

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

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

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México). El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

**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**

**Modelo de resistividad eléctrica en el complejo plutónico
meridional del Batolito Peninsular de Baja California**

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

Presenta:

Eduardo López Jiménez

Ensenada, Baja California, México
2023

Tesis defendida por
Eduardo López Jiménez

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. José Manuel Romo Jones
Director de tesis

Dr. Diego Ruiz Aguilar

Dr. José Gómez Valdés

Dr. Luis Alberto Delgado Argote

Dra. Xóchitl Guadalupe Torres Carrillo



Dr. Diego Ruíz Aguilar
Coordinador del Posgrado en Ciencias de la Tierra

Dra. Ana Denise Re Araujo
Directora de Estudios de Posgrado

Resumen de la tesis que presenta **Eduardo López Jiménez** como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geofísica Aplicada.

Modelo de resistividad eléctrica en el complejo plutónico meridional del Batolito Peninsular de Baja California

Resumen aprobado por:

Dr. José Manuel Romo Jones
Director de tesis

El Cinturón Batolítico Peninsular (CBP) es un cinturón de plutones que se extiende entre las latitudes $\sim 34^{\circ}\text{N}$, en el sur de California hasta $\sim 23^{\circ}\text{N}$ en la punta de Baja California. La evolución de estos plutones ha participado en el control geodinámico de la región, por lo que estudiarlos permite entender y sustentar el modelo de evolución tectónica de la región. Por su profundidad de investigación el método magnetotelúrico (MT) hace posible identificar anomalías de la resistividad eléctrica a profundidades de decenas de kilómetros. En este trabajo se presentan modelos de resistividad 2D y 3D a partir de datos MT obtenidos en un perfil con orientación SW-NE en la parte norte de la secuencia Jurásica Nuevo Rosarito-El Arco. Se desplegaron 20 estaciones cubriendo una longitud de ~ 54 km. Los datos adquiridos están afectados por la distorsión galvánica, que es provocada por la presencia de heterogeneidades cercanas a la superficie, dicha distorsión provoca un escalamiento vertical en las curvas de resistividad aparente. Para abordar este problema se plantea: para el caso 3D, primero, el modelado de la topografía del área de estudio; segundo, la inversión de los elementos del tensor de impedancias afectados por la distorsión galvánica y la inversión del tensor de fase, que se ha propuesto como una solución a este problema, debido a que es inmune a este tipo de distorsión. Para la inversión 2D se reduce el tensor de impedancias a dos componentes y se emplean las resistividades $\rho+$ y $\rho-$, que son invariantes ante rotación. Finalmente, se comparan los modelos resultantes 2D y 3D. Como resultado de esta comparación, consideramos que modelo final 3D es el que mejor caracteriza las estructuras presentes en la corteza. El modelo muestra en la parte SW estructuras resistivas correspondientes a cuerpos plutónicos a profundidades de 20 km, hacia la parte central del perfil los cuerpos resistivos alcanzan los 8 km de profundidad. Hacia el SE, en la región donde se ha propuesto la zona de deformación producto de la acreción entre los terrenos del Este con los del Oeste, se observa un cuerpo resistivo que profundiza hacia el Este.

Palabras clave: Modelos de resistividad eléctrica, magnetotelúrico, rocas plutónicas, Baja California, Cinturón Batolítico Peninsular.

Abstract of the thesis presented by **Eduardo López Jiménez** as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Earth Sciences with orientation in Applied Geophysics.

Electrical resistivity model in the southern plutonic complex of the Baja California Peninsular Batholith

Abstract approved by:

Dr. José Manuel Romo Jones
Thesis Director

The Peninsular Ranges Batholith (PRB) is a belt of plutons that extends between latitudes $\sim 34^{\circ}\text{N}$, in southern California to $\sim 23^{\circ}\text{N}$ at the tip of Baja California. The evolution of these plutons has participated in the geodynamic control of the region, so their study allows us to understand and support the tectonic evolution model of the region. Due to its depth of investigation, the magnetotelluric method (MT) makes it possible to identify electrical resistivity anomalies at depths of a few tens of kilometers. This paper presents 2D and 3D resistivity models from MT data obtained in an SW-NE-oriented profile in the northern part of the Jurassic Nuevo Rosarito-El Arco sequence, where 20 stations were deployed for ~ 54 km. Galvanic distortion caused by small heterogeneities near the surface affects some acquired data sites, causing a vertical scaling in the apparent resistivity curves. In order to address this problem, it is proposed: for the 3D case, first, the modeling of the topography of the study area; second, the inversion of the elements of the impedance tensor affected by galvanic distortion and the inversion of the phase tensor; which has been proposed as a solution to this problem, since it turns out to be immune to this type of distortion. For the 2D inversion, the impedance tensor is reduced to two components, and the resistivities ρ_+ and ρ_- are used, which are invariant under rotation. Finally, the models resulting from the 2D and 3D inversion are compared. As a result of this comparison, we consider that the final 3D model is the one that best characterizes the structures present in the cortex. The SW part of the model shows resistive structures corresponding to plutonic bodies at depths of 20 km. Towards the central part of the profile, the resistive bodies reach 8 km depth. Finally, towards SE, in the region where a deformation zone associated with the accretion between eastern and western terranes has been proposed, a resistive body is observed that deepens towards the East.

Keywords: Electrical resistivity models, magnetotelluric, plutonic rocks, Baja California, Peninsular Ranges Batholith.

Dedicatoria

A mi compañera de vida, Karla Guadalupe, por siempre estar presente, por su confianza y motivación para la conclusión de este proyecto.

A mis pequeñas Regina, Wendy y Ximena.

Agradecimientos

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California por darme la oportunidad de realizar mis estudios de posgrado. De manera especial al departamento de Ciencias de la Tierra por todo el apoyo brindado.

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

Al Dr. José Manuel Romo Jones, mi director de tesis, por aceptarme como estudiante y compartirme su tiempo y conocimiento. Gracias por la infinita paciencia.

A mis sinodales el Dr. Diego Ruiz Aguilar, Dr. José Gómez Valdés, Dr. Luis Alberto Delgado Argote y la Dra. Xóchitl Guadalupe Torres Carrillo, por sus valiosos comentarios y aportaciones. Gracias por su dedicación.

A mi familia, por todo su apoyo y estar siempre al pendiente de los míos.

Tabla de contenido

	Página
Resumen en español.....	ii
Resumen en inglés.....	iii
Dedicatoria	iv
Agradecimientos.....	v
Lista de figuras.....	viii
Lista de tablas.....	xi
Capítulo 1. Introducción	1
1.1 Antecedentes.....	4
1.2 Hipótesis.....	6
1.3 Objetivos.....	7
1.3.1 Objetivo general.....	7
1.3.2 Objetivos específicos.....	7
Capítulo 2. Fundamento teórico	8
2.1 Conceptos teóricos.....	8
2.1.1 Ecuaciones de Maxwell.....	8
2.1.2 Ecuaciones constitutivas.....	9
2.1.3 Ecuación de Helmholtz.....	10
2.1.4 Aproximación cuasiestática.....	11
2.1.5 Penetración nominal.....	11
2.2 Método magnetotelúrico.....	12
2.2.1 Funciones de transferencia.....	13
2.2.2 Tensor de fases.....	14
Capítulo 3. Metodología	17
3.1 Adquisición de datos.....	17

3.1.1	Instrumentación	18
3.2	Análisis de dimensionalidad	19
3.3	Inversión 3D	21
3.3.1	Software	21
3.3.2	Modelo inicial	22
3.3.2.1	Mallado	22
3.3.2.2	Topografía	23
3.3.2.3	Línea de costa	24
3.3.3	Inversión del tensor de impedancias	25
3.3.3.1	Inversión de los elementos de la antidiagonal	26
3.3.3.2	Inversión del tensor de impedancias completo	27
3.3.3.3	Inversión del tensor de impedancias + VTF	27
3.3.4	Inversión del tensor de fases	28
3.3.4.1	Inversión del tensor de fase + VTF	29
3.3.5	Modelo Final: Inversión Tensor de impedancias + VTF	30
3.4	Inversión 2D	30
3.4.1	Inversión 2D sin corrección estática	31
3.4.2	Inversión 2D con corrección estática	32
Capítulo 4.	Resultados	36
4.1	Modelado 3D	36
4.1.1	Modelo inverso tensor de impedancias + VTF	36
4.1.2	Modelo inverso tensor de fase + VTF	41
4.1.3	Modelo inverso del tensor de impedancias + VTF	45
4.2	Inversión 2D	49
Capítulo 5.	Discusiones	50
Capítulo 6.	Conclusiones	54

Lista de figuras

Figura	Página
1.... Mapa del campo magnético filtrado para fuentes profundas, la línea punteada negra marca sus límites, mientras que la línea delgada roja indica la ubicación de los contrastes de magnetización a nivel de la corteza media y superior (tomado de Langenheim et al., 2014).. 2	
2.... Mapa de la parte meridional del Cinturón Batolítico Peninsular, se muestran las provincias tectonoestratigráficas para el área de estudio. En círculos rojos se muestran las ubicaciones de los sitios MT interpretados en este trabajo (tomado de Contreras-López et al., 2021) 3	
3.... Mapa geológico de la región meridional del CBP mostrando las rocas intrusivas del Cretácico y las secuencias encajonantes. El área en azul representa la zona de deformación, los círculos rojos representan la ubicación de las estaciones MT modificado de Lozano (2021). 5	
4.... Modelo magnético tridimensional sin exageración vertical del batolito donde se encuentra el plutón La Primavera. En gris se muestra la isosuperficie de magnetización = 0.7, en rosa se muestra la isosuperficie de magnetización = 2. En el modelo se observa la sección transversal B-B como referencia. (tomado de Ávila, 2021) 6	
5.... Representación gráfica del tensor de fase. La dirección del eje mayor de la elipse está dada por el ángulo $\alpha - \beta$. (Tomado de Caldwell et al., 2004) 16	
6.... Instrumentos empleados en el levantamiento de los datos magnetotelúricos. (a) Electrodo no-polarizable, (b) bobinas de inducción para las componentes horizontales de H, (c) bobina de inducción para H_z , (d) consola principal de adquisición de datos conectada a una computadora portátil 18	
7.... Valores de β para todas las estaciones a diferentes periodos. Los colores representan la magnitud de β en grados. La línea azul en la esquina SW representa la costa del Océano Pacífico. 20	
8.... Valores de elevación para modelar la topografía. 24	
9.... Discretización de la línea de costa agregada al modelo. 25	
10.. Vista del modelo inicial en $z=0$ 25	
11.. Modelo inverso de los elementos de la antidiagonal del tensor de impedancias. 26	
12.. Modelo inverso del tensor de impedancias completo. 27	
13.. Modelo inverso del tensor de impedancias + VTF 28	
14.. Modelo inverso del Tensor de Fase. 29	
15.. Modelo inverso del Tensor de Fase + VTF 29	
16.. Modelo Final: Modelo inicial Tensor de Fase + VTF. 30	

17.. Modelo inverso 2D sin corrección estática	32
18.. Valores de resistividad aparente para un periodo de 0.04 s. Los círculos rojos corresponden a la resistividad aparente del modo TM, mientras que los círculos azules corresponden para el modo TE.	33
19.. Modelo inverso 2D con corrección estática	34
20.. Ilustración de las curvas de resistividad aparente y fase, previas (izquierda) y posterior (derecha) de aplicar la corrección por corrimiento estático.	35
21.. Gráfica de RMS contra número de iteraciones para el modelo 3D del tensor de impedancias + VTF	36
22.. Modelo inverso del tensor de impedancias + VTF. Se muestran tres perfiles extraídos del modelo 3D, a) Es el perfil que contiene las estaciones MT, b) es una vista en planta de la ubicación de los tres perfiles en $Z=0$, c) y d) Son perfiles hacia el Norte y Sur del perfil central, respectivamente.	38
23.. Secciones horizontales del modelo inverso del tensor de impedancias + VTF a diferentes profundidades: a) corresponde a $Z=0$ km, b) corresponde a 3.7 km, c) corresponde a 8.3 km y d) corresponde a 14.2 km	39
24.. Ajuste de las curvas de resistividad aparente y fase para las cuatro componentes del tensor de impedancias. Los puntos representan los datos observados y las líneas los datos calculados.	40
25.. Gráfica de RMS vs número de iteraciones para la inversión del Tensor de fase + VTF	41
26.. Modelo inverso del tensor de fase + VTF. Se muestran tres perfiles extraídos del modelo 3D, a) Es el perfil que contiene las estaciones MT, b) es una vista en planta de la ubicación de los tres perfiles en $Z=0$, c) y d) Son perfiles hacia el Norte y Sur, respectivamente.	42
27.. Secciones horizontales del modelo inverso del tensor de fase+ VTF a diferentes profundidades: a) corresponde a $Z=0$ km, b) corresponde a 3.7 km, c) corresponde a 8.3 km y d) corresponde a 14.2 km. Los puntos representan la ubicación de las estaciones MT.	43
28.. Curvas de ajuste para las componentes del tensor de fase, los puntos representan los datos observados y las líneas los datos calculados.	44
29.. Gráfica de RMS vs Número de iteraciones para el modelo inverso del tensor de impedancias +VTF: partiendo del modelo inverso del Tensor de fase + VTF.	44
30.. Modelo inverso del tensor de impedancias + VTF, obtenido a partir del modelo descrito en la Sección 4.1.2. Se muestran tres perfiles extraídos del modelo 3D, a) Es el perfil que contiene las estaciones MT, b) es una vista en planta de la ubicación de los tres perfiles en $Z=0$, c) y d) Son perfiles hacia el Norte y Sur, respectivamente.	46
31.. Secciones horizontales del modelo inverso del tensor de impedancias + VTF, obtenido a partir del modelo descrito en la Sección 4.1.2, a diferentes profundidades: a) corresponde a $Z=0$ km, b) corresponde a 3.7 km, c) corresponde a 8.3 km y d) corresponde a 14.2 km. Los puntos blancos representan la ubicación de las estaciones.	47

- 32..Ajuste de las curvas de resistividad aparente y fase para las cuatro componentes del tensor de impedancias. Los puntos representan los datos observados y las líneas los datos calculados.48
- 33.. Modelos finales: a) representa el modelo final de la inversión 3D y b) es el modelo resultante de la inversión 2D.51
- 34..Ajustes entre curvas de resistividad aparente y fase, observadas y calculadas en la inversión 3D, para las estaciones Nr04-Nr06 y Nr13-Nr17. 52
- 35..Ajustes entre curvas de resistividad aparente y fase, observadas y calculadas en la inversión 2D, para las estaciones Nr04-Nr06 y Nr13-Nr17. 53

Lista de tablas

Tabla	Página
1.... Localización geográfica de las estaciones MT.	17
2.... Pruebas modelo inicial.	22
3.... Factores de corrección para las curvas de resistividad aparente.	33

Capítulo 1. Introducción

El Cinturón Batolítico Peninsular (CBP) es un cinturón de plutones que se extiende entre las latitudes $\sim 34^{\circ}\text{N}$, en el sur de California (EUA) hasta $\sim 23^{\circ}\text{N}$ en la punta de Baja California (México). Las rocas del CBP afloran solamente hasta el paralelo $\sim 28^{\circ}\text{N}$, a lo largo de la península y presentan una transición en su composición química, en el sentido Oeste-Este (Langenheim et al., 2014; Schmidt et al., 2014).

En la zona más al Oeste se encuentran rocas gabroicas con magnetita, mientras que hacia el Este son tonalíticas y más ácidas típicamente con ilmenita. Gastil et al., (1990) dividen ambas zonas por un cambio abrupto que han llamado la línea magnetita-ilmenita. Entonces, los plutones en el occidente tienen una respuesta magnética positiva y los plutones ubicados al este una respuesta magnética negativa (Figura 1) (Langenheim et al., 2014).

El CBP ha intervenido de manera importante en la evolución tectónica de la región. En los últimos años este tema ha sido objeto de trabajos de geología, geocronología, geoquímica y petrología. Sin embargo, en lo que respecta a exploración geofísica aún queda trabajo por realizar.

La variación en la geoquímica de los plutones sugiere que los plutones de la zona occidental tienen una afinidad con arcos de islas oceánicas, mientras que los plutones de la región oriental tienen afinidad de arco continental (Torres-Carrillo et al., 2020). Estudios geofísicos previos revelaron la presencia de un cinturón, de ~ 1200 km de longitud, con anomalías magnéticas de gran amplitud (Langenheim et al., 2014), lo que aporta una base sobre la geometría regional del batolito (Figura 1)

Por su parte, las rocas encajonantes del CBP se agrupan en tres cinturones tectonoestratigráficos orientados NW-SE (Torres-Carrillo et al., 2020). En la región más al oeste se encuentra un cinturón formado por una secuencia de arco del Jurásico temprano al Cretácico; el segmento Santiago Peak se ubica al norte de la falla de Agua Blanca (ABF); el grupo Alisitos desde la falla Agua Blanca hasta Nuevo Rosarito ($\sim 28.7^{\circ}\text{N}$); de Nuevo Rosarito hasta El Arco, la roca encajonante está formada por una secuencia de arco de islas del Jurásico medio al Cretácico temprano (Contreras-López et al., 2021) (Figura 2).

En este trabajo de tesis se realiza la interpretación de datos magnetotélúricos (MT) obtenidos en un perfil con orientación SW-NE en la parte norte de la secuencia Jurásica Nuevo Rosarito-El Arco. En dicho perfil se desplegaron 20 estaciones cubriendo una longitud de ~ 54 km como se muestra en la Figura 2.

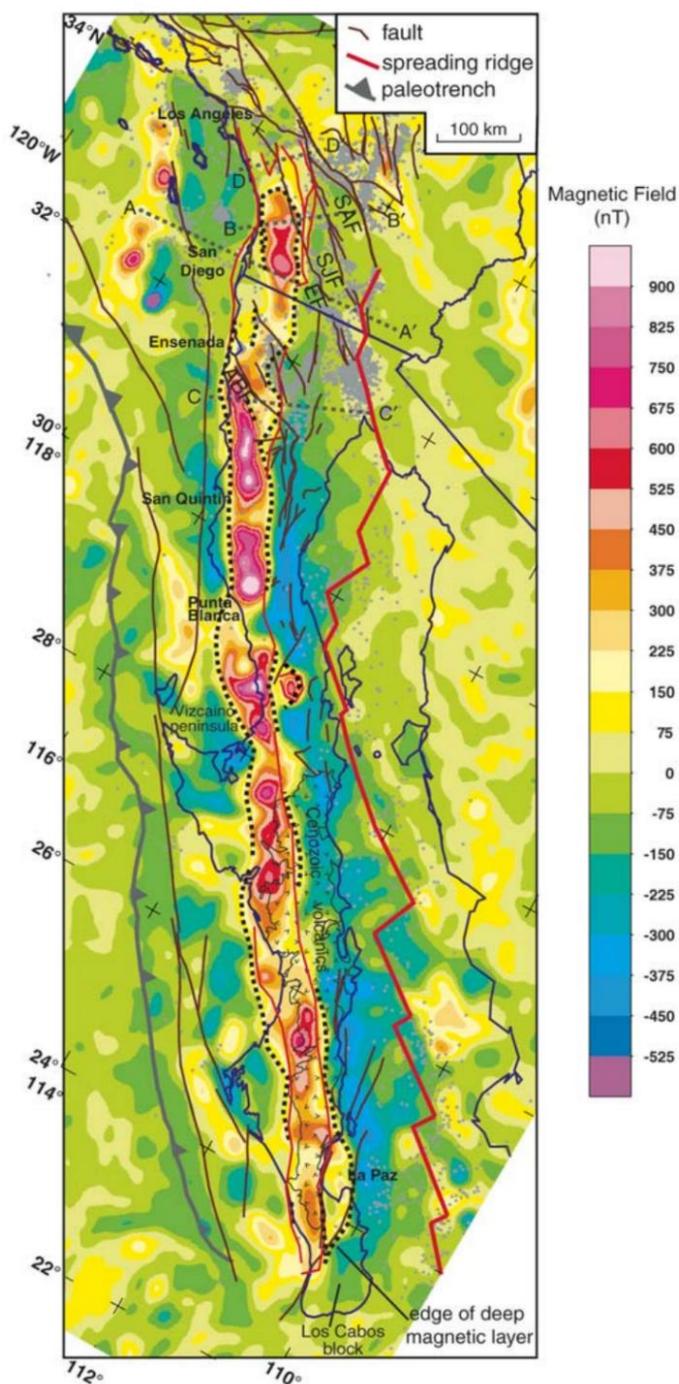


Figura 1. Mapa del campo magnético filtrado para fuentes profundas, la línea punteada negra marca sus límites, mientras que la línea delgada roja indica la ubicación de los contrastes de magnetización a nivel de la corteza media y superior (tomado de Langenheim et al., 2014).

El método magnetoteléxico (MT) es sensible a la resistividad eléctrica de las rocas, la cual depende del contenido de fluidos y/o del contenido de minerales arcillosos. En el caso de las rocas del CBP, los plutones son cuerpos poco permeables con una respuesta de alta resistividad, mientras que las rocas

encajonantes, particularmente si se trata de suturas con zona de alteración argílica, pueden producir anomalías conductoras. Por otra parte, el MT es ampliamente utilizado en la exploración de la corteza porque su profundidad de investigación, dependiente de la frecuencia y resistividades del medio, alcanza profundidades de decenas de kilómetros. Su aplicación en este caso resulta de gran utilidad para investigar las rocas del subsuelo en la zona de interés.

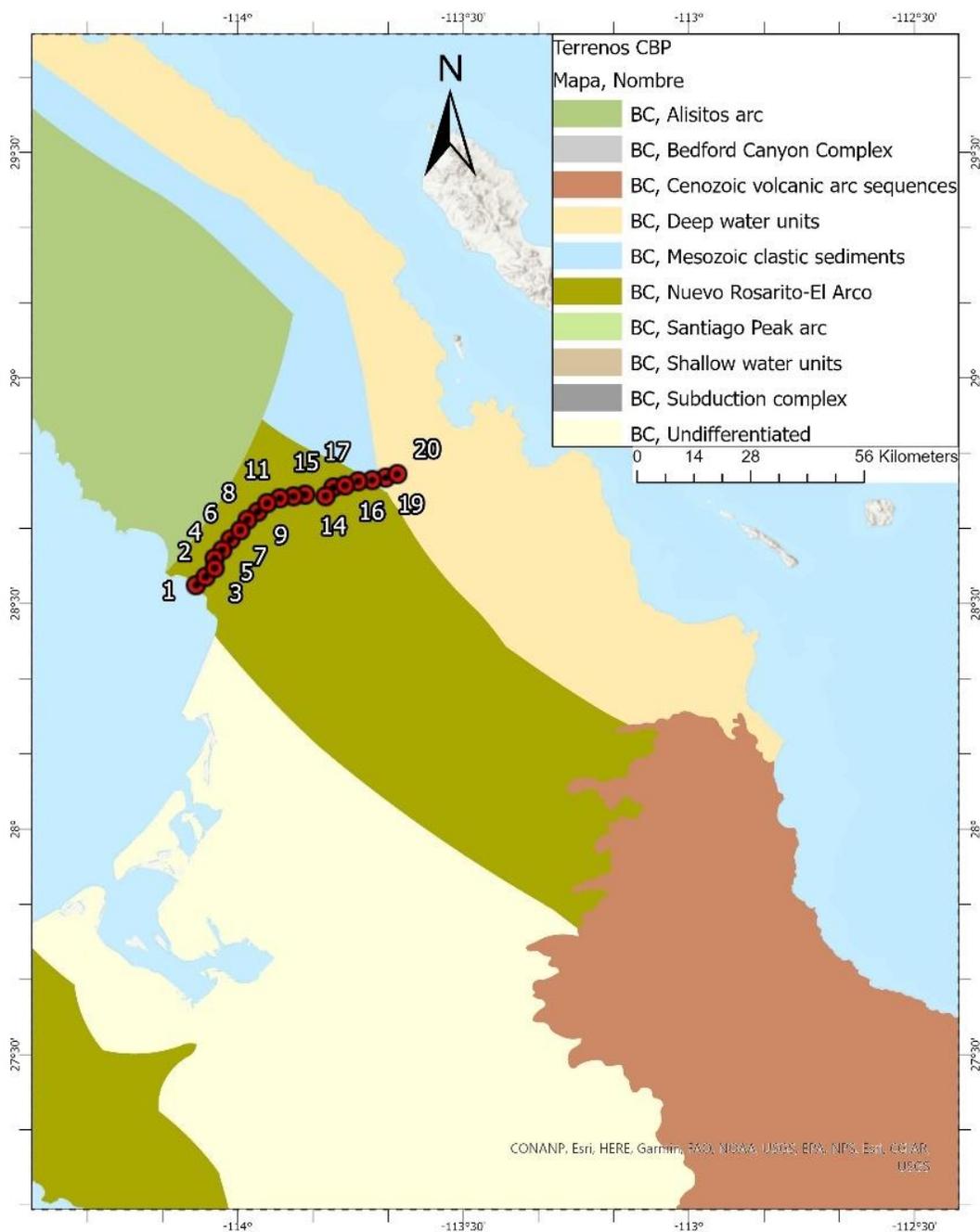


Figura 2. Mapa de la parte meridional del Cinturón Batolítico Peninsular indicando las provincias tectonoestratigráficas para el área de estudio. En círculos rojos se muestran las ubicaciones de los sitios MT interpretados en este trabajo (tomado de Contreras-López et al., 2021)

1.1 Antecedentes

A través de procesamiento de imágenes de satélite, Camarena (2006) asocia rasgos morfológicos curvilíneos con pulsos magmáticos que a su vez sugieren la presencia de cuerpos plutónicos. Mediante mapas de isodensidad de rasgos curvilíneos ubica los núcleos o centros de emplazamiento, reportando que en la región occidental es mayor la presencia de núcleos y propone que el complejo de mayor tamaño se ubica en la parte meridional del CBP donde se forma un complejo con orientación N60°W de aproximadamente 100 km de longitud, en esta región se localiza el área de estudio de este trabajo.

Dado que los plutones del occidente tienen composición principalmente básica y son de menor tamaño, forman con frecuencia complejos anidados, en esta región domina el ascenso vertical del magma que junto a la coalescencia de los cuerpos magmáticos que migran de manera lateral se desarrollan dorsales. Los plutones que afloran al oriente son más simples, más grandes y escasos, dado que en esta zona domina el crecimiento lateral (Camarena, 2006).

En 2008 se realizó una campaña geofísica para obtener datos magnetotélúricos en un transecto en el área del norte del segmento de arco Nuevo Rosarito-El Arco (Figura 2). Los datos fueron procesados e interpretados en términos de un modelo 2D y los resultados preliminares presentados en un congreso nacional (Pamplona Pérez et al., 2009). Dada la importancia del área de estudio y los avances en el conocimiento geológico logrados por el grupo del Dr. Luis Delgado Argote (Ávila, 2021; Lozano, 2021; Torres-Carrillo et al., 2016; Contreras-López et al., 2020, entre otros), consideramos conveniente revisar el conjunto de datos, reprocesarlo con nuevas herramientas desarrolladas en el departamento de Geofísica Aplicada e interpretarlo en términos de modelos de resistividad en 2D y 3D.

Torres-Carrillo et al. (2016) analizaron los plutones Punta Prieta (pPP), Nuevo Rosarito (pNR), San Jerónimo (pSJ), y La Rinconada (pRi), los cuales pertenecen a la zona occidental de composición básica, en la parte meridional del CBP (29°N–28.25°N). Con excepción del plutón pPP, estos intrusivos fueron emplazados en secuencias volcanosedimentarias del Jurásico-Cretácico temprano (Figura 3).

Las rocas del Jurásico - Cretácico temprano presentes desde la región de Nuevo Rosarito hasta el occidente de la región de plutones de Compostela muestran facies de esquistos verdes con foliaciones subverticales buzando hacia el noreste. El complejo plutónico de Nuevo Rosarito (NR) forma un cuerpo elíptico alargado de orientación NNW-SSE y superficie de 30 km² y un cuerpo circular de 7 km de diámetro que se ubica 80 km al SE del Plutón PP (Torres-Carrillo et al., 2016).

A partir del fechamiento de circón de tonalita se sugiere una edad U-Pb de 108.4 ± 2.2 Ma, y las rocas jurásicas encajonantes arrojan una edad 151.6 ± 2.6 Ma (Peña-Alonso et al., 2012). El emplazamiento ocurrió después de un proceso de deformación que causó la foliación y metamorfismo en rocas encajonantes fechado entre 132 y 128 Ma (Peña-Alonso et al., 2015).

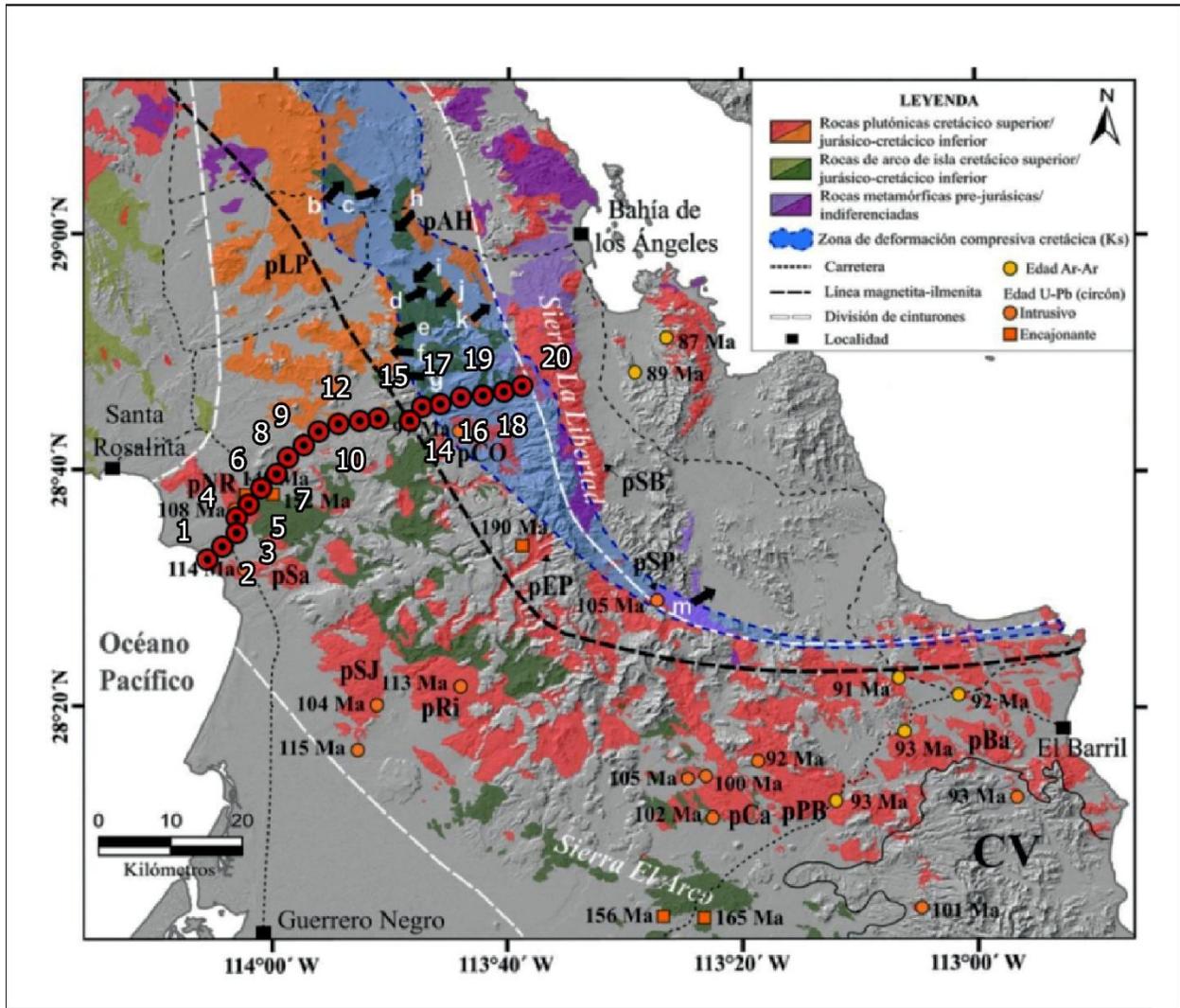


Figura 3. Mapa geológico de la región meridional del CBP mostrando las rocas intrusivas del Cretácico y las secuencias encajonantes. El área en azul representa la zona de deformación, los círculos rojos representan la ubicación de las estaciones MT modificado de Lozano (2021).

A partir de un modelo de inversión 3D de datos aeromagnéticos, Ávila (2021) caracteriza la geometría del plutón La Primavera (pLP), elabora secciones horizontales de 1-7 km de profundidad (Figura 4) e interpreta un complejo mecanismo de conectividad y ascenso de magma. La misma autora cartografió un cuerpo de 100 km^2 con tendencia NE que se define bien en la sección a 1 km de profundidad,

mientras que a 7 km se observa una respuesta regional de tendencia NW y con una extensión de 1250 km². Al sur del pLP se encuentra por lo menos un cuerpo de mayor tamaño que no fue cartografiado en superficie (Figura 4).

Es importante mencionar que la localización de los datos MT de este estudio coinciden con la ubicación de dichas anomalías en la parte sur. Finalmente se destaca que la importancia del estudio de esta porción del CBP se debe a que estos plutones se emplazaron en la zona de sutura entre el arco Alisitos y una parte del margen continental.

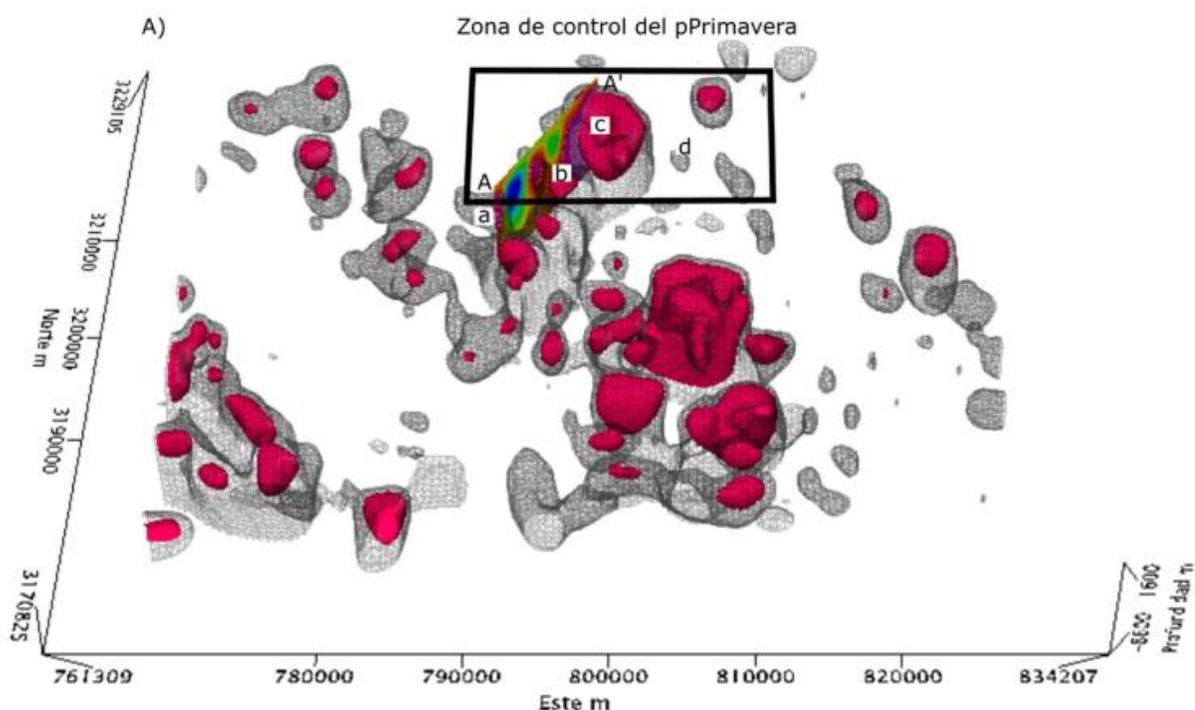


Figura 4. Modelo magnético tridimensional sin exageración vertical del batolito donde se encuentra el plutón La Primavera. En gris se muestra la isosuperficie de magnetización = 0.7, en rosa se muestra la isosuperficie de magnetización = 2. En el modelo se observa la sección transversal B-B como referencia. (tomado de Ávila, 2021).

1.2 Hipótesis

Con el conjunto de datos con que se cuenta es posible obtener un modelo de distribución de resistividades eléctricas obtenido a partir de la inversión de datos magnetoteléuricos en 2D y en 3D. Esto ayudará a caracterizar de mejor manera la corteza terrestre en el área de Nuevo Rosarito permitiendo identificar, la geometría, profundidad, límites de los cuerpos plutónicos y la roca circundante, las zonas de deformación, y la posible presencia de la zona de sutura intrusionada por el CBP.

1.3 Objetivos

1.3.1 Objetivo general

Obtener un modelo de inversión 3D y 2D de la distribución de la resistividad eléctrica del interior de la corteza, a partir de datos magnetotelúricos que permita correlacionar los conocimientos de la geología, geoquímica, geocronología y estudios geofísicos previos con los resultados de este trabajo.

1.3.2 Objetivos específicos

- Revisión de los datos existentes
- Estimación del tensor de fase y tensor de impedancias MT.
- Estimación del *tipper* y flechas de inducción que permitan observar los gradientes horizontales de resistividad
- Inversión 2D-3D de los datos magnetotelúricos.
- Interpretar los modelos de resistividad 2D -3D en términos geológicos.

Capítulo 2. Fundamento teórico

2.1 Conceptos teóricos

2.1.1 Ecuaciones de Maxwell

El método magnetotelúrico es una técnica pasiva de exploración geofísica que aprovecha la difusión, en el interior de la Tierra de las ondas electromagnéticas generadas en la ionósfera y por tormentas eléctricas. La interacción entre los campos eléctricos y magnéticos y su propagación son descritos por las ecuaciones de Maxwell, mismas que sirven de base para el método magnetotelúrico. A continuación, se presentan las ecuaciones de Maxwell en su forma diferencial.

Ley de Faraday: Se postula que una variación con respecto al tiempo en el flujo magnético \mathbf{B} , induce un campo eléctrico \mathbf{E} alrededor de la dirección del campo magnético. Expresada en su forma diferencial:

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

donde \mathbf{E} es la intensidad del campo eléctrico en V/m y \mathbf{B} es la densidad del flujo magnético en Vs/m².

Ley de Ampere: Esta describe que la presencia de una corriente eléctrica y/o una variación con respecto al tiempo del campo eléctrico, produce la circulación del campo magnético. Expresada en su forma diferencial:

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

donde \mathbf{H} es el campo magnético en V/m, \mathbf{J} es la densidad de corriente eléctrica en A/m² y \mathbf{D} es el desplazamiento eléctrico en C/m².

Ley de Gauss para el campo magnético: En ella se establece que no existen los monopolos magnéticos, ya que el flujo magnético a través de una superficie cerrada es igual a cero. Es decir, que el número de líneas del campo magnético que entran a la superficie es igual al número de líneas que salen. Expresada en su forma diferencial:

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

donde \mathbf{B} es la densidad del flujo magnético en Vs/m²= T (Tesla).

Ley de Gauss para el campo eléctrico: Se expresa que flujo eléctrico a través de cualquier superficie cerrada es igual a la carga neta encerrada dentro de la superficie. Expresada en su forma diferencial:

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

donde \mathbf{D} es el desplazamiento eléctrico en C/m².

2.1.2 Ecuaciones constitutivas

Las ecuaciones de Maxwell, expresadas en las ecuaciones 1 a 4, pueden acoplarse de acuerdo con las propiedades intrínsecas del medio, en el caso de la Tierra se toman en cuenta los parámetros físicos de las rocas, por lo que las ecuaciones constitutivas considerando un medio isotrópico se expresan como:

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E} \quad (5)$$

$$\mathbf{D} = \epsilon \mathbf{E} \quad (6)$$

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H} \quad (7)$$

Donde σ es conductividad eléctrica en S/m indica la capacidad de un material para dejar pasar una corriente eléctrica, ϵ es la permitividad eléctrica en F/m e indica la capacidad de un material a polarizarse en presencia de un campo eléctrico externo y la permeabilidad magnética μ expresa la capacidad del material para dejar pasar un campo magnético. La Ecuación 5 es la expresión de la Ley de Ohm, donde la densidad de corriente y el campo eléctrico son relacionadas por medio de la conductividad eléctrica. Además, se supone un medio isotrópico de manera que σ , ϵ , μ se asumen como escalares. Asimismo, se supone que la permeabilidad magnética μ y la permitividad eléctrica ϵ , son constantes e iguales a las del vacío. Por ello, $\mu = \mu_0 = 4\pi \cdot 10^{-7} \text{ V s/Am}$ y $\epsilon = \epsilon_0 = 8.85 \cdot 10^{-12} \text{ Am/Vs}$

2.1.3 Ecuación de Helmholtz

Las ecuaciones constitutivas descritas anteriormente resultan de utilidad para obtener ecuaciones de onda en términos del campo eléctrico \mathbf{E} e igualmente para el campo magnético \mathbf{H} . Partiendo de la Ley de Faraday en la Ecuación 1, se aplica el rotacional ($\nabla \times$) en ambos miembros de la Ecuación 1. Posteriormente se emplea la propiedad vectorial ($\nabla \times (\nabla \times A) = \nabla(\nabla \cdot A) - \nabla^2 A$), y se considera un medio sin cargas libres tal que, $\nabla \cdot \mathbf{E} = 0$. Tenemos entonces,

$$\nabla^2 \mathbf{E} - \mu\epsilon \frac{\partial^2 \mathbf{E}}{\partial t^2} - \mu\sigma \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} = 0 \quad (8)$$

Un procedimiento similar se realiza para obtener una expresión para el campo magnético \mathbf{H} , por lo que, de manera general la Ecuación 9, se define como

$$\nabla^2 \mathbf{F} - \mu\sigma \frac{\partial \mathbf{F}}{\partial t} - \mu\epsilon \frac{\partial^2 \mathbf{F}}{\partial t^2} = 0, \mathbf{F} \in \{\mathbf{E}, \mathbf{H}\} \quad (9)$$

Además, sobre la Ecuación 9 se aplica una transformada de Fourier, teniendo en cuenta la propiedad de la derivada temporal $\frac{\partial F}{\partial t} \Leftrightarrow i\omega F$. De esta manera se obtiene la ecuación de Helmholtz (Ecuación 10).

$$\nabla^2 \mathcal{F} - i\mu\sigma\omega\mathcal{F} + \mu\varepsilon\omega^2\mathcal{F} = 0, \mathcal{F} \in \{\mathbf{E}, \mathbf{H}\} \quad (10)$$

Donde $\omega = 2\pi$ y se define el número de onda o constante de propagación k : $k^2 = \mu\varepsilon\omega^2 - i\mu\sigma\omega$.

2.1.4 Aproximación cuasiestática

Teniendo en cuenta que el método magnetotelúrico utiliza un rango de frecuencias entre 0.001 y 100 Hz, y considerando que las rocas en la corteza terrestre tienen propiedades de resistividad $\rho < 10^4 \Omega m$ y de permitividad eléctrica $\varepsilon < 20\varepsilon_0$, donde ε_0 es la permitividad del vacío, entonces se cumple que $\mu_0\omega\sigma \gg \mu_0\varepsilon\omega^2$.

Bajo estas condiciones y sustituyendo la expresión anterior en la Ecuación 10, tenemos la llamada aproximación cuasiestática, que toma sentido e indica que las corrientes de conducción son mucho mayores que las corrientes de desplazamiento. Sustituyendo en la Ecuación 10 tenemos las siguientes ecuaciones en términos de campo eléctrico y campo magnético, conocidas como ecuaciones de difusión.

$$\nabla^2 \mathbf{E} - i\mu\sigma\omega\mathbf{E} = 0 \quad (11)$$

$$\nabla^2 \mathbf{H} - i\mu\sigma\omega\mathbf{H} = 0 \quad (12)$$

2.1.5 Penetración nominal

En un semiespacio homogéneo la profundidad de penetración nominal o “*skin depth*” Ecuación 13 indica la profundidad a la cual la amplitud de la onda electromagnética se reduce a $\frac{1}{e}$ (37 %) de su valor en superficie.

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\sigma\mu\omega}} \quad (13)$$

donde $\omega = 2\pi f$, además μ se considera que es igual a la del vacío, $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7}$. La penetración nominal expresada en metros, y dependiente de la resistividad y del periodo, se expresa como:

$$\delta = 503\sqrt{\rho T} \quad [\text{m}] \quad (14)$$

2.2 Método magnetotelúrico

El método magnetotelúrico es una técnica pasiva de exploración geofísica, cuya teoría fue introducida por Tikhonov (1950) y Cagniard (1953). Se basa en realizar mediciones de las variaciones de los campos eléctricos y magnéticos en la superficie de Tierra, los cuales son producidos de forma natural por fuentes externas y producen un campo secundario al interior de la Tierra. A partir de estas mediciones es posible obtener la distribución de la conductividad del subsuelo.

Dado que el método magnetotelúrico opera con los campos electromagnéticos naturales en el rango de periodos de 10^{-2} – 10^3 s, existen dos principales fenómenos que generan las variaciones de los campos. Para periodos menores a 1 s, los campos electromagnéticos son originados por actividad meteorológica, es decir, por tormentas eléctricas en escala global; mientras que para periodos mayores a 1 s funcionan como fuente las interacciones de partículas cargadas en el viento solar con la magnetosfera terrestre y as partículas cargadas presentes en la ionosfera (Vozoff, 1972).

El método magnetotelúrico es ampliamente usado debido a que es capaz de obtener información a profundidades en un rango de unas decenas de metros hasta más de 100 km. Esta profundidad de investigación depende de la resistividad del medio y del rango de periodos observados

2.2.1 Funciones de transferencia

En la superficie terrestre es posible medir las componentes horizontales del campo eléctrico (E_x , E_y) y las tres componentes del campo magnético (H_x , H_y , H_z). Dado que en la interfaz aire – tierra existe muy alto contraste de conductividades, la componente vertical del campo eléctrico es discontinua y se anula en dicha interfaz (Chave & Jones, 2012).

Las componentes horizontales del campo electromagnético pueden ser relacionadas mediante una función de transferencia conocida como el tensor de impedancias Z . A su vez, las componentes horizontales del campo magnético pueden relacionarse con la componente vertical mediante la función de transferencia vertical o *Tipper* (VTF) (Vozoff, 1972).

Por ello, el tensor de impedancias Z , con la información de la distribución de las corrientes inducidas se representa en forma vectorial como:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (15)$$

Donde E representa la amplitud del espectro del campo eléctrico, H es el espectro de amplitud de campo magnético y Z son las impedancias en función de la frecuencia y la conductividad del medio.

Además, debido a las diferencias en fase entre los campos eléctricos y magnéticos, las componentes del tensor de impedancias son cantidades complejas formadas por una amplitud de Z y una fase ϕ . A partir de los elementos de tensor de impedancias Z , se puede estimar una resistividad aparente (ρ_a) en función de la frecuencia mediante la Ecuación 16.

$$\rho_a(\omega) = \frac{1}{\omega\mu} |Z_{ij}(\omega)|^2 \quad (16)$$

Mientras que la fase para cada elemento del tensor se obtiene en función de las partes real e imaginaria para una frecuencia en particular de acuerdo con la Ecuación 17.

$$\Phi_{ij}(\omega) = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im}(Z_{ij}(\omega))}{\text{Re}(Z_{ij}(\omega))} \right) \quad (17)$$

Por su parte, la función de transferencia vertical (VTF) o *tipper* que relaciona las componentes horizontales del campo magnético con su componente vertical en una frecuencia dada, se expresada en la Ecuación 18, proporciona la información de las variaciones laterales en la conductividad, debido a que los gradientes de conductividad lateral están relacionados con los campos magnéticos verticales (Vozoff, 1972). En forma matricial:

$$(B_z) = (T_x \quad T_y) \begin{pmatrix} B_x \\ B_y \end{pmatrix} \quad (18)$$

2.2.2 Tensor de fases

En los levantamientos MT es común observar el efecto de distorsión galvánica provocada por las heterogeneidades de conductividad cercanas a la superficie de medición. Este fenómeno de distorsión afecta las amplitudes, pero no así las fases.

Una propuesta para abordar este problema es el desarrollo del tensor de fase (Caldwell et al., 2004). A partir del tensor de impedancias se obtiene el tensor de fase en términos de las componentes real e imaginaria de \mathbf{Z} . Una de las principales ventajas del tensor de fases es que este es independiente e inmune a la distorsión. Se expresa de la siguiente manera:

$$\Phi = \mathbf{X}^{-1}\mathbf{Y} = \begin{pmatrix} \Phi_{xx} & \Phi_{xy} \\ \Phi_{yx} & \Phi_{yy} \end{pmatrix} = \frac{1}{\det(\mathbf{X})} \begin{pmatrix} X_{yy}Y_{xx} - X_{xy}Y_{yx} & X_{yy}Y_{xy} - X_{xy}Y_{yy} \\ X_{xx}Y_{yx} - X_{yx}Y_{xx} & X_{xx}Y_{yy} - X_{yx}Y_{xy} \end{pmatrix} \quad (19)$$

donde,

$$\det (X) = X_{xx}X_{yy} - X_{xy}X_{yx} \quad (20)$$

Caldwell et al. (2004) proponen representar este tensor de segundo grado en función de cuatro cantidades escalares dadas por Φ_{max} , Φ_{min} , β y α , que resultan de diagonalizar la matriz de la Ecuación 19 con un procedimiento similar a la descomposición en valores singulares de tal manera que el sistema puede expresarse como:

$$\Phi = R^T(\alpha - \beta) \begin{bmatrix} \Phi_{max} & 0 \\ 0 & \Phi_{min} \end{bmatrix} R(\alpha + \beta) \quad (21)$$

Donde, $(\alpha + \beta)$ es la matriz de rotación definida como,

$$R(\alpha + \beta) = \begin{pmatrix} -\cos(\alpha + \beta) & \sin(\alpha + \beta) \\ -\sin(\alpha + \beta) & \cos(\alpha + \beta) \end{pmatrix} \quad (22)$$

Por su parte α , que expresa la dependencia del tensor en el sistema coordenado y β están dadas por:

$$\alpha = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{\Phi_{xy} + \Phi_{yx}}{\Phi_{xx} - \Phi_{yy}} \right) \quad (23)$$

$$\beta = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{\Phi_{xy} - \Phi_{yx}}{\Phi_{xx} + \Phi_{yy}} \right) \quad (24)$$

Gráficamente, el tensor de fase se representa por medio de una elipse (Figura 5) donde el eje mayor de la elipse está dado por Φ_{max} , mientras que el eje menor está representado Φ_{min} .

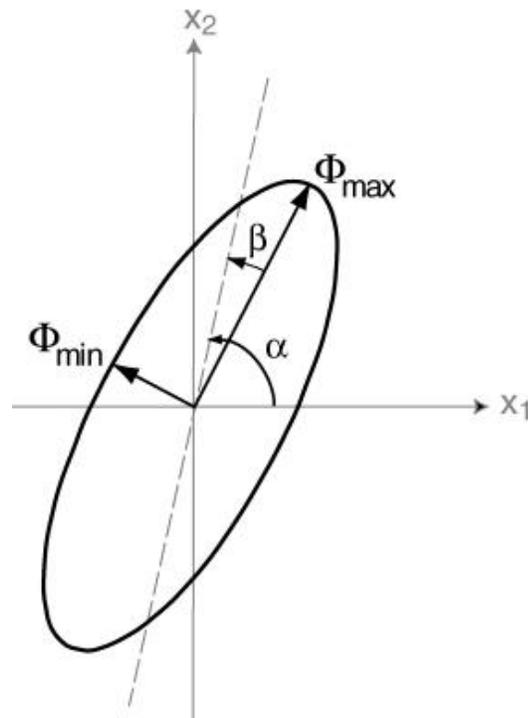


Figura 5. Representación gráfica del tensor de fase. La dirección del eje mayor de la elipse está dada por el ángulo $(\alpha - \beta)$. (Tomado de Caldwell et al., 2004)

Las elipses del tensor de fase nos proporcionan información sobre la dimensionalidad contenida en los datos observados. Formas circulares corresponden a 1D, mientras que las formas elípticas pueden ser 2D o 3D. El parámetro β es un indicador de 3D. Si $\beta < 3^\circ$, el caso es 2D y en ese caso el ángulo α es la dirección principal del flujo de corriente. Cuando $\beta > 3^\circ$ se tiene un caso 3D.

Capítulo 3. Metodología

3.1 Adquisición de datos

Los datos magnetoteléuricos con los que se desarrolló el presente trabajo son producto de una campaña de adquisición realizada en 2008. Se trata de un perfil con orientación SW-NE en la parte norte de la secuencia Jurásica Nuevo Rosarito – El Arco, donde se desplegaron 20 estaciones con espaciamiento de 3 km entre cada sitio de observación, cubriendo una longitud de 54 km (ver Figura 3).

Tabla 1. Localización geográfica de las estaciones MT.

Estación	Latitud	Longitud	Y UTM	X UTM	Elevación (m)
Nr01	28.543473	-114.089992	3160865	784738	6
Nr02	28.561794	-114.06867	3162947	786775	32
Nr03	28.581349	-114.048279	3165164	788718	77
Nr04	28.60235577	-114.0491184	3167547	788640	99
Nr05	28.63182888	-114.0329155	3169657	790262	120
Nr06	28.62838394	-114.0162666	3172298	791952	124
Nr07	28.66505061	-113.9882244	3174539	207616	156
Nr08	28.67158558	-113.9509854	3177087	209237	184
Nr09	28.70178572	-113.9512799	3178978	211497	200
Nr10	28.71785838	-113.9254975	3181075	213593	233
Nr11	28.73396389	-113.9052209	3182206	216382	251
Nr12	28.74572878	-113.860552	3182601	219348	287
Nr13	28.7458808	-113.8423505	3182945	221899	352
Nr14	28.74598921	-113.8025791	3182468	226291	384
Nr15	28.76009227	-113.7832862	3184603	228035	397
Nr16	28.75441998	-113.7612537	3185002	230587	446
Nr17	28.76715519	-113.7341966	3185974	233453	502
Nr18	28.77596359	-113.7000426	3186203	236505	574
Nr19	28.77497379	-113.6914932	3186745	239421	655
Nr20	28.78930365	-113.6471493	3187562	241950	734

En cada estación se midieron las componentes horizontales del campo eléctrico (E_x y E_y) y las tres componentes del campo magnético (H_x , H_y y H_z) para un rango de frecuencias de entre 0.001 y 31 Hz. El levantamiento de datos se realizó, debido a las características topográficas del terreno, siguiendo terracerías y la trayectoria de un arroyo por ser la zona de más fácil acceso y que además permitía que el equipo MT se situara en un terreno plano con el objetivo de minimizar las influencias de la topografía. El perfil tiene un desnivel de ~ 734 m, siendo el lado SW el nivel más bajo aumentando hacia el NE donde se encuentran mayores alturas. En la Tabla 1, se muestran las coordenadas de las estaciones de medición expresadas en coordenadas geográficas en grados decimales y UTM (en km), mientras que la elevación se muestra en metros.

3.1.1 Instrumentación

Con respecto al equipo de medición se hizo uso de un EMI MT-1 de 10 canales fabricado por la compañía *Electromagnetic Instruments*. En las mediciones de las componentes horizontales del campo eléctrico se emplearon electrodos no-polarizables. Las variaciones del campo eléctrico se obtienen midiendo las diferencias de potencial entre dos electrodos separados a una distancia entre 100 a 150 m y enterrados a una profundidad entre 10 a 15 cm. Este equipo permite disponer de los electrodos en un arreglo tipo L con un electrodo en cada vértice.



(a)



(b)



(c)



(d)

Figura 6. Instrumentos empleados en el levantamiento de los datos magnetotelúricos. (a) Electrodo no-polarizable, (b) bobinas de inducción para las componentes horizontales de \mathbf{H} , (c) bobina de inducción para \mathbf{H}_z , (d) consola principal de adquisición de datos conectada a una computadora portátil

Por su parte, las componentes horizontales del campo magnético se midieron mediante la disposición ortogonal de dos bobinas de inducción (Figura 6), mientras que para la componente vertical del campo magnético se dispuso de una tercera bobina en posición vertical. Para el caso de las bobinas horizontales, cuyas señales suelen ser más débiles comparadas con las de campo eléctrico, es necesario excavar trincheras de 40 a 50 cm de profundidad para enterrar las bobinas y de esta manera atenuar las vibraciones provocadas por el viento y el ruido cultural. Antes de cubrirlas, las bobinas son niveladas y orientadas en las direcciones N y E.

3.2 Análisis de dimensionalidad

De acuerdo con lo mencionado en la sección 2.2.2 (Tensor de fases), el tensor de fase puede representarse por medio de una elipse. En este caso se empleó con el objetivo de realizar un análisis de dimensionalidad de las estructuras presentes en el subsuelo. Se toma en cuenta la forma de la elipse y también el valor del ángulo “skew” β que se usa como indicador de tridimensionalidad. Este análisis se aplicó al conjunto de datos observados sin realizar ninguna corrección por “static shift”. La Figura 7 muestra el tensor de fase en todas las estaciones a diferentes periodos.

Una forma circular de la elipse indica un medio con distribución de resistividades en 1D. Una estructura bidimensional está representada con valores de $\beta < |3|$. Por su parte para el caso 3D, el tensor de fase está representado de manera similar por una elipse, pero en este caso los valores de $\beta > |3|$.

En la Figura 7 se muestra el tensor de fases calculado para ocho diferentes periodos en todas las estaciones. Puede observarse en los perfiles que casi nunca el tensor de fases es representado por un círculo, lo que sugeriría una estructura 1D, sino por el contrario están representados por elipses. Con respecto al valor de β puede observarse que para la mayoría de los periodos las estaciones centrales toman valores entre -3 y 3 por que puede decirse que en esa región existe una estructura bidimensional. En los extremos el valor de β se encuentra fuera del rango de valores antes mencionados y por consiguiente se sugiere la presencia de estructuras 3D.

El análisis anterior sugiere que la interpretación de este conjunto de datos se realice suponiendo un modelo 3D. Vale la pena también comparar la solución 3D con la obtenida utilizando modelación en 2D.

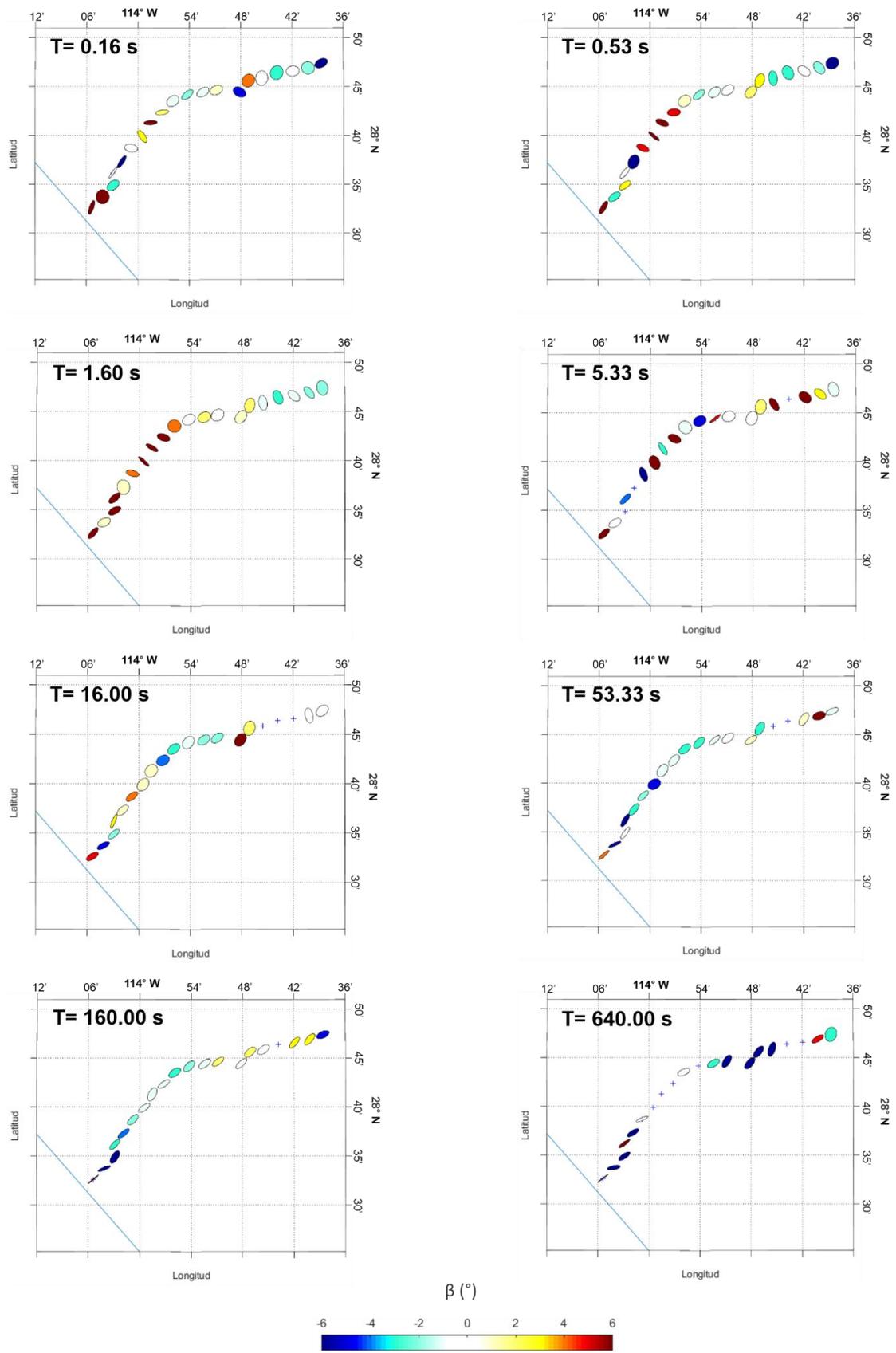


Figura 7. Valores de β para todas las estaciones a diferentes periodos. Los colores representan la magnitud de β en grados. La línea azul en la esquina SW representa la costa del Océano Pacífico.

3.3 Inversión 3D

En los años recientes diferentes autores han concentrado sus esfuerzos en el desarrollo de códigos de modelado directo e inversión de datos MT en 3D. Debido a ello, cada vez hay una mayor existencia y disponibilidad de estos códigos, por lo que es posible utilizarlos, aun cuando los datos sean adquiridos a lo largo de perfiles 2D, como es el caso del presente trabajo. Una de las principales ventajas de realizar la inversión 3D es que se puede utilizar el tensor de impedancias completo y no solo la antidiagonal como es el caso de la inversión en 2D.

En esta tesis se trabajó con diferentes conjuntos de datos de entrada para la inversión. De inicio se utilizó la información solo de los elementos de la antidiagonal del tensor de impedancias y posteriormente se usó el tensor de impedancias completo. Además, se realizó el experimento de utilizar el tensor de fase y obtener el modelo inverso a partir de estos datos. También se utilizó la información del *tipper* para las estaciones donde se tenían buenas estimaciones.

3.3.1 Software

El software utilizado en la inversión 3D de los datos MT es *Modular system for ElectroMagnetic inversion* (ModEM; Kelbert et al., 2014), cuyo código está basado en un esquema de inversión de gradientes conjugados no-lineales. La función objetivo de la inversión linealizada minimiza tanto el desajuste de los datos como la rugosidad del modelo, penalizando las desviaciones del modelo inicial. Por su parte el mallado del dominio para la inversión fue realizado con la ayuda de la versión académica del software 3D Grid.

La función objetivo que se busca minimizar en la inversión 3D con ModEM se expresa como:

$$\Phi = (\mathbf{d} - f(\mathbf{m}))^T \mathbf{C}_d^{-1} (\mathbf{d} - f(\mathbf{m})) + \lambda (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0)^T \mathbf{C}_m^{-1} (\mathbf{m} - \mathbf{m}_0) \quad (25)$$

donde, \mathbf{m} es el vector que contiene los parámetros del modelo, \mathbf{m}_0 es el vector que contiene parámetros del modelo inicial, \mathbf{C}_d es la matriz que contiene el error de los datos, \mathbf{d} indica el ajuste de los datos, $f(\mathbf{m})$ es el operador de modelado directo, λ es un parámetro de regularización y \mathbf{C}_m es una matriz de covarianza que describe la suavidad del modelo.

La Ecuación 25 se puede reducir a:

$$\Phi = \Phi_d + \lambda\Phi_m \quad (26)$$

Donde, Φ_d es la diferencia entre datos observados y la respuesta del modelo; Φ_m es la diferencia entre el modelo obtenido en la iteración m y un modelo de referencia inicial m_0 ; y λ es el parámetro de regularización. Entonces a partir de la Ecuación 26 puede verse que un valor óptimo de λ puede evitar que ni la función de costo de los datos Φ_d ni la función de costo del modelo Φ_m domine la función de costo total Φ .

3.3.2 Modelo inicial

La resistividad del modelo inicial se eligió después de realizar pruebas de inversión para cinco diferentes valores de resistividad: 30, 100, 300, 600, 1000 ohm·m. Para cada prueba se realizaron entre 14 y 16 iteraciones. La Tabla 2 muestra que los RMS finales oscilan entre 9.53 y 12.54, y que la resistividad inicial para el semiespacio homogéneo de 300 ohm · m resultó en este caso con el valor de RMS más bajo y con menor número de iteraciones.

Por esa razón se eligió el medio de resistividad igual a 300 ohm · m como modelo inicial para las siguientes pruebas de inversión.

Tabla 2. Pruebas modelo inicial.

Prueba	Resistividad (ohm · m)	Iteraciones	RMS
1	30	16	12.54
2	100	16	11.70
3	300	14	9.53
4	600	14	9.77
5	1000	14	9.72

3.3.2.1 Mallado

Para el caso del modelado 3D se considera que las variaciones de la resistividad del medio pueden ser en todas direcciones (x , y y z). En este caso y tal como se realiza durante el levantamiento de datos en

campo, la dirección x es la dirección del norte geográfico, mientras que la dirección y del modelo representa la dirección este-oeste y z representa la profundidad.

Dado que el método magnetotelúrico es sensible a estructuras presentes a decenas de kilómetros es necesario extender el mallado muchos kilómetros para evitar el llamado efecto de borde. De esta manera en este trabajo el dominio quedó definido por $100 \times 130 \times 58$ celdas. Extendiéndose por 450 km a partir del centro en las direcciones horizontales, mientras que en profundidad se extiende por cerca de 700 km. Lo anterior cuidando que se tengan 2-3 veces el valor de la *skin depth* de los datos de periodos más largos.

Las celdas tienen 0.5 km en las direcciones x e y dentro de la zona de interés y crecen con un factor de 1.3 hacia los extremos del dominio. En la coordenada z , el modelo incluye 26 capas con celdas de 50 m de espesor en el que se incluye la topografía para luego incrementar con un factor de 1.3 con la profundidad.

La malla usada para la inversión incluye la topografía y batimetría, mientras que la resistividad del agua se fijó en $0.3 \text{ ohm} \cdot \text{m}$. Una de las importantes ventajas de incluir la topografía en el modelado es que el *static shift* causado por la topografía forma parte de la modelación en la medida en que la topografía discretizada represente la realidad.

3.3.2.2 Topografía

Uno de los enfoques principales del presente trabajo tiene que ver con la inclusión de la topografía detallada de la zona de estudio a fin de modelar la influencia de esta en los datos observados. Como se sabe las mediciones del campo eléctrico pueden estar distorsionados por efectos de anomalías locales. Esta distorsión, conocida genéricamente como distorsión galvánica, se debe tanto a la presencia de anomalías locales como a efectos topográficos causados por decrementos o incrementos de la densidad de corriente en los altos o bajos topográficos, respectivamente. La distorsión galvánica produce el efecto conocido como “corrimiento estático”, el cual consiste en que las curvas de resistividad aparente se encuentren desplazadas verticalmente (en escala logarítmica) por un factor desconocido.

Para aplicar este procedimiento de introducir la topografía al modelo, de un modelo digital de elevación, se extrajeron los valores de elevación y se asignaron en cada una de las celdas de la malla. Se tomaron

en cuenta elevaciones de hasta 1600 m. El modelo digital de elevación es producto de “Shuttle *Radar Topography Mission*” (SRTM) con una resolución de 1 arcosegundo (30 m). Para modelar las elevaciones se incluyen 26 capas en la parte superior del dominio. Las seis primeras, en sentido ascendente, con un espesor de 100 m para un intervalo de 1600 a 1000 m, y 20 capas más con un espesor de 50 m, para un intervalo de 1000 a 0 m de elevación.

La Figura 8 es la representación de los valores de elevación asignados a la malla. En este punto, además, los valores de resistividad en las celdas del aire son fijados y como valor de resistividad del aire se toma el valor $10^{17} \text{ ohm} \cdot \text{m}$.

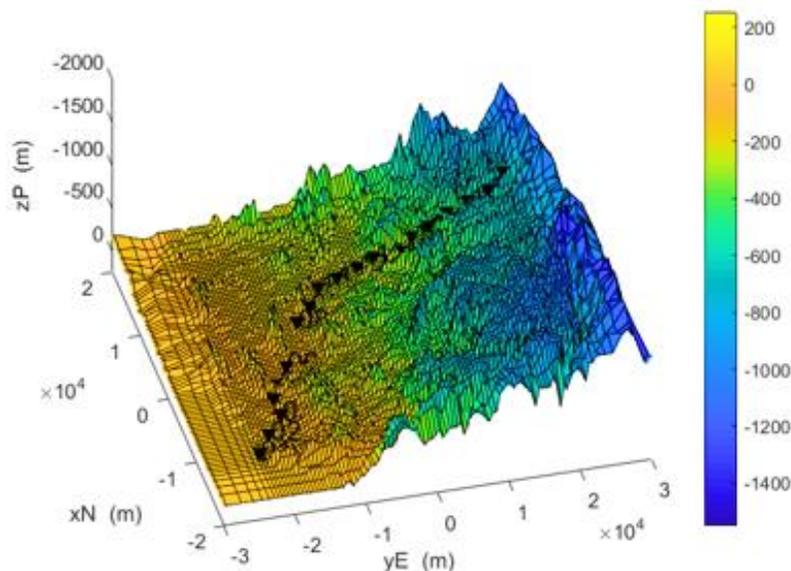


Figura 8. Valores de elevación para modelar la topografía.

3.3.2.3 Línea de costa

De forma similar a como se aborda el caso de la topografía, dado que el dominio se tiene que extender por muchos kilómetros, en este caso resultó necesario incluir la línea de costa y el océano en la malla. Para este fin, se discretizó una línea de costa recuperada de (CONABIO, 2018) y se agregó al mallado como se observa en la Figura 9.

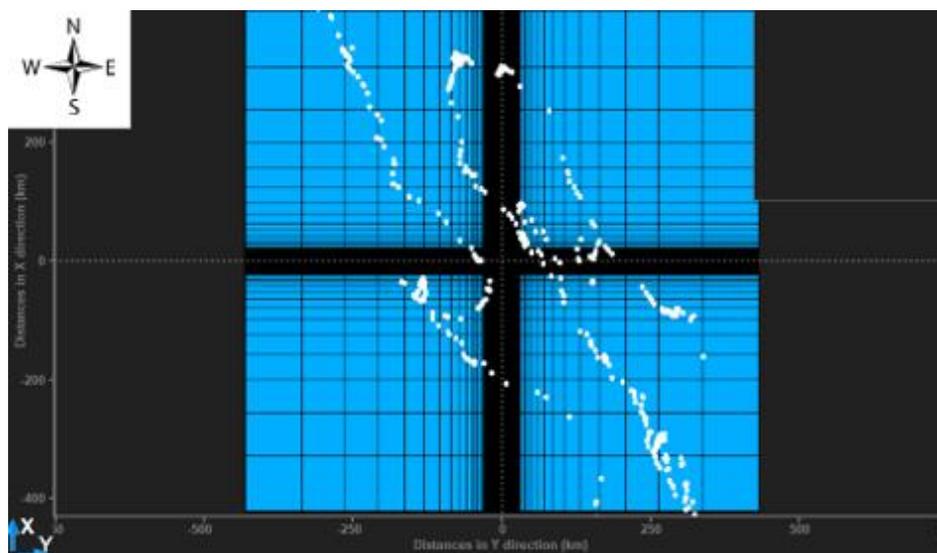


Figura 9. Discretización de la línea de costa agregada al modelo.

Para modelar el océano se incluyen las “capas de agua”, para las cuales se asigna un valor de resistividad de $0.3 \text{ ohm}\cdot\text{m}$. Este valor se mantiene fijo durante la inversión. La Figura 10 es una vista del plano xy en $z = 0$ del modelo inicial.

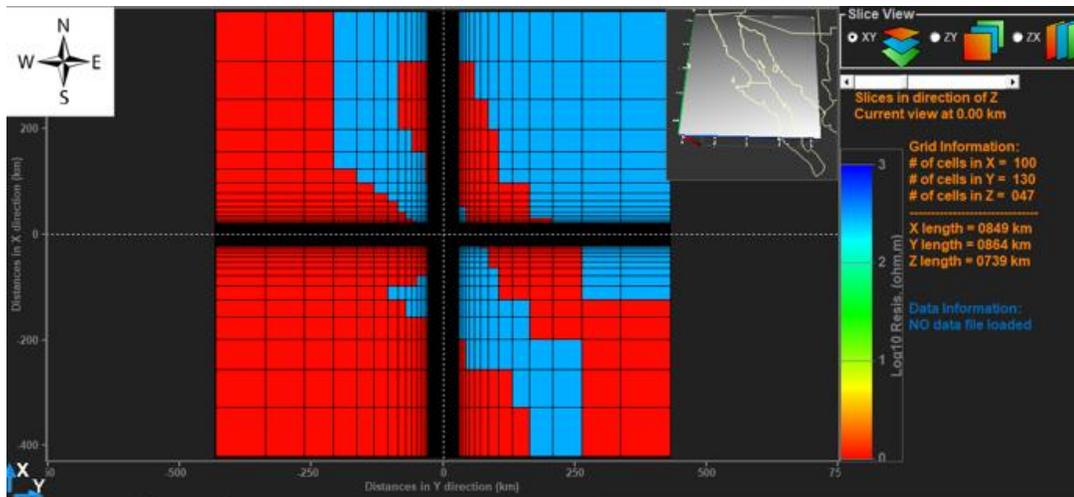


Figura 10. Vista del modelo inicial en $z=0$.

3.3.3 Inversión del tensor de impedancias

La inversión 3D consume mucho tiempo de cómputo cuando el modelo contiene mallas muy grandes, o muy discretizada, y una gran cantidad de datos. Entonces, para la inversión 3D de los datos

magnetotelúricos del perfil de Nuevo Rosarito se seleccionaron 18 periodos en todas las estaciones cuidando que fuesen los mismos periodos para todas las estaciones.

Para todos los ensayos de la inversión 3D se trabajó con los datos sin aplicar ninguna corrección por *static shift*. Como se ha mencionado anteriormente, en todos los casos se incluye la topografía detallada con el fin de modelar el efecto estático que pudiese causar las elevaciones del terreno.

3.3.3.1 Inversión de los elementos de la antidiagonal

Después de realizar algunas pruebas de inversión con los datos del tensor de impedancias, se determinó seguir un flujo de trabajo que consistió en dar de entrada a la inversión los datos en algunos pasos o etapas. El primer paso se trata de proporcionar los datos solamente de la antidiagonal del tensor de impedancias, el modelo resultante de este (Figura 11) serviría de entrada, como modelo inicial, para en un siguiente paso hacer la inversión con los cuatro elementos del tensor de impedancias Z .

En este primer ensayo el modelo inicial es el descrito en la sección 3.3.2, que consiste en un semiespacio homogéneo de $300 \text{ ohm} \cdot \text{m}$, mientras que la malla de inversión es de igual tamaño en todos los pasos de la inversión 3D, tiene las siguientes dimensiones $100 \times 130 \times 58$. El error en los datos para este ensayo es del 5 % de $|Z_{xy} * Z_{yx}|^{\frac{1}{2}}$.

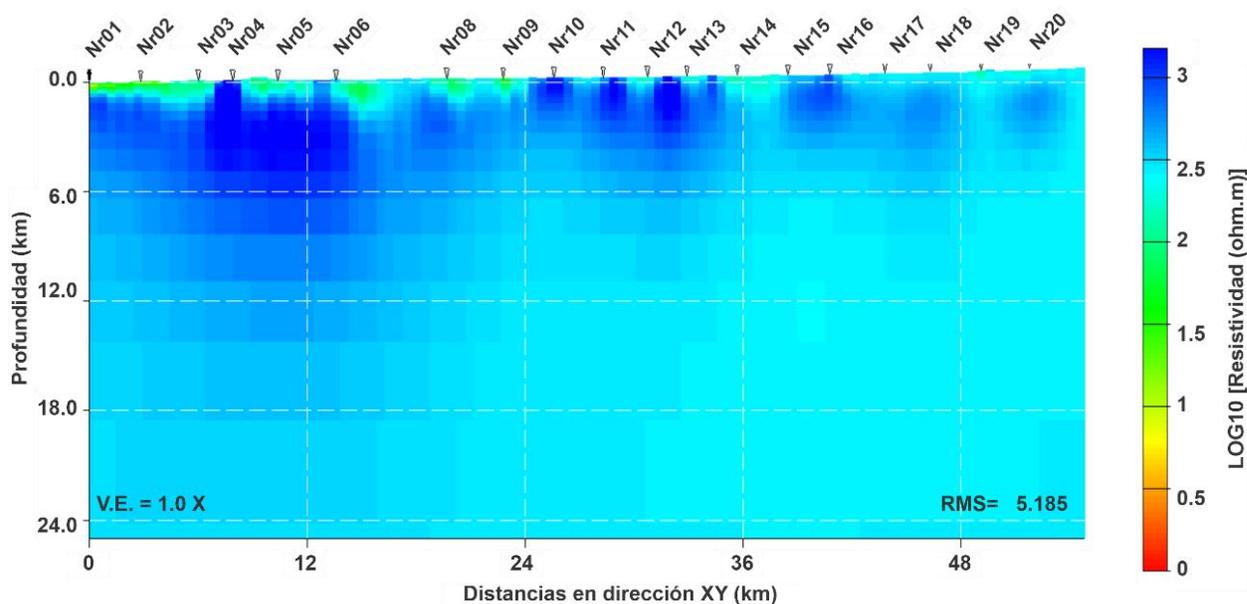


Figura 11. Modelo inverso de los elementos de la antidiagonal del tensor de impedancias.

3.3.3.2 Inversión del tensor de impedancias completo

El siguiente paso es tomar el modelo resultante en el paso anterior y que se muestra en la Figura 11, como un modelo a priori. Entonces, para este ensayo no se parte de un modelo homogéneo, sino de un modelo que previamente contiene las estructuras o distribución de la resistividad constreñidas por la información de la antidiagonal del tensor de impedancias.

Nuevamente entonces, las dimensiones de la malla de inversión continúan siendo de $100 \times 130 \times 58$, mientras que respecto a los errores ahora son de 10 % de $|Z_{xy} * Z_{yx}|^{\frac{1}{2}}$ para las cuatro componentes del tensor de impedancias, que resulta ser más representativo del error de los datos observados. El resultado de usar el tensor completo es el que se muestra en la Figura 12.

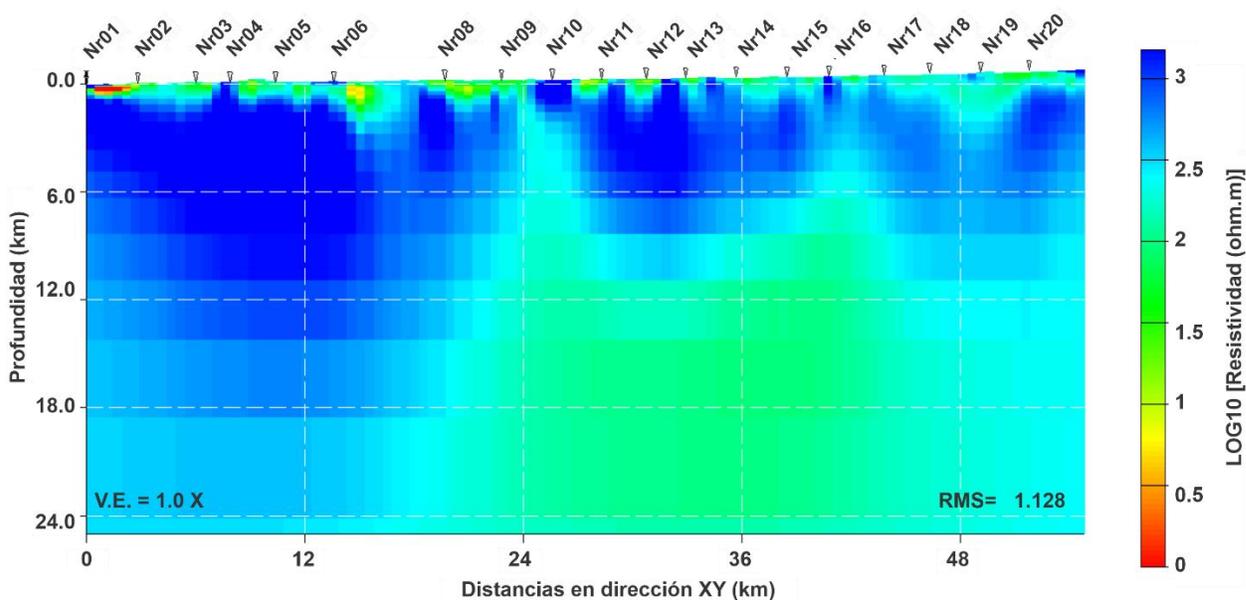


Figura 12. Modelo inverso del tensor de impedancias completo.

3.3.3.3 Inversión del tensor de impedancias + VTF

Para incluir el *tipper*, o función de transferencia vertical (VTF), se usa como modelo a priori el resultante de la inversión de las cuatro componentes del tensor de impedancias (Figura 12). La inclusión de *tipper* ayuda a definir de mejor manera los cambios laterales de resistividad eléctrica del medio. Las estaciones con buenas lecturas del campo magnético son nueve: Nr01, Nr03, Nr05, Nr09, Nr11, Nr13, Nr15, Nr17 y Nr19. En las estaciones restantes el *tipper* es muy ruidoso por lo que fueron descartadas.

Con respecto a los errores, las componentes del tensor de impedancias se mantienen en 10 % de $|Z_{xy} * Z_{yx}|^{\frac{1}{2}}$, mientras que para las componentes del *tipper* se asigna el valor de la desviación estándar a las componentes T_x y T_y , respectivamente. El resultado obtenido agregando el *tipper* es el que se muestra en la Figura 13.

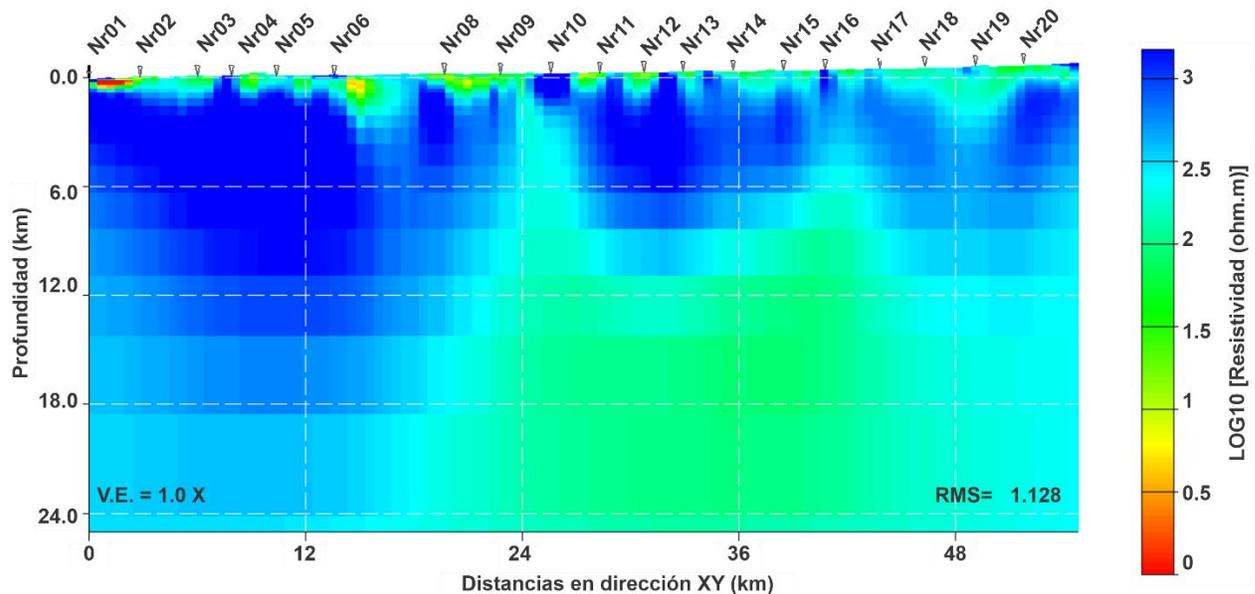


Figura 13. Modelo inverso del tensor de impedancias + VTF

3.3.4 Inversión del tensor de fases

Como se menciona antes, el tensor de fase no está afectado por efectos galvánicos y puede ayudarnos a encontrar un modelo libre de distorsión estática. Tietze et al., (2015) modificaron el algoritmo de inversión ModEM para incluir datos del tensor de fase y obtener modelos libres de distorsión estática.

Para este ensayo de inversión se parte de un modelo homogéneo descrito en la sección 3.3.2, que consiste en un medio homogéneo con resistividad de $300 \text{ ohm}\cdot\text{m}$. Se consideraron errores del 10 % del valor de cada componente del tensor de fase. Después de 35 iteraciones se obtiene el modelo que se muestra en la Figura 14 cuyo RMS es de 4.316.

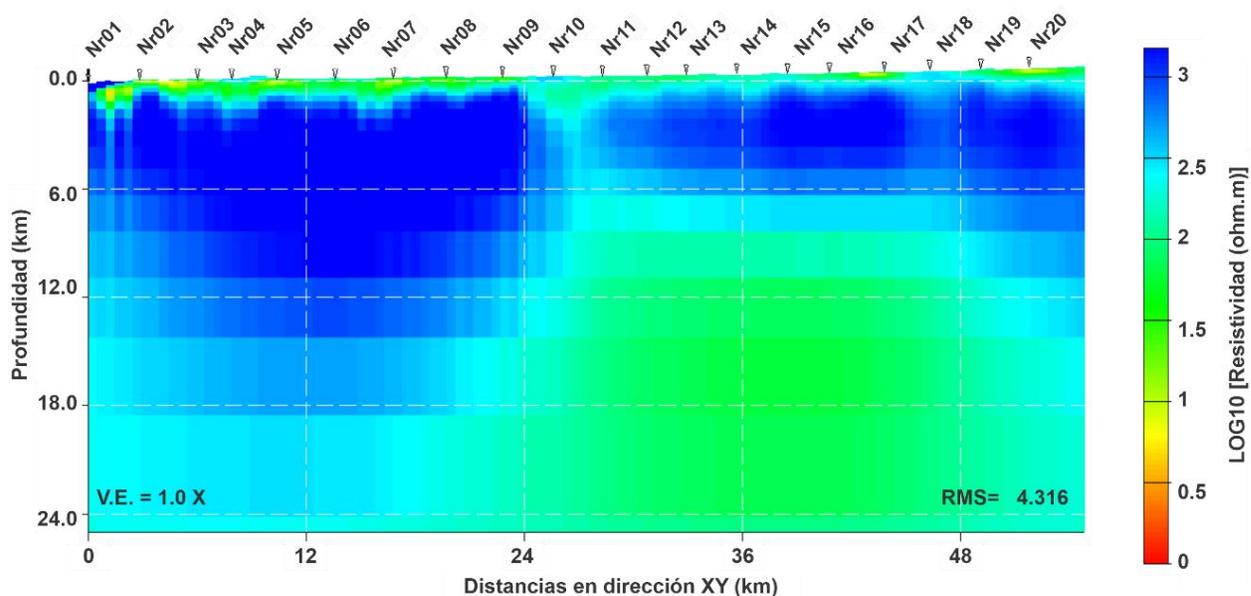


Figura 14. Modelo inverso del Tensor de Fase.

3.3.4.1 Inversión del tensor de fase + VTF

Un paso adicional es añadir los datos del *tipper* para hacer una inversión conjunta con los del tensor de fases. Se consideraron errores para el tensor de fases del 10 % del valor de cada componente. Mientras que, para las componentes del *tipper* se asignó el valor de la desviación estándar de las componentes T_x y T_y , respectivamente.

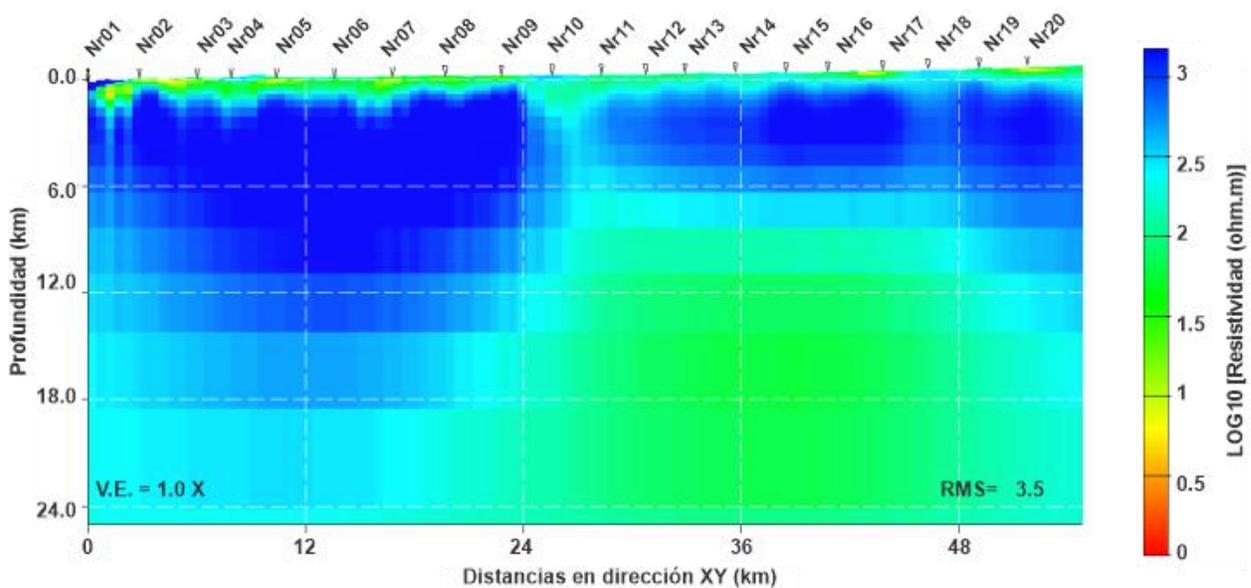


Figura 15. Modelo inverso del Tensor de Fase + VTF

3.3.5 Modelo Final: Inversión Tensor de impedancias + VTF

Hay que tomar en cuenta que el modelo de la Figura 13 podría estar ajustando datos de resistividad aparente distorsionados por el efecto estático, ya que la única providencia que hemos tomado para reducir esta posibilidad es modelar la topografía, pero la ocurrencia de heterogeneidades locales puede provocar corrimiento estático en las curvas y para ello no hemos tomado ninguna prevención. Por lo que en este caso tomamos el modelo obtenido en la sección previa (3.3.4.1) como modelo inicial y se añaden los datos del tensor de impedancias y tipper. El modelo final que es obtenido en esta etapa es el mostrado en la Figura 16.

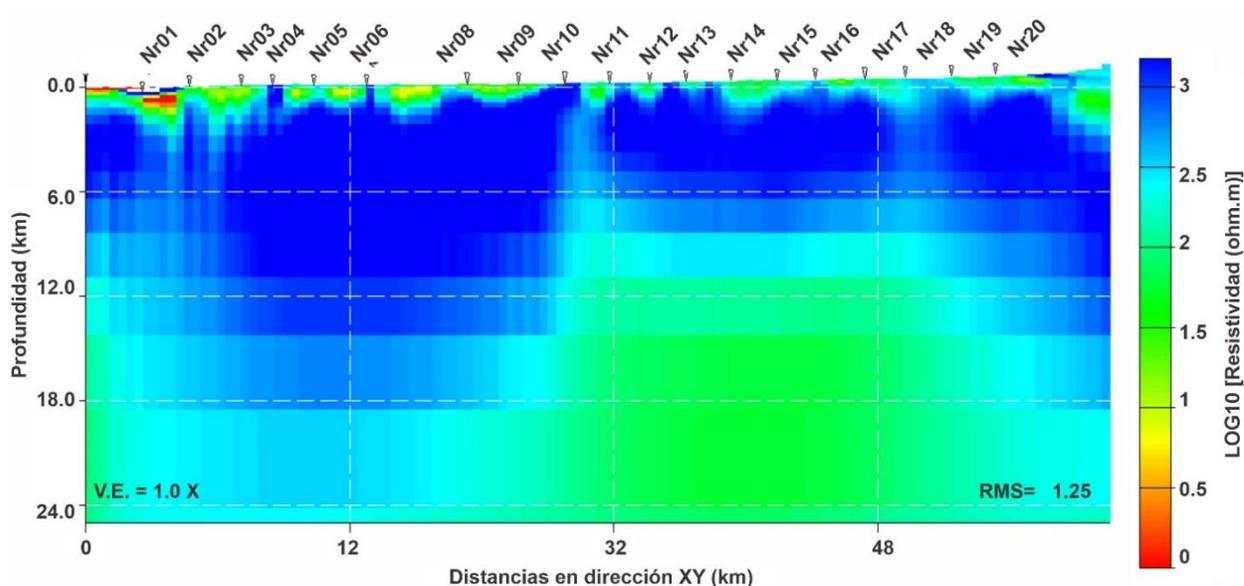


Figura 16. Modelo Final: Modelo inicial Tensor de Fase + VTF.

3.4 Inversión 2D

A diferencia de la inversión tridimensional, que considera variaciones de la resistividad en las tres direcciones x , y y z , la inversión 2D solo considera cambios en una dirección horizontal y en profundidad. Para realizarla existen varios algoritmos que no demandan tantos recursos de cómputo por lo que puede hacerse en una computadora de escritorio. Para este trabajo se usó el código MARE2DEM desarrollado en la institución Scripps Institution of Oceanography de la Universidad de California en San Diego (Key, 2016).

Cuando la resistividad del subsuelo solo depende de una dirección horizontal y de la profundidad, las ecuaciones del MT se desacoplan en dos modos de polarización: Transversal Eléctrico (TE) y Transversal Magnético (TM). En el modo TE la corriente circula perpendicular al plano del modelo 2D, mientras que en el modo TM la circulación de la corriente está en el plano del modelo. Por otro lado, cuando el sistema de referencia coincide con uno de los planos del modelo, la diagonal del tensor de impedancia se anula y solo se tienen las dos componentes de la antidiagonal Z_{xy} y Z_{yx} , una de ellas representa al modo TE y la otra al modo TM. Si el marco de referencia no coincide con el plano del modelo, el tensor tiene las cuatro componentes. Sin embargo, una rotación del sistema lo puede hacer coincidir con el plano del modelo y hacer que la diagonal del tensor se anule.

Uno de los principales problemas para la inversión 2D es que los datos de campos en general tienen efectos 3D, por lo que no se puede encontrar ningún ángulo de rotación que haga que la diagonal se anule. Más aún, los valores de las componentes Z_{xy} y Z_{yx} dependen del sistema coordenado de referencia. El tema es decidir qué valores observados de Z_{xy} y Z_{yx} se deben usar para que el proceso de inversión ajuste las respuestas TE y TM de un modelo 2D.

Una alternativa es utilizar las respuestas Z_+ y Z_- que proporcionan Gómez-Treviño et al., (2014), las cuales son invariantes ante rotación, es decir que no dependen del sistema coordenado. Adicionalmente, estos autores demuestran que para el caso 2D las respuestas Z_+ y Z_- se reducen a los modos TE y TM. A partir de estas dos impedancias invariantes se calculan curvas de resistividad aparente y sus fases.

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

La Ecuación 27 se basa en las resistividades en serie y paralelo (ρ_s , ρ_p) propuestas por Romo et al., (2005), en el proceso de inversión el modo TE y TM se compara con las resistividades de ρ_+ y ρ_- que son independientes del sistema coordenado.

3.4.1 Inversión 2D sin corrección estática

Para la primera prueba de inversión 2D se utilizaron los datos de resistividad aparente ρ_+ y ρ_- y fase sin aplicar ningún tipo de corrección por el efecto del “*static shift*”. En el caso de la inversión 2D, el modelo

inicial es un semiespacio homogéneo de $300 \text{ ohm} \cdot \text{m}$; así mismo el dominio se extendió desde -1000 km hasta 1000 km en la dirección horizontal y hasta 1000 km en profundidad. El resultado de dicho experimento se muestra en la Figura 17.

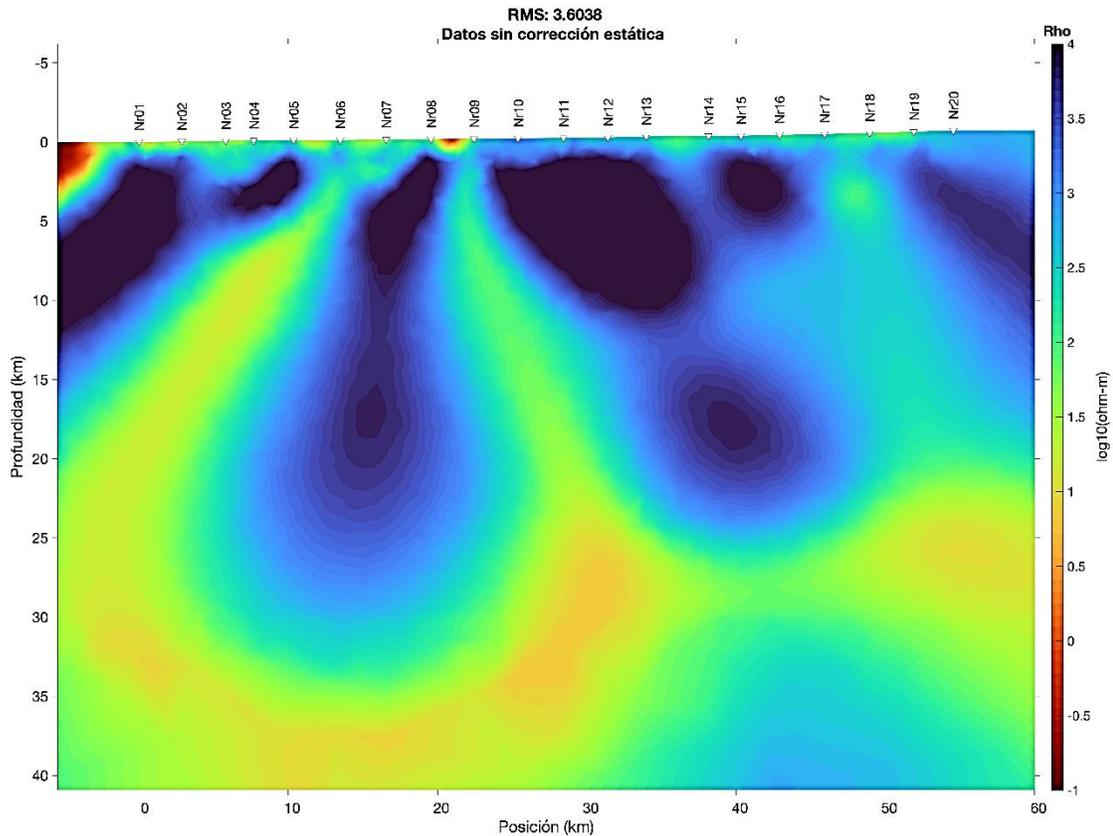


Figura 17. Modelo inverso 2D sin corrección estática

3.4.2 Inversión 2D con corrección estática

De acuerdo con lo mencionado con anterioridad, los datos con los que se realiza el presente trabajo presentan distorsión galvánica. Este efecto provoca un “corrimiento” en las curvas de resistividad aparente, es decir que las curvas están escaladas o multiplicadas por un factor desconocido. Es importante mencionar que este efecto influye solo en las curvas de resistividad aparente pero no en las curvas de fase.

Es común realizar estudios transitorios electromagnéticos (TEM) como complementos del método MT para tener un control de las resistividades de las primeras capas. Sin embargo, en la campaña de

adquisición realizada en 2008, esto no se llevó a cabo. Por lo que es necesario un criterio para corregir las curvas de resistividad aparente y no hacer una interpretación equivocada de los modelos resultantes.

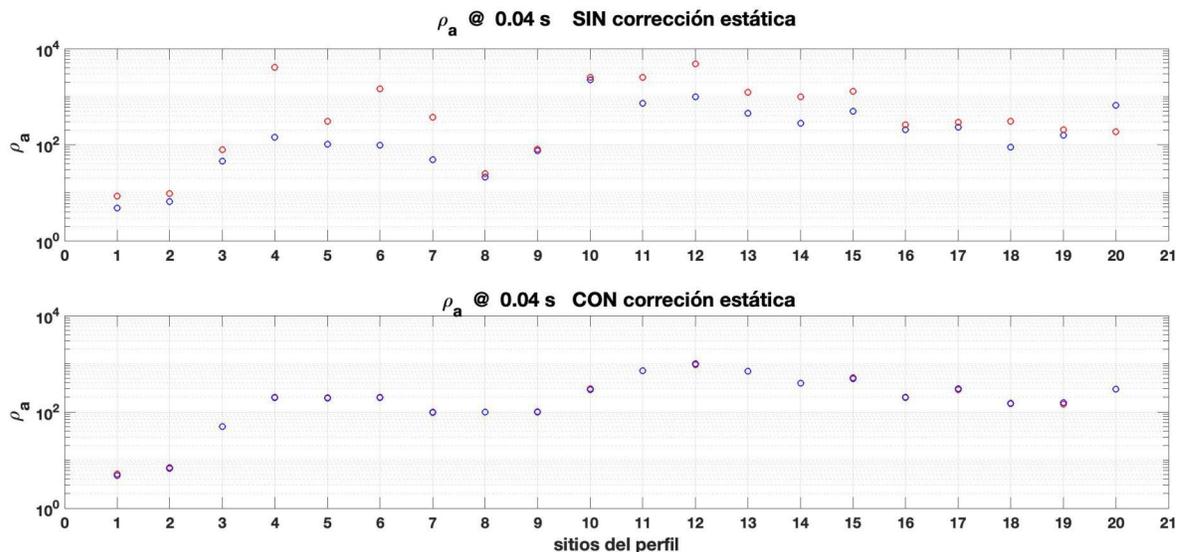


Figura 18. Valores de resistividad aparente para un periodo de 0.04 s. Los círculos rojos corresponden a la resistividad aparente del modo TM, mientras que los círculos azules corresponden para el modo TE.

Tabla 3. Factores de corrección para las curvas de resistividad aparente.

Estación	Factor TM	Factor TE
Nr01	0.60	1.00
Nr02	0.74	1.00
Nr03	0.64	1.11
Nr04	0.05	1.40
Nr05	0.65	1.89
Nr06	0.14	2.00
Nr07	0.26	2.00
Nr08	4.00	4.76
Nr09	1.25	1.34
Nr10	0.12	0.13
Nr11	0.28	1.00
Nr12	0.20	1.00
Nr13	0.56	1.54
Nr14	0.40	1.42
Nr15	0.40	1.00
Nr16	0.76	1.00
Nr17	1.00	1.30
Nr18	0.50	1.70
Nr19	0.70	1.00
Nr20	1.60	0.45

La gráfica de la Figura 18 muestra la variación de la resistividad aparente con respecto a la posición horizontal, a un periodo de 0.04 s, es decir la que tiene la influencia más somera. En el panel superior se distingue la diferencia en las resistividades aparentes TE (azul) y TM (rojo). Debe mencionarse que en algunos sitios la resistividad aparente TE corresponde a ρ_+ , mientras que en otros casos corresponde a ρ_- . La decisión de la correspondencia correcta se hace con ayuda de la fase del tensor de fase, mediante un procedimiento que está fuera del alcance de este trabajo.

Entonces, con el fin de encontrar estos factores que provocan el escalamiento de las curvas de resistividad aparente, se estiman los factores mostrados en la Tabla 3, utilizando como referencia la geología del sitio correspondiente a la estación y que, además, no se espera que, entre estaciones adyacentes, existan saltos o cambios abruptos en la resistividad aparente. También se toma en cuenta que, en general, el modo TM es el mayormente afectado por el corrimiento estático. En el panel inferior de la Figura 18 se muestran ambas resistividades aparentes ya corregidas. La Figura 20, es una comparación entre las curvas de resistividad aparente originales y después de aplicarse la corrección estática. Finalmente, estas curvas corregidas son usadas como entrada para la inversión 2D, cuyo resultado se muestra en la Figura 19.

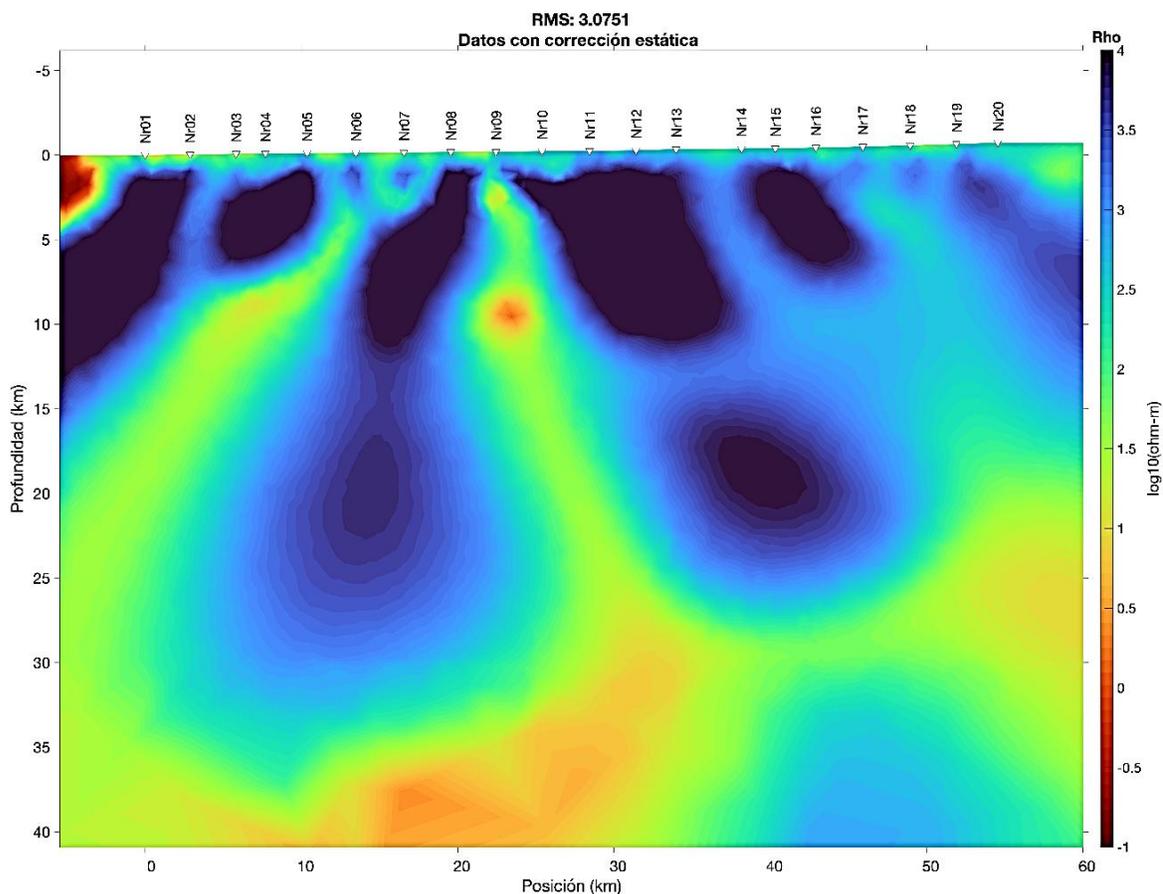


Figura 19. Modelo inverso 2D con corrección estática

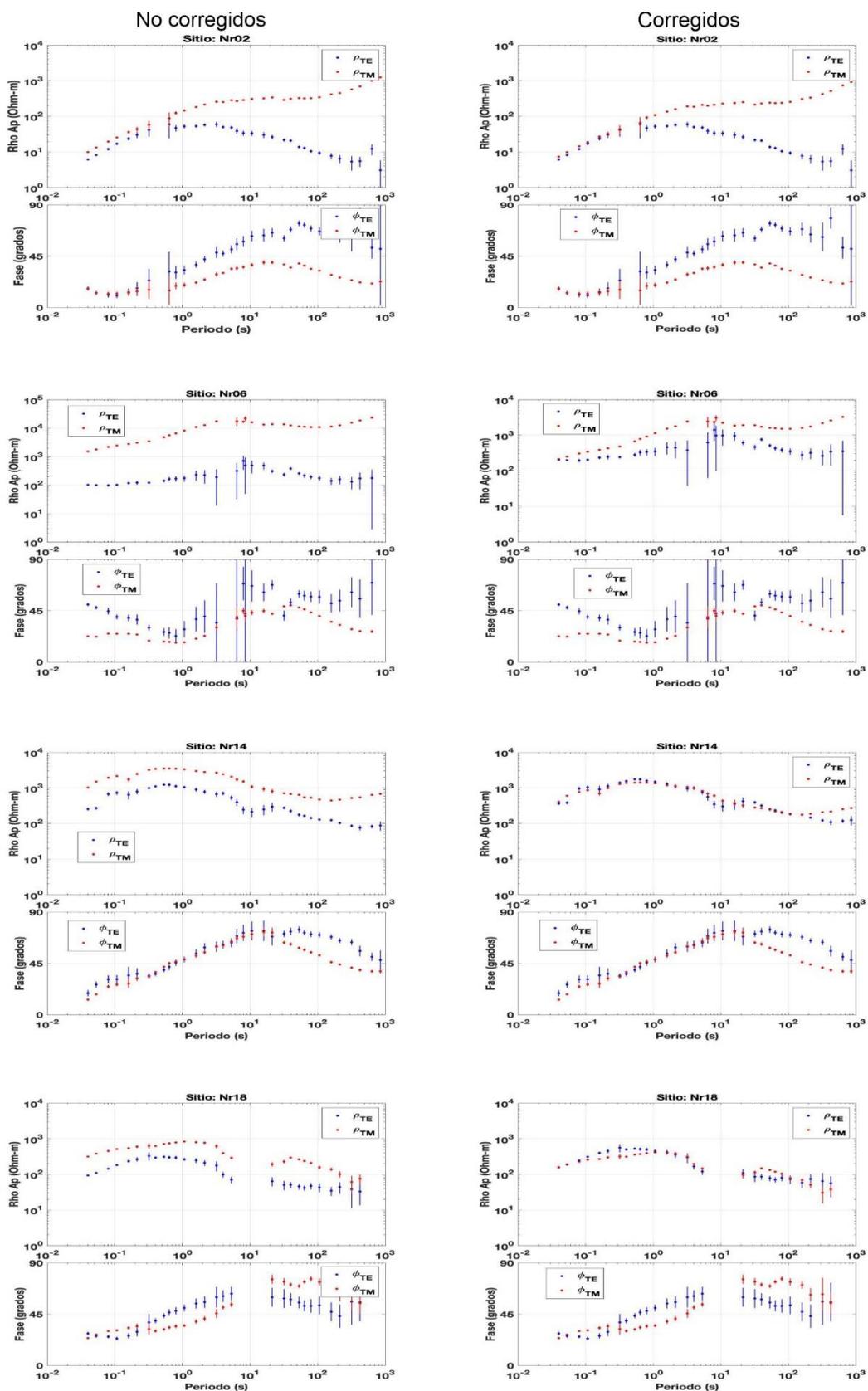


Figura 20. Ilustración de las curvas de resistividad aparente y fase, previas (izquierda) y posterior (derecha) de aplicar la corrección por corrimiento estático.

Capítulo 4. Resultados

En el presente capítulo se describen los modelos resultantes de los procesos de inversión 3D y 2D que se desarrollaron a lo largo del trabajo de tesis. Los resultados se dividen principalmente en dos grupos. En el primer apartado, aquellos modelos tridimensionales donde se empleó la inversión 3D con diferentes datos de entrada. Para cada uno de estos se muestran secciones horizontales a diferentes profundidades. Por su parte, con respecto a la inversión 2D se muestran dos modelos, el primero de ellos se realizó sin aplicar corrección a los datos, mientras que el último se desarrolló estimando un factor de corrección previo a la inversión.

4.1 Modelado 3D

4.1.1 Modelo inverso tensor de impedancias + VTF

El modelo mostrado en la Figura 22 es resultado de 205 iteraciones, como se observa en la Figura 21, finalmente se obtiene un modelo con un RMS de 1.128. Generalmente, se busca que el modelo resultante tome valores de RMS cercanos a 1 lo que indica un buen ajuste entre los datos observados y las respuestas obtenidas de la inversión. Las 205 iteraciones son el número acumulado de iteraciones realizadas durante las etapas de la inversión, descritas en la Sección 3.3.3.1 - 3.3.3.3.

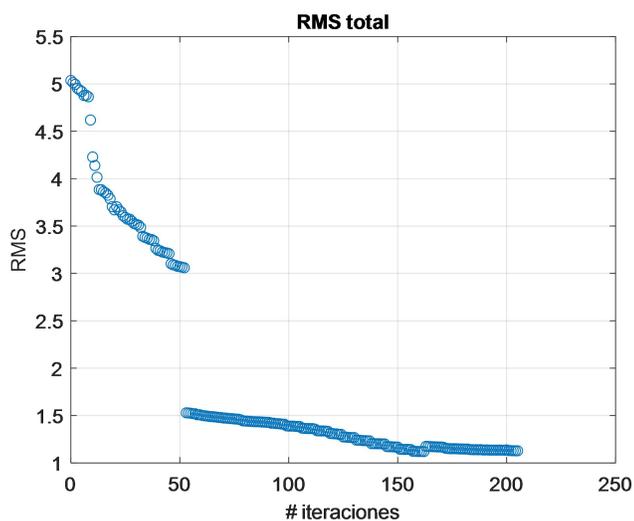


Figura 21. Gráfica de RMS contra número de iteraciones para el modelo 3D del tensor de impedancias + VTF

Además, en la Figura 21 se observa un salto en los valores de RMS entre la iteración 52-53. Este comportamiento es debido a que hasta la iteración 52 se utilizaban datos de la antidiagonal del tensor y el error asignado de 5 % de $|Z_{xy} * Z_{yx}|^{\frac{1}{2}}$. Mientras que para iteraciones posteriores el valor del error se asignó en 10 % de $|Z_{xy} * Z_{yx}|^{\frac{1}{2}}$.

En la Figura 22 se muestran secciones verticales del modelo 3D resultante; a pesar de que los datos solo se obtuvieron a lo largo del perfil, el modelado 3D que resuelve las ecuaciones de Maxwell en cada celda del dominio, permite extraer diferentes secciones del modelo. En la Figura 22b se observan los trazos de los perfiles en la Figura 22 (a,c-d). La Figura 22a corresponde al perfil que contiene las estaciones MT, mientras que los perfiles de la Figura 22 c-d corresponde a trazos paralelos, al perfil central, hacia el norte y sur, respectivamente.

En la zona más somera del modelo en la Figura 22a, a profundidades de hasta 0.5 km puede verse una alternancia horizontal entre cuerpos resistivos y conductores (Figura 23a), principalmente en la parte central del perfil entre las estaciones 10 y 20. Esto puede ser un producto de la inversión, ya que como se ha mencionado anteriormente las curvas de resistividad aparente observadas pueden estar afectadas por la distorsión galvánica. Sin embargo, las estructuras objetivos del presente trabajo se encuentran a mayor profundidad.

En la parte SW del perfil puede verse un cuerpo con un valor alto de resistividad (~ 1000 ohm·m) y que alcanza profundidades de hasta 20 km, tanto en el perfil central como en los perfiles hacia el Norte y Sur. En la región central del perfil, entre las estaciones 9 a la 16 se encuentra también un cuerpo resistivo (de ~ 1000 Ohm·m pero más limitado) que alcanza profundidades de hasta 10 km tanto en el perfil central como hacia el perfil Norte, mientras que para el perfil Sur este cuerpo se extiende solo hasta los 8 km de profundidad. Además, también en esta región central, subyacente al cuerpo resistivo se identifica en los tres perfiles una zona relativamente más conductora con resistividades entre 100 a 300 Ω m.

Por su parte hacia el NE del perfil, entre las estaciones 17-20, puede identificarse otro resistivo con valores >300 ohm·m, alcanzando profundidades de hasta 12 km. Y que de igual manera se encuentra presente en los perfiles trazados hacia el Norte y Sur.

En la Figura 23 (a-d), se muestran secciones horizontales del modelo. La Figura 23a es un corte en $Z=0$, donde puede observarse que, para la parte central del perfil, debajo de donde se ubican las estaciones la

inversión introduce al modelo cuerpos resistivos puntuales al tratar de ajustar las curvas de resistividad aparente en los primeros periodos. Por su parte en la Figura 23b, que corresponde a 3.7 km de profundidad, se observan principalmente los cuerpos resistivos mencionados anteriormente.

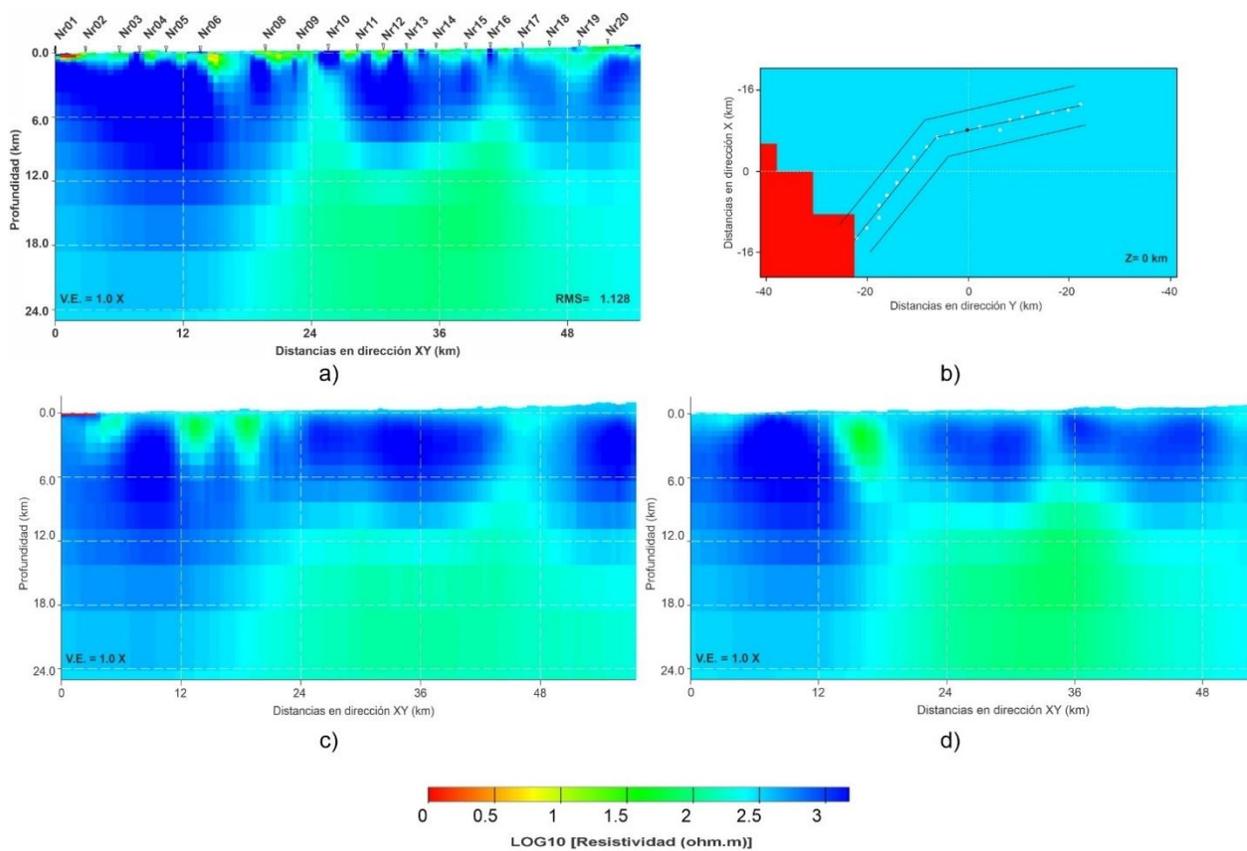


Figura 22. Modelo inverso del tensor de impedancias + VTF. Se muestran tres perfiles extraídos del modelo 3D, a) Es el perfil que contiene las estaciones MT, b) es una vista en planta de la ubicación de los tres perfiles en $Z=0$, c) y d) Son perfiles hacia el Norte y Sur del perfil central, respectivamente.

También en la Figura 23c en $Z=8.3$ km se observa la base de los resistivos en la región central y hacia el NE, además que empieza a identificarse el cuerpo conductor que subyace bajo los resistivos. Mientras que en $Z= 14.2$ km, Figura 23d, solo sigue observándose resistivo del ubicado al SW ya en contacto con el cuerpo más conductor ubicado en profundidad.

En la Figura 24 se muestran los ajustes de las curvas de resistividad aparente y fase, para las cuatro componentes del tensor de impedancias. De manera general puede observarse un buen ajuste entre los datos observados (puntos) y los datos calculados (líneas). En los casos donde las curvas de datos observados están separadas el resultado de la inversión se comportan de la misma manera; mientras

que en los casos donde las curvas están juntas, la inversión mantiene también juntas las líneas de resistividad aparente calculadas.

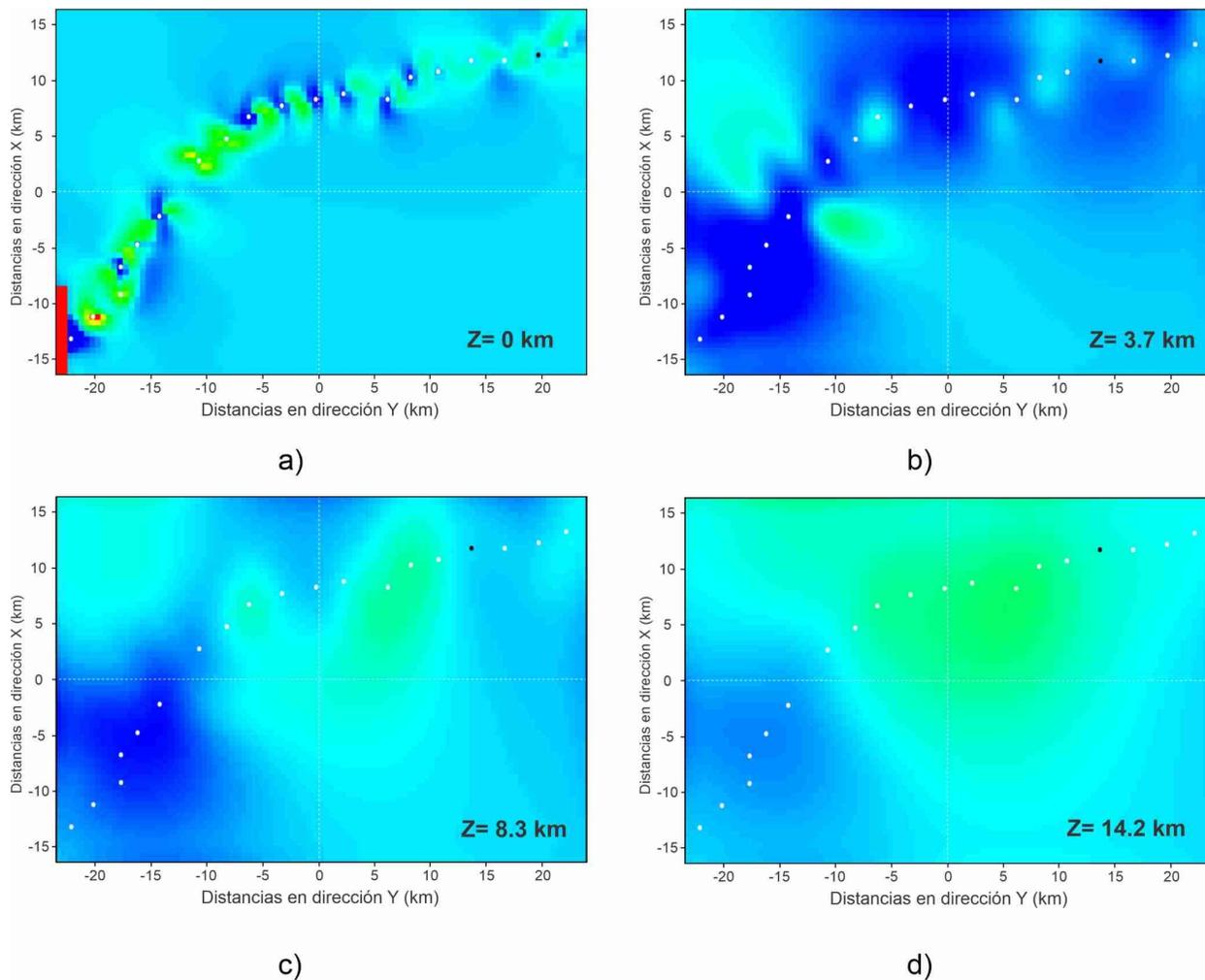


Figura 23. Secciones horizontales del modelo inverso del tensor de impedancias + VTF a diferentes profundidades: a) corresponde a $Z=0$ km, b) corresponde a 3.7 km, c) corresponde a 8.3 km y d) corresponde a 14.2 km

En el caso de las estaciones Nr02 y Nr04 se observa que para periodos grandes las curvas de resistividad aparente aumentan alcanzando valores del orden de 10^4 , lo que coincide con la presencia del cuerpo resistivo que alcanza mayores profundidades ubicado al SW del perfil. Por otra parte, las estaciones Nr10, Nr12 y Nr14 inician en periodos cortos con resistividades altas que disminuyen hacia periodos largos, comportamiento que se corresponde con la presencia del cuerpo relativamente más conductor ubicado al fondo en la parte central del perfil.

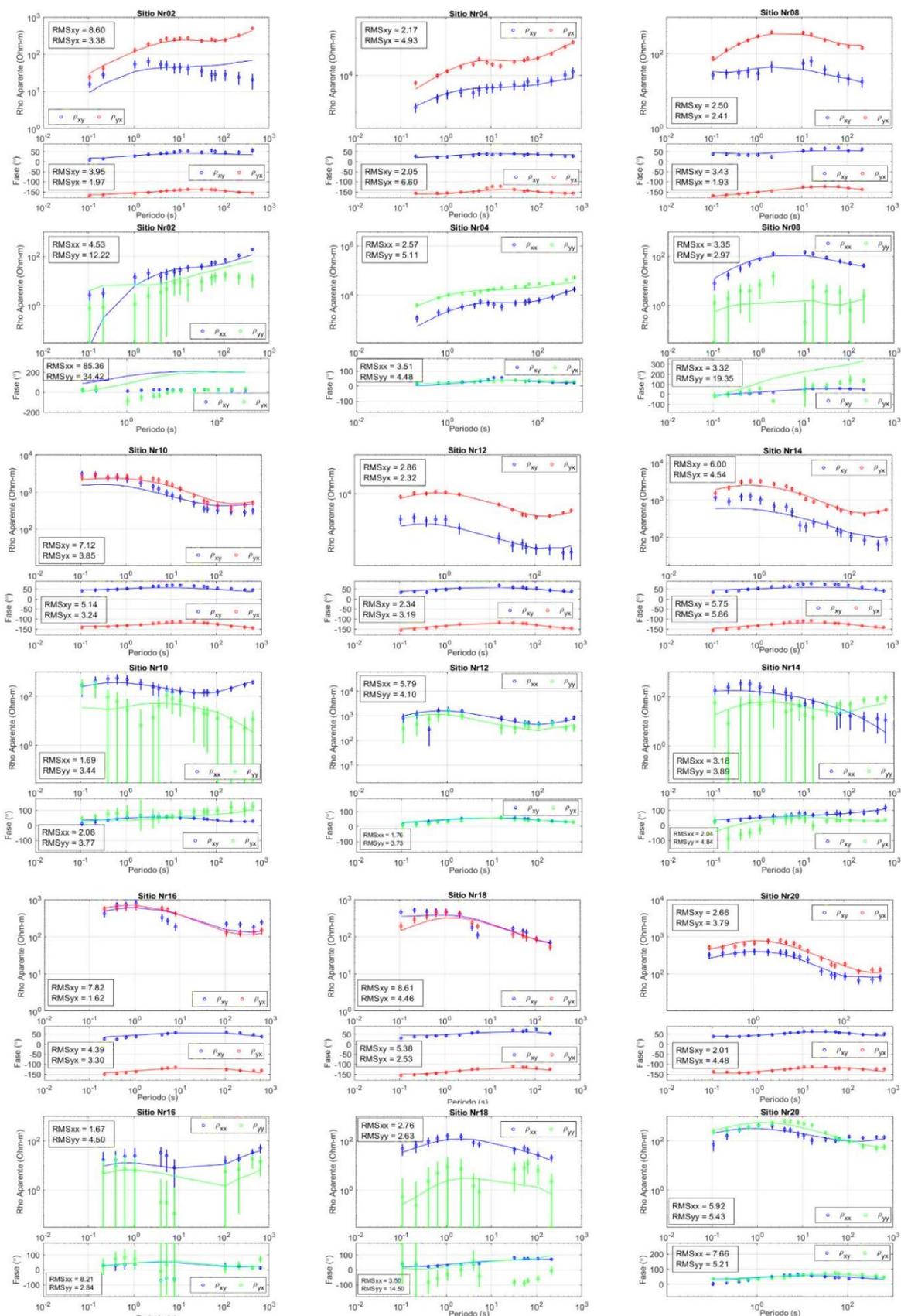


Figura 24. Ajuste de las curvas de resistividad aparente y fase para las cuatro componentes del tensor de impedancias. Los puntos representan los datos observados y las líneas los datos calculados.

4.1.2 Modelo inverso tensor de fase + VTF

El modelo final obtenido para la inversión de los datos del tensor de fase + VTF se muestra en la Figura 26. Después de 43 iteraciones como se observa en la gráfica de la Figura 25 se alcanza un valor de RMS de 3.5. Para este caso como se menciona en la Sección 3.3.4.1 se parte de una malla con un semiespacio homogéneo de $300 \Omega\text{m}$.

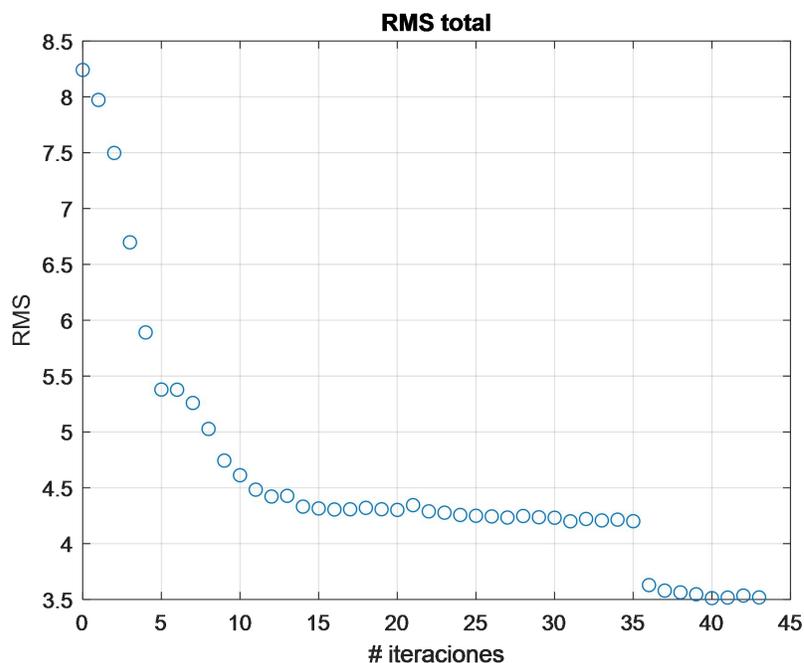


Figura 25. Gráfica de RMS vs número de iteraciones para la inversión del Tensor de fase + VTF

De igual manera que en el caso anterior para este modelo extraen tres perfiles verticales (Figura 26): el perfil central es el que contiene las estaciones MT, además se trazan dos perfiles paralelos al trazo del perfil de los datos, uno de ellos hacia el norte (Figura 26c) y otro hacia el sur (Figura 26d). Las localizaciones de dichos perfiles se muestran en la Figura 26b.

En la parte superior del modelo de la Figura 26a se observa una capa conductora continua en todo el perfil a profundidades de hasta 0.5 km y con resistividades que van desde los $10 - 200 \Omega\text{m}$, a diferencia del modelo mostrado en la sección anterior donde para esta misma región se observan diferentes cuerpos resistivos. Ya que, para este caso se utilizan los datos del tensor de fase los cuales no están afectados por la distorsión galvánica se espera que para la parte somera este modelo represente de buena manera la resistividad del medio en las primeras capas.

En la región SW del modelo se observa un cuerpo altamente resistivo que alcanza profundidades de hasta 18 km bajo las estaciones Nr01 hasta la estación Nr09, este cuerpo se puede identificar en las tres secciones extraídas del modelo. Mientras que el resistivo presente en la región central del modelo presenta una forma más horizontal entre las estaciones Nr11 y Nr18 y se encuentra más somero, alcanzando profundidades de hasta 8 km en el perfil central, y hasta 12 km en la sección trazada al Norte. Bajo este resistivo central se tiene la cima a una profundidad de 10 km de un cuerpo conductor identificable en los tres perfiles. Además, hacia la parte NE se observa otro cuerpo resistivo bajo las estaciones Nr19 y Nr20 que, de manera similar como en el modelo anterior este cuerpo tiene una tendencia de profundizar hacia el NE.

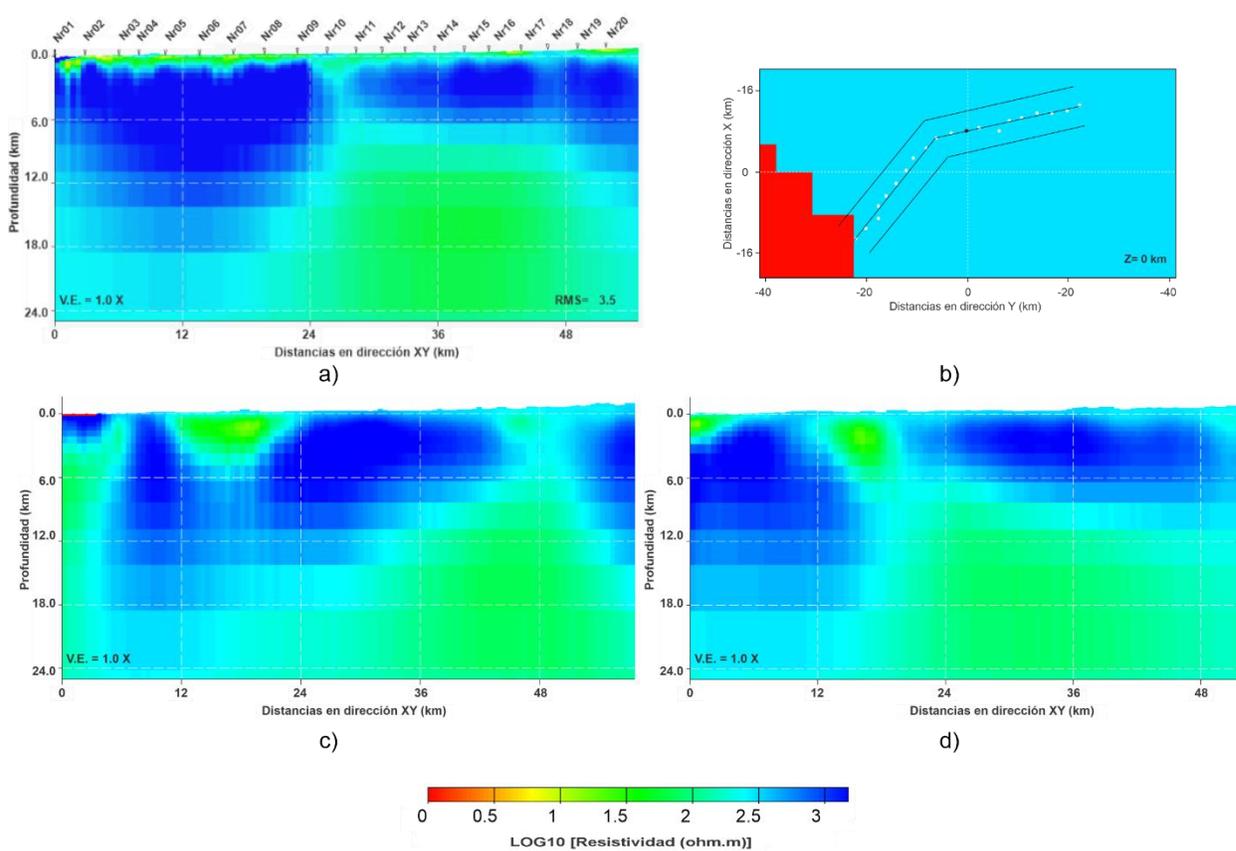


Figura 26. Modelo inverso del tensor de fase + VTF. Se muestran tres perfiles extraídos del modelo 3D, a) Es el perfil que contiene las estaciones MT, b) es una vista en planta de la ubicación de los tres perfiles en $Z=0$, c) y d) Son perfiles hacia el Norte y Sur, respectivamente.

Por su parte la Figura 27 son secciones horizontales del modelo a diferentes profundidades. En la Figura 27a, correspondiente a $Z=0$ km puede observarse la capa conductora somera. Mientras que para una profundidad de 3.7 km (Figura 27b) se tiene la presencia de los cuerpos resistivos. A una profundidad de

8.3 km se encuentra la base de los resistivos centrales e inicia el cuerpo conductor identificado al fondo del modelo y que se observa también a una profundidad de 14.2 km.

La Figura 28 muestran los ajustes de resultados de la inversión para las cuatro componentes del tensor de fase. Como se puede observar se obtiene un buen ajuste, principalmente para las componentes ϕ_{xx} y ϕ_{yy} , mientras que para las componentes ϕ_{xy} y ϕ_{yx} , se observan ligeras variaciones en periodos cercanos a 10^1 .

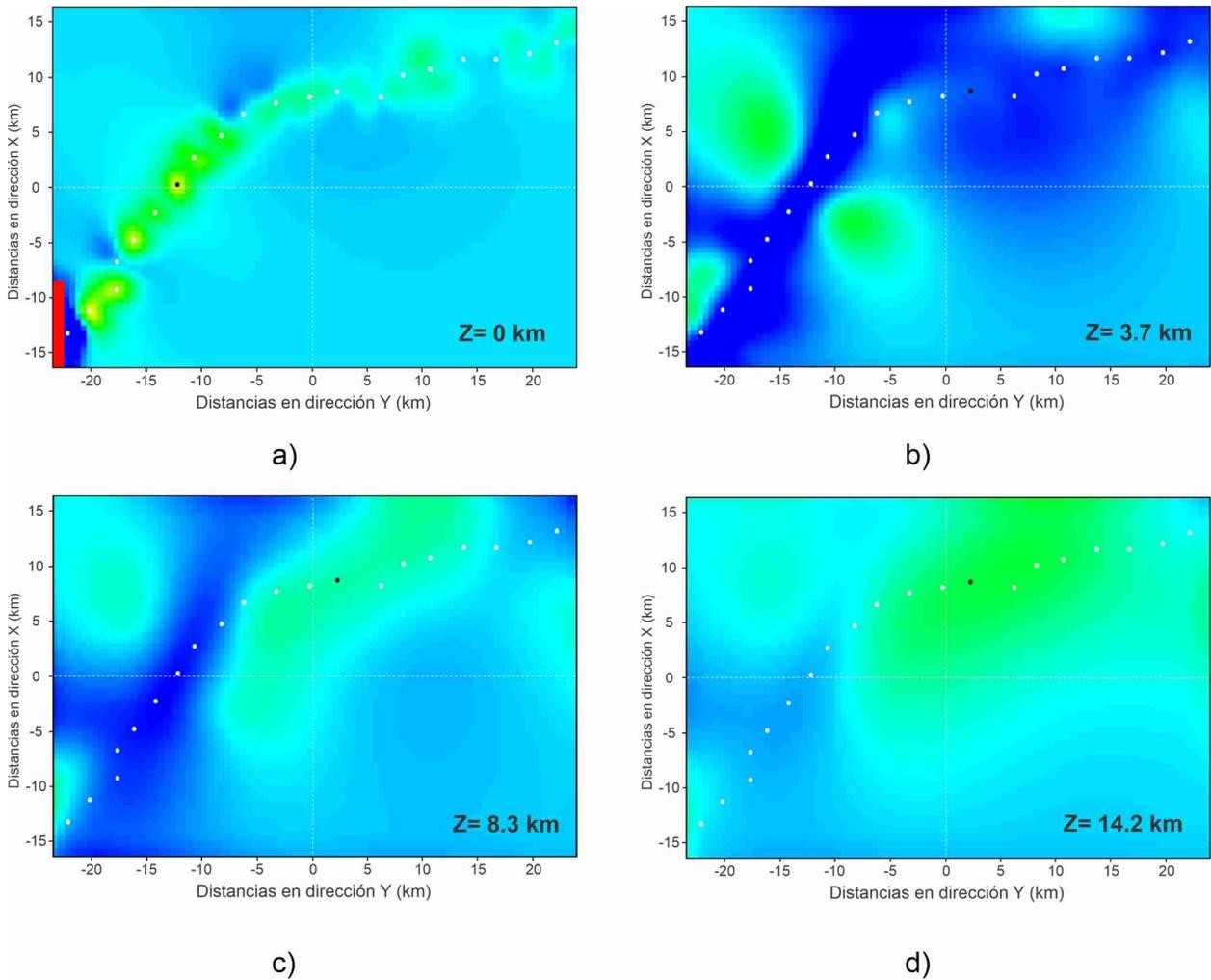


Figura 27. Secciones horizontales del modelo inverso del tensor de fase+ VTF a diferentes profundidades: a) corresponde a $Z = 0$ km, b) corresponde a 3.7 km, c) corresponde a 8.3 km y d) corresponde a 14.2 km. Los puntos representan la ubicación de las estaciones MT.

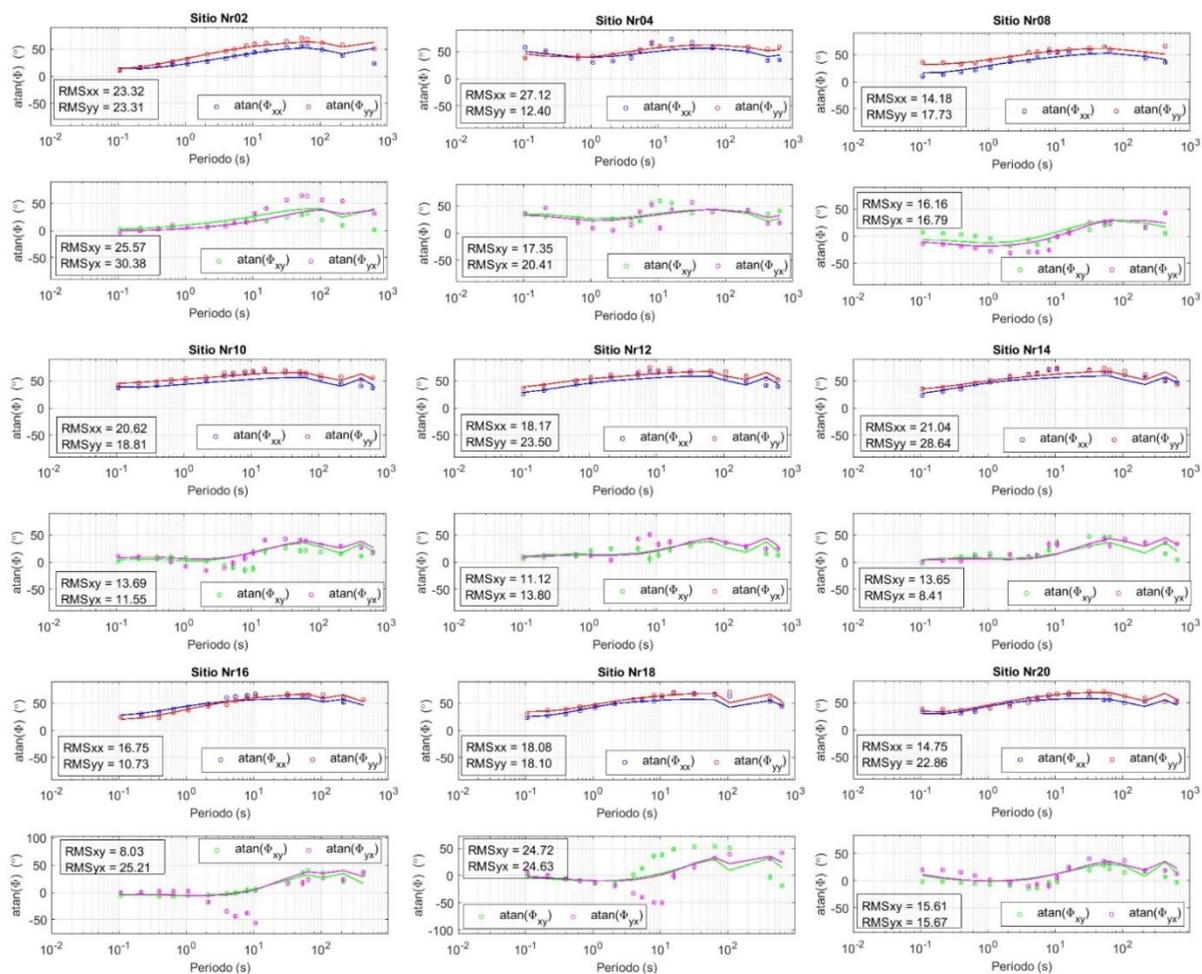


Figura 28. Curvas de ajuste para las componentes del tensor de fase, los puntos representan los datos observados y las líneas los datos calculados.

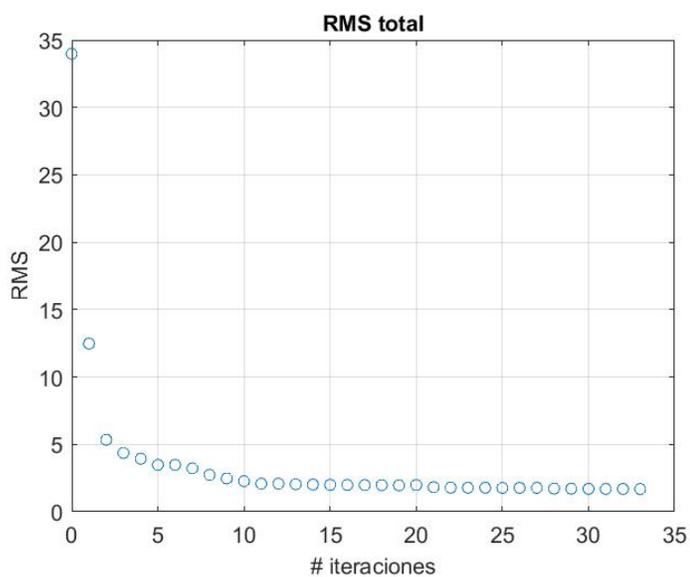


Figura 29. Gráfica de RMS vs Número de iteraciones para el modelo inverso del tensor de impedancias +VTF: partiendo del modelo inverso del Tensor de fase + VTF.

4.1.3 Modelo inverso del tensor de impedancias + VTF

Como se menciona anteriormente, en la inversión de los datos del tensor de impedancias no se realiza ninguna previsión ante la distorsión galvánica en los datos de impedancias. Para tratar de compensar este efecto, en un nuevo ensayo de inversión tomamos como punto de partida el modelo 3D del tensor de fase, el cual es inmune a la distorsión y que como se observa en la sección anterior tiene un buen ajuste entre los datos observados y calculados. A partir de este modelo hacemos la inversión del tensor completo de impedancias.

Entonces, el modelo resultante de este ensayo de inversión se muestra en la Figura 30. Este modelo hereda ciertas características de los dos modelos mostrados arriba. Primeramente, se muestra una capa conductora casi continua en la superficie, donde además se observan nuevamente los resistivos puntuales en la zona central debajo de los sitios MT. Seguida por una zona resistiva cuyo espesor es de 20 km en la parte SW del modelo y se adelgaza a 8 km de espesor entre los sitios Nr10 y Nr20, en la zona NE del modelo. Al fondo se nota una zona relativamente conductora. Este modelo ajusta los datos con un RMS de 1.253 después de 35 iteraciones (Figura 29).

En el perfil de la Figura 30c, pueden identificarse tres cuerpos resistivos, el primero de ellos ubicados al SW y que alcanza profundidades de hasta 20 km, mientras que para la parte central el cuerpo resistivo se observa más continua con profundidades de hasta 12 km. Hacia el NE (Figura 30 a, c) se observa un cuerpo resistivo alcanzando profundidades de hasta 10 km

En las secciones horizontales del modelo mostradas en la Figura 31, para la parte superior del modelo en $Z=0$ km (Figura 31a) puede observar un medio conductor que se extiende por completo en casi la totalidad del perfil, además de algunos cuerpos resistivos puntuales en la parte central, este comportamiento es similar en la Figura 23a cuando se utilizan datos del tensor de impedancias.

A una profundidad de $Z=3.7$ km pueden observarse los cuerpos resistivos mencionados anteriormente, además que entre las estaciones Nr06 y Nr08 se observan dos cuerpos conductores con orientación NW-SE. En $Z= 8.3$ km el cuerpo resistivo ubicado en la parte NE ya no alcanza a observarse. Mientras que en $Z= 14.2$ km puede observarse la base del resistivo de la parte SW del perfil, y hacia el NE aparece la zona conductora en profundidad mostrada en la Figura 30.

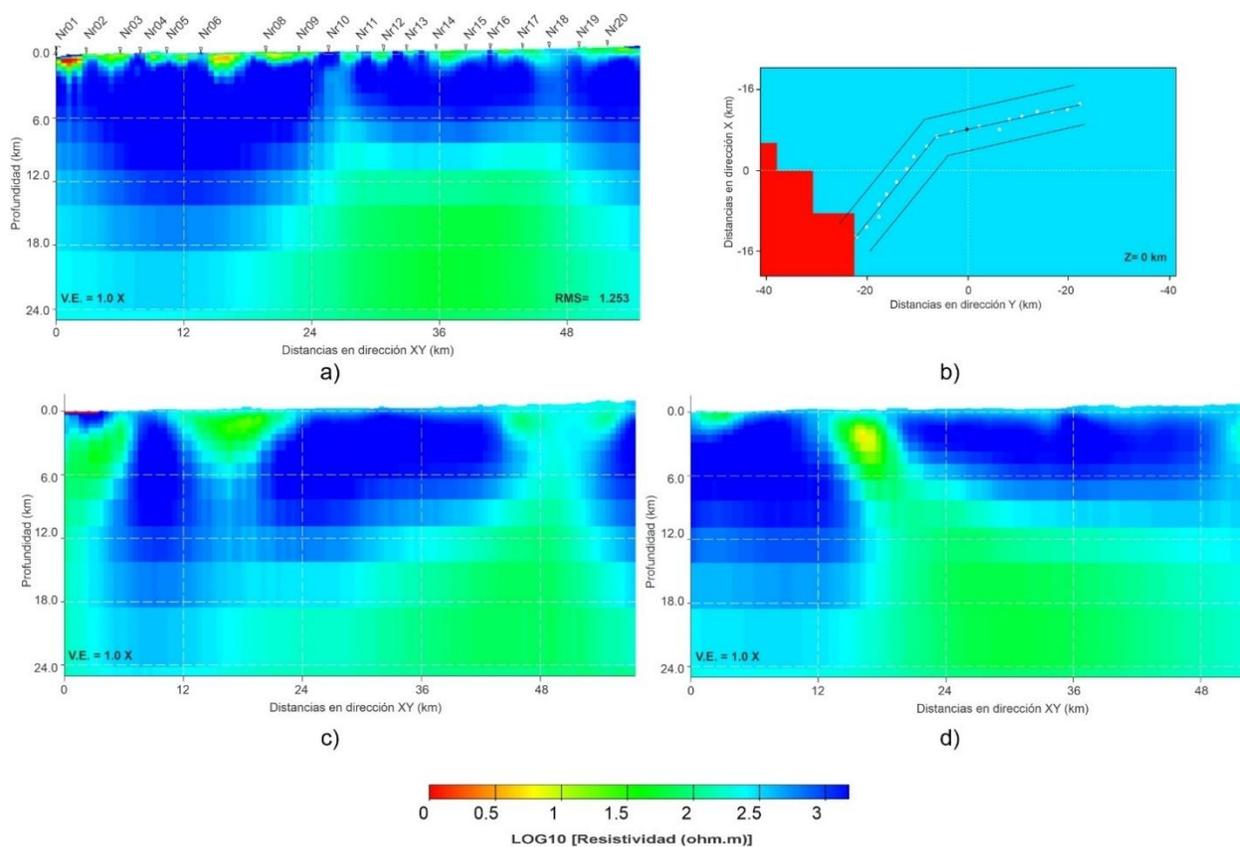


Figura 30. Modelo inverso del tensor de impedancias + VTF, obtenido a partir del modelo descrito en la Sección 4.1.2. Se muestran tres perfiles extraídos del modelo 3D, a) Es el perfil que contiene las estaciones MT, b) es una vista en planta de la ubicación de los tres perfiles en $Z=0$ km, c) y d) Son perfiles hacia el Norte y Sur, respectivamente.

En la Figura 32 puede observarse los ajustes de las curvas de resistividad aparente y fase para algunas estaciones de las que se toman en cuenta para la inversión. Dado que el RMS es de 1.253 puede verse un buen ajuste entre los datos observados (puntos) y los datos calculados (líneas). Para este modelo en comparación con el de resultado mostrado en Figura 22 (205 iteraciones) este valor residual de RMS se alcanza con menos iteraciones (35 iteraciones), por lo que el utilizar como modelo inicial el descrito en la Sección 4.1.2 ayuda a una rápida convergencia de los datos del tensor de impedancias.

De manera general se observa un mejor ajuste en las curvas mostradas para periodos cortos, como en la estación Nr02, en comparación con los mostrados en la Figura 24. Para la estación Nr08, ubicada en la parte central del perfil, mejora el ajuste para las componentes ρ_{xx} y ρ_{yy} . Mientras que para algunas estaciones ubicadas hacia la parte NE del perfil, como Nr18 y Nr20, los ajustes no son tan buenos comparados igualmente con los vistos en la Figura 24.

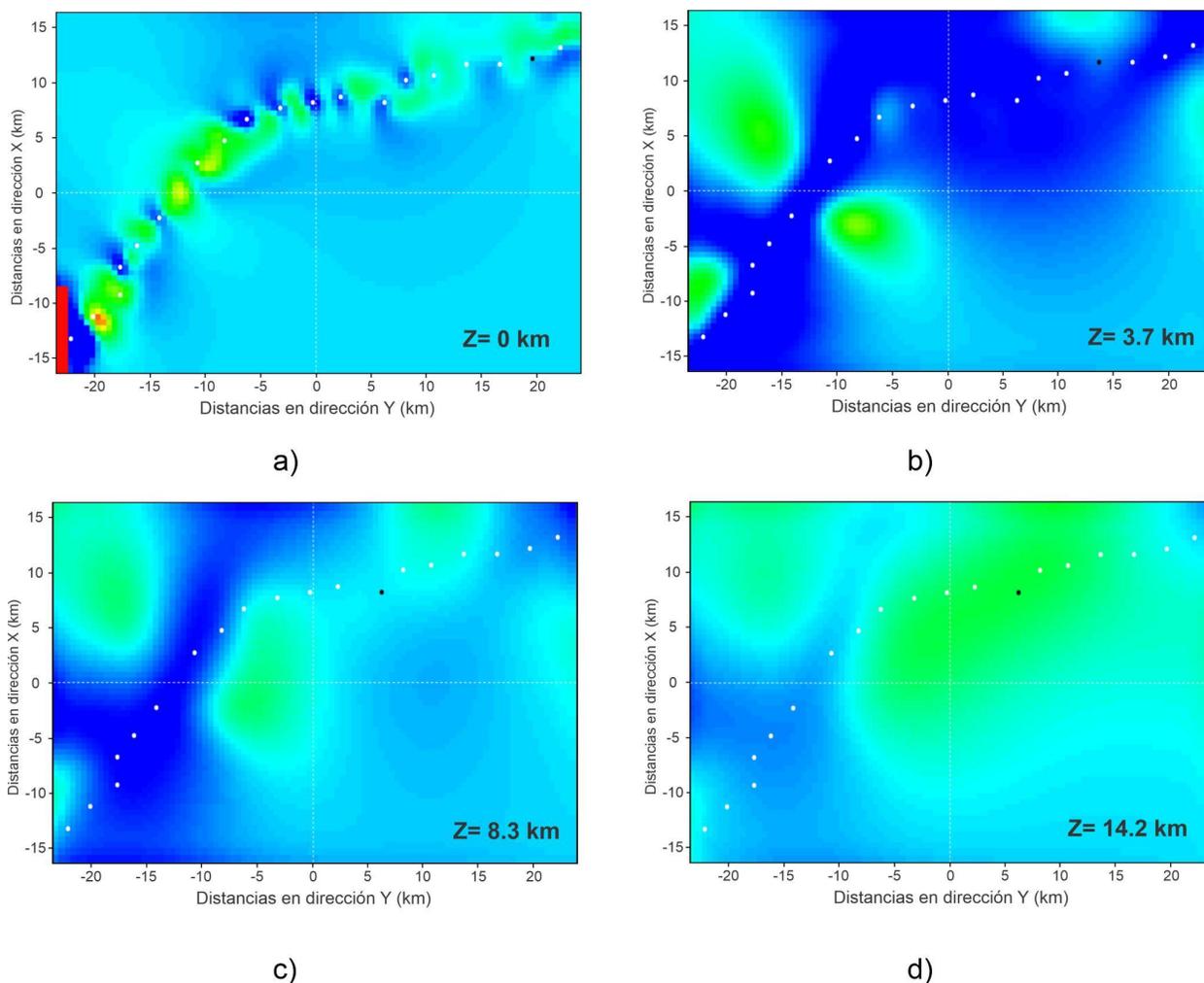


Figura 31. Secciones horizontales del modelo inverso del tensor de impedancias + VTF, obtenido a partir del modelo descrito en la Sección 4.1.2, a diferentes profundidades: a) corresponde a $Z=0$ km, b) corresponde a 3.7 km, c) corresponde a 8.3 km y d) corresponde a 14.2 km. Los puntos blancos representan la ubicación de las estaciones.

Con respecto al comportamiento de las curvas de resistividad aparente, en las estaciones Nr02 y Nr04 se observa que el valor de la resistividad aparente tiende a aumentar hacia periodos largos, alcanzando valores del orden de 10^4 en el caso de la estación Nr04. Lo cual coincide con la presencia del cuerpo resistivo ubicado al SW del perfil que alcanza mayores profundidades.

Por otra parte, a periodos cortos las estaciones Nr10, Nr12 y Nr14 tienen valores altos de resistividad, de hasta el orden 10^4 , en el caso de la estación Nr12 estos valores altos disminuyen hacia periodos largos, comportamiento que se corresponde con la presencia del cuerpo resistivo somero y otro cuerpo relativamente más conductor ubicado al fondo en la parte central del perfil.

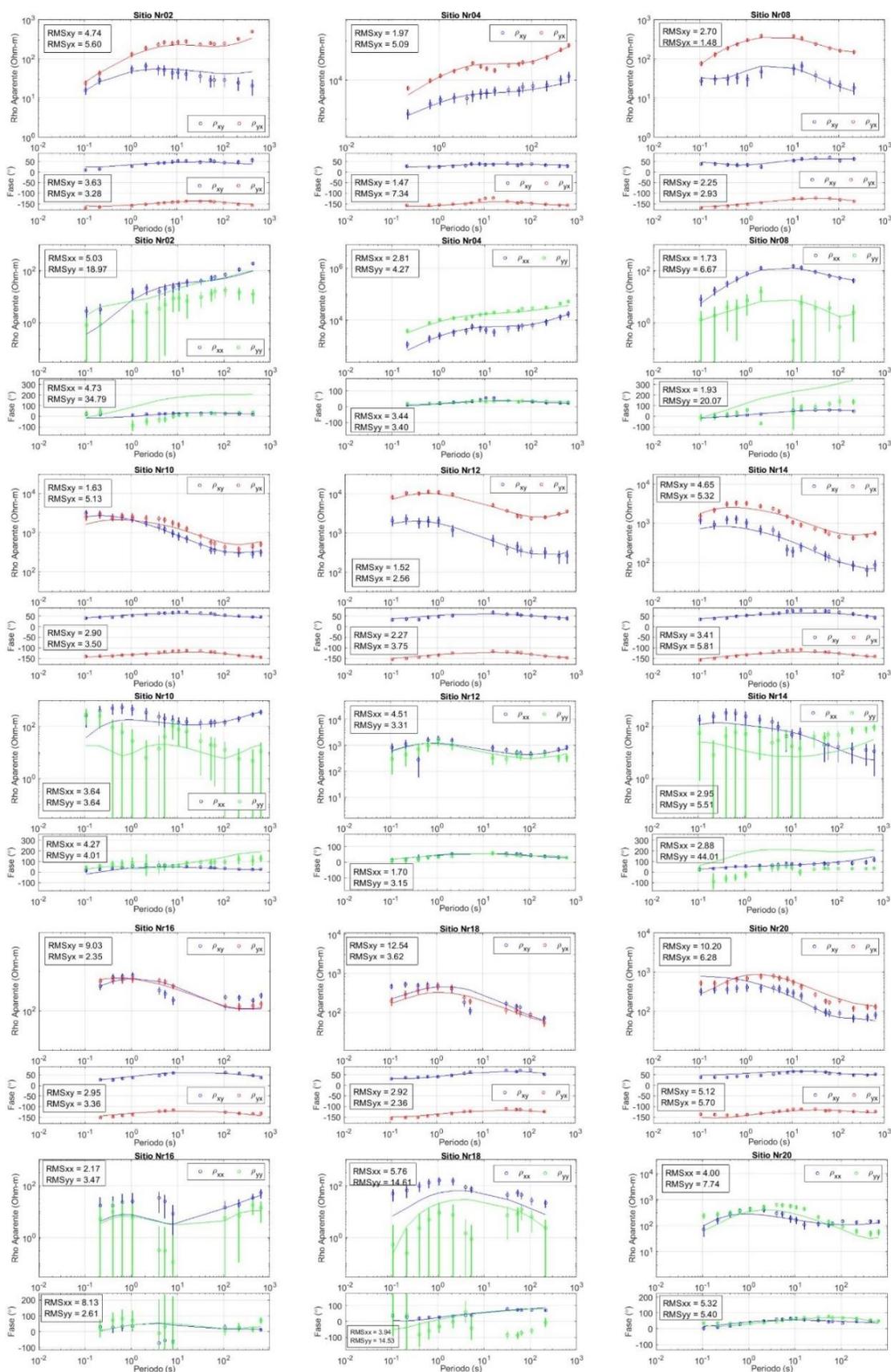


Figura 32. Ajuste de las curvas de resistividad aparente y fase para las cuatro componentes del tensor de impedancias. Los puntos representan los datos observados y las líneas los datos calculados.

4.2 Inversión 2D

En la Sección 3.4 se menciona que para la inversión 2D se emplean dos conjuntos de datos, el primero de ellos donde se mandan a la inversión los datos observados sin aplicar ninguna corrección por la distorsión galvánica, y el último de ellos un conjunto de datos al que se aplica un factor de corrección. Los resultados de ambos procedimientos se muestran en la Figura 17 y la Figura 19, respectivamente.

Como puede observarse, ambos resultados tienen de manera general muchas similitudes, variando ligeramente en algunos cuerpos el valor de resistividad y su profundidad. Por lo que en esta sección la descripción se centra en el modelo mostrado en la Figura 19. En la parte superior del modelo se observa una capa relativamente conductora que se extiende a lo largo del perfil. Debajo de esa primera capa y cercano 1 km de profundidad se localiza la cima de las estructuras resistivas.

En la parte SW del modelo, debajo de las estaciones Nr01 y Nr02, se identifica un cuerpo con un valor alto de resistividad de hasta $10^4 \Omega\text{m}$ y que alcanza una profundidad de hasta 15 km. En dirección más al Este y entre las estaciones Nr03 y Nr05 puede observarse un resistivo de menor tamaño, que se extiende desde los 1.5 km y hasta los 8 km de profundidad, a partir de donde se observa un cuerpo conductor ascendente desde los 40 km y alcanzando profundidades cercanas a la superficie debajo de la estación Nr06. Ambos resistivos tienden a profundizar con dirección SW.

En la parte central del perfil entre las estaciones Nr06 y Nr09 se observa una estructura resistiva de hasta $10^4 \Omega\text{m}$ que se extiende en profundidad llegando hasta profundidades de 32 km, dicha estructura se encuentra rodeada por el conductor, de entre 1 – 50 Ωm , que asciende por ambos flancos del cuerpo resistivo. Hacia la dirección NE bajo las estaciones Nr10 y Nr17 pueden identificarse otras estructuras resistivas desde 1 km y hasta los 25 km de profundidad. Hacia la parte final del perfil entre las estaciones Nr19 y Nr20 se encuentra un resistivo de menor dimensión, ubicándose entre 1 - 15 km de profundidad. Este último cuerpo resistivo presenta una tendencia a profundizar en la dirección NE.

Capítulo 5. Discusiones

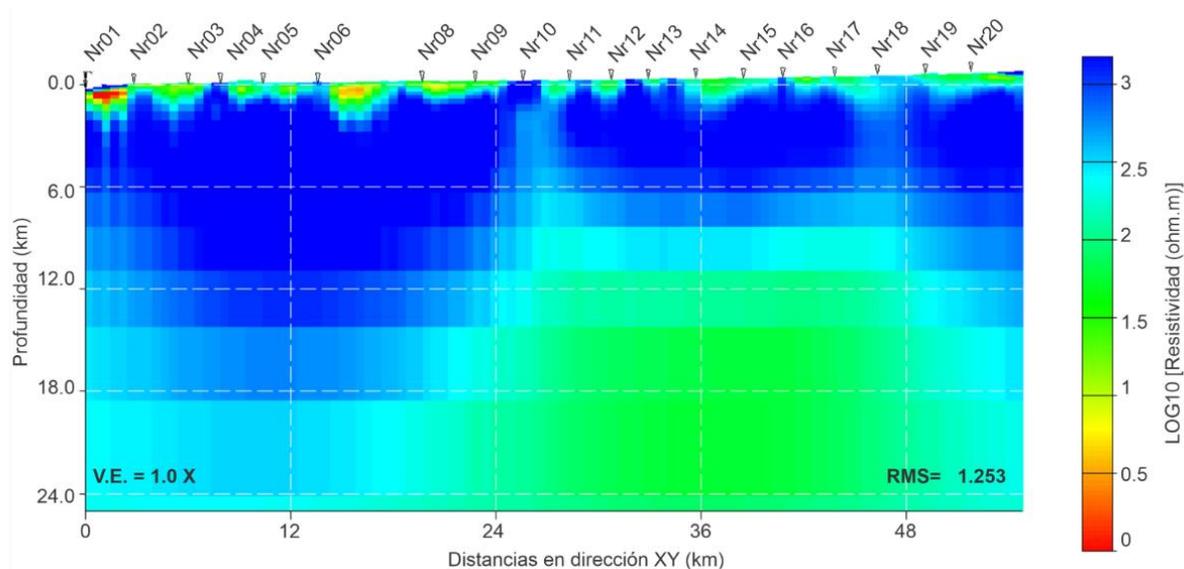
En esta sección se hace una comparación entre los modelos 2D y 3D resultantes, estos se muestran en la Figura 33. Primero cabe recordar que la inversión 3D (Figura 33a) se realizó utilizando las cuatro componentes del tensor de impedancias. En cambio, para la inversión 2D se utilizan los cálculos de ρ_+ y ρ_- para los modos TE y TM. Además, debido a que la inversión 3D necesita más recursos computacionales, se toman en cuenta 18 periodos. Por su parte, para la inversión 2D incluyen datos para un total de 32 periodos.

La principal diferencia en la parte SW entre ambos modelos se encuentran bajo las estaciones Nr04, Nr05, Nr06 y Nr07 (esta última no se toma en cuenta en la inversión 3D). El modelo 2D muestra una zona conductora que asciende diagonalmente hacia la superficie, mientras que el modelo 3D solo resuelve una gran zona resistiva. En la Figura 34 se muestran los ajustes de la inversión 3D para estas estaciones; a su vez en la Figura 35 se muestran los ajustes correspondientes a la inversión 2D.

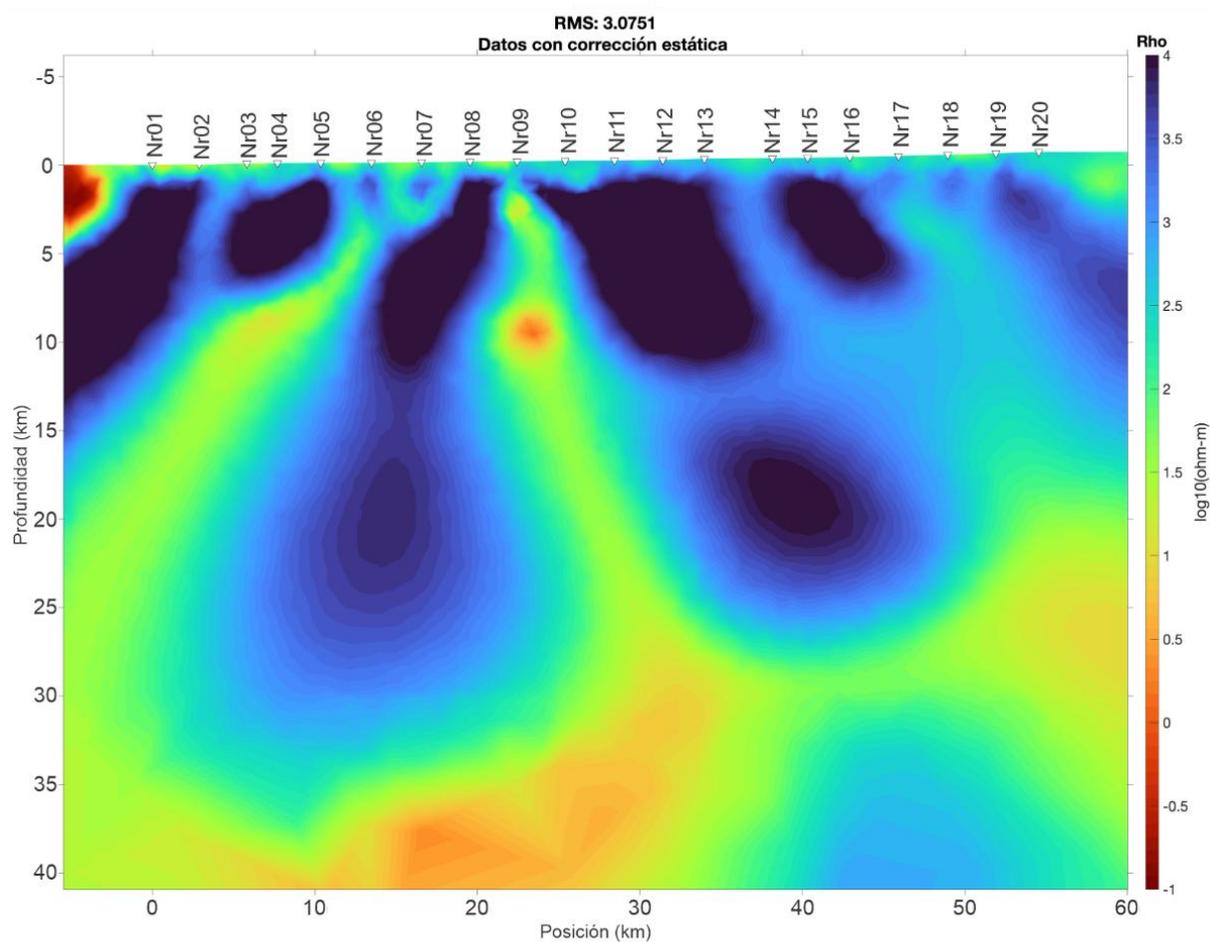
Como se puede observar en la Figura 34 tanto las curvas de resistividad y fase se encuentran bien ajustadas para las estaciones Nr04, Nr05 y Nr06. Es decir, que la estructura del modelo que se obtuvo representa bien los datos observados. Mientras que en el caso 2D, las respuestas para los datos de resistividad y fase no están completamente ajustados. Por ejemplo, en las estaciones Nr05 y Nr06 las curvas de resistividad están subestimadas. Entonces la parte SW del modelo está resuelta de mejor manera en el modelo 3D. En la parte central del perfil un cuerpo conductor casi vertical está presente en ambos modelos.

Hacia el final del perfil debajo de las estaciones Nr13-Nr17 en el modelo 2D se observan tres cuerpos resistivos con profundidades de hasta 25 km. Por el contrario, el modelo 3D define un cuerpo continuo con profundidades de hasta 10 km. Nuevamente el modelo 3D logra ligeramente un mejor ajuste en las curvas para dichas estaciones. Además, que las curvas en ambos casos para periodos cortos tienen altos valores de resistividad, misma que disminuye hacia periodos largos. Entonces, este comportamiento se corresponde mejor con la estructura del modelo 3D.

Finalmente, después de hacer una comparación y revisar las correspondencias entre las curvas de resistividad y las estructuras resueltas en los modelos, puede decirse que el obtenido en la inversión 3D resulta ser un mejor modelo comparado con el modelo 2D.



a)



b)

Figura 33. Modelos finales: a) representa el modelo final de la inversión 3D y b) es el modelo resultante de la inversión 2D.

Inversión 3D

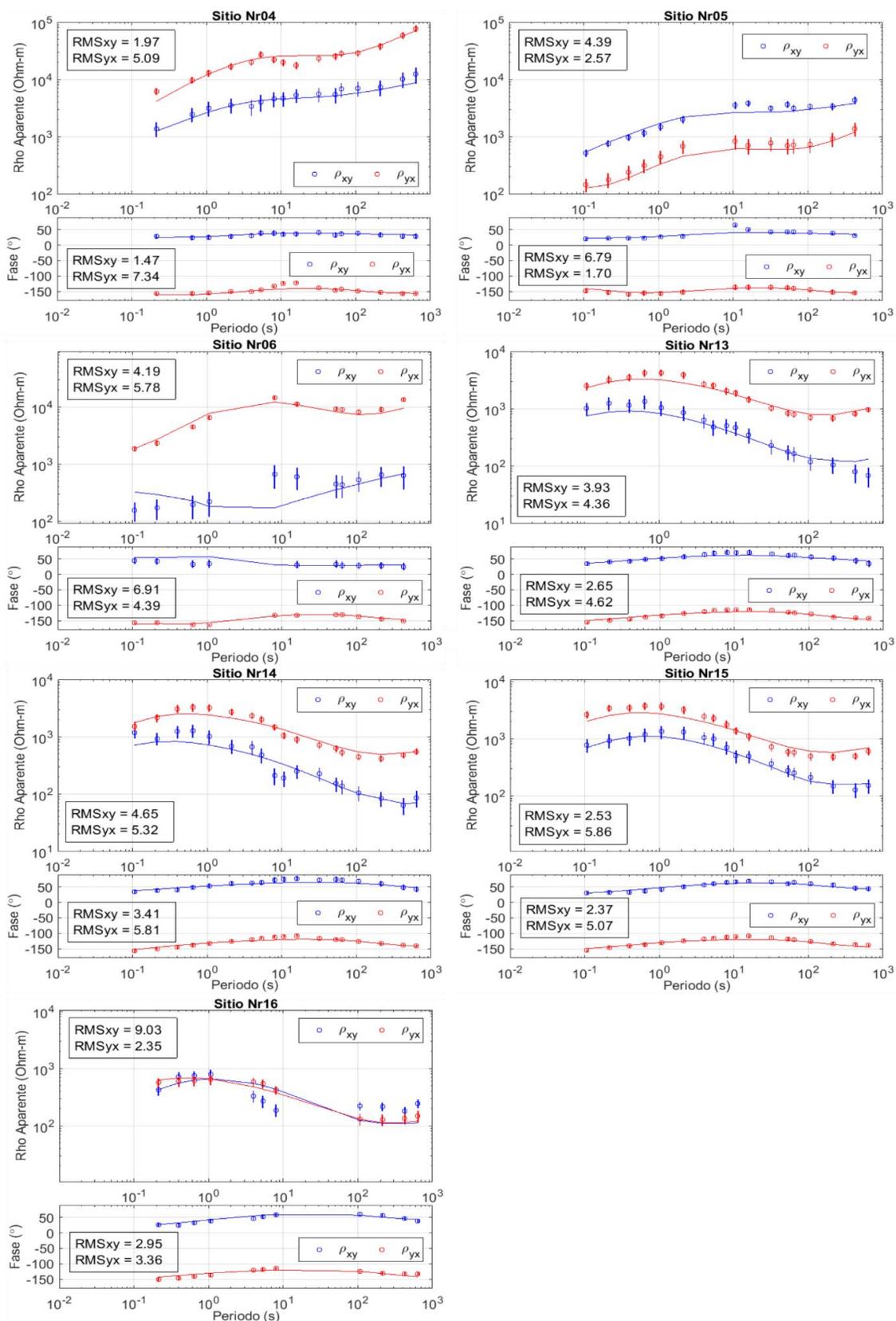


Figura 34. Ajustes entre curvas de resistividad aparente y fase, observadas y calculadas en la inversión 3D, para las estaciones Nr04-Nr06 y Nr13-Nr17.

Inversión 2D

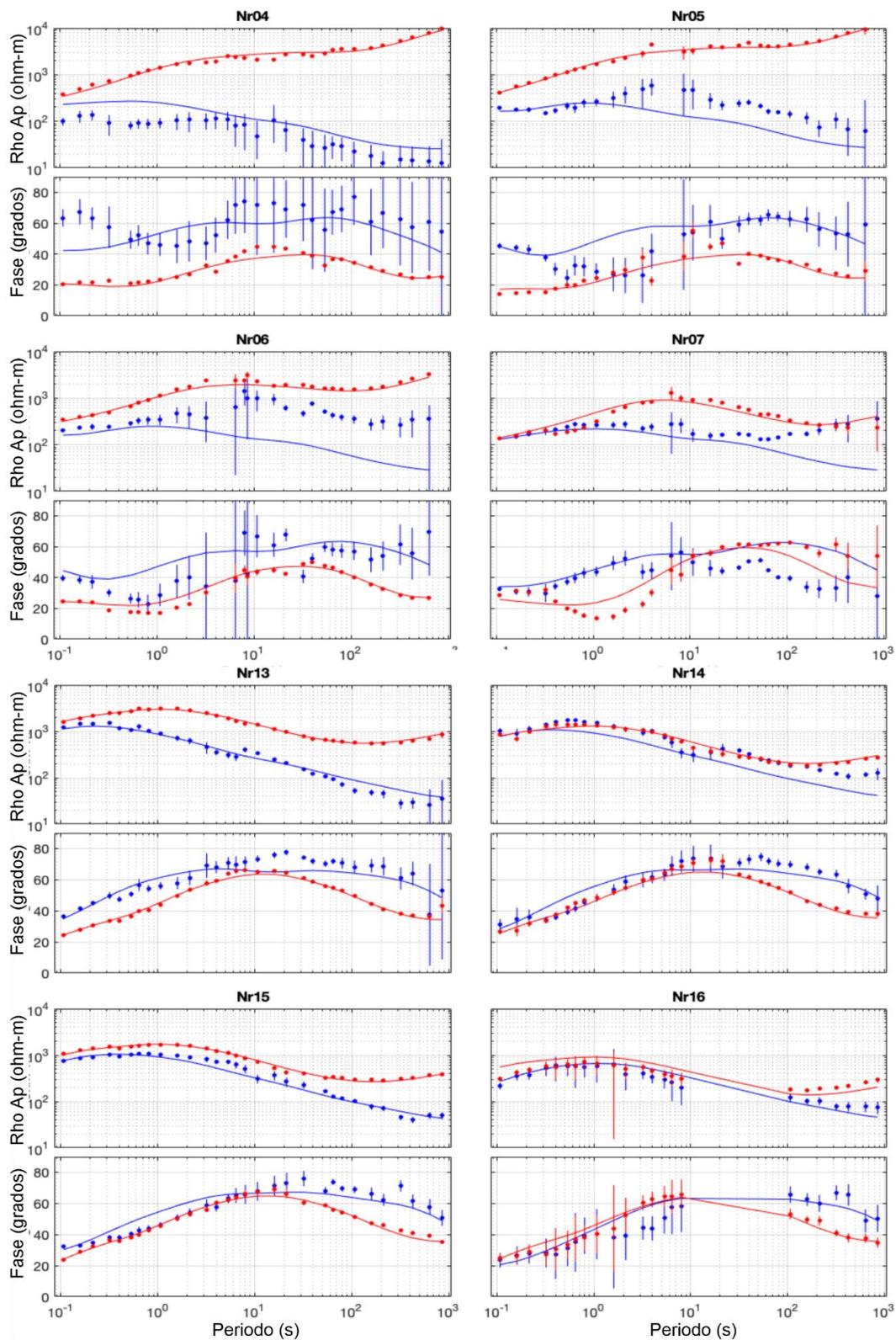


Figura 35. Ajustes entre curvas de resistividad aparente y fase, observadas y calculadas en la inversión 2D, para las estaciones Nr04-Nr06 y Nr13-Nr17.

Capítulo 6. Conclusiones

El perfil que se muestra Figura 30c coincide con uno de los perfiles obtenidos a partir de un modelo inverso 3D de aeromagnetometría realizado por Lozano (2021), donde se observa un contacto casi vertical entre cuerpos magnéticos a los extremos y un cuerpo de baja magnetización en la parte central. Los cuerpos resistivos tanto del lado W y E son interpretados como cuerpos plutónicos. El resistivo del lado W es asociado con el Plutón San Ignacio que se encuentra formado por diorita y tonalita principalmente, mientras que hacia el lado Este se tiene la presencia de la Sierra La Libertad. Mientras que el conductor en la parte central se asocia a la presencia de rocas metamórficas que afloran en esa región.

En la Figura 30d se muestran dos cuerpos resistivos, el resistivo del lado Este se asocia con la presencia del Plutón Compostela y el resistivo del lado Oeste puede interpretarse como la localización de los plutones Nuevo Rosarito (pNR) y Salinito (pSa).

Por otra parte, en la Figura 30a el resistivo ubicado hacia el lado SW del perfil coincide con la ubicación del Plutón Nuevo Rosarito (pNR). Además, el cuerpo resistivo en la parte central, entre las estaciones Nr11 y Nr18, corresponde con la extensión hacia el Sur del Plutón San Julián que fue emplazado en una zona de deformación (Ávila, 2021). El resistivo localizado en el extremo NW del perfil coincide con un cuerpo magnético identificado por Lozano (2021) y que corresponde a un cuerpo plutónico.

Literatura citada

- Ávila, N. A. E. (2021). Análisis geológico y magnetométrico del plutón zonado La Primavera en el borde de las zonas occidental y oriental del sur del Cinturón Batolítico Peninsular, Baja California. [Tesis de maestría]. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California. Repositorio institucional <http://cicese.repositorioinstitucional.mx/jspui/handle/1007/3537>.
- Cagniard, L. (1953). Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, 18(3), 605–635. <https://doi.org/10.1190/1.1437915>.
- Caldwell, T. G., Bibby, H. M., & Brown, C. (2004). The magnetotelluric phase tensor. *Geophysical Journal International*, 158(2), 457–469. <https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02281>.
- Camarena, M. A. (2006). Análisis Morfológico y Estructural de los complejos plutónicos de Baja California Central a través de las Técnicas de percepción remota. [Tesis de maestría]. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California. Repositorio institucional <http://cicese.repositorioinstitucional.mx/jspui/handle/1007/1479>.
- Chave, A. D., & Jones, A. G. (2012). *The magnetotelluric method: Theory and practice*. Cambridge. <https://doi.org/10.1017/CBO9781139020138.008>.
- Contreras-López, M., Delgado-Argote, L. A., Weber, B., Torres-Carrillo, X. G., Frei, D., & Gómez-Álvarez, D. K. (2021). Petrogenesis of the meta-igneous rocks of the Sierra El Arco and coeval magmatic rocks in Baja California: Middle Jurassic-Early Cretaceous (166-140 Ma) island arc magmatism of NW México. *International Geology Review*, 63(9), 1153–1180. <https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1753249>.
- Gastil, G., Diamond, J., Knaack, C., Walawender, M., Marshall, M., Boyles, C., Chadwick, B., & Erskine, B. (1990). The problem of the magnetite/ilmenite boundary in southern and Baja California California. *The Geology of North America Memoir*, 174. <https://doi.org/10.1130/MEM174-p19>,
- Langenheim, V. E., Jachens, R. C., & Aiken, C. (2014). Geophysical framework of the Peninsular Ranges batholiths-Implications for tectonic evolution and neotectonics. *Memoir of the Geological Society of America*, 211(1), 1–20. [https://doi.org/10.1130/2014.1211\(01\)](https://doi.org/10.1130/2014.1211(01)).
- Lozano, B. L. (2021). Análisis geológico y magnetométrico de rocas plutónicas cretácicas y sus encajonantes en el extremo sudoriental del Cinturón Batolítico Peninsular. [Tesis de maestría]. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California. Repositorio institucional <http://cicese.repositorioinstitucional.mx/jspui/handle/1007/3635>.
- Pamplona, U., Romo Jones, J. M., & Delgado-Argote, L. A. (2009). Una zona de acreción tectónica en baja california identificada mediante datos magnetotelúricos. *Geos*, 29(1), 232. https://www.ugm.org.mx/publicaciones/geos/pdf/geos09-1/sesiones_especiales/SE08.pdf.
- Peña-Alonso, T. A., Delgado-Argote, L. A., & Molina-Garza, R. S. (2015). Early Cretaceous pre-batholith dextral-transpression in the central Baja California peninsula: The record of the la Unión complex, Baja California, Mexico. *International Geology Review*, 57(1), 28–54. <https://doi.org/10.1080/00206814.2014.989421>.

- Peña-Alonso, T. A., Delgado-Argote, L. A., Weber, B., Velasco-Tapia, F., & Valencia, V. (2012). Geology and emplacement history of the Nuevo Rosarito plutonic suite in the southern Peninsular Ranges batholith, Baja California, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 29(1), 1–23. Recuperado en 25 de agosto de 2021, de http://www.scielo.org.mx/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1026-87742012000100001&lng=es&tlng=en.
- Schmidt, K. L., Wetmore, P. H., Alsleben, H., & Paterson, S. R. (2014). Mesozoic tectonic evolution of the southern Peninsular Ranges batholith, Baja California, Mexico: Long-lived history of a collisional segment in the Mesozoic Cordilleran arc. *Memoir of the Geological Society of America*, 211(3), 645–668. [https://doi.org/10.1130/2014.1211\(20\)](https://doi.org/10.1130/2014.1211(20)).
- Tikhonov, A. N. (1950). On determination of electric characteristics of deep layers of the earth's crust. *Doklady*, 73(2), 295–297. https://www.mtnet.info/papers/ClassicPapers/Tikhonov_1950_Doklady.pdf.
- Torres-Carrillo, X. G., Delgado-Argote, L. A., Böhnell, H., Molina-Garza, R. S., & Weber, B. (2016). Palaeomagnetic assessment of plutons from the southern Peninsular Ranges batholith and the Jurassic Vizcaíno igneous suites, Baja California, México. *International Geology Review*, 58(4), 489–509. <https://doi.org/10.1080/00206814.2015.1089425>.
- Torres-Carrillo, X. G., Delgado-Argote, L. A., Weber, B., & Contreras-López, M. (2020). Early to Middle Jurassic San Andrés-Cedros plutonic suite, western coast of Baja California, Mexico: Geochemical and isotopic evidence for an island arc extending to the central peninsula. *Journal of South American Earth Sciences*, 98(December 2019), 102471. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2019.102471>.
- Vozoff, K. (1972). The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. *Geophysics*, 37, 98–141. <https://doi.org/10.1190/1.1440255>,