

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



---

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

---

**Inversión bidimensional de datos magnetotelúricos ¿azimut  
fijo o azimut libre?**

Tesis

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

Presenta:

**Mayra Cuellar Urbano**

Ensenada, Baja California, México

2017

Tesis defendida por

**Mayra Cuellar Urbano**

y aprobada por el siguiente Comité

---

Dr. Enrique Gómez Treviño

Director del Comité

Dr. José Manuel Romo Jones

Dr. Jorge Adrián Rosales Casián



---

Dr. Juan García Abdeslem

Coordinador del Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra

---

Dra. Rufina Hernández Martínez

Director de Estudios de Posgrado

*Mayra Cuellar Urbano © 2017*

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

Resumen de la tesis que presenta Mayra Cuellar Urbano como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geofísica Aplicada.

### **Inversión bidimensional de datos magnetotelúricos ¿azimut fijo o azimut libre?**

Resumen aprobado por:

---

Dr. Enrique Gómez Treviño

Director de Tesis

Se realizó una comparación exhaustiva invirtiendo datos magnetotelúricos bidimensionales suponiendo, por un lado, rumbos desacoplados para las impedancias de los diferentes sitios y periodos; y por el otro, un solo rumbo para todas las impedancias. Se utilizó el conjunto de datos BC87 que está disponible para la comunidad con el fin de probar nuevas ideas en el procesamiento de los datos. Para el cálculo de impedancias libres de distorsiones electro-galvánicas se utilizó primero el método de Groom-Bailey en la modalidad del algoritmo STRIKE, el cual es el estándar en la comunidad y permite fijar el rumbo a un sólo valor para todos los datos. Para el caso de rumbos variables se utilizó un algoritmo de reciente desarrollo en el CICESE basado en la solución de una ecuación cuadrática y que también provee impedancias libres de distorsiones. Esta solución está desacoplada del rumbo por lo que se considera que las impedancias pueden estar asociadas a un rumbo variable, como de hecho sucede para los sitios y periodos del conjunto de datos BC87. La comparación de las respectivas inversiones se realiza en términos de modelos que están libres de distorsiones de estática, para lo cual se utilizó otro método de reciente desarrollo en el CICESE. De este modo, la opción que mejor prediga modelos libres de estática sería la más adecuada. Para decidir utilicé una línea de EMAP (Electromagnetic Array Profiling) cercana a varios de los sitios del perfil, con el resultado que es mejor invertir impedancias independientes del azimut, es decir, independientes del sistema de coordenadas de medición. Esta misma línea de EMAP sirvió de apoyo para decidir sobre la ambigüedad intrínseca entre ángulos de rumbo complementarios. También se determinó que en el caso de perfiles irregulares cuyos sitios no estén alineados, no es necesario proyectarlos a una línea recta sino que pueden invertirse utilizando las distancias reales entre sitios.

Palabras Clave: **Magnetotelúrico, Inversión Bidimensional**

Abstract of the thesis presented by Mayra Cuellar Urbano as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Master in Sciences in Earth Sciences with orientation in Applied Geophysics.

### **Bidimensional inversion of magnetotelluric data, fixed azimuth or free azimuth?**

Abstract approved by:

---

Dr. Enrique Gómez Treviño

Thesis Director

I have done an exhaustive analysis of the two-dimensional inversion of magnetotelluric data, on one side assuming variability of azimuth on impedances, through different sites and periods; and a fixed azimuth on the other. I used a data set available for the community for testing out new ways of processing data, named BC87. For the computing of free electro-galvanic distortion impedances I used Groom-Bailey's method with the STRIKE software, that allows the use of fixed strikes for a whole set of data. For non-strike dependent impedances I used a new algorithm developed at CICESE based in the solution of a quadratic equation which results in free distortion impedances. This solution is detached from the strike, so this is the reason why I have considered that impedances are related to a variable azimuth, which is the case with BC87 data. The comparison between inversions done with different models that are static distortion free, is done with another method that has been recently developed at CICESE. This way, the option that predicts the best free static model should be the preferable choice. To decide I have used an EMAP (Electromagnetic Array Profiling) study that is located close to several soundings of BC87 set, and the result is that it is best to invert impedances assuming strike independent impedances. This EMAP line was also useful for deciding the intrinsic ambiguity between complementary angles. Also, in the case of irregular acquisition profiles impossible to align I have come to the conclusion that it is not necessary to generate a projection of the data to a straight line, the inversion can be done using real distances among soundings.

Keywords: **Magnetotelluric, Two-dimensional Inversion**

## Dedicatoria

*A mis padres, Fernando y Adela.*

## Agradecimientos

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, por ser clave en el desarrollo científico del país y de latinoamérica. Por ser uno de los principales centros científicos de México impulsando la innovación y el progreso tecnológico, que también debiera ser un referente de carácter humano para la sociedad.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por brindarme el apoyo económico para realizar mis estudios de maestría en CICESE (Número de Becario: 339989).

A mi director de tesis Enrique Gómez Treviño, por ser una persona tolerante, brillante y sobre todo noble con el conocimiento.

A mis asesores Jose Manuel Romo Jones y Jorge Casián Flores, por la paciencia, dedicación y esfuerzo que me demostraron siempre, pero sobretodo por el trabajo que han, y aún llevan a cabo como investigadores.

A Alan G. Jones por permitir a la comunidad científica el utilizar el algoritmo STRIKE y la base de datos de BC87.

Deseo agradecer también a todos aquellos que estuvieron siempre dispuestos a brindarme su apoyo para la realización de esta tesis, pero especialmente a: Julian Delgado [Departamento de Cómputo, Telemática], Jonás de Basabe [Investigador Ciencias de la Tierra], Yunuhen Muñiz [Estudiante de Doctorado], Dulce Gutiérrez [Egresada de Maestría], Francisco Esparza [Investigador Ciencias de la Tierra], Armando Calderón [Estudiante de Doctorado].

A mis colegas, compañeros y amigos, pero sobretodo a mi familia; todos ayudaron a mantenerme a flote estos dos años y medio.

# Tabla de contenido

	Página
<b>Resumen en español</b>	<b>iii</b>
<b>Resumen en inglés</b>	<b>iv</b>
<b>Dedicatoria</b>	<b>v</b>
<b>Agradecimientos</b>	<b>vi</b>
<b>Lista de figuras</b>	<b>viii</b>
<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Objetivos . . . . .	2
1.2. Datos BC87 . . . . .	2
1.3. Teoría . . . . .	4
<b>2. Descomposición del tensor de impedancias de Groom y Bailey</b>	<b>10</b>
2.1. Descomposición multisitio y multifrecuencia del tensor de impedancia. . . . .	11
<b>3. Corrección a través de la ecuación cuadrática y del tensor de fase</b>	<b>16</b>
3.1. Solución a la ecuación cuadrática: $\rho_+$ y $\rho_-$ . . . . .	16
3.2. Tensor de Fase . . . . .	18
<b>4. Inversión de datos</b>	<b>22</b>
4.1. Inversión bidimensional de datos a través de la regularización de Tikhonov. . .	22
4.1.1. Inversión de impedancias con el método de descomposición del tensor de impedancias . . . . .	23
4.1.2. Inversión de resultados obtenidos con el método de la solución a la ecuación cuadrática . . . . .	27
4.2. Estimación de promedios armónicos de resistividad. . . . .	30
4.2.1. Inversión 1D del modo TE con el método de promedios armónicos a partir de los resultados obtenidos con el método de descomposición del tensor de impedancias . . . . .	31
4.2.2. Inversión 1D del modo TE con el método de promedios armónicos a partir de los resultados obtenidos con el método de la solución a la ecuación cuadrática. . . . .	34
<b>5. Discusión y Conclusiones</b>	<b>37</b>
5.1. Conclusión . . . . .	38
<b>Literatura citada</b>	<b>39</b>
<b>Anexos</b>	<b>40</b>

## Lista de figuras

Figura	Página
1. Localización de los sondeos del conjunto de datos BC87, en British Columbia, Canadá. Los números muestran la posición de los sondeos de MT que se realizaron para LITHOPROBE. Los colores sólo señalan las estructuras relevantes que atraviesa el estudio. [Modificada de Jones <i>et al.</i> (1988b)] . . . . .	3
2. Localización de los sondeos del conjunto de datos BC87, en British Columbia, Canadá. Con flechas se señala el número del sondeo al que se refiere cada posición. Son cuatro perfiles los que se representarán a lo largo del trabajo: L1, L2, L3. La línea punteada representa un perfil L3 cuyos sondeos fueron proyectados desde su posición original a esa trayectoria ideal. [Mapa modificado de Massey <i>et al.</i> (2005)].	4
3. Modo TE y TM en los que se divide el campo EM. Donde $\sigma_1 < \sigma_2$ . . . . .	7
4. PERFIL L1. a) Perfil con amplitudes originales de $\rho_{XY}$ y b) perfil con amplitudes originales de $\rho_{YX}$ . . . . .	8
5. PERFIL L2. a) Perfil con amplitudes originales de $\rho_{XY}$ y b) perfil con amplitudes originales de $\rho_{YX}$ . . . . .	9
6. PERFIL L3. a) Perfil con amplitudes originales de $\rho_{XY}$ y b) perfil con amplitudes originales de $\rho_{YX}$ . . . . .	9
7. Sondeo lit092 con el parámetro de azimut fijado en 60 grados. En la parte superior se encuentran las curvas de las amplitudes de los modos $\rho_{xy}$ (azul) y modo $\rho_{yx}$ (rojo) con líneas continuas para los datos originales y con triángulos azules el resultado de GB para $\rho_a$ y triángulos rojos para $\rho_b$ . En la gráfica inferior muestro las fases; las curvas continuas son de los modos $\phi_{xy}$ (azul) y modo $\phi_{yx}$ (rojo) con líneas continuas para los datos originales y con puntos azules el resultado de GB para $\phi_a$ y puntos rojos para $\phi_b$ . RMS promedio = 1.94 . . . . .	12
8. Sondeo lit092 con el parámetro de azimut fijado en 330 grados. En la parte superior se encuentran las curvas de las amplitudes de los modos $\rho_{xy}$ (azul) y modo $\rho_{yx}$ (rojo) con líneas continuas para los datos originales y de manera discreta las resistividades obtenidas con el método GB. Con triángulos azules se muestra $\rho_a$ y con triángulos rojos $\rho_b$ . En la gráfica inferior muestro las fases; las curvas continuas son de los modos $\phi_{xy}$ (azul) y modo $\phi_{yx}$ (rojo) con líneas continuas para los datos originales y con puntos azules el resultado de GB para $\phi_a$ y puntos rojos para $\phi_b$ . RMS promedio = 1.94 . . . . .	13
9. PERFIL L1 con azimut = 60 grados. a) Perfil de $\rho_a$ y b) perfil de $\rho_b$ . . . . .	14
10. PERFIL L2 con azimut = 60 grados. a) Perfil de $\rho_A$ y b) de $\rho_B$ . . . . .	14
11. PERFIL L3 con azimut = 60 grados. a) Perfil de $\rho_A$ y b) de $\rho_B$ . . . . .	14
12. PERFIL L3 con azimut = 330 grados. a) Perfil de $\rho_A$ y b) de $\rho_B$ . . . . .	15
13. a) El mejor ajuste entre las fases de la ecuación cuadrática y el tensor de fase para el parámetro $e = 7^\circ$ . b) Desajuste para un valor erróneo de $e = 20^\circ$ . Los datos corresponden al sondeo lit092. (Modificada de Muñiz Gallegos <i>et al.</i> (2017)) . . . . .	19

## Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
14. PERFIL L1. Perfil de las amplitudes de a) $\rho_{c+}$ y $\rho_{c-}$ resultantes de utilizar la solución a la ecuación cuadrática de los sondeos seleccionados. . . . .	20
15. PERFIL L2. Perfil de las amplitudes de a) $\rho_{c+}$ y $\rho_{c-}$ resultantes de utilizar la solución a la ecuación cuadrática de los sondeos seleccionados. . . . .	20
16. PERFIL L3. Perfil de las amplitudes de a) $\rho_{c+}$ y $\rho_{c-}$ resultantes de utilizar la solución a la ecuación cuadrática de los sondeos seleccionados. . . . .	21
17. PERFIL L1. Resultados de la inversión bidimensional fijando el azimut a 60 grados. RMS promedio = 48.22. . . . .	24
18. PERFIL L2. Resultados de la inversión bidimensional fijando el azimut a 60 grados. RMS promedio = 42.99. . . . .	25
19. PERFIL L3 con distancias reales entres sondeos. Resultados de la inversión bidimensional fijando el azimut a 60 grados. RMS promedio = 43.29. . . . .	25
20. PERFIL L3 con sondeos proyectados a una recta. Resultados de la inversión bidimensional fijando el azimut a 60 grados. RMS = 42.93. . . . .	26
21. PERFIL L3 con sondeos proyectados a una recta. Modelo calculado de la inversión fijando el azimut a 330 grados con el programa <i>STRIKE</i> . RMS promedio = 42.15. . . . .	26
22. PERFIL L1. Resultados de la inversión bidimensional con los datos corregidos utilizando la solución de la ecuación cuadrática. RMS promedio = 51.49. . . . .	28
23. PERFIL L2. Resultados de la inversión bidimensional con los datos corregidos utilizando la solución de la ecuación cuadrática. RMS promedio = 51.82. . . . .	29
24. PERFIL L3. Resultados de la inversión bidimensional con los datos corregidos utilizando la solución de la ecuación cuadrática. RMS promedio = 48.69. . . . .	29
25. PERFIL L3 con sondeos proyectados a una recta. Resultados de la inversión bidimensional con los datos corregidos utilizando la solución de la ecuación cuadrática. RMS promedio = 49.07. . . . .	30
26. PERFIL L1. a)Perfil del modo <i>TE</i> obtenido al realizar la inversión calculando promedios armónicos de resistividad con la corrección por descomposición del tensor de impedancias fijando el ángulo en 60 grados. b) Comparación del EMAP (puntos rojos en la imagen) medido en la región del batolito Nelson, con respecto a los sondeos ubicados en esa área. . . . .	32
27. PERFIL L2. a)Perfil del modo <i>TE</i> obtenido al realizar la inversión 2D calculando promedios armónicos de resistividad con la corrección por descomposición del tensor de impedancias fijando el azimut en 60 grados. b) Comparación del EMAP (puntos rojos en la imagen) medido en la región del batolito Nelson, con respecto a los sondeos ubicados en esa área. . . . .	32

## Lista de figuras (continuación)

Figura	Página
28. PERFIL L3 con distancias reales entre sondeos. a)Perfil del modo <i>TE</i> obtenido al realizar la inversión calculando promedios armónicos de resistividad con la corrección por descomposición del tensor de impedancias fijando el azimut en 60 grados. b) Comparación del EMAP (puntos rojos en la imagen) medido en la región del batolito Nelson, con respecto a los sondeos ubicados en esa área. . . . .	33
29. PERFIL L3 con sondeos proyectados a una recta. a)Perfil del modo <i>TE</i> obtenido al realizar la inversión calculando promedios armónicos de resistividad con la corrección por descomposición del tensor de impedancias fijando el ángulo en 60 grados. b) Comparación del EMAP (puntos rojos en la imagen) medido en la región del batolito Nelson, con respecto a los sondeos ubicados en esa área. . . . .	33
30. PERFIL L3 con sondeos proyectados a una recta. a)Perfil del modo <i>TE</i> obtenido al realizar la inversión calculando promedios armónicos de resistividad con la corrección por descomposición del tensor de impedancias fijando el azimut en -30 grados. b) Comparación del EMAP (puntos rojos en la imagen) medido en la región del batolito Nelson, con respecto a los sondeos ubicados en esa área. . . . .	33
31. PERFIL L1. a)Perfil del modo <i>TE</i> obtenido al realizar la inversión calculando promedios armónicos de resistividad utilizando los resultados de la solución a la ecuación cuadrática. b) Comparación del EMAP (puntos rojos en la imagen) medido en la región del batolito Nelson, con respecto a los sondeos ubicados en esa área. . . . .	34
32. PERFIL L2. a)Perfil del modo <i>TE</i> obtenido al realizar la inversión calculando promedios armónicos de resistividad utilizando los resultados de la solución a la ecuación cuadrática. b) Comparación del EMAP (puntos rojos en la imagen) medido en la región del batolito Nelson, con respecto a los sondeos ubicados en esa área. . . . .	34
33. PERFIL L3 con distancias reales entre sondeos. a)Perfil del modo <i>TE</i> obtenido al realizar la inversión calculando promedios armónicos de resistividad utilizando los resultados de la solución a la ecuación cuadrática. b) Comparación del EMAP (puntos rojos en la imagen) medido en la región del batolito Nelson, con respecto a los sondeos ubicados en esa área. . . . .	35
34. PERFIL L3 con sondeos proyectados a una recta. a)Perfil del modo <i>TE</i> obtenido al realizar la inversión calculando promedios armónicos de resistividad utilizando los resultados de la solución a la ecuación cuadrática. b) Comparación del EMAP (puntos rojos en la imagen) medido en la región del batolito Nelson, con respecto a los sondeos ubicados en esa área. . . . .	35
35. Predicciones EMAP y modelos para el perfil L3 cuando los sitios se proyectan a una recta EW. a) y b) azimut fijo c) y d) azimut libre. . . . .	36

## Capítulo 1. Introducción

---

El método magnetoteléurico (MT) es un método electromagnético (EM), propuesto por Cagniard (1953), que permite obtener información sobre las variaciones de resistividad de los materiales del subsuelo en tres direcciones: dos horizontales perpendiculares entre sí, y la vertical. Esto se logra a través de la medición de campos naturales eléctricos y magnéticos. Usualmente lo que se busca es obtener puntos de medición alineados para que la solución sea un perfil ideal que permita caracterizar una sección continua, más sencilla de interpretar y así obtener información sobre la resistividad en el subsuelo. Antes de cualquier interpretación los datos deben ser procesados para eliminar lo que se conoce como efectos electro-galvánicos (Groom y Bailey, 1989), los cuales afectan al campo eléctrico y pueden conducir a interpretaciones erróneas.

En años recientes, en CICESE se ha desarrollado un método para corregir el efecto electrogalvánico en datos magnetoteléuricos bidimensionales (Gómez Treviño *et al.*, 2014b). Dicha metodología está basada en el uso de invariantes del tensor de impedancias, lo que hace que la solución se desacople del azimut. Tal situación incide directamente en los resultados de la inversión de datos.

Para realizar los objetivos del presente trabajo, he hecho uso de una base de datos, BC87, disponible en el sitio MTNet [[www.mtnet.info](http://www.mtnet.info)], la cual ha sido utilizada para comprobar los resultados de metodologías nuevas de procesamiento de datos. Parte del mismo estudio ha contemplado la realización de una línea de EMAP (Electromagnetic Array Profiling) que en este trabajo ha permitido constatar cuál es la mejor solución, y para decidir sobre las diferentes disyuntivas que se presentan como resultado de las inversiones de los datos. El EMAP es una versión del MT que utiliza mediciones con dipolos eléctricos contiguos que a través de un proceso de filtrado espacial, produce curvas de sondeo que no están deformadas por efectos de estática. El método fue patentado por Bostick (1986).

Recientemente surgió la inquietud por realizar la comparación exhaustiva entre ángulos fijos y variables, variables debido al desacople del azimut en la solución de la ecuación cuadrática mencionada, y que proviene de contradicciones en la interpretación original de Jones *et al.* (1995). Estas contradicciones salieron a relucir en el trabajo de doctorado de Yunuhen Muñiz (comunicación personal) al estar utilizando impedancias libres. Existía la duda de cuál sería el azimut correcto, si el que utilizó Jones *et al.* (1993) o el azimut complementario. Asimismo, existía la duda sobre cómo manejar los resultados de la solución desacoplada del azimut. En consecuencia, se

plantearon dos tareas a resolver. Primero, encontrar un criterio para decidir sobre el azimut correcto, y segundo, determinar la mejor opción entre utilizar el azimut fijo (un solo valor para todas las frecuencias, para los sondeos en un perfil) o dejando la solución independiente del azimut. Por lo tanto, se contempla determinar cuál de dos opciones es mejor en cuanto a inversiones bidimensionales cuando se tienen datos distorsionados por efectos galvánicos.

### 1.1. Objetivos

A través de realizar inversiones bidimensionales de los datos, primero fijando el azimut con ayuda del método de Groom-Bailey y después dejando el azimut libre con la solución de una ecuación cuadrática, es decir, utilizando el tensor sin distorsión e independiente del azimut (Gómez Treviño *et al.*, 2014b). Utilizando el conjunto de datos de BC87, se determinará qué solución es la opción óptima.

### 1.2. Datos BC87

Esta base de datos consistente de veintisiete sitios a lo largo de 150 km, se recolectó en la parte sudeste de British Columbia, Canadá. Estos datos han requerido avanzadas herramientas de procesamiento, pero incluso después de haber removido las distorsiones aún se pueden percibir efectos tridimensionales en ciertas bandas de periodos, en algunos sitios (Chave y Jones, 1997). Estos datos son resultado del proyecto *LITHOPROBE (Southern Cordilleran Project)* adquiridos en 1987 a lo largo de una zona situada entre una compleja estructura que comienza al Este de La Trinchera de las Montañas Rocallosas, sobre el basamento autóctono de Norte América. Atraviesa por el Anticlinal Purcell, el Arco Kootenay, el batolito Nelson y termina al Este del complejo de gneiss denominado Valhalla (ver figura 1) (Jones *et al.*, 1988b). En el área de estudio se cubren dos de los cinco principales cinturones geológicos y fisiográficos, reconocidos en la Cordillera Canadiense.

En el área de estudio tanto el Batolito Nelson como el Anticlinal Purcell tienen un rumbo NE-SW, aunque el rumbo regional tiende a ser NW-SE. Como veremos más adelante, la determinación del rumbo geoelectrico es uno de los problemas a resolver en este trabajo.

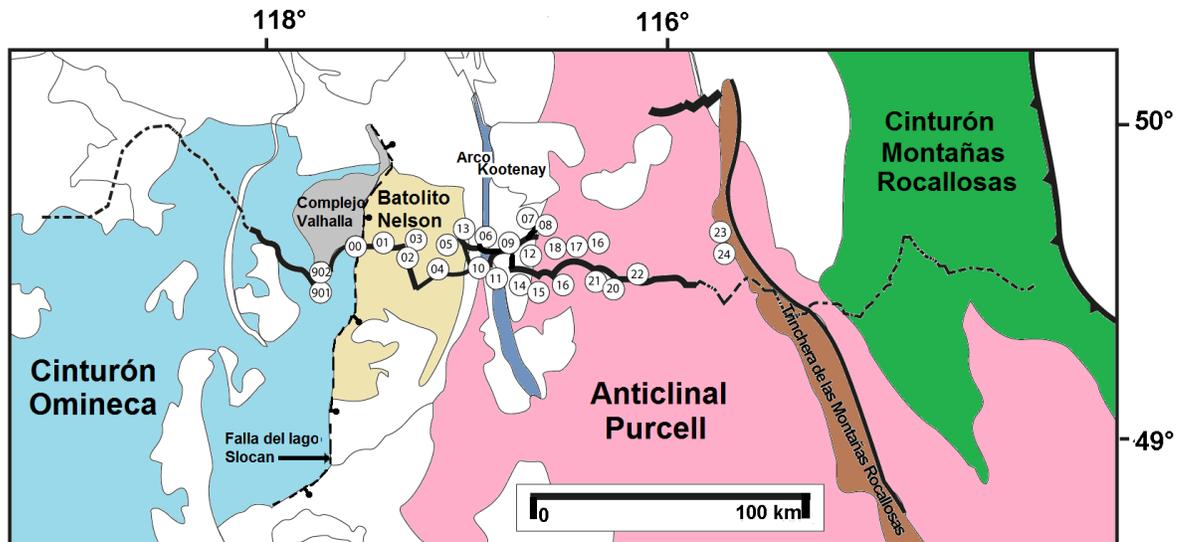
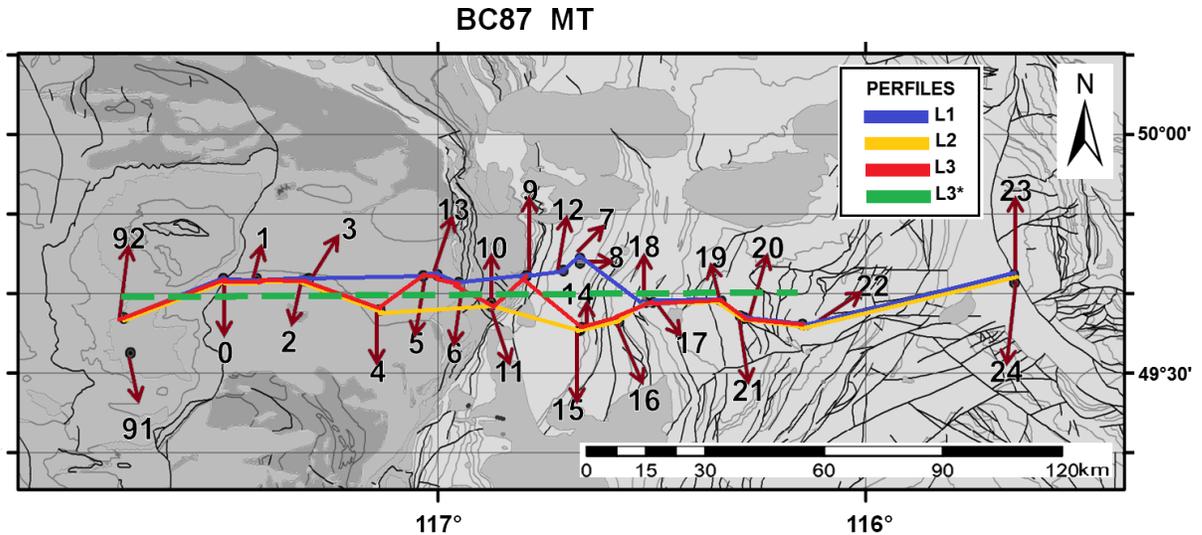


Figura 1: Localización de los sondeos del conjunto de datos BC87, en British Columbia, Canadá. Los números muestran la posición de los sondeos de MT que se realizaron para LITHOPROBE. Los colores sólo señalan las estructuras relevantes que atraviesa el estudio. [Modificada de Jones *et al.* (1988b)]

Su complejidad se refleja en los efectos de inducción bidimensional y tridimensional, así como de distorsiones galvánicas. Estos datos dan muestra de la complejidad de la zona y han permitido comparar diferentes esquemas para extraer la predominante estructura bidimensional subyacente (Jones, 1993). Trabajaré con un perfil, L3, ya utilizado en otros trabajos y mostraré la inversión de otros dos perfiles diferentes, L1 y L2, cuya descripción de cada uno se encuentra en el Anexo A. Para los perfiles L1 y L2 he elegido los sondeos de acuerdo a su posición con respecto a una dirección horizontal predominante pero utilizando las distancias reales entre sondeo y sondeo. El perfil L3 está basado en un perfil para el que se han proyectado los sondeos a una recta W-E aproximada a la mostrada en la figura 2. También incluyo el mismo perfil L3 pero con distancias reales entre sondeos, esto con la finalidad de mostrar la afectación de la posición de sondeo a sondeo en el resultado de la inversión.



**Figura 2:** Localización de los sondeos del conjunto de datos BC87, en British Columbia, Canadá. Con flechas se señala el número del sondeo al que se refiere cada posición. Son cuatro perfiles los que se representarán a lo largo del trabajo: L1, L2, L3. La línea punteada representa un perfil L3 cuyos sondeos fueron proyectados desde su posición original a esa trayectoria ideal. [Mapa modificado de Massey *et al.* (2005)].

### 1.3. Teoría

En el método magnetotelúrico (MT) en una dimensión se realiza la medición de los campos eléctrico  $E_x$  y magnético  $H_y$  para poder describir la propagación de la onda electromagnética (EM). Para ello, a través de estos campos medidos, se obtiene el valor de impedancia que describe la respuesta de la Tierra a la incidencia del campo EM como un cociente de los campos,

$$Z = \frac{E_x}{H_y}, \quad (1)$$

cuyas unidades son  $\frac{V/m}{A/m} = \Omega$  [Ohm].

Una manera de aproximarse al planteamiento de obtención del tensor de impedancias magnetotelúricas para describir la propagación en la dirección  $x$  e  $y$ , es recurrir a los principios establecidos por Cantwell (1960), retomados por Gómez Treviño *et al.* (2013a). Suponemos un campo eléctrico incidente  $E_{xi}$  en la dirección  $x$ , con una variación armónica en tiempo para una Tierra tridimensional. Si suponemos linealidad, el campo en la Tierra será proporcional al campo original ( $E_{xx}$ ) en la misma dirección,

$$E_{xx} = k_{xx}^E E_{xi}, \quad (2)$$

donde la constante de proporcionalidad  $k$  puede ser compleja, de tal modo que se tomen en cuenta los cambios de fase. Dado que el campo incidente puede ser distorsionado por la distribución de resistividades presentes en la Tierra, es necesario tomar en cuenta la existencia de una componente del campo en dirección  $y$ . Por lo tanto, considerando las mismas circunstancias de linealidad y fase, tenemos que,

$$\begin{aligned} E_{yx} &= k_{yx}^E E_{xi}, \\ E_{xy} &= k_{xy}^E E_{yi}, \\ E_{yy} &= k_{yy}^E E_{yi}. \end{aligned} \quad (3)$$

El resultado puede ser expresado de la siguiente manera,

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} k_{xy}^E & k_{xx}^E \\ k_{yy}^E & k_{yx}^E \end{pmatrix} \begin{pmatrix} E_{yi} \\ E_{xi} \end{pmatrix}. \quad (4)$$

Dado que no es posible conocer ni los campos incidentes, ni las constantes de proporcionalidad; y las únicas cantidades conocidas medidas en la ecuación anterior son  $E_x$  y  $E_y$ , se debe completar el análisis considerando las ecuaciones correspondientes a los campos magnéticos. Entonces, de la misma manera tenemos,

$$\begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} k_{xx}^H & k_{xy}^H \\ k_{yx}^H & k_{yy}^H \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_{xi} \\ H_{yi} \end{pmatrix} \quad (5)$$

Al igual que sucede con el campo eléctrico, no se puede conocer ni el campo incidente, ni las constantes de proporcionalidad, sólo conocemos  $H_x$  y  $H_y$  ya que son las cantidades que medimos. Los campos incidentes  $E_{yi}$ ,  $E_{xi}$ ,  $H_{yi}$  y  $H_{xi}$ , pueden ser eliminados de las ecuaciones 4 y 5 si los consideramos para una onda plana tal que,

$$E_{xi} = Z_i H_{yi} \quad y$$

$$E_{yi} = Z_i H_{xi},$$

donde  $Z_i = 377 [\Omega]$  en el espacio libre. Sustituyendo estas expresiones en la ecuación 4, los campos eléctricos incidentes son reemplazados por los campos magnéticos incidentes. Si se resuelve para los campos magnéticos incidentes en la ecuación 5, la ecuación puede ser reescrita como,

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = Z_i \begin{pmatrix} a_{xx} & a_{xy} \\ a_{yx} & a_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix}. \quad (6)$$

Esta ecuación muestra la relación entre los campos magnéticos y eléctricos medibles en la superficie de la Tierra, dejando de lado a los campos incidentes. Otra forma, "la forma tradicional", de ver esta misma relación es,

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix}. \quad (7)$$

De manera compacta podemos ver la ecuación 7 como  $\mathbf{E} = \mathbf{ZH}$ , donde  $\mathbf{Z}$  es el tensor de impedancia. Para obtener los cuatro elementos del tensor, es necesario tener cuatro ecuaciones independientes por frecuencia. Aunque la ecuación 5 parece proveer solamente dos, en realidad hay muchos pares de ecuaciones porque los campos son medidos muchas veces para las mismas frecuencias. De acuerdo a las ecuaciones 4 y 5, estos pares de ecuaciones serán independientes mientras los campos incidentes cambien de polarización de medición a medición, lo cual es usual. Por otro lado, dado que los tensores en las ecuaciones 4 y 5 son independientes de la polarización de los campos incidentes, la impedancia en la ecuación 7 también lo será.

Es importante recordar que el tensor de impedancias depende de la distribución de la resistividad y del azimut del sistema coordenado. Así, la dependencia del tensor de impedancias con el azimut del sistema coordenado puede ser modelado por la matriz de rotación  $R$ ,

$$R = \begin{pmatrix} \cos\theta & \sin\theta \\ -\sin\theta & \cos\theta \end{pmatrix}. \quad (8)$$

Rotando el sistema de coordenadas por un ángulo  $\theta$ , los campos en el nuevo sistema de coordenadas son,

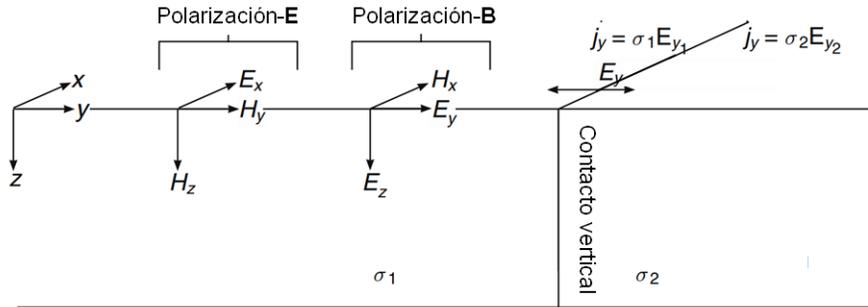
$$E' = RE \quad \text{y} \quad H' = RH. \quad (9)$$

Resolviendo para los campos originales y sustituyendo en la ec. 7 se obtiene,

$$Z'(\theta) = \begin{pmatrix} \cos\theta & \sin\theta \\ -\sin\theta & \cos\theta \end{pmatrix} \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{xy} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \cos\theta & -\sin\theta \\ \sin\theta & \cos\theta \end{pmatrix}, \quad (10)$$

que es el tensor de impedancias tridimensional bajo la influencia de una rotación.

Cuando la Tierra es bidimensional con  $\rho = \rho(x, z)$ , y es la *dirección del rumbo geoelectrico (strike)* tal que la derivada con respecto a  $y$  es igual a cero ( $\partial/\partial y = 0$ ), el campo EM total se divide en dos modos independientes entre sí (ver Fig. 3). El modo *TE*, polarización-E o eléctrico transversal; es el componente del campo eléctrico perpendicular o transversal al plano de incidencia. También es llamado campo eléctrico paralelo al eje invariante  $y$ . El modo *TM*, polarización-H o magnético transversal; es el componente del campo magnético perpendicular o transversal al plano de incidencia. También es llamado campo eléctrico perpendicular al eje invariante  $y$ .



**Figura 3: Modo TE y TM en los que se divide el campo EM. Donde  $\sigma_1 < \sigma_2$  y  $E_{y1} > E_{y2}$  (Modificada de Simpson y Bahr (2005)).**

En el caso 2D sólo son necesarios dos impedancias para describir totalmente al tensor,

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

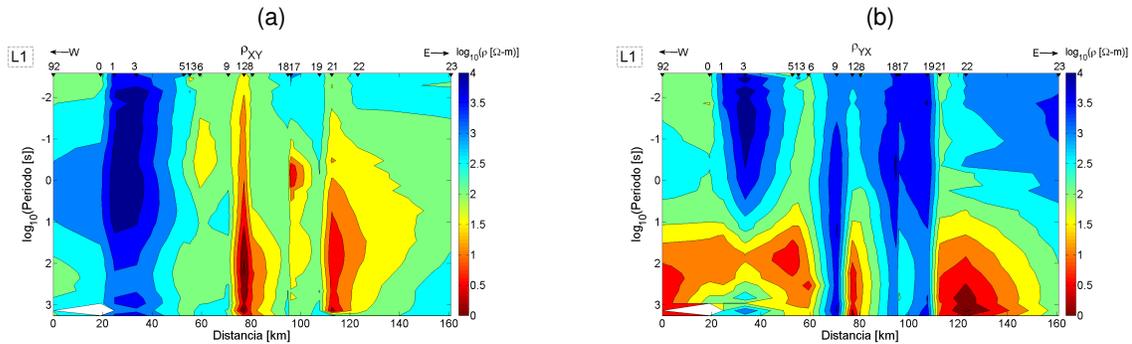
donde,

$$\begin{aligned} Z_{xy} &= Z_{TE} \\ &= -\frac{E_y}{H_x}, \\ Z_{yx} &= Z_{TM} \\ &= \frac{E_x}{H_y}, \end{aligned} \quad (12)$$

con sus correspondientes resistividades,

$$\begin{aligned} \rho_{yx} &= \rho_{TE} \\ &= \frac{1}{\mu_0 \omega} |Z_{TE}|^2, \\ \rho_{xy} &= \rho_{TM} \\ &= \frac{1}{\mu_0 \omega} |Z_{TM}|^2, \end{aligned} \quad (13)$$

donde  $\rho_{TE}$  también es llamado  $\rho_{\parallel}$  y  $\rho_{TM}$  es llamado  $\rho_{\perp}$ . Muestro en el formato de pseudo-sección los perfiles formados con las componentes  $\rho_{XY}$  y  $\rho_{YX}$  de los datos originales para los perfiles L1 (Fig. 4), L2 (Fig. 5) y L3 (Fig. 6). Las distancias entre sondeos son las reales y no han sido proyectadas a una línea recta.



**Figura 4: PERFIL L1. a) Perfil con amplitudes originales de  $\rho_{XY}$  y b) perfil con amplitudes originales de  $\rho_{YX}$ .**

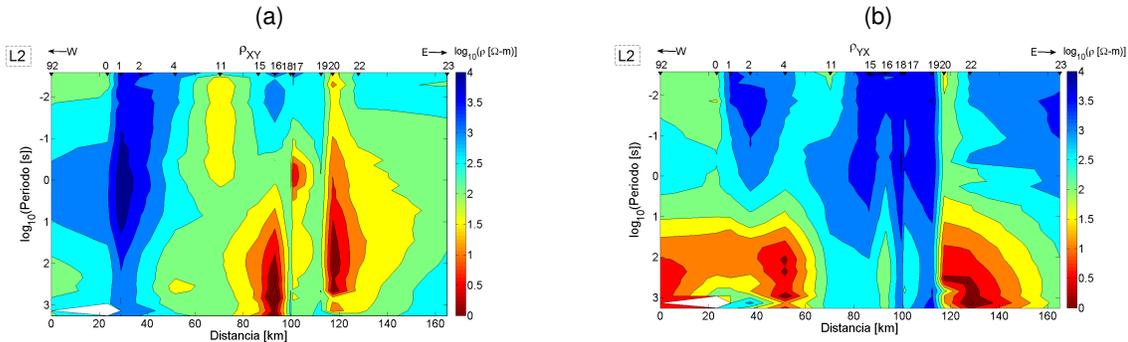


Figura 5: PERFIL L2. a) Perfil con amplitudes originales de  $\rho_{XY}$  y b) perfil con amplitudes originales de  $\rho_{YX}$ .

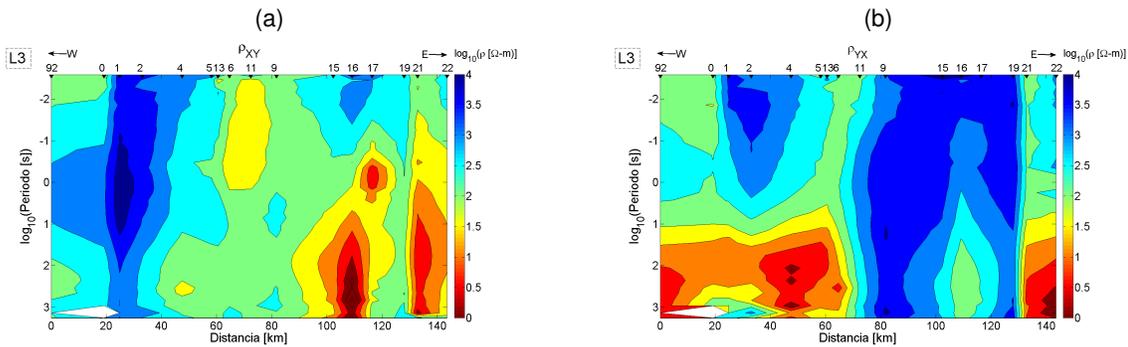


Figura 6: PERFIL L3. a) Perfil con amplitudes originales de  $\rho_{XY}$  y b) perfil con amplitudes originales de  $\rho_{YX}$ .

Para realizar la estimación del tensor de impedancias, incluso sabiendo que la Tierra se comporta como un medio ideal 2D, es difícil conocer el rumbo geoelectrico. En consecuencia, las mediciones realizadas en campo, no suelen estar alineadas con los ejes paralelos y perpendiculares al rumbo geoelectrico. Esto aunado a distorsiones debidas a heterogeneidades someras, como la topografía (Jiracek, 1990) que generan que el tensor de impedancias no sea el ideal al caso 2D, ya que en la realidad los datos observados tienen el efecto de distribución 3D de la resistividad del subsuelo. En este trabajo exploro las metodologías de descomposición del tensor de impedancias de Groom y Bailey (1989) y la solución de la ecuación cuadrática obtenida por medio del análisis de los invariantes del tensor de impedancias para obtener un tensor sin el efecto de las distorsiones 3D (Gómez Treviño *et al.*, 2014b; Caldwell *et al.*, 2004). Finalmente, utilizo las metodologías de inversión bidimensional a través de la regularización de Tikhonov de Rodi y Mackie (2001) para invertir el modo *TM* y las fases del *TE*, y terminar con la inversión unidimensional del modo *TE* con la fórmula aproximada de la conductividad eléctrica (Gómez Treviño, 1996).

## Capítulo 2. Descomposición del tensor de impedancias de Groom y Bailey

---

El principal propósito de realizar la descomposición del tensor de impedancias es el separar los efectos tridimensionales que generan las distorsiones galvánicas de la inducción meramente bidimensional. En particular, los campos eléctricos se ven distorsionados por pequeños rasgos superficiales que no son de interés geológico. Estas alteraciones del campo eléctrico, *distorsiones galvánicas*, son efectos de distorsión independientes de la frecuencia que pueden resultar en la obtención de fases "mezcladas" de las funciones de transferencia. Estas funciones de transferencia describen dos direcciones horizontales paralelas y perpendiculares a una estructura bidimensional (Simpson y Bahr, 2005).

Tomando como punto de partida la ecuación 7 que es el caso tridimensional del tensor de impedancias, siempre y cuando se supongan que los efectos inductivos son despreciables y que no varían a lo largo de la heterogeneidad conductiva (Caldwell *et al.*, 2004); el tensor de impedancia magnetotélurica ( $Z_{obs}$ ) se estima mediante mediciones de campos eléctricos y magnéticos en la superficie de la Tierra. En este sentido,  $Z_{obs}$  es el tensor de impedancias observadas,

$$Z_{obs} = RCZ_{2D}R^T . \quad (14)$$

Al realizar la descomposición del tensor de impedancias, la suposición de (Groom y Bailey, 1989) es obtener un tensor de impedancias que pueda considerarse como una respuesta bidimensional ideal. Entonces, hay un modelo regional 2D ( $Z_{2D}$ ) distorsionado por efectos locales 3D (matriz  $C$ ), sobre el cual medimos  $Z_{obs}$  regularmente en un sistema de coordenadas que no coincide con el rumbo del modelo regional 2D para lo cual se infiere la matriz de rotación  $R$ . A este modelo se le denomina modelo 2D/3D.

GB definen la distorsión 3D en términos de tres factores matriciales que denominan anisotropía (A), twist (T) y shear (S), más un factor escalar  $g$  al que llaman ganancia.

$$C = gA \bullet T \bullet S , \quad (15)$$

donde  $g\mathbf{A}$  se define como,

$$g\mathbf{A} = \begin{pmatrix} 1-s & 0 \\ 0 & 1+s \end{pmatrix}. \quad (16)$$

$\mathbf{T}$  es el término que describe el giro  $[t]$  del campo eléctrico,

$$\mathbf{T} = \frac{1}{\sqrt{1+t^2}} \begin{pmatrix} 1 & -t \\ t & 1 \end{pmatrix}. \quad (17)$$

donde  $t = \tan(\phi)$ .  $\mathbf{S}$  describe el efecto de cizalla  $[e]$ ,

$$\mathbf{S} = \frac{1}{\sqrt{1+e^2}} \begin{pmatrix} 1 & e \\ e & 1 \end{pmatrix} \quad (18)$$

del cual  $e = \tan(\phi)$ .

Sustituyendo los términos anteriores en la ecuación 14,

$$\mathbf{Z}_{\text{obs}} = \left( \frac{1}{\sqrt{1+t^2}} \right) \left( \frac{1}{\sqrt{1+e^2}} \right) \dots \quad (19)$$

$$\begin{pmatrix} \cos\theta & \sin\theta \\ -\sin\theta & \cos\theta \end{pmatrix} \begin{pmatrix} 1 & -t \\ t & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} 1 & e \\ e & 1 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} 1-s & 0 \\ 0 & 1+s \end{pmatrix} \begin{pmatrix} 0 & Z_a \\ Z_b & 0 \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \cos\theta & -\sin\theta \\ \sin\theta & \cos\theta \end{pmatrix}.$$

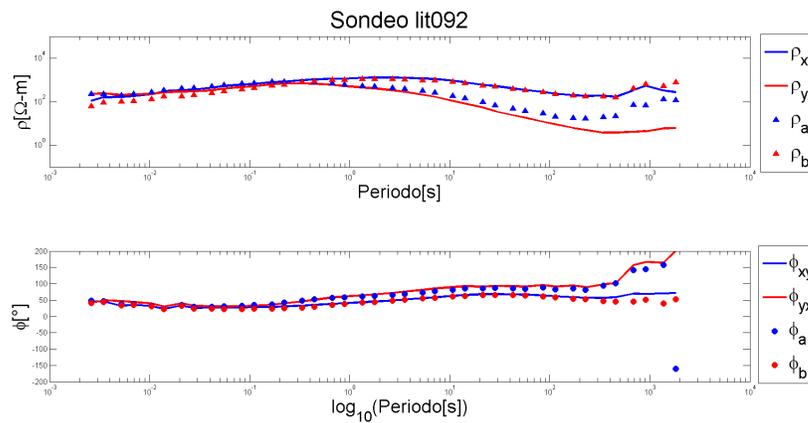
## 2.1. Descomposición multisitio y multifrecuencia del tensor de impedancia.

Partiendo de un modelo bidimensional (Ec.19), se requiere plantear una estructura conductiva bidimensional con pequeñas anomalías tridimensionales que la sobreyacen (caso 2D/3D). Utilizando la metodología de Groom y Bailey (1989) se debe ajustar un modelo de 8 incógnitas, McNeice y Jones (2001) proponen la búsqueda de un mínimo global que ajuste de manera simultánea a todos los parámetros, y por lo tanto el azimut. Para considerar esta solución se utiliza el algoritmo *STRIKE* (desarrollado por los mismos autores)<sup>1</sup>. El programa permite condicionar parámetros de un sitio y especificar la incertidumbre en los datos de impedancia; definir bandas

<sup>1</sup>El código de '*STRIKE*' fue escrito por Alan Jones y Gary McNeice, versión: v6.1a.

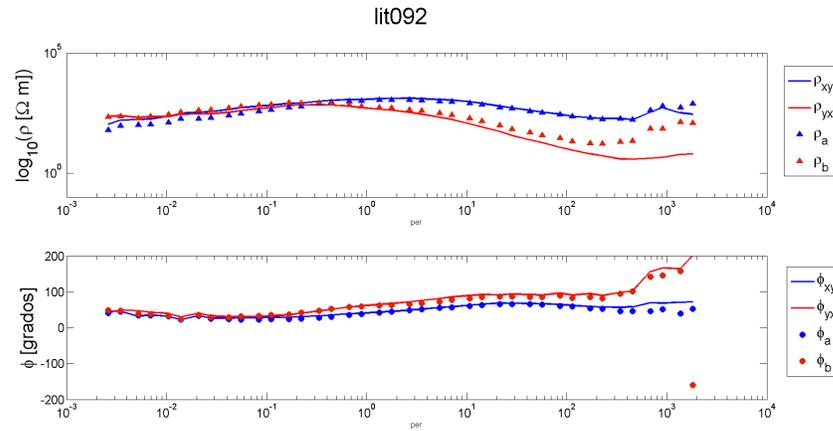
de frecuencia en donde se desean fijar los parámetros, establecer intervalos de variación de los parámetros, y criterios de minimización. Este código realiza un ajuste del modelo y obtiene estimaciones de  $Z_a$  y  $Z_b$ , así como de los parámetros de distorsión.

Para ejemplificar la respuesta que tiene el método de Groom y Bailey, utilicé los datos de BC87. El proceso que recomienda McNeice y Jones (2001) para utilizar el algoritmo *STRIKE* es fijar uno a uno los parámetros de giro, cizalla y azimut para ir constriñendo poco a poco la solución. Sin embargo, la solución generalizada para este conjunto de datos es de 60 grados con respecto al norte (de acuerdo a Jones *et al.*, 1993). El sondeo lit092 es utilizado en la publicación de Jones *et al.* (1993), donde para el caso 2D/3D, se fija el parámetro de azimut a 60 grados. Así, el resultado para GB utilizando *STRIKE* es el que he reproducido en la figura 7,



**Figura 7: Sondeo lit092 con el parámetro de azimut fijado en 60 grados. En la parte superior se encuentran las curvas de las amplitudes de los modos  $\rho_{xy}$  (azul) y modo  $\rho_{yx}$  (rojo) con líneas continuas para los datos originales y con triángulos azules el resultado de GB para  $\rho_a$  y triángulos rojos para  $\rho_b$ . En la gráfica inferior muestran las fases; las curvas continuas son de los modos  $\phi_{xy}$  (azul) y modo  $\phi_{yx}$  (rojo) con líneas continuas para los datos originales y con puntos azules el resultado de GB para  $\phi_a$  y puntos rojos para  $\phi_b$ . RMS promedio = 1.94**

Realicé el mismo procedimiento para obtener el resultado de GB utilizando *STRIKE* con el azimut en 330 (ángulo complementario de 60°),



**Figura 8: Sondeo lit092 con el parámetro de azimut fijado en 330 grados. En la parte superior se encuentran las curvas de las amplitudes de los modos  $\rho_{xy}$  (azul) y modo  $\rho_{yx}$  (rojo) con líneas continuas para los datos originales y de manera discreta las resistividades obtenidas con el método GB. Con triángulos azules se muestra  $\rho_a$  y con triángulos rojos  $\rho_b$ . En la gráfica inferior muestro las fases; las curvas continuas son de los modos  $\phi_{xy}$  (azul) y modo  $\phi_{yx}$  (rojo) con líneas continuas para los datos originales y con puntos azules el resultado de GB para  $\phi_a$  y puntos rojos para  $\phi_b$ . RMS promedio = 1.94**

En la figura 7 y la figura 8 muestro que he calculado con el mismo sondeo, las respuestas de fijar el azimut con el programa STRIKE. El primero con un azimut de 60 y el segundo con un azimut complementario de 330, podemos ver que no hay problema al comparar los sondeos calculados con un azimut de 60 (Fig. 7) y el calculado con un azimut de 330 (Fig. 8), ya que solamente hay un intercambio entre modos. No existe un parámetro definido que pueda ayudar a discernir entre el modo *TE* y modo *TM*, así que realicé el mismo cálculo para todos los sondeos de cada perfil de manera independiente, fijando solamente el azimut en  $60^\circ$  para cada caso.

Cabe destacar que con el algoritmo de McNeice y Jones (2001) *STRIKE*, es posible realizar el cálculo haciendo variable el resultado o fijando cualquiera de los parámetros de azimut, giro o cizalla; para la frecuencia, que puede ser manejada por bandas; por sitio o por grupos de sitios. Para fines de este trabajo he utilizado la solución propuesta por Jones *et al.* (1993) con azimut fijo a 60 grados para todas las frecuencias, así como la solución del azimut complementario a  $60^\circ$ , para todos los sondeos con el fin de comparar estos resultados.

Grafico  $\rho_a$  y  $\rho_b$  como perfiles independientes de estas componentes del tensor de impedancia para observar y comparar las estimaciones realizadas con el programa STRIKE, en los perfiles de los arreglos de sondeos *L1* (Fig. 9),

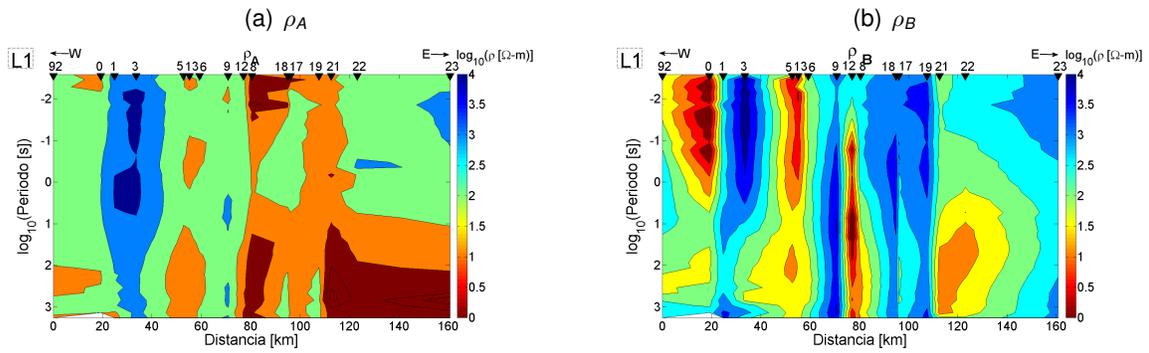


Figura 9: PERFIL L1 con azimut = 60 grados. a) Perfil de  $\rho_A$  y b) perfil de  $\rho_B$ .

el arreglo L2 (Fig. 10),

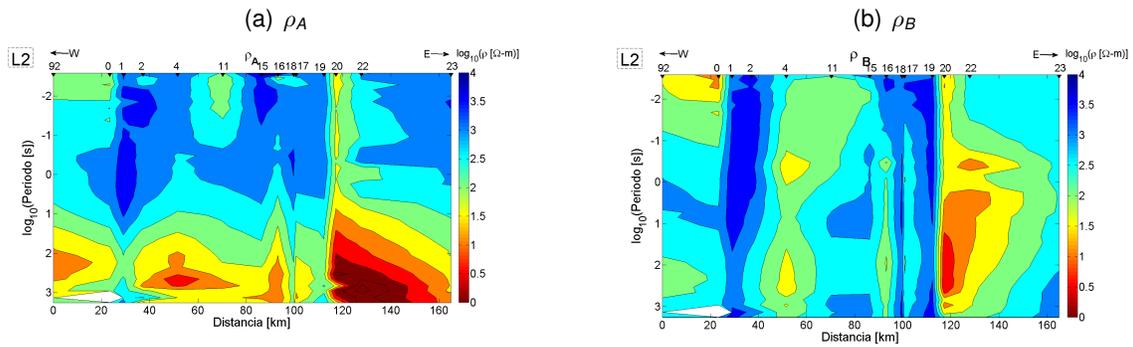


Figura 10: PERFIL L2 con azimut = 60 grados. a) Perfil de  $\rho_A$  y b) de  $\rho_B$ .

el arreglo de sondeos proyectados a una recta L3 (Fig. 11),

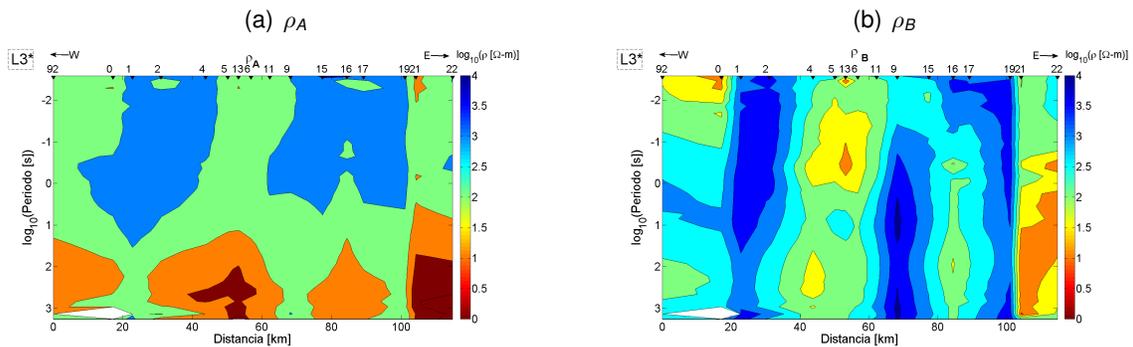
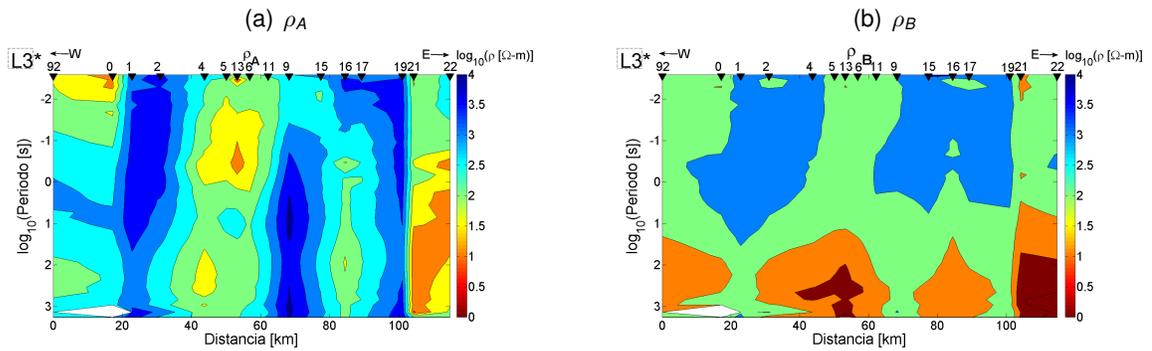


Figura 11: PERFIL L3 con azimut = 60 grados. a) Perfil de  $\rho_A$  y b) de  $\rho_B$ .

y el arreglo de sondeos proyectados a una recta  $L3$  (Fig. 12) con la estimación de GB con un azimut de 330.



**Figura 12: PERFIL L3 con azimut = 330 grados. a) Perfil de  $\rho_A$  y b) de  $\rho_B$ .**

Si se observa con detenimiento las secciones donde se muestran los resultados con 60 grados (Fig. 11, y la calculada con el azimut complementario de 330 grados (Fig. 12), podemos observar que efectivamente los modos se intercambian. Una vez establecido esto, dado que el cálculo de cada uno de los sondeos es independiente de la posición del mismo, utilizaré el azimut a  $60^\circ$  para el cálculo de la inversión, así como el perfil L3 con los sondeos proyectados.

## Capítulo 3. Corrección a través de la ecuación cuadrática y del tensor de fase

### 3.1. Solución a la ecuación cuadrática: $\rho_+$ y $\rho_-$

Gómez Treviño *et al.* (2014a) encontraron una solución analítica para las impedancias libres de algunas de las distorsiones de Groom y Bailey (GB). Esta solución se encuentra al resolver una ecuación cuadrática en términos de los invariantes del tensor, propuestos por Romo Jones *et al.* (2005), como se describe a continuación.

Supongamos el tensor de impedancia tridimensional

$$\mathbf{z} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix}; \quad (20)$$

para el cual puede demostrarse que el determinante del tensor, la impedancia serie y la impedancia paralelo (Berdichevsky y Dmitriev, 1976; Romo Jones *et al.*, 2005) son cantidades invariantes ante rotación del sistema de referencia  $XY$ ,

$$\begin{aligned} Z_d^2 &= Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx}, \\ Z_s^2 &= \frac{1}{2} \left( Z_{xy}^2 + Z_{xx}^2 + Z_{yx}^2 + Z_{yy}^2 \right), \\ Z_p^2 &= 2 \left( \frac{(Z_{xy}Z_{yx} - Z_{xx}Z_{yy})^2}{Z_{xy}^2 + Z_{xx}^2 + Z_{yx}^2 + Z_{yy}^2} \right). \end{aligned} \quad (21)$$

$Z_d$  se conoce como la impedancia efectiva (Berdichevsky y Dmitriev, 1976) y equivale a la raíz cuadrada del determinante del tensor de impedancia ( $\mathbf{Z}$ );  $Z_s$  es la impedancia en serie y  $Z_p$  es la impedancia en paralelo (Romo Jones *et al.*, 2005). Para facilitar el desarrollo algebraico posterior conviene definir una resistividad aparente como,

$$\rho = \frac{Z^2}{\omega\mu_0}. \quad (22)$$

La diferencia con respecto a la definición tradicional es que no se utiliza el cuadrado del valor absoluto de la impedancia, sino solamente el cuadrado de la impedancia, esto da lugar a que

obtenemos resistividades aparentes complejas. Cabe destacar que los tres invariantes (Ecs. 21) no son independientes entre ellos ya que

$$\rho_d = \sqrt{\rho_s \rho_p}. \quad (23)$$

En medios bidimensionales, los elementos de la diagonal del tensor son cero y los valores invariantes  $\rho_s$  y  $\rho_p$  puestos en términos de la resistividad aparente compleja que definimos en 22, se reducen a,

$$\rho_s = \frac{1}{2}(\rho_{TE} + \rho_{TM}) \quad \text{y} \quad \frac{1}{\rho_p} = \frac{1}{2} \left( \frac{1}{\rho_{TE}} + \frac{1}{\rho_{TM}} \right). \quad (24)$$

Estas ecuaciones se pueden reescribir de la siguiente manera,

$$\rho_s = \frac{1}{2}(\tau + \gamma\tau) \quad \text{y} \quad \frac{1}{\rho_p} = \frac{1}{2} \left( \frac{1}{\tau} + \frac{1}{\gamma\tau} \right), \quad (25)$$

con  $\tau = \rho_{TE}$  y  $\gamma = \frac{\rho_{TM}}{\rho_{TE}}$ . Utilizando las ecuaciones 25 para eliminar  $\gamma$ , nos queda la ecuación cuadrática,

$$\tau^2 - \rho_s \tau + \rho_s \rho_p = 0, \quad (26)$$

cuya solución se puede escribir como,

$$\rho_{c\pm} = \rho_s \pm \sqrt{\rho_s^2 - \rho_s \rho_p}, \quad (27)$$

$\rho_{c+}$  y  $\rho_{c-}$  son resistividades complejas. Para el caso bidimensional, sustituyendo 24 y 27 en la ecuación 27 se obtiene,

$$\rho_{c+} = \rho_{TE} \quad \text{y} \quad \rho_{c-} = \rho_{TM}, \quad (28)$$

lo que significa que utilizando la solución 27 es posible llegar a la solución dual; es decir que, para

el caso bidimensional, la solución de la ecuación 27 produce los modos TE y TM,

$$\rho_{c+} = \rho_{TM} \quad \text{y} \quad \rho_{c-} = \rho_{TE}, \quad (29)$$

y esto conlleva a la ambigüedad de las soluciones en la que no es posible diferenciar entre TE y TM. Entonces,  $\rho_s$  y  $\rho_p$ , al igual que  $\rho_{c-}$  y  $\rho_{c+}$ , son números complejos invariantes ante la rotación del sistema coordenado, inmunes a distorsiones en la descomposición GB (Gómez Treviño *et al.*, 2013a; 2013b; 2014). Para denotar amplitudes se utilizará  $\rho_+$  y  $\rho_-$  y para las fases  $\phi_+$  y  $\phi_-$ .

### 3.2. Tensor de Fase

El tensor de fase propuesto por Caldwell *et al.* (2004) es una herramienta muy útil porque, a diferencia de la amplitud, está libre de distorsiones galvánicas locales, incluyendo la ganancia (efecto estático).

Suponiendo que solamente el campo eléctrico está afectado por distorsiones galvánicas locales, y que éstas son lineales, la impedancia observada ( $Z$ ) puede escribirse como una versión distorsionada de la impedancia regional ( $Z_R$ ), donde  $D$  es una matriz de distorsión con elementos reales, es decir la distorsión  $D$  solo afecta la amplitud y no la fase. A diferencia de la propuesta de Groom y Bailey, en donde se trata de estimar la matriz de distorsión, la propuesta de Caldwell es evitar el problema utilizando solamente la información de la fase, la cual está libre de distorsión. La impedancia compleja se puede separar en sus partes real e imaginaria

$$\mathbf{Z} = \mathbf{D}\mathbf{Z}_R. \quad (30)$$

Separando los tensores de impedancia complejos en sus partes real ( $\mathbf{X}$ ) e imaginaria ( $\mathbf{Y}$ ), es posible escribirlos de la siguiente manera

$$\mathbf{Z} = \mathbf{X} + i\mathbf{Y} \quad \text{y} \quad \mathbf{Z}_R = \mathbf{X}_R + i\mathbf{Y}_R, \quad (31)$$

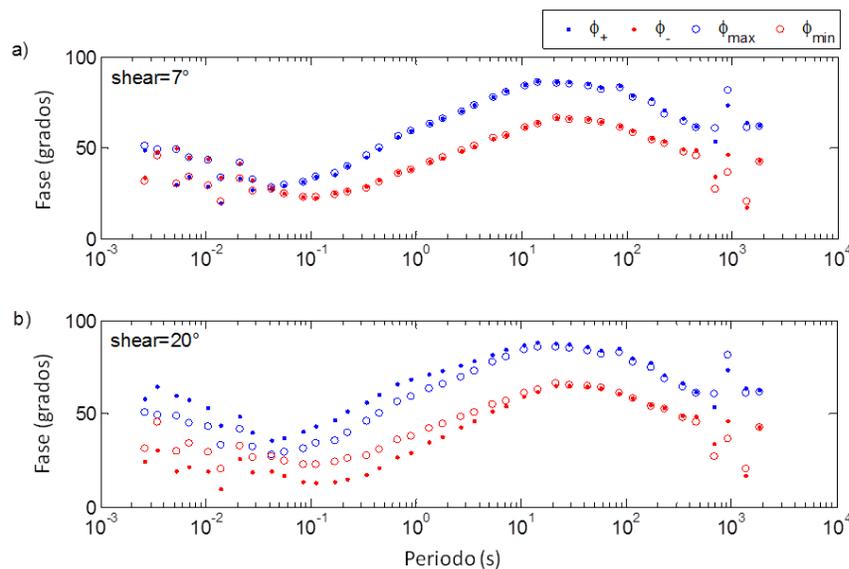
De la ec. 30 y 31, podemos ver los componentes de  $\mathbf{Z}$  como,

$$\mathbf{X} = \mathbf{D}\mathbf{X}_R \quad \text{y} \quad \mathbf{Y} = \mathbf{D}\mathbf{Y}_R . \quad (32)$$

La fase de un número complejo se define por el cociente de sus partes real e imaginaria, este caso, un tensor cuyos elementos son números complejos. Entonces, esta relación se puede generalizar en una matriz compleja o tensor complejo, permitiendo definir el tensor de fase como,

$$\Phi = \mathbf{X}^{-1}\mathbf{Y} , \quad (33)$$

donde el tensor  $\mathbf{X}^{-1}$  es el tensor inverso de la parte real de  $\mathbf{Z}$ ,  $\mathbf{Y}$  es la parte imaginaria y  $\Phi$  es el tensor de fase (Caldwell *et al.*, 2004). Como se deduce de sustituir la ecuación 32 en la 33 la matriz de distorsión  $D$  desaparece en el nuevo tensor, por lo que el tensor de fase es inmune a todas las distorsiones.

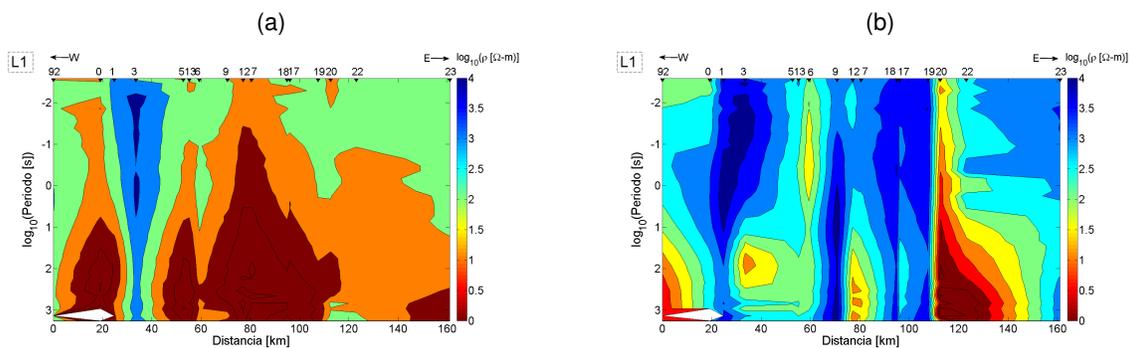


**Figura 13: a) El mejor ajuste entre las fases de la ecuación cuadrática y el tensor de fase para el parámetro  $e = 7^\circ$ . b) Desajuste para un valor erróneo de  $e = 20^\circ$ . Los datos corresponden al sondeo lit092. (Modificada de Muñiz Gallegos *et al.* (2017))**

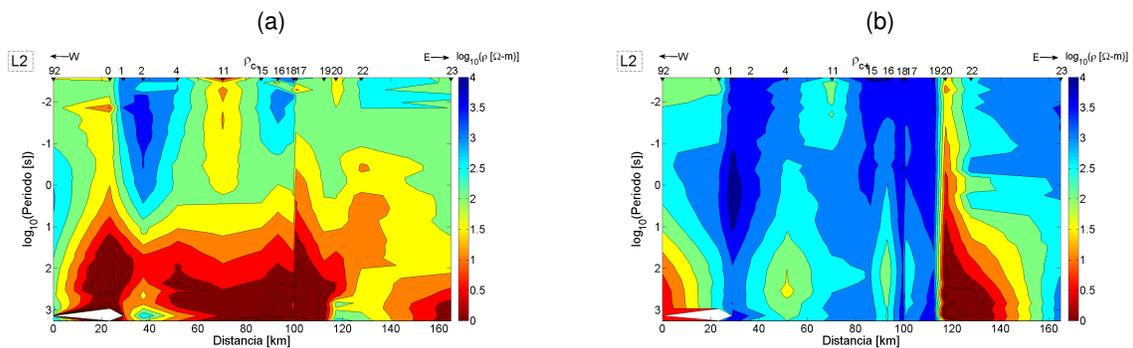
Las soluciones de la ecuación cuadrática no son inmunes al parámetro  $e$  en la descomposición de Groom y Bailey (Gómez-Treviño, 2014). Sin embargo, las fases obtenidas del tensor de fase sí lo son. La determinación del parámetro  $e$  se obtiene cotejando las fases derivadas

de la ecuación cuadrática con las fases del tensor de fase para diferentes valores del parámetro (Muñiz Gallegos *et al.*, 2017). La Figura 13a muestra el mejor ajuste que corresponde a un valor de  $e = 7^\circ$ . Para comparación la Figura 13b muestra el desajuste cuando se supone que  $e = 20^\circ$ .

Como en el capítulo 2, muestro las secciones de  $\rho_+$ ,  $\rho_-$  para los perfiles L1 (Fig. 14), L2 (Fig. 15) y L3 (Fig. 16). El cálculo de estos parámetros es independiente de la posición. Los perfiles correspondientes de las fases para cada perfil se encuentran en el Anexo B. Debido a que la solución de la ecuación cuadrática es ajena al parámetro de azimut, es posible argumentar que la solución del ángulo variable es una buena opción que no requiere más inversión de tiempo para hallar la estimación del tensor bidimensional.



**Figura 14: PERFIL L1. Perfil de las amplitudes de a)  $\rho_{c+}$  y  $\rho_{c-}$  resultantes de utilizar la solución a la ecuación cuadrática de los sondeos seleccionados.**



**Figura 15: PERFIL L2. Perfil de las amplitudes de a)  $\rho_{c+}$  y  $\rho_{c-}$  resultantes de utilizar la solución a la ecuación cuadrática de los sondeos seleccionados.**

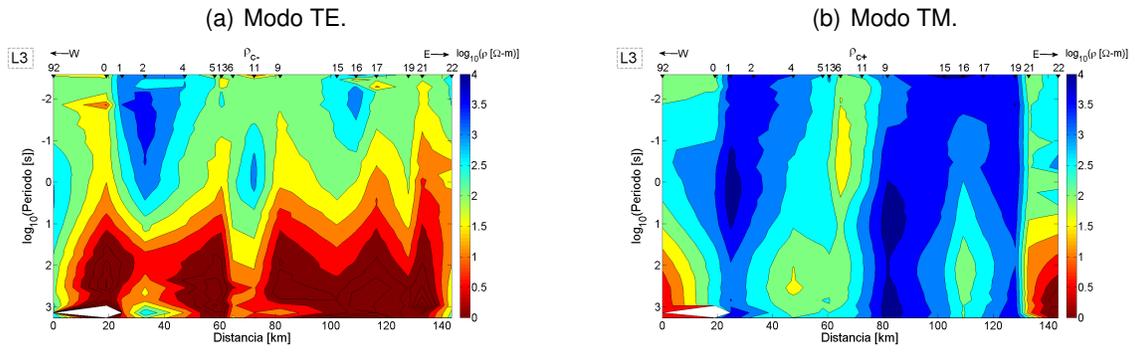


Figura 16: PERFIL L3. Perfil de las amplitudes de a)  $\rho_{c+}$  y  $\rho_{c-}$  resultantes de utilizar la solución a la ecuación cuadrática de los sondeos seleccionados.

## Capítulo 4. Inversión de datos

---

### 4.1. Inversión bidimensional de datos a través de la regularización de Tikhonov.

La finalidad de los algoritmos de inversión es el encontrar el mejor modelo que sea geológicamente interpretable y que tenga un ajuste aceptable con los datos que se tengan disponibles. El método de inversión de datos que utilicé fue planteado por Rodi y Mackie (2001). En él se hace uso del algoritmo Gauss-Newton para calcular las soluciones del problema inverso bidimensional de MT. Esta metodología se basa en la minimización de una función objetivo utilizando la regularización de Tikhonov. Partiendo de

$$\mathbf{d} = F(\mathbf{m}) + \mathbf{e} , \quad (34)$$

donde  $\mathbf{d}$  es el vector de datos,  $\mathbf{m}$  es el vector del modelo,  $\mathbf{e}$  es el vector de errores y  $F$  es la función del modelo directo. El problema se resuelve tomando una solución regularizada para que sea el modelo que minimize la función objetivo  $\Psi$  definida por,

$$\Psi(\mathbf{m}) = (\mathbf{d} - F(\mathbf{m}))^T \mathbf{V}^{-1} (\mathbf{d} - F(\mathbf{m})) + \lambda \mathbf{m}^T \mathbf{L}^T \mathbf{L} \mathbf{m} , \quad (35)$$

con  $\lambda$  siendo un número positivo, es el parámetro de regularización; la matriz  $\mathbf{V}$  es una matriz positiva determinada que representa la varianza del vector de error  $\mathbf{e}$ . El segundo término de  $\Psi$  define la función estabilizadora en el espacio del modelo. Para  $\mathbf{L}$  se elige un operador simple, en este caso es el operador segunda derivada de modo que, cuando la malla del modelo de bloques sea uniforme,  $\mathbf{Lm}$  se aproxime al Laplaciano de  $\log(\rho)$ . El algoritmo de (Mackie *et al.*, 1997) hace uso de diferencias finitas para resolver el problema directo.

El algoritmo utilizado para minimizar la función objetivo ha sido el de Gauss-Newton (GN). La iteración de GN se describe como una minimización recursiva de  $\Psi$  Rodi y Mackie (2001), en el que se genera una secuencia de modelos  $\mathbf{m}_0, \mathbf{m}_1, \dots$ , al resolver,

$$\left( \mathbf{A}_j^T \mathbf{V}^{-1} \mathbf{A}_j + \lambda \mathbf{L}^T \mathbf{L} \right) (\mathbf{m}_{j+1} - \mathbf{m}_j) = -\frac{1}{2} \mathbf{g}_j \quad (36)$$

donde,

$$\mathbf{A}_j = \text{Derivada de Frechet de } F \text{ evaluada en } m_j \quad (37)$$

$$\mathbf{g}_j = \text{gradiente de } \Psi \text{ evaluada en } \mathbf{m}_j \quad (38)$$

$$= 2\mathbf{A}_j^T \mathbf{V}^{-1} (F(\mathbf{m}_j) - \mathbf{d}) + 2\tau \mathbf{L}^T \mathbf{L} (\mathbf{m}_j - \mathbf{m}_o) . \quad (39)$$

La inversión utiliza la modificación de Marquardt-Levenberg en el algoritmo de Gauss-Newton, la cual consiste en amortiguar el modelo en cada iteración para evitar que las soluciones se salgan del espacio del modelo, de modo que la secuencia de  $\mathbf{g}_j$  converge a cero.

Este algoritmo es la aproximación comúnmente utilizada en problemas de inversión geofísica. No obstante, para grandes modelos y grandes conjuntos de datos se vuelve inasequible, computacionalmente hablando, ya que requiere una gran capacidad de memoria y tiempo de cómputo para obtener una solución (Mackie *et al.*, 1997). En general utilicé 100 iteraciones para cada inversión, un modelo inicial homogéneo de 76 de ancho por 28 bloques de alto.

Utilicé los resultados obtenidos de variar el azimut con el método de Groom y Bailey, y los resultados de la solución cuadrática como parámetros de entrada en la inversión bidimensional. En ambos casos se ingresaron errores de 100,000 % a la resistividad aparente del modo  $TE$ , 10 % a la del modo  $TM$  y de 0.1 % a ambas fases. Además, se utilizó un parámetro de regularización lo más pequeño posible (0.01) para obtener un modelo rugoso. La salida de la inversión es el modelo rugoso y la resistividad aparente del modo  $TE$ , la cual se invierte posteriormente en 1D utilizando la fórmula de promedios de Gómez-Treviño (1996). Los modelos resultantes están libres de distorsiones electro-galvánicas incluyendo las de estática (Muñiz, 2011; Gómez-Treviño *et al.*, 2014a).

#### 4.1.1. Inversión de impedancias con el método de descomposición del tensor de impedancias

Los resultados con azimut fijo en 60 grados se muestran a continuación: perfil L1 (Fig. 17), L2 (Fig. 18) y L3 (Fig. 19), todos con distancias reales entre sondeos. Para el perfil L3 con sondeos proyectados a una recta, además de haber corregido las curvas con el método de Groom y Bailey

con azimut fijo a 60 grados (Fig. 20), realicé el cálculo fijando el azimut a 330 grados (Fig. 21), azimut complementario de 60 grados).

En el inciso a) de las Figuras 19 a la 23 se presenta el modelo rugoso que se obtuvo invirtiendo la resistividad aparente del modo  $TM$  y las fases de ambos modos. En el inciso b) se muestran las resistividades aparentes observadas del modo  $TM$ , las cuales fueron ajustadas por las respuestas que se muestran inmediatamente abajo en el inciso d). En el inciso c) abajo del modelo rugoso están las resistividades aparentes calculadas del modo  $TE$ . De esta imagen se tomarán los sondeos lit000, 001, 002, 003 y 004 y se compararán con la línea de EMAP realizada en la misma área. En ambos casos se trata de curvas de sondeo libres de estática. Como se mencionó anteriormente, las Figuras 9 a 22 corresponden a un azimut de 60 grados y la 23 al azimut complementario de 330.

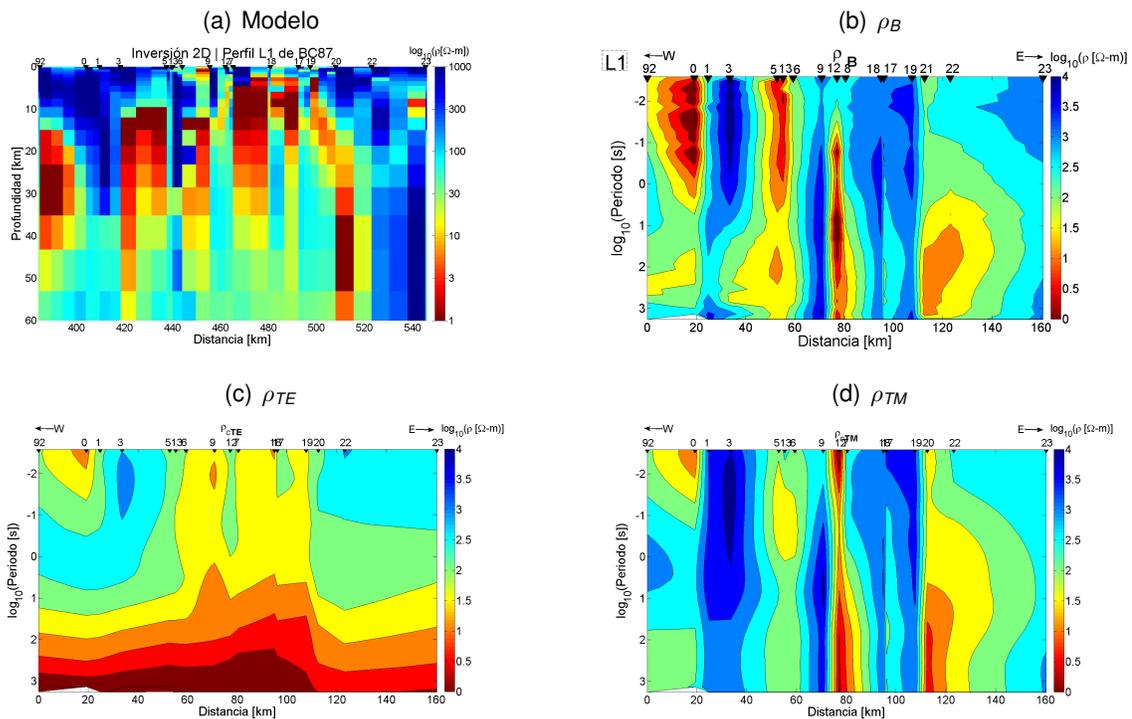


Figura 17: PERFIL L1. Resultados de la inversión bidimensional fijando el azimut a 60 grados. RMS promedio = 48.22.

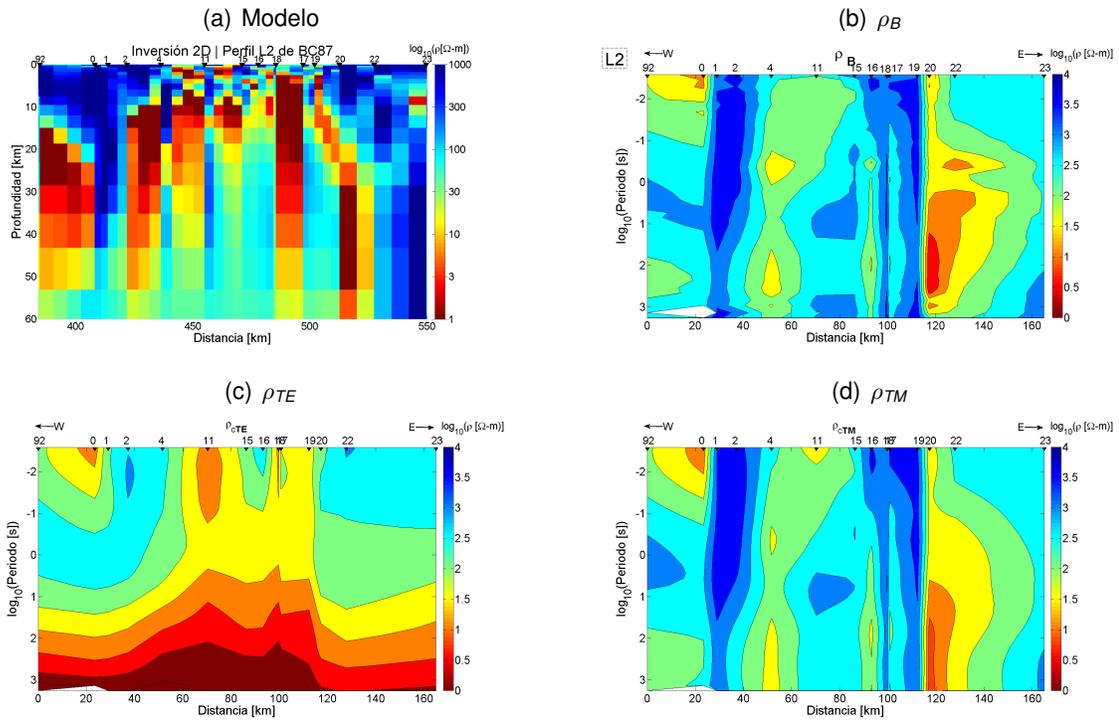


Figura 18: PERFIL L2. Resultados de la inversión bidimensional fijando el azimut a 60 grados. RMS promedio = 42.99.

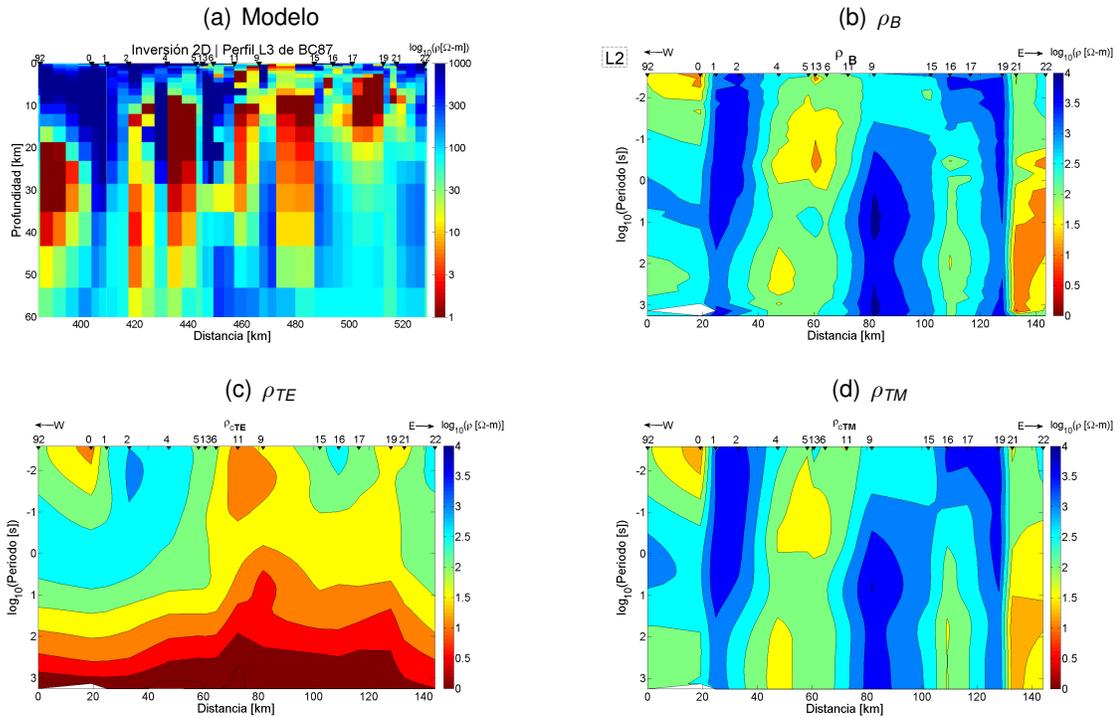


Figura 19: PERFIL L3 con distancias reales entre sondes. Resultados de la inversión bidimensional fijando el azimut a 60 grados. RMS promedio = 43.29.

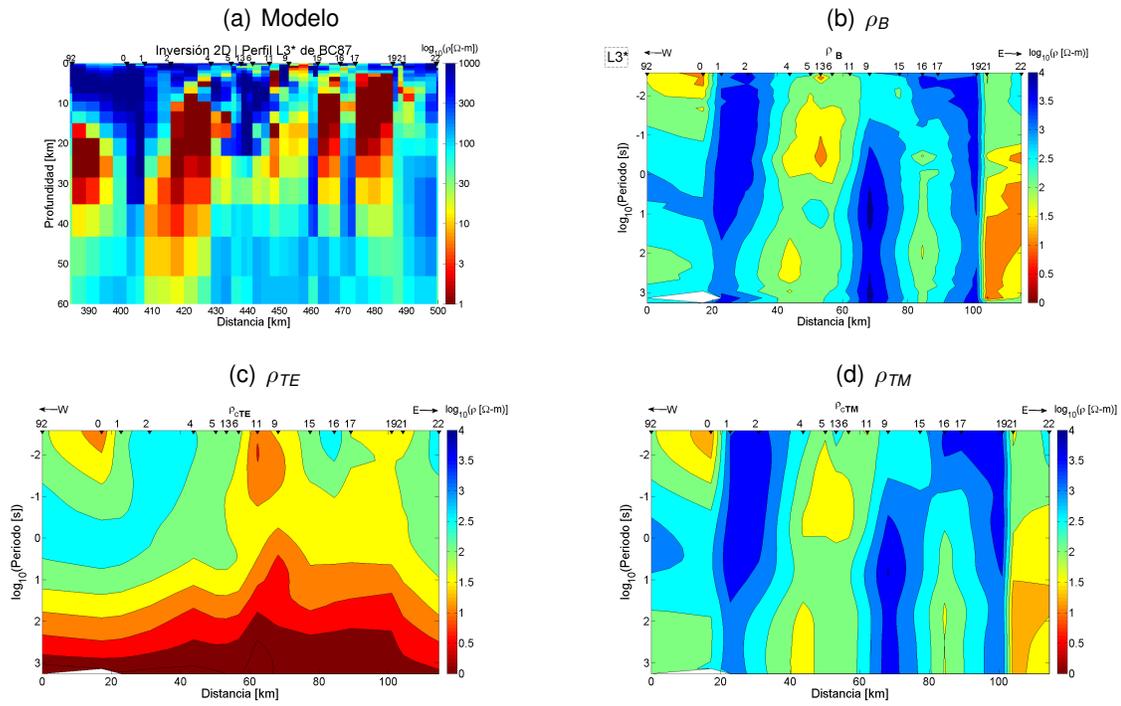


Figura 20: PERFIL L3 con sondeos proyectados a una recta. Resultados de la inversión bidimensional fijando el azimut a 60 grados. RMS = 42.93.

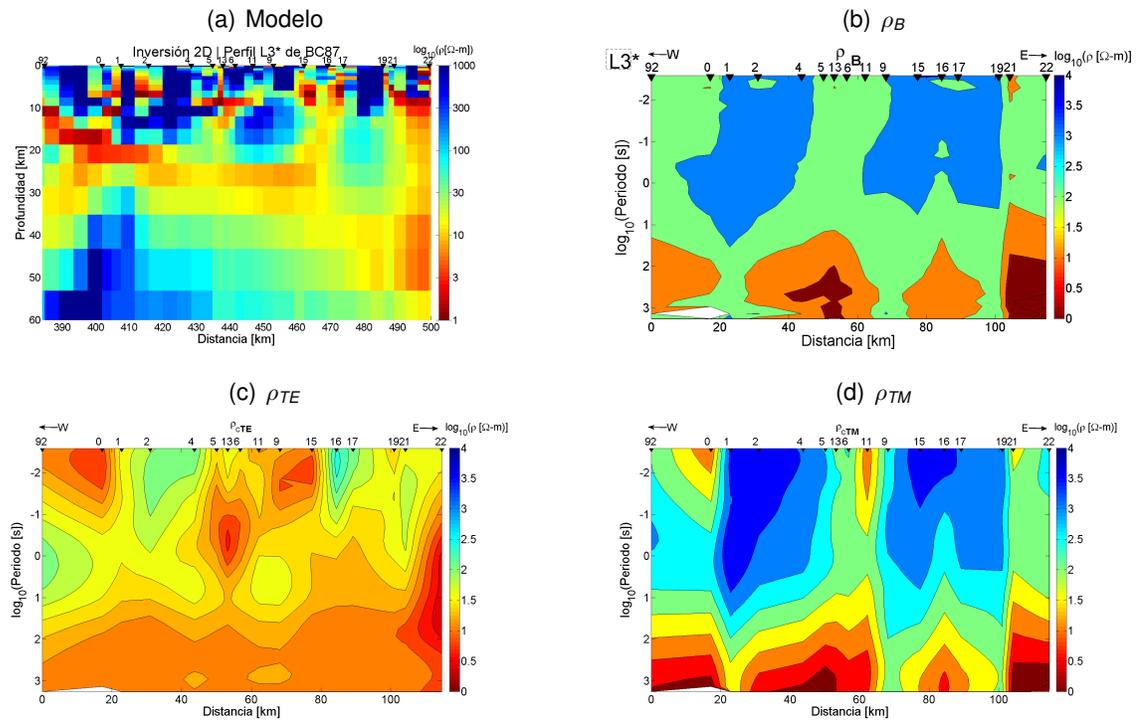


Figura 21: PERFIL L3 con sondeos proyectados a una recta. Modelo calculado de la inversión fijando el azimut a 330 grados con el programa STRIKE. RMS promedio = 42.15.

En los modelos rugosos se puede observar que se define una zona relativamente somera (en un rango de los primeros 30 km de profundidad), muy resistiva en los primeros kilómetros del perfil en todos los perfiles con azimut fijo a 60 grados (perfil L1 (Fig. 17), L2 (Fig. 18) y L3 con distancias reales entre sondeos (Fig. 19). Las estructuras que lo subyacen son más conductoras, sin embargo en estos resultados es difícil llegar a una conclusión sobre la situación verdadera. El perfil L3 calculado con un azimut de 330 grados cambia drásticamente la solución y es posible observar una estructura muy resistiva donde ya la he señalado pero está intercalada por rasgos conductores muy fuertes. Analíticamente, McNeice y Jones (2001) establecen que  $\rho_a$  es el modo *TE* y  $\rho_b$  es el modo *TM*; pero al fin de cuentas ambos nos dan como resultado un muy buen ajuste de curvas, lo cual podría significar una elección errónea de la solución.

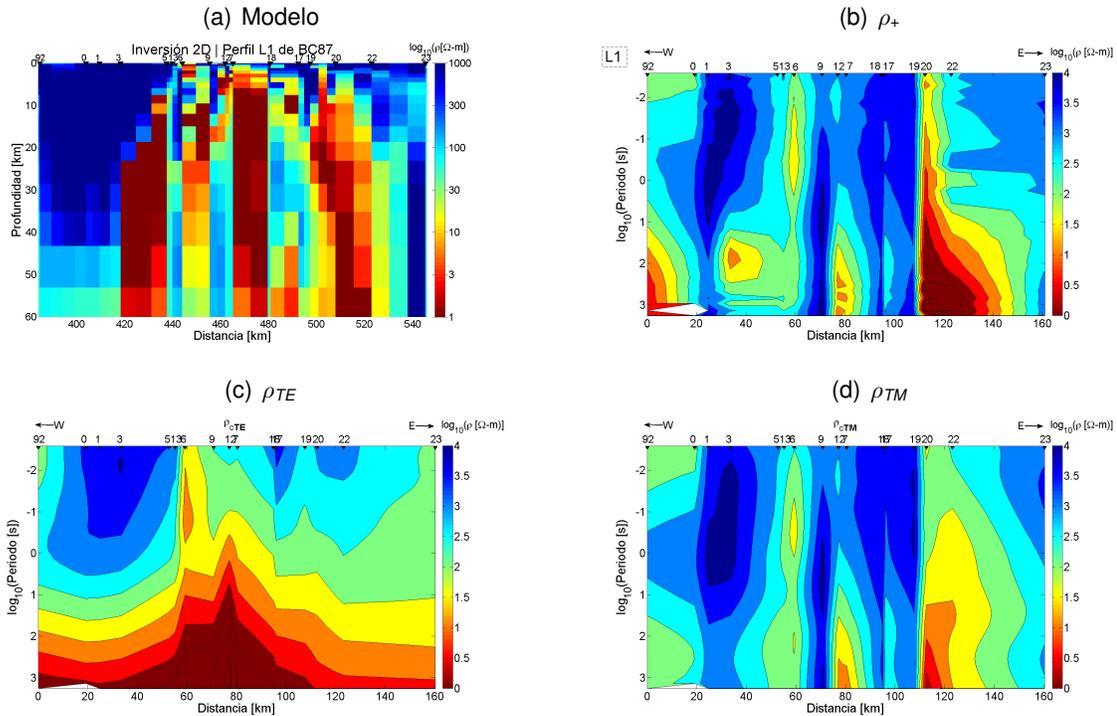
Las respuestas de los modelos de las Figuras 9 a 23 ajustan las resistividades aparentes del modo *TM* y las fases de ambos modos. Las resistividades aparentes del modo *TE* se dejan libres porque son las cantidades de interés. Siguiendo a Muñiz (2011) y Gómez Treviño et al. (2014) se busca el modelo más rugoso que cumpla con los datos, disminuyendo el parámetro tau de regularización hasta que las resistividades aparentes del modo *TE* convergen. Lo más relevante a comentar sobre los modelos es la gran diferencia que existe entre los modelos correspondientes para las rotaciones de 60 y 330 grados.

#### **4.1.2. Inversión de resultados obtenidos con el método de la solución a la ecuación cuadrática**

A continuación muestro los modelos obtenidos de la inversión de  $\rho_+$  y  $\rho_-$  suponiendo que  $\rho_+$  y  $\phi_+$  representan el modo *TM* y  $\rho_-$  y  $\phi_-$  el modo *TE*.

Al comparar la Figura 12 con la 18 se puede apreciar que esta opción es la que por inspección podemos asociar a un azimut de 60 grados. Como se verá más adelante para el objetivo de la tesis no es necesario invertir la otra opción. Sin embargo, con el fin de presentar una exploración completa del problema, en la Figura 28 se muestran los resultados suponiendo que  $\rho_+$  y  $\phi_+$  representan el modo *TE* y  $\rho_-$  y  $\phi_-$  el modo *TM*. Esta opción estaría asociada a la rotación de -30 grados. Las figuras están organizadas internamente como en la sección anterior. Los incisos a) muestran el modelo rugoso en cada caso, los b) las resistividades aparentes observadas del modo *TM* e inmediatamente abajo, en los incisos d) están las correspondientes resistividades aparentes calculadas según el mejor modelo. Estas dos últimas imágenes deben parecerse unas a las otras

cuando hay un buen ajuste, como de hecho lo hay en todos los casos. En los incisos c) están las resistividades aparentes calculadas del modo  $TE$ , las cuales son el objetivo de las inversiones. En la sección siguiente se presentarán las comparaciones de algunas de estas respuestas con la mencionada línea de EMAP.



**Figura 22: PERFIL L1. Resultados de la inversión bidimensional con los datos corregidos utilizando la solución de la ecuación cuadrática. RMS promedio = 51.49.**

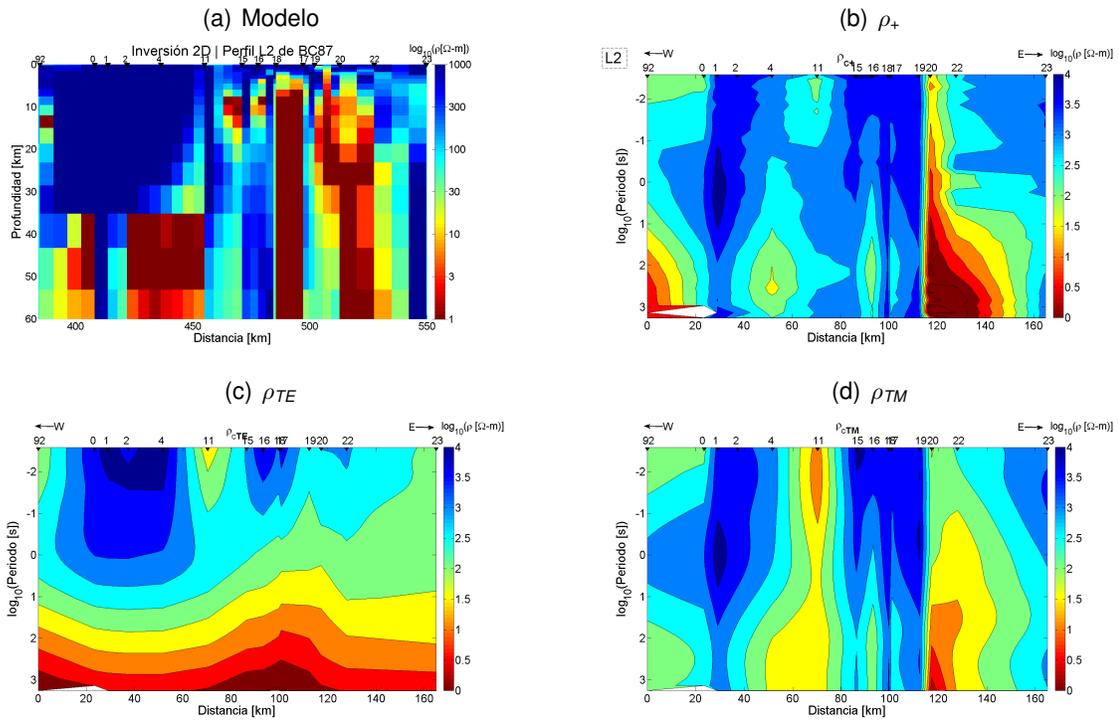


Figura 23: PERFIL L2. Resultados de la inversión bidimensional con los datos corregidos utilizando la solución de la ecuación cuadrática. RMS promedio = 51.82.

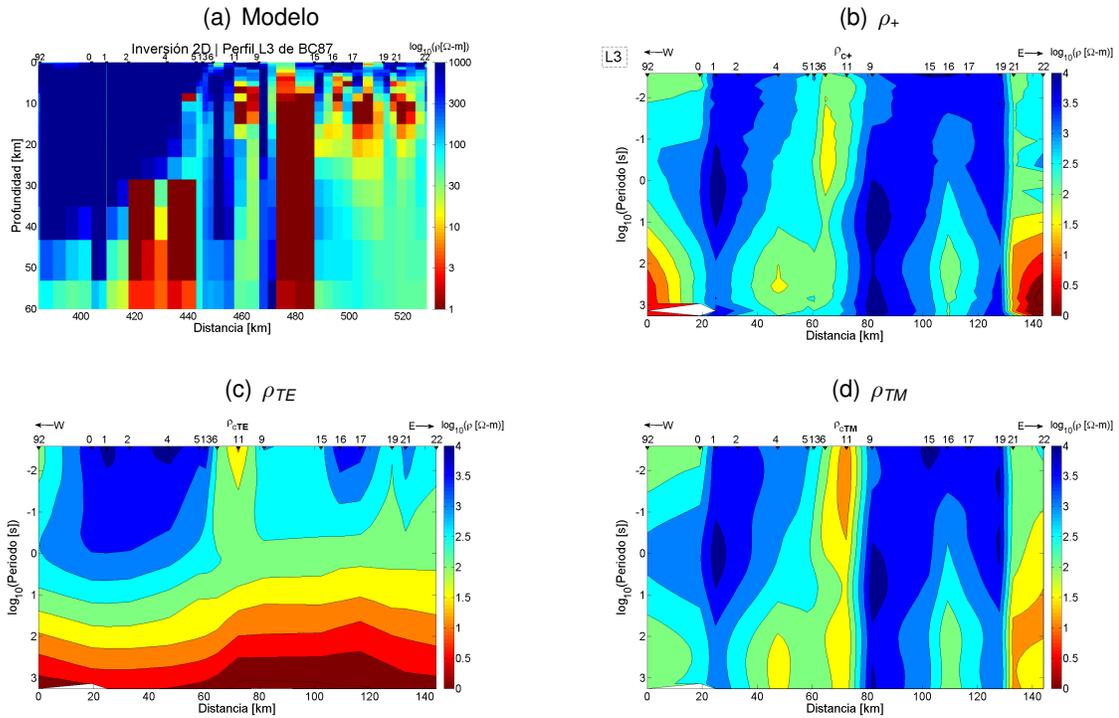
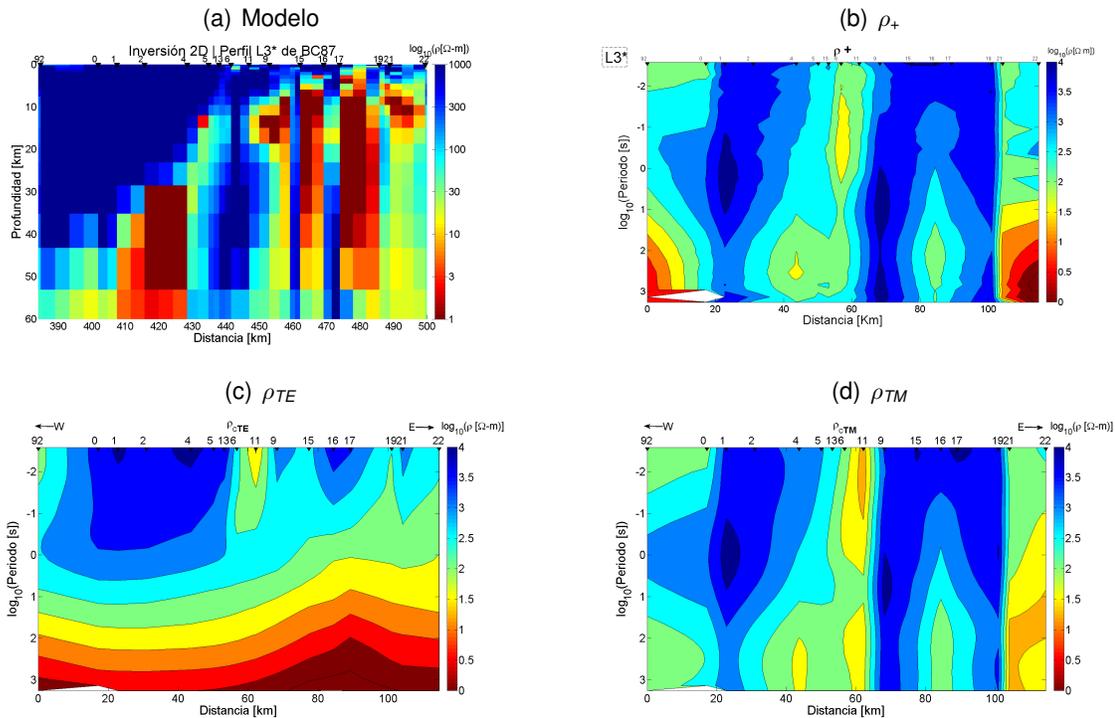


Figura 24: PERFIL L3. Resultados de la inversión bidimensional con los datos corregidos utilizando la solución de la ecuación cuadrática. RMS promedio = 48.69.



**Figura 25: PERFIL L3 con sondeos proyectados a una recta. Resultados de la inversión bidimensional con los datos corregidos utilizando la solución de la ecuación cuadrática. RMS promedio = 49.07.**

Lo más relevante acerca de los modelos anteriores es la poca diferencia que hay entre las dos versiones del perfil L3, según se muestra en las Figuras 24 y 25 dado que los valores que se obtuvieron de RMS promedio para ambos casos son similares. Esto es, que no es necesario suponer un azimut en particular. En cada sitio al ajustar un modelo 2D el azimut no es relevante. Resulta relevante en las interacciones con los demás sitios en caso que tengan azimut diferente, pero se trataría de un efecto de segundo orden.

#### 4.2. Estimación de promedios armónicos de resistividad.

Este método de inversión no lineal, considera el cálculo de promedios de conductividad eléctrica a profundidad.

Desde hace mucho se sabe que la resistividad aparente en el método magnetotelúrico no representa un promedio de las resistividades de los diferentes medios del subsuelo. Más bien, considerando medios en 1D, se sabe que el inverso de la resistividad aparente, la conductividad aparente, representa un promedio de las conductividades de los diferentes medios del subsuelo

(Niblett y Sayn-Wittgenstein, 1960). Con base en esto Gómez-Treviño (1996) desarrolló una fórmula para calcular promedios de la conductividad de la tierra entre dos profundidades. La fórmula es

$$\langle \sigma(h_1, h_2) \rangle = \frac{\sigma_{a2} h_2 - \sigma_{a1} h_1}{h_2 - h_1}, \quad (40)$$

donde

$$h_1 = \frac{\sqrt{2}}{2} \delta_1 = (0.707)503 \sqrt{\rho_{a1} T_1} \quad [\text{m}] \quad (41)$$

y

$$h_2 = \frac{\sqrt{2}}{2} \delta_2 = (0.707)503 \sqrt{\rho_{a2} T_2} \quad [\text{m}]. \quad (42)$$

El promedio  $\langle \sigma(h_1, h_2) \rangle$  se calcula directamente de los datos, donde  $\sigma_{a2} = 1/\rho_{a2}$  representa la conductividad aparente para el periodo  $T_2$ , y  $\sigma_{a1} = 1/\rho_{a1}$  para el periodo  $T_1$ . Las cantidades  $\delta_1$  y  $\delta_2$  son las profundidades de penetración a los periodos  $T_1$  y  $T_2$ , respectivamente. Se supone que  $T_1 < T_2$ . Expresando los promedios en términos de resistividad y asignándoles una profundidad media  $h_m$  entre  $h_2$  y  $h_1$  tenemos que

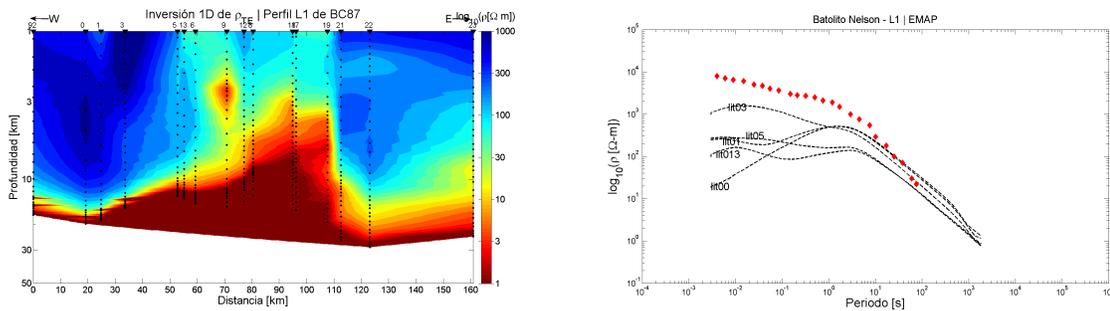
$$\rho_{HA}(h_m) = \frac{1}{\frac{1}{h_2 - h_1} \int_{h_1}^{h_2} \frac{1}{\rho(z)} dz}. \quad (43)$$

La profundidad media es el promedio geométrico de las dos profundidades que definen la ventana de tal forma que  $h_m = \sqrt{h_1 h_2}$ . El subíndice  $HA$  en  $\rho_{HA}$  se refiere a que la ecuación (50) representa un promedio armónico de la resistividad a profundidad. Cuando  $T_2$  tiende a  $T_1$  la ecuación (50) se reduce a la transformación de Bostick (1977).

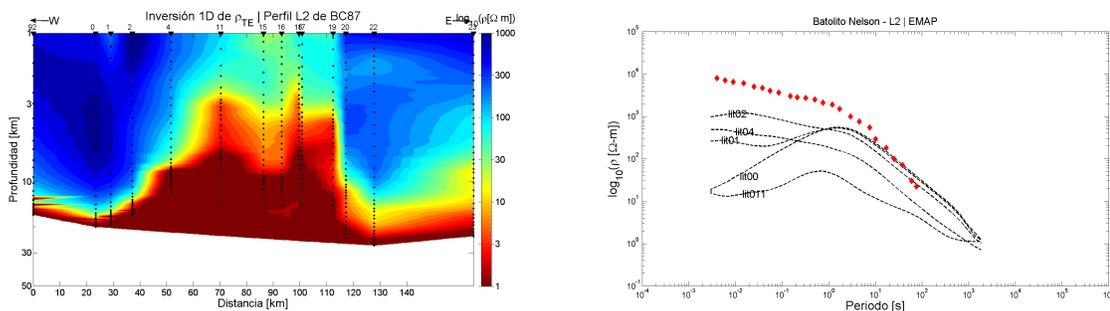
#### 4.2.1. Inversión 1D del modo TE con el método de promedios armónicos a partir de los resultados obtenidos con el método de descomposición del tensor de impedancias

Con el método de promedios armónicos (Gómez Treviño, 1996) realicé la inversión sondeo por sondeo del modo TE, calculado mediante el procedimiento de inversión explicado en el capítulo anterior, para las diferentes secciones planteadas, así como la comparación con un estudio del

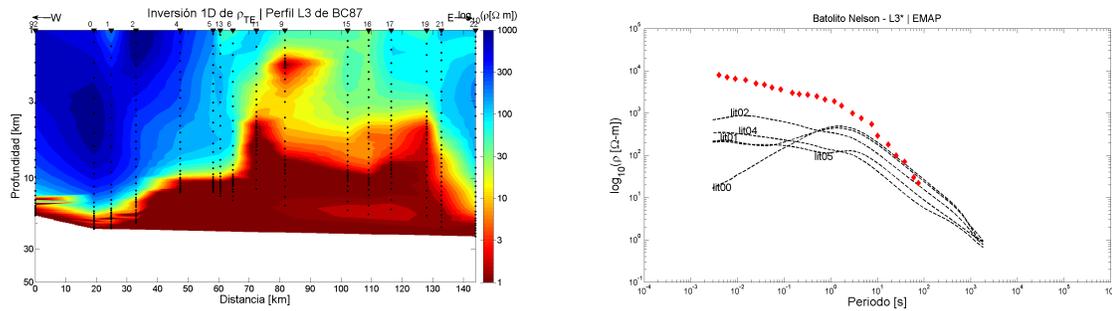
método de EMAP (Jones *et al.*, 1988a). En el estudio de EMAP (por sus siglas en inglés, Electro-Magnetic Array Profile) se procesan los datos de modo que sólo queden los efectos de inducción electromagnética. Es una versión especial de MT cuyo fin es obtener información acerca de la distribución de resistividad eléctrica del subsuelo a partir de solamente esos efectos de inducción EM. En este caso, el estudio de EMAP se realizó con dipolos de 300 m para registrar el campo eléctrico, en 10 km de la línea de LITHOPROBE al sur este de British Columbia.



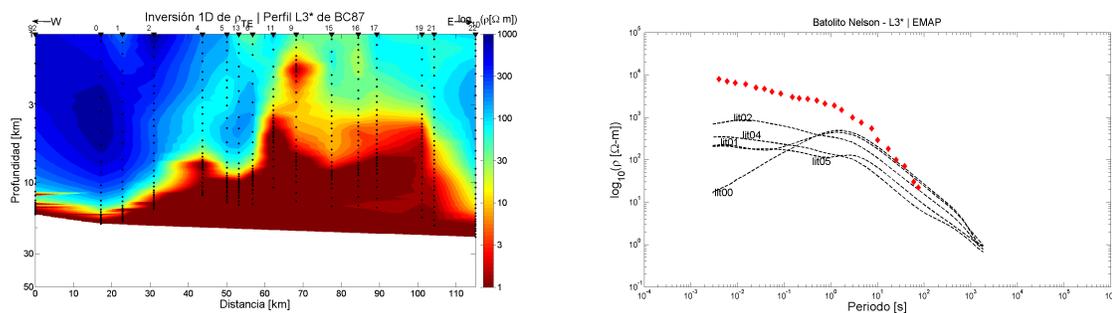
**Figura 26: PERFIL L1. a)** Perfil del modo  $TE$  obtenido al realizar la inversión calculando promedios armónicos de resistividad con la corrección por descomposición del tensor de impedancias fijando el ángulo en 60 grados. **b)** Comparación del EMAP (puntos rojos en la imagen) medido en la región del batolito Nelson, con respecto a los sondeos ubicados en esa área.



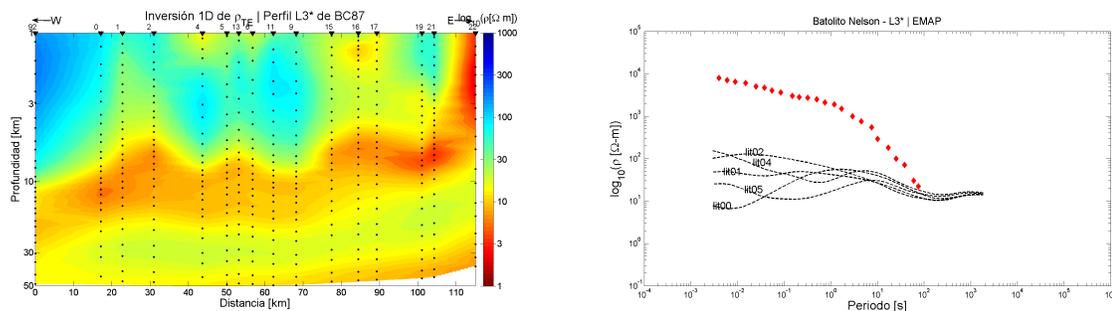
**Figura 27: PERFIL L2. a)** Perfil del modo  $TE$  obtenido al realizar la inversión 2D calculando promedios armónicos de resistividad con la corrección por descomposición del tensor de impedancias fijando el azimut en 60 grados. **b)** Comparación del EMAP (puntos rojos en la imagen) medido en la región del batolito Nelson, con respecto a los sondeos ubicados en esa área.



**Figura 28: PERFIL L3 con distancias reales entre sondeos. a) Perfil del modo  $TE$  obtenido al realizar la inversión calculando promedios armónicos de resistividad con la corrección por descomposición del tensor de impedancias fijando el azimuth en 60 grados. b) Comparación del EMAP (puntos rojos en la imagen) medido en la región del batolito Nelson, con respecto a los sondeos ubicados en esa área.**



**Figura 29: PERFIL L3 con sondeos proyectados a una recta. a) Perfil del modo  $TE$  obtenido al realizar la inversión calculando promedios armónicos de resistividad con la corrección por descomposición del tensor de impedancias fijando el ángulo en 60 grados. b) Comparación del EMAP (puntos rojos en la imagen) medido en la región del batolito Nelson, con respecto a los sondeos ubicados en esa área.**



**Figura 30: PERFIL L3 con sondeos proyectados a una recta. a) Perfil del modo  $TE$  obtenido al realizar la inversión calculando promedios armónicos de resistividad con la corrección por descomposición del tensor de impedancias fijando el azimuth en -30 grados. b) Comparación del EMAP (puntos rojos en la imagen) medido en la región del batolito Nelson, con respecto a los sondeos ubicados en esa área.**

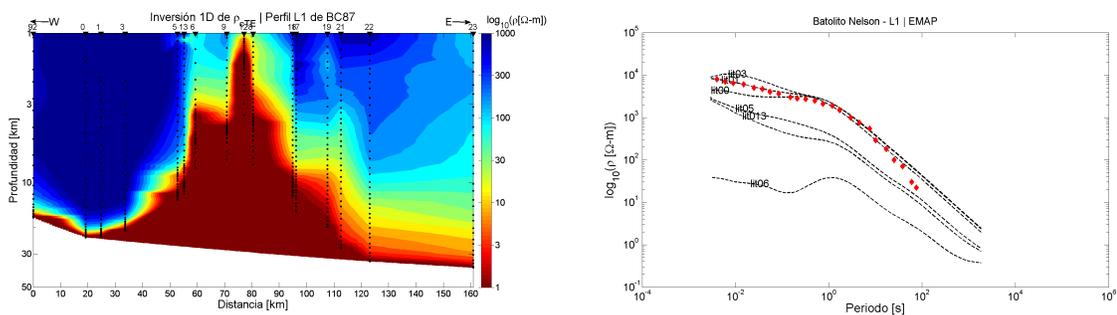
Entre los perfiles de  $TE$  de L1 (Fig. 26), L2 (Fig. 27), L3 (Fig. 28) y L3 (Fig. 29) no hay gran cambio excepto en el posicionamiento del conductor del centro. Las curvas de los sondeos que están dentro de la zona del batolito Nelson sí concuerdan, al menos en forma con la curva del

EMAP. Esto quiere decir que la aproximación de 60 grados de azimut para la corrección con GB sí tiene sentido, no así con el resultado de 330 grados de azimut (Fig. 30) en el cual, los modos *TE* tienen valores bajos de resistividad con respecto a lo que se esperaría.

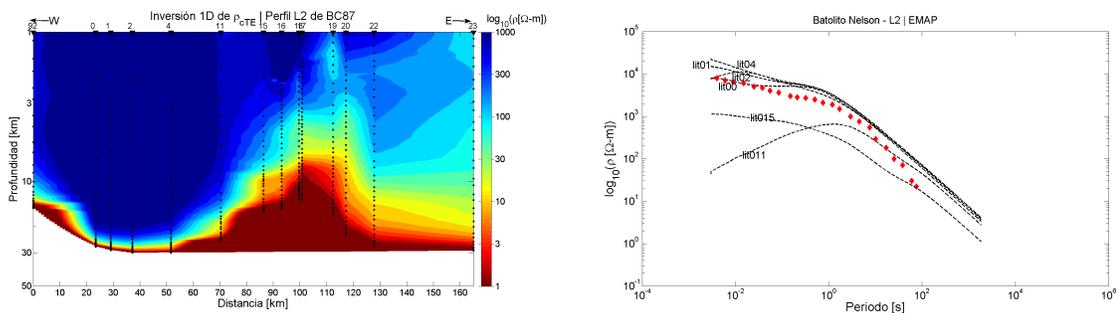
#### 4.2.2. Inversión 1D del modo *TE* con el método de promedios armónicos a partir de los resultados obtenidos con el método de la solución a la ecuación cuadrática.

De la misma manera que realicé la comparación con los resultados de GB, ahora comparo con las soluciones utilizando la ecuación cuadrática.

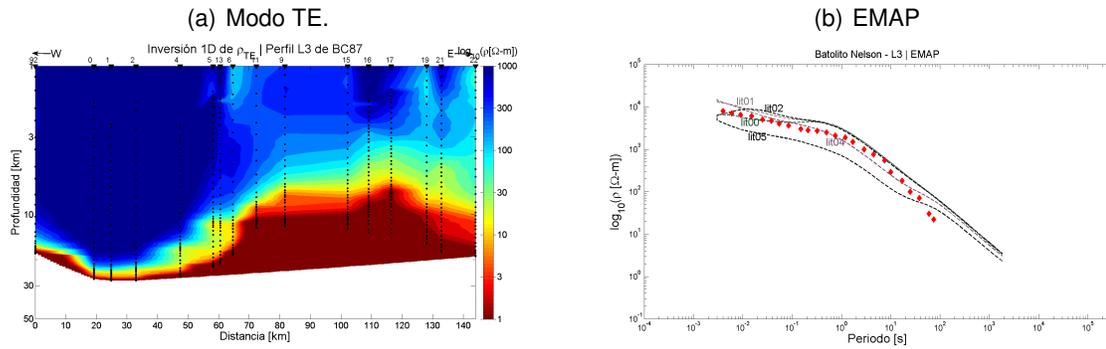
Para cada perfil se encuentra a la izquierda la inversión 1D del modo *TE* y a la derecha las curvas de *TE* junto con la línea de EMAP.



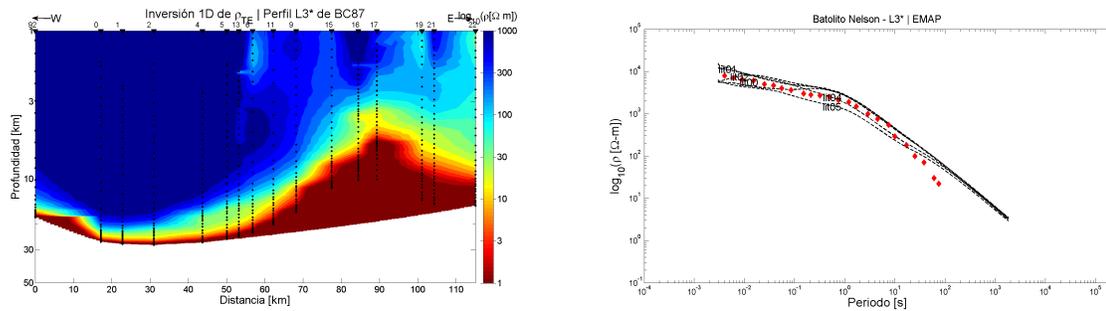
**Figura 31: PERFIL L1. a)** Perfil del modo *TE* obtenido al realizar la inversión calculando promedios armónicos de resistividad utilizando los resultados de la solución a la ecuación cuadrática. **b)** Comparación del EMAP (puntos rojos en la imagen) medido en la región del batolito Nelson, con respecto a los sondeos ubicados en esa área.



**Figura 32: PERFIL L2. a)** Perfil del modo *TE* obtenido al realizar la inversión calculando promedios armónicos de resistividad utilizando los resultados de la solución a la ecuación cuadrática. **b)** Comparación del EMAP (puntos rojos en la imagen) medido en la región del batolito Nelson, con respecto a los sondeos ubicados en esa área.



**Figura 33: PERFIL L3 con distancias reales entre sondeos. a) Perfil del modo  $TE$  obtenido al realizar la inversión calculando promedios armónicos de resistividad utilizando los resultados de la solución a la ecuación cuadrática. b) Comparación del EMAP (puntos rojos en la imagen) medido en la región del batolito Nelson, con respecto a los sondeos ubicados en esa área.**



**Figura 34: PERFIL L3 con sondeos proyectados a una recta. a) Perfil del modo  $TE$  obtenido al realizar la inversión calculando promedios armónicos de resistividad utilizando los resultados de la solución a la ecuación cuadrática. b) Comparación del EMAP (puntos rojos en la imagen) medido en la región del batolito Nelson, con respecto a los sondeos ubicados en esa área.**

Si comparamos las soluciones de la curva de  $TE$  realizados para las soluciones de GB en la que utilicé un azimut fijo de 60 de azimut (Fig. 29) y el de 330 de azimut (Fig. 30), vemos que el ángulo verdadero del azimut geoelectrico puede ser 60 grados. Si a su vez lo comparamos con las soluciones de  $TE$  para los resultados obtenidos de la ecuación cuadrática (Fig. 35), en la cual no ha sido necesario considerar la magnitud del azimut geoelectrico, vemos que se ajusta aún mejor con la curva de EMAP.

La Figura 37 resume los resultados anteriores para el perfil L3 cuando los sitios se proyectan a una recta EW. Como puede observarse, las predicciones de la línea EMAP se mejoran considerablemente cuando se pasa del azimut de 60 grados al azimut libre. Consecuentemente el modelo de azimut libre debemos considerarlo como el más adecuado para el área de estudio. El Batolito Nelson está claramente delimitado así como el Anticlinal Purcell.

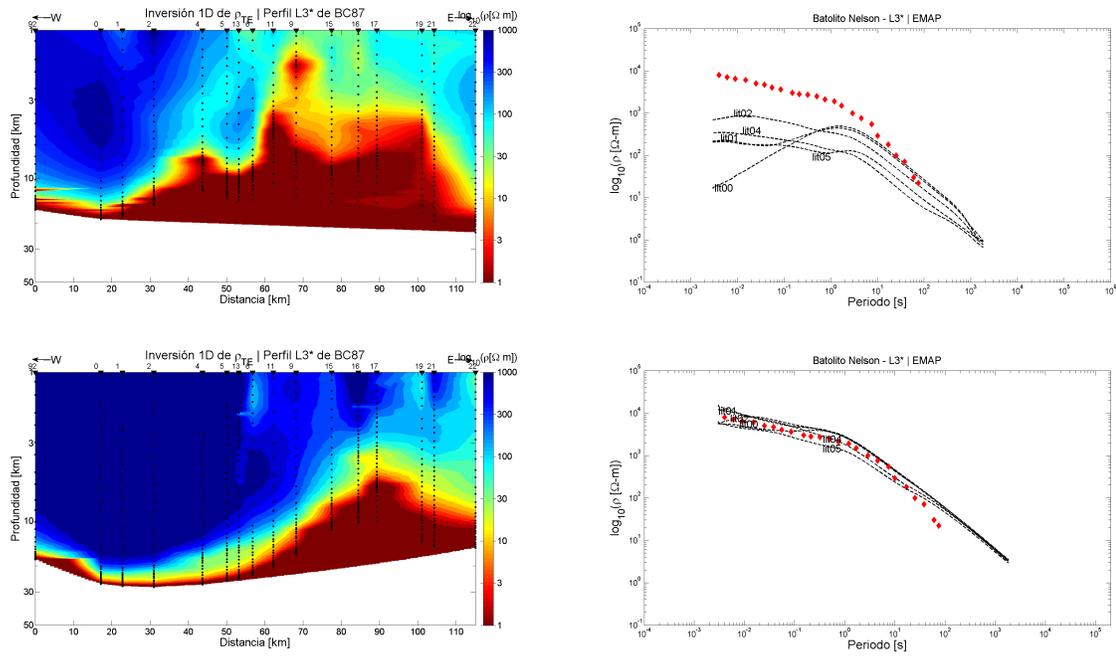


Figura 35: Predicciones EMAP y modelos para el perfil L3 cuando los sitios se proyectan a una recta EW. a) y b) azimut fijo c) y d) azimut libre.

## Capítulo 5. Discusión y Conclusiones

---

Después de realizar las propuestas planteadas para este trabajo, es posible observar que:

- La elección del azimut utilizando el método de Groom y Bailey no es un problema trivial, es necesario haber realizado múltiples intentos antes de hallar la mejor solución a partir de la metodología que McNeice y Jones (2001) han propuesto para el uso del programa STRIKE.
- En cuanto a la elección del ángulo del azimut, o el ángulo complementario, es necesario establecer a priori qué componente es  $TE$  y cual es  $TM$  ya que tal elección puede afectar sobremanera el resultado.
- Si observamos los resultados de inversión de los modelos de los diferentes perfiles, para azimut fijo y azimut variable, los modelos que mejor ajustan son aquellos de azimut variable.
- El estudio EMAP es un excelente medio para elegir entre ángulos complementarios, es decir, ayuda a decidir cuál es el modo  $TE$  y  $TM$ .
- Con el mismo estudio de EMAP, pudimos observar que las soluciones de la ecuación cuadrática nos dan una respuesta del modelo, mejor que utilizando las respuestas de Groom y Bailey en la que el azimut es un importante parámetro.
- Al utilizar un arreglo de perfil con distancias reales entre sondeos o las distancias de haber proyectado los sondeos a una línea imaginaria, no afectan los resultados entre los sondeos, el proyectarlos puede estar generando rasgos que no son reales, porque sitios que en realidad están muy separados pueden artificialmente quedar muy cercanos entre sí.

## 5.1. Conclusión

Aunque se han realizado grandes avances en la metodología de MT, aún es tema de discusión qué metodología brinda mejores resultados y bajo qué circunstancias. En este caso, las soluciones que obtenemos de corregir los datos por efectos galvánicos dan aproximaciones coherentes con lo esperado. El método de descomposición del tensor de impedancias, aunque es un sistema comprobado y muy eficiente, no deja de ser una solución numérica al problema planteado para eliminar distorsiones galvánicas. La solución a la ecuación cuadrática, por otro lado, nos evita el tener que apoyarnos en soluciones parciales e innumerables intentos preliminares en cuanto a la elección de los parámetros del tensor de distorsión. En este trabajo ha sido posible observar que aún hay mucho por hacer en el procesado de los datos de MT para el problema 2D. Es importante seguir con los esfuerzos realizados hasta ahora con el método de la ecuación cuadrática ya que en estudios como el de LITHOPROBE, es muy útil continuar con el problema 2D/3D.

En este caso, la opción entre elegir azimuth fijo o libre, entre periodos o sitios, ha sido un problema para nada trivial. La comparación de azimuth fijo y libre se realizó en términos de la predicción de modelos que están libres de distorsiones de estática. Utilizando una línea de EMAP (Electromagnetic Array Profiling) cercana a varios de los sitios del perfil permitió constatar que el resultado que es mejor para invertir impedancias es suponer rumbos libres. Esta misma línea de EMAP sirvió de apoyo para decidir sobre la ambigüedad intrínseca entre ángulos de rumbo complementarios. También se determinó que en el caso de perfiles irregulares cuyos sitios no estén alineados, no es necesario proyectarlos a una línea recta sino que pueden invertirse utilizando las distancias reales entre sitios.

## Literatura citada

- Berdichevsky, M. N. y Dmitriev, V. I. (1976). Basic principles of interpretation of magnetotelluric curves. En: A. Ádám (ed.), *Geoelectric and Geothermal Studies (East-central Europe, Soviet Asia) : KAPG geophysical monograph..* Akadémiai Kiadó, Budapest, pp. 165–221.
- Bostick, F. (1977). A simple almost exact method of magnetotelluric analysis. *Workshop on Electrical Methods in Geothermal Exploration*, pp. 175–177.
- Bostick Jr, F. X. (1986). U.S. Patent No. 4,591,791. *Patent and Trademark Office..* Washington, DC: U.S.
- Cagniard, L. (1953). Basic Theory of the Magnetotelluric Method of Geophysical Prospecting. *Geophysics*, **18**: 605–635.
- Caldwell, T. G., Bibby, H. M., y Brown, C. (2004). The magnetotelluric phase tensor. *Geophysical Journal International*, **158**(2): 457–469.
- Cantwell, T. (1960). *Detection and analysis of low frequency magnetotelluric signals*. PhD thesis, Massachusetts Institute of Technology.
- Chave, A. D. y Jones, A. (1997). Electric and Magnetic Field Galvanic Distortion Decomposition of BC87 Data. *Journal of geomagnetism and geoelectricity*, **49**(6): 767–789.
- Gómez Treviño, E. (1996). Approximate depth averages of electrical conductivity from surface magneto telluric data. *Geophysical Journal International*, **127**: 762–772.
- Gómez Treviño, E., Antonio Carpio, R., Romo Jones, J. M., y Esparza, F. (2013a). A recursive set of invariants of the magnetotelluric impedance tensor. *Acta Geodaetica et Geophysica*, **48**(3): 265–274.
- Gómez Treviño, E., Esparza Hernández, F., y Romo Jones, J. M. (2013b). Effect of galvanic distortions on the series and parallel magnetotelluric impedances and comparison with other responses. *Geofísica internacional*, **52**: 135 – 152.
- Gómez Treviño, E., Esparza, F. J., Muñoz, Y., y Calderón, A. (2014a). The magnetotelluric transverse electric mode as a natural filter for static effects: Application to the COPROD2 and COPROD2S2 data sets. *Geophysics*, **79**(2): E91–E99.
- Gómez Treviño, E., Romo Jones, J. M., y Esparza, F. (2014b). Quadratic solution for the 2-D magnetotelluric impedance tensor distorted by 3-D electro-galvanic effects. *Geophysical Journal International*, **198**(3): 1795–1804.
- Groom, R. y Bailey, R. (1989). Decomposition of Magnetotelluric Impedance Tensors in the Presence of Local Three-Dimensional Galvanic Distortion. *Journal of Geophysical Research*, **94**(Febrero): 1913–1925.
- Jiracek, G. R. (1990). Near-surface and topographic distortions in electromagnetic induction. *Surveys in Geophysics*, **11**(2-3): 163–203.
- Jones, A. (1993). The BC87 dataset: tectonic setting, previous EM results, and recorded MT data. *Journal of geomagnetism and geoelectricity*, **45**(45): 1089–1105.
- Jones, A. y Gough, D. (1995). Electromagnetic images of crustal structures in southern and central Canadian Cordillera. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **32**: 1541–1563.

- Jones, A., Boerner, D. E., Kurtz, R. D., Oldenburg, D., y Ellis, R. G. (1988a). EMAP Data Processing Domain. *SEG Technical Program Expanded 1989*, pp. 172–174.
- Jones, A., Kurtz, R. D., Oldenburg, D. W., Boerner, D. E., y Ellis, R. (1988b). Magnetotelluric observations along the LITHOPROBE Southeastern Canadian Cordilleran Transect. *Geophysical Research Letters*, **15**(7): 677–680.
- Jones, A., Groom, R., y Kurtz, R. (1993). Decomposition and modelling of the BC86 dataset. *Journal of geomagnetism and geoelectricity*, **45**: 1127–1150.
- Mackie, R., Rieven, S., y Rodi, W. (1997). *User Manual and Software Documentation for Two-Dimensional Inversion of Magnetotelluric data*. San Francisco, California.
- Massey, N., MacIntyre, D., Desjardins, P., y Cooney, R. (2005). Geology of British Columbia. *BC Ministry of Energy, Mines and Petroleum Resources*. (3 hojas), escala 1:1 000 000, URL: <http://www.empr.gov.bc.ca>.
- McNeice, G. W. y Jones, A. G. (2001). Multisite, multifrequency tensor decomposition of magnetotelluric data. *Geophysics*, **66**(1): 158–173.
- Muñiz Gallegos, Y. (2011). *Interpretación de sondeos magnetotéluricos mediante su conversión a sondeos centrales puramente inductivos*. Tesis de Maestría, Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California.
- Muñiz Gallegos, Y., Gómez Treviño, E., Esparza\*, F., y Cuellar, M. (2017). Stable two-dimensional magnetotelluric strikes and impedances via the phase tensor and the quadratic equation. *Geophysics*. (accepted with minor revision).
- Niblett, E. R. y Sayn-Wittgenstein, C. (1960). Variation of electrical conductivity with depth by the magneto-telluric method. *Geophysics*, **25**(5): 998–1008.
- Rodi, W. y Mackie, R. L. (2001). Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. *Geophysics*, **66**(1): 174.
- Romo Jones, J. M., Gómez Treviño, E., y Esparza, F. J. (2005). Series and parallel transformations of the magnetotelluric impedance tensor: theory and applications. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, **150**(1-3): 63 – 83. Electromagnetic Induction in the Earth.
- Simpson, F. y Bahr, K. (2005). *Practical Magnetotellurics*. Cambridge University Press, primera edición. Cambridge, UK, p. 254.

## Anexo A: Tablas de sondeos utilizados en cada perfil y distancia real entre ellos

### Lista de sondeos por perfil

Estos sondeos son los utilizados por perfil L1. Se tomaron en cuenta los sondeos que se hallan más al norte con respecto a la distribución general de los sondeos realizados en este estudio de LITHOPROBE.

**Tabla A.1: Perfil L1.**

Nombre del perfil	Nombre de sondeo	Distancia entre sondeos [km]
L1	lit092	0.0
	lit000	19.2
	lit001	24.8
	lit003	33.6
	lit005	52.8
	lit013	55.2
	lit006	59.3
	lit009	70.8
	lit012	77.1
	lit007	80.5
	lit018	94.9
	lit017	96.1
	lit019	107.6
	lit020	112.6
lit022	123.1	
lit023	160.2	

Para el perfil L2 se tomó en cuenta los sondeos que, con respecto a la distribución general de los sondeos, se encuentran más hacia el sur ya que hay sondeos que se encuentran en un mismo paralelo, probablemente por la facilidad en la adquisición que suponía una zona más uniforme.

**Tabla A.2: Perfil L2.**

Nombre del perfil	Nombre de sondeo	Distancia entre sondeos [km]
L2	lit092	0.0
	lit000	23.4
	lit001	29.1
	lit002	37.2
	lit004	51.6
	lit011	70.3
	lit015	86.3
	lit016	93.2
	lit018	99.6
	lit017	100.8
	lit019	112.4
	lit020	117.3
	lit022	127.9
	lit023	164.9

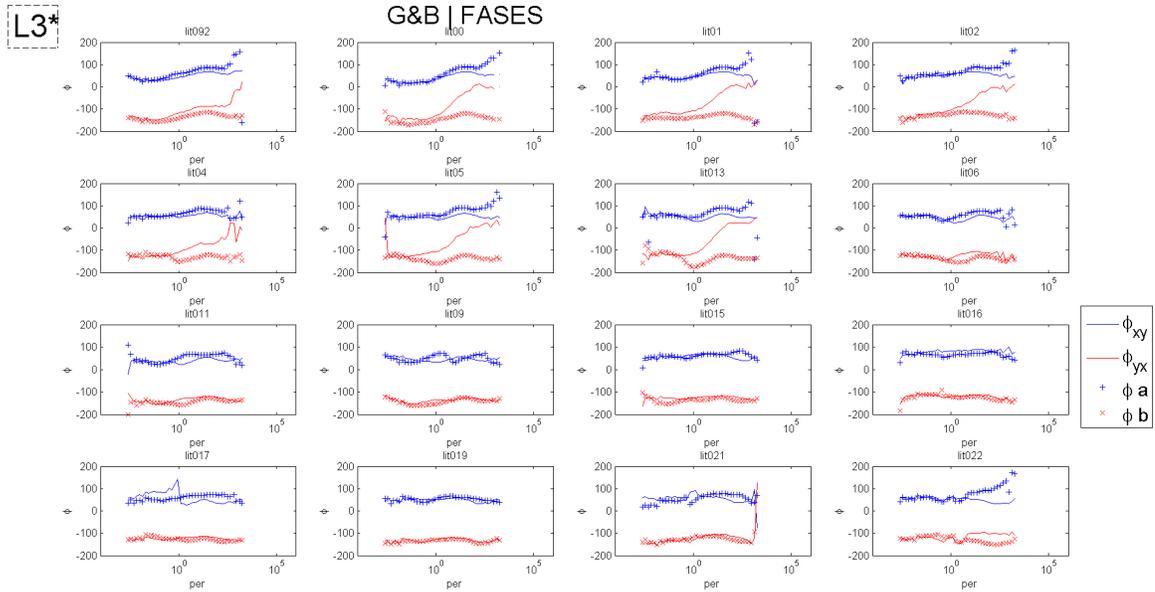
Para el perfil L3 se realizaron dos pruebas en las inversiones, para un perfil que utilizaba las distancias reales entre sondeos y el perfil en el que se utilizan las distancias entre sondeos dado que éstos son proyectados a una línea horizontal.

**Tabla A.3: Perfil L3.**

Nombre del perfil	Nombre de sondeo	Distancia real entre sondeos [km]	Distancia entre sondeos proyectados [km]
L3	lit092	0.0	0.0
	lit000	19.20	17.2
	lit001	24.84	22.8
	lit002	33.02	31.0
	lit004	47.42	43.72
	lit005	58.17	50.12
	lit013	60.57	53.22
	lit006	64.64	56.22
	lit011	72.40	62.22
	lit009	81.71	68.22
	lit015	102.25	77.42
	lit016	109.12	84.42
	lit017	116.43	89.22
	lit019	128.01	101.04
lit021	132.92	104.24	
lit022	143.5	114.7	

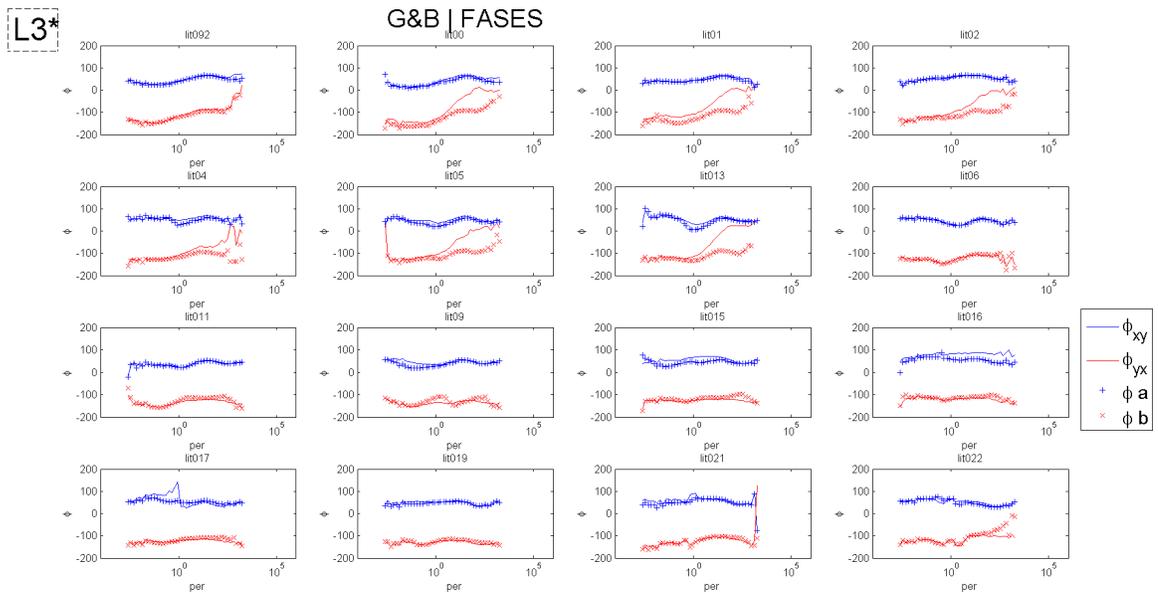
## Anexo B: Fases de los datos del perfil L3 con sondeos proyectados

Fases de datos originales de BC87 y corrección con el método de GB fijando el azimut en  $60^\circ$



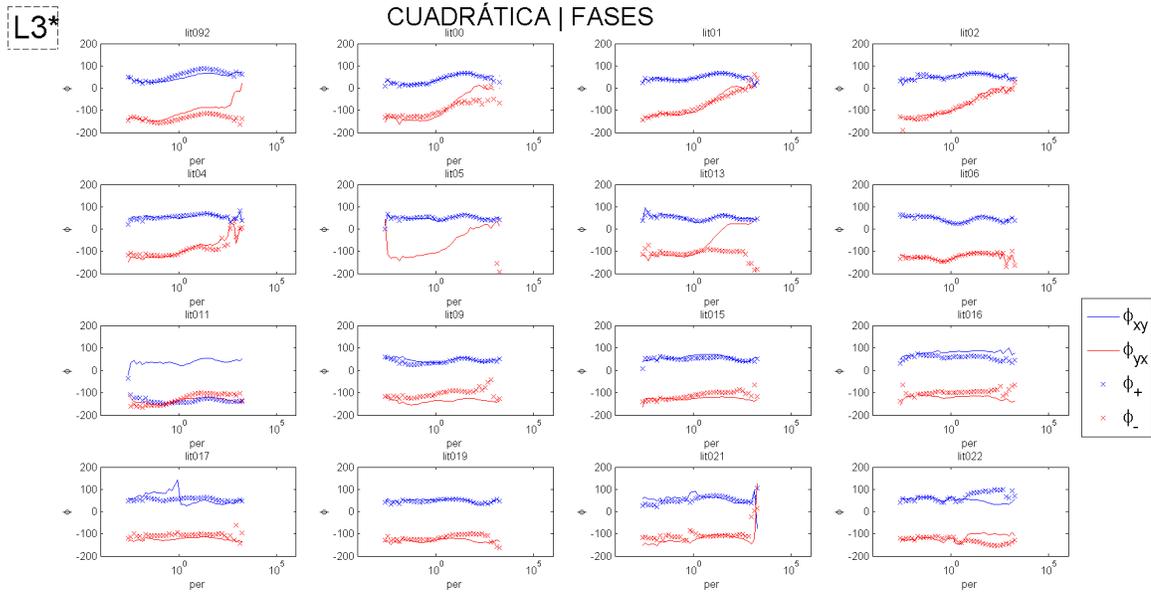
Fases originales de  $\phi_{xy}$  (líneas azules) y fases originales de  $\phi_{yx}$  (líneas rojas) junto con los datos del ajuste de GB con azimut a  $60^\circ$ ,  $\phi_a$  con símbolos azules y  $\phi_b$  con símbolos rojos.

## Fases de datos originales de BC87 y corrección con el método de GB fijando el azimut en $330^\circ$



Fases originales de  $\phi_{xy}$  (líneas azules) y fases originales de  $\phi_{yx}$  (líneas rojas) junto con los datos del ajuste de GB con azimut a  $330^\circ$ ,  $\phi_a$  con símbolos azules y  $\phi_b$  con símbolos rojos.

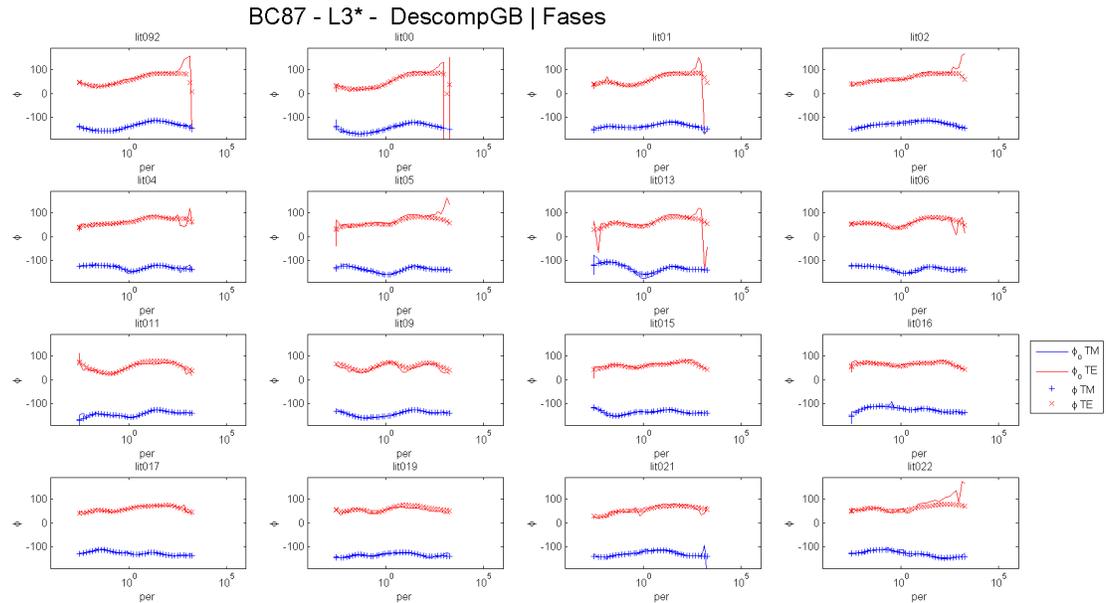
## Fases de datos originales de BC87 y corrección dejando el azimut independiente de la solución con la ec. cuadrática



Fases originales de  $\phi_{xy}$  (líneas azules) y fases originales de  $\phi_{yx}$  (líneas rojas) junto con los datos del ajuste de GB con azimut a  $60^\circ$ ,  $\phi_+$  con símbolos azules y  $\phi_-$  con símbolos rojos.

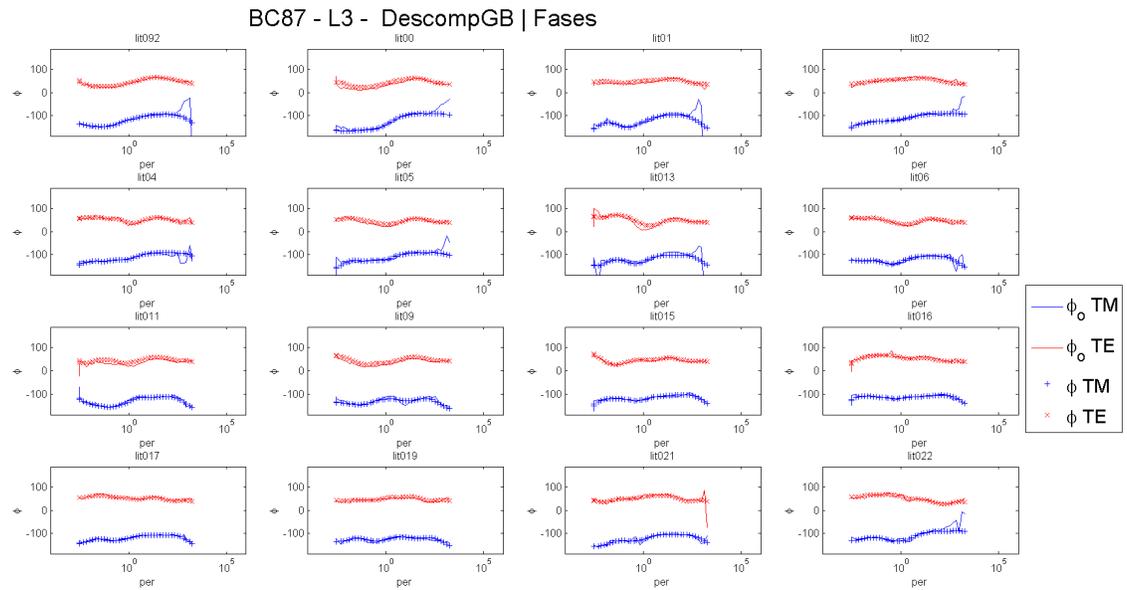
## Anexo C: Fases de las inversiones del perfil L3 con sondeos proyectados

Fases de los datos corregidos con el método de GB fijando el azimut en  $60^\circ$  e inversión de los datos con RM



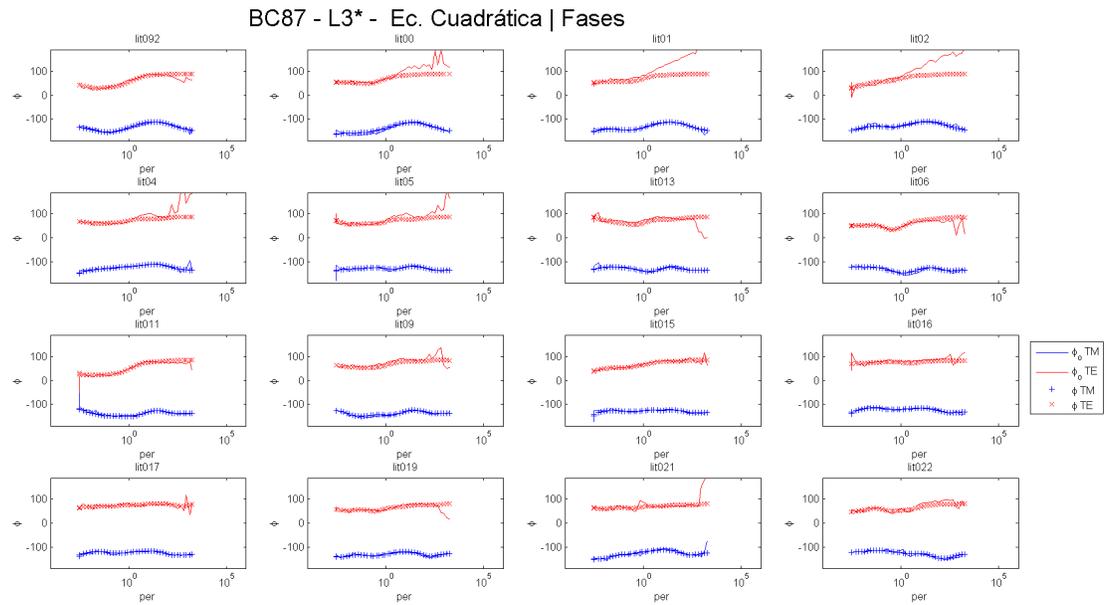
Fases con los datos del ajuste de GB con azimut a  $60^\circ$ ,  $\phi_a$  (líneas azules) y fases de  $\phi_b$  (líneas rojas) junto a los datos calculados de la inversión con el método de Rodi y Mackie  $\phi_a$  con símbolos azules y  $\phi_b$  con símbolos rojos.

## Fases de los datos corregidos con el método de GB fijando el azimut en $330^\circ$ e inversión de los datos con RM



Fases con los datos del ajuste de GB con azimut a  $330^\circ$ ,  $\phi_a$  (líneas azules) y fases de  $\phi_b$  (líneas rojas) junto a los datos calculados de la inversión con el método de Rodi y Mackie  $\phi_a$  con símbolos azules y  $\phi_b$  con símbolos rojos.

## Fases de los datos corregidos con el método de la ec. cuadrática dejando el azimut libre e inversión de los datos con RM



Fases con los datos corregidos con la ecuación cuadrática,  $\phi_+$  (líneas azules) y fases de  $\phi_-$  (líneas rojas) junto a los datos calculados de la inversión con el método de Rodi y Mackie  $\phi_+$  con símbolos azules y  $\phi_-$  con símbolos rojos.