, esquisto; gn, gneiss; pbq, cuarcita; pb, no diferenciado; mp, plutónicas y metamórficas mezcladas

Figura 2. Provincias estructurales del norte de Baja California (rojo), algunas fallas activas (negro) y perfil MT realizado (triángulos morados). Modificado de Gastil *et al.* (1975).

Al sur de la FAB y limitado al Este por la falla San Pedro Mártir se localiza el BPE compuesto por rocas extrusivas volcanoclásticas del Cretácico (Stock *et al.*, 1991) de la Formación Alisitos, la cual además de la secuencia andesítica, de tobas y piroclastos, contiene secuencias de limolitas, lutitas calcáreas y lodolitas intercaladas con areniscas y calizas de tipo arrecifal (Gastil *et al.*, 1975). Toda esta secuencia se encuentra intrusionada por cuerpos plutónicos del Batolito Peninsular (Gastil *et al.*, 1975; Pamplona, 2007). Tal como lo indica su nombre, esta provincia se caracteriza por ser un bloque estable en el que no se conocen fallas activas y por ende la actividad sísmica es insignificante comparada con la ZDA.

2.1 Batolito Peninsular

Una significativa porción del área de estudio cae dentro de rocas del Batolito Peninsular (BP). El BP forma parte de una cadena de batolitos Mesozoicos en el Oeste de Norteamérica que se extiende desde Alaska hasta el extremo sur de Baja California. El BP en Baja California, es el segmento más hacia el sur; su emplazamiento de acuerdo con Gastil *et al.*, (1975), se inicia en el Cretácico temprano (140 Ma) y continuó hasta el final del Mesozoico y principio del Cenozoico (65 Ma), dando origen a la Sierra Peninsular además de modificar profundamente la geología regional preexistente. Los intrusivos más antiguos se ubican al occidente mientras que los más jóvenes están al oriente de la península (Wetmore *et. al.*, 2002).

Una de las características del batolito, es que se encuentra lateralmente zonificado (ver Figura 3): una zona máfica al oeste (rica en magnetita y con edades que van de 140 a 105 Ma), cuyo basamento se infiere que es litosfera oceánica (DePaolo, 1981) y una zona félsica (rica en ilmenita y con edades de los plutones que varían de 105 a 80 Ma) al este, en la que el basamento se infiere que es transicional a corteza continental; el contacto entre estos dos diferentes tipos de plutones,

definen la frontera magnetita-ilmenita propuesta por Gastil *et al.* (1990). Sin embargo la edad y los procesos responsables de la yuxtaposición de estos dos tipos de litosfera sigue siendo un aspecto sin resolver. En cuanto a la litología, las rocas más abundantes en el BP son tonalitas, granodioritas, gabro, gabro cuarcífero y diorita (Gastil *et al.*, 1975)

Se han propuesto diversos modelos para explicar la evolución mesozoica del BP, simplificándose en dos: (1) un solo arco propagándose hacia el interior desarrollado a través de una unión entre la litosfera oceánica y continental (Walawender *et al.*, 1991; Thomson y Girty, 1994) y (2) un arco de isla exótico acrecionado con el continente entre 115 y 108 Ma (Johnson *et al.*, 1999). Las áreas sobre las que se basan estos modelos están separadas por la falla Agua Blanca. Con base en las diferencias encontradas a cada lado de la FAB tanto en edad como en ambiente de deposición, Gastil *et al.* (1981) dividen la zona oeste del BP, en dos segmentos de arco, al norte el arco Santiago Peak y al sur el arco Alisitos (Wetmore *et al.*, 2002), existe además la evidencia de una zona de transición entre ambas regiones.

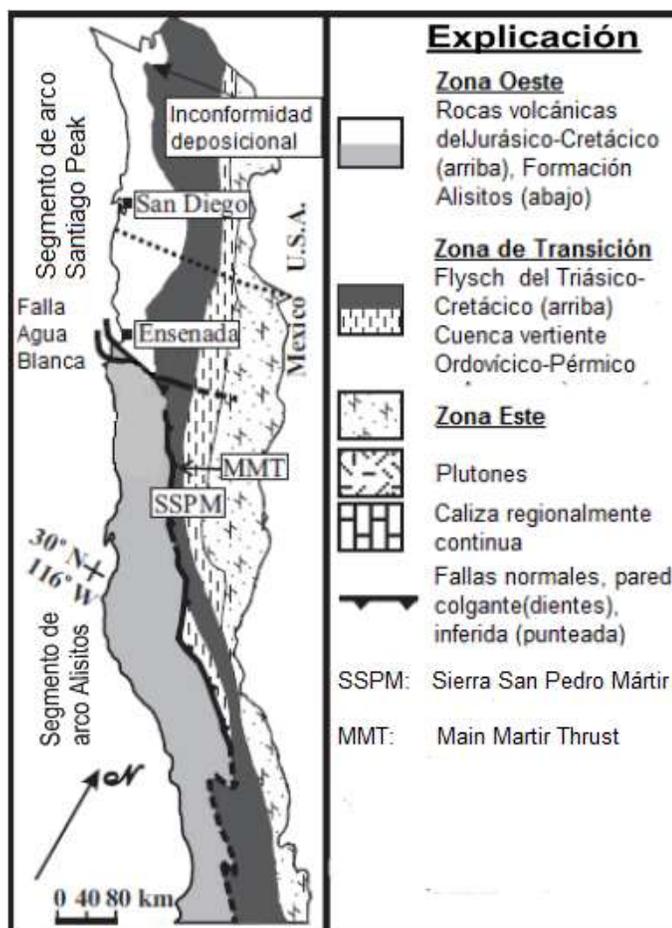


Figura 3. Mapa tectónico del BP que muestra las tres zonas del batolito, la litología de zona occidental y de transición, y los segmentos de la zona occidental. Modificado de Gastil *et al.* (1993) y Wetmore *et al.* (2002) (p. 248).

2.2 Arco Santiago Peak

El segmento de arco Santiago Peak (ASP) se extiende desde la falla Agua Blanca a la sierra Transversal al sur de California. La estratigrafía de este segmento se compone de rocas volcánicas del Jurásico-Cretácico y volcanoclásticas, que incluyen flujos, brechas, tobas soldadas, intrusiones hipabisales y depósitos epiclásticos poco abundantes que fueron emplazados desde por lo menos 128 Ma hasta al menos 112 Ma. (Larsen, 1948; Schroeder, 1967; Adams, 1979; Gorzolla, 1988; Herzig, 1991; Reed, 1992; Carrasco *et al.*, 1993; Meeth, 1993; en Wetmore

et al., 2003). Se ha inferido que han sido depositadas subaéreamente con base en la abundancia de lapilli de acreción, paleosuelos conservados y a la ausencia de depósitos marinos (Wetmore *et al.*, 2002; Sedlock, 2003)

La zona de transición adyacente al ASP es relativamente ancha (>100 km) debido tanto a extensas exposiciones laterales de *flysch* (>50 km) y a gradientes geoquímicos relativamente suaves de oeste a este (Taylor y Silver, 1978; en Wetmore *et al.*, 2002). El límite entre el segmento de arco y la zona de transición está caracterizado por contactos deposicionales con poca o ninguna deformación (Wetmore *et al.*, 2002)

En las zonas ASP y de transición la presencia de zircones heredados y contactos deposicionales entre las rocas volcánicas y el *flysch* subyacente sugieren que al menos la porción Este del ASP debe haber sido desarrollado a través y sobre un basamento que incluye depósitos continentales, lo cual es concordante con los modelos que sugieren una yuxtaposición prebatolítica de la zona oeste con el margen continental (e.g., Walawender *et al.*, 1991). Además, evidencias en la determinación de elementos mayores, elementos traza y datos isotópicos indican que el arco Santiago Peak se formó en un margen de arco continental en lugar de en un arco de isla (Todd *et al.*, 1988; Wetmore, 2002). Así, el volcanismo del ASP concluyó en algún tiempo entre los 116 Ma y el Cretácico Tardío.

2.3 Arco Alisitos

El Arco Alisitos (AA) se extiende desde la FAB hasta al menos el área de la sierra Calamajue, al sur de la cual se encuentra cubierto por estratos más jóvenes. La unidad dominante es la formación Alisitos, la cual presenta estratigrafía del Jurásico-Cretácico y está caracterizada por tobas pobremente soldadas depositadas subacuáticamente, una mezcla heterogénea de rocas volcánicas (flujo de ceniza y lava) que muestra el mismo rango de composición que el ASP,

rocas volcanoclásticas y epiclásticas retrabajadas con una intercalación delgada pero persistente de caliza arrecifal (Santillán y Barrera, 1930; Allison, 1955, 1974; en Schmidt *et al.*, 2002). Además se encuentran numerosas unidades de caliza (actualmente mármol), un miembro de caliza/mármol regionalmente extenso formando crestas que puede ser rastreado continuamente desde Punta China hasta el norte de Sierra San Pedro Mártir y presencia local abundante de basalto de almohadilla (Silver *et al.*, 1963; en Wetmore, 2003). La mayor parte del AA no se encuentra fechado, sin embargo las calizas dentro de la formación contienen fósiles del Albiano (Allison, 1974) y rocas volcánicas que muestran edades U-Pb de 116 ± 2 Ma (Carrasco *et al.*, 1995) y 114.8 ± 1.5 Ma (Johnson *et al.*, 2003). (Allison 1955, 1974; Leedom, 1967; Reed, 1967; Beggs, 1984; Suarez-Vidal, 1986, 1993; Busby y Fackler-Adams, 1998; Johnson *et al.*, 1999, Sedlock, 2003; Springer, 2010; Wetmore *et al.*, 2002).

Suarez-Vidal (1986) identificó que el estrato a lo largo del lado Este del segmento de arco representa una deposición en un ambiente marino tectónicamente pasivo, esto se muestra no sólo por la litología de la formación Alisitos sino también por la presencia de fósiles marinos como rudistas (Allison 1955, Wetmore *et al.*, 2002).

De acuerdo a Wetmore *et al.* (2002), la zona de transición adyacente al arco Alisitos se encuentra muy restringida en extensión lateral (≤ 25 km) con exposiciones limitadas de estratos tipo *flysch* (≤ 10 km). El límite estructural entre este segmento de arco y la zona de transición se encuentra marcado por una zona de cizalla dúctil conocida como *Main Martir Thrust* (MMT, Cabalgamiento Principal Mártir), al norte de la Sierra de San Pedro Mártir (Griffith y Hoobs, 1993; Schmidt *et al.*, 2002). Estas fallas limítrofes marcan también el límite occidental de todos los materiales de derivación continental, siendo por ende el único medio de yuxtaposición de los estratos con la Formación Alisitos, cuya edad se asigna a la edad de sutura de los plutones entre 115 y 108 Ma. (Johnson *et al.*, 1999).

De acuerdo con Chávez *et al.* (2003), paralela al MMT se presenta la falla Rosarito, la cual yuxtapone unidades sedimentarias de la Formación Alisitos con el dominio occidental rico en rocas volcánicas de la misma unidad. La Falla Rosarito es una zona de falla con inclinación entre pronunciada a moderadamente NE, que presenta actividad desde al menos hace 85 Ma (Schmidt y Paterson, 2002). La zona de falla se caracteriza además de su marcado buzamiento, por bandas de cizalla y fallas discretas cloritizadas con sentido de cizalla NE-SW. Chávez *et al.* (2003) proponen que la falla Rosarito en conjunto con el MMT definen una amplia zona de cizalla donde existen plutones inclinados, además proponen que estas fallas alternaron su actividad entre 115 y 85 Ma.

Las diferencias entre el arco Santiago Peak y el arco Alisitos se encuentran resumidas en la Tabla 1 y consisten en: 1) edad de magmatismo; 2) existencia de zircones heredados; 3) ambiente deposicional del arco; 4) ubicación de cuencas tras-arco; 5) extensión lateral de la zona transicional y *flysch* de origen continental; 6) naturaleza de los límites entre los segmentos de arco y la zona de transición y 7) carácter de la deformación asociada con la falla Agua Blanca ancestral. Resaltan la diferencia en el ambiente deposicional, subaéreo para ASP y submarino en el caso del AA, así también las edades de magmatismo observadas, de mayor antigüedad en el primer caso (ASP). En relación a la deformación, se tiene mayor grado de deformación en el arco Alisitos en la zona de cizalla MMT. En general, estas diferencias son más pronunciadas en la zona oeste del BP y menos pronunciadas en la zona de transición, y sugieren que la evolución tectónica al norte y sur de la FAB fue diferente.

Tabla 1. Variaciones entre los dos segmentos de arco (ASP y AA).
Modificado de Wetmore *et al.* (2002) (p.249).

Segmento de Arco	Santiago Peak	Alisitos
Edad de Magmatismo	130 a 120 Ma	117 a 108 Ma
Zircones heredados	Observado dentro de rocas volcánicas y plutónicas	No observados
Ambiente deposicional de estratigrafía Jurásico-Cretácica	Subaérea	Submarina
Geografía de cuencas tras-arco	Al oeste del arco activo	Al este del arco activo
Extensión lateral de <i>flysch</i> y zona de transición	<i>Flysch</i> \leq 50 km Zona transicional \leq 100 km	<i>Flysch</i> \leq 5 km Zona transicional \leq 25 km
Límite occidental y zona de transición	Discordancia deposicional	Gran zona de cizalla dúctil
Distribución de deformación	Distribución de deformación	Aureolas plutónicas, a lo largo de los límites este y norte al segmento de arco
Deformación asociada con la falla Agua Blanca	Deformación asociada con la falla Agua Blanca	Cambio regional en tendencia estructural, intensidad de deformación alta y metamorfismo de grado anfibolita.

2.4 Zona de sutura

Johnson *et al.*, (1999) proponen un modelo para explicar la evolución de la litosfera en la península de Baja California, el cual considera que dos arcos paralelos estuvieron activos entre el Jurásico y el Cretácico (Figura 4). De acuerdo con este modelo un arco volcánico del Triásico-tardío Jurásico temprano (ASP) estuvo activo hasta hace 127 Ma a lo largo de la margen continental, y fue producido por la subducción de una corteza oceánica bajo la corteza continental. Por otra parte, probablemente hace 140 Ma, el AA se originó como un arco de islas paralelo al anterior, desarrollado sobre corteza oceánica que no estaba asociada a Norteamérica, i.e. producto de la subducción de corteza oceánica bajo otra corteza oceánica (modelo de arco exótico). Lo anterior dio lugar al desarrollo

de una cuenca extensional (zona de transición) entre ambos arcos activos donde se depositaron una secuencia de sedimentos volcanoclásticos, epiclásticos y calcáreos hasta hace 115 o 108 Ma (finales del Cretácico Inferior), cuando un evento compresivo acrecionó los dos arcos y el AA fue suturado a Norteamérica, quedando yuxtapuesto al ASP a través de una falla con buzamiento al noreste, cuya extensión oriental es la Cabalgadura Principal Mártir (MMT) y extensión al norte es la falla Agua Blanca ancestral (Johnson *et al.*, 1999; Wetmore *et al.* 2003, Springer, 2010). El MMT estuvo activo entre 115 Ma y 105 Ma (Johnson *et al.*, 1999, 2003; Schmidt *et al.*, 2002; Sedlock, 2003) y marca una discontinuidad de edades de al menos 10 ó 15 Ma, además coincide burdamente con la línea magnetita-ilmenita propuesta por Gastil *et al.* (1990), ambas tendencias convergen en la parte media de la Sierra San Pedro Mártir. El movimiento a lo largo de ambos (MMT y FAB ancestral) cesó aproximadamente hace 110 Ma (Wetmore *et al.*, 2003; Alsleben *et al.*, 2008); más tarde, entre 108-97 Ma la actividad plutónica asociada al emplazamiento del batolito peninsular intrusionó la zona de sutura (Johnson *et al.*, 1999; Wetmore *et al.*, 2002, 2003; Pamplona, 2007).

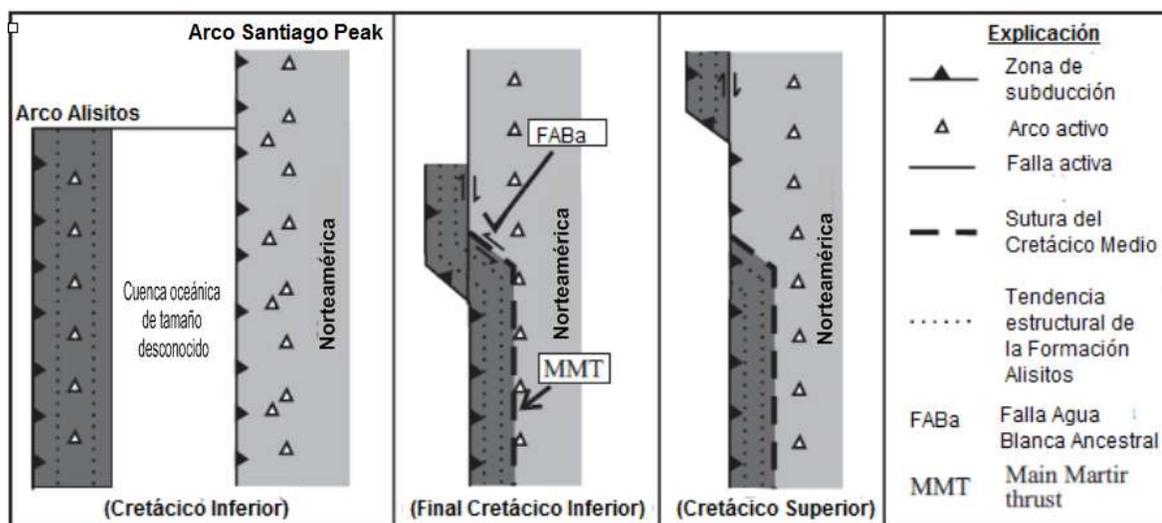


Figura 4. Modelo tectónico para la evolución Mesozoica del BP. Modificado de Wetmore *et al.* (2002) (p. 249).

2.5 Área de estudio - Falla Agua Blanca

La falla Agua Blanca (FAB) es una falla dextral transpeninsular importante, considerada como uno de los principales sistemas de fallas activas en el norte de Baja California, se extiende aproximadamente 130 km en longitud desde el Paso de San Matías hasta la Bahía de Todos Santos, en donde se introduce en el océano interactuando con estructuras activas ubicadas en el interior de la margen continental del Pacífico (Wong, 1980). Entre las características peculiares de la FAB, está su orientación anómala con respecto al Sistema de Fallas San Andrés-Golfo de California; siendo el rumbo de la Falla Agua Blanca de N 72°W (Cruz, 2002) mismo que cambia a N 48° W hacia el sector oriental (Santo Tomás y Punta Banda).

Otras características que presenta la falla en diferentes segmentos es por ejemplo, en Valle de Santo Tomás (sector occidental) donde la falla Agua Blanca deja de presentar movimiento lateral como principal, para cambiar a un movimiento oblicuo. Además otro rasgo importante es que cerca de su extremo occidental (Valle de Santo Tomás) la FAB se bifurca en dos sectores, hacia el norte (FAB) y hacia el oeste (FST, Falla de Santo Tomás), ambos sectores limitan el sur y el norte de la Península de Punta Banda, considerándose al sector norte como el más activo (Allen, *et al.*, 1960; Pou, 1982). Por otra parte, como se observa en la Figura 5, la falla de Santo Tomás se ramifica a su vez en las fallas Soledad y Maximinos (Cruz, 2002).

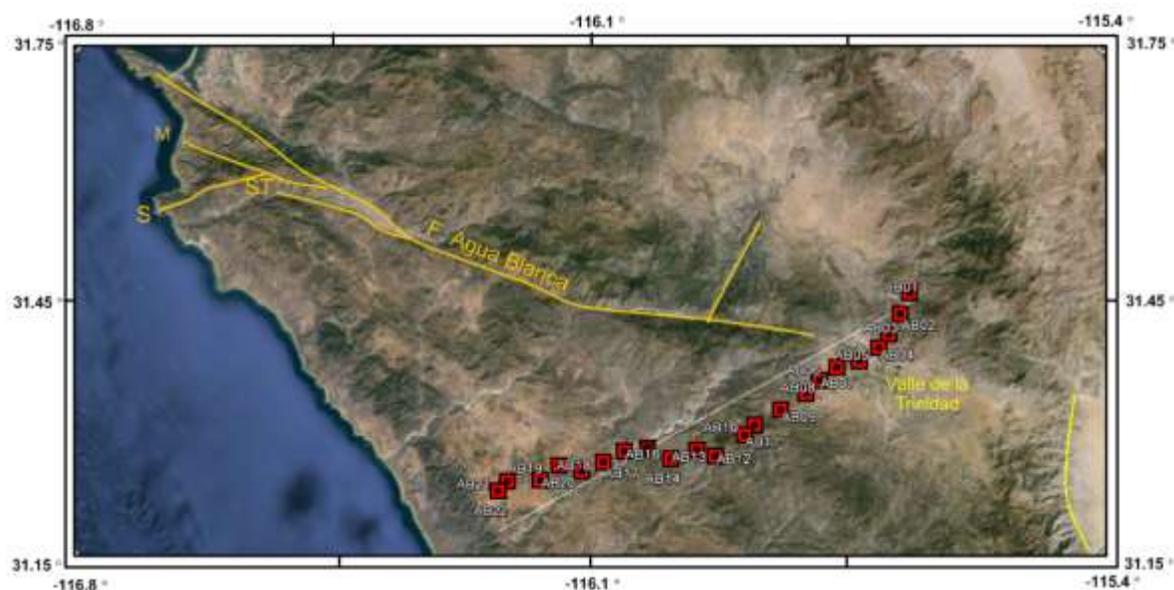


Figura 5. Falla Agua Blanca y ramificación de la Falla Santo Tomás (ST) en Falla Maximinos (M) y Falla Soledad (S). Los símbolos rojos representan el perfil medido en campo, mientras que la línea blanca es la proyección de los sitios. (Google Earth)

La FAB es considerada como la falla activa más antigua presente en la región norte de Baja California, aunque históricamente no se han registrado eventos sísmicos de magnitud importante ($M > 3$), las expresiones geomorfológicas asociadas a la falla (escarpes recientes, corte y desplazamiento de abanicos aluviales, *shuttermidges* -sierras desplazadas-, fallas de deslizamiento y de montura -*sags* y *saddles*-, *side-hill ridges* y valles indican que aún es activa. Allen *et al.* (1960) sugieren un desplazamiento dextral mínimo de 11 a 22 km a lo largo de la falla en su sector central, con base en los datos geológicos observados en distintos tipos de roca (conglomerados en contacto con tobas depositadas en agua, rocas sedimentarias no marinas). Las observaciones en un deslizamiento antiguo de edad 3.5 a 5.5 Ma (Atwater, 1970, 1989; en Springer, 2010) sugiere una tasa de deslizamiento promedio de 2 a 6 mm/año. De igual manera, resultados de estudios geodésicos recientes revelan un deslizamiento actual de 2.2 a 3.1 mm/año, en modelos que consideran un semi-espacio rígido y de 6.2 ± 1.0 mm/año en modelos que consideran visco-elasticidad (Dixon *et al.*, 2002), se

piensa que este último modelo es el más exacto (Allen *et al.*, 1960; Springer, 2010).

En cuanto a la litología de la FAB, Allen *et al.*, (1960) observaron principalmente rocas plutónicas del Cretácico asociadas al Batolito Peninsular y rocas metavolcánicas del Cretácico Inferior (Albiano). Para un mayor detalle de la litología asociada a la falla podemos referirnos a lo mencionado anteriormente en la litología de los segmentos de arco Alisitos y Santiago Peak así como la zona de transición entre ambos.

Se ha propuesto que la FAB se originó durante el proceso de subducción de la Placa de Farallón, postulando que un segmento resultante de la fragmentación de la dorsal oceánica que originó las placas Farallón y Pacífico, se movió a través de una falla transformante oceánica, que hoy se conoce como FAB (Gastil, *et al.*, 1979; González y Suárez, 1984; Gutiérrez y Suárez, 1988). También se ha propuesto que después de ser consumidas la placa Farallón y la dorsal, la transformante se convirtió en una falla de tipo continental y que para ese tiempo únicamente existía el sector sur. Con base en esta teoría, la FAB debió haber actuado primeramente como una falla sinextral transpresiva acomodando la acreción del segmento de ASP y AA durante la evolución Mesozóica del BP (Gastil *et al.*, 1975, 1981; Wetmore *et al.* 2002) y una vez ubicada como una falla peninsular, adquirió un desplazamiento dextral, siguiendo el movimiento impuesto por el sistema de San Andrés-Golfo de California, lo cual provocó el desarrollo del sector norte de la FAB.

Wetmore *et al.* (2002, 2005) han propuesto la existencia de una falla más antigua, actualmente inactiva, asociada a la FAB, nombrada falla Agua Blanca Ancestral (FABa) que se caracteriza por una cabalgadura de finales del Cretácico Temprano. Esta estructura yuxtapone a los dos segmentos de arco ASP y AA. La FABa se describe como una zona de sutura milonítica, con orientación NW 72°

SE, localizada 2 o 3 km al sur de la actual FAB (paralela a ésta), a lo largo del lado sur del Valle de Agua Blanca. La FAB ancestral se mantiene cercana a la actual FAB activa en gran parte de su extensión occidental, desde la costa del Pacífico hasta cerca del centro del BP. En este punto la FAB ancestral cambia de rumbo y diverge hacia el sur, donde se le conoce como Main Martir Thrust (MMT), el cual yuxtapone el arco Alisitos con los estratos de edad Triásico y Jurásico del Complejo Cañon Bedford (Wetmore *et al.*, 2003; Springer, 2010).

Wetmore *et al.* (2002) realizaron un mapeo de la evidencia superficial de la falla Agua Blanca ancestral, sin embargo no se han realizado estudios posteriores acerca de la extensión y continuidad de la falla a profundidad y de su relación con la Cabalgadura Principal Mártir (MMT). Este trabajo pretende entre otros objetivos contribuir a la identificación de la ubicación de una posible zona de acreción antigua. Con este propósito se realizó un perfil magnetoteléurico para determinar la distribución de la conductividad eléctrica en el subsuelo y contribuir a responder estas incógnitas.

Capítulo 3

Trabajo de campo

Se realizó un perfil magnetoteléurico con dirección NE-SW el cuál cruza la falla Agua Blanca en el segmento que Allen *et al.* (1960), denominan Sector Valle de la Trinidad (sector oriental), extendiéndose hasta el Ejido San Vicente (Figura 5). El perfil tiene 60 km de longitud con 22 estaciones espaciadas entre 3 y 4.5 km entre sí (ver Tabla 2). El perfil se realizó utilizando los caminos y accesos disponibles en la zona. En su extremo NE cruza transversalmente el trazo conocido de la FAB (Figura 5).

Tabla 2. Coordenadas geográficas de las estaciones del perfil magnetoteléurico

ESTACIÓN	LATITUD (grados)	LONGITUD (grados)
AB01	31.461263	-115.664662
AB02	31.437382	-115.677595
AB03	31.412016	-115.694582
AB04	31.395632	-115.707829
AB05	31.380411	-115.733917
AB06	31.373145	-115.764003
AB07	31.353	-115.788709
AB08	31.342496	-115.805799
AB09	31.32344	-115.840038
AB10	31.305741	-115.874678
AB11	31.294089	-115.888664
AB12	31.269419	-115.927449
AB13	31.276608	-115.952484
AB14	31.266043	-115.987377
AB15	31.27851	-116.018507
AB16	31.274712	-116.049776
AB17	31.261898	-116.077947
AB18	31.250981	-116.107385
AB19	31.257712	-116.137759
AB20	31.240638	-116.163106
AB21	31.239193	-116.207064
AB22	31.227964	-116.219558

3.1 Equipo de medición

Para la recolección de datos magnetotelúricos se empleó el equipo MT-1 de la compañía Electromagnetic Instruments (EMI, Inc.), el cual consta de 10 canales y permite registrar las componentes de los campos eléctrico y magnético en dos sitios simultáneamente, utilizando un enlace por telemetría digital construido en CICESE.

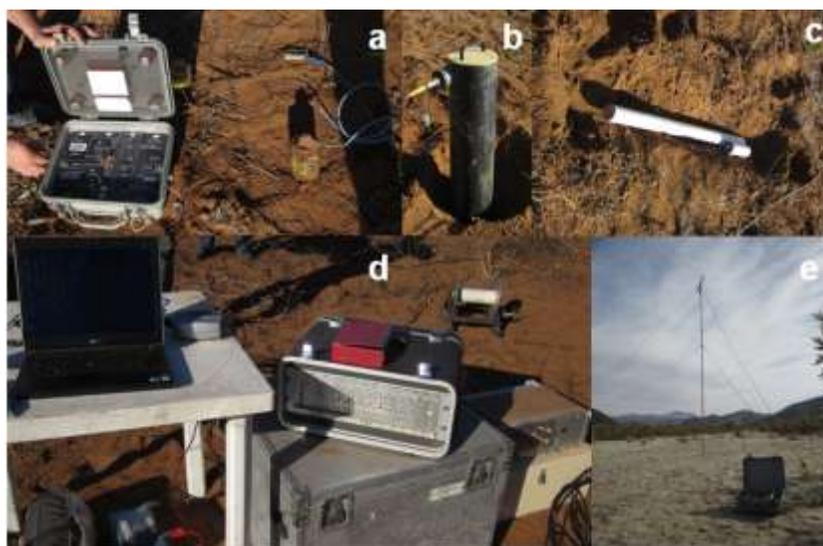


Figura 6. Equipo de registro magnetotelúrico: a) Electrodo porosos. b) Bobina de inducción magnética vertical. c) Bobinas de inducción magnética horizontales. d) Computadora portátil, consola de registro de 10 canales, equipo receptor de telemetría. e) Equipo de transmisión telemétrica.

La medición simultánea en dos sitios permite utilizar la técnica de referencia remota (Gamble et al., 1979) en la cual se utiliza el campo magnético medido en un sitio para procesar los campos medidos en otro sitio (Salas, 2012). Esta técnica ayuda a disminuir el efecto del ruido local (ruido no correlacionado), mejorando así la calidad de las estimaciones. Cabe mencionar que sólo en 6 estaciones pudieron tomarse datos simultáneamente debido a que en el resto de ellas no se tenía línea de vista que permitiera el enlace telemétrico. En general se recomienda ubicar la estación de referencia unos cuantos kilómetros de distancia con el fin de suprimir efectivamente el ruido local. En nuestro caso además de esta función, la idea es

realizar dos sitios simultáneamente, con una separación entre ellos de alrededor de 3 km.

Las variaciones en el campo eléctrico se determinan midiendo la diferencia de potencial entre dos electrodos no polarizables, conectados con un cable para formar un dipolo, cada uno correspondiente a una componente horizontal del campo (E_x , E_y). Los recipientes porosos con los que son fabricados se llenan con una solución saturada de sulfato de cobre y son posteriormente enterrados en el suelo. La disposición de los electrodos es en un arreglo en forma de L (uno en cada extremo) con un tercer electrodo común ubicado en el vértice de la L.

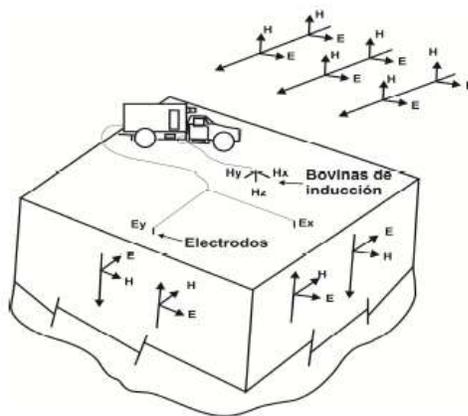


Figura 7. Esquema de la instalación típica de los sensores magnéticos y eléctricos en un sitio de medición. Tomado de Jiracek, 1995 (p. 106).

En el caso de la medición de la variación temporal de las componentes horizontales (H_x , H_y) del campo magnético se utiliza un arreglo perpendicular de bobinas de inducción dispuestas horizontalmente, una con orientación hacia el Norte y la otra hacia el Oeste y para el caso de la variación temporal en dirección vertical (H_z) se utiliza una tercera bobina de inducción enterrada verticalmente (Figura 5b). La relación entre el campo magnético vertical y el campo magnético horizontal se utiliza para obtener el “*tipper*” u “operador de inclinación” (Vozoff, 1991), el cual es sensible a los cambios laterales de conductividad.

Los sensores previamente descritos se conectan a cajas del equipo magnético y eléctrico donde la señal es pre-amplificada y filtrada, pasando después a la consola de registro en la cual se selecciona la banda de registro y la ganancia que permite controlar el nivel de amplificación de la señal antes de ser discretizada. Las señales (series de tiempo) son convertidas a una secuencia numérica digital y registradas en una computadora portátil para su monitoreo y procesamiento.

3.2 Registro de series de tiempo

Para registrar adecuadamente las señales en todo su rango dinámico (varios órdenes de magnitud), se registran separadamente cuatro bandas de frecuencia, seleccionadas usando un filtro pasa-bandas (Tabla 3). Para cada banda de frecuencia se programa el registro de un cierto número de segmentos de 512 puntos cada uno. Mientras más segmentos de datos mejor será la estadística de las estimaciones de las resistividades aparentes y fases. La banda de más baja frecuencia (banda #1) toma 426.7 minutos (7.1 horas) para registrar 10 segmentos, mientras que la más rápida (banda #4) toma 50 segmentos en 2.1 minutos. El tiempo total de registro efectivo es alrededor de 9 horas, aunque si se considera el tiempo de instalación y contratiempos durante el registro, el tiempo de registro en cada sitio puede aumentar sustancialmente.

TABLA 3. Bandas de frecuencia registradas por el equipo MT-1.

Banda	Frecuencia de muestreo (Hz)	Banda de Frecuencia (Hz)	# de segmentos de 512 puntos	Tiempo de registro (minutos)
1	0.2	0.001 a 0.1	10	426.7
2	2	0.01 a 1	20	85.3
3	20	0.1 a 10	40	17.1
4	200	1 a 100	50	2.1

Para este estudio el tiempo de registro en cada estación fue alrededor de 12 horas; es importante destacar que a partir del tercer día de trabajo de campo se observó un decaimiento de la señal natural en el intervalo de frecuencia de 1 a 10 Hz (Figura 9), aunque se tomaron las medidas necesarias tales como repetir la medición antes del ocaso y al amanecer así como incrementar el tiempo de registro, no se pudo lograr una mejora significativa en las estimaciones correspondientes a dicha banda. Lo anterior se puede asociar en parte a lo que se conoce como “banda muerta” que de acuerdo a Simpson y Bahr (2005) corresponde a una banda de señales de baja amplitud en el rango de 0.5-5 Hz con un mínimo a una frecuencia de ~ 1 Hz. Además, puede deberse a un deterioro de la razón señal/ruido en esa banda causada por ruido local.

El monitoreo de las señales y el control del registro en la PC se realiza utilizando el programa MTAcq 2010, desarrollado en CICESE (Peralta, 2010).

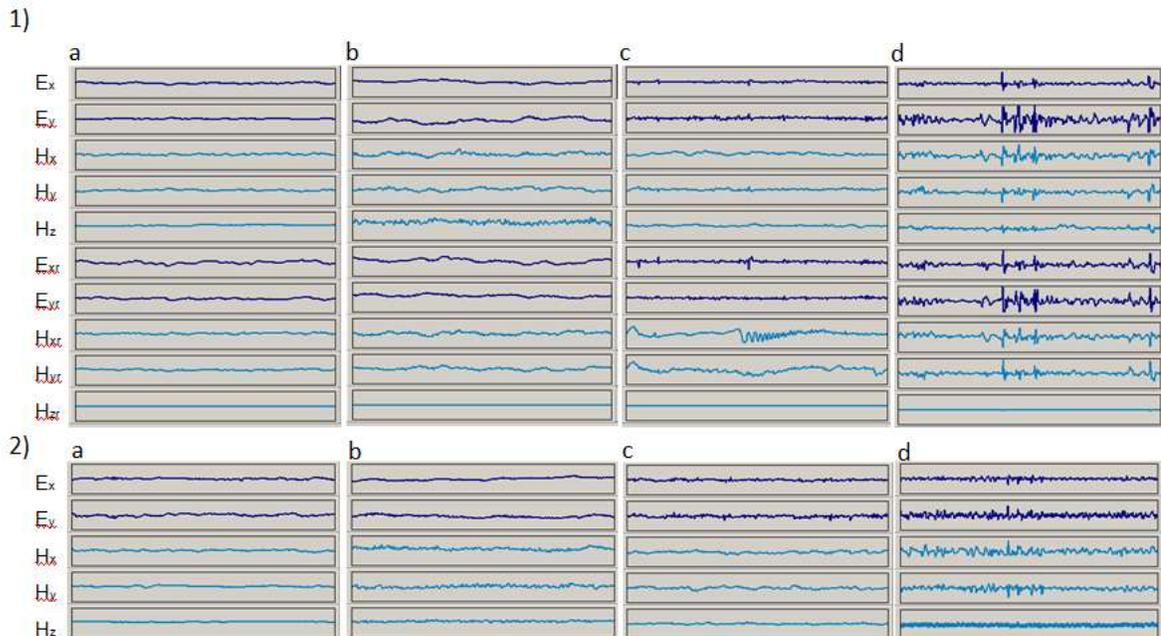


Figura 8. Ejemplo de series de tiempo. 1) Series de tiempo de las estaciones AB01 y AB02 obtenidas empleando la técnica de referencia remota, 2) Series de tiempo de la estación AB09. Las columnas a,b,c y d corresponden a las bandas 1, 2, 3 y 4 respectivamente (MTAcq 2010)

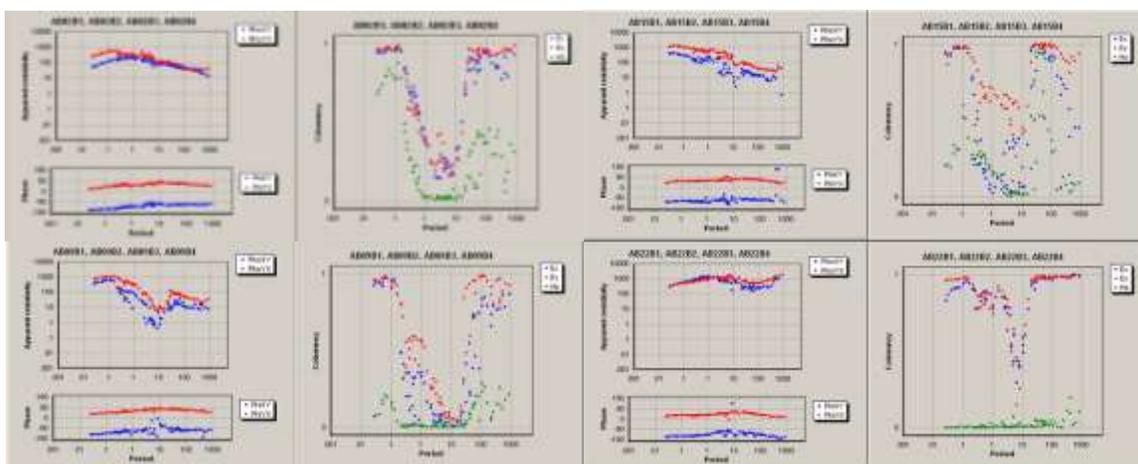


Figura 9. Ejemplo del comportamiento de la coherencia y su efecto en las curvas de resistividad aparente y fase para los sitios AB02, AB09, AB15 y AB22 (ProMT, 2010)

En la Figura anterior puede observarse el comportamiento de la coherencia, es evidente que inclusive en el primer sitio, se observa el decaimiento en las bandas centrales, sin embargo es notorio el incremento conforme avanzan los días, recuperándose nuevamente hacia el final del perfil como puede observarse en la curva de coherencia correspondiente al sitio AB22.

Capítulo 4

Procesamiento de datos

Las series de tiempo medidas deben transformarse al dominio de la frecuencia para estimar el tensor de impedancia a partir de la ecuación (11) mostrada en el Capítulo 1. Debido al comportamiento cuasi-aleatorio de los campos electromagnéticos naturales, la transformación al dominio de la frecuencia y la estimación de los elementos del tensor de impedancia debe llevarse a cabo utilizando metodologías especialmente diseñadas que permitan realizar estimaciones estadísticamente significantes (Cortés, 2011). Antes de discutir la metodología de estimación vale la pena tratar algunas particularidades del tensor de impedancia.

4.1 El tensor de impedancia

Como se discutió en el Capítulo 1, las componentes ortogonales de los campos horizontales eléctrico y magnético se relacionan a través de un tensor complejo (ecuación (10)), llamado tensor de impedancia \mathbf{Z} (Simpson y Bahr, 2005). Cada una de las componentes del tensor de impedancia $Z_{ij}(\omega)$, con $i, j = x$ ó y , son función de la frecuencia y pueden utilizarse para calcular curvas de resistividad aparente y de fase mediante

$$\rho_{a ij}(\omega) = \frac{1}{\omega\mu_0} |Z_{ij}(\omega)|^2 \quad y \quad (13)$$

$$\phi_{ij}(\omega) = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im}(Z_{ij})}{\text{Re}(Z_{ij})} \right) \quad , \quad (14)$$

donde ω es la frecuencia angular y μ_0 es la permeabilidad magnética en el vacío. El tensor \mathbf{Z} contiene información direccional de los campos que se propagan en el

subsuelo, particularmente del campo eléctrico, el cual produce corrientes eléctricas en el medio conductor (ley de Ohm $\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E}$). Cuando el medio es homogéneo ($\sigma = \text{cte}$) los campos horizontales se mantienen horizontales a medida que penetran, y los elementos del tensor de impedancia se reducen: $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$ y $Z_{xy} = Z_{yx} = \text{cte}$. Cuando la conductividad del medio es solamente función de la profundidad $\sigma(z)$, caso 1D: $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$ y $Z_{xy}(\omega) = Z_{yx}(\omega)$. Cuando la conductividad del medio es función de dos variables $\sigma(x,z)$, (caso 2D): los elementos del tensor se reducen a $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$ y $Z_{xy}(\omega) \neq Z_{yx}(\omega)$ siempre y cuando el sistema de medición esté alineado con la estructura bi-dimensional. Finalmente, en el caso general, la conductividad variando en las tres dimensiones $\sigma(x,y,z)$, (caso 3D): todos los elementos son distintos de cero y función de la frecuencia ω .

Vale la pena abundar en el caso 2D, ya que las herramientas más utilizadas para la interpretación de los datos se basan en modelación e inversión de datos en 2D. Sabemos que las estructuras son en general 3D, es decir los datos medidos estarán influenciados por una distribución tridimensional $\sigma(x,y,z)$ de la conductividad eléctrica. Un tema que ha sido motivo de innumerables trabajos (Ledo, 2005; Romo *et al.*, 2005, Chave y Jones, 2012; Ogawa, 2002) es la manera de reducir la influencia 3D presente en los datos, para poder interpretarlos mediante herramientas que consideran sólo la variación de la conductividad en 2D.

En el caso 2D ideal, el tensor de impedancia se desacopla en dos ecuaciones independientes

$$\begin{pmatrix} E_x(\omega) \\ E_y(\omega) \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} 0 & Z_{TE}(\omega) \\ Z_{TM}(\omega) & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x(\omega) \\ H_y(\omega) \end{pmatrix}, \quad (15)$$

donde se supone $\sigma(y,z)$, la impedancia Z_{TE} se conoce como el modo de polarización Transversal Eléctrico, en donde el campo eléctrico es paralelo a la

estructura 2D (dirección x), mientras que Z_{TM} se conoce como el modo de polarización Transversal Magnético, en donde el campo magnético es paralelo a la estructura 2D y el campo eléctrico está en la dirección “ y ”, perpendicular a las estructuras 2D. Debe mencionarse que si el sistema coordenado no coincide con las heterogeneidad 2D, las componentes diagonales del tensor no son cero, sin embargo una simple rotación de coordenadas lleva a la ecuación (15) (Swift, 1967)

$$\mathbf{E} = \mathbf{R}(\theta) \mathbf{Z}_{2D} \mathbf{R}^\dagger(\theta) \mathbf{H} \quad , \quad (16)$$

donde $\mathbf{R}(\theta)$ es una matriz de rotación

$$\mathbf{R}(\theta) = \begin{pmatrix} \cos \theta & \text{sen } \theta \\ -\text{sen } \theta & \cos \theta \end{pmatrix} \quad , \quad (17)$$

\mathbf{E} y \mathbf{H} son campos en el sistema rotado y \mathbf{Z}_{2D} es el tensor 2D (como en la ecuación (15)).

Como se mencionó antes, en el caso real la conductividad varía en las tres dimensiones y los cuatro elementos del tensor son distintos de cero. En este caso, como se verá más adelante, se han propuesto varias alternativas para tratar de reducir el tensor observado a los modos TE y TM que puedan interpretarse con base en modelaciones o inversión en 2D (Romo *et al.*, 2005; Groom y Bailey, 1989, entre otras).

4.2 Estimación robusta del tensor de impedancia

Para la estimación del tensor de impedancia se utilizó un algoritmo de estimación robusta escrito por Chave *et al.*, (1987), llamado RRRMT8 (Robust Remote Reference Magnetotelluric data processing). Este código calcula los elementos del tensor de impedancia usando un método de promedio ponderado que elimina aquellas estimaciones que producen valores inconsistentes (*outliers*), también incorpora una metodología para estimar las incertidumbres estadísticas basada en la técnica Jacknife (Thomson y Chave, 1991).

Los métodos robustos son relativamente insensibles a la no-estacionariedad de las series de tiempo y a valores atípicos o inconsistencias (outliers). Cuando se tienen dos sitios registrados simultáneamente, el algoritmo incorpora la técnica de referencia remota (Gamble *et al.*, 1979) en el cual se hace uso de observaciones del campo magnético horizontal en un sitio para estimar las impedancias en el otro sitio, con el objeto de minimizar la influencia de ruido local no correlacionado. La función de respuesta (tensor de impedancia) se calcula minimizando la magnitud de la covarianza de los residuales, o de la norma, produciendo

$$\mathbf{Z} = (\mathbf{H}_R^\dagger \mathbf{H})^{-1} (\mathbf{H}_R^\dagger \mathbf{E}) \quad , \quad (18)$$

donde $\mathbf{H}_R^\dagger \mathbf{H}$ son potencias cruzadas entre el campo magnético en el sitio remoto \mathbf{H}_R y el campo magnético medido en el sitio local \mathbf{H} (Gamble *et al.*, 1979).

El algoritmo RRRMT8 se aplicó a través de un código ejecutable contenido en el software ProMT desarrollado en el departamento de Geofísica Aplicada del CICESE. El software ProMT usa el algoritmo de estimación robusta para estimar las impedancias, calcula curvas de resistividad aparente y fase, además de otros parámetros para el control de la calidad de los datos, como coherencias, tipper, espectros de potencia, etc. Permite visualizar gráficamente los resultados y controlar los parámetros utilizados en la estimación robusta. Además organiza y almacena toda la información registrada: series de tiempo, auto-potencias y potencias cruzadas, impedancias estimadas, resistividades aparente y fases, etc.

Una vez realizadas las estimaciones de los elementos del tensor, se requiere una edición de datos para eliminar aquellas estimaciones en las que la relación señal/ruido del campo natural observado no fue suficiente como para producir buenas estimaciones. Hay varios parámetros adicionales que pueden revisarse para llevar a cabo esta edición, el más importante es lo que se conoce como la

coherencia predicha. Para calcular esta coherencia se calcula primero un campo eléctrico predicho

$$\mathbf{E}_p = \hat{\mathbf{Z}} \mathbf{H}_m \quad , \quad (19)$$

donde $\hat{\mathbf{Z}}$ es la impedancia estimada, \mathbf{H}_m es el campo magnético medido y \mathbf{E}_p es el campo eléctrico predicho. El campo predicho se compara con el campo medido y se estima el coeficiente de coherencia C ,

$$C = \frac{|\mathbf{E}_p|^2}{\mathbf{E}_p \mathbf{E}_m^\dagger} \quad . \quad (20)$$

Mientras más cerca de la unidad sea el valor de este coeficiente mejor es la estimación $\hat{\mathbf{Z}}$.

El proceso de edición se realiza visualizando las curvas de resistividad aparente, fase y coherencia, en 3 etapas: 1) preselección, a través de una rutina automática en donde se eliminan las frecuencias repetidas; 2) selección manual, eliminando manualmente las estimaciones que se alejan de la tendencia de las curvas y 3) mediante la fijación de un límite inferior para el coeficiente de coherencia.

En la Figura 10 se muestra un ejemplo de edición de datos para el sitio AB07, la primera columna corresponde a la curva de resistividad aparente, la segunda a la curva de fase y la última a la curva de coherencia. En el caso a) se muestran estimaciones originales correspondientes a cada curva, en b) se muestra una preselección automática de datos efectuada por el código empleado (mtg2013); en c) se muestran las curvas tras una edición manual posterior a la pre-selección, en esta última etapa se tiene un mejor control, dado que pueden conservarse las frecuencias menos ruidosas y eliminar aquellas que parecan outliers; finalmente en d) se observan los resultados tras fijar un límite de coherencia, debajo del cual los datos son eliminados. Para el sitio del ejemplo se han eliminado muchos datos en la banda de períodos de 1 a 30 s, debido a los valores muy bajos de coherencia (< 0.4).

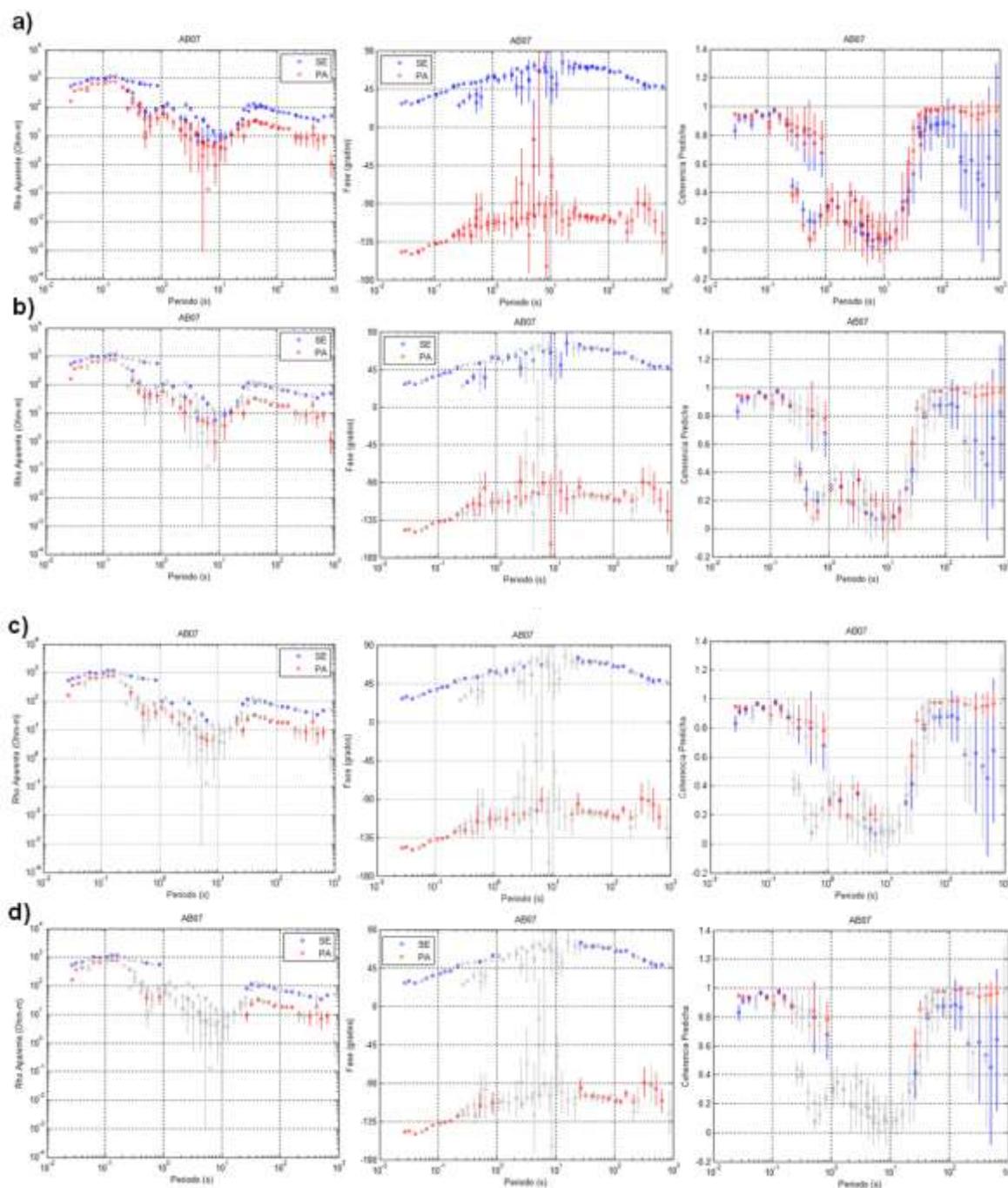


Figura 10. Ejemplo de edición de datos para el sitio AB-07. a) Estimación original b) preselección, c) resultado de edición manual, d) resultado aplicando un límite inferior para el coeficiente de coherencia predicha (mtg2013).

4.3 Impedancias Serie-Paralelo

Como se mencionó en la sección 4.1, en el caso de tres dimensiones, una simple rotación no basta para reducir a cero los elementos de la diagonal principal del tensor de impedancias, por lo cual una metodología que no dependa de la dirección simplificaría el manejo del tensor en estos casos.

Romo *et al.* (2005) proponen una nueva metodología en la que se combinan todos los elementos del tensor para obtener dos nuevas impedancias, llamadas impedancia serie Z_s e impedancia paralelo Z_p , y dos funciones angulares complejas $\bar{\theta}$ y $\Delta\theta$. Las impedancias Z_s y Z_p son invariantes ante rotación, aunque no son equivalentes a los modos TE y TM, por lo que los algoritmos de inversión convencionales en 2D deben modificarse para tratar estas nuevas impedancias en vez de los tradicionales TE y TM. Las impedancias Z_s y Z_p pueden calcularse fácilmente a partir de los cuatro elementos del tensor

$$Z_s = \left(\frac{Z_{xx}^2 + Z_{xy}^2 + Z_{yx}^2 + Z_{yy}^2}{2} \right) , \dots\dots\dots(21)$$

$$Z_p = \frac{Z_{yx} - Z_{xy} - Z_{xx} - Z_{yy}}{\left(Z_{xx}^2 + Z_{xy}^2 + Z_{yx}^2 + Z_{yy}^2 \right)^{\frac{1}{2}}} , \quad (22)$$

$$\bar{\theta} = \frac{1}{2} \arctan \left(\frac{Z_{yy} - Z_{xx}}{Z_{xy} + Z_{yx}} \right) , \quad (23)$$

$$\Delta\theta = \arctan \left(\frac{Z_{xx} + Z_{yy}}{Z_{xy} - Z_{yx}} \right) . \quad (24)$$

Romo *et al.* (2005) demuestran que la parte real de $\bar{\theta}$ es igual al valor óptimo del ángulo θ que se puede obtener por medio la rotación de Swift (1967) e indica la dirección principal de la estructura, mientras que la parte real de $\Delta\theta$ es un indicador de la tridimensionalidad relacionado con el “skew” definido por Sims y

Bostick (1969), para el cual los valores arriba de 15° indican la presencia de efectos tridimensionales.

La Figura 11 muestra el resultado de la transformación serie-paralelo (S-P) propuesta por Romo *et al.* (2005), para de los datos del sitio AB-01 de nuestro perfil. En la parte superior se muestran los datos originales (observados) y en la parte inferior se observan las resistividades aparentes y fases Serie y Paralelo, además se observa la parte real e imaginaria de las funciones angulares \bar{q} y $\Delta\theta$.

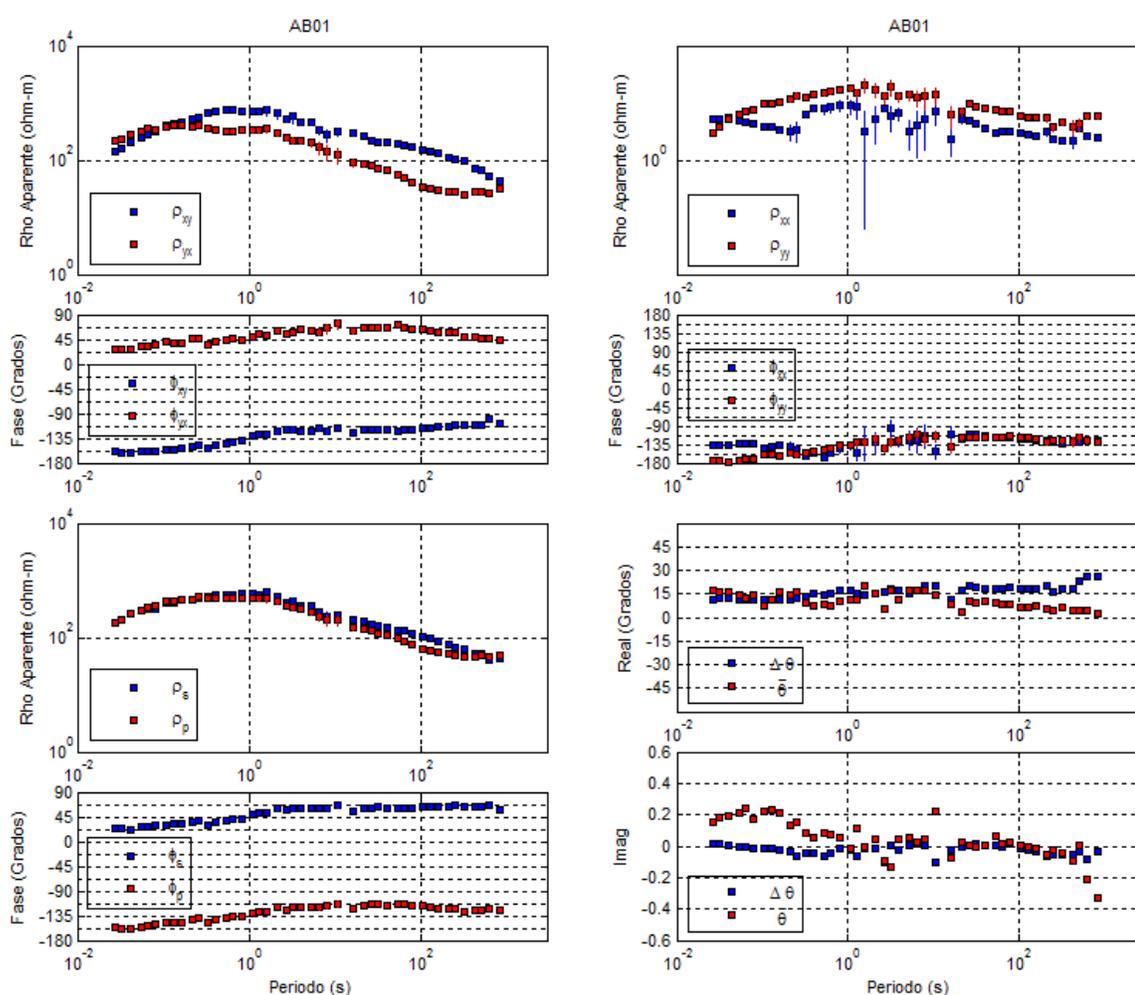


Figura 11. Ejemplo de la transformación Serie-Paralelo. Impedancias originales en el panel superiores e impedancias S-P y funciones angulares en el panel inferior.

4.4 Análisis de dimensionalidad

El análisis de dimensionalidad se ha convertido en un paso que es necesario tomar en cuenta a la hora de tratar datos MT, el cual nos ayuda a determinar el tipo de aproximación (1D, 2D o 3D) más adecuado para realizar la modelación, inversión e interpretación (Martí *et al.*, 2010). Nos provee además información sobre la dirección preferencial de la estructura (*strike* geoelectrico), y es una herramienta útil para determinar la afectación por distorsión galvánica a los datos, en cuyo caso puedan ser corregidos apropiadamente (e.g. Groom y Bailey, 1989; Smith, 1995).

Existen varios métodos para realizar este análisis, en la siguientes secciones se describen los que se utilizan en este trabajo.

4.4.1 Invariantes WAL

Weaver *et al.* (2000), basados en los trabajos de Fischer y Masero (1994) y Szarka y Menvielle (1997), presentan un método para estimar la dimensionalidad de estructuras geoelectricas basado en la anulacion de las invariantes rotacionales del tensor de impedancia.

El tensor de impedancia magnetotelúrica (tensor MT, donde $M = Z/\mu_0$) se parametriza en términos de 7 parámetros invariantes ($I_1, I_2, I_3, I_4, I_5, I_6, I_7$) que no dependen de la orientación de los ejes de coordenadas, más un parámetro dependiente (Q) que define la orientación de los ejes de referencia. Las invariantes WAL (por las iniciales de Weaver, Agarwal y Lilley) fueron definidas de forma que puedan ser representadas en un diagrama de círculo de Mohr y sus valores (y/o anulacion) tienen una interpretación física relacionada con la dimensionalidad geoelectrica (Szarka y Menvielle, 1997; Martí *et al.* 2004, 2009; Weaver *et al.* 2000) y su definición involucra la descomposición del tensor MT en

sus componentes real e imaginaria a partir del parámetro complejo $\zeta_i = \xi_i + i\eta_i$, donde $i=1, 2,3,4$, las cuales representan combinaciones lineales del tensor MT:

$$\begin{aligned}\zeta_1 &= (M_{xx} + M_{yy}) / 2 \\ \zeta_2 &= (M_{xy} + M_{yx}) / 2 \\ \zeta_3 &= (M_{xx} - M_{yy}) / 2 \\ \zeta_4 &= (M_{xy} - M_{yx}) / 2\end{aligned}, \quad (25)$$

por ende

$$M = \begin{bmatrix} \zeta_1 + \zeta_3 & \zeta_2 + \zeta_4 \\ \zeta_2 - \zeta_4 & \zeta_1 - \zeta_3 \end{bmatrix} \quad (26)$$

Las invariantes de WAL se obtienen mediante

$$\begin{aligned}l_1 &= (\xi_1^2 + \xi_4^2)^{1/2} \text{ (m/s)} \\ l_2 &= (\eta_1^2 + \eta_4^2)^{1/2} \text{ (m/s)} \\ l_3 &= \frac{(\xi_2^2 + \xi_3^2)^{1/2}}{l_1} \\ l_4 &= \frac{(\eta_2^2 + \eta_3^2)^{1/2}}{l_2} \\ l_5 &= \frac{\xi_4\eta_1 + \xi_1\eta_4}{l_1 l_2} \\ l_6 &= \frac{\xi_4\eta_1 - \xi_1\eta_4}{l_1 l_2} = d_{41} \\ l_7 &= \frac{(d_{41} - d_{23})}{Q}\end{aligned} \quad (27)$$

Donde $d_{ij} = \frac{\xi_i\eta_j - \xi_j\eta_i}{l_1 l_2}$; $i,j=1,..4$ y $Q = \sqrt{(d_{12} - d_{34})^2 + (d_{13} + d_{24})^2}$

Las invariantes l_1 y l_2 , proporcionan información acerca de la magnitud y fase de la resistividad para el caso 1D; mientras que las invariantes l_3 a l_7 y Q , permiten establecer criterios para evaluar la dimensionalidad y la distorsión galvánica (Tabla

4). En la siguiente tabla se resumen los criterios que permiten definir la dimensionalidad de un sitio con base en estos parámetros invariantes. Cabe mencionar que aún cuando la estructura sea 2D (o 1D) regionalmente, es común que se encuentre distorsionada por heterogeneidades locales tridimensionales. Los invariantes de Weaver *et al.* (2000) pueden ser de ayuda para distinguir estos casos de distorsión local y utilizar alguna metodología que permita reducir o eliminar la distorsión en los datos antes de ser interpretados en términos de modelos 1D o 2D.

Tabla 4. Criterio de dimensionalidad de acuerdo a los valores de las invariantes de WAL (Modificado de Marti *et al.*, 2009) (p. 2296)

Caso	Invariantes	Dimensionalidad Geoelectrica
1	$I_3=I_4= I_5= I_6=0$	1D
2	$I_3 \neq 0$ ó $I_4 \neq 0$; $I_5 = I_6 = 0$; $I_7 = 0$ ó $Q = 0$ ($\xi_4 \neq 0$ y $\eta_4 \neq 0$)	2D
3a	$I_3 \neq 0$ ó $I_4 \neq 0$; $I_5 \neq 0$ y $I_6 = I_7 = 0$	3D/2D estructura 2D regional afectada por distorsión galvánica local 3D
3b	$I_3 \neq 0$ ó $I_4 \neq 0$; $I_5 \neq 0$; $I_6 = 0$; $Q = 0$	3D/1D 2D estructura 1D o 2D regional afectada por distorsión galvánica local 3D (dirección de rumbo no recuperable)
3c	$I_3 \neq 0$ ó $I_4 \neq 0$; $I_5 = I_6 = 0$; $I_7 = 0$ ó $Q = 0$ ($\xi_4 = 0$ y $\eta_4 = 0$)	3D/1D 2D diag estructura 1D o 2D regional afectada por distorsión galvánica local 3D (resultante en un tensor MT diagonal)
4	$I_3 \neq 0$ ó $I_4 \neq 0$; $I_5 \neq 0$; $I_6 \neq 0$; $I_7 = 0$	3D/2D estructura 2D regional afectada por distorsión galvánica local 3D (caso general)
5	$I_7 \neq 0$	3D estructura regional 3D posiblemente afectada o no por distorsión local 3D

En este trabajo se emplea el programa WALDIM (Martí *et al.* 2004) basado en los invariantes de Weaver *et al.* (2000) para realizar un análisis de la dimensionalidad de las observaciones. El análisis se realizó para los 22 sitios registrados usando dos estrategias: a) a partir de promedios en 5 bandas de frecuencia, y b) usando los datos de cada frecuencia registrada. Se estableció un umbral de 0.2 para los invariantes I_3 a I_7 y de 0.15 para el invariante Q . Los resultados se observan en la Figura 12, cada columna corresponde a uno de los sitios observados, mientras que en el eje vertical se tienen las cinco bandas de frecuencia usadas (Figura 12a), o las 60 frecuencias registradas (Figura 12b). Los espacios en blanco significan que no pudo determinarse ninguno de los casos de a Tabla 4. La Figura 12a muestra que al menos 6 sitios se clasifican en el caso 5 de la Tabla 4, como si estuvieran en una situación 3D regional. Cuando se observa el detalle en cada frecuencia registrada se puede observar un comportamiento más heterogéneo. Es importante destacar que el principal problema al usar estos criterios radica en el hecho de que el resultado depende mucho del umbral empleado. Esto se debe a que cuando se usan datos reales los valores de los invariantes no se anulan exactamente, debido a las incertidumbres asociadas a las observaciones (Fernández, 2013).

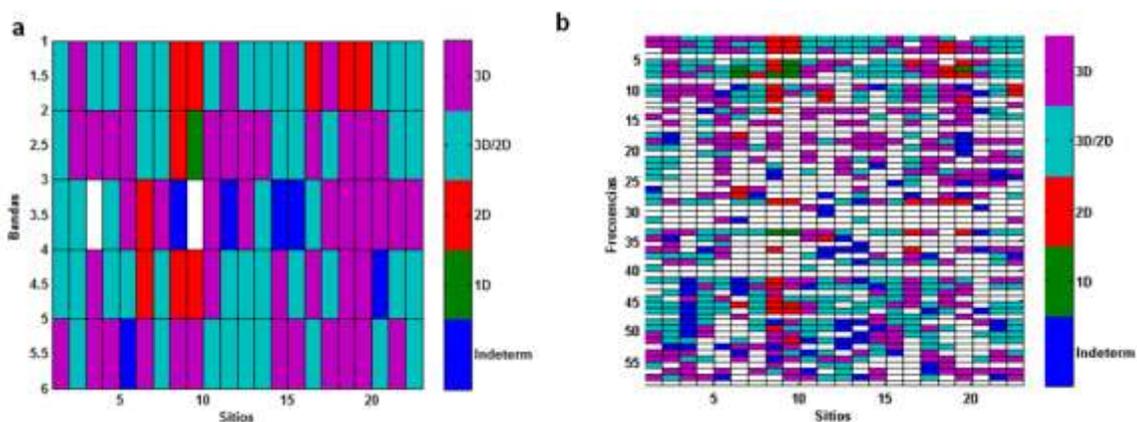


Figura 12. Diagramas que muestran los resultados del análisis de dimensionalidad de los 22 sitios obtenidos con el código de WALDIM. a) Análisis de dimensionalidad usando bandas promedio de frecuencia, b) análisis de dimensionalidad usando todas las frecuencias registradas.

Por tanto, para tener mayor confiabilidad en este análisis, los resultados obtenidos en esta sección se comparan con otras metodologías que se describen en seguida.

4.4.2 Análisis de elipticidad

En general, en una situación 2D, un campo magnético primario linealmente polarizado produce campos secundarios elípticamente polarizados. Si la estructura 2D está afectada por distorsiones locales 3D, la elipticidad no se ve afectada, solamente la amplitud y la dirección de los campos se afectan. Un hecho interesante está en que cuando el campo primario se alinea perpendicular a la estructura 2D, los campos secundarios se polarizan también linealmente. Esto da lugar a la metodología propuesta por Becken y Burkhardt (2004), en la que se busca minimizar la elipticidad mediante rotaciones del sistema coordenado. El ángulo de rotación que lleva a minimizar la elipticidad de los vectores telúricos (columnas del tensor de impedancia) corresponde a la dirección normal al rumbo de la estructura 2D. Cuando no se puede encontrar un ángulo que anule la elipticidad significa que la estructura es 3D. En el caso real la elipticidad puede no anularse, pero si llegar a un mínimo en cuya dirección la estructura puede considerarse casi bidimensional.

Este método describe el tensor de impedancia en términos de parámetros de polarización

$$\mathbf{Z}_m = \mathbf{C}\mathbf{Z}_r \quad , \quad (28)$$

donde \mathbf{Z}_m es el tensor medido, \mathbf{Z}_r es el tensor regional 2D y \mathbf{C} es una matriz compleja que describe las características de la polarización

$$\mathbf{C} = \begin{pmatrix} \cos \alpha_y & \cos \alpha_x \\ \sin \alpha_y & \sin \alpha_x \end{pmatrix} + i \begin{pmatrix} \varepsilon_y \sin \alpha_y & -\varepsilon_x \sin \alpha_x \\ -\varepsilon_y \cos \alpha_y & \varepsilon_x \cos \alpha_x \end{pmatrix} \quad (29)$$

donde α_i son las direcciones de polarización y ε_i es la elipticidad. El ángulo θ que minimiza la elipticidad de los vectores telúricos se encuentra haciendo

$$F(\mathbf{R}(\theta)\mathbf{Z}_m\mathbf{R}^+(\theta)) = \min \quad , \quad (30)$$

donde $F(\theta)$ es una función que se construye a partir de la suma cuadrática de las elipticidades,

$$F(\theta) = \sum_{i=1}^2 \frac{\varepsilon_i^2(\mathbf{e}_i)}{\sigma_{\varepsilon_i}^2} \quad , \quad (31)$$

donde \mathbf{e}_i son los dos vectores telúricos y σ^2 la varianza de la elipticidad. Para estabilizar la solución podemos pedir una solución que satisfaga a los P periodos registrados en un sitio, y si se desea puede constreñirse aún más usando los K sitios de un perfil

$$F(\theta) = \sum_{k=1}^K \sum_{p=1}^P \sum_{i=1}^2 \frac{\varepsilon_{i,k,p}^2(\mathbf{e}_{i,k,p})}{\sigma_{\varepsilon_{i,k,p}}^2} \quad . \quad (32)$$

En la Figura 13 se muestra el comportamiento de la función objetivo (ecuación (32)) para uno de los sitios observados AB07, considerando todos los períodos registrados en ese sitio; el mínimo se encuentra en $\theta \sim 46.9^\circ$. Como es de esperarse, puede observarse una periodicidad de 90° . El mínimo se busca en el dominio $0 < \theta < 90$.

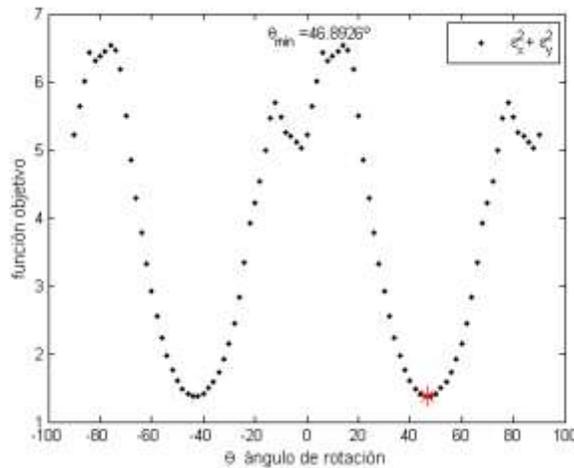


Figura 13. Función objetivo sujeta a la minimización de la elipticidad, para sitio AB-10.

En la Figura 14 se muestra en el panel superior los datos originales y en el panel inferior el resultado de aplicar una rotación utilizando el ángulo que resulta de la minimización de elipticidades.

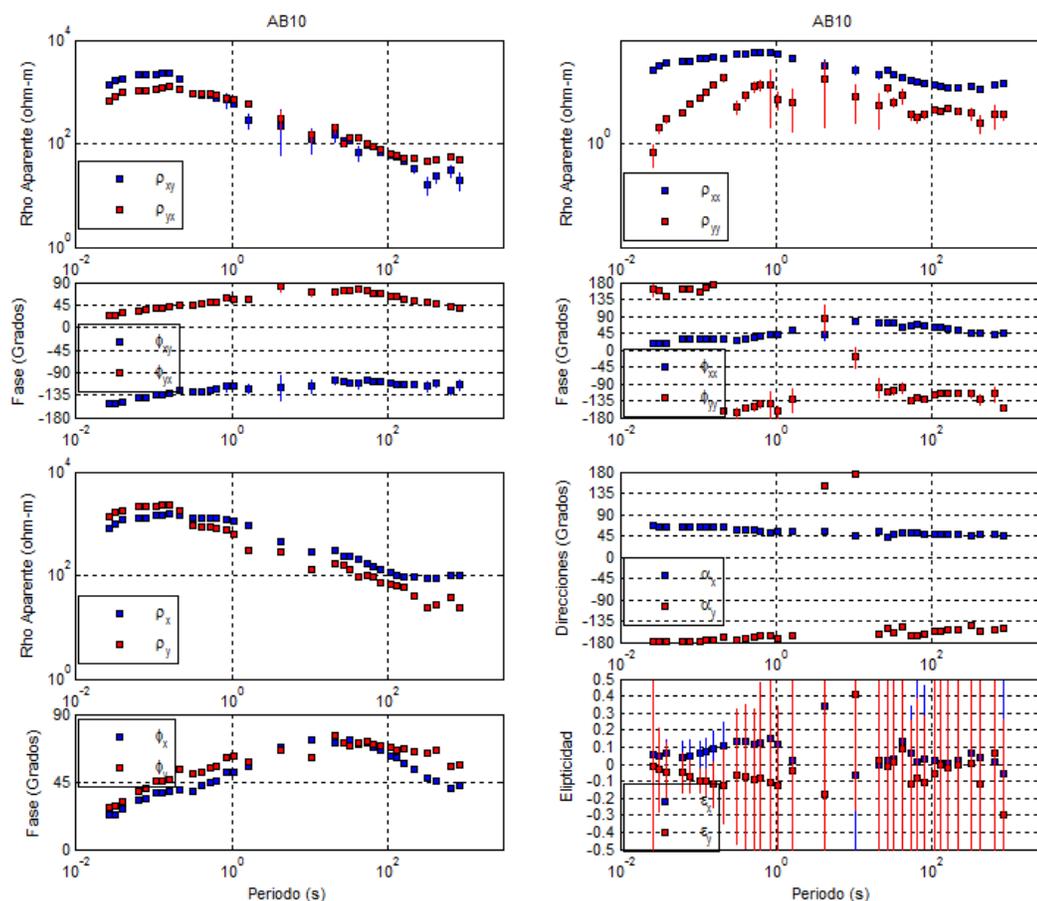


Figura 14. Datos originales en el panel superior. Resultado de la rotación al ángulo que minimiza la elipticidad, en el panel inferior.

Después de aplicar este método a todos los sitios del perfil observado en este trabajo, se pudo observar que la dirección preferencial obtenida en cada sitio observado tiene cierta relación con la anomalía de Bouguer (proporcionada por el M.C Juan Manuel Espinosa Cardeña), tal como se puede observar en la Figura 15. La anomalía de Bouguer parece responder a una estructura casi bidimensional con azimuth aproximado de 135° . Los ángulos obtenidos en cada sitio con la técnica anterior tienden a ser perpendiculares a la curvatura de la anomalía de

Bouguer como se muestra en la Figura 15b. En esta misma Figura se muestra una línea con azimuth 60° que corta perpendicularmente la supuesta estructura 2D y en la cual fueron proyectados todos los sitios observados para su modelación en 2D.

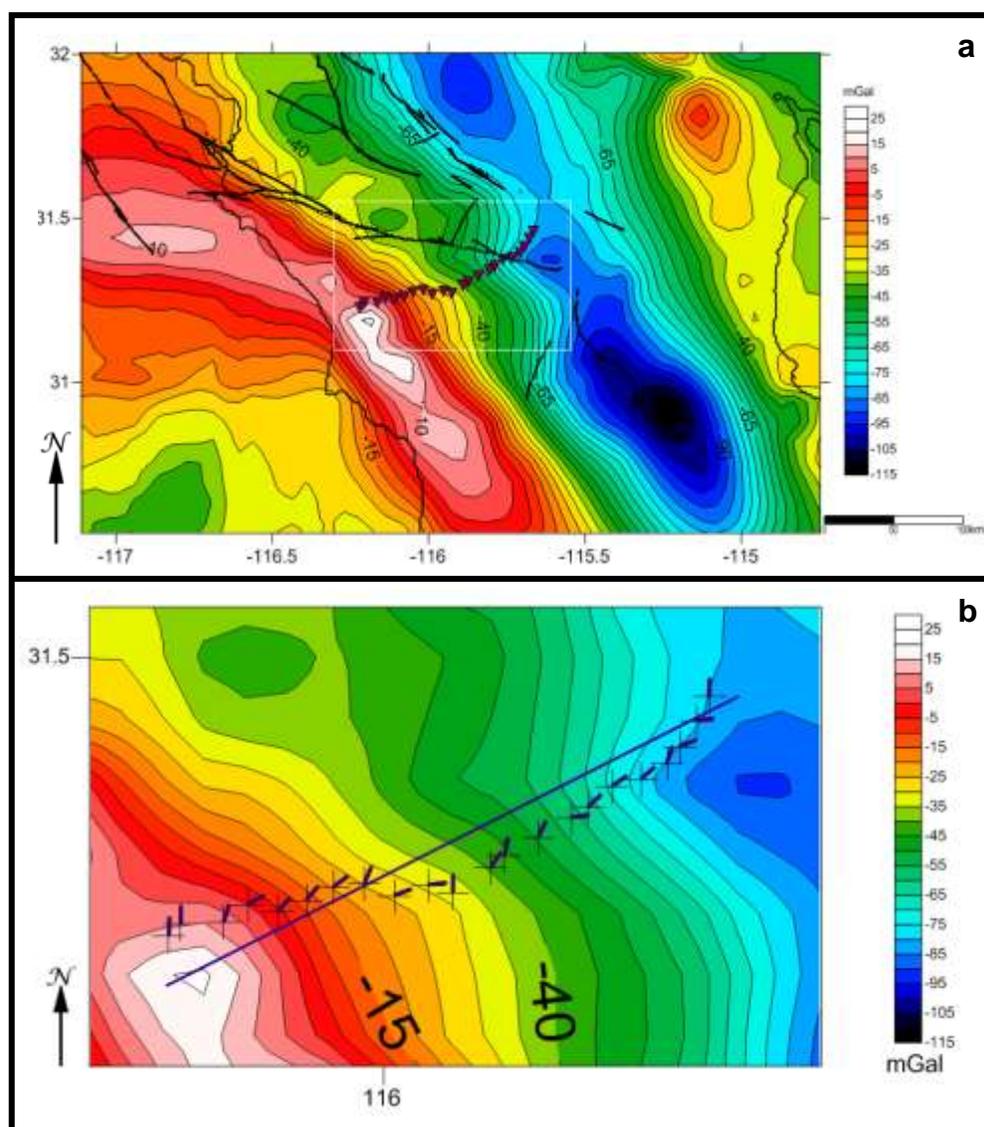


Figura 15. a) Mapa de anomalía de Bouguer (Fragoso, 2014). b) En cada sitio se muestra la dirección de *strike* obtenida con análisis de elipticidad y su relación con la orientación de la anomalía gravimétrica. Para la inversión los sitios fueron rotados a 60 grados y proyectados sobre la línea continua (azul) mostrada en la figura.

Otro análisis alternativo consiste en suponer una estructura regional bidimensional distorsionada localmente por heterogeneidades tridimensionales. Este modelo y su parametrización fue propuesto por Groom y Bailey (1989) y se describe en la siguiente sección.

4.4.3 Descomposición de Groom y Bailey

El modelo propuesto por (Groom y Bailey, 1989) consiste en una estructura regional 2D cuya respuesta se encuentra distorsionada por efecto de heterogeneidades 3D locales. El propósito es descomponer o separar la respuesta regional 2D de las distorsiones locales. Se supone que la distorsión es galvánica, es decir causada por cargas eléctricas desarrolladas en las paredes de las heterogeneidades locales, lo cual produce un corrimiento independiente de la frecuencia en las curvas de resistividad aparente (corrimiento estático); a diferencia de las distorsiones inductivas, las cuales producen efectos que dependen de la frecuencia y que resultan imposibles de separar de la respuesta regional.

El concepto de distorsión galvánica no inductiva del campo eléctrico por una heterogeneidad superficial 3D (cuerpo distorsionador) fue introducida por Larsen (1977) para una estructura regional unidimensional (3D/1D), más tarde el concepto se extiende por Groom y Bailey (1989) a una estructura regional bidimensional (3D/2D). El modelo básico puede escribirse como

$$\mathbf{Z}_m \gg \mathbf{RCZ}_{2D}\mathbf{R}^T, \quad (33)$$

donde \mathbf{R} es la matriz de rotación, \mathbf{C} un tensor de distorsión telúrica con elementos reales y \mathbf{Z}_{2D} es el tensor de impedancia regional 2-D en un sistema de coordenadas alineado al rumbo de la estructura. Groom y Bailey (1989) proponen una descomposición del tensor basada en una factorización del tensor de distorsión \mathbf{C} como un producto de las matrices modificadas de Pauli:

$$\mathbf{C} = g\mathbf{TSA}, \quad (34)$$

donde

$$\mathbf{T} = \frac{1}{\sqrt{1+t^2}} \begin{pmatrix} 1 & -t \\ t & 1 \end{pmatrix}, \quad (35)$$

$$\mathbf{S} = \frac{1}{\sqrt{1+e^2}} \begin{pmatrix} 1 & e \\ e & 1 \end{pmatrix}, \quad (36)$$

$$\mathbf{A} = g \begin{pmatrix} 1-s & 0 \\ 0 & 1+s \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} a & 0 \\ 0 & b \end{pmatrix} \quad (37)$$

El tensor de twist (\mathbf{T}) rota el campo eléctrico regional en sentido horario un ángulo $\tan^{-1} t$; el tensor de shear (\mathbf{S}) distorsiona el campo con un efecto de cizalla (Figura 16), mientras que el tensor de anisotropía produce una distorsión que acorta en una dirección y alarga en la perpendicular (Figura 17), Adicionalmente, el tensor \mathbf{A} absorbe el escalamiento que produce el factor de corrimiento estático. (Groom y Bailey, 1989; McNeice y Jones, 2001).

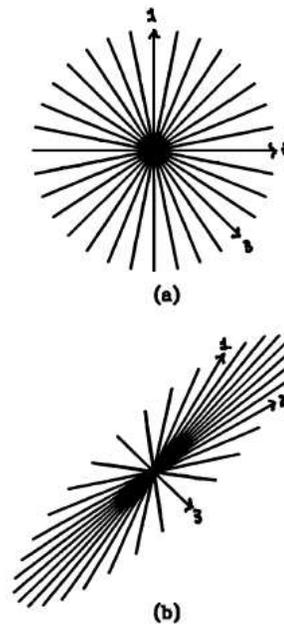


Figura 16. Familia de vectores unitarios (a) antes y (b) después de la aplicación del tensor ‘shear’ S. El eje x va hacia arriba, el eje y a la derecha.

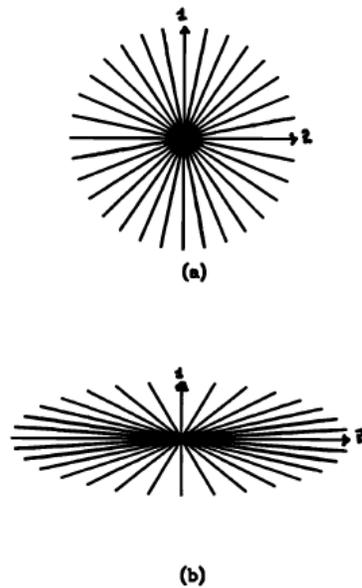


Figura 17. Una familia de vectores unitarios (a) antes y (b) después de la aplicación del tensor de anisotropía A . El eje x va hacia arriba, el eje y a la derecha.

La ecuación (33) describe el tensor medido \mathbf{Z}_m en términos de 7 parámetros reales (θ , t , e , a_{pTE} , b_{pTM} , ϕ_{TE} , ϕ_{TM}). Debe notarse que el factor estático g se absorbe en los factores que escalan la resistividad aparente, a y b . Groom y Bailey (1989) plantean y resuelven el problema inverso, es decir, encuentran los 7 parámetros de la ec. (33), a partir del tensor de impedancia medido \mathbf{Z}_m . El problema inverso lo resuelven frecuencia por frecuencia en cada sitio observado. Uno de los problemas asociados a este tipo de solución es que todos los parámetros, incluido el rumbo de la estructura θ , están libres de restricciones y pueden cambiar con la frecuencia en un mismo sitio.

McNeice y Jones (2001) proponen una mejor opción, que añade restricciones y produce mejores soluciones, básicamente agregando la condición de que uno o varios parámetros no cambien con la frecuencia e incluyendo en el proceso un conjunto de varios sitios. El algoritmo utilizado en este trabajo es el de McNeice y Jones (2001), llamado Strike. El programa permite condicionar parámetros de un sitio ya sea en bandas definidas de frecuencia o en todo el rango de frecuencias.

El código Strike permite especificar la incertidumbre en los datos de impedancia, definir las bandas de frecuencia en donde se desean fijar los parámetros, establecer rangos de variación de los parámetros, así como los criterios de minimización (norma L2, mínimos cuadrados pesados, etc.). El código también genera estadísticas sobre la estimación (paramétrica o jackknife) para estimar la incertidumbre en los parámetros estimados.

La estrategia para aplicar este código consistió primeramente en realizar una corrida sin ninguna restricción, la Figura 18 muestra los parámetros de dispersión (twist, shear y azimuth) obtenidos de esta manera. Además se muestra una gráfica con el desajuste entre impedancia observada y la calculada usando los parámetros estimados (ec (33)) .

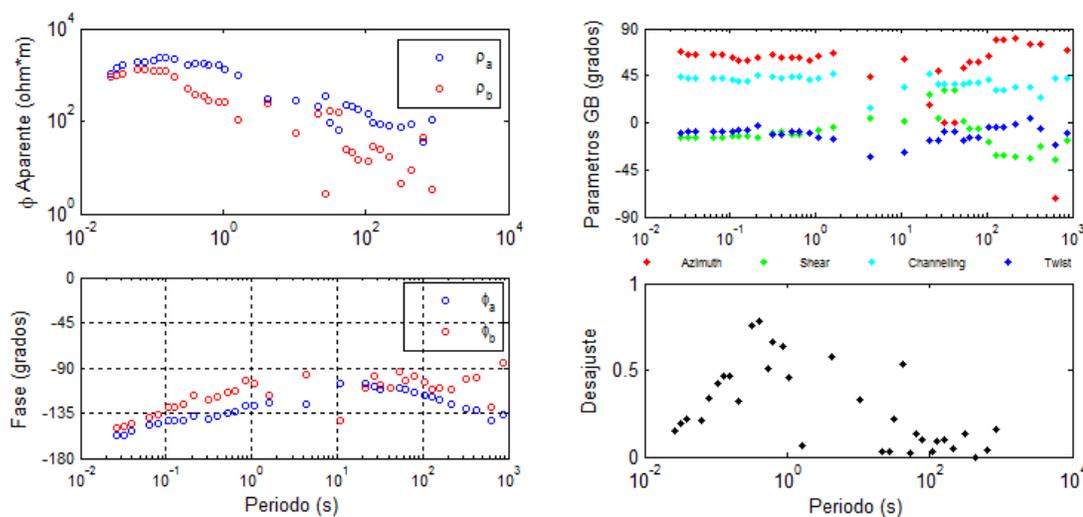


Figura 18. Gráfica de las curvas de resistividad aparente y fase, parámetros de GB y desajuste para el sitio AB10, obtenidas del programa Strike para todas las frecuencias, con todos los parámetros libres.

Posteriormente se revisa el resultado en busca del parámetro con un comportamiento más constante con la frecuencia, para fijarlo y dejar libres el resto de los parámetros. Para el caso que se muestra en la Figura 18 se seleccionó el “shear”, y se fijó en un valor constante igual a -13; los demás parámetros se

dejaron libres y se realiza otra corrida del código. Los resultados se muestran en la Figura 19.

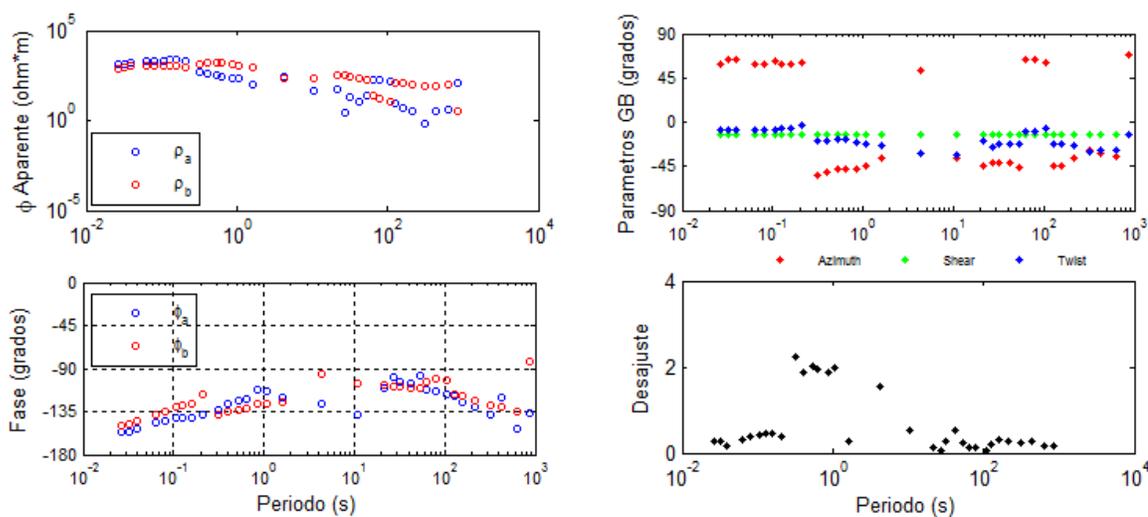


Figura 19. Gráfica de las curvas de resistividad aparente y fase, parámetros de GB y desajuste para el sitio AB10, obtenidas del programa Strike para todas las frecuencias, con un parámetro fijo.

El siguiente paso consistió en fijar el twist con un valor de -7.7, de acuerdo a su comportamiento estable alrededor de este valor, en la Figura 20 se muestra el resultado.

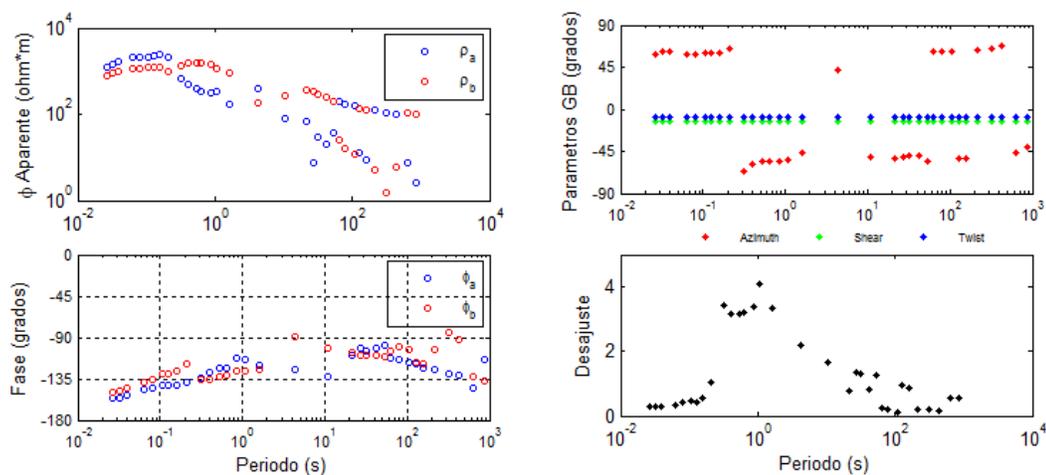


Figura 20. Gráfica de las curvas de resistividad aparente y fase, parámetros de GB y desajuste para el sitio AB10, obtenidas del programa Strike para todas las frecuencias, con dos parámetros fijos.

Finalmente se fijó el azimuth a un valor de 61.5 y se hace una nueva corrida y se observa el resultado buscando que el desajuste (normalizado) sea en promedio menor a 2, lo cual se cumple para este sitio, como puede observarse en la Figura 21.

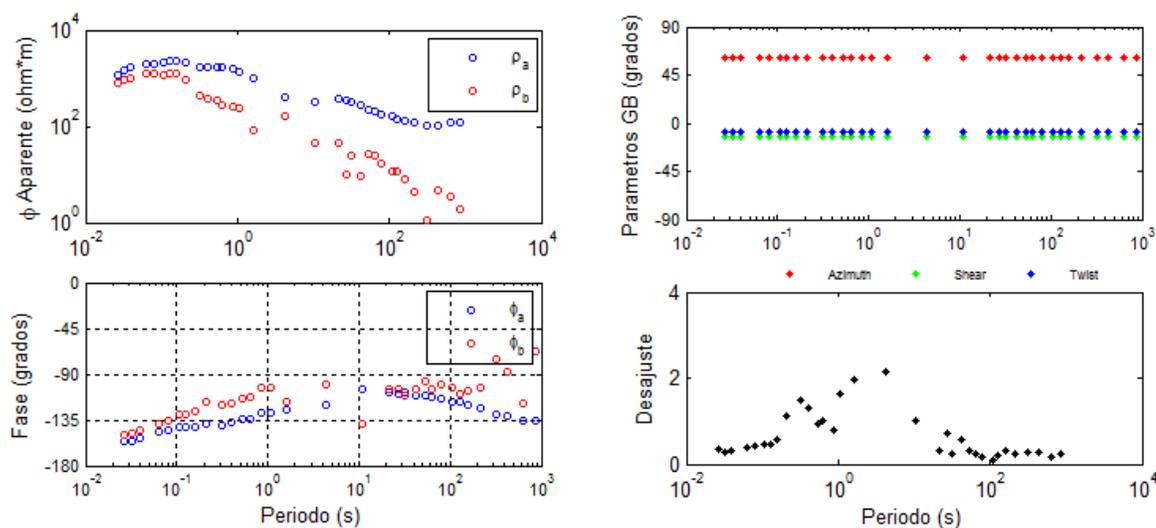


Figura 21. Gráfica de las curvas de resistividad aparente y fase, parámetros de GB y desajuste para el sitio AB10, obtenidas del programa Strike para todas las frecuencias, con todos los parámetros fijos.

Una vez efectuado el análisis individualmente en cada sitio, se realiza una minimización utilizando todos los sitios, con la única condición de que todos los parámetros sean constantes en toda la banda de frecuencias. En la Figura 22 se observa el resultado de este último análisis para el sitio AB10, y puede verse que los parámetros de distorsión arrojan valores similares a los obtenidos con el sitio individual, sin embargo las curvas de resistividad aparente y fase son diferentes y mejor comportadas.

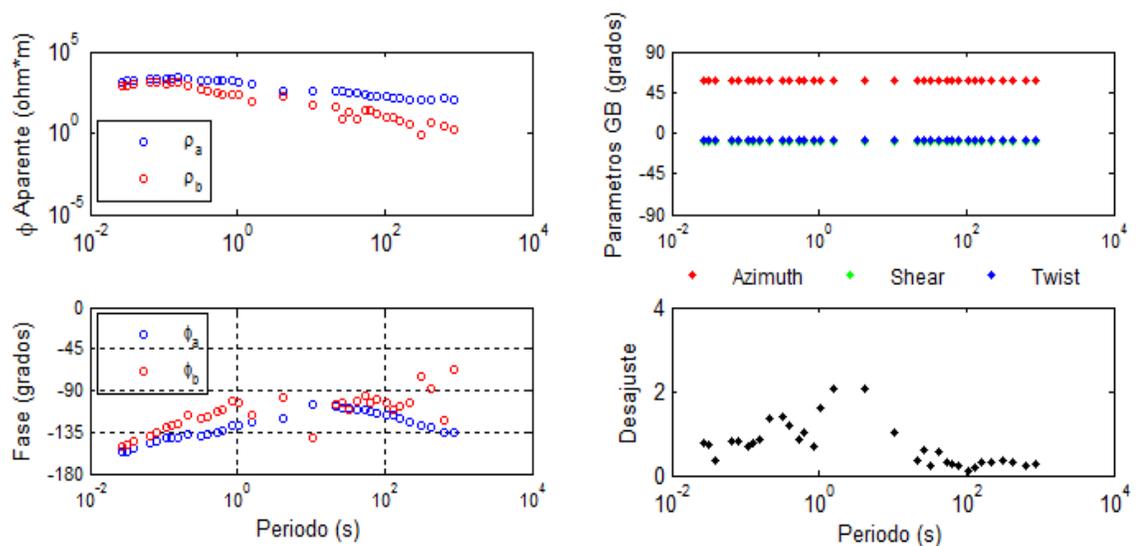


Figura 22. Gráfica de las curvas de resistividad aparente y fase, parámetros de GB y desajuste para el sitio AB10, obtenidas del programa Strike para un conjunto de 18 sitios a una banda de frecuencia.

Como resultado del análisis anterior se descartaron los sitios AB-05, AB-12, AB-14, AB-16, AB-19 y AB-20 debido a que no se ajustan lo suficiente a la suposición de un modelo regional 2D afectado por efectos tridimensionales locales. La perpendicular a la dirección preferencial de la estructura regional 2D, estimada con base en el análisis fue de 58.56° . Las curvas de resistividad aparente y fase producidas por el programa Strike fueron usadas para la inversión 2D.

Capítulo 5

Inversión

La interpretación de las funciones de respuesta en términos de la distribución de resistividad del subsuelo se realiza mediante simulación numérica. Se diseña un modelo representativo del medio discretizado en capas (1D) o en celdas (2D y 3D) de resistividad homogénea y se resuelven las ecuaciones de Maxwell en forma discreta (elemento o diferencias finitas) con el fin de calcular la impedancia en la superficie. La impedancia calculada por modelo se compara con las funciones de respuesta observadas, y a partir de esto el modelo se modifica iterativamente hasta que los datos calculados ajusten a los datos observados; generalmente a través de la minimización de una función objetivo, este proceso es conocido como “inversión de datos” .

En este trabajo se probó la inversión 2D de dos tipos de respuesta: las obtenidas con la transformación SE-PA de Romo *et al.* (2005) y las producidas por el análisis de Groom y Bailey (1989) usando el algoritmo Strike de McNiece y Jones (2001). Además se utilizaron dos algoritmos de inversión, uno de ellos usando la inversión de Gauss-Newton propuesta por Rodi y Mackie (1997), y el otro utilizando la inversión tipo Occam propuesta por deGroot y Constable (1990). Las características básicas de los dos algoritmos de inversión utilizados se describen en las siguientes secciones.

5.1. Algoritmo de inversión Gauss-Newton 2D

El método Gauss-Newton busca soluciones regularizadas al problema inverso utilizando la regularización de Tikhonov, la cual minimiza la función objetivo

$$S(m) = (d - F(m))^T R_{dd}^{-1} (d - F(m)) + \tau \|L(m - m_0)\|^2, \quad (38)$$

donde

$$\begin{aligned} S(m) &= \text{Función objetivo}, \\ d &= \text{Datos observados}, \\ F(m) &= \text{Respuesta del modelo}, \\ R_{dd}^{-1} &= \text{Incertidumbre en los datos}, \\ \tau &= \text{Factor de regularización}, \\ L &= \text{Operador de Laplace}, \\ m &= \text{Parámetros del modelo}, \\ m_0 &= \text{Modelo inicial}. \end{aligned}$$

El primer término de la ecuación corresponde al ajuste entre los datos observados y la respuesta calculada por el modelo, mientras que el segundo término condiciona la suavidad del modelo mediante el valor del factor regularización τ . El parámetro de regularización τ controla el balance entre suavidad del modelo y ajuste de la solución. Durante el proceso de interpretación se obtienen modelos para diferentes valores de τ y se selecciona aquel que produce el mejor balance entre ajuste a los datos y suavidad del modelo.

Para minimizar la función objetivo $S(m)$ la inversión utiliza la modificación de Marquardt-Levenberg al algoritmo de Gauss-Newton. El algoritmo genera una secuencia de modelos m_0, m_1, \dots mediante

$$m_{j+1} = m_j - \frac{1}{2} (A_j^T R_{dd}^{-1} A_j + \tau L^T L + \varepsilon I)^{-1} g_j, \quad (39)$$

donde

$$\begin{aligned} A_j &= \text{derivada de Frechet evaluada en } m_j, \\ \varepsilon &= \text{valor muy pequeño (0.001)}, \\ g_j &= \text{gradiente de } S \text{ evaluado en } m_j. \end{aligned}$$

El algoritmo de Rodi y Mackie (1997) resuelve el problema directo utilizando diferencias finitas. Para esto se realiza una discretización del modelo inicial en celdas rectangulares cuyo tamaño varía dependiendo de la longitud del perfil, topografía, distancia entre estaciones, dimensiones de la estructura de interés, entre otros. Para evitar que efectos de borde afecten la zona de interés, se añaden celdas de gran extensión en los extremos del modelo.

El ajuste entre observaciones y respuesta del modelo se estima utilizando el error raíz-cuadrático medio (rms, por sus siglas en inglés), definido como

$$rms = \sqrt{\frac{(d - F(m))^T R_{dd}^{-1} (d - F(m))}{N}}, \quad (40)$$

donde N es el número de datos (resistividad aparente y fase).

Por su parte, la suavidad del modelo (o su inverso, la rugosidad) se estima como

$$Rugosidad = \|L(m - m_0)\|^2 \quad (41)$$

Para encontrar el mejor balance entre rms y rugosidad se grafican ambos parámetros en una curva conocida como “curva L” debido a su forma (Hansen Christian, 1992). Se sugiere que el mejor modelo es aquel que corresponde al vértice de la L, es decir el que presenta menor rms y al mismo tiempo menor rugosidad.

Las respuestas SE-PA se invirtieron empleando una versión del algoritmo de Rodi y Mackie (1997) modificada por Esparza (2001) para invertir las respuestas Serie y Paralelo (Romo *et al.*, 2005). Por su parte, las impedancias producidas por el proceso de GB se invirtieron usando el algoritmo original de Rodi y Mackie (1997), el cual calcula la respuesta convencional TE y TM.

5.1.1 Resultados con las impedancias SE-PA

Se emplearon las 22 estaciones que conforman el perfil Agua Blanca. El modelo inicial consta de 68 x 79 celdas, la zona de interés tiene 65 km de longitud y 50 km de profundidad, pero el modelo se extiende a 692 km x 330 km respectivamente, para evitar efectos de borde. Las celdas, en la zona de interés, tienen longitudes que varían entre 400 m y 1500 m, y espesores con valores de 50 m en la parte más somera del modelo y de 3200 m a una profundidad de 50 km. La resistividad del medio en el modelo inicial es homogénea con un valor de 100 Ohm-m. Todos los modelos empleados toman en cuenta la topografía del perfil Agua Blanca.

El proceso de inversión se efectuó repetidamente buscando mantener un equilibrio entre ajuste y rugosidad; cada una de las corridas se realizó con 150 iteraciones. Como primer paso se invirtieron los modelos con un factor de regularización τ de 1, 10 y 100, de acuerdo a los resultados obtenidos se optó por continuar la inversión de modelos con $\tau=100$ y a partir de esto buscar un mejor ajuste.

El mejor modelo obtenido se consiguió con un $\tau=100$ y se muestra en la Figura 23. El desajuste para cada sitio se muestra en el panel superior, en desviaciones estándar ($1 \text{ ds} = 5\%$) Se puede observar que la mayoría de los sitios están próximos a las 10 ds, lo cual resulta en un desajuste global (error rms) de 53.1% mientras que la rugosidad alcanza 320.8 unidades. La resistividad del medio se muestra en el panel inferior, en una escala logarítmica de color que va de 10^0 a 10^4 Ohm-m. La ubicación de los sitios observados se muestra con triángulos en la parte superior del modelo.

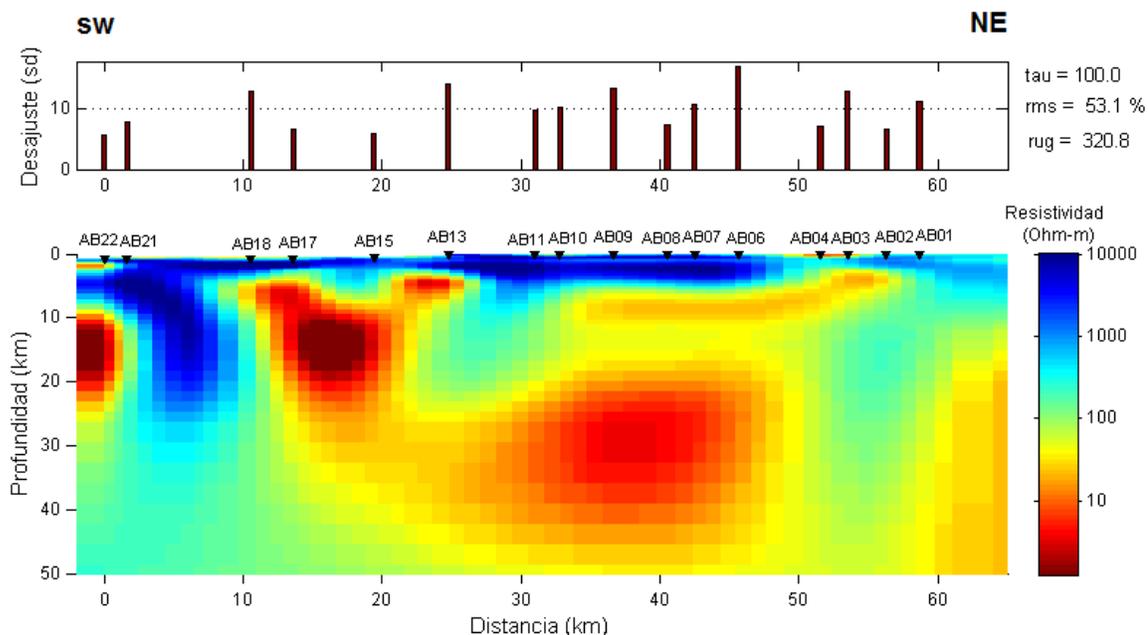


Figura 23. Modelo de resistividad resultante del perfil Agua-Blanca con el algoritmo de Gauss-Newton, utilizando datos SE-PA con $\tau=100$. Los triángulos indican la posición de los sitios observados. El panel superior muestra el desajuste obtenido en cada uno de los sitios en unidades de desviación estándar (1 ds = 5%).

Tras varias pruebas, se observó que el rms no mejoraba, significando que los modelos 2D resultantes no eran capaces de explicar las respuestas SE-PA de manera apropiada. Esto puede deberse a que este tipo de respuestas no puede discriminar efectos 3D, por lo que las impedancias SE-PA pueden contener distorsiones que no pueden reproducirse del todo con un modelo 2D.

5.1.2 Resultados con impedancias TE-TM

El modelo para la inversión con el modo TE-TM consistió en 64 x 79 celdas. Al igual que en el caso anterior, la zona de interés tiene 65 km de longitud y 50 km de profundidad, pero el modelo se extiende a 689.65 x 330.3 km. En la zona de interés las celdas tienen longitudes entre 0.65-2.52 km y espesores de 50 m en la

parte somera del modelo y de 3200 m a 50 km de profundidad. La inversión se realizó con 16 sitios, después de eliminar 6 sitios con base en el análisis de dimensionalidad descrito en la Sección 4.4.

Se obtuvieron modelos con factores de regularización de 0.1, 0.3, 0.7, 1.0, 2.0, 3.0, 4.0, 5.0, 8.0 10.0, 30.0, 100.0 y 1000.0. Para todos ellos se realizaron 150 iteraciones. La curva L resultante de este proceso se muestra en la Figura 24, en ella puede observarse que las mejores condiciones se obtienen para factores de regularización en el rango $2 < \tau < 5$. La Figura 25 muestra el modelo que se obtiene utilizando un valor $\tau=4$.

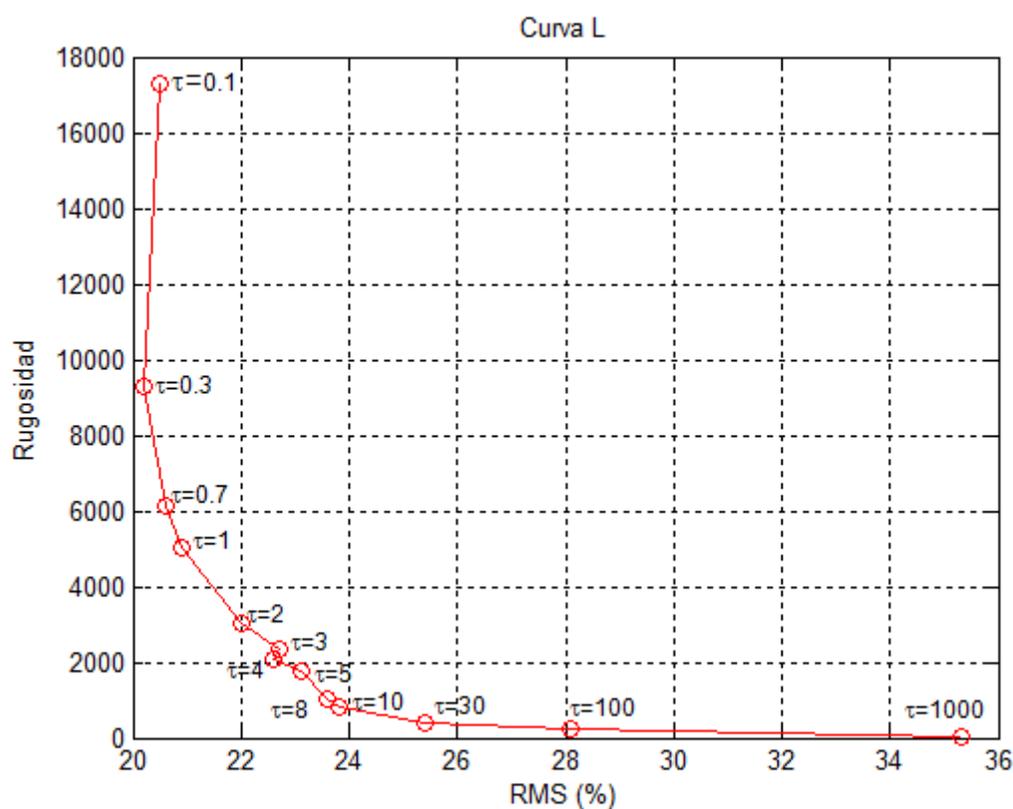


Figura 24. Curva L mostrando la variación del rms y la rugosidad para distintos factores de regularización.

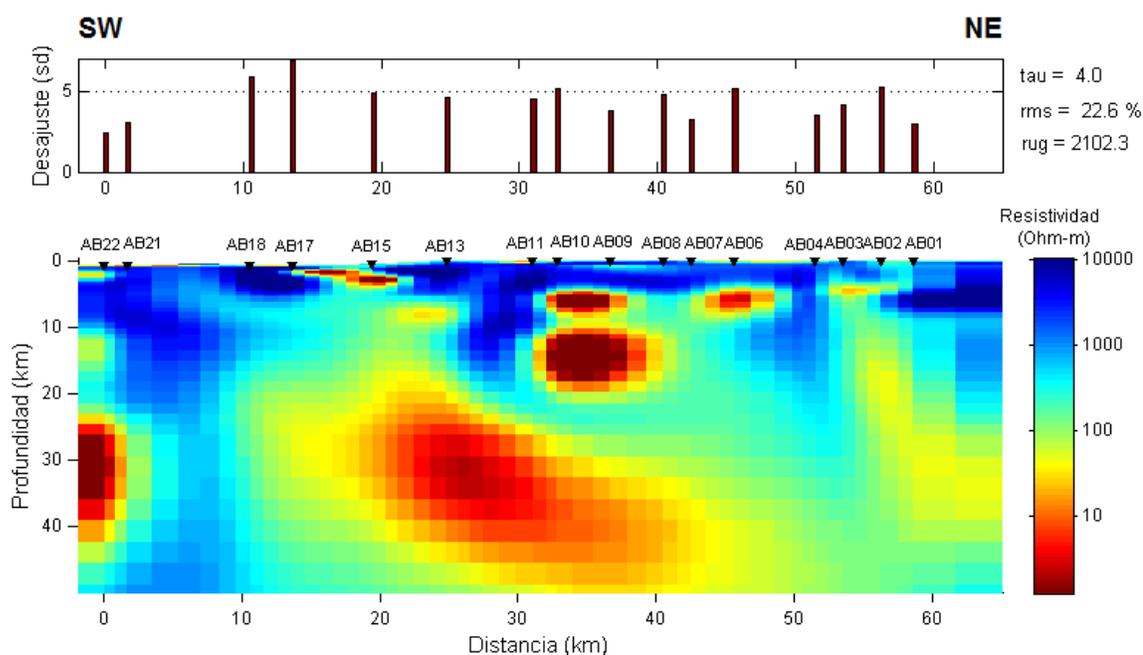


Figura 25. Modelo de resistividad resultante del perfil Agua-Blanca con el algoritmo de Gauss-Newton, utilizando datos TE-TM con $\tau=4$. Los triángulos indican la posición de los sitios observados. El panel superior muestra el desajuste obtenido en cada uno de los sitios en unidades de desviación estándar (1 ds = 5%).

El modelo presenta un error rms global de 22.6 % (~ 4.5 ds) y una rugosidad de 2102.3. En el panel inferior se observa un fuerte conductor (<10 Ohm-m) entre 20 y 50 km de profundidad y entre los kilómetros 20 y 40 de la escala horizontal. Para probar la significancia de este conductor, se realizó una prueba de sensibilidad consistente en eliminar el conductor y observar el cambio en el ajuste de las observaciones. La Figura 26 muestra el modelo sin el conductor, en el panel superior se observa que el rms global aumenta sólo un poco, 27.1%, significando que tal conductor es innecesario para explicar las observaciones.

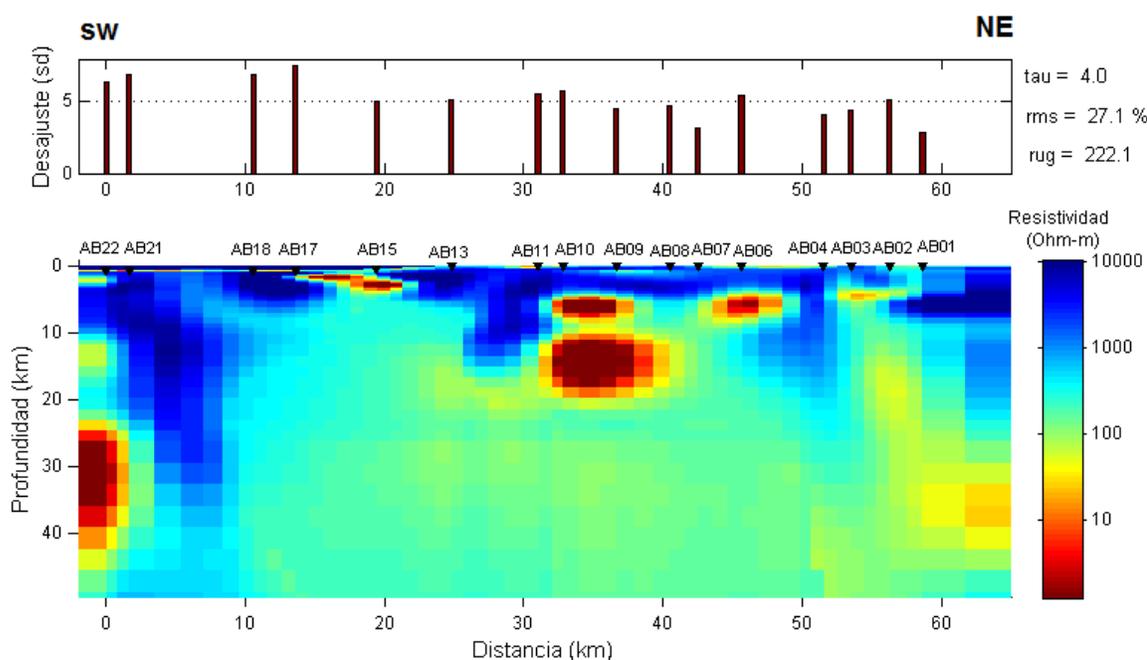


Figura 26. Modelo de resistividad resultante del perfil Agua-Blanca con el algoritmo de Gauss-Newton tras 2 iteraciones, utilizando datos TE-TM con $\tau=4$. Los triángulos indican la posición de los sitios observados. El panel superior muestra el desajuste obtenido en cada uno de los sitios en unidades de desviación estándar (1 ds = 5%).

Este resultado puede explicarse debido a la no-unicidad inherente en la solución del problema inverso y a la complejidad de la función objetivo, la cual puede tener varios mínimos que llevan a soluciones significativamente distintas. Con todo, la prueba anterior pone en duda la significancia de las demás zonas conductoras que aparecen en el modelo del la Figura 26. Como se explica más adelante, para verificar esto realizamos la inversión 2D con un algoritmo de inversión tipo Occam, el cual produce modelos con la mínima estructura requerida para explicar las observaciones.

5.1.3 Análisis del ajuste a las observaciones

Las pseudosecciones son mapas de contornos que representan las observaciones (resistividad aparente y fase) en función del período y de la distancia horizontal a

lo largo del perfil y constituyen una forma conveniente de representar los datos MT ya que muestran una imagen de todo el conjunto de datos observados y permiten identificar variaciones lateralmente y con respecto al período.

Debido a que la profundidad de penetración aumenta con el período, las imágenes dan una idea de la variación de la resistividad aparente con la profundidad o pseudo-profundidad, de ahí que se llamen pseudosecciones.

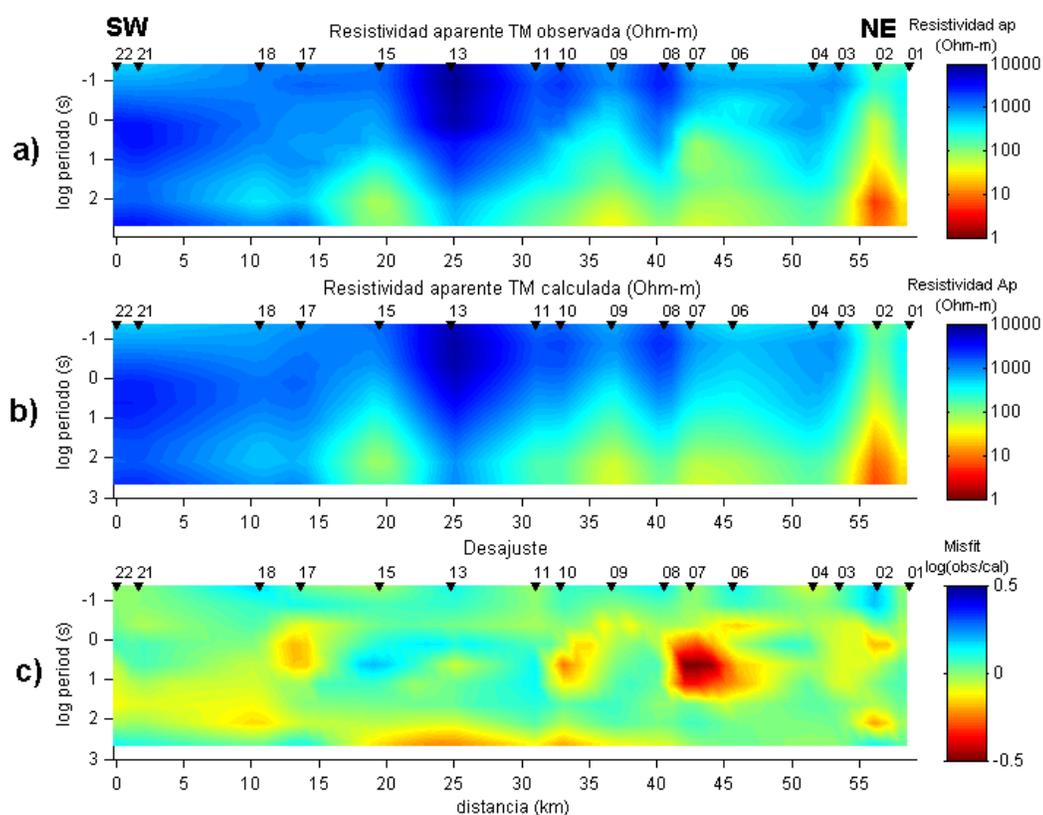


Figura 27. Sección de resistividad aparente TM obtenida a partir de datos calculados con algoritmo Gauss-Newton. (a) Resistividad aparente observada, (b) resistividad aparente calculada y (c) desajuste entre resistividad aparente observada y calculada.

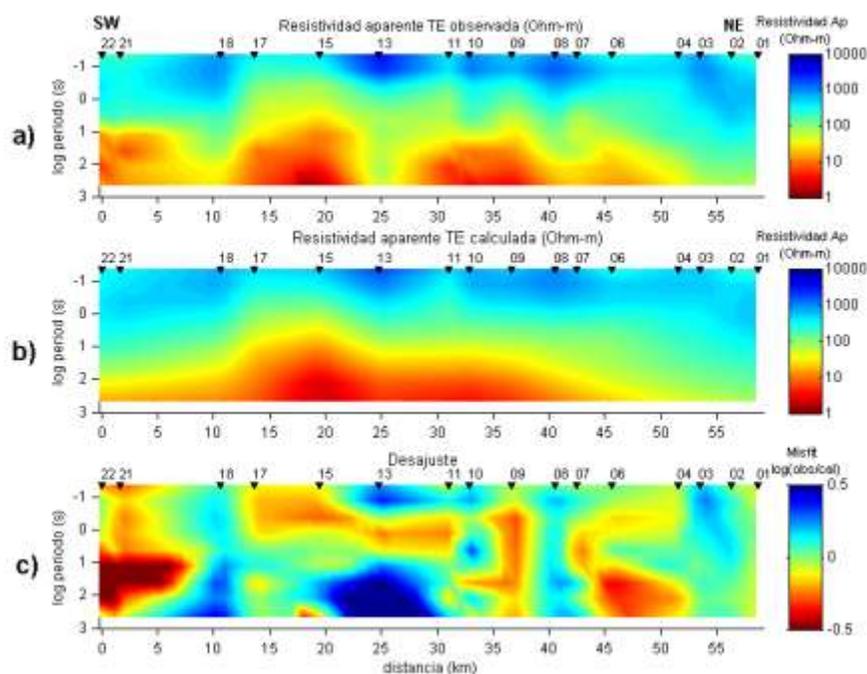


Figura 28. Sección de resistividad aparente TE obtenida a partir de datos calculados con algoritmo Gauss-Newton. (a) Resistividad aparente observada, (b) resistividad aparente calculada y (c) desajuste entre resistividad aparente observada y calculada.

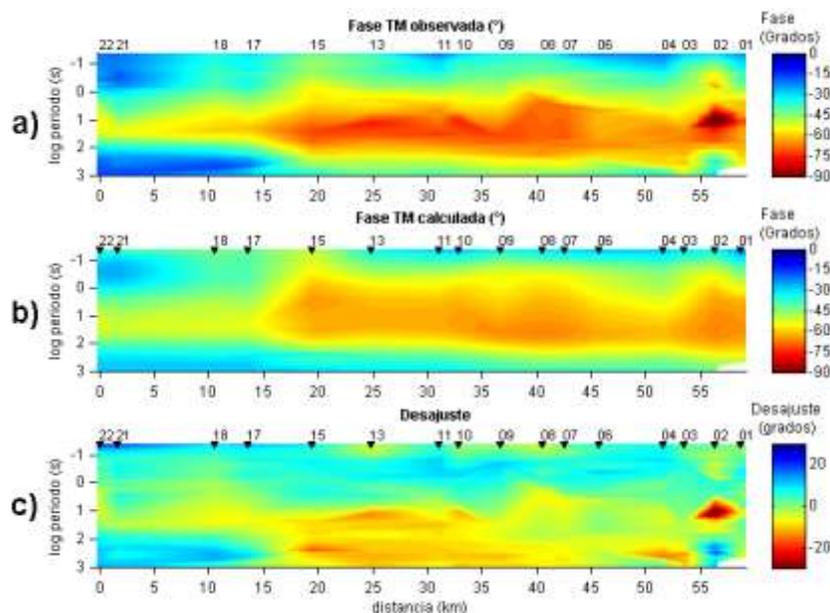


Figura 29. Sección de fase TM obtenida a partir de datos calculados con algoritmo tipo Gauss-Newton (a) Fase observada, (b) fase calculada y (c) desajuste entre fase observada y calculada.

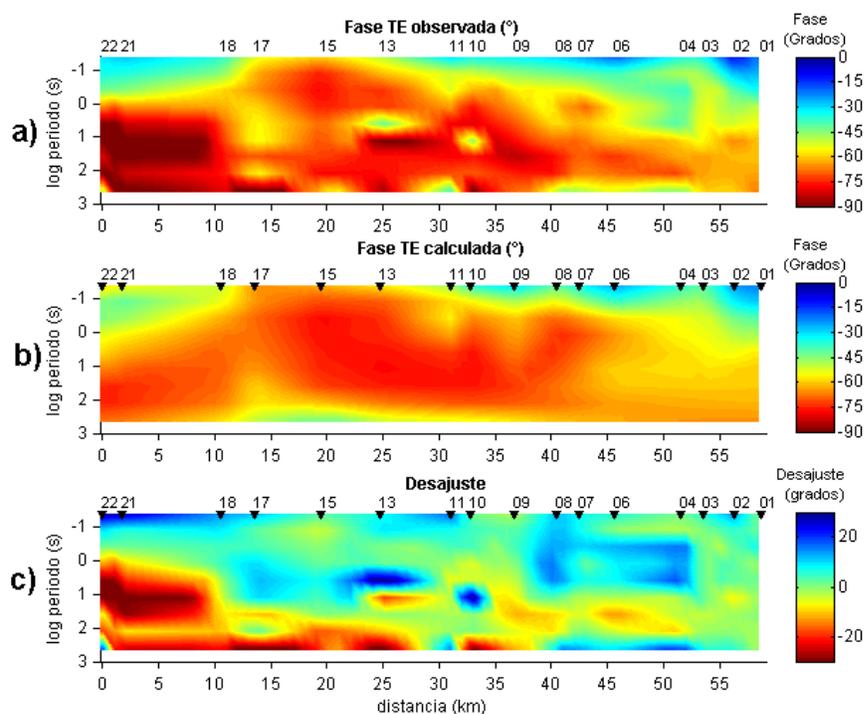


Figura 30. Sección de fase TE obtenida a partir de datos calculados con algoritmo tipo Gauss-Newton (a) Fase observada, (b) fase calculada y (c) desajuste entre fase observada y calculada.

En las Figuras anteriores se aprecia que la respuesta del modelo (datos calculados) es en general parecida a las observaciones, sobre todo para el caso del modo TM, tanto en resistividad aparente como en la fase. Se tienen zonas de desajuste muy localizado, debido probablemente a valores ruidosos de las observaciones, sólo en algunos sitios y para ciertas frecuencias.

Estos resultados permiten afirmar que el modelo de resistividad mostrado en la Figura 26, explica en buena medida las observaciones.

5.2. Algoritmo de inversión Occam

El algoritmo de inversión 2D propuesto por deGroot-Hedlin y Constable (1990) se sustenta en el principio conocido como ‘navaja de Occam’ el cual enuncia que “una solución simple es preferible a una que sea innecesariamente complicada” (deGroot y Constable, 1990). El modelo se parametriza mediante una rejilla de celdas rectangulares conocida como “rejilla de regularización”, donde cada celda tiene un valor de conductividad uniforme. Esta rejilla tiene la característica de terminar lateralmente en capas uniformes y en la parte inferior en celdas que se elongan con la profundidad. Este algoritmo calcula la respuesta del modelo (problema directo) mediante la técnica de elemento finito (Wannamaker *et al.*, 1986; 1987) el cual requiere de un arreglo rectangular de nodos llamado “rejilla de elemento finito” para calcular los campos en el interior del modelo y en su superficie. La suavidad del modelo se mantiene minimizando la rugosidad de su estructura, expresada por la primera derivada espacial en el plano del modelo,

$$R = \|\partial_y \mathbf{m}\|^2 + \|\partial_z \mathbf{m}\|^2, \quad (42)$$

donde ∂_i es una matriz de diferencias en la dirección i y \mathbf{m} es vector de parámetros (resistividades de las celdas). Por otro lado, el ajuste a los datos se consigue minimizando la norma de los residuales

$$X^2 = \|\mathbf{W}\mathbf{d} - \mathbf{W}\mathbf{F}(\mathbf{m})\|^2, \quad (43)$$

donde \mathbf{d} es el vector de datos, es decir: resistividades aparentes y fases para varias frecuencias y en varios sitios; \mathbf{W} es la matriz de covarianza de los datos, lo que permite pesar la participación de cada dato de acuerdo a su incertidumbre; y $\mathbf{F}(\mathbf{m})$ es la respuesta del modelo en la superficie.

El problema inverso se resuelve minimizando un funcional $U(\mathbf{m})$, que se expresa usando la formulación de Lagrange

$$U(\mathbf{m}) = \|\partial_y \mathbf{m}\|^2 + \|\partial_z \mathbf{m}\|^2 + m^{-1} \left\{ \|\mathbf{Wd} - \mathbf{WF}(\mathbf{m})\|^2 - X_*^2 \right\}, \quad (44)$$

en donde μ es el multiplicador de Lagrange y X_*^2 es el valor esperado del residual X^2 que funciona como un factor de tolerancia para la minimización del residual. El multiplicador de Lagrange juega el mismo papel del factor de regularización τ usado en el algoritmo de Rodi y Mackie (1997). En el algoritmo de Rodi y Mackie (1997) el factor τ se establece al inicio de cada inversión, en el caso de este algoritmo tipo Occam no es necesario conocer μ *a priori*, lo que controla la inversión es el valor del factor de tolerancia X_*^2 , en cada iteración se hace una búsqueda de valores de μ para encontrar un modelo que minimiza el residual, y esto se continúa iterativamente hasta que se consigue la tolerancia deseada, o hasta que el residual no cambia significativamente de una iteración a la siguiente. Puesto que el valor esperado de X^2 es $X_*^2 = M$, idealmente se busca un modelo con un RMS cercano a la unidad, en donde

$$RMS = \sqrt{\frac{X^2}{M}}, \quad (45)$$

M siendo el número de datos independientes (resistividades aparentes y fases). En la práctica, cuando se trata de invertir datos reales en términos de modelos 2D es necesario incrementar la tolerancia para conseguir modelos 2D que expliquen razonablemente bien todas las observaciones.

5.2.1 Resultados con modo TE-TM

El algoritmo Occam fue incluido en este trabajo para verificar el modelo obtenido con el algoritmo de Gauss-Newton con los datos TE-TM, por lo que únicamente se invirtieron con este algoritmo los modos TE-TM y no las respuestas S-P.

El modelo inicial se genera utilizando un script en MatLab creado por el Dr. Kerry Key (comunicación personal) de SCRIPPS Institution of Oceanography. Este script

permite discretizar el modelo en forma gráfica y crea los archivos correspondientes a las mallas de “regularización” y de “elemento finito” necesarias para la inversión, a partir de la elevación y posición de los sitios observados. Para modelar el perfil Agua Blanca se generó una discretización de 306 x 73 bloques (6625 x 247 km) correspondiente a la malla de elemento finito y de 41 celdas para la de regularización. El script agrega automáticamente bloques en los bordes del modelo para evitar efectos de borde en los resultados, por lo cual las dimensiones del modelo resultaron mayores que las de los utilizados para la inversión con el algoritmo Gauss-Newton.

Inicialmente la incertidumbre relativa en los datos observados se consideró del 5%. Una vez verificado el ajuste de datos en cada sitio, se incrementó la incertidumbre para algunos de ellos en las bandas de frecuencia más ruidosas, con objeto de relajar un poco las constricciones. Las incertidumbres relativas quedaron en un rango entre 5% y 20%. El modelo seleccionado se obtuvo después de 49 iteraciones y presenta un rms de 7.38 y rugosidad de 277 (Figura 31)

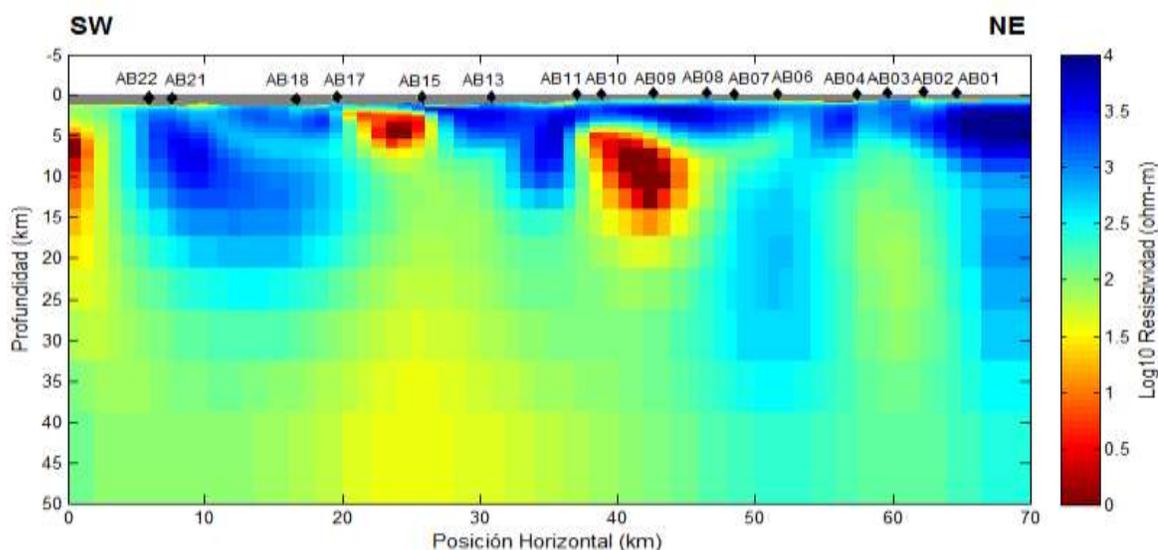


Figura 31. Modelo de resistividad obtenido con el algoritmo tipo Occam utilizando datos TE-TM. Los triángulos indican la posición de los sitios observados.

5.2.2 Análisis del ajuste a las observaciones

Las Figuras 32 a 35 muestran las pseudosecciones correspondientes a los datos de resistividad aparente, fase y residual observados y a los calculados a partir del algoritmo tipo Occam. Se puede observar en general, que el ajuste entre datos observados y calculados es mejor para el caso del modo TM (Figuras 32 y 34) que para el modo TE (Figuras 33 y 35).

En general la respuesta del modelo (datos calculados) es similar a las observaciones, presentándose zonas de desajuste puntualizadas a excepción de la pseudosección de resistividad aparente TE (Figura 33) dónde el desajuste se incrementa hacia una profundidad intermedia.

Los resultados obtenidos comprueban que el modelo de resistividad obtenido (Figura 31) explica de forma aceptable las observaciones.

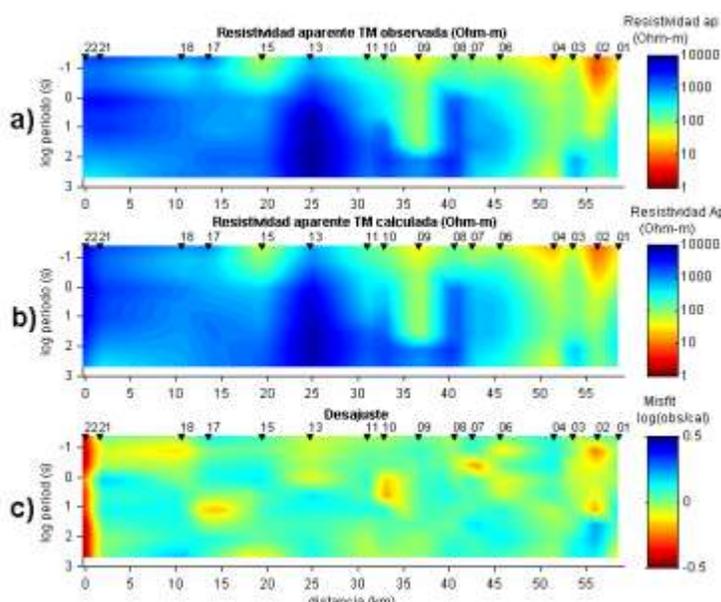


Figura 32. Sección de resistividad aparente TM obtenida a partir de datos calculados con algoritmo tipo Occam (a) Resistividad aparente observada, (b) resistividad aparente calculada y (c) desajuste entre resistividad aparente observada y calculada.

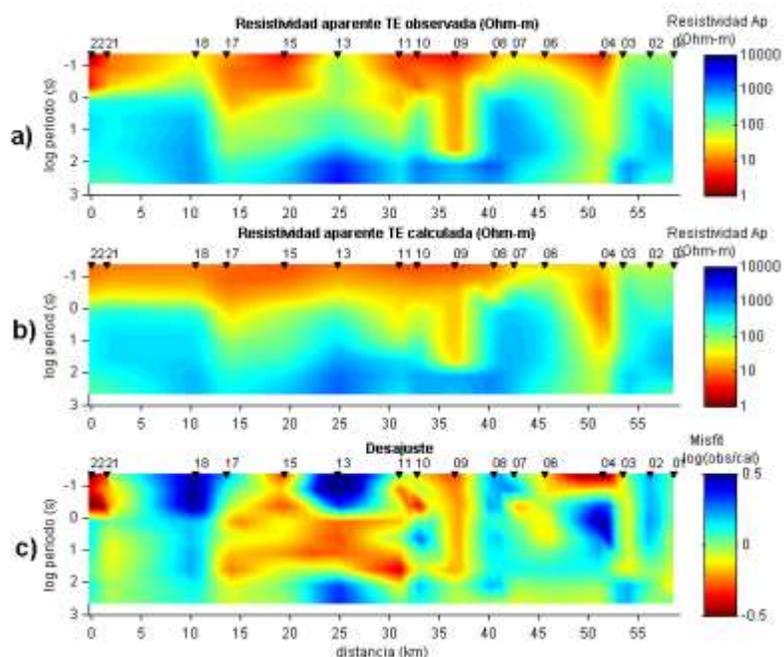


Figura 33. Sección de resistividad aparente TE obtenida a partir de datos calculados con algoritmo tipo Occam (a) Resistividad aparente observada, (b) resistividad aparente calculada y (c) desajuste entre resistividad aparente observada y calculada.

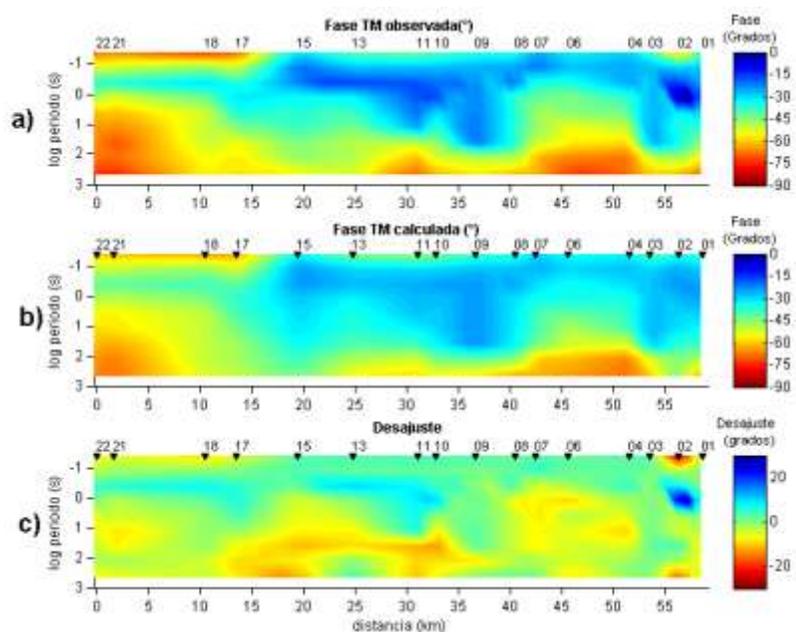


Figura 34. Sección de fase TM, obtenida a partir de datos calculados con algoritmo tipo Occam (a) Fase observada, (b) fase calculada y (c) desajuste entre fase observada y calculada.

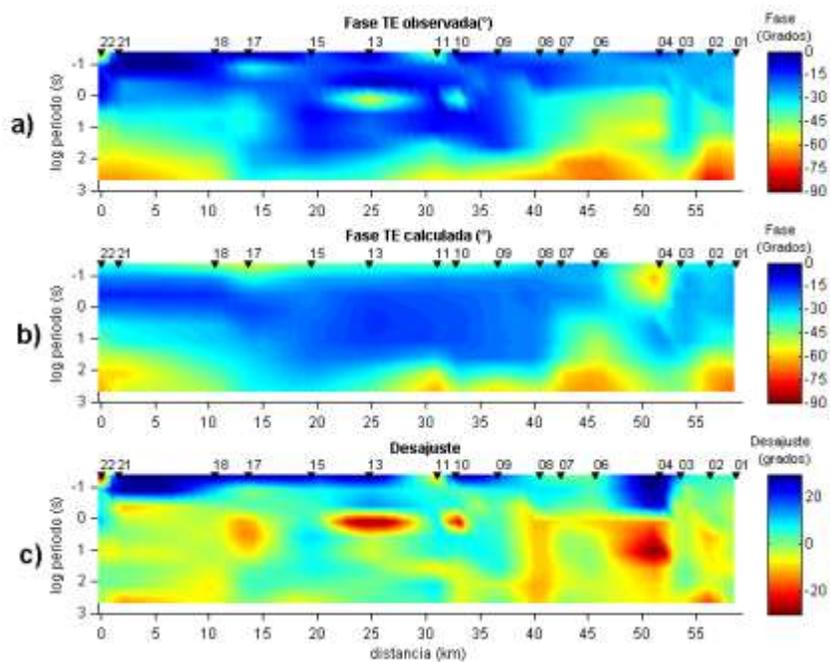


Figura 35. Sección de fase TE observada obtenida a partir de datos calculados con algoritmo tipo Occam (a) Fase observada, (b) fase calculada y (c) desajuste entre fase observada y calculada.

Capítulo 6

Interpretación de resultados

6.1 Interpretación.

Los resultados obtenidos con los dos tipos de inversión (Figura 36) muestran bastante similitud y permiten interpretar con más confianza las anomalías conductoras coincidentes en ambos modelos. En ambos casos las anomalías conductoras sobresalientes (<10 Ohm-m) se manifiestan entre 0 y 20 km de profundidad.

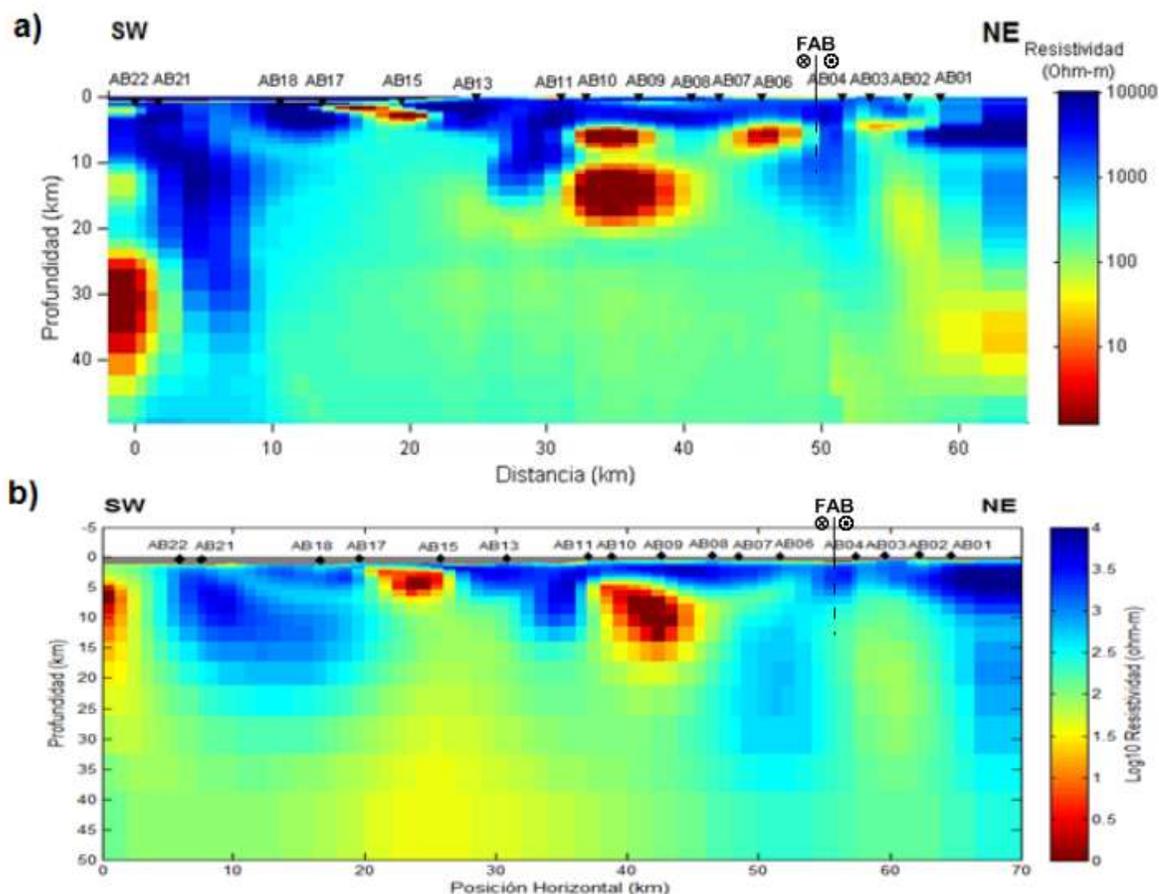


Figura 36. Modelos de resistividad del perfil Agua-Blanca utilizando datos TE-TM. Los triángulos indican la posición de los sitios observados. a) modelo resultante del algoritmo Gauss-Newton b) modelo resultante del algoritmo tipo Occam.

6.1.1 Modelo Gauss-Newton

En el modelo obtenido con el algoritmo de Gauss-Newton (Figura 36a) la anomalía más somera se ubica bajo las estaciones AB15 y AB17, entre 2 y 4 km de profundidad, con resistividad <10 Ohm-m. Bajo las estaciones AB11 a AB08 se presentan dos anomalías conductoras (<10 Ohm-m) entre 5 y 20 km de profundidad, las cuales se encuentran separadas en dos aproximadamente a los 10 km de profundidad. Hacia el Este, bajo la estación AB06 aparece una anomalía <10 Ohm-m entre los 5 y 8 km de profundidad. Finalmente, bajo los sitios AB04 y AB02 se tiene una anomalía menos intensa (~ 30 Ohm-m) que parece extenderse a profundidad hasta ~ 20 km. Este rasgo coincide con el trazo superficial de la falla Agua Blanca. En ambos bordes del modelo se presentan anomalías conductoras más profundas (25 a 40 km de profundidad) probablemente asociadas a efectos de borde.

A lo largo de toda la sección se tiene la presencia de zonas resistivas (>1000 Ohm-m) que sobreyacen a las anomalías conductoras antes descritas. En algunos sitios se extienden hasta los 15 o 20 km de profundidad, separando a las regiones conductoras y en la porción SW del perfil alcanzan más de 30 km de profundidad. Tanto las zonas resistivas como las anomalías conductoras resaltan de una resistividad media del orden de 100 Ohm-m que se extiende bajo las anomalías conductoras particularmente en la zona central del modelo.

6.1.2 Modelo Occam

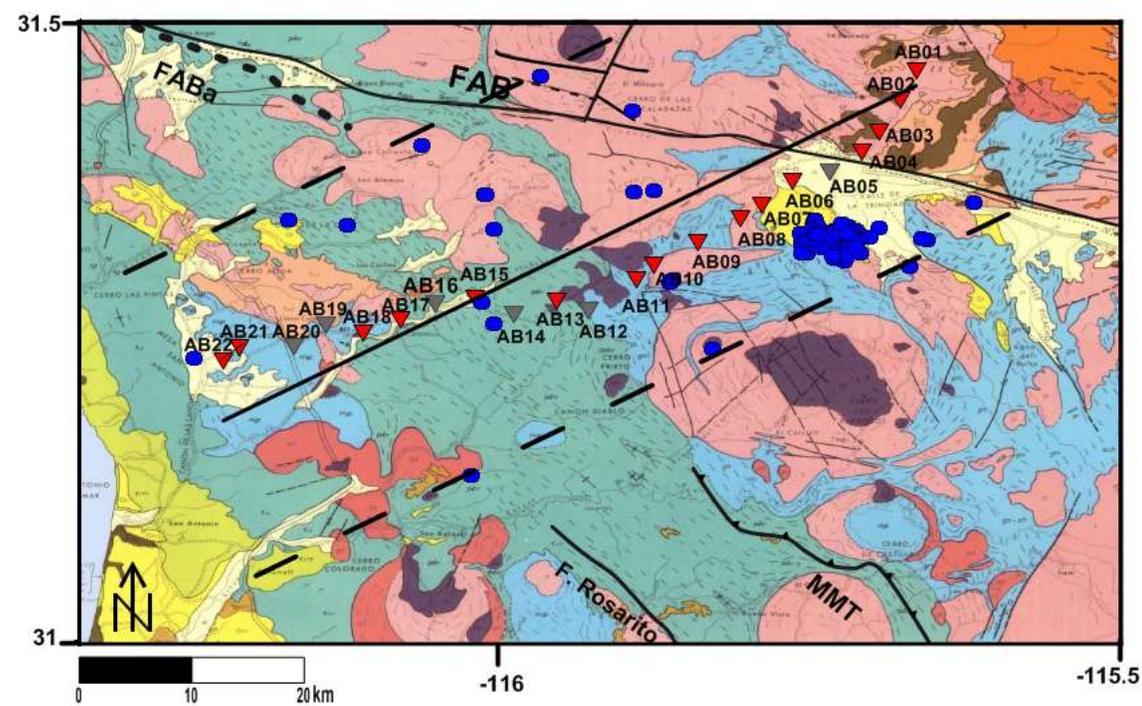
En relación al modelo resultante de la inversión con el algoritmo de Occam (Figura 36b), se observan dos anomalías conductoras (<10 Ohm-m), la primera que va de 2 a 6 km de profundidad, localizada entre los sitios AB17 a AB15, coincide con una de las anomalías descritas en el modelo Gauss-Newton. Se observa una segunda anomalía ubicada a una profundidad entre 5 y 15 km entre las estaciones AB11 y

AB08, que coincide también en ubicación y profundidad con la observada en el modelo obtenido con el algoritmo Gauss-Newton. Bajo los sitios AB04 a AB02, se muestra una zona de resistividad media (30 Ohm-m) que se alarga a profundidad y que coincide con el trazo superficial de la Falla de Agua Blanca. Finalmente, en el límite occidental del perfil entre 4 y 12 km de profundidad aproximadamente se presenta un conductor poco constreñido por los datos observados que puede estar asociado a efectos de borde. Las zonas resistivas >1000 Ohm-m separan las anomalías conductoras y en la porción SW se extienden hasta 20 km de profundidad. Al igual que en el modelo Gauss-Newton, una resistividad intermedia ~100 Ohm-m subyace las zonas conductoras en la parte central del modelo.

6.2 Datos sísmológicos

Para complementar la información del subsuelo proporcionada por los modelos de resistividad discutidos antes, se utilizaron bases de datos sísmológicas de 3481 eventos, que incluyen los hipocentros de eventos con magnitudes entre 0.7 y 5 obtenidos con redes sísmológicas locales entre 1997 y 2003. Frez *et al.* (2014) reportan un conjunto de microsismos con magnitudes M_L en el rango de 0.9 a 3.4 medidos por una red local como parte de la campaña en la región de Agua Blanca y Vallecitos. Ver Figura 37

Se seleccionaron los eventos sísmicos cuyos epicentros se localizan dentro de una franja de 12 km a ambos lados del perfil MT como se muestra en la Figura 37, con el fin de realizar un análisis de la correlación de estos eventos con los modelos de resistividad obtenidos.



Unidades de roca

Rocas sedimentarias Post-batolíticas

- Cuaternario: al, aluvión; Qd medianos
- Cuaternario: Qm, marina; Qf, fluvial; Ql, lacustre
- Mioceno: Tmm, marina; Tmf, fluvial
- Cretácico Superior: Kr, grupo Rosario; m, marina; f, fluvial; Kuc, Formación Redondo

Rocas volcánicas Post-batolíticas

- Qb, cuaternario basalto; Tpb, Plioceno basalto y andesita basáltica; Tmb, Mioceno basalto y andesita basáltica
- Tp, Plioceno; Tm, Mioceno; v, volcánicas no diferenciado; a, andesita; r, riolita y dacita

Rocas Batolíticas

- ad, adamelita y granito; gd, granodiorita
- t, tonalita; gr, no diferenciado
- gb, gabro; d, diabasa

Rocas Pre-batolíticas

- Ka, Formación Alisitos; s, sedimentaria; v, volcánica; m, caliza; Jv ?, Jurásico ?; pbv, volcánicas no diferenciada
- pbs, metasedimentaria; pbc, secuencia Paleozoico?; sl, pizarra; am, amfibolita; sch, esquistos; gn, gneiss; pbq, cuarcita; pb, no diferenciado; mp, plutónicas y metamórficas mezcladas

Figura 37. Mapa geológico (Modificado de Gastil *et al.*, 1975) con epicentros de eventos sísmicos (morado) obtenidos de Frez Cárdenas *et al.* (2014), comprendidos en una franja de 24 km de ancho (líneas punteada) alrededor del perfil MT proyectado (línea continua). FABa= Falla Agua Blanca Ancestral; FAB= Falla Agua Blanca; MMT= Cabalgadura Principal Mártir; F. Rosario= Falla Rosario.

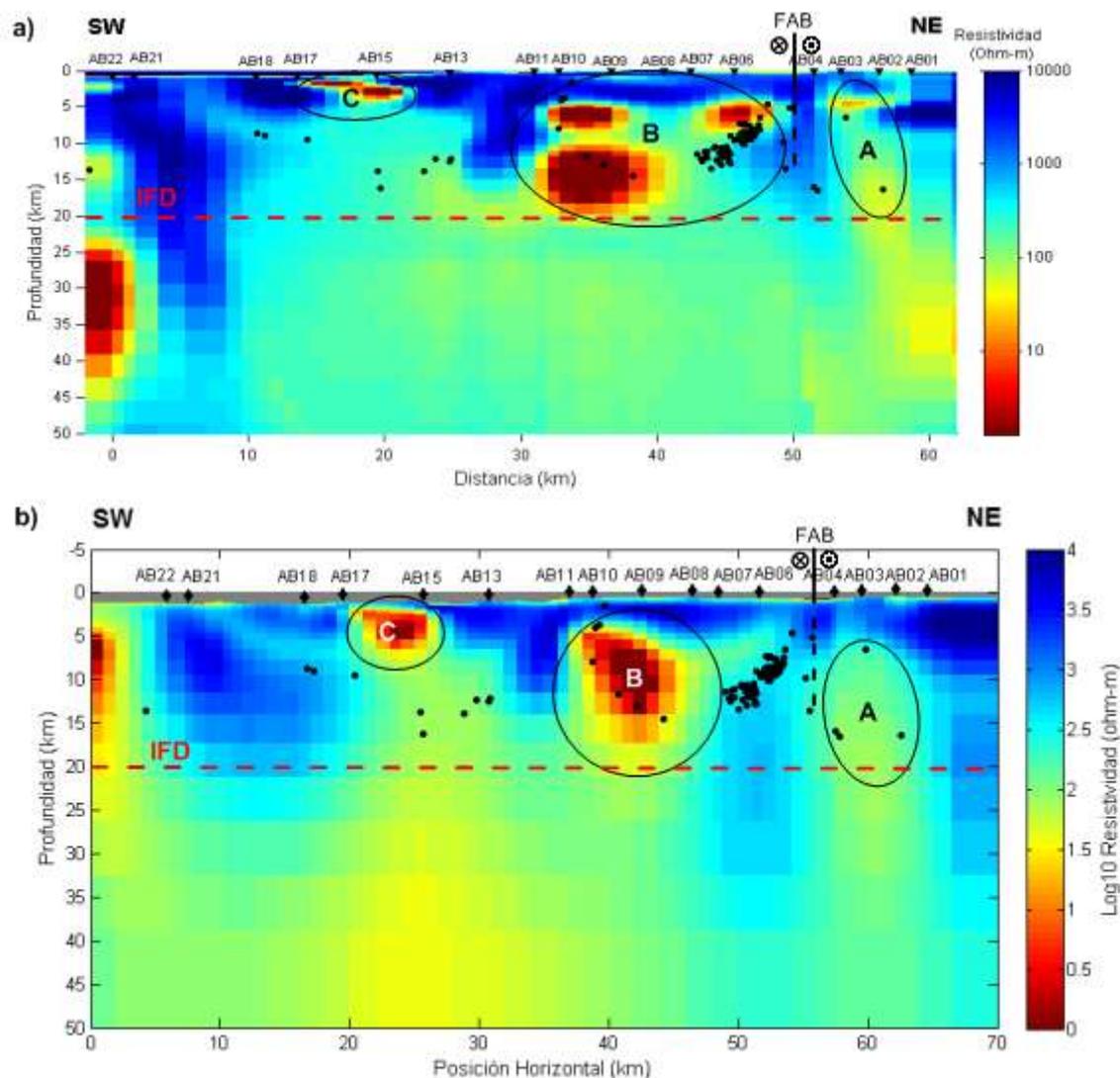


Figura 38.a) Modelo de resistividad a) resultante de inversión con algoritmo Gauss-Newton, b) resultante de inversión con algoritmo de Occam. Los puntos negros corresponden a hipocentros de sismos $0.9 < M_L < 3.4$ registrados en 2001. A, B y C anomalías conductoras, IFD= Interfaz frágil dúctil (línea punteada color rojo).

En la Figura 38 se observa que los sismos ocurren en las zonas de mayor gradiente de resistividad que bordean a los cuerpos conductores, esta observación concuerda con lo obtenido en estudios previos (Unsworth *et al.*, 1997; Oliver, 2004; Pamplona, 2007; Jiracek *et al.*, 2007; Antonio *et al.* 2010; Cortés, 2011). Unsworth *et al.* (1997) encontraron en un sector de la falla de San Andrés que la ocurrencia de los eventos sísmicos coincide con el contacto entre una zona

conductora y una resistiva, ellos concluyen que la generación de sismos está muy ligada a la penetración de fluidos en la falla. De igual forma Jiracek *et al.* (2007) analiza la relación de la conductividad eléctrica en tres límites de placa (Nueva Zelanda, los Himalayas y falla de San Andrés) y su relación con la sismicidad y zonas fluidas, concluyendo que flujos inestables localizados en zonas de flujo profundas detectadas por sondeos MT pueden desencadenar sismos por encima. Por otra parte la presencia de fluidos en la corteza puede controlar los procesos de ruptura de falla, la propagación y su detención (Hickman *et al.*, 1995).

Bajo el sitio AB06 existe una acumulación de eventos sísmicos a profundidades que van desde 7 a 12 km y que en ambos modelos, aunque de forma más evidente en el modelo Gauss-Newton (Figura 38a), se localizan en el borde inferior de la anomalía conductora. Cabe mencionar que el cúmulo sísmico está próximo a la falla Agua Blanca (estaciones AB04 a AB05). Hay un pequeño número de sismos también rodeando la anomalía conductora bajo los sitios AB10 y AB09, particularmente la que se muestra en el modelo Occam (Figura 38b). En la mitad SW del perfil aparecen muy pocos eventos que no pueden correlacionarse del todo con las anomalías conductoras en ninguno de los dos modelos.

Por otra parte la distribución vertical (Figura 38) muestra que la mayor parte de la sismicidad ocurre entre 5 y 15 km de profundidad. En base a lo anterior, y a la presencia de las anomalías conductoras se puede inferir que la interfaz dúctil-frágil de la corteza se encuentra próxima a los 20 km de profundidad (indicada con una línea roja discontinua en ambos modelos), lo cual concuerda con lo interpretado por Pamplona (2007), en un perfil que atraviesa la SSPM.

6.3 Discusión

Diversos autores (Kariya y Shankland, 1983; Hyndman, 1988; Jödicke, 1992; Jiracek *et al.*, 1995;) han propuesto posibles fuentes de zonas conductoras en la corteza que pueden resumirse en: 1) agua con alta salinidad, 2) altas

temperaturas o presencia de fusión parcial, 3) presencia de minerales conductores p.e. grafito, óxidos metálicos, serpentina y sulfuros.

La presencia de fluidos en zonas permeables, ya sea producto de la percolación desde la superficie o de la deshidratación de minerales del manto y de la corteza profunda (Shankland y Ander, 1983; Hyndam y Shearer, 1989) es una de las causas más comunes que pueden producir anomalías conductoras en la corteza superior. Los fluidos en zonas de corteza media y baja (p.e. zonas de subducción activa o recientemente desactivada) se asocian a alta salinidad y pueden derivarse de la deshidratación de la corteza oceánica subducida, y del metamorfismo de anfibolita a granulita en corteza continental (Glover y Vine, 1995) y la eclogitización, que consiste en la transformación de los gabros y basaltos de la corteza oceánica en eclogita, liberando una cantidad sustancial de agua (Tibi *et al.*, 2002; Pamplona, 2007). Para que la conductividad en un medio rocoso se incremente es necesaria una buena interconexión de los poros, sin embargo la porosidad decrece con la profundidad debido a la presión litostática, por lo tanto las anomalías conductoras causadas por fluidos no pueden ir más allá de la profundidad de la transición frágil-dúctil, (Simpson, 2001).

El grafito es un mineral común encontrado en rocas metasedimentarias, en su mayoría como producto de metamorfismo regional de pizarras negras carbonáceas (Shankland y Ander, 1983). Su descubrimiento formando finas películas intergranulares en monzonitas, anartositas y granulitas (Frost *et al.*, 1989; Mareschal *et al.*, 1992; Ledo, 1996) lo pone en consideración como fuente de bajas resistividades en la corteza inferior. Sin embargo, para que exista un aumento de conductividad el grafito debe de estar conectado entre sí, además de que en ocasiones no se puede argumentar su presencia en zonas activas recientes debido a la cantidad que es necesaria para producir los niveles de conductividad observados.

Las rocas que componen la corteza inferior son principalmente metamórficas. El aumento en conductividad asociado a fusión parcial puede estar presente en regiones tectónicamente activas y requiere de altas temperaturas o bien de la presencia de fluidos para reducir la temperatura de inicio de fusión. La fusión debida al agua liberada por los minerales se denomina fusión por deshidratación (Vielzeuf y Holloway, 1988). Sin embargo, se necesita de mayor cantidad de magma que de fluidos o grafito para generar los mismos valores de conductividad (Jiracek *et al.*, 1995; Ledo, 1996; Cortés, 2011).

Es importante mencionar que no se puede determinar inequívocamente un solo mecanismo como origen de zonas conductoras (Jiracek *et al.*, 1995; Simpson y Bahr, 2005) dado que los mecanismos de conducción depende del ambiente tectónico y de la profundidad a la que ocurran (Jones, 1992).

En la Figura 38 se identifican las principales anomalías conductoras con las letras A, B y C. Como se mencionó antes, la anomalía A se puede asociar al sector oriental de la Falla Agua Blanca activa. Cabe mencionar que en una zona de fallamiento activo, la presencia de fluidos en zonas fracturadas y la concentración de minerales arcillosos pueden aumentar sensiblemente la conductividad eléctrica de las rocas de la corteza (Oliver, 2004).

La anomalía B se sitúa bajo esquistos pre-batolíticos próximos al contacto con rocas batolíticas y puede asociarse a la zona de sutura del arco Alisitos; lo cual supondría que la falla Agua Blanca ancestral postulada por Wetmore *et al.* (2002) puede continuarse hacia el Sur hasta conectar a la Cabalgadura Principal Mártir (MMT) mapeada por Johnson *et al.* (1999). Sin embargo también podría estar asociada a un cuerpo metamórfico que fue asimilado por rocas plutónicas batolíticas.

Las anomalías conductoras dentro de zonas de sutura, pueden ser atribuidas a la presencia de minerales arcillosos producidos durante la cizalla, como serpentina, un producto del metamorfismo máfico de baja temperatura y a la presencia de fluidos, o a ambos. La serpentina por sí misma no es muy conductora (100 Ohm-m), sin embargo el agua liberada durante la deshidratación al pasar a la facies de serpentina puede elevar la conductividad considerablemente (Bruhn *et al.*, 2004, Pamplona, 2007).

La anomalía C se puede asociar a rocas pre-batolíticas de la Formación Alisitos. Esta anomalía podría marcar también la continuación hacia el Norte de la Falla Rosarito (Figura 37) definida por Chávez *et al.* (2006) 21 km al sur de nuestro perfil, la cuál se extiende paralela a la Cabalgadura Principal Mártir delimitando el contacto entre rocas plutónicas prebatolíticas (tonalitas) de alta y baja presión.

Un resultado evidente que puede observarse en los modelos de la Figura 38, es el hecho de que todas estas anomalías conductoras separadas por zonas resistivas se encuentran en lo que se denomina el Bloque Peninsular Estable (BPE). Comunmente el BPE se considera un bloque rígido, posiblemente homogéneo y sin fallamiento activo. Los contrastes de resistividad y las anomalías conductoras encontradas en este estudio muestran que quizá esto no es del todo cierto, evidentemente la distribución de la resistividad eléctrica a lo largo del perfil no es homogénea.

Conclusiones

El Bloque Peninsular Estable no es homogéneo en cuanto a su resistividad eléctrica, la cual puede ser consecuencia de la presencia de fluidos asociada a zonas de fractura o fallamiento activo. Lo anterior en conjunto con las expresiones geomorfológicas asociadas a la falla Agua Blanca denuncian actividad reciente contrastando con lo que se considera un bloque rígido y sin fallamiento activo.

El sector oriental de la falla Agua Blanca activa se expresa en los modelos obtenidos como una zona relativamente conductora de ~ 30 Ohm-m (anomalía A) que se extiende hasta ~ 20 km de profundidad. Se encontró también una anomalía conductora (anomalía B) que se ha interpretado como una posible zona de sutura del Arco Alisitos, ocurrida en el Cretácico o bien puede estar asociada a un cuerpo metamórfico asimilado por rocas plutónicas. La anomalía conductora marcada como zona C, se ha asociado a rocas pre-batolíticas de la Formación Alisitos, además dicha anomalía podría marcar también la continuación hacia el Norte de la Falla Rosarito.

La sismicidad registrada en la región se presenta asociada a zonas de mayor gradiente de resistividad, en concordancia con varios estudios anteriores realizados en el Norte de Baja California y en otros lugares del mundo. Los sismos en el área de estudio ocurren arriba de los 20 km de región, lo cual sumado a la presencia de las anomalías conductoras nos permite inferir que la interfaz frágil-dúctil de la corteza se encuentra próxima a esta profundidad.

Finalmente, la inversión tipo Occam ayudó a descartar “anomalías o efectos espurios” generados por el algoritmo de Gauss-Newton, lo cual permitió confirmar la presencia de anomalías conductoras significativas que pueden interpretarse geológicamente.

Referencias bibliográficas

Adams, M. A. (1979). Stratigraphy and petrology of the Santiago Peak Volcanics east of Rancho Santa Fe, California. (Master in Science Thesis) San Diego State University, San Diego, USA.

Carpio, R. A., Romo, J. M., Frez, J., Gómez-Treviño, E., & Suárez-Vidal, F. (2011). Electrical resistivity imaging of a seismic region in northern Baja California, Mexico. *Geofísica internacional*, 50(1), 23-39.

Allen, C., Silver, L., & Stehil, F. (1960). Agua Blanca fault: A major transverse structure of northern Baja California, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 71(4), 467-482.

Allison, E. C. (1955). Middle Cretaceous Gastropoda from Punta China, Baja California, Mexico. *Journal of Paleontology*, 29(3), 400-432.

Allison, E. C. (1974). The type Alisitos Formation (Cretaceous, Aptian-Albian) of Baja California and its bivalve fauna, In: G. Gastil, J. Lillegraven (ed.), *Geology of peninsular California*. American Association of Petroleum Geologists, Pacific Section, Guidebook Annual Meeting 49th, 20-59.

Alsleben, H., et al. (2008). Complex Deformation during Arc-Continent Collision; Quantifying Finite Strain in the Accreted Alisitos Arc, Peninsular Ranges Batholith, Baja California. *Journal of Structural Geology*, 30(2), 220-36.

Atwater, T. (1970). Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America. *Geological Society of America Bulletin*, 81(12), 3513-3536.

Becken, M., & Burkhardt, H. (2004). An ellipticity criterion in magnetotelluric tensor analysis. *Geophysical Journal International*, 159(1), 69-82. doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02376

Bedrosian, P. A. (2007). MT+, integrating magnetotellurics to determine earth structure, physical state, and processes. *Surveys in Geophysics*, 28(2-3), 121-167.

Beggs, J. M. (1984). Volcaniclastic rocks of the Alisitos Group, Baja California, Mexico. In: V. Frizzell, Jr., (ed.), *Geology of the Baja California Peninsula*. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Pacific Section, 43-52.

Bruhn, D., Raab, S., & Schilling, F. (2004). Electrical resistivity of dehydrating serpentinite. In: *AGU Fall Meeting Abstracts*, 1,1176.

Busby, C., Smith, D., Morris, W., & Fackler-Adams, B. (1998). Evolutionary model for convergent margins facing large ocean basins: Mesozoic Baja California, Mexico. *Geology*, 26(3), 227-230.

Cagniard, L. (1953). Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, 18(3), 605-635.

Candwell, T. (1960). Detection and analysis of low frequency magnetotellurics signals. (Ph. D. thesis) Massachusetts Institute of Technology., Massachusetts, USA.

Carrasco, A. P., Kimbrough, D. L., & Herzig, C. T. (1995). Cretaceous arc-volcanic strata of the western Peninsular Ranges: comparison of the Santiago Peak Volcanics and Alisitos Group. *Abstracts of Peninsular Geological Society International Meeting on Geology of the Baja California Peninsula*, 3, 19.

Carrasco, A. P., Kimbrough, D. L., Herzig, C. T., & Meeth, G. L., (1993). Discovery of accretionary lapilli in the Santiago Peak Volcanics of southern and Baja California. In: P. L. Abbott, E. M. Sangines, & M. A. Rendina (ed.), *Geologic investigations in Baja California*. South Coast Geological Society, 145-150.

Chave, A. D., Thomson, D. J., & Ander, M. E. (1987). On the robust estimation of power spectra, coherences, and transfer functions. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 92(B1), 633-648.

Chave, A.D., & Jones A.G. (2012). *The Magnetotelluric Method: Theory and Practice*. Cambridge, NJ, Cambridge University Press.

Chávez Cabello, G., Molina Garza, R., Delgado Argote, L., Contreras Flores, R., Ramírez, E., Ortega Rivera, A., & Lee, J. (2006). Geology and paleomagnetism of El Potrero pluton, Baja California: Understanding criteria for timing of deformation and evidence of pluton tilt during batholith growth. *Tectonophysics*, 424(1), 1-17.

Connolly, J. A. D., Podladchikov, Y. Y. (2004). Fluid flow in compressive tectonic settings: Implications for midcrustal seismic reflectors and downward fluid migration. *Journal of Geophysical Research, Solid Earth*, 109(B4), 1-12.

Cortés, A. O. (2011). Perfil magnetotelúrico a través de una zona de deformación activa en el norte de Baja California. (Tesis de Maestría) Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California., Ensenada, México.

Cruz-Castillo, M. (2002). Catálogo de las fallas regionales activas en el norte de Baja California, México. *GEOS*, 22, 37-42.

De Groot-Hedlin, C., Constable, S. (1990). Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional model from magnetotelluric data. *Geophysics*, 55 (12), 1613-1624.

DePaolo, D. J. (1981). A neodymium and strontium isotopic study of the Mesozoic calc-alkaline granitic batholiths of the Sierra Nevada and Peninsular Ranges, California. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 86(B11), 10470-10488.

Dixon, T., Decaix, J., Farina, F., Furlong, K., Malservisi, R., Bennett, R., & Lee, J. (2002). Seismic cycle and rheological effects on estimation of present-day slip rates for the Agua Blanca and San Miguel-Vallecitos faults, northern Baja California, Mexico. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B10), 1-23

Fischer, G., Masero, W. (1994). Rotational properties of the magnetotelluric impedance tensor, the example of the Araguinha impact crater, Brazil. *Geophysical Journal International*, 119(2), 548-560.

Frez, J., Acosta, J., González, J. y Nava, F. A. (2005). Estudios de microsismicidad en el norte de Baja California: Resultados generales. In: *AGU Fall Meeting Abstracts*, 1,992.

Frez, J., Acosta, J., Nava, F. A., Suárez, F., González, J., Arellano, G., Álvarez, S., Carlos, J., García-Arthur, R., Álvarez, M. (2014). Microseismicity studies in Northern Baja California, Mexico: the Agua Blanca fault. (*Documento no publicado de circulación restringida*).

Frost, B. R., Fyfe, W. S., Tazaki, K., & Chan, T. (1989). Grain-boundary graphite in rocks and implications for high electrical conductivity in the lower crust. *Nature*, 340, 134-136.

Gamble, T. D., Goubau, W. M., & Clarke, J. (1979). Magnetotellurics with a remote magnetic reference. *Geophysics*, 44(1), 53-68.

Gastil, R. G. (1990). The Boundary between the Magnetite-Serie and Ilmenite-Series Granitic Rocks in Peninsular California. *Nature and Culture*, 2, 91-99.

Gastil, R. G., Allison, E., & Phillips, R. P., (1975). Reconnaissance geology of the State of Baja California. *The Geological Society of America Memoir*, 140, 136-150.

Gastil, R. G., Morgan, G. J., & Krummenacher, D. (1981). The tectonic history of peninsular California and adjacent Mexico. In: Rubey, W. W. (ed.), *The geotectonic development of California*. Prentice-Hall, 284-306

Glover, P. W. J., Vine, F. J. (1995). Beyond KTB-Electrical conductivity of the deep continental crust. *Surveys in Geophysics*, 16(1), 5-36.

González, G. J. J., Suarez V. F. (1984). Geological and seismic evidence of a new branch of the Agua Blanca fault. *Geophysical Research Letters*, 11(1), 42-45.

Gorzolla, Y. (1988). Geochemistry and petrography of the Santiago Peak Volcanics, Santa Margarita and Santa Ana Mountains, southern California. (Master in Science Thesis) San Diego State University, San Diego, USA.

Griffith, R., Hoobs, J. (1993). Geology of the southern Sierra Calamajue, Baja California Norte, Mexico. In: R. G. Gastil, R. H. Miller (ed.), *The Prebatholithic Stratigraphy of Peninsular California*. Geological Society of America, 43-60.

Groom, R. W., & 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, G. A., Suárez, V. F. (1988). Reconstrucción tectónica de la falla de Agua Blanca en la Bahía de Todos Santos, Baja California, México. *Ciencias Marinas*, 14(2), 15-28.

Hansen, C. (1994). Regularization tools: A matlab package for analysis and solution of discrete ill-posed problems. *Numerical Algorithms*, 6(1), 1-35.

Herzig, C. T. (1991). Petrogenetic and tectonic development of the Santiago Peak Volcanics, northern Santa Ana Mountains, California. (PH. D. thesis) University of California Riverside, Riverside, USA.

Hickman, S., Sibson, R., & Bruhn, R. (1995). Introduction to special section: Mechanical involvement of fluids in faulting. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B7), 12831-12840.

Hyndman, R. D. (1988). Dipping seismic reflectors, electrically conductive zones, and trapped water in the crust over a subducting plate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 93(B11), 13391-13405.

Jiracek, G. R., Gonzalez, V. M., Grant Caldwell, T., Wannamaker, P. E., & Kilb, D. (2007). Seismogenic, electrically conductive, and fluid zones at continental plate boundaries in New Zealand, Himalaya, and California. *Geophysical Monograph Series*, 175, 347-369.

Jiracek, G. R., Haak, V., Olsen, K. H. (1995). Practical magnetotellurics in a continental rift environment. In: K. H. Olsen (ed.), *Continental rifts: evolution, structure and tectonics*. Elsevier, 103-129.

Jödicke, H. (1992). Water and graphite in the earth's crust-an approach to interpretation of conductivity models. *Surveys in Geophysics*, 13(4-5), 381-407.

Johnson, S. E., Fletcher, J. M., Fanning, C. M., Paterson, S. R., Vernon, R. H., & Tate, M. C. (2003). Structure and emplacement of the San Jose tonalite pluton, Peninsular Ranges batholith, Baja California, Mexico. *Journal of Structural Geology*, 25(11), 1933-1957.

Johnson, S. E., Tate, M. C., & Fanning, C. M. (1999). New geologic mapping and SHRIMP U-Pb data in the Peninsular Ranges batholith, Baja California, Mexico: Evidence of a suture?. *Geology*, 27(8), 743-746.

Jones, A. G. (1992). Electrical conductivity of the continental lower crust. In: D. M., Fountain, R. J., Arculus, R. W. Kay (ed.), *Continental lower crust*. Elsevier, 81-143.

Kariya, K.A., & Shankland. T.J. (1983). Electrical conductivity of dry lower crustal rocks. *Geophysics*, 48(1), 52-61.

Larsen, E. S. (1948). Batholith and associated rocks of Corona, Elsinore, and San Luis Rey quadrangles, southern California. *Geological Society of America Memoir*, 29, 1-185.

Larsen, J. C. (1977). Removal of local surface conductivity effects from low frequency mantle response curves. *Acta Geodaet. Geophys. et Montanist. Acad. Sci. Hung*, 12(1-3), 183-186.

Leedom, S. (1967). A stratigraphic study of the Alisitos Formation near San Vicente, Baja California, México. (Senior Thesis) San Diego State University, San Diego, USA.

Mackie, R. L., Rieven, S., & Rodi, W. (1997). *User's manual and software documentation for two-dimensional inversion of magnetotelluric data*. Cambridge, MA, Massachusetts Institute of Technology.

Marcuello, P. A. (1989). Inversión bidimensional en magnetotelúrica. (Tesis Doctoral) Universidad de Barcelona., Barcelona, España.

Martí, A.; Queralt, P.; Ledo, J. (2009). WALDIM: A code for the dimensionality analysis of magnetotelluric data using the Rotational Invariants of the Magnetotelluric Tensor. *Computers & Geosciences*, 35(12), 2295 - 2303.

Martí, A.; Queralt, P.; Ledo, J., Farquharson, C. (2010). Dimensionality imprint of electrical anisotropy in magnetotelluric responses. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 182(3), 139 - 151.

Martí, A., Queralt, P., Roca, E. (2004). Geoelectric dimensionality in complex geologic areas: application to the Spanish Betic Chain. *Geophysical Journal International*, 157(3), 961-974.

Mareschal, M., Fyfe, W. F., Percival, J. & Chan, T. (1992). Grain-boundary graphite in Kapuskasing gneises and implications for lower crustal conductivity. *Nature*, 357, 674-676.

McNeice, G., Jones, A.G. (2001). Multisite, multifrequency tensor decomposition of magnetotelluric data. *Geophysics*, 66(1), 158-173.

Meeth, G. (1993). Stratigraphy and petrology of the Santiago Peak Volcanics east of La Mision, Baja California. (Bachelor Thesis) San Diego State University, San Diego, USA.

Ogawa, Y. (2002). On two-dimensional modeling of magnetotelluric field data. *Surveys in Geophysics*, 23(2-3), 251-273.

Oliver, O. F. (2004). Correlación entre conductividad eléctrica y actividad sísmica en la Falla de San Miguel, Ensenada, B. C. (Tesis de Maestría) Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California., Ensenada, México.

Pamplona, P. U. (2007). Perfil magnetotelúrico a través de la Sierra San Pedro Mártir, Baja California, México. (Tesis de Maestría) Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California., Ensenada, México.

Pou, S. (1982). Estudio de la tectónica de las Islas de Todos Santos, BC, México. (Tesis de Licenciatura) Escuela Superior de Ciencias Marinas., Ensenada, Baja California, México.

Reed, B. C., (1992). Petrology and eruptive setting of the Santiago Peak Volcanics, in the Mission Gorge-San Diego area San Diego, California. (Master in Science Thesis) San Diego State University, San Diego, USA.

Reed, R. G., (1967). Stratigraphy and structure of the Alisitos Formation near El Rosario, Baja California, México. (Master in Science Thesis) San Diego State University, San Diego, USA.

Rodi, W., Mackie, R. L. (2001). Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. *Geophysics*, 66(1), 174-187.

Romo, J. M., Gómez-Treviño, E., & Esparza, F.J. (2005). Series and parallel transformation of the magnetotelluric impedance tensor: theory and applications. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 150(1), 63-83.

Salas, A. J. (2012). Estudio magnetotelúrico en la cuenca La Purísima, Baja California Sur, México. (Tesis de Maestría) Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California., Ensenada, México.

Santillán, M., & Barrera, T. (1930). Las posibilidades petrolíferas en la costa occidental de la Baja California, entre los paralelos 30 y 32 de latitud norte. *Anales del Instituto de Geología, México*, 5, 1-37.

Schmidt, K. L., Wetmore, P. H., Johnson, S. E., & Paterson, S. R. (2002). Controls on orogenesis along an ocean-continent margin transition in the Jura-Cretaceous Peninsular Ranges batholith. *Geological Society of America- Special papers*, 365, 49-71.

Schroeder, J. E. (1967). Geology of a portion of the Ensenada Quadrangle Baja California, Mexico. (Master in Science Thesis) San Diego State University, San Diego, USA.

Sedlock, R. L. (2003). Geology and tectonics of the Baja California peninsula and adjacent areas. In: S. E., Johnson, S. R., Patterson, J. M., Fletcher, G. H., Girty, D. L. Kimbrough , & A. Martín-Barajas (ed.), *Tectonic evolution of Northwestern México and the Southwestern USA*. The Geological Society of America Special paper, 1-42.

Shankland, T. J., Ander, M. (1983). Electrical conductivity, temperatures, and fluids in the lower crust. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 88(B11), 9475-9484.

Silver, L. T., Stehli, G. G., & Allen, C. R. (1963). Lower Cretaceous pre-batholithic rocks of northern Baja California, Mexico. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 47(12), 2054-2059.

Sims, W. E., Bostick, F. X. (1969). *Methods of magnetotelluric analysis*. Austin, TX, The University of Texas at Austin.

Simpson, F. (2001). Fluid trapping at the brittle-ductile transition re-examined. *Geofluids*, 1(2), 123-136. doi: 10.1046/j.1468-8123.2001.00011.x

Simpson, F., Bahr, K. (2005). *Practical magnetotellurics*. Cambridge, MA, Cambridge University Press.

Smith, J.T. (1995). Understanding telluric distortion matrices. *Geophysical Journal International*, 122(1), 219-226.

Springer, A. (2010). Constraining basin geometry and fault kinematics on the Santo Tomás segment of the Agua Blanca Fault through a combined geophysical and structural study. (Master in Science Thesis) University of South Florida, Tampa, USA.

Stock, J. M., Martin-Barajas, A., Suárez-Vidal, F., & Miller, M. M. (1991). Miocene to Holocene extensional tectonics and volcanic stratigraphy of northeastern Baja California, Mexico. In: M. J. Walawender y B. B. Hanan (ed.), *Geological Excursions in Southern California and México*. Geological Society of America Annual Meeting Guidebook, 44-67.

Suárez-Vidal, F. (1986). Alisitos Formation calcareous facies: Early Cretaceous episode of tectonic calm. *American Associates of Petroleum Geologists Bulletin*, 70, 480.

Suárez-Vidal, F. (1993). The Aptian-Albian on the west coast of the state of Baja California, a mixture of marine environments, In: P. L. Abbott, E. M. Sangines, & M. A. Rendina (ed.), *Geologic investigations in Baja California*. South Coast Geological Society, 125-138.

Swift Jr., C. M. (1967). A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern United States. (Ph. D. thesis) Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, USA.

Szarka, L., Menvielle, M. (1997). Analysis of rotational invariants of the magnetotelluric impedance tensor. *Geophysical Journal International*, 129(1), 133-142.

Taylor, P. J., Silver, L. T. (1978). Oxygen isotope relationships in plutonic igneous rocks of the Peninsular Ranges batholith, southern and Baja California, In: R. E. Zartman, (ed.), *Short papers of the fourth international conferences on Geochronology*. U. S. Geological Survey Open-file Report, 423-426.

Thomson, C. N., Girty, G. H. (1994). Early Cretaceous intra-arc ductile strain in Triassic-Jurassic and Cretaceous continental margin arc rocks, Peninsular Ranges, California. *Tectonics*, 13(5), 1108-1119.

Thomson D.J., Chave A.D. (1991). Jackknifed error estimates for spectra, coherences, and transfer functions. In: S. Haykin, (ed.), *Advances in Spectrum Analysis and Array Processing*. Prentice Hall, 58-113

Tibi, R., Bock, G., & Estabrook, C. H. (2002). Seismic body wave constraint on mechanisms of intermediate-depth earthquakes. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B3), 1-23. doi:10.1029/2001JB000361

Tikhonov, A.N., 1950. On determining electrical characteristics of the deep layers of the Earth's crust. *Proceedings of Academy of Sciences (USSR) Doklady*, 83(2), 295-297.

Todd, V. R., Erskine, B. G., & Morton, D. M. (1988). Metamorphic and tectonic evolution of the northern Peninsular Ranges batholith, In: W. G. Ernst, (ed.), *Metamorphism and Crustal Evolution of the Western United States*. Prentice-Hall, 894-937.

Unsworth, M., Malin, P.E., Egbert, G.D., & Booker, J.R. (1997). Internal structure of the San Andreas fault at Parkfield, California. *Geology*, 25(4), 359-362.

Vielzeuf, D., Holloway, J. R. (1988). Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the politic system. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 98(3), 257-276.

Vozoff, K. (1991). The magnetotelluric method. In: Nabighian, M. (ed.), *Electromagnetic methods in applied geophysics Vol. II*. Society of Exploration Geophysicists, 641-711.

Walawender, M. J., Girty, G. H., Lombardi, M. R., Kimbrough, D., Girty, M. S., & Anderson, C. (1991). A synthesis of recent work in the Peninsular Ranges batholith, In: M. J. Walawender, B. B. Hanan (ed.), *Geological Excursions in southern California and Mexico*. Geological Society of America, 297-312.

Wannamaker, P. E., Stodt, J. A., & Rijo, L. (1986). Two-dimensional topographic responses in magnetotellurics modeled using finite elements. *Geophysics*, 51(11), 2131-2144.

Wannamaker, P. E., Stodt, J. A., & Rijo, L. (1987). A stable finite element solution for two-dimensional magnetotelluric modeling. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 88(1), 277-296.

Weaver, J.T., Agarwal, A.K., Lilley, F.E.M. (2000). Characterization of the magneto-telluric tensor in terms of its invariants. *Geophysical Journal International*, 141(2), 321-336.

Wetmore, P. H. (2003). Investigation into the tectonic significance of the along strike variations of the Peninsular Ranges Batholith, Southern and Baja California. (Ph. D. thesis) University of Southern California, Los Angeles, USA.

Wetmore, P. H. (2003). Mesozoic Tectonic Evolution of the Peninsular Ranges of Southern and Baja California; Tectonic Evolution of Northwestern Mexico and the Southwestern USA. *Geological Society of America Special Paper*, 374, 93-116.

Wetmore, P. H., Schmidt, K. L., Paterson, S. R., & Herzig, C. (2002). Tectonic implications for the along-strike variation of the Peninsular Ranges batholith, southern and Baja California. *Geology*, 30(3), 247-250.

Wong, V.M. (1980) Implicaciones tectónicas de la Falla de Agua Blanca en la Bahía de Todos los Santos, BC, México. (Tesis de Maestría), Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California., Ensenada, México.