



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
CENTRO DE GEOCIENCIAS -CGEO-

*Modelo estructural del Graben de
Acambay a partir de sondeos
magnetotelúricos (MT y LMT),
gravimetría y aeromagnetometría*

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:

RAFAEL FELIX MALDONADO

TUTOR PRINCIPAL

DR. JORGE ARTURO ARZATE FLORES (UNAM, CGEO)

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR

DRA. CLAUDIA ARANGO GALVÁN (UNAM, Instituto de Geofísica)

DR. FERNANDO CORBO CAMARGO (UNAM, CGEO)

DR. PIERRE GILLES LACAN (UNAM, CGEO)

DR. VSEVOLOD YUTSIS (IPICYT)

QUERÉTARO, AGOSTO DE 2017



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta 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.

Agradecimientos Personales

A mi Abuelo Felix, a Flor, a Rafael, a la valiente Rafaela

Aprovecho esta oportunidad para agradecerle a Dios la oportunidad de pasar por esta inolvidable experiencia que ha sido toda una aventura. A mi familia por su paciencia, que a aceptado la distancia a pesar de todo y esto representa también un triunfo en cierta manera para ellos, en especial para mi mamá que siempre a estado ahí acompañándome y aconsejándome, ella es la fan numero uno de este proyecto de vida.

Aprovecho la ocasión para agradecer una vez mas a mi gran amigo Ivan Suñe que me ayudo a llegar hasta aquí y fue un apoyo fundamental al llegar a Querétaro, las mejores bendiciones para el y los suyos, le deseo éxitos en su doctorado.

Finalmente le expreso mi agradecimiento a todos los amigos y compañeros que conocí en esta estancia en Querétaro a mis compañeros de laboratorio, Andrés y Anaíd, que casi siempre tenían una sonrisa en sus caras y que juntos hicimos mas llevadero eso del estrés. Tambien a mis grandes amigos del CGEO: Minerva, Pedro, Gaby, Gonzalo, asi como a Olivia, Daniel, Luis, Andromeda, Chebe, Yamile, Hector, la señorita "no mames", Berenice, la Encrucijada, el Queretaro 2000 y los tacos de Chamorro de la Cruz y las reuniones del Biergarten, todos tienen su espacio en mi corazón y mi mente.

Agradecimientos Académicos

Agradezco de manera especial a mi asesor el Doctor Jorge Arturo Arzate, que me permitió participar de manera activa en sus proyectos y poder ser su estudiante en este interesante tema, que mas que un tutor puedo considerarlo un gran amigo, por su infinita paciencia y sus enseñanzas. De igual manera a mis profesores la Dra. Claudia Galvan, el Dr. Pierre Lacan, el Dr. Fernando Corbo y el Dr. Vsevolod Yut-sis, miembros del comité tutor quienes aportaron de alguna manera una valiosa colaboración en la elaboración de este trabajo y con quienes no solo compartí un aula de clase sino también tuve la experiencia de participar en al menos una salida de campo y guardo agradables recuerdos.

Muchísimas gracias a todos aquellos profesores que con alguna de sus cátedras aportaron a mi formación como maestro, la Dra. Penelope Quiroz, el Dr. Jaime Carrera , el Dr. Mariano Cerca, Dr. Ramon Zuñiga, Dr Roberto Molina, La Dra. Sausana Alaniz, El Dr. Harald Bohnel y en general a todos aquellos que pudieron compartir conmigo alguna de sus enseñanzas.

Agradezco al CONACyT que me favoreció al haberme concedido una de sus becas para continuar mis estudios, sin duda alguna esto no se hubiese llevado a cabo sin esta colaboración, al igual que a los proyectos CONACyT y PAPIIT que financiaron las salidas de campo.

Los resultados parciales de esta tesis fueron presentados durante reuniones anuales de la UGM 2014 y 2015, esto se llevo a cabo gracias al apoyo ofrecido por el Posgrado de ciencias de la tierra, a través del Instituto de geofísica y el CGEO, mil gracias a esta alma mater de la cual estoy orgulloso de ser parte.

Investigación realizada gracias al Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) de la UNAM, Proyecto PAPIIT: IA101615.

Modelo estructural del Graben de Acambay a partir de sondeos magnetotelúricos (MT y LMT), gravimetría y aeromagnetometría

RESUMEN

El Graben de Acambay, se encuentra situado en la zona central del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM). Tiene una orientación este-oeste y está limitada al sur por las fallas Pastores y Venta de Bravo y al norte por las fallas de Acambay–Tixmadeje y Epitacio Huerta. Esta estructura tectónica en el centro del país tiene 80 *km* de extensión por 15 *km* de ancho hacia la parte oriental y alrededor de 38 *km* hacia la parte occidental, alberga varios edificios volcánicos en su interior poco estudiados desde el punto de vista geotérmico. Es también una zona de importante actividad sísmica reciente que ha causado daños a poblaciones asentadas en su vecindad. A pesar del anterior contexto geológico estructural, hasta el momento no han sido reportados estudios que se enfoquen en caracterizar la estructura profunda del graben. Por estos motivos los estudios geofísicos enfocados al conocimiento y comprensión de esta estructura a profundidad son muy relevantes para la elaboración de modelos físicos que posean una mayor certidumbre acerca de la distribución de las estructuras, recursos hidrológicos y posibles recursos energéticos en el subsuelo.

La zona estudiada corresponde al sector oriental del graben, en donde se adquirieron 13 sondeos magnetotelúricos de banda ancha (MT) y 4 sondeos de largo

periodo LMT a lo largo de un perfil que cruza de sur a norte dicho graben. Los sondeos MT fueron procesados y corregidos por corrimiento estático, a partir del promedio de resistividad en la zona del valle. Posteriormente se llevó a cabo el análisis de dimensionalidad previo a la inversión bidimensional del conjunto de datos. La selección de los parámetros óptimos de la inversión 2D usando el método de gradientes conjugados no lineales (NLCG), se determinó a partir del método de la “curva L” que permite seleccionar el modelo óptimo que se ajusta a los datos a partir de la evaluación del error RMS y el número de iteraciones, lo que permite un equilibrio entre rugosidad y suavizamiento de los modelos.

La sección de resistividad obtenida, la cual revela contrastes de resistividad importantes asociados a las principales zonas de falla, así como con otras zonas anómalas de estructuras previamente desconocidas, fue complementado con datos gravimétricos terrestres adquiridos en campañas previas y con datos aeromagnéticos del SGM. El modelado conjunto de los datos potenciales en combinación con la estructura de resistividad previamente obtenida, proporcionan un modelo físico integrado del subsuelo del graben que permite definir con mayor certeza los principales rasgos estructurales en la zona de estudio en un rango de profundidades entre varias decenas de metros y una decena de kilómetros o más.

Entre los resultados obtenidos más relevantes se pueden mencionar: 1) la convergencia a profundidad de las fallas que limitan el graben; 2) el buzamiento hacia el sur del basamento regional; 3) la existencia de un alto estructural al centro del

graben que lo divide en dos subcuencas intragrabén; 4) la existencia de una zona de conductividad anómala con significancia geotermal que se asocia espacialmente al volcán Temascalcingo.

Estructural model of the Acambay's Graben from magnetotellurics soundings (MT and LMT), gravimetry and aeromagnetometry

ABSTRACT

The Acambay's graben is located in the central region of transmexican volcanic belt (TMVB). It is orientated E-W and is limited at the south by the Pastores and Venta de Bravo Faults. In the north is limited by the Acambay-Tixmedeje and Epitacio Huerta faults. This tectonic structure in the center of the country, has an extension of 80 km and a width of 15 km in the east zone and around 38 km in the west zone. It contains several little studied volcanoes and is also a zone with a higher recent seismic activity that has caused important damages to villages in the surroundings. Despite the existing geologic and structural studies in the zone, until now there have not been reported studies focusing on characterizing the deep structure of the graben. The present geophysical study carried out across the graben, is aimed to increase our knowledge and understanding of its structure at depth, which is relevant for the physical modeling of the structure distribution.

The studied area corresponds to the eastern sector of the graben, where were acquired 13 broadband magnetotelluric soundings (MT) and 4 long period magnetotelluric soundings (LMT) along a profile that cuts the graben in the south-north direction. The magnetotelluric soundings were processed using FFT and

the resistivity curves were corrected for static shift using a fix surface resistance (10 Ohm) obtained from the mean resistivity of the soundings located in the valley area. Also, the dimensionality analysis of the data was performed prior to the 2D data inversion carried out using the non linear conjugate gradients (NLGC) method. The selection of the optimal parameters was determined from the "L" type curve test. This method allows to choose the best model for the data set.

The resulting 2D resistivity section reveals important resistivity contrasts associated to the main fault zones, as well as other anomalous areas with previously unknown structures. This model was complemented with gravimetric data from a previous land campaign, and with aeromagnetic data from SGM. The gravity and magnetic models were combined with the resistivity structure model, which yields a physical model from subsurface of graben. This integrated model allowed to define with better certainty the main structural features of the graben from few tens of meters down to ten or more kilometers from the surface.

Amongst the more relevant results obtained are the following: 1) the convergence at deep of the main graben faults, 2) the regional basement is dipping southwards, 3) a structural high features at around the center of the graben forming two intra-graben basins, and 4) the existence of an anomalous conductivity zone spatially related to the Temascalcingo volcano, which may be of geothermal significance.

Índice de contenidos

Lista de figuras	xv
Lista de tablas	xix
Introducción	xxi
1 Contexto regional y geológico	1
1.1 El Cinturón Volcánico Transmexicano	1
1.1.1 El graben de Acambay	2
1.1.2 Área de estudio	3
1.2 Estratigrafía	5
1.3 Síntesis litológica	10
2 El método magnetotelúrico (MT)	11
2.1 Antecedentes	11
2.2 Teoría del método magnetotelúrico	13

2.2.1	Ecuaciones de Maxwell	13
2.2.2	Relaciones constitutivas	14
2.2.3	El tensor de impedancias	16
2.2.4	Dimensionalidad del medio	19
2.2.5	Distorsión galvánica	23
2.3	Métodos de análisis dimensional	24
2.3.1	Parámetros de dimensionalidad de Bahr	24
2.3.2	Parametros de dimensionalidad de Weaver <i>et al.</i>	26
3	Datos magnetotelúricos	32
3.1	Equipos	33
3.2	Adquisición de datos MT, LMT	34
3.3	Procesamiento de los datos MT Y LMT	39
3.4	Curvas de resistividad y fase	42
3.5	Modelo 1D del invariante	43
3.6	Resultados	46
3.6.1	Dimensionalidad de la zona de estudio	46
3.6.2	Vectores de inducción y Azimut eléctrico	50
3.7	Inversión 2D de los datos MT	54
3.8	Modelo final de Resistividad	55
4	Gravimetría terrestre y aeromagnetometría	60
4.1	Perfiles gravimétricos	61
4.1.1	Adquisición y procesamiento de datos gravimétricos	62

4.1.2	Anomalía de Bouguer (AB)	64
4.2	Magnetometría de la zona de estudio	67
4.2.1	Principios del método magnético	70
4.2.2	Procesamiento de cartas Aeromagnéticas	72
4.3	Modelos bidimensionales	75
5	Interpretación Geofísico-Geológica	82
5.1	Interpretación de perfiles gravimétrico y magnético	83
5.2	Interpretación Derivadas	84
5.2.1	Derivadas Horizontales	84
5.2.2	Derivadas Verticales	86
5.3	Interpretación integrada	86
6	Conclusiones	90
A	Apéndice 1	94
B	Apéndice 2	97

Lista de figuras

1.1.1	Zona de estudio.	2
1.1.2	Mapa estructural del área de interés.	4
1.1.3	Cartas geológicas de la zona	5
1.2.1	Perfil geológico del área de estudio, según el informe del SGM	6
1.2.2	Estratigrafía de la zona de estudio	9
1.3.1	Litología generalizada de la zona de estudio	10
2.1.1	Interacción del viento solar y la magnetósfera terrestre.	12
2.2.1	Ejemplo de datos MT Adquiridos	17
2.2.2	Modelo terrestre 1D	20
2.2.3	Modelo terrestre 2D	22
2.2.4	Modelo terrestre 3D	23
3.2.1	Instalación de un sondeo MT	36
3.2.2	Adquisición de datos LMT	37

3.2.3	Ubicación de las estaciones MT, LMT.	38
3.5.1	Ejemplo modelado 1D de curvas ρ y ϕ	45
3.6.1	Modelo 1D del perfil	47
3.6.2	Valores de Skew según Swift	48
3.6.3	Dimensionalidad del perfil a partir de valores de Skew	49
3.6.4	Dimensionalidad del perfil estimada a partir de parámetros de Bahr	49
3.6.5	Vectores de inducción para diferentes periodos	51
3.6.6	Diagramas para el <i>strike</i> eléctrico y el azimut del <i>tipper</i>	53
3.7.1	RMS en función del numero de iteraciones	56
3.8.1	Imagen eléctrica de la inversión 2D del perfil MT	57
3.8.2	Pseudo-secciones de resistividad y fase	58
3.8.3	Secciones residuales de resistividad y fase	59
4.1.1	Ubicación de las estaciones gravimétricas	63
4.1.2	Anomalía Completa de Bouguer	65
4.1.3	Comparación entre las prolongaciones analíticas	68
4.1.4	Anomalía gravimétrica regional para el perfil Este	69
4.1.5	Anomalía gravimétrica residual	69
4.2.1	Componentes del campo magnético	71
4.2.2	Anomalía de campo magnético total	73
4.2.3	Reducción al Polo de la anomalía magnética	74
4.2.4	Ángulo de <i>Tilt</i> del campo magnético total	75
4.3.1	Localización de las muestras colectadas	76
4.3.2	Calculo de densidad de las muestras de roca	77

4.3.3	Modelo geológico conjunto Este	79
4.3.4	Perfil Oeste	80
5.1.1	Comparación de rasgos topográficos destacables con las anomalías gravimétrica y magnética	84
5.2.1	Derivadas horizontales del perfil Este	85
5.2.2	Derivadas verticales del perfil Este	86
5.3.1	Modelo geológico estructural del perfil Este del Graben de Acambay.	89
B.o.1	Curvas de fase y resistividad del sondeo 1	98
B.o.2	Curvas de fase y resistividad del sondeo 2	99
B.o.3	Curvas de fase y resistividad del sondeo 3	100
B.o.4	Curvas de fase y resistividad del sondeo 4	101
B.o.5	Curvas de fase y resistividad del sondeo 4a	102
B.o.6	Curvas de fase y resistividad del sondeo 5	103
B.o.7	Curvas de fase y resistividad del sondeo 6	104
B.o.8	Curvas de fase y resistividad del sondeo 7	105
B.o.9	Curvas de fase y resistividad del sondeo 8	106
B.o.10	Curvas de fase y resistividad del sondeo 9	107
B.o.11	Curvas de fase y resistividad del sondeo 10	108
B.o.12	Curvas de fase y resistividad del sondeo 11	109
B.o.13	Curvas de fase y resistividad del sondeo 13	110

Lista de tablas

1.1.1	Cartas geológicas del área de estudio	4
2.3.1	Criterios de dimensionalidad según Barh	26
2.3.2	Criterios de dimensionalidad de WAL	30
3.1.1	Fechas de las campañas de adquisición realizadas en la zona . . .	33
3.3.1	Parámetros para el procesado de las series de tiempo	41
4.3.1	Propiedades de las muestras de roca	78

Introducción

El graben de Acambay se encuentra ubicado en el sector centro-oriental del cinturón volcánico trans-mexicano (CVTM) y consiste en una estructura de orientación marcadamente Este-Oeste. Se trata de una estructura geológica sísmicamente activa, que se extiende por más de 100 km a lo largo de fallas paralelas alternadas que se abren hacia el occidente y que definen los límites de la depresión estructural que forman el graben. Además de los aparentemente abundantes recursos hidrológicos del subsuelo, la cuenca que forma alberga edificios volcánicos del Plioceno- Cuaternario (Aguirre et al. (2000)), algunos de los cuales podrían ser de interés geotérmico. Trabajos como los de Aguirre et al. (2000, 2015); Pedrazzi et al. (2016); Roldán et al. (2011); Salinas y Blanco (2010), entre otros, dan cuenta de emplazamientos volcánicos en el entorno del graben y en su interior. La sismicidad recurrente en esta zona ocurre en ambos flancos del graben, tanto a lo largo de las fallas Pastores y Venta de Bravo, como a lo largo del sistema de fallas

Acambay Tixmadeje reactivado en 1912 Langridge et al. (2000, 2013); Ortuño et al. (2015); Quintero-Legorreta (2002); Urbina y Camacho (1913). El registro de múltiples sismos en los estratos del Pleistoceno Langridge et al. (2013); Sunye-Puchol et al. (2015) aporta evidencia de la recurrencia de actividad tectónica hasta nuestros días además de que muestran la estrecha relación entre el vulcanismo y la actividad sísmica recurrente.

Aparte de los estudios sismológicos relacionados a la actividad del graben, los estudios geofísicos enfocados al conocimiento de la estructura del graben a profundidad son escasos si no nulos. Por esta razón el presente estudio, que comprende la utilización de tres métodos geofísicos integrados en un modelo a lo largo de un perfil aproximadamente N-S que corta al graben, constituye un primer esfuerzo en la zona para estudiar la distribución estructural y litológica del mismo. La zona del estudio geofísico de este trabajo corresponde al sector Este del graben de Acambay, que estructuralmente se encuentra flanqueado por los sistemas de fallas Acambay-Tixmadeje al norte y por la falla de Pastores hacia el sur, entre las cuales se encuentran otras fallas intra-gaben de menores dimensiones Roldán et al. (2011); Suter et al. (1995) pero relevantes desde el punto de vista de los recursos geotérmicos por la presencia del volcán Temascalcingo. El presente trabajo representa el primer esfuerzo por conocer la distribución estructural y litológica del graben a profundidades del basamento regional a partir de la aplicación de sondeos magnetoteléuricos, cuya utilidad en estudios de prospección cortical está ampliamente documentada. El objetivo principal del trabajo es obtener un

modelo geológico bidimensional a partir de la integración del modelo de conductividad eléctrica deducido de los sondeos magnetoteléuticos que fueron adquiridos como parte de este trabajo de tesis, construyendo a partir de éste los modelos gravimétrico y magnético. Los datos magnéticos modelados fueron digitalizados de las cartas aeromagnéticas E14 y F14 escala 1 : 50.000 del SGM, y los datos de gravimetría terrestre interpretados fueron adquiridos como parte de una campaña anterior (Arzate *et al.*, en preparación) a lo largo del perfil magnetoteléutico.

Como parte del trabajo, además de las campañas de adquisición de datos magnetoteléuticos, se llevó a cabo el procesado de los datos desde la transformación al espacio de las frecuencias de las series de tiempo, pasando por la edición de los productos cruzados, el análisis de distorsión y la determinación del azimut eléctrico regional antes de proceder a la inversión de los datos. Los datos magnéticos no solo fueron modelados a lo largo de un perfil proyectado coincidente con los perfiles MT y gravimétrico, sino que también se generan y analizan las cartas de deriva horizontal y derivada del “*tilt*” con el objeto de identificar respuestas estructurales. A partir de la anomalía de Bouguer, se generó un modelo de densidad compatible no solo con el modelo de conductividad eléctrica, sino con la distribución de zonas de magnetización anómala. El perfil de sondeos magnetoteléutico fue girado al azimut regional (90°) e invertido usando el método de gradientes conjugados no lineales (NLCG) de Rodi y Mackie (2001).

El modelo geológico que resulta es considerado un modelo integrado en el

sentido de que integra los resultados de tres modelos geofísicos y también porque es consistente con la información geológica disponible. Por último, se considera que los resultados obtenidos son particularmente relevantes porque aportan por primera vez información estructural a profundidades medias ($\sim 10 \text{ km}$) de una zona de interés científico, pero también por su potencial uso en la prospección de recursos naturales de la cuenca y comprensión del riesgo sísmico potencial de la zona.

"La ciencia es como la tierra; sólo se puede poseer un poco de ella."

Jean-Baptiste Poquelin Molière

1

Contexto regional y geológico

1.1 EL CINTURÓN VOLCÁNICO TRANSMEXICANO

El cinturón volcánico transmexicano (CVTM) es un arco volcánico oblicuo en la parte central y oriental respecto a la zona de subducción (Ferrari (2000)) que atraviesa el centro de México desde el golfo de California al golfo de México aproximadamente entre las latitudes $18^{\circ}30'N$ y $21^{\circ}30'N$. Esta franja de volcanes activos de diferentes estilos geomorfológicos y variadas composiciones químicas juega un papel fundamental en el desarrollo del país ya que su presencia afecta rasgos tales como distribución de la población, economía, topografía, sismicidad, clima y recursos geotérmicos, entre otras características. La longitud del CVTM es de alrededor de 1000 km y un ancho que va desde los 80 km hasta los 230 km, (Fig 1.1.1). Como características principales cabe destacar que este arco volcánico no

es paralelo a la trinchera, además que las placas que se encuentran en subducción son jóvenes en comparación con las reportadas en otros arcos volcánicos similares. Las edades reportadas son para la placa de Rivera de alrededor de 10 M.A. y para la placa de Cocos de entre 11 y 23 M.A. Ferrari et al. (2012).

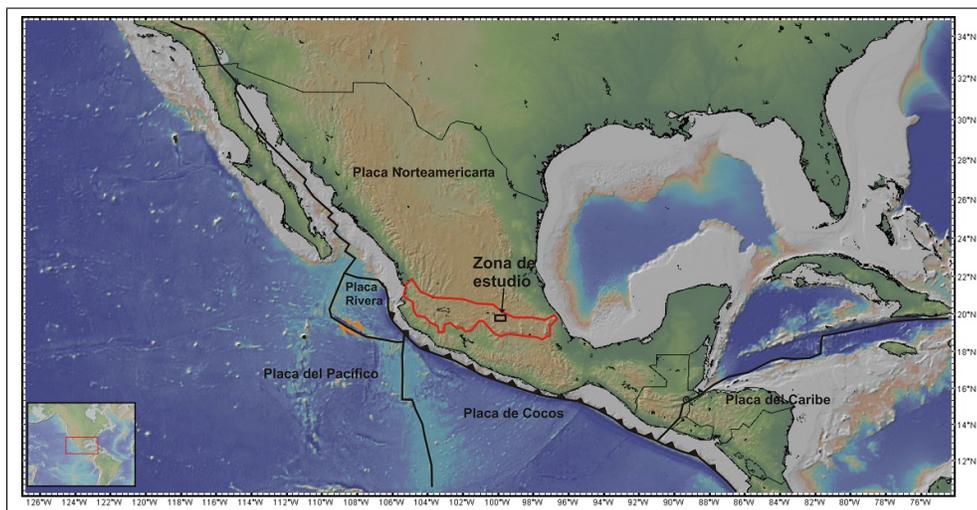


Figura 1.1.1: Zona de estudio

El graben de Acambay se encuentra ubicado en el sector centro-oriental del CVTM, entre los estados de México, Querétaro y Michoacán.

1.1.1 EL GRABEN DE ACAMBAY

El graben de Acambay es una de las estructuras que más resalta en la parte central del CVTM. Este graben (o fosa tectónica) es una estructura de extensión intra-arco con orientación E-W, según Suter et al. (1992) Este graben tiene una expresión superficial de hasta 80 km y un ancho entre los 15 y 38 km (Langridge et al. (2013)), su máximo relieve topográfico alcanza los 500 m. Las fallas que delimitan el graben poseen un buzamiento en superficie de entre 50° y 70°. La parte oriental del graben está flanqueada por las fallas de nombre compuesto Acambay-Tixmadejé y Epitacio Huerta al norte, hacia el sur lo delimitan las fallas de Pastores y Venta de bravo, las cuales se consideran actualmente activas. Urbina y Camacho

(1913) y Ortuño et al. (2015) reportan rupturas ocurridas durante el terremoto de Acambay (1912) para ambas fallas, destacándose que para la falla de Acambay-Tixmedejé se reportan 4 eventos de desplazamientos de hasta 60 cm por evento con un intervalo de recurrencia de 3600 años según estimaciones de Langridge et al. (2000); Ortuño et al. (2015).

La falla de Venta de Bravo alcanza los 45 km de longitud, lo que hace de ella la falla más extensa de la estructura. Entre sus principales características se encuentran segmentos interconectados que forman arreglos en *echelon* en su transición a la falla de Pastores. En el caso de la transición entre la falla de Acambay-Tixmedejé y la falla Epitacio Huerta, se observa una discontinuidad de aproximadamente 8 km (ver figura 1.1.2), este cambio se debe a una zona de transferencia o "stepover" entre estas fallas. Cabe resaltar que el eje tectónico de la depresión formada en la zona de transferencia se encuentra una serie de fallas menores normales, que buzcan hacia el norte solapándose entre si con extensiones variables de entre 2 y 10 km según Langridge et al. (2013).

La anterior información da cuenta del comportamiento extensional y de la componente de rumbo que caracteriza estas fallas principales.

1.1.2 ÁREA DE ESTUDIO

En la figura 1.1.2 se presenta el área de estudio, que comprende la parte oriental del graben de Acambay, el cual posee un ancho de alrededor de 17 km y una extensión de 35 km en esta zona, ampliándose hacia el este. Este sector del graben se encuentra en el estado de México ubicado entre las latitudes $19^{\circ}46' N$ y $20^{\circ}04' N$ y longitudes $99^{\circ}47' W$ y $100^{\circ}09' W$.

El área de estudio se delimita únicamente por las fallas de Acambay-Tixmedejé y Pastores por el norte y sur respectivamente.

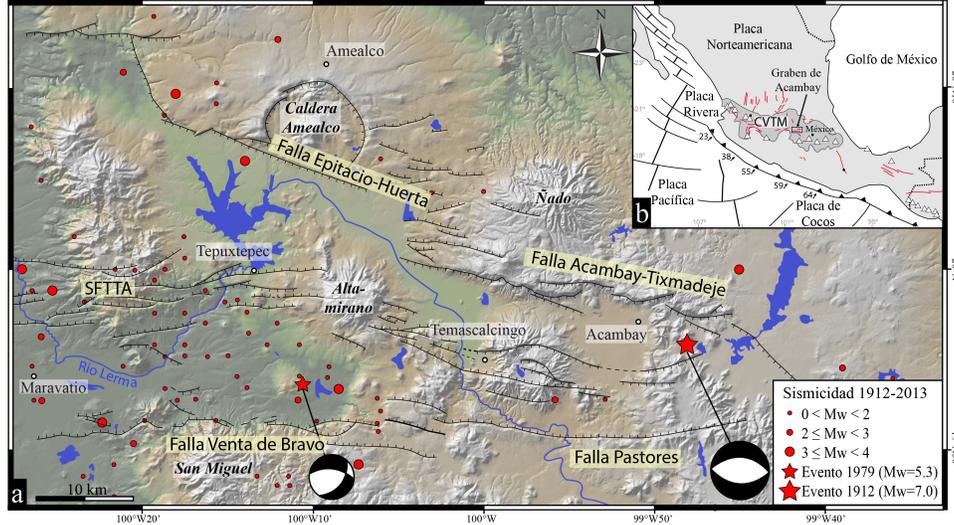


Figura 1.1.2: Mapa estructural del graben de Acambay, los hombros del graben corresponden a las fallas Acambay - Tixmadeje al norte y de pastores - Tixmadeje al sur. (Lacan, 2013)

Las cartas geológicas 1:250 000 y 1:50 000 correspondientes a esta zona se presentan en la tabla 1.1.1:

Tabla 1.1.1: Cartas geológicas del área de estudio 1: 250 000

Identificador	Nombre	Escala	año	Referencia
F14-10	Querétaro	1:250 000	1999	SGM (1999)
F14-11	Pachuca	1:250 000	1997	SGM (1997)
E14-1	Morelia	1:250 000	1998	SGM (1998)
E14-2	Ciudad de México	1:250 000	2002	SGM (2002)

La zona de interés coincide con el límite fronterizo de las 4 cartas geológicas en las coordenadas longitud 100° W, latitud 20° N, aunque principalmente se encuentra en el área de la carta de Ciudad de México (E14-2).

La geología reportada en las diferentes cartas geológicas del Servicio Geológico Mexicano SGM (2002) consiste en un basamento metavolcánico correspondiente a las formaciones Villa de Ayala, Acapetlahuaya y Amatepec, de edad Cretácico In-

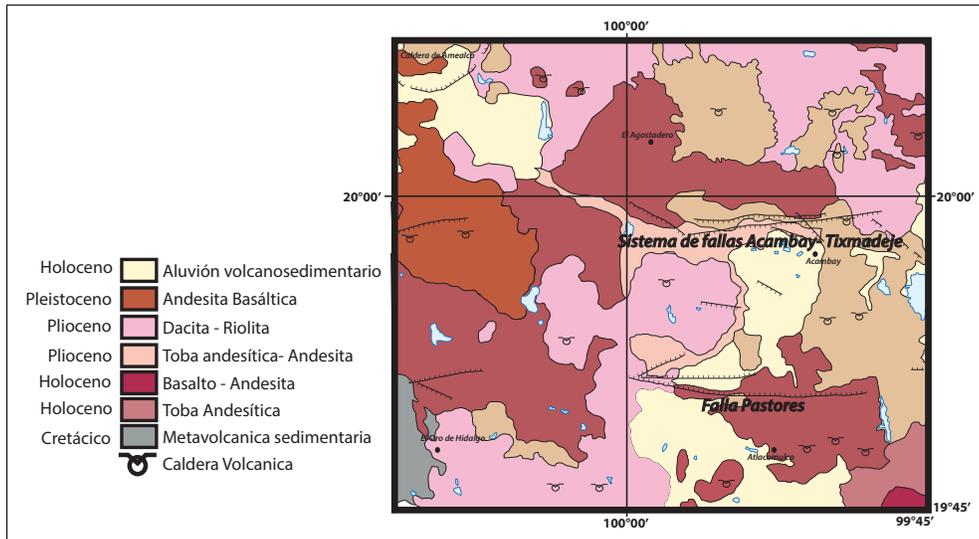


Figura 1.1.3: Composición de cartas geológicas (SGM).

ferior. Sobreyaciendole se reporta una secuencia de dacitas y andesitas descritas como formaci3n Xochitepec de edad Mioceno. Al sur de la falla de pastores sobreyacen tobas dacíticas y riolíticas del Plioceno reportadas como secuencia piroclástica de Ñado, Sobre estas se encuentran tobas andesíticas y andesitas del Plioceno conocidas como andesitas La Peña. En Atlatomulco, aflora la andesita del mismo nombre y el basalto Metates de edad Pleistoceno y como relleno de la cuenca del graben de Acambay se encuentran dep3sitos lacustres Cuaternarios. Sin embargo la presencia de aparatos volcánicos dentro de la estructura hace suponer variaciones importantes en sus espesores.

1.2 ESTRATIGRAFÍA

La cartografía geológica del Servicio Geológico Mexicano (SGM) de la zona de estudio sugiere una distribuci3n estratigráfica simple deducida principalmente a partir de la geología superficial (Figura 1.2.1). Si bien la simplicidad estructural puede ser cuestionable tanto como las profundidades a las diferentes unidades geológicas, la secuencia y distribuci3n de las mismas se considera bien constreñida por lo

que a continuación se transcriben sus principales características.

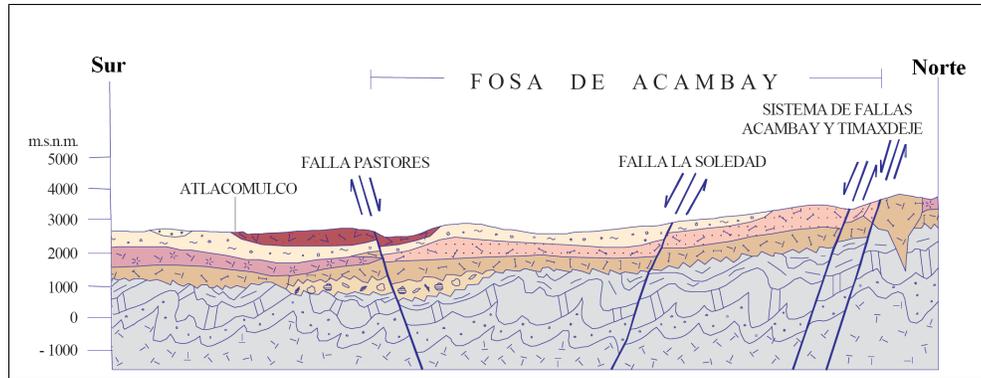


Figura 1.2.1: Perfil geológico del área de estudio, según el informe anexo del SGM (carta E14-2 , perfil B SGM (2002)),coincidente con la dirección del perfil magnetotelúrico realizado como parte de este estudio. Como se puede observar, a pesar de la existencia de estructuras volcánicas dentro de la fosa del graben de Acambay, éstas no se reflejan en el perfil geológico interpretado.

El Mesozoico en la zona está representado por el complejo ígneo metamórfico Tlalpujahuá. Estas son las rocas más antiguas reportadas para la zona, y son consideradas el basamento regional que afloran en el flanco sur del graben de Acambay como secuencias de pizarras y esquistos intruidos por diques de composición silícea, reportados dentro de minas cercanas(Aguirre- Diaz et al, 1996).

El Cenozoico en la zona está representado por rocas volcánicas de edad Mioceno - Plioceno. En el bloque techo de la falla de Pastores se encuentra expuesto un paquete de alrededor de 300 m de rocas volcánicas de composiciones intermedias a silíceas, las cuales suprayacen inconformemente a las rocas del Complejo ígneo metamórfico Tlalpujahuá.

Otras estratos Cenozoicos descritos aunque de espesor desconocido, son la Unidad Lagunitas y la Unidad Tierras Blancas. La primera es una unidad estratigráfica basal que aflora en la parte sur del graben (2-5 m) aumentando su espesor hacia el noreste. Se encuentran muestras fósiles en los depósitos volcanosedimentarios

permiten inferir una edad de depositación del Plioceno. La segunda descansa inconformemente sobre la Unidad Lagunitas, y esta constituida por lodolitas con capas de areniscas volcanoclasticas por lo que poseen alto contenido fósil que arroja un rango de edad Plioceno Tardío- Pleistoceno Temprano. Esta unidad tiende a presentar un bandeamiento horizontal carente de deformación, en algunos afloramientos presenta deformación debida al emplazamiento de flujos de lava entre los sedimentos no consolidados.

Hacia el sureste del graben de Acambay se observan varias estructuras volcánicas, aun no datadas pero clasificadas como del Plioceno Tardío-Pleistoceno, como en el caso del cerro Santa Lucia, un domo de lava de composición silícea, al igual que el domo del estratovolcán San Pedro (Norato-Cortez, 1998), cuya composición riolítica- dacítica forma parte de una fase eruptiva en la formación del graben.

El Cuaternario en la zona de estudio está representado por varias unidades de tipo sedimentario (Fmn. Centenario y depósitos de aluvión) así como derrames basálticos (Los Mtates) y andesíticos (La Peña). Los depósitos sedimentarios de la formación Centenario, compuestos predominantemente de areniscas tobaceas, lodolitas y cenizas, suprayace de manera inconforme a la Unidad Tierras Blancas en un tipo de contacto erosional. En el mapa geológico esta unidad es incluida en lo que se denomina aluvión Cuaternario.

Las andesitas basálticas de la Formación Los Metates se despliegan principalmente en flujos de lava y conos de escoria hacia la parte central del graben (Sanchez – Rubio, 1984) y se identifican por su color gris a gris oscuro y bajos contenidos de plagioclasa y fenocristales de piroxeno. Estas andesitas guardan similitudes composicionales con antiguas lavas asociadas a con el cerro de Santa Lucia, principalmente en concentraciones de magnesio, calcio, tierras raras, Pb, Zr y la relación Rb/Ba, sin embargo la característica más distintiva de estas andesitas basálticas es su alta concentración de TiO_2 , el cual excede el 1.4%

Hacia el sur de la zona de estudio, se observan flujos de lava andesítica de color gris oscuro a negro aflorando asociados con conos de escoria a lo largo de la falla de Pastores de edad $0.4 M \pm 0.1 Ma$ Suter et al. (1995). Los especímenes de esta

unidad presentan abundantes xenocristales de cuarzo, así como nódulos parcialmente disgregados de biotita, cuarzo y feldespato, los cuales se interpretan como el resultado de la mezcla de un magma silícico con xenolíticos de composición granítica. Estas andesitas se diferencian de las andesitas basálticas principalmente por ser más potásicas (altos contenidos de K_2O), así como con un bajo contenido de Al_2O_3 .

Los depósitos de aluvión constituyen los depósitos más recientes del graben. Cubren una gran porción del mismo y son actualmente el sustrato agrícola de la región, además de que se asume que constituyen el acuífero superficial de la cuenca tectónica. Esta unidad está formada por intercalaciones de arcillas y areniscas. Las arcillas son masivas de color café oscuro con contenido mineral de tamaño arena en un 10%, entre ellos feldespatos principalmente. Las areniscas aparecen como intercalaciones entre las capas de arcillas, son masivas de color café claro y tamaño de grano medio. Este coluvión cubre los domos volcánicos, conos de escoria y parte del escarpe de las fallas que flanquean el graben.

La secuencia estratigráfica simplificada del graben se muestra en la Figura 1.2.2

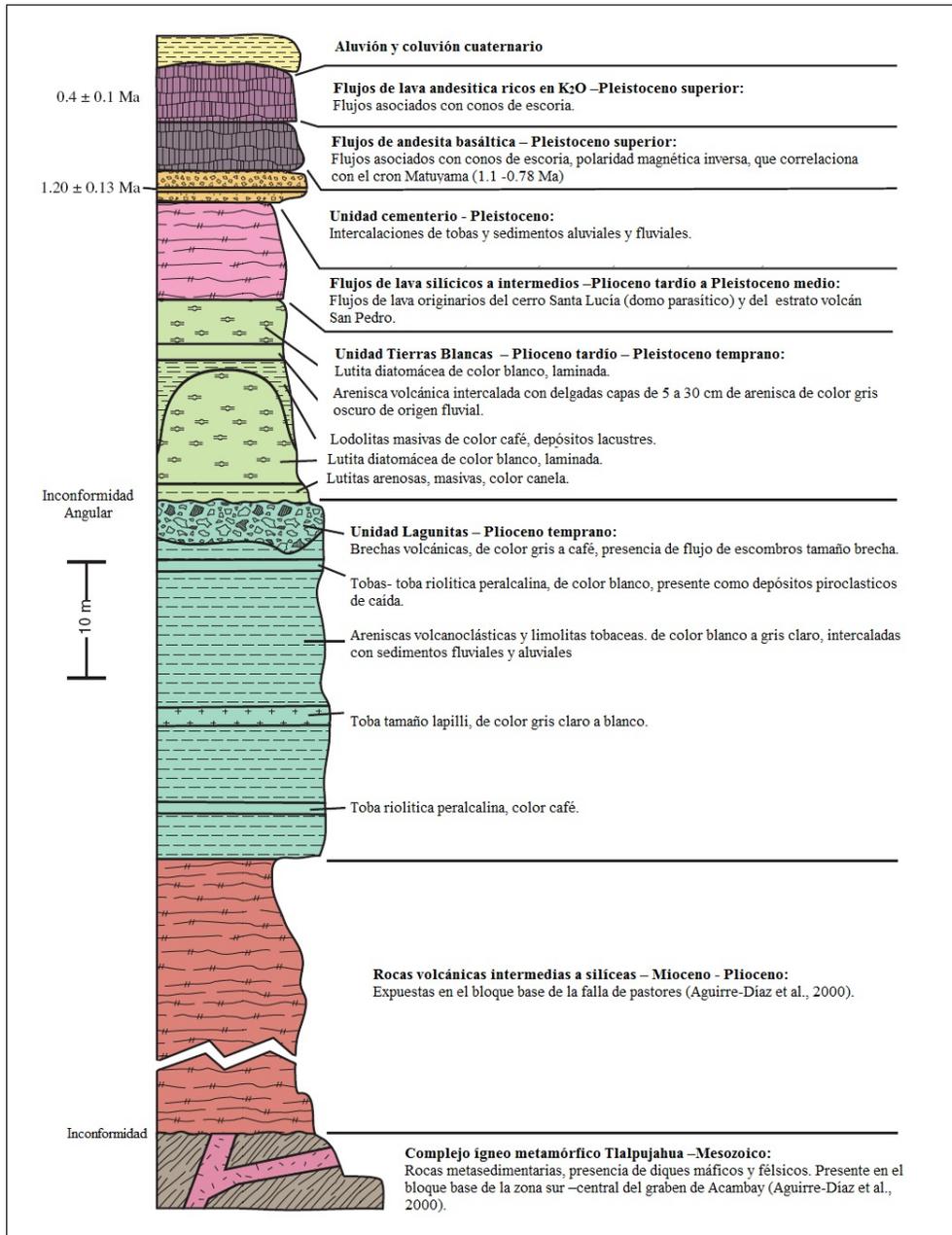


Figura 1.2.2: Sección estratigráfica compuesta de la zona del graben de Acambay (Tomada de: Mercer et al. (2014)).

1.3 SÍNTESIS LITOLÓGICA

A continuación, se presentan de manera sintetizada las unidades representativas que agrupan las diferentes litologías y que se modelan para el graben de Acambay.

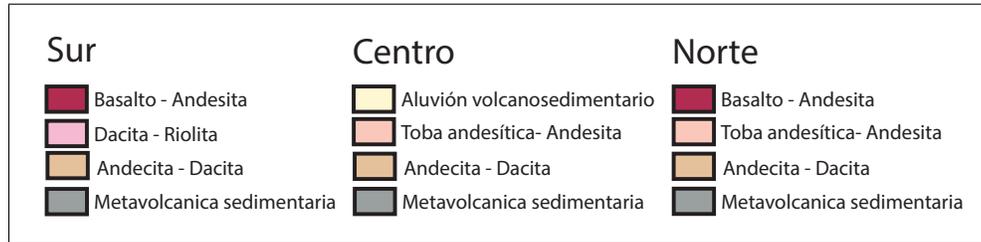


Figura 1.3.1: Unidades representativas del graben de Acambay.

"Si lo que quieres es encontrar los secretos del Universo, piensa en términos de energía, frecuencia y vibración"

Nikola Tesla

2

El método magnetotelúrico (MT)

El método magnetotelúrico es una técnica pasiva de exploración, que mide simultáneamente las variaciones de campo magnético H y campo eléctrico E , aprovechando las variaciones naturales del campo electromagnético (EM) que fluye en el subsuelo a diferentes profundidades. Debido a que es un método de fuente natural es versátil y práctico en el campo, ya que no es necesario hacer grandes tendidos de cable ni la presencia de grandes fuentes de energía (Pous y Marcuello, 2003; Simpson y Bahr, 2005).

2.1 ANTECEDENTES

El campo EM natural que se propaga en el interior de nuestro planeta tiene su origen a partir de fenómenos atmosféricos e interplanetarios los que inducen flujos

de corriente regionales. La fuente de energía EM natural en el rango de frecuencias de audio (10^3 - 10^{-1} Hz) proviene principalmente de las tormentas eléctricas que inducen campos EM que se propagan por grandes distancias en la parte superior de la corteza terrestre, y en el rango de bajas frecuencias ($< 10^{-1}$ Hz) por la interacción del viento solar y las corrientes ionosféricas de la magnetósfera terrestre (Figura 2.1.1) que inducen campos EM naturales que se propagan a mayores profundidades permitiendo mayores profundidades de investigación . El registro de las variaciones espacio-temporales de estos campos EM regionales y su análisis tensorial en términos de la magnitud y la fase de los mismos, permite su utilización para la prospección geofísica superficial o profunda.

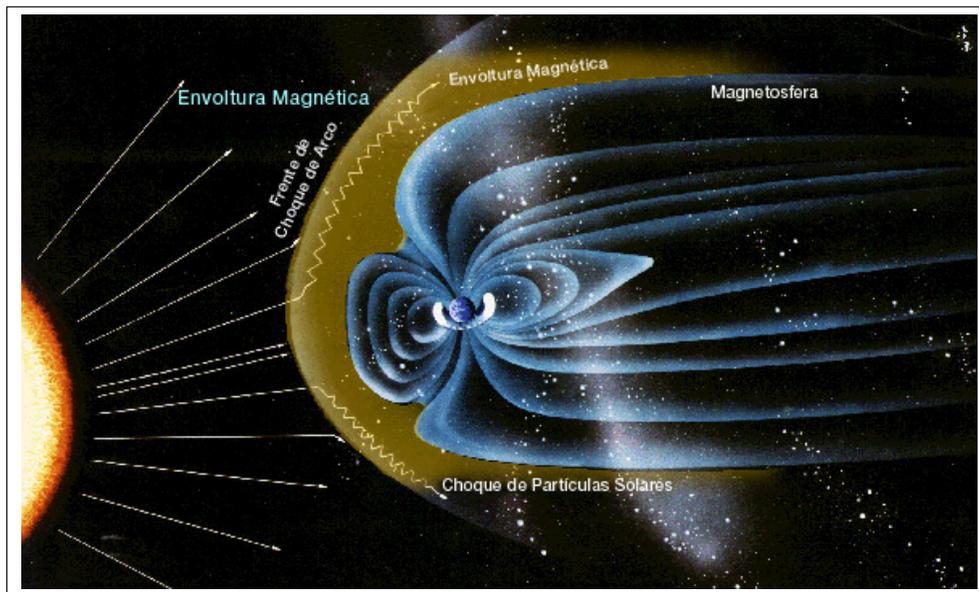


Figura 2.1.1: Interacción del viento solar y la magnetósfera terrestre. El choque de partículas cargadas induce oscilaciones de la coraza magnética que a su vez inducen corrientes eléctricas planetarias (tomado de: <http://www.windows2universe.org/glossary/magnetosheath.html&lang=sp>)

Desde su invención (Tikhonov (1950) y Cagniard, (1953)) el método MT ha experimentado grandes avances tanto en el aspecto conceptual y de aplicaciones

como en el aspecto de instrumentación. Se ha realizado un gran avance en las técnicas de interpretación y algoritmos de inversión de los datos, como lo atestiguan la gran cantidad de publicaciones disponibles (Jones et al. (1989)). La estandarización de los formatos de los datos y de las rutinas de procesamiento de los mismos a partir de la experiencia científica internacional ha conferido confiabilidad y mayor efectividad del método lo que se ha reflejado en su amplia aplicación a numerosos y diversos problemas geocientíficos y de prospección .

2.2 TEORÍA DEL MÉTODO MAGNETOTELÚRICO

El método magnetotelúrico en sus diferentes bandas de frecuencia (AMT, MT, y LMT) se fundamenta en las ecuaciones de Maxwell (Cagniard (1953); Tikhonov (1950)) las cuales describen el comportamiento físico de los campos EM en el subsuelo y son la base de la teoría electromagnética.

2.2.1 ECUACIONES DE MAXWELL

Las ecuaciones de Maxwell nos permiten modelar la propagación de las ondas EM en el subsuelo a partir de los vectores de campo eléctrico y magnético E y H , y de los de densidad de corriente y densidad de flujo magnético J y B cuyas unidades físicas son $[V/m]$, $[A/m]$, $[A/m^2]$ y $[T]$ respectivamente. Para el caso particular del método MT las ecuaciones que relacionan estos campo vectoriales están dadas por

$$\nabla \times E = -\frac{\partial B}{\partial t} \quad (2.1)$$

$$\nabla \times H = J \quad (2.2)$$

$$\nabla \cdot E = \frac{\rho}{\epsilon_0} \quad (2.3)$$

$$\nabla \cdot B = 0 \quad (2.4)$$

En orden descendente, estas ecuaciones de forma independiente son conocidas como la ley de Faraday 2.1, la ley de Ampere 2.2 y las leyes de Gauss del campo eléctrico 2.3 y magnético 2.4 respectivamente. Las primeras dos ecuaciones relacionan los tensores de campo eléctrico y magnético inducidos, cabe resaltar que la ecuación 2.2 acá presentada asume que las corrientes de desplazamiento son despreciables debido a que se trabaja sobre un medio conductor, por lo tanto el término $\frac{\partial D}{\partial t}$ que acompaña esta relación es nulo.

2.2.2 RELACIONES CONSTITUTIVAS

Las relaciones constitutivas establecen condiciones físicas complementarias necesarias para resolver las ecuaciones de Maxwell para el caso de una Tierra homogénea. Las relaciones entre la conductividad eléctrica del subsuelo σ y el campo eléctrico E , y la permeabilidad magnética μ y campo magnético H para el caso del método magnetotelégrafo, están dadas respectivamente por:

$$J = \sigma E \quad (2.5)$$

$$B = \mu H \quad (2.6)$$

En estas expresiones J y B representan los flujos eléctrico y magnéticos inducidos.

La conductividad eléctrica es un parámetro que nos da cuenta de la capacidad del medio para permitir el paso de una corriente eléctrica. Sus unidades son $[S/m]$. Por otro lado, la permeabilidad magnética es un parámetro físico que determina la capacidad del medio para atraer y permitir el paso de campos magnéticos a través de este, sus unidades son $[H/m]$.

A partir de las relaciones constitutivas es posible deducir la ecuación de onda del campo eléctrico que determina su comportamiento en el medio que fluye (ver

apéndice 1). La ecuación tensorial está dada por:

$$\nabla^2 E = \nabla \times \left(\frac{\partial B}{\partial t} \right) \quad (2.7)$$

equivalentemente

$$\nabla^2 E = \mu_0 \sigma \frac{\partial E}{\partial t} + \mu_0 \varepsilon \frac{\partial^2 E}{\partial t^2} \quad (2.8)$$

De manera análoga se tiene la expresión para la ecuación de onda del campo magnético primario dada en términos de las propiedades físicas del medio en el que se desplaza:

$$\nabla^2 H = \mu_0 \sigma \frac{\partial H}{\partial t} + \mu_0 \varepsilon \frac{\partial^2 H}{\partial t^2} \quad (2.9)$$

En un medio terrestre, el proceso por el cual se desplazan los campos eléctrico y magnético es difusivo a frecuencias menores a 100 kHz [Zhdanov y Keller \(1994\)](#). En este caso las ecuaciones que corresponden están dadas por:

$$\nabla^2 E = i\omega\mu_0\sigma E \quad (2.10)$$

$$\nabla^2 B = i\omega\mu_0\sigma B \quad (2.11)$$

Estas ecuaciones describen la difusión del campo electromagnético casi estacionario, inducido en el interior de la tierra.

Las condiciones físicas impuestas para la solución de las ecuaciones de difusión establecen que:

1. Las corrientes de desplazamiento son despreciables comparadas a las corrientes de conducción ($\omega^2\mu_0\varepsilon \ll \omega\mu_0\sigma$).
2. Las variaciones de permeabilidad eléctrica y de permitividad magnética son despreciables comparadas con las variaciones de resistividad eléctrica.
3. Los valores de ε y de μ son constantes dentro de la tierra, siendo sus valores

relativos cercanos a 1 ($\epsilon = \epsilon_o \cdot \epsilon_r = \epsilon_o = 8.85 \times 10^{-12} F/m$ y $\mu = \mu_o \cdot \mu_r = \mu_o = 1.26 \times 10^{-6} H/m$).

Por lo tanto para un medio disipativo como lo es la tierra, los campos eléctricos y magnéticos los podemos describir con las siguientes ecuaciones de difusión¹:

$$\nabla^2 E = i\omega\mu_o\sigma E \quad (2.12)$$

$$\nabla^2 B = i\omega\mu_o\sigma B \quad (2.13)$$

Estas ecuaciones describen una difusión electromagnética casi estacionaria en términos del campo eléctrico y magnético, respectivamente.

2.2.3 EL TENSOR DE IMPEDANCIAS

El tensor de impedancia Z , también conocido como función de transferencia magnetotelérica, es un operador que relaciona de forma lineal las componentes horizontales del campo eléctrico E y del campo magnético H , es decir

$$E = ZH \quad (2.14)$$

Este operador es un tensor complejo de rango 2 a partir del cual se definen la resistividad aparente y la fase como [Berdichevsky y Dmitriev \(2010\)](#):

$$\rho_{ij}(\omega) = \frac{1}{\omega\mu_o} |Z_{ij}(\omega)|^2 \quad \text{con } i \neq j \text{ e } i = x, y. \quad (2.15)$$

y

$$\phi_{ij}(\omega) = \tan^{-1} \left[\frac{\text{Im} [Z_{ij}(\omega)]}{\text{Re} [Z_{ij}(\omega)]} \right] \quad \text{con } i \neq j \text{ e } i = x, y. \quad (2.16)$$

Ejemplo de una gráfica de resistividad y otra de fase se muestra en la Figura 2.2.1, en donde los ejes verticales corresponden a la magnitud de la resistividad y

¹Estas ecuaciones son ecuaciones de onda escalares, homogéneas y unidimensionales, y poseen la forma de la ecuación de Helmholtz: $(\nabla^2 + k^2)\varphi = 0$

la fase respectivamente y el eje horizontal en ambos corresponde al periodo.

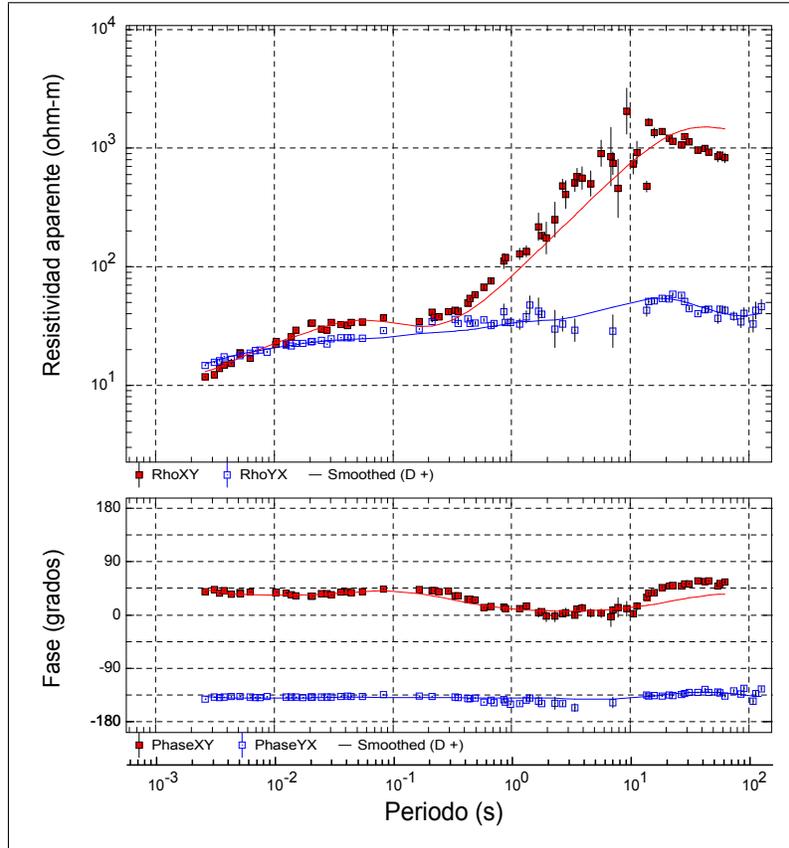


Figura 2.2.1: Ejemplo de una gráfica de resistividad y de fase, datos MT editados y suavizados.

De forma explícita la relación entre los campos vectoriales eléctrico y magnético se expresa de la forma:

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \quad (2.17)$$

A partir de esta ecuación matricial se obtiene el sistema de ecuaciones sigu-

iente:

$$E_x = Z_{xy}H_y + Z_{xx}H_x \quad (2.18)$$

$$E_x = Z_{xy}H_y + Z_{xx}H_x \quad (2.19)$$

Este sistema de 2 ecuaciones complejas posee 4 incógnitas complejas, el cual se soluciona calculando cada impedancia Z_{ij} como promedios sobre diferentes bandas de frecuencias a partir de los productos cruzados entre las componentes del campo (Madden y Nelson (1973); Vozoff (1972)).

$$\langle E_x H_y^* \rangle = Z_{xx} \langle H_x H_y^* \rangle + Z_{xy} \langle H_y H_y^* \rangle$$

$$\langle E_x H_x^* \rangle = Z_{xx} \langle H_x H_x^* \rangle + Z_{xy} \langle H_y H_x^* \rangle$$

$$\langle E_y H_y^* \rangle = Z_{yy} \langle H_y H_y^* \rangle + Z_{yx} \langle H_x H_y^* \rangle$$

$$\langle E_y H_x^* \rangle = Z_{yy} \langle H_y H_x^* \rangle + Z_{yx} \langle H_x H_x^* \rangle$$

donde H_x^* y H_y^* son los complejos conjugados de H_x y H_y . De este sistema de ecuaciones es posible despejar las incógnitas Z_{ij} de tal forma que queden en función de las componentes horizontales de los campos que se miden en superficie:

$$Z_{xx} = \frac{\langle E_x H_y^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle - \langle E_x H_x^* \rangle \langle H_y H_y^* \rangle}{\langle H_y H_x^* \rangle \langle H_x H_y^* \rangle - \langle H_x H_x^* \rangle \langle H_y H_y^* \rangle} \quad (2.20)$$

$$Z_{xy} = \frac{\langle E_x H_x^* \rangle \langle H_x H_y^* \rangle - \langle E_x H_y^* \rangle \langle H_x H_x^* \rangle}{\langle H_y H_x^* \rangle \langle H_x H_x^* \rangle - \langle H_x H_y^* \rangle \langle H_x H_x^* \rangle} \quad (2.21)$$

$$Z_{yx} = \frac{\langle E_y H_x^* \rangle \langle H_y H_y^* \rangle - \langle E_y H_y^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle}{\langle H_x H_x^* \rangle \langle H_y H_y^* \rangle - \langle H_x H_y^* \rangle \langle H_y H_x^* \rangle} \quad (2.22)$$

$$Z_{yy} = \frac{\langle E_y H_x^* \rangle \langle H_x H_y^* \rangle - \langle E_y H_y^* \rangle \langle H_x H_x^* \rangle}{\langle H_y H_x^* \rangle \langle H_x H_y^* \rangle - \langle H_y H_y^* \rangle \langle H_x H_x^* \rangle} \quad (2.23)$$

2.2.4 DIMENSIONALIDAD DEL MEDIO

A partir del análisis de los elementos del tensor de impedancia:

$$Z_{ij} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \quad (2.24)$$

es posible analizar la complejidad estructural del subsuelo, dada por el concepto de “dimensionalidad” del medio. A partir de dicho análisis, que consiste en evaluar los componentes del tensor (magnitud y fase) en función de la frecuencia, es posible determinar si un medio geológico se comporta como un medio 1D, 2D, 3D o de una combinación de éstos. El conocimiento de la estructura, previo al proceso de modelación de los datos, además de que permite seleccionar adecuadamente las herramientas de modelado, permite establecer estrategias adecuadas de interpretación al mismo tiempo que proporciona límites de validez a los propios modelos (Simpson y Bahr (2006), Martí (2006)).

CASO 1D: MEDIO HOMOGÉNEO (O CONSTITUIDO DE MÚLTIPLES ESTRATOS HORIZONTALES)

El caso de un medio unidimensional o 1D es aquel en el que las variaciones de resistividad en el subsuelo son únicamente a profundidad (ver figura 2.2.2). En este caso los elementos de la diagonal principal del tensor son nulos $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$ y los elementos de la antidiagonal son iguales, tomando el tensor de impedancia la siguiente forma:

$$Z_{ij} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ -Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} = Z_{1D} \quad (2.25)$$

Condiciones geológicas que pueden ser modeladas unidimensionalmente son por ejemplo una cuenca sedimentaria a todas las escalas, cratones o unidades tectónicas de grandes espesores, entre otros.

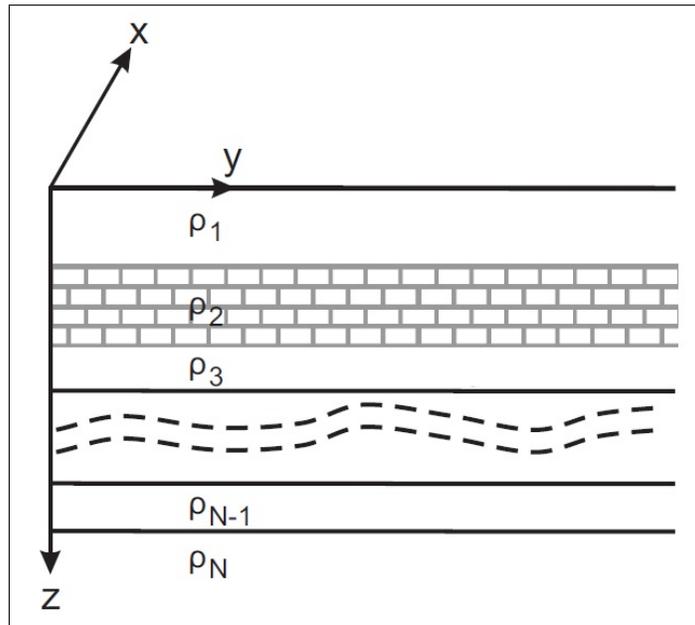


Figura 2.2.2: Modelo terrestre de un medio unidimensional o 1D, [Türkoglu \(2009\)](#).

CASO 2D:

El caso de un medio bidimensional o de dimensionalidad 2D, conceptualmente se trata de una estructura cuya longitud X se consideran “infinita” comparada con la dimensión en Y . El caso típico de un medio bidimensional es el de un contacto entre dos unidades geológicas con diferentes propiedades físicas, entre ellas sus propiedades eléctricas, ver figura 2.2.3. En este caso toma sentido el concepto de “strike” eléctrico (o azimut eléctrico) asociado de manera natural a la orientación de la estructura geológica. Teóricamente, si la dirección de la zona de contacto cambia con la profundidad es posible determinarlo observando cambios en la dimensionalidad del tensor 2D en función de la frecuencia.

Para el caso 2D el tensor de impedancias tomara la siguiente forma:

$$Z_{ij} = \begin{bmatrix} \circ & Z_{xy} \\ Z_{yx} & \circ \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \circ & Z_{TE} \\ Z_{TM} & \circ \end{bmatrix} = Z_{2D} \quad (2.26)$$

donde las direcciones X, Y corresponden al norte y este respectivamente. Z_{xy} y Z_{yx} son conocidas como las componentes principales del tensor en el caso que Z_{xx} y Z_{yy} sean iguales a cero. Z_{TE} y Z_{TM} son los dos modos de polarización Eléctrico transverso y magnético transverso respectivamente. Ambos modos resultan de la solución de las ecuaciones de difusión para el caso 2D [Berdichevsky y Dmitriev \(2010\)](#); [Keller et al. \(2002\)](#). En estas condiciones el marco de referencia del tensor coincide con el del medio bidimensional, y de acuerdo a la figura 2.2.3 se tiene que:

$$Z_{TE} = Z_{xy} = \frac{E_x}{H_y} \quad (2.27)$$

y

$$Z_{TM} = Z_{yx} = \frac{E_y}{H_x} \quad (2.28)$$

En este contexto el concepto de *strike* eléctrico corresponde a la dirección definida por la dirección del campo eléctrico E_x , que coincide con la dirección de la estructura principal, en este caso la zona de contacto. Los modos de polarización TE y TM se definen como sigue:

Modo TE: El modo transverso eléctrico (o polarización eléctrica) es aquel en el cual la dirección del campo eléctrico principal es paralela a la dirección del *strike* eléctrico.

Modo TM: El modo transverso magnético (o polarización magnética) es aquel en el cual la dirección principal del campo magnético es paralela al *strike* eléctrico.

Condiciones geológicas que pueden ser consideradas bidimensionales son por ejemplo zonas de contacto de terrenos alóctonos, pliegues, diques, fallas, etc.

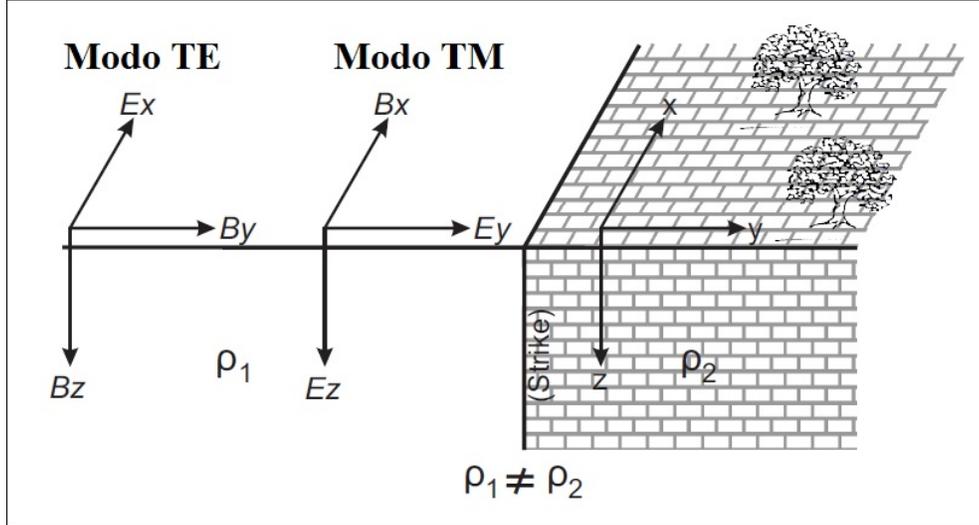


Figura 2.2.3: Modelo terrestre de un medio bidimensional o 2D , figura tomada de: Ersan Türkoglu, 2009 [Türkoglu \(2009\)](#).

CASO 3D

No siempre es posible encontrar una dirección para el *strike* en todo o parte del rango de frecuencias magnetoteléurico. Cuando este es el caso, no existe un sistema de referencia tal que permita anular o minimizar las componentes de la diagonal del tensor. Este caso es el más general y corresponde a un medio anisotrópico y heterogéneo cuya resistividad varía a lo largo de todas las direcciones (Figura 2.2.4), de tal forma que todas las componentes del tensor de impedancias son diferentes entre sí y diferentes de cero:

$$Z_{xx} \neq Z_{xy} \neq Z_{yx} \neq Z_{yy} \neq 0 \quad (2.29)$$

$$Z_{ij} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} = Z_{3D} \quad (2.30)$$

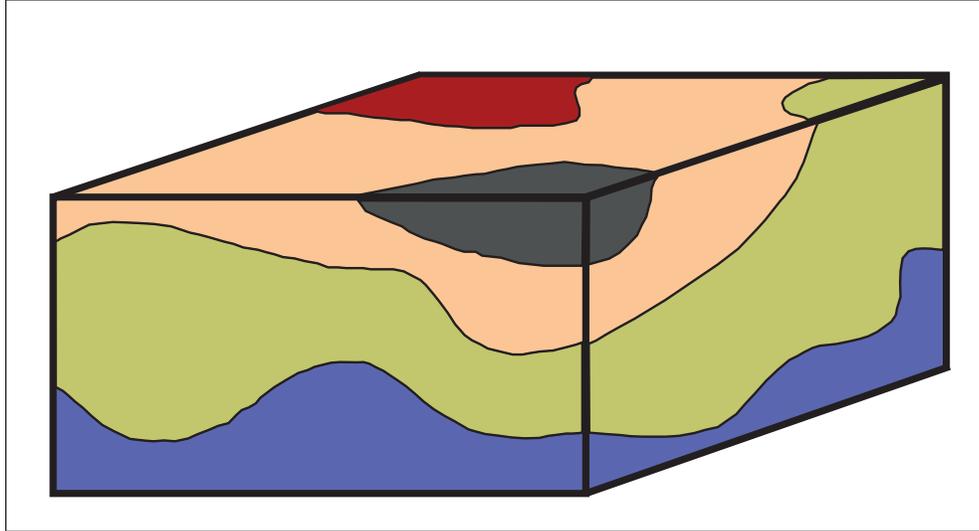


Figura 2.2.4: Modelo terrestre de un medio tridimensional o 3D , **Martí (2006)**. En esta figura la irregularidad de las unidades, así como sus propiedades eléctricas diversas impiden la simplificación analítica del tensor de impedancia.

2.2.5 DISTORSIÓN GALVÁNICA

Cuando se trabaja en con el método magnetotelúrico se debe tener en cuenta dos tipos de distorsiones que afectan de manera relevante las mediciones, la distorsión galvánica y la distorsión por inducción electromagnética (**Berdichevsky y Dmitriev (1976)**), a continuación se explicara brevemente cada uno de estos fenómenos:

DISTORSIÓN GALVÁNICA

En la presencia de discontinuidades eléctricas superficiales (tales como zonas conductoras asociadas a la presencia de arcillas, humedales, paleocanales, paleolagunas, etc.) genera distorsión galvánica en las zonas de contacto que se reflejan en un corrimiento de las curvas de resistividad a lo largo del eje vertical. Esta distorsión proviene de la acumulación de cargas eléctricas en la interfase de la discontinuidad. El contacto de los dipolos eléctricos con un suelo conductivo (o resistivo) se re-

fleja en un corrimiento constante de los valores de resistividad hacia valores más conductivos (o resistivos). La dirección del corrimiento de la curva de resistividad depende del carácter conductivo (o resistivo) de la discontinuidad superficial. Sin embargo las curvas de fase no sufren alteración alguna por estos efectos (Jones (1988)).

Cabe resaltar, que si la intención es interpretar la estructura del subsuelo más allá del pequeño espesor de la discontinuidad, entonces es necesario eliminar el corrimiento de las curvas de resistividad (llamado también corrimiento estático) para evitar subestimar o sobreestimar, según sea el caso, la magnitud de los valores anómalos asociados a las estructuras de interés. Para el Presente trabajo se usaran el valor modal de resistividad de los diferentes sitios de medición Jones (1988); Sternberg et al. (1985).

2.3 MÉTODOS DE ANÁLISIS DIMENSIONAL

Existen diferentes métodos para evaluar la dimensionalidad del tensor de impedancia en función de la frecuencia, para lo cual se utiliza el concepto de parámetro de distorsión, que representa una medida de la desviación del tensor de su forma ideal (1D o 2D) al mismo tiempo que sirven como elementos propios para la interpretación. El objetivo de los métodos de análisis de distorsión electromagnética es extraer la información dimensional del tensor de resistividad o del tensor de fase en función de la frecuencia, particularmente la dirección del strike eléctrico, pero también la presencia de anisotropía en el subsuelo. En este trabajo, se utilizaron los métodos de Bahr (1988, 1991) y Weaver et al. (2000) para analizar los datos adquiridos, los cuales se explican a continuación.

2.3.1 PARÁMETROS DE DIMENSIONALIDAD DE BAHR

En el método magnetotelurico se asume que en el dominio de la frecuencia el campo eléctrico horizontal E y el campo magnético horizontal B se relaciona a

través de el tensor de impedancia \mathbf{Z} (Bahr (1991)):

$$E = \mathbf{Z}B \quad \text{con} \quad \mathbf{Z} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \quad (2.31)$$

Los parámetros de dimensionalidad de Bahr se obtienen a partir de los invariantes del tensor, es decir que no dependen del sistema de referencia de adquisición de los datos. Estos son:

$$S_1 = Z_{xx} + Z_{yy} \quad (2.32)$$

$$S_2 = Z_{xy} + Z_{yx} \quad (2.33)$$

$$D_1 = Z_{xx} - Z_{yy} \quad (2.34)$$

$$D_2 = Z_{xy} - Z_{yx} \quad (2.35)$$

A partir de la combinación de estos invariantes Bahr define los parámetros μ y η , el primero de los cuales es una medida normalizada de la diferencia de fases entre las componentes del tensor de impedancias dado por la expresión:

$$\mu = \frac{\sqrt{[D_1, S_2] + [S_1, D_2]}}{|D_2|} \quad (2.36)$$

En tanto que el invariante η es conocido como el *skew* regional dado por:

$$\eta = \frac{\sqrt{|[D_1, S_2] - [S_1, D_2]|}}{|D_2|} \quad (2.37)$$

obtenido a partir del tensor de fases, el cual es un indicador de tridimensionalidad del medio cuando su valor es $\eta > 0.3$.

Otro de los invariantes del método de Bahr es Σ , el cual permite diferenciar

entre medios 1D y 2D en función de la frecuencia:

$$\Sigma = \frac{|D_1^2 + S_2^2|}{D_2^2} \quad (2.38)$$

Estos cuatro parámetros son adimensionales, μ y η están normalizados, mientras que Σ y k pueden ser mayores a uno ante la presencia de distorsión de tipo galvánico. Martí (2006) propone unos valores recomendados para los invariantes anteriormente descritos con el fin de inferir la dimensionalidad geoelectrica del medio (tabla 2.3.1).

Para el caso bidimensional, la dirección del azimut eléctrico θ de Bahr se obtiene a partir de la relación:

$$\tan(2\theta) = \frac{[S_1, S_2] - [D_1, D_2]}{[S_1, D_1] + [S_2, D_2]} \quad (2.39)$$

Tabla 2.3.1: Criterios para caracterizar la dimensionalidad geoelectrica según Barh (Martí (2006))

Caso	Valores de los parámetros de Barh	Dimensionalidad
1	$k < 0.1, \Sigma < 0.1$	1D
2	$k < 0.1, \Sigma > 0.1$	2D
3	$k > 0.1, \mu = 0$	3D/1D (modelo de Larsen)
4	$k > 0.1, \mu \neq 0, \eta < 0.05$	3D/2D (modelo de Barh)
5	$k > 0.1, \mu \neq 0, \eta > 0.3$	3D

2.3.2 PARAMETROS DE DIMENSIONALIDAD DE WEAVER ET AL.

El método de Weaver et al. (2006), abreviado aquí como método WAL, utiliza una serie de cinco parámetros invariantes adimensionales y dos que cuentan con unidades. Estos invariantes pueden ser representados en la circunferencia de Mohr (Weaver et al. (2006)), así como también algunos tienen directamente relación con la dimensionalidad geoelectrica del medio físico. El modelo de WAL, lo mismo que el de Bahr, parte de la relación que existe entre las componentes horizontales

de los campos eléctrico (e_1, e_2) y magnético (b_1, b_2) medidos desde la superficie, y el tensor de impedancia M . Es decir:

$$e = M \cdot b \quad (2.40)$$

o en forma explícita,

$$\begin{pmatrix} e_1 \\ e_2 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} M_{11} & M_{12} \\ M_{21} & M_{22} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} b_1 \\ b_2 \end{pmatrix} \quad (2.41)$$

en donde

$$Z = \mu_0 M \quad (2.42)$$

y μ_0 es la permeabilidad del espacio libre. En general, el sistema de referencia del arreglo magnetotelúrico no corresponde al sistema de referencia a lo largo del cual ocurre la máxima inducción. Para este propósito es necesario girar el sistema de referencia de medición al nuevo sistema coordinado aplicando el operador de rotación, dado por:

$$R_\theta = \begin{pmatrix} \cos \theta & \sin \theta \\ -\sin \theta & \cos \theta \end{pmatrix} \quad (2.43)$$

en donde θ representa el azimut eléctrico. En este caso, según [Weaver et al. \(2000\)](#), la relación entre los campos está dada por:

$$e' = R_\theta e = R_\theta M R_\theta^T R_\theta b = M' b' \quad (2.44)$$

$$M' = R_\theta M R_\theta^T \quad (2.45)$$

donde la matriz R^T es la matriz traspuesta de la matriz de rotaciones R . De aquí se tiene que las componentes del tensor están dadas por [Weaver \(1994\)](#):

$$M'_{11} = \zeta_1 + \zeta_2 \sin 2\theta + \zeta_3 \cos 2\theta \quad (2.46)$$

$$M'_{12} = \zeta_4 - \zeta_3 \sin 2\theta + \zeta_2 \cos 2\theta \quad (2.47)$$

$$M'_{21} = -\zeta_4 - \zeta_3 \sin 2\theta + \zeta_2 \cos 2\theta \quad (2.48)$$

$$M'_{22} = \zeta_1 - \zeta_2 \sin 2\theta - \zeta_3 \cos 2\theta \quad (2.49)$$

Donde ζ_i son parámetros complejos de la forma $\zeta_i = \xi_i + i\eta_i$, con $i = 1, 2, 3, 4$ y permiten definir los diferentes invariantes mediante combinaciones lineales, a partir de las cuales se tienen:

$$\zeta_1 = \xi_1 + i\eta_1 = \frac{1}{2}(M_{11} + M_{22}) \quad (2.50)$$

$$\zeta_2 = \xi_2 + i\eta_2 = \frac{1}{2}(M_{12} + M_{21}) \quad (2.51)$$

$$\zeta_3 = \xi_3 + i\eta_3 = \frac{1}{2}(M_{11} - M_{22}) \quad (2.52)$$

$$\zeta_4 = \xi_4 + i\eta_4 = \frac{1}{2}(M_{12} - M_{21}) \quad (2.53)$$

A partir de estos parámetros se definen los invariantes

$$I_1 = \sqrt{\xi_1^2 + \xi_4^2} \quad (2.54)$$

$$I_2 = \sqrt{\eta_1^2 + \eta_4^2} \quad (2.55)$$

Estos primeros dos invariantes de WAL son conocidos como par fundamental y su función radica en dar cuenta de la magnitud y la fase de la resistividad para el caso 1D, así como permitir normalizar los restantes invariantes. En términos de

estos invariantes, para el caso 1D la resistividad estaría dada por:

$$\rho_{1D} = \mu_0 \frac{I_1^2 + I_2^2}{\omega} \quad (2.56)$$

y la fase:

$$\phi_{1D} = \tan^{-1} \left(\frac{I_2}{I_1} \right) \quad (2.57)$$

Los invariantes de WAL I_3 e I_4 , dados por:

$$I_3 = \frac{\sqrt{\xi_2^2 + \xi_3^2}}{I_1} \quad (2.58)$$

$$I_4 = \frac{\sqrt{\eta_2^2 + \eta_3^2}}{I_2} \quad (2.59)$$

están relacionados con el grado de anisotropía del subsuelo, en donde valores cercanos a cero significan sin anisotropía y valores cercanos a la unidad significa que la anisotropía es extrema. Los siguientes tres invariantes I_5 , I_6 , e I_7 , están relacionados con la distorsión galvánica y están dados por:

$$I_5 = \frac{\xi_4 \eta_1 + \xi_1 \eta_4}{I_1 I_2} \quad (2.60)$$

$$I_6 = \frac{\xi_4 \eta_1 - \xi_1 \eta_4}{I_1 I_2} = d_{41} \quad (2.61)$$

$$I_7 = \frac{d_{41} - d_{23}}{Q} \quad (2.62)$$

donde d_{ij} y Q son otros invariantes que también dependen de ξ_i y η_i

$$d_{ij} = \frac{\xi_i \eta_j - \xi_j \eta_i}{I_1 I_2} \quad \text{con : } i, j : 1, \dots, 4 \quad (2.63)$$

$$Q = \sqrt{(d_{12} - d_{34})^2 + (d_{13} + d_{24})^2} \quad (2.64)$$

Los ángulos a los cuales los ejes de medición deben ser rotados para que la parte real e imaginaria de las componentes de la antidiagonal del tensor de impedancias tengan el mismo valor son:

$$\tan(2\theta_1) = -\frac{\xi_3}{\xi_2} \quad (2.65)$$

y para el caso imaginario

$$\tan(2\theta_2) = -\frac{\eta_3}{\eta_2} \quad (2.66)$$

En la tabla 2.3.2, se sintetiza la relación que existe entre los diferentes parámetros y cuáles son los criterios para evaluar la dimensionalidad y la distorsión galvánica.

Tabla 2.3.2: Criterios para caracterizar la dimensionalidad geoelectrica según Weaver et al. (2000)(Martí (2006))

Caso	Valores de los parámetros de WAL	Dimensionalidad
1	$I_3 = I_4 = I_5 = I_6 = 0$	1D
2	$I_3 \text{ o } I_4 \neq 0, I_5 = I_6 = 0, I_7 \text{ o } Q = 0$ $(\xi_4 \neq 0 \text{ y } \eta_4 \neq 0)$	2D
3a	$I_3 \text{ o } I_4 \neq 0, I_5 \neq 0, I_6 = I_7 = 0$	3D/2D distorsión galvánica 2D
3b	$I_3 \text{ o } I_4 \neq 0, I_5 \neq 0, I_6 = Q = 0$	3D/2D1D Distorsión galvánica sobre una estructura 1D o 2D
3c	$I_3 \text{ o } I_4 \neq 0, I_5 = I_6 = 0, I_7 \text{ o } Q = 0$ $(\xi_4 = 0 \text{ y } \eta_4 = 0)$	3D/1D2D distorsión galvánica sobre una estructura 1D o 2D, en la diagonal del tensor MT.
4	$I_3 \text{ o } I_4 \neq 0, I_5 \neq 0, I_6 \neq 0, I_7 = 0$	3D/2D distorsión galvánica sobre una estructura 2D
5	$I_7 \neq 0$	3D

Para el caso 2D (caso 2 de la tabla 2.3.2), el ángulo de azimut eléctrico medi-

ante la siguiente relacion:

$$\tan(2\theta) = -\frac{\xi_3}{\xi_2} = -\frac{\eta_3}{\eta_2} \quad (2.67)$$

de acuerdo con Corbo (2013), para los siguientes casos particulares el ángulo de rotación sera:

Caso 1: Si $\xi_4 = 0$:

$$\tan(2\theta) = \frac{\xi_2}{\xi_3} = \frac{\eta_2}{\eta_3} \quad (2.68)$$

Caso 2: si existe distorcion galvanica sobre una estructura regional 2D, como en los casos 3a y 4 de la tabla 2.3.2:

$$\tan(2\theta) = \frac{d_{12} - d_{34}}{d_{13} - d_{24}} \quad (2.69)$$

calculando los parametros d_{ij} mediante la ecuacion (2.63)

"Datos, datos, datos. No se puede fabricar ladrillos sin arcilla"

Sherlock Holmes

3

Datos magnetotelúricos

La planeación, adquisición y procesamiento de datos fueron etapas fundamentales para llevar a cabo con éxito el presente trabajo de tesis. Si bien la logística del método MT es relativamente más simple que otros métodos geofísicos con alcance similar (e.g. Reflexión sísmica), de todas formas se requiere de una buena organización y cuidados particulares con algunas componentes de los equipos utilizados. Durante los trabajos de campo, también es imprescindible tomar las decisiones adecuadas para evitar la selección de sitios de medición "inadecuados" debido a la intensidad de ruido EM de carácter antropogénico. El procesado de las series de tiempo y la obtención de funciones de transferencia, así como su análisis dimensional son la parte medular del proceso de interpretación pues es a partir de éstos que se obtiene el modelo final de la estructura eléctrica del subsuelo. En este capítulo se explican los procedimientos para la obtención del mismo y lo que éste

significa.

La planeación consistió en primer lugar en hacer una compilación de los estudios geofísicos realizados en la zona relevantes a los objetivos de este trabajo. Se consultaron las cartas digitales de elevación de la zona de estudio y se seleccionaron posibles sitios para instalar las estaciones magnetotelélicas. Previo al levantamiento y con las coordenadas de los sitios identificados en GPS se seleccionaron los sitios definitivos y consiguieron los permisos necesarios para su instalación. La Figura 3.2.3 muestra la ubicación definitiva de las estaciones MT y LMT.

3.1 EQUIPOS

La adquisición de los datos MT se llevó a cabo en tres campañas de adquisición, durante las cuales se instalaron también 4 estaciones MT de periodo largo (LMT). En la tabla 3.1.1 se resumen las fechas.

Tabla 3.1.1: Fechas de las campañas de adquisición de datos magnetotelélicos (MT) y de periodo largo (LMT), medidos a lo largo de un perfil NS que cruza el graben de Acambay.

Campaña	Fecha	Actividades
ACMT2014-1	Febrero de 2014	Adquisición de datos MT 4 sondeos, datos LMT 4 sondeos.
ACMT2015-1	Marzo de 2015	Adquisición de datos MT 11 sondeos.
ACMT2015-2	Octubre de 2015	Adquisición de datos BMT 4 sondeos.

Para el levantamiento magnetotelélico se emplearon 3 instrumentos de fabricación canadiense marca Phoenix modelos MTU-2000 (2) y V8 (1) con sus respectivas componentes, es decir tres sensores magnéticos (MTC-50) y cinco electrodos porosos cada uno. Estos instrumentos miden en el intervalo de frecuencias (f) entre 1000 y 0.001 Hz aproximadamente, que corresponde a un rango de profundidades de menos de 1 m hasta varias decenas de kilómetros para una resistivi-

dad ρ promedio de $100\Omega \cdot m$ según la expresión para la profundidad de investigación o skin depth de una tierra homogénea, dada por Orellana (1974):

$$\delta = 503\sqrt{\rho/f} \quad [m] \quad (3.1)$$

Por otro lado, los sondeos MT de periodo largo (LMT) se llevaron a cabo utilizando 4 instrumentos LEMI-417 fabricados en Ucrania, que opera en un intervalo de frecuencia entre 0.1 y 0.00001 Hz y que combinados con los sondeos MT proporcionan un amplio perfil de profundidad. Aunque las profundidades de investigación del presente proyecto no rebasan los 20 km, la intención de realizar sondeos LMT fue motivada por detectar probables zonas de conductividad anómala de la corteza inferior en estas latitudes, además de utilizar por vez primera en México equipos MT de periodo largo.

3.2 ADQUISICIÓN DE DATOS MT, LMT

Los levantamientos se realizaron en propiedades privadas cuyas condiciones para la adquisición fueran aceptables, es decir, un terreno con mínima pendiente, suficientemente amplio (50 x 50 m) y despejado, libre de posibles fuentes de ruido electromagnético como cables de alta tensión o transformadores, que en lo posible durante la adquisición no sea transitado ni por personas, ni animales y que el equipo estuviese seguro. Esta condición frecuentemente resulta en un gran inconveniente debido a que un sondeo MT dura hasta 18 horas y uno LMT en este caso, midió durante una semana.

Los dipolos para la medición de las componentes horizontales del campo eléctrico E_x y E_y , se orientan N-S y E-W respectivamente, utilizando una brújula de precisión con mirilla (o teodolito). La longitud utilizada para los dipolos eléctricos fue de 50 m. En la Figura 3.2.1 se muestra la configuración en forma esquemática de la distribución de los diferentes componentes que integran una estación magnetoteléfica incluyendo los sensores magnéticos para la medición de las tres com-

ponentes del campo H_x , H_y y H_z .

Durante la primera campaña de adquisición en la que se instalaron también las estaciones LMT (Figura 3.2.2), se registraron valores muy altos de la resistividad de contacto ($> 10 \text{ k}\Omega$) en varias de las estaciones MT lo que resultó en datos muy ruidosos que tuvieron que ser repetidos posteriormente. Sin embargo, para la segunda campaña se utilizó bentonita, una arcilla conductora, para bajar la resistividad de contacto a niveles aceptables ($< 1 \text{ k}\Omega$).

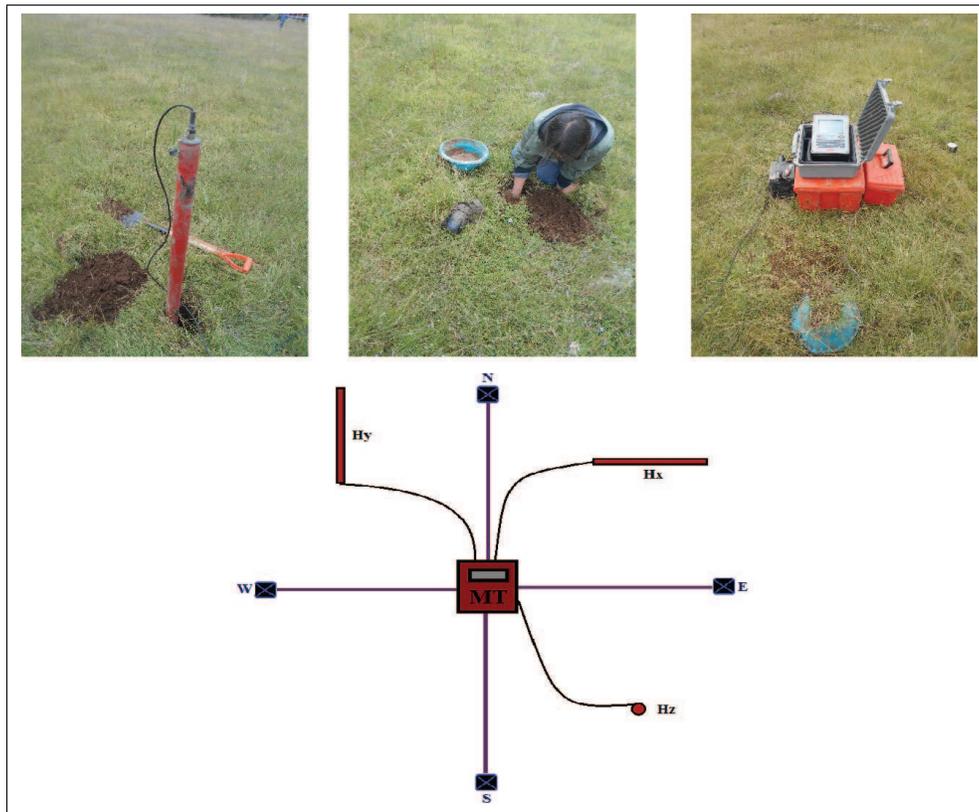


Figura 3.2.1: Las fotografías muestran aspectos de la instalación del sensor magnético vertical (H_z), en el centro se muestra un detalle de la instalación del electrodo poroso de uno de los dipolos, y a la derecha se muestra el equipo central de adquisición. En la parte inferior se muestra un esquema de la distribución de los diferentes elementos que componen una estación magnetotelérica. El cuadro rojo representa el equipo central de adquisición, los pequeños cuadros azules la posición de los electrodos y los rectángulos rojos alargados y el pequeño círculo rojo representan los tres sensores magnéticos orientados $N - S$, $E - W$ y vertical.

Normalmente, durante la instalación de una estación MT se cavan zanjas de unos 30 *cm* de profundidad para enterrar los sensores magnéticos horizontales (H_x , H_y) y con ello reducir el ruido por efecto del viento además de que de esta forma se mantiene la temperatura más estable durante la medición lo que evita cambios extremos en la temperatura de los componentes y por lo tanto se eli-



Figura 3.2.2: Adquisición de datos LMT con un equipo LEMI-417m.

mina otra posible fuente de ruido. Para el sensor vertical (H_z) se cava un pozo lo más profundo posible con este mismo propósito. Sin embargo, frecuentemente la dureza del suelo evita hacer pozos de más de 50 – 70 *cm* de profundidad, lo cual es suficiente para fijarlo con firmeza. La nivelación de los sensores se lleva a cabo con niveles de burbuja en tanto que su orientación se realiza con el teodolito con errores de menos de 1 grado.

Una vez instaladas las componentes de las estaciones esta se conectan independientemente al equipo central para realizar las pruebas de conexión y resistencia de contacto previo a la medición. Una vez que las conexiones han sido probadas se procede a programar la adquisición, para lo cual se conecta al instrumento una computadora donde se ingresaran ciertos parámetros de adquisición con el software *Phoenix Geophysics MTU-AMT Host*. Entre los datos de entrada se proporcionan los valores de las resistencias de contacto de los dipolos eléctricos, las fechas y horas de inicio y fin de la adquisición, las ganancias, sensores utilizados, entre otros. Esta información se debe llenar en una plantilla de campo que se prepara para cada uno de los sondeos. Las series de tiempo obtenidas (h_x , h_y , h_z , e_x y e_y) se graban en dispositivos de almacenamiento masivo y al finalizar cada sondeo son

descargadas al computador para continuar con su procesamiento.

La distribución final de las estaciones LMT y MT se muestra en la Figura 3.2.3. La longitud total del perfil es de 2.4 kilómetros y su dirección es aproximadamente perpendicular a las fallas principales que definen los hombros del graben; por el norte la Falla Acambay-Tixmadeje y por el sur la Falla de Pastores.

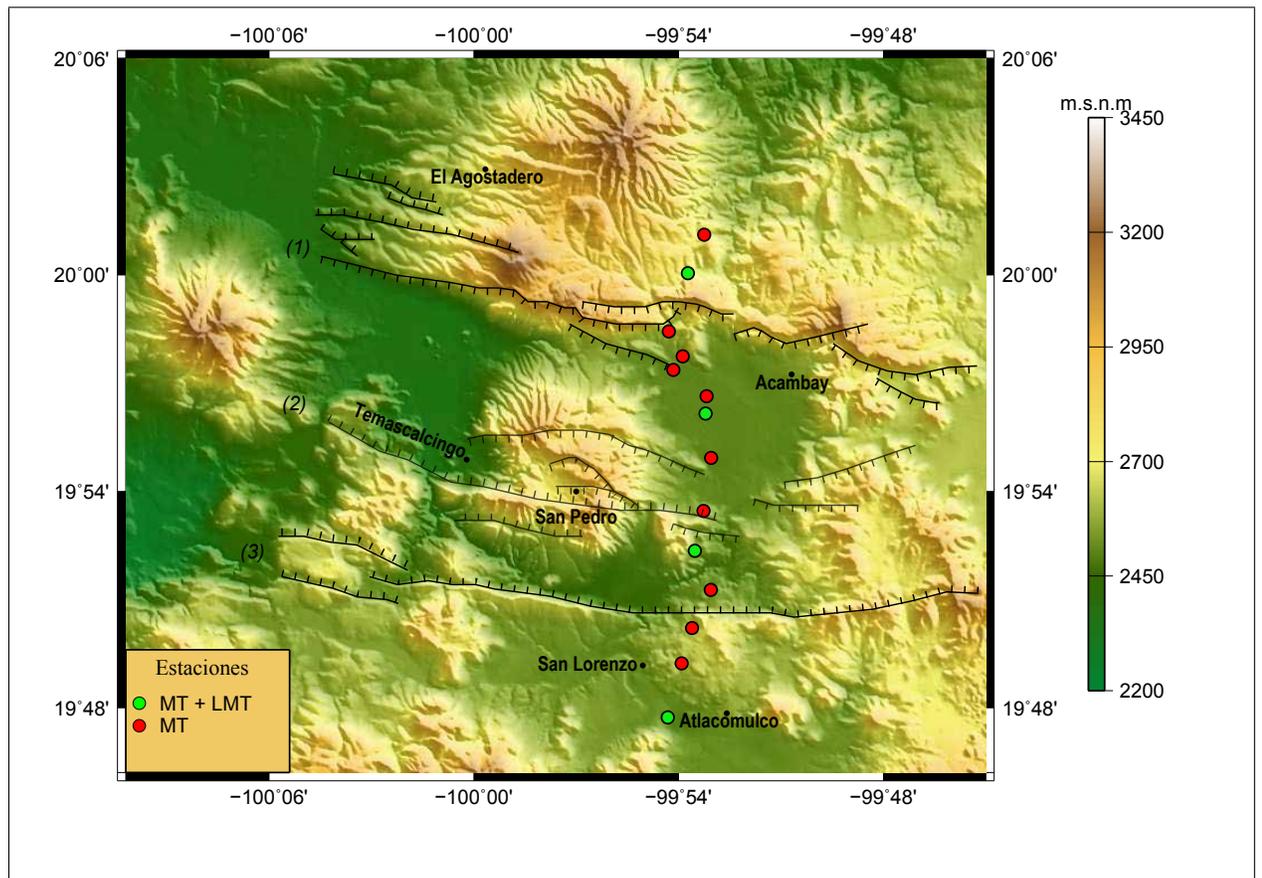


Figura 3.2.3: Ubicación de las estaciones magnetoteléuricas MT y de periodo largo LMT. Sistemas de fallas: Acambay - Tixmedeje (1), fallas intragrabén (2), Falla Pastores (3)

3.3 PROCESAMIENTO DE LOS DATOS MT Y LMT

Como se mencionó anteriormente, los datos MT y LMT son adquiridos en forma de series de tiempo en cinco canales separados, correspondientes a las dos componentes horizontales de campo eléctrico (e_x , e_y) y dos horizontales y la vertical del campo magnético (h_x , h_y , h_z), a partir de los cuales se estima la función de transferencia o tensor de impedancia Z , que contiene las propiedades eléctricas tensoriales del subsuelo. El procesamiento de las series de tiempo consta de varias etapas, entre ellas, la eliminación de tendencias de las series afectadas por ruido cultural, la definición de las ventanas de tiempo a procesar (*tapering*) y la transformación al dominio de las frecuencias de cada una de las series (e_x , e_y , h_x , h_y , h_z) \Rightarrow (E_x , E_y , H_x , H_y , H_z). Estos procesos, lo mismo que los parámetros solicitados están descritos en los manuales de operación de los fabricantes de los equipos Phoenix (para MT) y LEMI (para LMT).

En la tabla 3.3.1 se describe en forma sintética la secuencia de los pasos y parámetros requeridos para el procesamiento de los datos MT. En el caso de los sondeos MT, los archivos de las series de tiempo tienen extensión *.TS# en donde # puede ser 2, 3, 4 y 5, dependiendo de la banda de frecuencias medida así como de la frecuencia de muestreo del instrumento, por lo que esto puede variar dependiendo del fabricante. Adicionalmente, es necesario contar con los archivos de calibración de los sensores magnéticos utilizados en cada sondeo. La calibración de los sensores magnéticos, lo mismo que de las unidades de adquisición se realiza previamente a la ejecución de las campañas de adquisición. La calibración de los sensores magnéticos es necesaria para poder corregir los datos por efectos de autoinducción debida a la respuesta instrumental. Los archivos de calibración, descritos como ####.CLB y COIL####.CLC, en donde #### representa el número de serie, corresponden al equipo central y a las bobinas respectivamente, los cuales se ubican en un directorio cercano al de las series de tiempo para llamarlos durante el procesamiento.

El resultado de cada sondeo se guarda en un archivo con formato *.EDI (Phoenix (2005)) el cual contiene toda la información geográfica y espectral del sitio, incluyendo las componentes complejas del tensor de impedancia y del tipper, y sus errores asociados entre muchos otros. El formato *.EDI es un estándar internacional para el intercambio de datos electromagnéticos, particularmente MT y LMT. Una vez en este formato es posible visualizar y editar los resultados recalculando los valores de resistividad y fase a partir de los productos cruzados (p.e. $\langle E_x * H_y \rangle$ y $\langle E_y * H_x \rangle$) para aquellas frecuencias afectadas por ruido cultural o debidas a variaciones súbitas del campo EM primario. La edición final de los datos se lleva a cabo una vez que se han procesado todas las series de tiempo de todos los sondeos con el objeto de hacer este proceso más eficiente y con sesgo mínimo en tanto que se pueden visualizar todos los sondeos juntos y de esta manera es más claro cuáles pueden ser errores comunes.

Tabla 3.3.1: Resumen de los pasos utilizados por el software SSMT2000® para el procesamiento de las series de tiempo adquiridas con equipo Phoenix.

Rutina	Parámetros	Observaciones
1. Make PFT	<ul style="list-style-type: none"> • Input data type: Measured File • Output Data format: 4 frecuencias per octave • Bands: Process normal bands • Processing times: Specify times 	En esta parte del preproceso se especifican los tiempos que interesan de las series de tiempo, esto debido a que el operador al manipular el equipo durante su puesta en funcionamiento y finalización del proceso de adquisición, introduce ruido. En este caso se le cortaron dos minutos al comienzo y al final del registro. Esta rutina genera un archivo *.PFT que contiene los parámetros a tener en cuenta para realizar la transformada de Fourier.
2. TS to TF	no se interactúa con el proceso	Se obtienen archivos *.fc*, que contienen los coeficientes de Fourier
3. Edit PRM	<ul style="list-style-type: none"> • Select reference type: Local H • Select sites for Channel: se agregan los archivos asociados al sitio del levantamiento • Select Frecuencias: all applicable frequency ranges • Set Robust Processing Parameters: <ul style="list-style-type: none"> – Use Coherency processing type 1 – Move to next frequency if coherency reaches: 0.95 	En esta ventana se editaran los parámetros robustos (PRM), básicamente se dicen que series de tiempo entran y donde se guardaran los archivos en el dominio de la frecuencia que se generaran, para saber que valores en los diferentes campos se deben ingresar se consulto la guía de procesamiento del software SSMT de Phoenix (2005)

Sigue en la página siguiente.

Rutina	Parámetros	Observaciones
3. Edit PRM	<ul style="list-style-type: none"> • Set Robust Processing Parameters: (continuación) <ul style="list-style-type: none"> – Maxium fraction of estimates to reject: 0.75 – Use Rho variance processing Move to next if variance reaches 0.85 – Maxium fraction of estimates to reject: 0.4. – Set Crossover parameters: 80 	En esta ventana se editaran los parámetros robustos (PRM), básicamente se dicen que series de tiempo entran y donde se guardaran los archivos en el dominio de la frecuencia que se generaran, para saber que valores en los diferentes campos se deben ingresar se consulto la guía de procesamiento del software Phoenix (2005)
4. Process	no se interactúa con el proceso	Estimación de productos cruzados, coherencia, impedancia, tipper, etc., es decir, todos los parámetros necesarios para la interpretación de la estructura EM del subsuelo. Se generan archivos *.MT* o *.MT

3.4 CURVAS DE RESISTIVIDAD Y FASE

La relación lineal que guardan el campo eléctrico $E = (E_x, E_y)$ y el campo magnético $H = (H_x, H_y)$ a través de la impedancia Z también conocida como la función de transferencia, que se representa a través de la ecuación:

$$E(\omega) = Z(\omega)H(\omega) \quad (3.2)$$

donde ω es la frecuencia radial $2\pi f$, con f la frecuencia EM. En términos de sus componentes, la función respuesta se representa como un tensor de rango 1 dado

por:

$$Z = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \quad (3.3)$$

en donde las componentes Z_{xx} , Z_{xy} , Z_{yx} y Z_{yy} son variables complejas (magnitud y fase) que se miden en función de la frecuencia. Z_{xy} y Z_{yx} son las componentes de la antidiagonal que se conocen como las impedancias principales que definen los dos modos de polarización EM cuando los elementos de la diagonal tienden a cero. A partir de las impedancias principales es posible conocer la variación de la conductividad eléctrica (recíproco de la resistividad) del subsuelo en función de la frecuencia, en dos direcciones ortogonales entre sí. Las expresiones para la resistividad y la fase (E_i vs H_j , $i, j \rightarrow x, y$) están dadas por:

$$\rho_{xy}(\omega) = \frac{1}{\omega\mu_o} |Z_{xy}(\omega)|^2 \quad (3.4)$$

$$\rho_{yx}(\omega) = \frac{1}{\omega\mu_o} |Z_{yx}(\omega)|^2 \quad (3.5)$$

$$\phi_{xy}(\omega) = \tan^{-1} \left[\frac{\text{Im } Z_{xy}(\omega)}{\text{Re } Z_{xy}(\omega)} \right] \quad (3.6)$$

$$\phi_{yx}(\omega) = \tan^{-1} \left[\frac{\text{Im } Z_{yx}(\omega)}{\text{Re } Z_{yx}(\omega)} \right] \quad (3.7)$$

donde μ_o es la permeabilidad magnética del vacío igual a $\mu_o = 4\pi \times 10^{-7} \text{ N/A}^2$ y ω es la frecuencia angular. A partir de estas ecuaciones se graficaron los datos utilizando software de marca (WinGlink®). Las gráficas de resistividad de los sondeos MT medidos como parte de este trabajo se encuentran en el apéndice B.

3.5 MODELO 1D DEL INVARIANTE

Así como es posible obtener las expresiones de resistividad y fase para las impedancias principales, así mismo es posible obtener una expresión para la resistividad y/o

la fase de cualquier combinación de los elementos del tensor Z . Un grupo especial de combinaciones de elementos de Z que son particularmente útiles para análisis de los datos cuando se desconocen estructuras, son aquellos denominados “invariantes” del tensor por tener la particularidad de ser que su valor es independiente de la orientación del sistema coordenado. El invariante utilizado por el software WinGlink en su inversion 1D para la resistividad consiste en la media geométrica de los valores de ρ_{xy} y ρ_{yx} :

$$\rho_{inv} = \sqrt{\rho_{yx}\rho_{xy}} \quad (3.8)$$

y para el invariante de la fase se usa la media aritmetica de los valores de ϕ_{xy} y ϕ_{yx} :

$$\phi_{inv} = \frac{\phi_{xy} + \phi_{yx}}{2} \quad (3.9)$$

De esta forma obtenemos una curva de resistividad ρ_{inv} y otra de fase ϕ_{inv} , que representa un promedio de la respuesta electromagnética del medio.

En el lado derecho de la Figura 3.5.1 se muestra un ejemplo de las curvas de resistividad y fase de uno de los sondeos MT medidos (GA04) con su respectiva curva de profundidad obtenida a partir de una inversión unidimensional Occam, que se caracterizan por arrojar modelos de mini capas, que cambian suavemente con la profundidad pero que sin embargo proporciona los principales rasgos del subsuelo. Según [Constable y Constable \(1987\)](#), este algoritmo tiene la ventaja de generar modelos suavizados con el fin de evitar una sobre interpretación de los datos, esto se hace gracias al factor de rugosidad “*roughness*” definido como la integral de la derivada al cuadrado de la resistividad respecto a la profundidad:

$$R = \int \left(\frac{d\rho}{dz} \right)^2 dz \quad (3.10)$$

Para el caso discreto:

$$R = \sum_{i=2}^N (\rho_i - \rho_{i-1})^2 \quad (3.11)$$

Donde ρ_i es la resistividad de la i -ésima capa y N el número de capas. El problema inverso se resuelve mediante la búsqueda del modelo de resistividades que ajuste los datos y a la vez minimiza el valor de R el cual será el modelo más suavizado posible

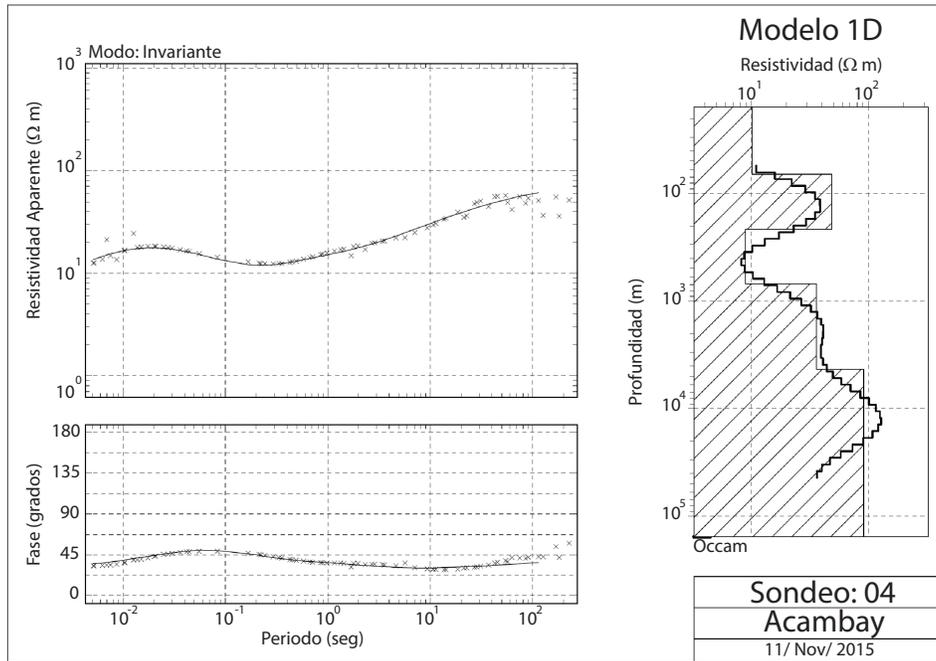


Figura 3.5.1: Ejemplo de curvas de ρ y ϕ con su respectivo modelado 1D

3.6 RESULTADOS

Se llevó a cabo la inversión 1D de ρ y ϕ , de los 13 sondeos del perfil estudiado con el propósito de llevar a cabo un análisis preliminar de los datos y de la estructura que proporcionan del subsuelo. A partir de la interpolación del conjunto de modelos 1D obtenidos para cada uno de los sondeos se obtuvo la respuesta de resistividad eléctrica del subsuelo a lo largo del perfil de 24 km que se muestra en la Figura 3.6.1.

Como se puede observar, la estructura de resistividad en esta sección de aproximadamente 15 km de profundidad muestra diferentes rasgos eléctricos, entre los que destacan la presencia de un conductor en el sector central del perfil limitado a profundidades inferiores a 5 km. Por otro lado, en el sector norte del perfil se aprecia una amplia zona de alta resistividad a profundidades mayores de 5 km aproximadamente. Estos rasgos se pueden interpretar de manera general, aunque sin suficiente detalle aún ya que es la inversión más simple que se puede obtener, en ella se muestran zonas de resistividad anómala contrastante que reflejan las condiciones tectónicas del graben a lo largo del perfil. La zona de conductividad anómala superficial (< 5 km) coincide con la ubicación espacial del volcán Temazcasingo en tanto que la zona de alta resistividad se relaciona con el basamento del lado norte del graben, en estrecha conexión con la falla Acambay-Tixmedeje.

3.6.1 DIMENSIONALIDAD DE LA ZONA DE ESTUDIO

Una vez que se han estimado las componentes del tensor de impedancias, se prosigue a realizar el correspondiente análisis que permite definir la complejidad estructural del tensor de impedancias en función de la frecuencia. El análisis dimensional permite determinar si los datos obtenidos requieren una interpretación 1D, 2D o 3D, lo cual se lleva a cabo a partir de la definición de parámetros de distorsión estimados de los componentes del tensor. Así, las magnitudes de estos parámetros definen las zonas de mayor distorsión electromagnética en función de las frecuencias, por lo que constituyen una herramienta para la interpretación estructural a partir de la

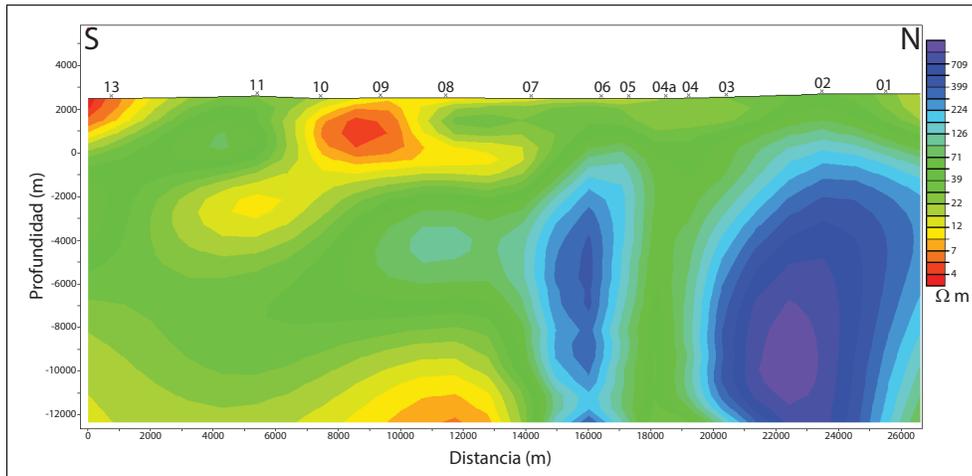


Figura 3.6.1: Inversión 1D del perfil N-S adquirido en el Graben de Acambay

conductividad eléctrica del medio.

Como se mencionó en el capítulo anterior, existen diferentes metodologías desarrolladas para analizar la complejidad del tensor de impedancia. La mayoría de los métodos [Berdichevsky y Dmitriev \(1976\)](#), [Groom y Bailey \(1989\)](#), [Weaver et al. \(2000\)](#), etc.), incluidos los utilizados en este trabajo ([Swift \(1967\)](#) y [Bahr \(1991\)](#)) se basan en el uso de invariantes rotacionales de los elementos del tensor para determinar la dimensión del medio.

Uno de los principales parámetros utilizado como índice de distorsión es el *skew* (k), que representa el grado de anisotropía del tensor, y por tanto del subsuelo. El criterio de Swift para considerar que un medio es unidimensional es que $k < 0.1$, en caso contrario se considera que el medio es al menos bidimensional ($2D$) si no excede valores de $k > 0.3$. Sin embargo, este criterio no es inflexible, particularmente en presencia de ruido en los datos, en cuyo caso es necesario ampliar el umbral de este valor. Por ejemplo, para nuestro perfil medido a través del graben y para las 40 frecuencias de cada sondeo se obtiene la sección de skew mostrada en la Figura 3.6.2 en donde los tonos amarillo claro ($k < 0.3$) representan el umbral de distorsión bidimensional. En este contexto, los tonos marrones representan un medio estrictamente 3D.

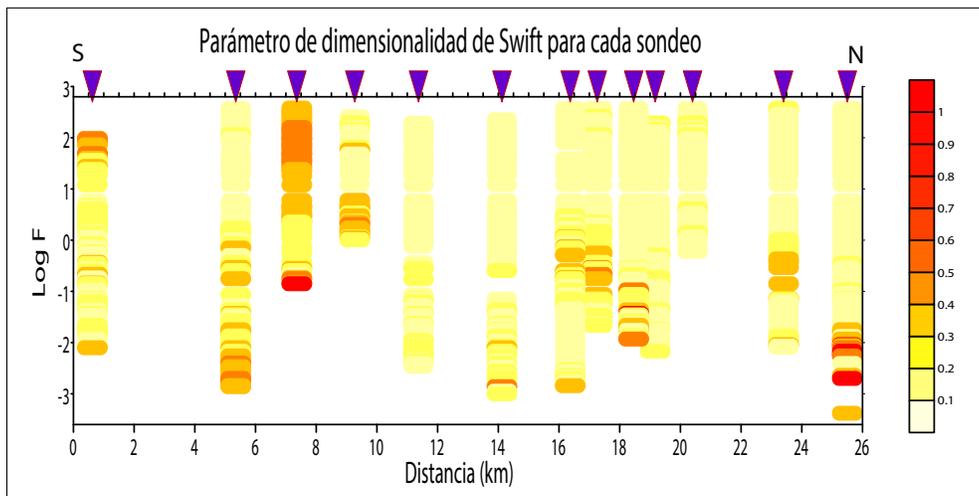


Figura 3.6.2: Distribución de la anisotropía del tensor de impedancia Z , o skew k de Swift (1967) a lo largo del perfil MT. Los tonos amarillo más claro indican zonas de baja distorsión o 1D ($k < 0.2$).

Siguiendo los criterios para el umbral propuesto por Swift se puede observar de la Figura 3.6.3 que en el sector norte del perfil las zonas de distorsión 3D siguen ubicadas en rangos de frecuencia medios a bajos, pero que el medio regional es mayormente bidimensional, excepto en uno de los sondeos del sector sur del perfil, lo cual es indicativo de distorsión 3D en la falla sur del graben.

Usando el método de Bahr (1991) el cual se basa en la estabilidad del tensor de fase, se deduce el skew regional η a lo largo del perfil, además del azimut eléctrico regional que es un parámetro fundamental para el modelado bidimensional de los datos. La Figura 3.6.4 muestra los resultados, los que sugieren en apariencia una estructura más compleja en donde el nivel de distorsión 3D se extiende a otros sondeos principalmente en el sector sur del perfil confirmando con ello el carácter diferente de las fallas que limitan el graben. Como se puede observar, a partir del método de Bahr es posible llevar a cabo un análisis más detallado por bandas de

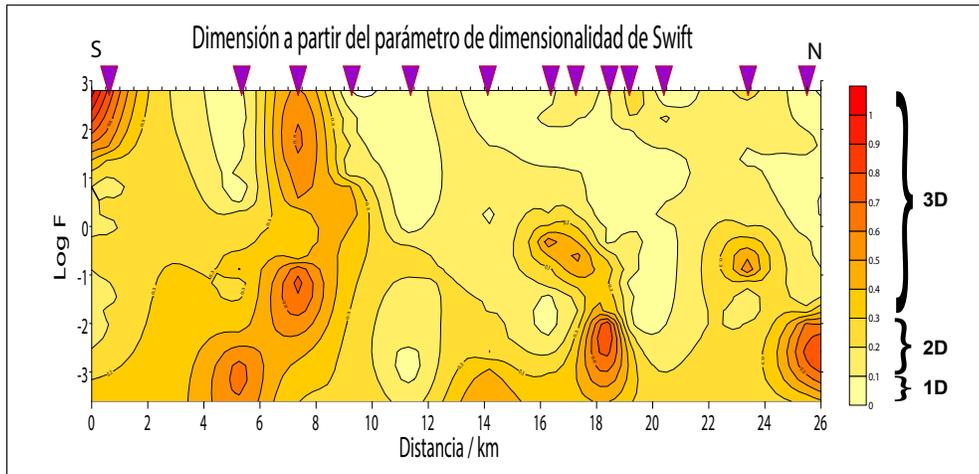


Figura 3.6.3: Dimensionalidad del perfil a partir de valores de Skew según Swift (1967)

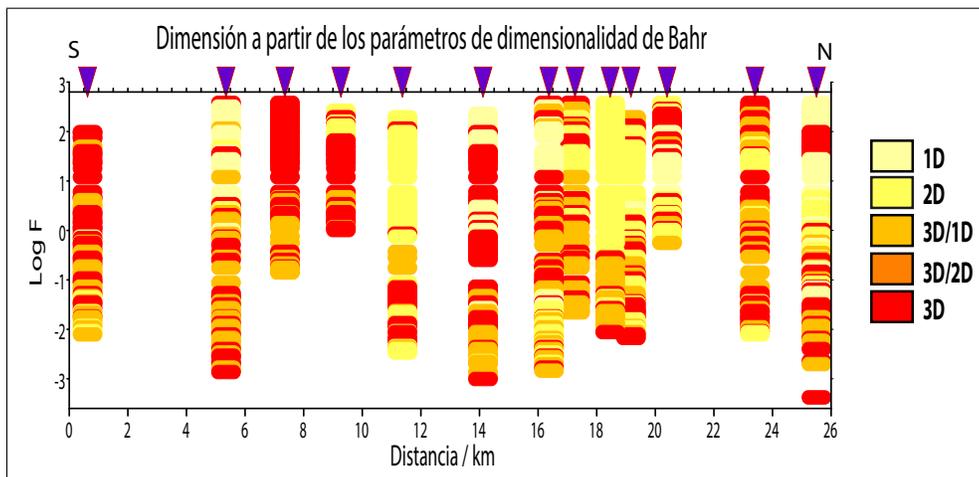


Figura 3.6.4: Dimensionalidad a lo largo del perfil MT que cruza el graben, obtenida a partir de los criterios de Bahr (1991) para la asimetría del tensor de fases o skew η .

frecuencia lo que puede ser de gran utilidad en casos de prospección geofísica.

3.6.2 VECTORES DE INDUCCIÓN Y AZIMUT ELÉCTRICO

Como se mencionó en el Capítulo 2, los vectores de inducción, deducidos de las componentes magnéticas (H_x , H_y y H_z), proporcionan información independiente acerca de la orientación e intensidad de las anomalías asociadas a las estructuras y discontinuidades del subsuelo en función de la frecuencia. En un intento de analizar el comportamiento de los vectores de inducción (magnitud y orientación) a lo largo del perfil MT medido, los datos se agruparon en tres bandas de frecuencias; la primera entre 1000 y 1 Hz (0.001 – 1 s), la segunda entre 1 y 0.1 Hz (1 – 10 s), y la tercera incluye solo frecuencias menores a 0.1 Hz (> 10 s). Estas bandas de frecuencia definen rangos de frecuencias altas, medias y bajas respectivamente, que corresponden a la vez a tres intervalos de profundidad de investigación diferentes. Considerando la expresión de *skin depth* que relaciona la profundidad de investigación en un medio homogéneo de resistividad ρ (Ωm) en función de la frecuencia en Hz dada por δ (m) $\approx 500 \sqrt{\rho/f}$; si el valor promedio de ρ se toma como 50 Ωm según la sección de resistividad obtenida (Fig. 3.6.1), entonces los rangos de frecuencia seleccionados corresponden aproximadamente a los intervalos de profundidad de entre 100 y 3, 500 m, entre 3, 500 y 10, 000 m y mayores a 10, 000m respectivamente.

Los vectores de inducción para los intervalos de frecuencia mencionados se muestran en la Figura 3.6.5 Como se puede observar, la magnitud de los vectores de inducción varía notoriamente de una banda de frecuencias a otra. A las frecuencias más altas 3.6.5 (A), la magnitud de los vectores es casi nula excepto en el sector norte del perfil asociado a la falla Acambay-Tixemejé. En la banda de frecuencias media 3.6.5 (B), la magnitud de los vectores se incrementa considerablemente en el mismo sector del perfil mientras que hacia el sur del perfil se mantienen los valores mínimos. En el rango de frecuencias más bajas 3.6.5(C) la magnitud de los vectores asociados a la falla disminuye, prevaleciendo nula en la mitad sur del perfil, exceptuando al sondeo 13 del extremo sur, el cual presenta una magnitud consistente para frecuencias medias y bajas.

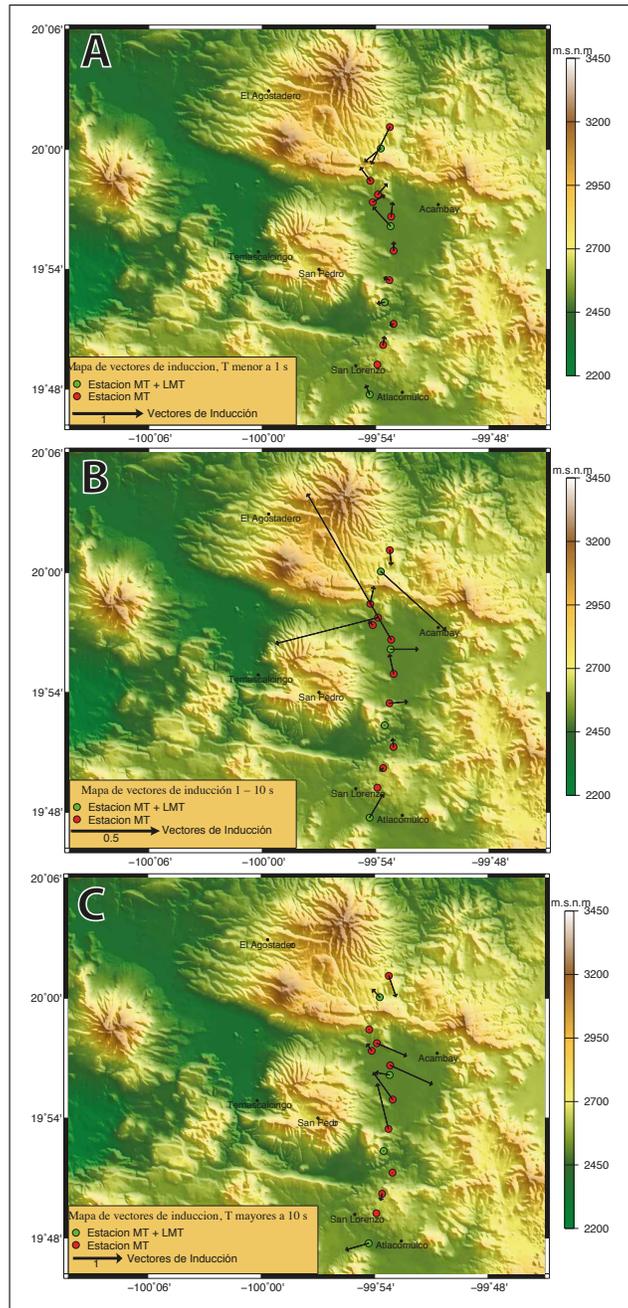


Figura 3.6.5: Vectores de inducción a lo largo del perfil MT para los periodos A) 0.001-1 s, B) 1-10 s, C) periodos mayores a 10 segundos.

Según el criterio de Parkinson (1959) para la orientación de los vectores de inducción, que indica que los vectores apuntan hacia las zonas de conductividad anómala se pueden inferir posibles estructuras asociadas a éstas. El sentido común nos indica que las fallas de un graben deberían arrojar la misma función respuesta, sin embargo, como lo se observa en los datos magnéticos (H_z , H_x y H_y) la respuesta de las fallas que limitan al graben de Acambay es sustancialmente diferente. Así lo indican también los resultados de la dimensionalidad de Swift, los cuales sugieren mayor complejidad estructural en la falla sur.

En la presencia de estructuras regionales 2D, el azimut o *strike* eléctrico define el azimut de las estructuras geológicas regionales cuando éstas son zonas de contacto conductivas, como parece ser notablemente la falla norte del graben con respecto a la del sur. Como se ha mencionado anteriormente, existen diferentes métodos para estimar el *strike* eléctrico. Los resultados obtenidos utilizando el método de Weaver et al. (2006) y explicado en el Capítulo 2 se muestra en la Figura 3.6.6, en esta figura, se muestran los mismos rangos de frecuencia utilizados para los vectores de inducción, se muestra en diagrama de rosas tanto del azimut eléctrico como del azimut del *tipper*. Teóricamente (Simpson y Bahr (2006)) ambos deben de ser ortogonales en un medio bidimensional, el *strike* marcando la dirección de la estructura regional y el azimut del *tipper* indicando la dirección de máximo flujo magnético.

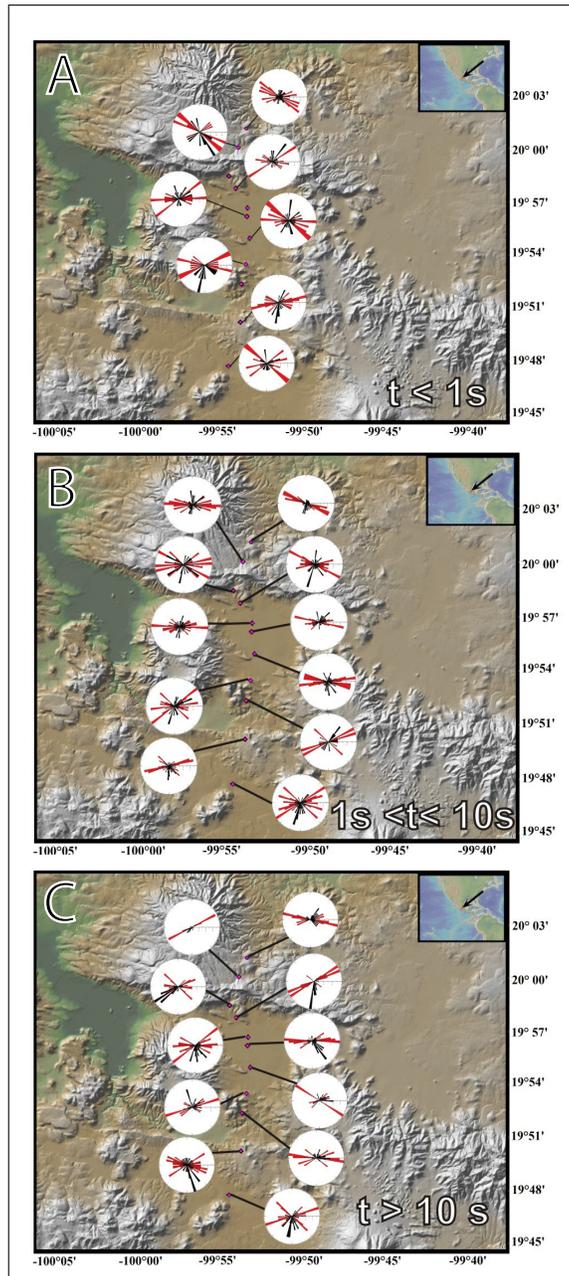


Figura 3.6.6: Diagramas de rosas que muestran el *strike* eléctrico promedio (rojo) y el azimut del *tipper* (negro) para las bandas: A) 0.001-1 s, B) 1-10 s, C) periodos mayores a 10 segundos.

Como se puede observar de la Figura 3.6.6 A, la dirección del strike en el intervalo de frecuencias de 1, 000 a 1 Hz, está aparentemente controlada por la dirección de las estructuras superficiales, en tanto que el azimut del *tipper* se comporta de una manera errática, lo que se atribuye a que en este rango de frecuencias la magnitud del *tipper* es cercana a cero (1D o 3D). En la banda de frecuencias medias (1 – 0.1 Hz) el *strike* está mejor definido (2D), particularmente en el sector norte del perfil en donde los resultados sugieren un *strike* regional aproximadamente E-W (i.e. 90° azimut). A pesar de los valores reducidos del *tipper*, la dirección de su azimut es consistente con la dirección del *strike* en este rango de frecuencias. Para el rango de frecuencias más bajo el *strike* regional cambia a una dirección más NW-SE y el *tipper* de nuevo se vuelve errático con excepción de algunos sondeos. Estos resultados indican que el *strike* eléctrico cambia a profundidades de ~ 10 km en donde otras estructuras diferentes a las fallas del graben controlan el campo EM.

3.7 INVERSIÓN 2D DE LOS DATOS MT

El proceso de inversión 2D de datos consiste en transformar los datos de impedancia electromagnética en el dominio de la frecuencia a valores de resistividades (o conductividad) en función de la profundidad. Este proceso se lleva a cabo a partir de la comparación iterativa de los datos de campo con los valores teóricos a partir de diversos esquemas de convergencia. El problema inverso, tanto en el caso MT como en las diferentes técnicas geofísicas radica en que la solución no es única, por lo cual es necesario confinar las posibles soluciones utilizando constricciones físicas cuando esto sea posible. Existen diferentes tipos de algoritmos de inversión bidimensional, entre los cuales se encuentra el método de gradientes conjugados no lineales (NLCG) de Mackie et al. (1993, 1994); Rodi y Mackie (2001) utilizado comercialmente por WinGLink, que corresponde a la rutina de inversión del tensor de impedancias electromagnético 2D utilizada en este trabajo.

Previo a la obtención del modelo definitivo se llevaron a cabo varios ensayos de convergencia del conjunto de datos. Entre ellos se analizó el efecto del parámetro

de regularización α , calculado a partir del número efectivo de grados de libertad τ (Tikhonov y Arsenin (1977)). Este último controla la rugosidad y suavizado de los modelos obtenidos por lo que es necesario conocer su comportamiento en nuestro conjunto de datos en función del número de iteraciones así como en los valores de ajuste (RMS) que arroja el resultado. La Figura 3.7.1 muestra los errores RMS en función del parámetro τ para diferente número de iteraciones, en donde se aprecia que un número mayor de iteraciones es preferible para minimizar los errores de ajuste aunque hasta cierto límite (~ 40). Por otro lado, los valores mínimos de τ , que significan mayor rugosidad, tienden a producir modelos con errores mínimos RMS (Unsworth et al. (2005)).

La representación para el análisis de la calidad y acotamiento del ajuste se conoce como la prueba de la curva “L” (Calvetti et al. (2000)) cuyo propósito es establecer el número óptimo de iteraciones para la inversión de los datos sin sobreinterpretarlos. Los resultados de la Figura 3.7.1 muestran que a pesar de que el error RMS disminuye cuando aumenta el número de iteraciones este proceso es asintótico y es a partir de 30 – 35 iteraciones que el error RMS no disminuye de manera apreciable, esto independientemente del parámetro de rugosidad que se utilice en el rango $0.1 < \tau < 4$.

3.8 MODELO FINAL DE RESISTIVIDAD

A partir del análisis anterior se llevó a cabo la inversión bidimensional definitiva del tensor de impedancia utilizando un *strike* regional de 90° correspondiente a una orientación EW de las estructuras regionales, con un valor de $\tau = 0.85$ y 40 iteraciones. Se invirtieron de manera simultánea los modos TE y TM, orientando el primero en dirección al *strike* eléctrico (similar al *strike* de las estructuras en superficie), y el segundo de manera perpendicular. Las dimensiones de la malla usada fue de 54 filas por 65 columnas. La sección eléctrica obtenida a profundidad máxima de 65 km se muestra en la Figura 3.8.1 en donde se observa la presencia de un basamento resistivo en el sector norte del perfil que contrasta con una zona de

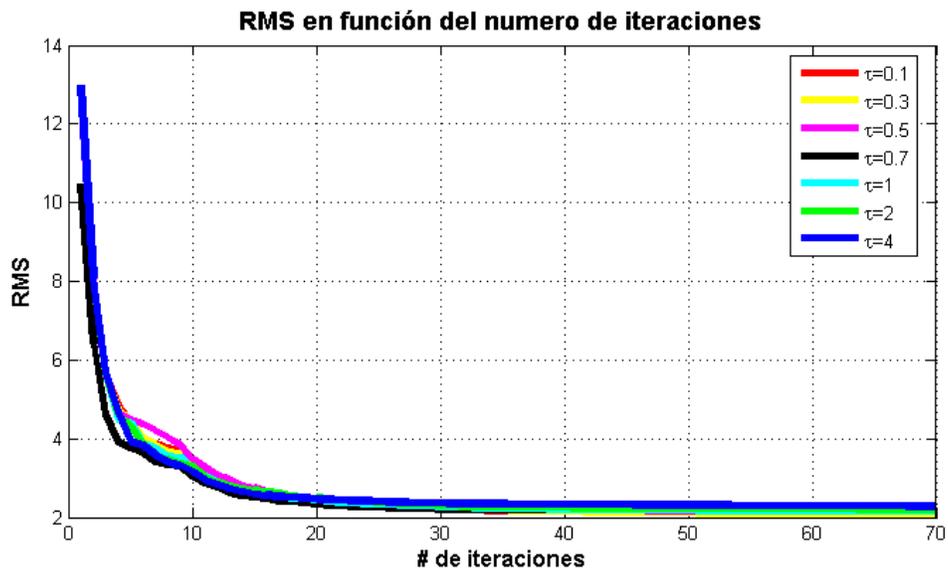


Figura 3.7.1: Errores de ajuste RMS en función del número de iteraciones y para diferentes valores de τ .

conductividad anómala que se extiende a profundidad en el sector sur del mismo. El significado geológico y consecuencias tectónicas se discuten con mayor detalle en el próximo capítulo.

Con el objeto de evaluar la calidad del ajuste se muestran las pseudosecciones de resistividad y fase observadas y calculadas para los dos modos de polarización TE y TM (Figura 3.8.2). Como se puede observar de esta comparación visual, existe una gran semejanza entre los valores observados y calculados a partir del modelo, tanto de la resistividad como de la fase para los dos modos de polarización, lo cual es una indicación de un buen ajuste.

Finalmente, en la Figura 3.8.3 (A y B) se pueden observar los residuales normalizados para la resistividad y la fase y para los dos modos de polarización. Es decir, las diferencias normalizadas entre los datos observados y aquellos calculados por el modelo. Estos resultados muestran de manera cuantitativa que el mejor ajuste se obtiene en la resistividad, a excepción del rango de bajas frecuencias en

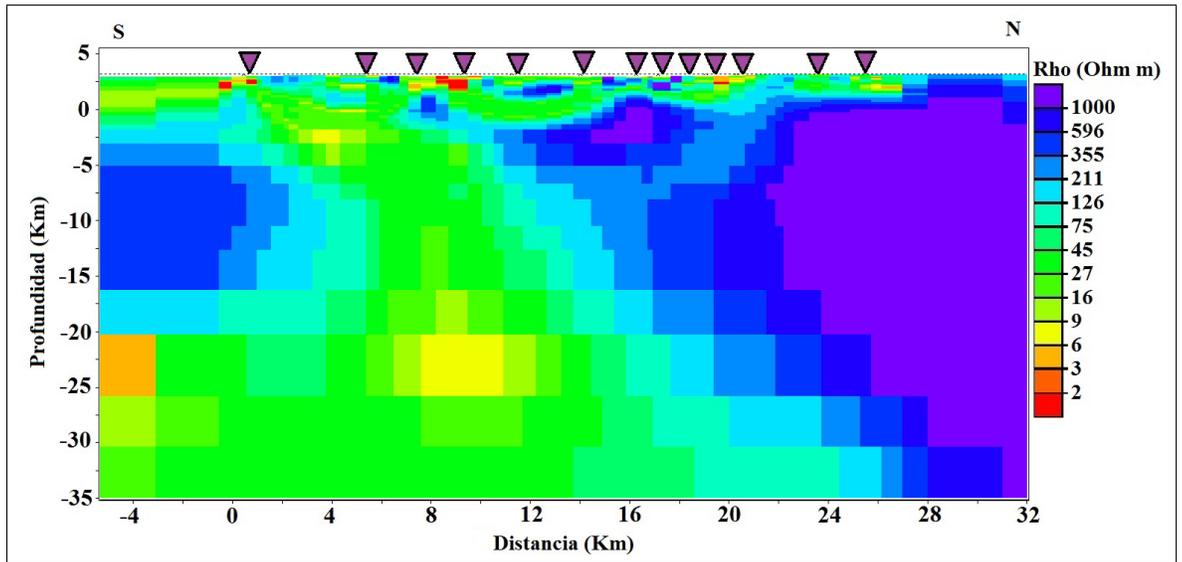


Figura 3.8.1: Imagen eléctrica obtenida de la inversión 2D del perfil MT que corta el graben de Acambay en dirección S-N

un solo sondeo del sector norte del perfil. Sin embargo, el ajuste de las fases es pobre para ambos modos cercano a las zonas de falla que definen el graben en donde aparentemente ocurren los mayores cambios estructurales.

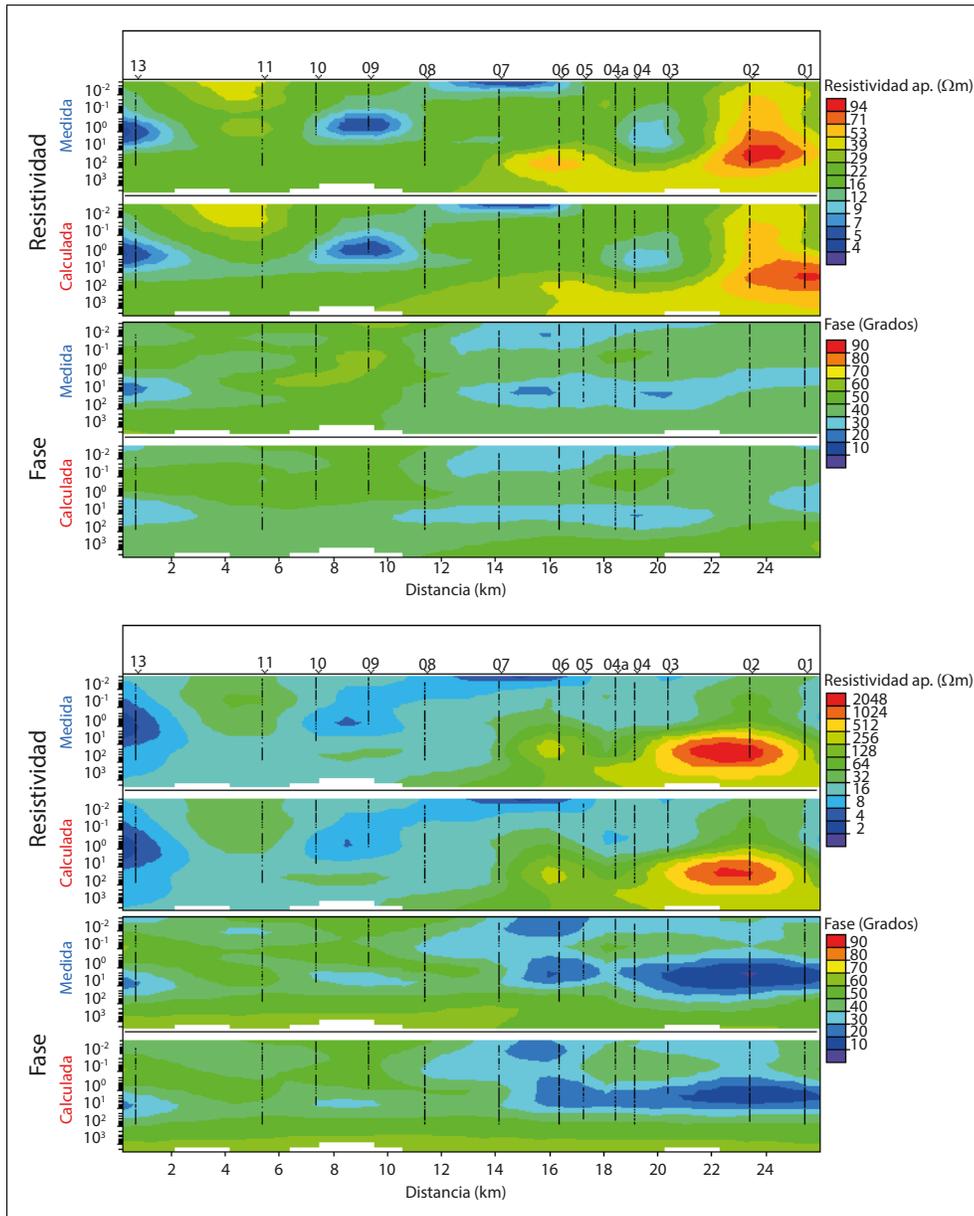


Figura 3.8.2: Pseudo-secciones de resistividad y fase para los modos TE (A) y TM (B) que muestran visualmente la calidad de la inversión 2D a través de la comparación de los datos observados con los calculados, Las unidades del eje vertical corresponden a valores de periodo.

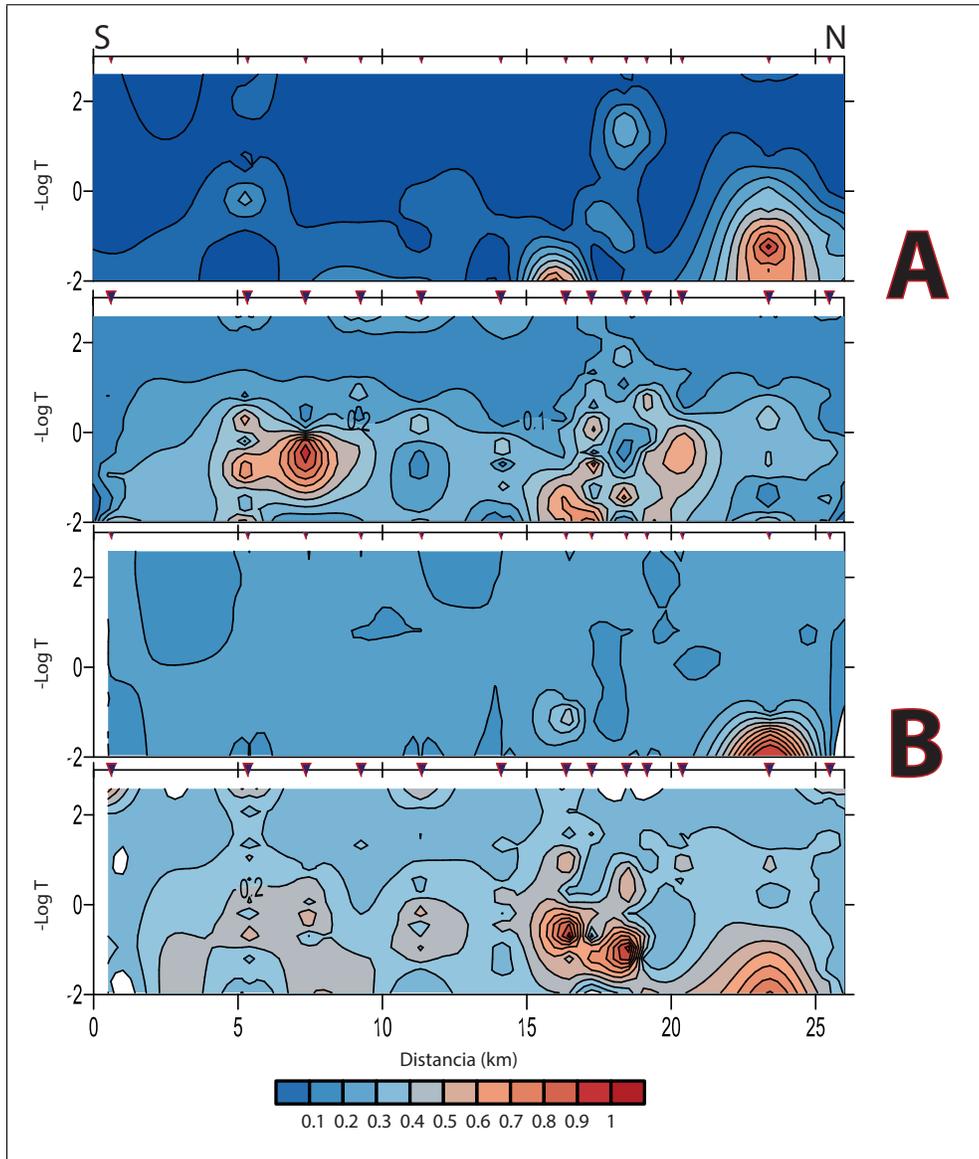


Figura 3.8.3: Secciones del residual normalizado de la resistividad y fase para los modos TE (A) y TM (B) que muestran cuantitativamente la desviación del ajuste al modelo 2D.

La gravedad es una costumbre difícil de olvidar.

Terry Pratchett

4

Gravimetría terrestre y aeromagnetometría

Con el propósito de constreñir el modelo de resistividad del Graben de Acambay se utilizaron datos gravimétricos y aeromagnéticos. Los primeros se adquirieron a lo largo de dos perfiles paralelos y los aeromagnéticos corresponden a las cartas E₁₄ y F₁₄ del SGM escala 1:50,000. La distribución espacial y a profundidad de las variaciones de estos campos físicos naturales permite definir zonas de densidad y de susceptibilidad magnética anómalas que pueden interpretarse independiente y conjuntamente con otras bases de datos. En particular, la utilización de estas bases de datos combinados con el estudio magnetotelúrico permite elaborar un modelo del subsuelo más robusto y por lo tanto cercano a la realidad.

4.1 PERFILES GRAVIMÉTRICOS

El método de exploración gravimétrica se basa en la medición espacial del campo gravitacional terrestre en una región determinada. Consiste en realizar varias series de mediciones distribuidas en la zona de interés cortando las principales estructuras geológicas para obtener las mayores variaciones en los contrastes de densidad que permitan mejor definición de los cuerpos anómalos someros y profundos que los producen. esto es posible siempre y cuando exista cuerpos cuya densidad varié o contraste con respecto a la de su entorno, ya sea un aumento o disminución de ella.

El fundamento teórico de éste método es la ley de gravitación universal que establece que la magnitud de la fuerza de atracción entre dos cuerpos de masa M y m , está dada por el producto de sus masas dividida entre la distancia r que las separa al cuadrado, de tal forma que si tomamos M como la masa de la tierra y r su radio, podemos conocer la fuerza ejercida sobre una masa m ubicada en la superficie, mediante la ecuación:

$$F = G \frac{M \cdot m}{r^2} \quad (4.1)$$

En esta ecuación G es la constante de gravitación universal $G = 6.67 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{kg}^2$. En términos prácticos esta ecuación se puede expresar en función de la densidad ρ y del volumen V de dichos cuerpos a través de la relación $m = \rho V$.

A partir de la ecuación (4.1) se puede conocer la aceleración gravitacional o atracción gravitacional ejercida sobre un cuerpo de masa m la cual es obtenida por:

$$g = \frac{F}{m} = G \frac{M}{r^2} \quad (4.2)$$

El valor numérico promedio de esta aceleración es de 9.8 m/s^2 en unidades del SI o 980 cm/s^2 en unidades CGS, en honor a Galileo Galilei la unidad (1 cm/s^2) de aceleración en unidades CGS se le dio el nombre de Gal. Sin embargo, debido a que los cambios en el valor de aceleración de la gravedad causadas por las diferen-

tes estructuras y cuerpos son tan pequeños, estos se miden en miligales ($mGal$), equivalentes a $1 \times 10^{-5} m/s^2$ (Lowrie (2007)).

El valor de gravedad es alterado por diversos factores, entre muchos tantos cabe nombrar la latitud, elevación, topografía del terreno circundante, mareas, fuerza centrífuga asociada a la rotación, por lo tanto se deben considerar correcciones para conocer el verdadero valor de la anomalía, esto se discutirá mas ampliamente en la siguiente sección.

4.1.1 ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS GRAVIMÉTRICOS

La adquisición de los datos gravimétricos se llevó a cabo utilizando un gravímetro Scintrex CG5. El equipo de trabajo del laboratorio de geofísica del cgeo liderado por Jesús Pacheco, midieron un total de 83 estaciones repartidas en dos perfiles paralelos, cuya orientación es aproximadamente Norte-Sur que cortan perpendicularmente las fallas que forman el graben de Acambay. El perfil Este, constituido por 45 estaciones, coincide con la ubicación del perfil MT por lo que los modelos de densidad y resistividad pueden ser comparados directamente. La Figura 4.1.1 muestra la ubicación de los perfiles gravimétricos que forman las estaciones medidas, así como la localización del perfil MT.

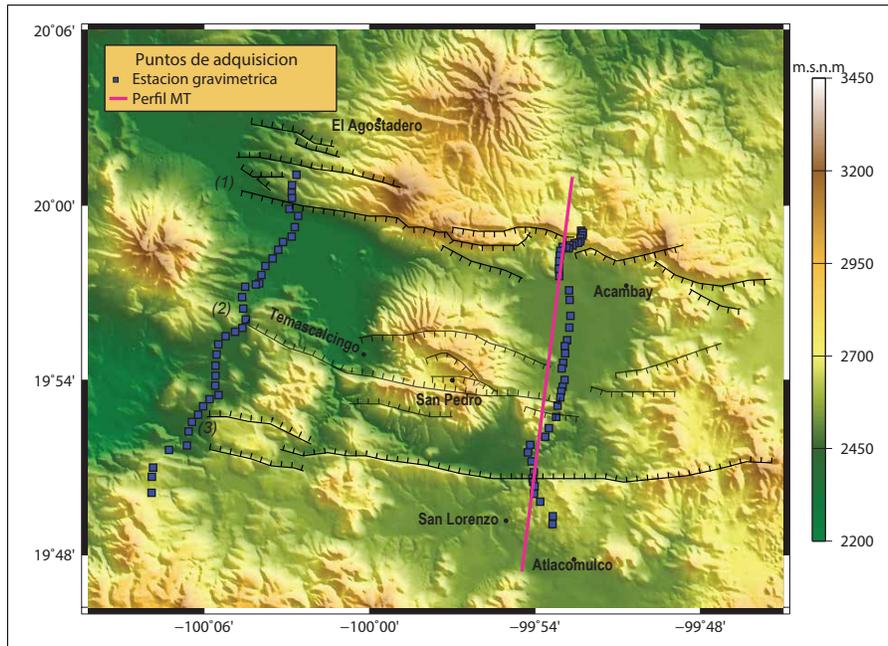


Figura 4.1.1: Ubicación de las estaciones gravimétricas (cuadros azules) y perfil magnetotelúrico (línea rosa). El perfil Este coincide en su totalidad con el MT. Sistemas de fallas: Acambay - Tixmedeje (1), fallas intragraben (2), Falla Pastores (3).

Para este trabajo los datos se corrigen por deriva instrumental y deriva terrestre y mareográfica, estas últimas de manera automática por el instrumento. Posteriormente se llevaron a cabo las correcciones por latitud, de Aire libre, por loza de Bouguer y topográfica (Telford et al. (1990)). La corrección por latitud (φ) se aplica según el modelo internacional del datum de 1967 (Kearey et al. (2002)), con el objeto de corregir por la elipticidad del planeta a partir de la expresión:

$$g_{\varphi} = 978031.846(1 + 0.005278895 \sin^2 \varphi + 0.000023462 \sin^4 \varphi) \quad [m/s^2] \quad (4.3)$$

Una vez transferidos a este sistema de referencia internacional, cada estación es corregida por 1) la diferencia de altura con respecto al *datum* (corrección Aire libre), 2) el exceso o deficiencia de masa entre cada estación gravimétrica y el *datum* (corrección por loza de Bouguer) y 3) por el exceso o deficiencia

La corrección por Aire libre se realiza utilizando la expresión:

$$g_h = -0.3086 \cdot h \quad [mGal] \quad (4.4)$$

en donde h es la altura de la estación con respecto al *datum*. En este estudio se utilizó un sistema de posicionamiento global RTK para obtener el perfil de alturas a lo largo de cada perfil gravimétrico. La precisión de estos sistemas GPS se encuentra en el orden de ± 1 m por lo que se asume que el error asociado es de ± 0.3086 mGals. Por otro lado, la corrección por loza de Bouguer requiere de un valor de densidad promedio ρ representativo de la zona de estudio. La expresión para estimar la corrección a los datos es:

$$g_B = 2\pi G\rho h \quad (4.5)$$

en donde G es la constante de gravitación dada por $G = 6.67 \times 10^{11} Nm^2/kg^2$. Un valor frecuentemente usado para la densidad ρ que se aplica a varios ambientes geológicos es de $2.67g/cm^3$ por lo que la corrección por loza de Bouguer aplicada a los datos queda de la forma:

$$g_B = 0.1119 \cdot h \quad (4.6)$$

La corrección por terreno, se aplica cuando la topografía de la zona de estudio es abrupta, sin embargo, excepto en los bordes del graben ésta es prácticamente nula por lo que se considera que el error en la anomalía de Bouguer por este concepto es despreciable, sin embargo se realizó con una rutina desarrollada por Jesús Pacheco para el laboratorio de geofísica, la cual realiza esta corrección a partir una retícula regular del área de trabajo cuyas dimensiones se asignan previamente.

4.1.2 ANOMALÍA DE BOUGUER (AB)

Concluido el proceso de correcciones se obtiene la anomalía de Bouguer, que contiene la información combinada de las anomalías locales y regionales presentes en

la zona de estudio y que se expresa como:

$$\Delta g_b = g_{obs} - g_l \pm g_h \mp g_B + g_T \quad (4.7)$$

La Figura 4.1.2 muestra en planta la anomalía de Bouguer a lo largo de los dos perfiles medidos. El rango de variación de las anomalías gravimétricas es de casi 20 *mGals*. Los tonos azules corresponden a valores mínimos, mientras que los tonos rojos se asocian a valores máximos de campo gravimétrico en la zona. En el contexto del graben de Acambay estos resultados obtenidos se pueden interpretar de la siguiente manera: los mínimos estarían asociados a mayores espesores de relleno del graben mientras que los máximos estarían asociados a la presencia de rocas volcánicas no permeables y/o a la presencia de un basamento más superficial.

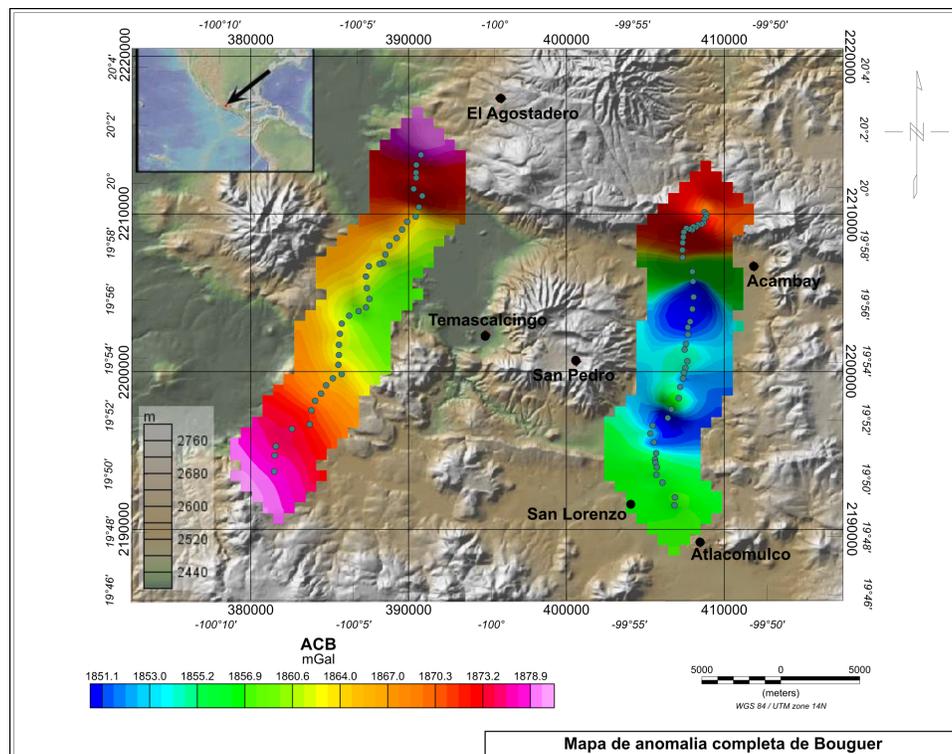


Figura 4.1.2: Anomalía completa de Bouguer para los perfiles medidos en el graben de Acambay.

En vista de que la AB contiene tanto información regional como de carácter local, es necesario llevar a cabo una separación Regional-Residual para evaluar adecuadamente los cuerpos que producen las anomalías asociadas a las estructuras de interés dentro de los límites del graben. Para este propósito se aplicó el criterio de Zeng (1989) para seleccionar el grado de polinomio a ajustar a los datos para llevar a cabo una separación de los efectos regionales de los residuales reduciendo la incertidumbre respecto al grado exacto del polinomio que permita realizar esta separación lo más objetivamente posible.

El método de Zeng consiste en suponer que la anomalía gravimétrica producida por los cuerpos más profundos genera una respuesta que se puede tratar como una función suave ajustable a una superficie de polinomios de bajo grado, que se fundamenta en el análisis de continuaciones a diferentes alturas de la anomalía de Bouguer como solución para reducir esta incertidumbre. Conceptualmente, el método de continuación de campo consiste en “continuar” los datos hacia arriba a través de transformaciones lineales, de tal forma que el campo residual se atenúa, de tal forma que a cierta altura las anomalías que se observan corresponden únicamente a aquellas de carácter profundo que se asocian a con la anomalía regional. La metodología a seguir para determinar el grado del polinomio que representa la anomalía regional es la siguiente:

1. A partir de la malla de anomalía completa de Bouguer, se crean mapas de prolongación analítica hacia arriba desde los 2 *km* hasta los 6 *km*, con incrementos cada 500 *m*.
2. Las superficies obtenidas se comparan entre sí para definir a partir de cual la variación es mínima, seleccionando esta superficie como la más representativa de la anomalía regional.
3. A la prolongación analítica seleccionada, se le compara con diferentes superficies de anomalía regional generadas (cuyo grado del polinomio varía de 0 a 3), se elige aquella superficie polinómica que presente una menor diferencia de desviación estándar con respecto a la prolongación analítica seleccionada.

Del análisis llevado a cabo se consideró la continuación analítica a 4 *km* como la continuación óptima debido que a partir de este valor las diferencias entre las mallas no muestran variaciones importantes. Una vez seleccionada la prolongación analítica, se hacen diferentes comparaciones con las superficies de anomalía regional calculada para cada uno de los diferentes grados del polinomio anteriormente descritos. El ajuste polinómico óptimo se selecciona de acuerdo al criterio descrito fue el de grado 2. La Figura 4.1.3 permite comparar los resultados de la prolongación analítica a 4 *km* (mapa multicolor) con el polinomio de grado 2 asociado a la anomalía regional (en isoclinas cada 0.5 *mGal*).

Mediante esta comparación se obtuvo que una desviación estándar de 0.42 de la comparación de la prolongación analítica y el ajuste polinómico de segundo orden que corresponde a la anomalía regional. La Figura 4.1.4 muestra la comparación de las anomalías regionales de orden uno, dos y tres comparadas con los datos de AB.

Una vez se determina el grado del polinomio que define el regional a lo largo de los perfiles que cruzan el graben, se procede a obtener la anomalía residual mediante una diferencia entre la AB y el regional calculado. El resultado se muestra en la Figura 4.1.5, en donde se observan perfiles de anomalía que contienen información más detallada.

4.2 MAGNETOMETRÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO

La prospección magnética es una técnica de exploración geofísica que se fundamenta en la medición y análisis de las variaciones de campo magnético terrestre. Estas variaciones son debidas a la presencia de cuerpos susceptibles de ser magnetizados que debido a este efecto contribuyen con pequeñas pero perceptibles modificaciones del campo terrestre en su entorno. A diferencia de los levantamientos gravimétricos, que suelen ser más costosos y complicados de corregir cuando se llevan a cabo desde un vehículo aéreo, los levantamientos magnéticos aéreos son

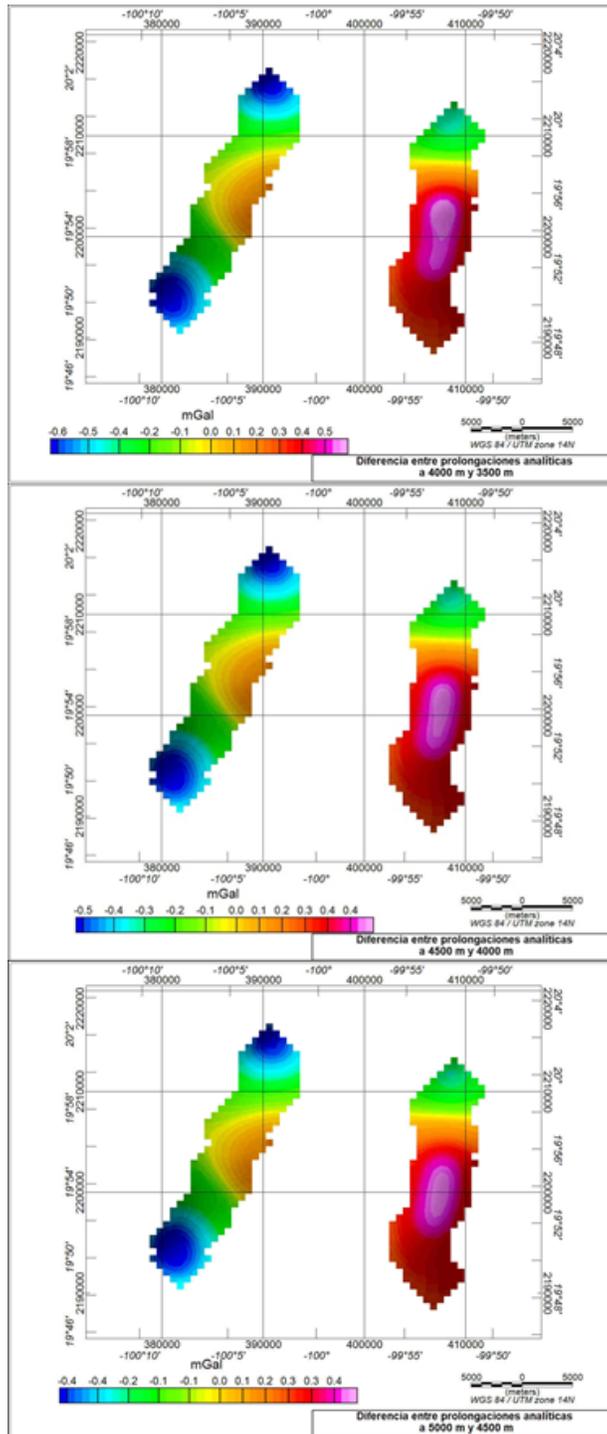


Figura 4.1.3: Comparación entre la prolongación analítica a 4 km (multi-color) y la superficie polinómica de orden 2 (contornos cada 0.5 mGal).
68

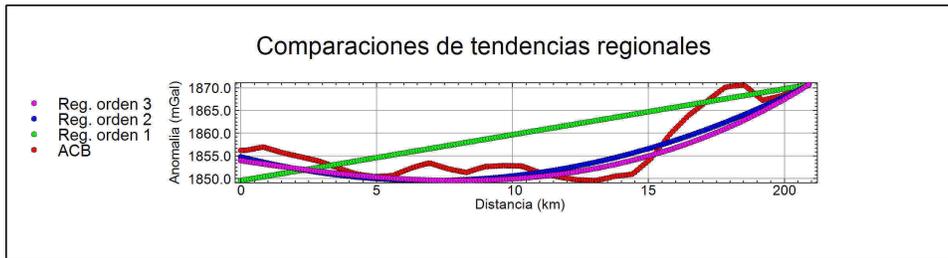


Figura 4.1.4: Perfiles de anomalía gravimétrica regional calculada aplicando diferentes polinomios de ajuste para el perfil Acambay Este, coincidente con el perfil MT.

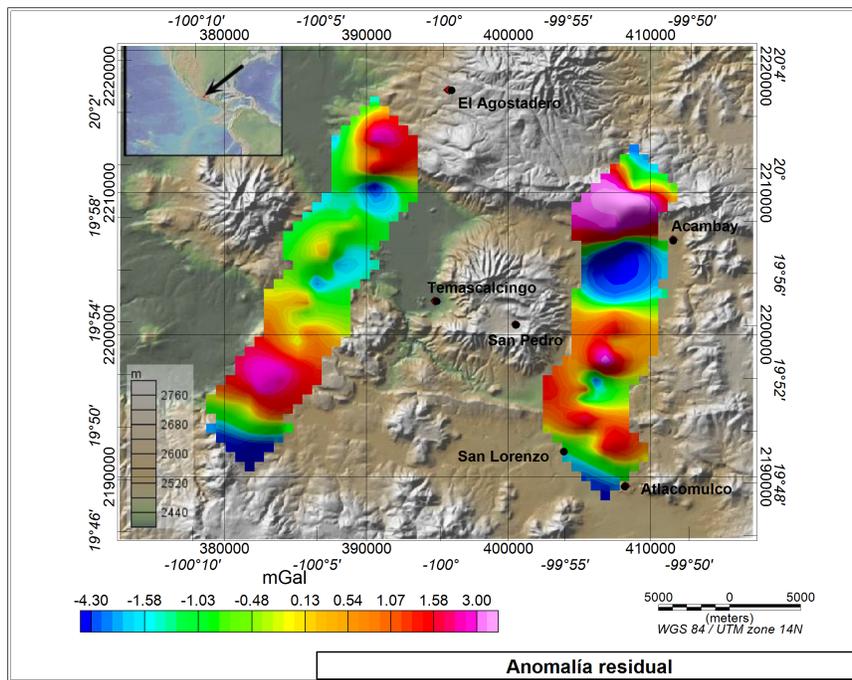


Figura 4.1.5: Perfiles de anomalía gravimétrica residual calculada a partir de la diferencia entre la anomalía regional y la anomalía completa de Bouguer.

comunes y relativamente económicos cuando cubren grandes extensiones. Este es el caso de México, en donde el Servicio Geológico Mexicano tiene cubierto casi todo el país con vuelos aeromagnéticos a escala 1:50.000, la cual proporciona la resolución necesaria para llevar a cabo un análisis a nivel de la extensión del graben

de Acambay.

4.2.1 PRINCIPIOS DEL MÉTODO MAGNÉTICO

De manera similar al método gravimétrico este es un método pasivo que se fundamenta en la siguiente ecuación que da cuenta de la fuerza entre dos polos:

$$F = \frac{1}{\mu} \frac{p_1 \cdot p_2}{r^2} \quad (4.8)$$

Esta expresión es similar a otras que se encuentran en física como la ley de gravitación universal de Newton (4.1) o la ley de Coulomb, la diferencia radica en su constante de proporcionalidad que en este caso es el inverso de la permeabilidad magnética (descrita en el capítulo 2) $1/\mu$ y en que para este caso se trabaja con polos magnéticos P y p separados una distancia r . De igual manera que el método gravimétrico este es un método de potencial que da cuenta del campo magnético en un área determinada a partir del conocimiento del potencial:

$$H = \frac{p}{\mu r^2} \quad (4.9)$$

El campo magnético posee características vectoriales, puesto que es un vector con dirección y sentido definido por cada una de sus componentes, como se presenta en la figura 4.2.1. Donde la intensidad horizontal H es la suma de las componentes horizontales norte y este, este vector formara un ángulo con respecto al norte geográfico, al cual se le denomina declinación D y se medirá de manera horaria respecto al norte geográfico. La intensidad magnética total F corresponde al vector suma de las tres componentes principales, donde el ángulo de inclinación I corresponde al ángulo entre F y el campo horizontal H (Lowrie (2007)).

El campo magnético se mide en nanoTeslas (nT), donde $1 \text{ gauss} = 10^{-4} T$, en exploración geofísica se utiliza con frecuencia el "gamma" (γ) que equivale a $10^{-5} \text{ gauss} = 1 T$.

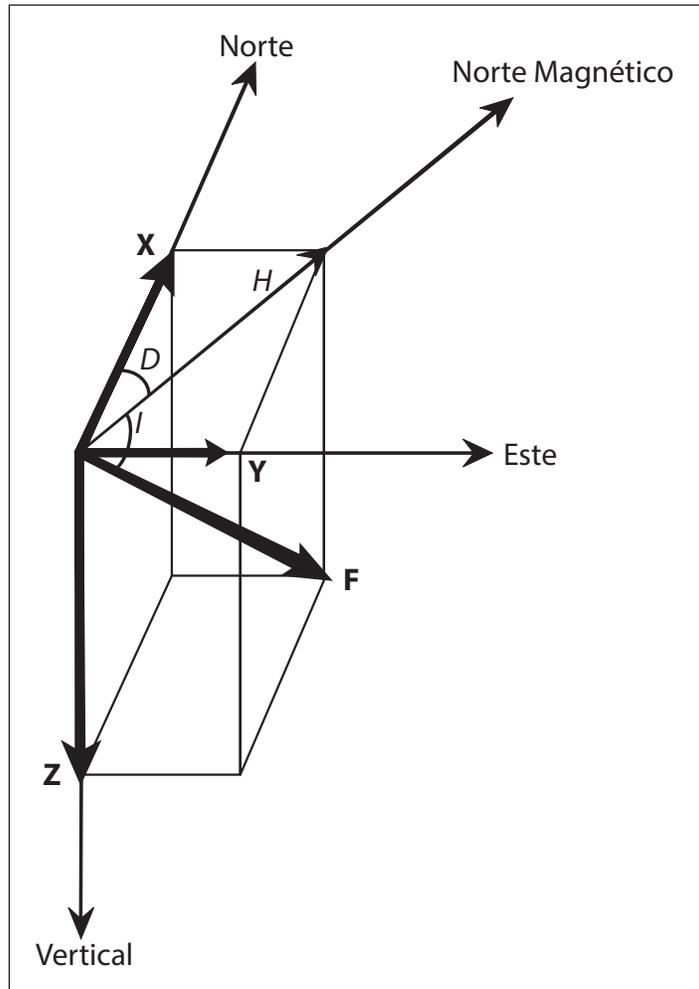


Figura 4.2.1: componentes del campo magnético.

La anomalía magnética de un cuerpo es causada por el contraste de magnetización entre el cuerpo y su entorno. La forma de la anomalía dependerá no solo de la geometría y profundidad del cuerpo que la origina, sino también de la orientación, de manera similar la orientación y la intensidad del campo magnético varían con la ubicación geográfica (Lowrie (2007)).

las principales correcciones que se realizan son:

Variación diurna: Esta corrección se realiza para compensar el efecto sobre las mediciones debido a fenómenos espaciales como tormentas solares, ya que la interacción de los vientos solares con la magnetosfera terrestre genera deformaciones sobre el campo magnético planetario. Estos efectos son corregidos mediante el uso de una base fija o puesto de control, y las diferencias observadas en las lecturas son restadas a las lecturas que se llevan a cabo (Kearey et al. (2002)).

IGRF: El campo geomagnético de referencia internacional, consiste en una descripción matemática a gran escala del campo magnético terrestre, y es utilizado para eliminar la componente de banda ancha o componente regional (Kearey et al. (2002); Thébaud et al. (2015)). Los valores de referencia se pueden obtener de los calculadores geomagnéticos de la IAGA: <https://www.ngdc.noaa.gov/geomag-web/?model=igrf>

4.2.2 PROCESAMIENTO DE CARTAS AEROMAGNÉTICAS

El análisis de las anomalías magnéticas se basó en las cartas aeromagnéticas de campo magnético total E_{14} y F_{14} (SGM), que se adquirieron con éste propósito. Dichas cartas se combinaron para cubrir el área de estudio, que se extienden más allá del graben de Acambay. Los datos aero-magnéticos adquiridos ya han sido corregidos por variación diurna y referenciados al campo geomagnético internacional de referencia IGRF (Kearey et al. (2002)). La Figura 4.2.2 muestra la carta de Campo Magnético Total de la zona de estudio, en donde se muestra la ubicación de los perfiles gravimétricos. En dicha carta los tonos rojos se asocian a valores altos de magnetización mientras que los tonos azules corresponden a los mínimos magnéticos. El rango máximo de variación de la anomalía es de más de 300 nano Teslas (nT), lo que permite observar importantes contrastes asociados a la distribución litológica y de estructuras magnetizadas en su caso.

Por el carácter bipolar de la anomalía de campo total las anomalías que contiene son generalmente difíciles de aislar y modelar. Por esta razón frecuentemente

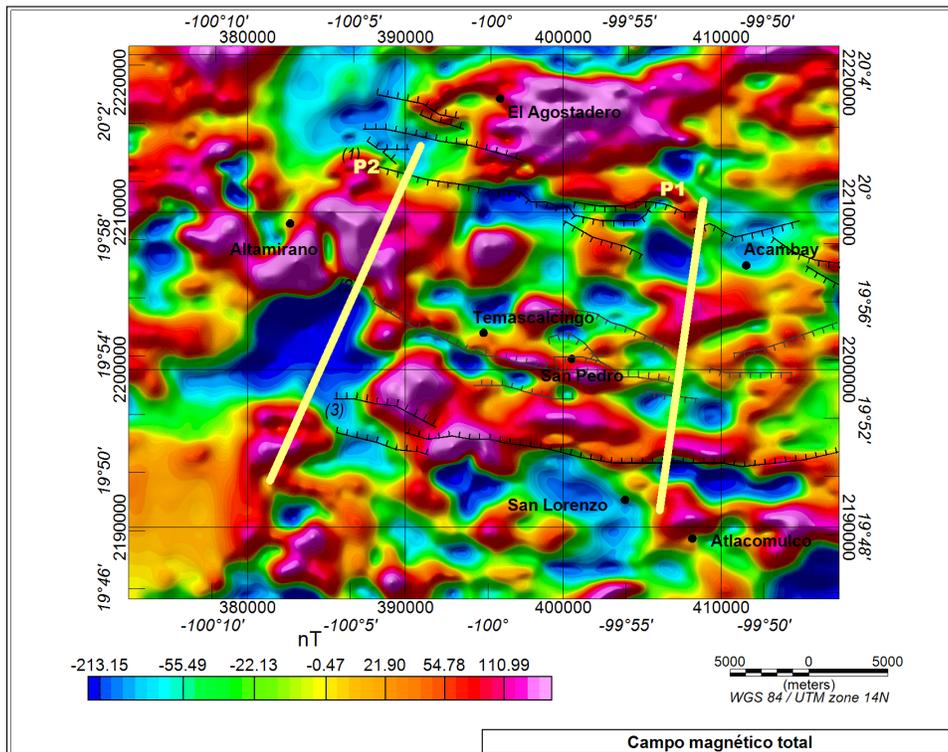


Figura 4.2.2: Anomalía de campo magnético total

se recurre a filtrar o transformar los datos de anomalía CMT para poder interpretarlos de forma más directa. Entre los procesos que se aplican a los datos magnéticos de campo total está la reducción al Polo (Nabighian et al. (2005)), que consiste en una transformación de los datos del campo bipolar a otro monopolar, semejante al campo gravimétrico. En este caso, las anomalías observadas coinciden espacialmente en superficie con los cuerpos que las producen, lo que no ocurre cuando el campo es bipolar. La Figura 4.2.3 muestra la distribución de magnetización reducida al polo en la zona de estudio.

A partir de estos datos, es posible obtener detalle acerca de las estructuras geológicas aplicando otro tipo de transformaciones matemáticas a los datos de campo magnético que tienden a enfatizar variaciones laterales o verticales de la magnetización. Una de las transformaciones matemáticas que resulta particularmente

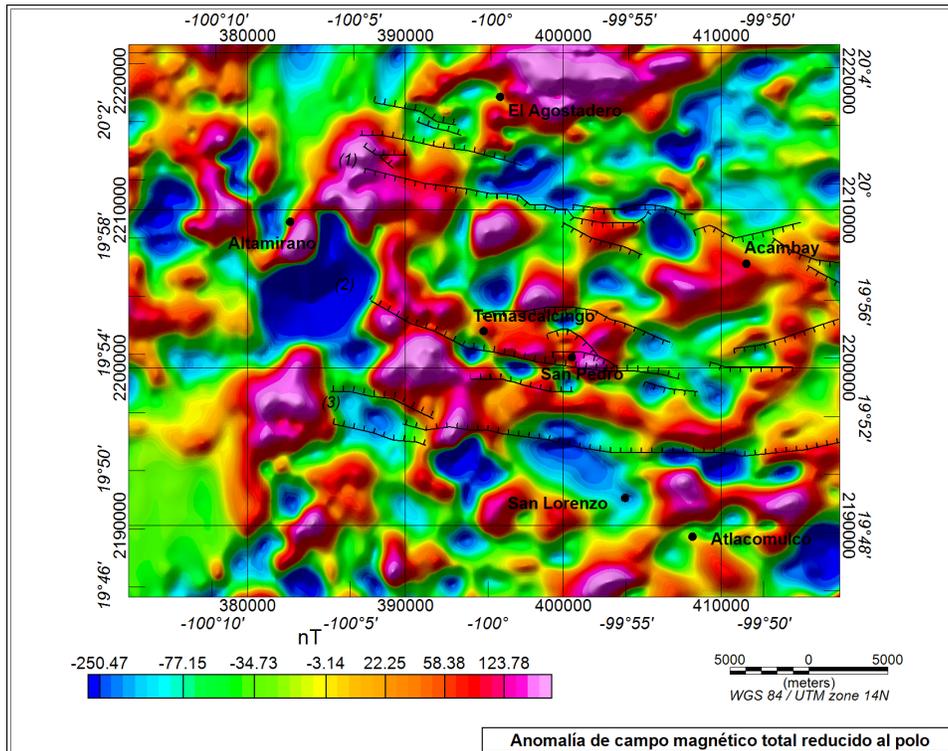


Figura 4.2.3: Reducción al Polo de la Anomalía de campo magnético total

útil para este propósito es el ángulo del “*tilt*” o ángulo cuya tangente es la derivada del campo total M normalizado al plano (Miller y Singh (1994); Verduzco et al. (2004)). Es decir:

$$\theta = \tan^{-1} \left(\frac{\frac{\partial M}{\partial z}}{\left(\left(\frac{\partial M}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y} \right)^2 \right)^{1/2}} \right) \quad (4.10)$$

Donde $\frac{\partial M}{\partial x}$, $\frac{\partial M}{\partial y}$ y $\frac{\partial M}{\partial z}$ son las derivadas del campo total.

Una de las propiedades de este filtro es que dado que el rango de variación de la función arco tangente que se limita a valores entre $\pi/2$ y $-\pi/2$, todos los valores de *tilt* varían entre 0 y 1, siendo independiente de la amplitud de las derivadas vertical u horizontal. Esta propiedad hace que al calcularse la carta de ángulo de *tilt* se tenga a la vez un filtro de control de ganancia automático, que permite equalizar la res-

puesta magnética (Cooper y Cowan (2006)) enfatizando lineamientos. La Figura 4.2.4 muestra el resultado de la aplicación de este filtro, que muestra anomalías alargadas orientadas EW que se pueden asociar directamente con rasgos estructurales que definen el graben de Acambay.

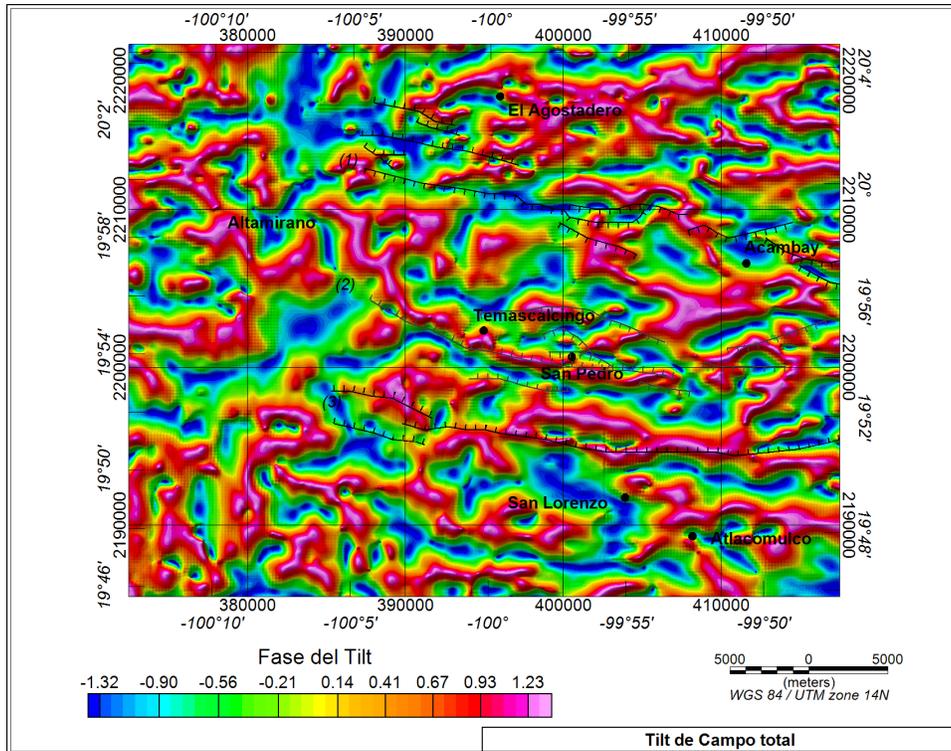


Figura 4.2.4: Carta de ángulo de *Tilt* del campo magnético total en donde se muestra la coincidencia con el sistema de fallas que forman el graben de Acambay.

4.3 MODELOS BIDIMENSIONALES

Para llevar a cabo el modelado cuantitativo de los perfiles gravimétricos y magnéticos fue necesario llevar a cabo mediciones de densidad y susceptibilidad magnética en el laboratorio, a partir de muestras de rocas colectadas en campo de las

4 principales unidades litológicas presentes en la zona de estudio. Las muestras fueron seleccionadas a partir de la presencia de los afloramientos reportados en superficie en las cartas geológicas del SGM, durante la tercer campaña de adquisición se recorrieron varios puntos y se tomaron dos muestras de cada una de las unidades reportadas y que intervinieran en el modelamiento de los perfiles, los puntos donde se colectaron las muestras se pueden ver en la figura 4.3.1.

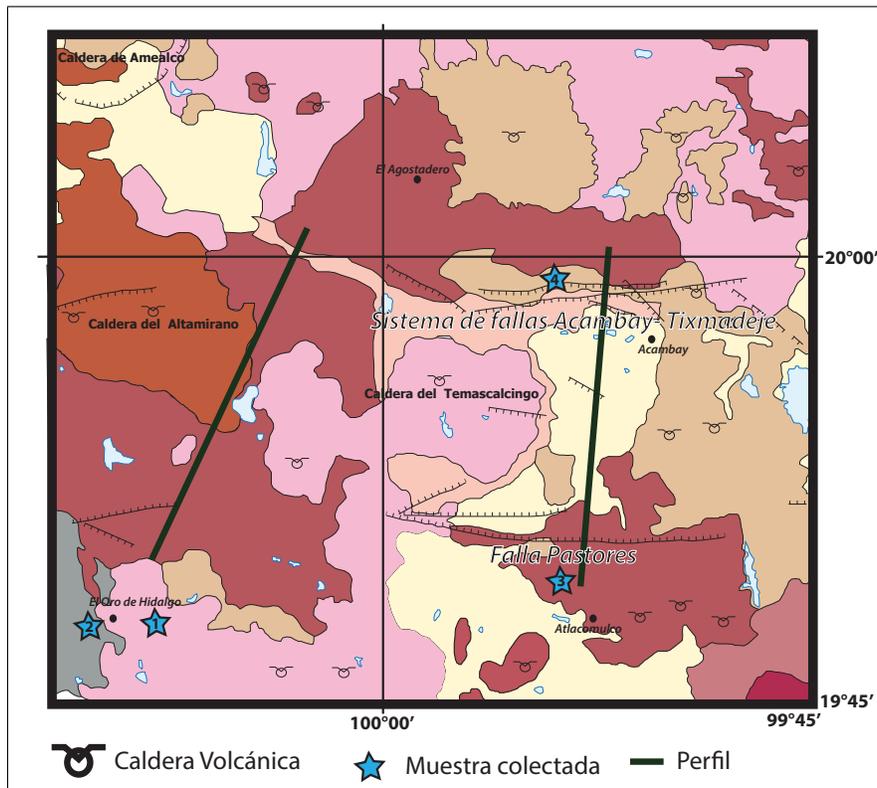


Figura 4.3.1: Localización de las muestras colectadas, mapa modificado de la geología reportada por el SGM

Para las mediciones de magnetización se utilizó un susceptibilímetro SM₃₀ de ZH instruments, mientras que para medir la densidad de las muestras se utilizó el método de desplazamiento hidrostático, usando una balanza analítica WAS 160/x (Figura 4.3.2).

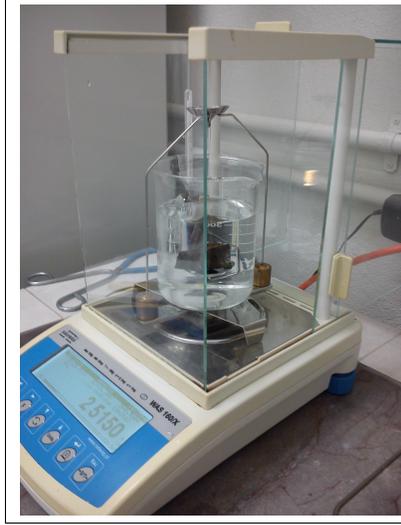


Figura 4.3.2: Procedimiento de la obtención del valor de densidad de las muestras mediante el método de empuje hidrostático

Los valores de densidad y susceptibilidad magnética promedio obtenidos para las muestras seleccionadas se presentan en la Tabla 4.3.1. Estos valores sirvieron de guía para obtener un modelo geológico común para cada uno de los dos perfiles con datos gravimétricos y magnéticos simultáneamente. Los perfiles magnéticos fueron extraídos de la carta de campo magnético total para lo que se utilizó la traza de los perfiles gravimétricos medidos. El modelado bidimensional de ambos perfiles fue llevado a cabo bajo un esquema de prueba y error (modelado directo) basado en los algoritmos de [Talwani et al. \(1959\)](#), y [Talwani y Heirtzler \(1964\)](#), así como los algoritmos de [Won y Bevis \(1987\)](#) con el software GM-SYS®. La estrategia de modelado, además de incorporar los valores de las muestras de campo, fue utilizar el perfil de resistividad obtenido del modelado magnetotelúrico como base para el modelo de densidad.

La Figura 4.3.3 muestra el modelo 2D de densidad a lo largo del perfil Este, cuya longitud total es de 21 *km*. En la parte superior de la figura se encuentran las gráficas de la anomalía magnética de campo total y de anomalía de Bouguer con sus respectivas curvas de ajuste. El modelo ajustado se muestra en la parte central

Tabla 4.3.1: Susceptibilidad magnética y densidades de las muestras de roca seleccionadas en la zona de estudio

Muestra	coordenada X	coordenada Y	Sus. Magnética (SI)	Densidad (g/cm^3)
Muestra 1	381244	2189704	4.3×10^{-3}	2.5275
Muestra 2	376979	2190054	0.05435×10^{-3}	2.601
Muestra 3	376979	2190054	0.0341×10^{-3}	2.6309
Muestra 4	407205	2212278	1.4×10^{-3}	2.3537

de la figura en donde se aprecia la distribución litológica, que se representa por los diferentes bloques coloreados y contornos de líneas poligonales respectivamente, deducida a partir de las diferencias en densidad y magnetización. En la parte inferior de la figura se observa el perfil de resistividad obtenido de la inversión de los sondeos MT. Como se puede apreciar, las interfaces impuestas a partir del modelo de resistividad llevan a un modelo mayormente consistente con los datos a pesar de que los errores RMS de ajuste obtenidos que son del 0.5 y 22.6 para los datos gravimétricos y magnéticos respectivamente.

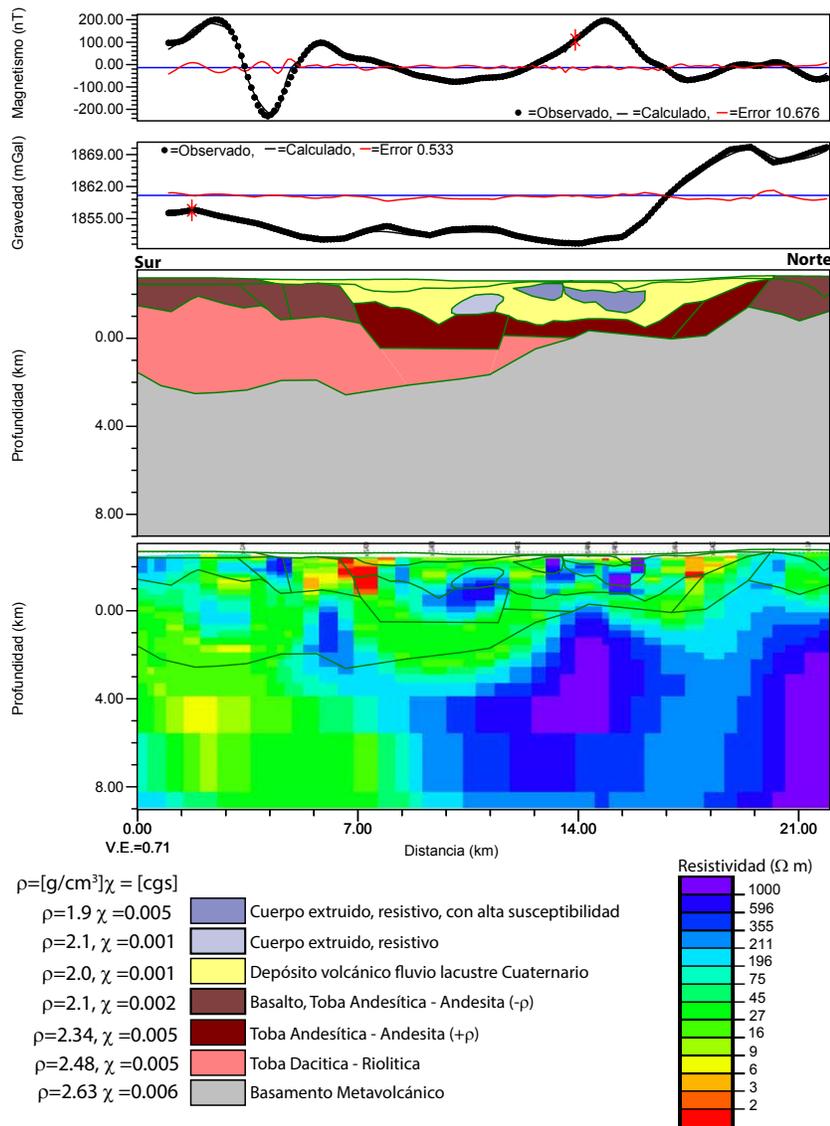


Figura 4.3.3: Modelo geológico conjunto (parte media de la figura) del perfil gravimétrico, el magnético de campo total y el de resistividad. Las interfaces obtenidas muestran buena coincidencia con el modelo de resistividad, sin embargo, existen diferencias en conductividad que no se reflejan en cambios de densidad, pero sí en la firma magnética como ocurre al sur del perfil.

Para el modelado del Perfil Oeste, cuya longitud total es de 24 km, se tomó

como modelo inicial el obtenido para el Perfil Este en vista de que a lo largo del primero no se cuenta con un perfil de resistividad que pueda ser utilizado para constreñirlo. La Figura 4.3.4 muestra el modelo de densidad y susceptibilidad del perfil Oeste, ubicado a ~ 20 km del anterior.

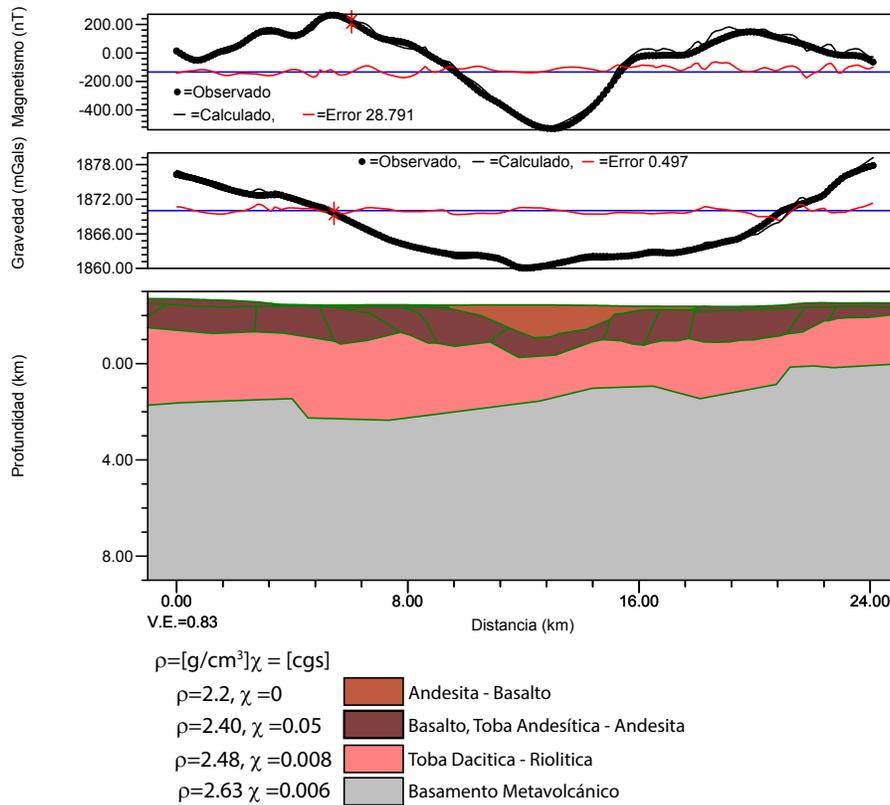


Figura 4.3.4: Modelo geológico conjunto (parte inferior de la figura) del perfil gravimétrico y del magnético de campo total basado en los resultados del perfil Este. Las anomalías observadas se reproducen un modelo del graben simétrico que definen un espesor del relleno inferior al obtenido para el perfil Este.

Como se puede observar, el modelo litológico es más simétrico y se deduce un menor espesor de relleno del graben, lo que parece ser consecuencia de la presencia tanto del volcán Temascalcingo como del Altamirano debido a la distribución

de los productos eruptivos. Así mismo, los perfiles tanto de gravimetría como magnético de campo total muestran una estructura simétrica con un mayor espesor de productos volcánicos hacia el sur del perfil modelado. En el siguiente capítulo se presenta con más detalle la interpretación geológica de ambos modelos.

Aunque la verdad de los hechos resplandezca, siempre se batirán los hombres en la trinchera sutil de las interpretaciones.

Gregorio Marañón

5

Interpretación Geofísico-Geológica

Entre los resultados más importantes del estudio geofísico a lo largo del perfil NS que cruza el graben de Acambay, se encuentra el modelo geológico bidimensional obtenido a partir de la integración de sondeos magnetotelúricos y datos gravimétricos y magnetométricos. La distribución de la conductividad eléctrica a lo largo del perfil perpendicular a las principales estructuras geológicas, ha permitido constreñir los modelos gravimétrico y magnético, haciendo posible obtener un modelo geológico más robusto, complementado con las observaciones de geología estructural en superficie. El azimut promedio de las fallas que limitan el graben es de 88.5° , el cual fue obtenido utilizando el método de Weaver et al. (2000) para el intervalo de frecuencias de 0.001 a 10 s.

5.1 INTERPRETACIÓN DE PERFILES GRAVIMÉTRICO Y MAGNÉTICO

En la figura 5.1.1 se observan algunos rasgos que se destacan en las diferentes anomalías y que en algunos casos guardan correlación con la topografía. Para este propósito, se clasifican y describen de la siguiente manera:

1. Lineamiento topográfico correspondiente al flanco sur del graben de Acambay con una expresión en superficie de alrededor de 2750 m.s.n.m correlacionable con la anomalía magnética reducida al polo que posee una expresión característica de un dique buzando en dirección norte, en la anomalía gravimétrica no se observa un gran contraste, sin embargo la forma general de la anomalía es la esperada para un graben.
2. Área correspondiente al centro del graben. Esta zona se encuentra en la depresión o zona mas baja del graben. En ella se destaca un máximo local magnético que no posee expresiones topográficas ni gravimétricas, lo que se puede interpretar como un cuerpo magnetizado de origen volcánico de densidad semejante al relleno vulcano-sedimentario en esta zona del graben.
3. Área norte del graben de Acambay. Se destaca el contraste de más de 20 mGal en la anomalía gravimétrica entre la base de la falla en el valle y el hombro del graben, lo cual sugiere que el basamento, cuya densidad es mayor que las unidades que le sobreyacen, se encuentra más cercano a la superficie en este margen del graben. En contraste con la falla sur, la anomalía magnética asociada a la falla norte es un orden de magnitud menor, es decir de 400 a $\sim 40 \text{ nT}$ respectivamente. Esta diferencia significativa se puede explicar en términos de las variaciones de conductividad eléctrica que se observan en ambas fallas.

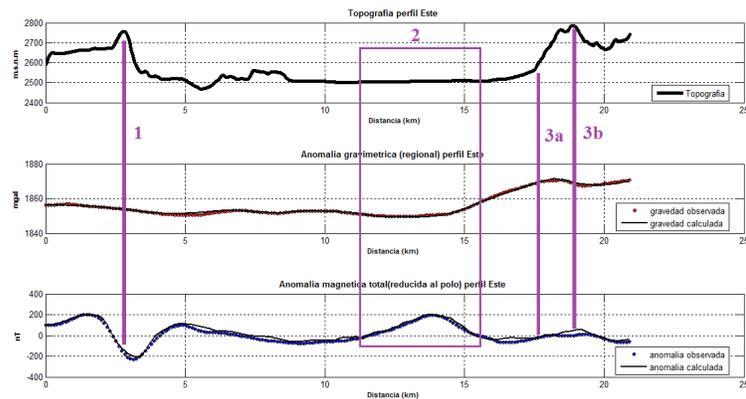


Figura 5.1.1: Comparación de los datos gravimétrico y magnético con el perfil topográfico Este del Graben de Acambay. Las líneas y recuadro numerados destacan rasgos que se toman en cuenta para la interpretación y construcción del modelo 2D. (1) anomalía magnética de ~ 400 nT asociada a la falla sur y baja amplitud de la anomalía gravimétrica (~ 5 mGal). (2) Máximo magnético de 300 nT en la zona centro-norte del graben, (3) Máxima amplitud de anomalía gravimétrica de ~ 20 mGal y moderada amplitud de la anomalía magnética (~ 40 nT) asociada a la falla norte.

5.2 INTERPRETACIÓN DERIVADAS

La utilización de las derivadas, horizontal y vertical de los campos gravimétrico y magnético es muy común en el proceso de interpretación geológica. Su utilidad consiste en la información que proporcionan para la ubicación sobre la superficie del terreno, de las fallas y otras estructuras que pudieran no tener una expresión superficial y que de este modo pasarían desapercibidas para un geólogo.

5.2.1 DERIVADAS HORIZONTALES

En particular, las derivadas horizontales de los campos potenciales (fig. 5.2.1) nos permiten identificar y corroborar en detalle la ubicación de lineamientos adicionales que encuentren en el interior del graben al mismo tiempo que proporcionan información de las características de las fallas principales del graben. De su

análisis se destaca:

1. Anomalía asociada a la falla Pastores (flanco sur) y su expresión en términos de la derivada horizontal del campo magnético
2. Zona interna del graben que resalta la presencia del cuerpo magnetizado de baja densidad anteriormente identificado, esta derivada permite mejorar su posición dentro del modelo.
3. Variaciones asociadas al flanco norte del graben, concretamente a la falla de Acambay-Tixmadeje
4. Expresiones de la derivada de anomalía gravimétrica correlacionables con expresiones en superficie que pertenecen a la apófisis oriental del edificio volcánico. Estas no presentan grandes cambios en la susceptibilidad posiblemente debido a que corresponden a reconfiguraciones de masa únicamente. 4a) costado sur de la apófisis, 4b) expresión de la falla Temascalcingo que cruza tanto el edificio volcánico principal como esta apófisis, 4c) expresión norte de la apófisis.

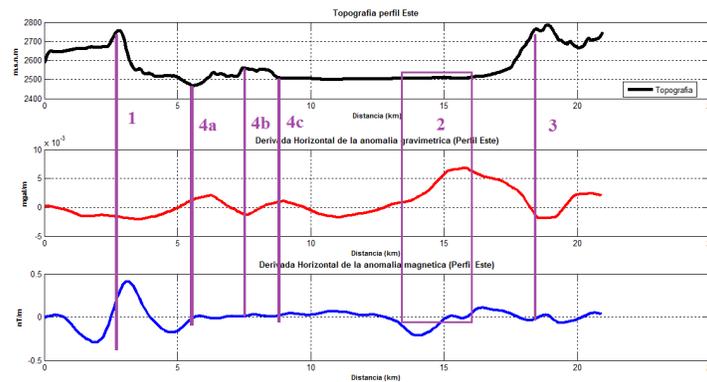


Figura 5.2.1: Análisis de los rasgos observados en las derivadas horizontales de los campos potenciales.

5.2.2 DERIVADAS VERTICALES

De manera similar, las derivadas verticales de los campos potenciales identifican las mismas estructuras principales (fig 5.2.2), con la diferencia de que

en este caso los máximos y mínimos de la derivada se ajustan mejor espacialmente con los rasgos en superficie como ocurre en 1), 3) y 4). El máximo de la anomalía gravimétrica correspondiente al número 5 no tiene expresión en superficie sin embargo en mapas estructurales se reporta un trazo de falla extrapolado a observaciones de la falla San Mateo (Lacan, 2013 y Suter *et al.*, 1995)

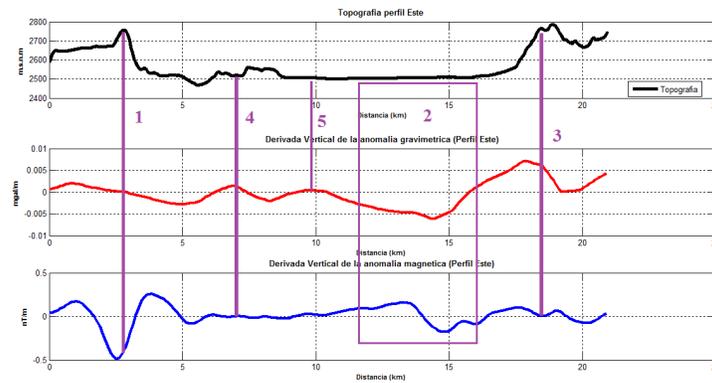


Figura 5.2.2: Análisis de los rasgos observados en las derivadas verticales de los campos potenciales.

5.3 INTERPRETACIÓN INTEGRADA

La Figura 5.3.1 muestra los resultados obtenidos de la interpretación del perfil de sondeos magnetotelúricos (parte inferior), así como de los datos gravimétricos y magnéticos modelados. Esta figura sintetiza los resultados más importantes y muestra rasgos geológicos y estructurales previamente desconocidos del graben. En la parte superior de la figura (5.1a) se muestra el perfil del residual de la anomalía magnética de campo total reducida al polo, la cual refleja de una manera particu-

larmente clara el dipolo magnético producido por la falla sur que limita el graben, que es predominantemente conductora, como se revela en el perfil de resistividad (Fig. 5.3.1 d). La falla norte muestra también una anomalía magnética dipolar aunque de magnitud muy reducida lo que sugiere una zona de bajo flujo eléctrico. Por otro lado, en el sector centro-norte del perfil se muestra la existencia de un máximo magnético de cerca de 300 nT que se puede asociar a la presencia de rocas magnetizadas, probablemente asociadas a derrames volcánicos someros, aunque éste guarda una relación espacial con un máximo topográfico del basamento según se observa en la sección de resistividad interpretada. Las Líneas discontinuas grises en la sección de resistividad corresponden al modelo de bloques de magnetización tipo Talwani (Talwani y Heirtzler (1964)) obtenido a partir de los datos magnéticos.

En contraste, la gráfica del residual de la anomalía de Bouguer completa (fig. 5.3.1.b), que varía en un rango máximo de 20 mGal , muestra su mayor amplitud en la falla norte que limita el graben. El modelo de densidades obtenido, constreñido a partir de los contrastes de resistividad y de la geología superficial, se muestra en la parte central de la figura (fig. 5.3.1.c). Este es el mismo modelo de bloques utilizado para ajustar los datos magnéticos. La ubicación de las principales fallas cartografiadas se indica con flechas rojas y con flechas amarillas las que se encuentran dentro del graben. Como se puede apreciar de la gráfica de la anomalía gravimétrica residual, la falla norte está marcando un desplazamiento vertical más pronunciado que la falla sur, cuyo gradiente es notablemente más suave que al norte. En este sector del graben, el máximo espesor del relleno vulcano-sedimentario es de unos 3 km si se mide a partir de la interfase con el basamento resistivo ($> 200 \Omega \cdot m$) obtenido del modelado de los sondeos MT. Si se toma el mismo criterio, el sector sur estaría más profundo alcanzando más de 4 km desde la superficie, sin embargo la cercanía del volcán Temascalcingo sugiere que la zona conductora en esta región podría estar asociada a una zona de alteración hidrotermal más que a un relleno vulcano sedimentario saturado como se asume en el sector norte. La presencia de hidrotermalismo superficial es bien conocida en la región cercana a

dicho volcán por lo que hay mayor posibilidad de que se trate de una anomalía de conductividad asociada a un proceso de alteración química.

Otro rasgo estructural hasta ahora desconocido es la forma del basamento geológico de la región de origen metavolcánico que se asocia al basamento resistivo ($> 200 \Omega \cdot m$) de la sección MT. Las fallas cartografiadas en superficie pueden ser extrapoladas a profundidad de manera consistente a partir de las variaciones laterales y a profundidad de la resistividad interpretadas a lo largo del perfil. Los resultados muestran que la falla norte del graben es más pronunciada, buza hacia el sur y es probablemente lítrica regionalmente, intersectando a la falla sur a unos 10 *km* de profundidad, cuyo ángulo de buzamiento es de unos 60° , en contraste con la del norte que se estima en unos 70° cercana a la superficie.

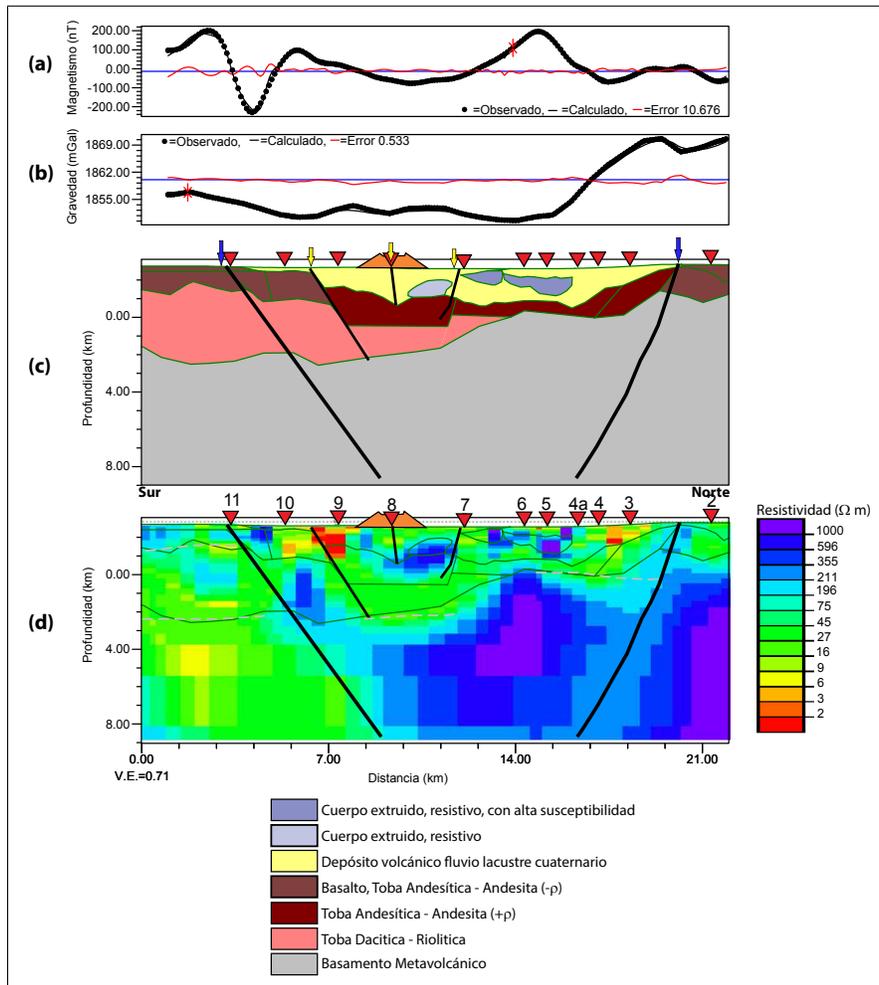


Figura 5.3.1: Modelo geológico estructural del perfil geofísico que cruza de forma perpendicular el Graben de Acambay. En la parte superior (a) se muestra la gráfica del residual de la anomalía magnética de CT reducida al polo, seguida de la gráfica del residual de la anomalía de Bouguer completa (b), ambas ajustadas al modelo geológico mostrado en el centro de la figura (c).

“Saltar rápidamente a conclusiones rara vez conduce a felices aterrizajes.”

S. Siporin

6

Conclusiones

El objetivo de este trabajo se enfocó en obtener y reportar el primer modelo geológico a profundidad en el graben de Acambay sustentado en datos geofísicos, particularmente datos gravimétricos terrestres, aeromagnéticos, y sondeos magnetoteléuticos.

Se llevó a cabo la inversión bidimensional de un perfil de 17 sondeos magnetoteléuticos, 4 de los cuales son de banda ancha (MT+LMT). Para este propósito se realizó el análisis dimensional del perfil, así como la evaluación de la influencia del parámetro τ y el número de iteraciones para determinar el peso que tienen en el modelo final. El modelo “óptimo” seleccionado fue aquel para el cual el valor de τ minimiza el error RMS, lo que ocurre después de 25 iteraciones.

El modelo de resistividad obtenido, el cual revela rasgos hasta ahora descono-

cidos, permite identificar lineamientos asociados a las fallas hombro del graben de Acambay: al norte el sistema Acambay-Tixmadeje y al sur la falla de Pastores. El buzamiento promedio del sistema de fallas de Acambay-Tixmedeje al cruce con el perfil se estima en 70° , en tanto que para la falla Pastores se estima un buzamiento de aproximadamente 60° . De igual forma, la distribución de resistividades constreñida con rasgos estructurales superficiales, permitió definir con mayor precisión las fallas intragaben de San Mateo y Temascalcingo.

La parte más superficial de la sección ($< 1 \text{ km}$), muestra alternancia de cuerpos conductores y resistivos, los primeros de los cuales se asocian a la existencia de relleno vulcano-sedimentario saturado en tanto que los últimos se asocian a rocas volcánicas intrusivas de alta susceptibilidad magnética pero cuya densidad es comparable a la densidad de las rocas circundantes. A profundidades de entre 2 y 4.5 km aproximadamente se interpreta la profundidad del basamento cretácico al norte y sur del perfil respectivamente, lo que sugiere un buzamiento regional del mismo hacia el sur.

En el sector central del perfil, se observa un alto estructural resistivo a partir de profundidades de $\sim 2.5 \text{ km}$, el cual divide al graben en dos cuencas con relleno conductivo. En la cuenca sur, se observa una zona de conductividad anómala, espacialmente asociada a la ubicación del volcán Temascalcingo que se interpreta como la consecuencia de la presencia de fluidos hidrotermales o mineralizados a profundidades de $\sim 3.5 \text{ km}$. Sin embargo, para confirmar esta hipótesis es necesario realizar estudios adicionales.

El perfil de resistividad obtenido, fue utilizado para constreñir los modelos de densidad y de susceptibilidad magnética para el ajuste de los datos gravimétricos terrestres y aeromagnéticos. Para este propósito se muestrearon afloramientos de las principales unidades geológicas de la zona y se determinaron rangos de variación con mediciones de laboratorio tanto de densidad como de susceptibilidad magnética. Los modelos de densidad y magnetización fueron forzados a co-

incidir permitiendo variaciones laterales de dichas propiedades físicas, particularmente en unidades superficiales, a partir de lo cual se obtuvo un buen ajuste de los datos.

El modelo geológico-estructural que resulta de la combinación de las tres metodologías geofísicas en combinación con la información de la geología superficial revela rasgos estructurales del graben previamente desconocidos y que son una aportación importante de este trabajo.

Por otro lado, las derivadas de los datos gravimétricos terrestres y de los datos aero-magnéticos de la zona definen con detalle y de forma independiente, aunque con diferente amplitud, una clara firma anómala que corrobora la ubicación de máximo desplazamiento de las fallas que conforman el graben. En particular, las cartas magnéticas generadas permiten identificar las trazas de las fallas principales y diferentes rasgos estructurales de la zona del graben lo que proporciona mayor certidumbre a la interpretación geológica propuesta. Entre los resultados relevantes se observa que la firma magnética de la falla Pastores es de un orden de magnitud mayor ($\sim 400 \text{ nT}$) que la correspondiente a la falla Acambay-Tixmedeje. Esto sugiere la existencia de un contacto mineralizado de carácter dipolar (tipo dique inclinado) en la zona de contacto de la falla Pastores, mientras que en la zona de contacto de la falla Acambay-Tixmedeje la respuesta magnética es prácticamente inexistente. Se asume que este comportamiento disímil resulta de la diferencia en condiciones de permeabilidad y saturación entre ambas áreas que generan o no zonas de conductividad anómala. En el sector sur existe una zona de conductividad anómala importante asociadas a la falla Pastores a lo que se atribuye la inducción del campo magnético secundario observado. En la zona de la falla norte en cambio, la zona conductora asociada a la falla Acambay-Tixmedeje se limita a la parte superficial lo que explica la limitada inducción magnética observada.

A pesar de los resultados obtenidos que se consideran muy importantes en cuanto a que proporcionan el primer modelo cuantitativo del subsuelo del graben

de Acambay, se requiere mayor densidad de sondeos magnetotelúricos para poder proporcionar una perspectiva más completa de su estructura y no solo bidimensionalmente. Por esta razón se recomienda llevar a cabo campañas de adquisición complementarias que permitan no solo definir las características geológicas del graben sino adicionalmente explorar el potencial geotérmico de los edificios volcánicos que en ahí se albergan.

A

Apéndice 1

En este apéndice se amplia la explicación de las relaciones constitutivas y como se utilizan para obtener las ecuaciones de onda para los campos electromagnéticos, a pesar de que las ecuaciones de Maxwell permiten describir el comportamiento del campo electromagnético se deben tener expresiones que establezcan una relación entre propiedades electromagnéticas del medio de propagación y el comportamiento de los campos electromagnéticos, este se hace mediante una ecuación que relacione dos campos vectoriales entre si mediante una cantidad escalar o vectorial, según sea el caso, si se tienen medios homogéneos e isotrópicos, este parámetro sera un escalar, en caso contrario sera un tensor. Para nuestro caso de estudio, el medio es la Tierra, se asume que esta posee características lineales, homogéneas e isotrópicas, por lo tanto usaremos los siguientes parámetros (constantes) para caracterizarlo:

CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA (σ)

La conductividad eléctrica es una cantidad que nos da cuenta de la capacidad de un determinado material para permitir el paso de la corriente eléctrica, sus unidades son $[S/m]$. Esta cantidad permite relacionar la densidad de corriente eléctrica con la intensidad del campo eléctrico, esta relación constitutiva se conoce como la ley

de Ohm.

$$J = \sigma E \quad (\text{A.1})$$

Cabe destacar que esta cantidad, es la inversa a la resistividad eléctrica ρ de tal forma que $\rho = \frac{1}{\sigma}$, también conocida como resistencia eléctrica específica, esta propiedad intrínseca de cada material da cuenta de la capacidad que tiene cada material para oponerse al paso de la corriente eléctrica, sus unidades son $[\rho \cdot m]$.

PERMITIVIDAD ELÉCTRICA (ϵ)

La permitividad eléctrica o también llamada constante dieléctrica es una cantidad que da cuenta de la capacidad de un material para polarizarse como respuesta a la presencia de un campo eléctrico, sus unidades son $[F/m]$. Esta constante relaciona el campo eléctrico con el desplazamiento eléctrico.

$$D = \epsilon E \quad (\text{A.2})$$

PERMEABILIDAD MAGNÉTICA (μ)

La permeabilidad magnética es una cantidad que determina la capacidad de un material para atraer y permitir el paso de campos magnéticos a través de este, sus unidades son $[H/m]$ y permite relacionar la intensidad del campo magnético y el vector de inducción magnética.

$$B = \mu H \quad (\text{A.3})$$

La ley de Ampere (2.2) establece como se puede generar un campo magnético a partir de un campo eléctrico, y como este campo variara en el tiempo, usando la relación constitutiva (A.2), podemos expresar esta ley de la siguiente manera:

$$\nabla \times H = J + \epsilon \frac{\partial E}{\partial t} \quad (\text{A.4})$$

De igual manera si tomamos la ecuación (2.3) y usamos la misma relación constitutiva y adicionalmente que la tierra no posee cargas libres, podremos simplificar esta ecuación de la siguiente manera:

$$\nabla \cdot E = 0 \quad (\text{A.5})$$

Calculando el rotacional a la ecuación (2.1)

$$\nabla \times (\nabla \times E) = -\nabla \times \left(\frac{\partial B}{\partial t} \right) \quad (\text{A.6})$$

Usando la identidad vectorial¹ y el operador laplaciano:

$$\nabla \times (\nabla \times E) = \nabla(\nabla \cdot E) - \nabla^2 E \quad (\text{A.7})$$

por lo que la ecuación (A.6) se expresaría como:

$$\nabla(\nabla \cdot E) - \nabla^2 E = -\nabla \times \left(\frac{\partial B}{\partial t} \right) \quad (\text{A.8})$$

Usando la ecuación (A.5), llegaríamos a:

$$\nabla^2 E = \nabla \times \left(\frac{\partial B}{\partial t} \right) \quad (\text{A.9})$$

o lo que es equivalente:

$$\nabla^2 E = \mu_o \sigma \frac{\partial E}{\partial t} + \mu_o \varepsilon \frac{\partial^2 E}{\partial t^2} \quad (\text{A.10})$$

y de manera similar se calculara lo que seria la funcion de onda para el campo magnetico, cuyo resultado seria:

$$\nabla^2 H = \mu_o \sigma \frac{\partial H}{\partial t} + \mu_o \varepsilon \frac{\partial^2 H}{\partial t^2} \quad (\text{A.11})$$

Si se asume que los campos electromagnéticos son armónicos y dependientes del tiempo, cuya solución es de la forma ($e^{-i\omega t}$), de frecuencia ω y asumiendo que la conductividad electrica del aire es nula $\sigma = 0$, esta ecuación se escribe:

$$\nabla^2 E + \omega^2 \mu_o \varepsilon E = 0 \quad (\text{A.12})$$

¹Identidad Vectorial del rotacional para una función vectorial A: $\nabla \times (\nabla \times A) = \nabla(\nabla \cdot A) - \nabla \cdot (\nabla \times A)$

²la conductividad del aire se ignora, puesto que su resistividad es extremadamente alta ($\sim 10^9 \Omega m$) en comparacion a la del suelo ($10^{-1} - 10^5 \Omega m$)

B

Apéndice 2

CURVAS DE RESISTIVIDAD DE LOS DIFERENTES SONDEOS

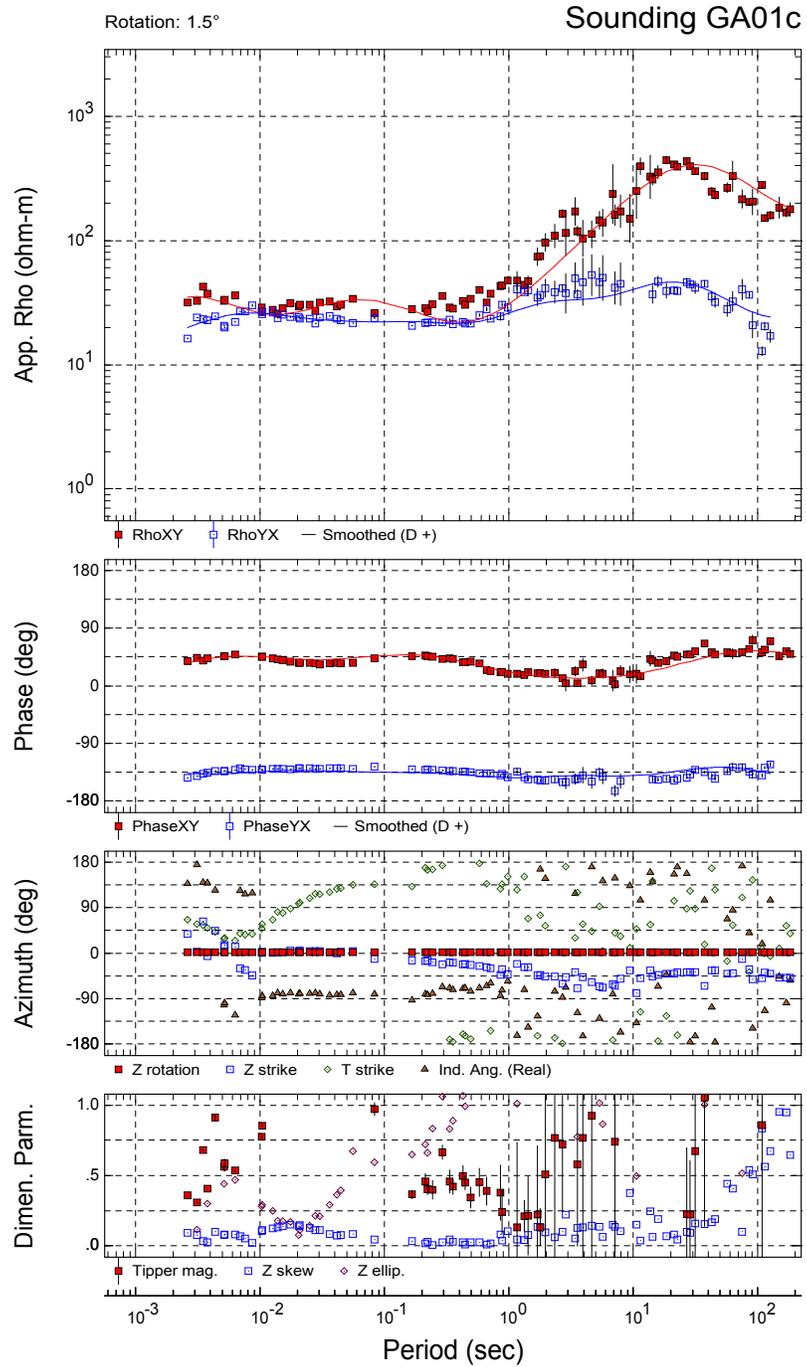


Figura B.0.1: Curvas de fase y resistividad del sondeo 1

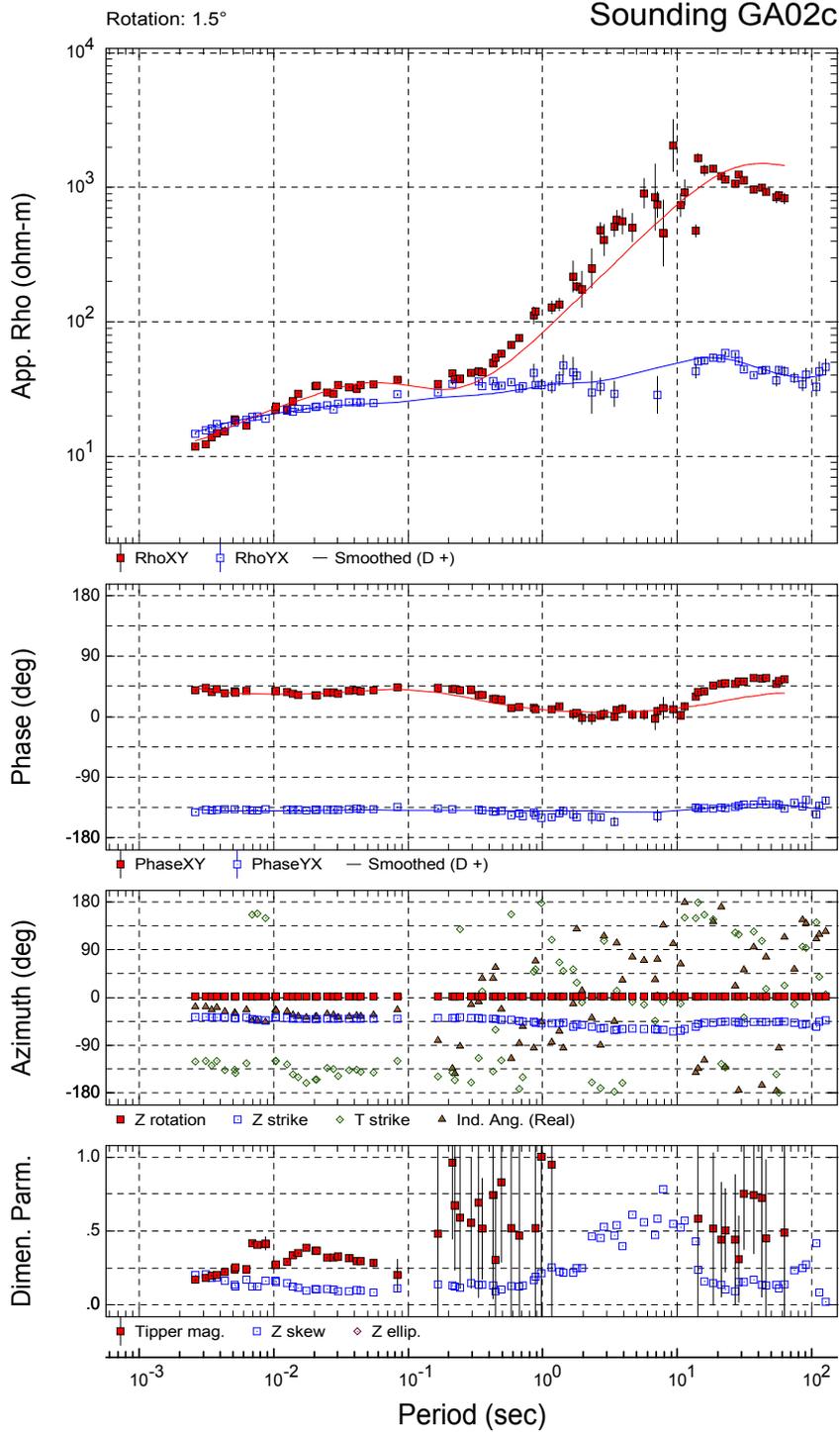


Figura B.0.2: Curvas de fase y resistividad del sondeo 2

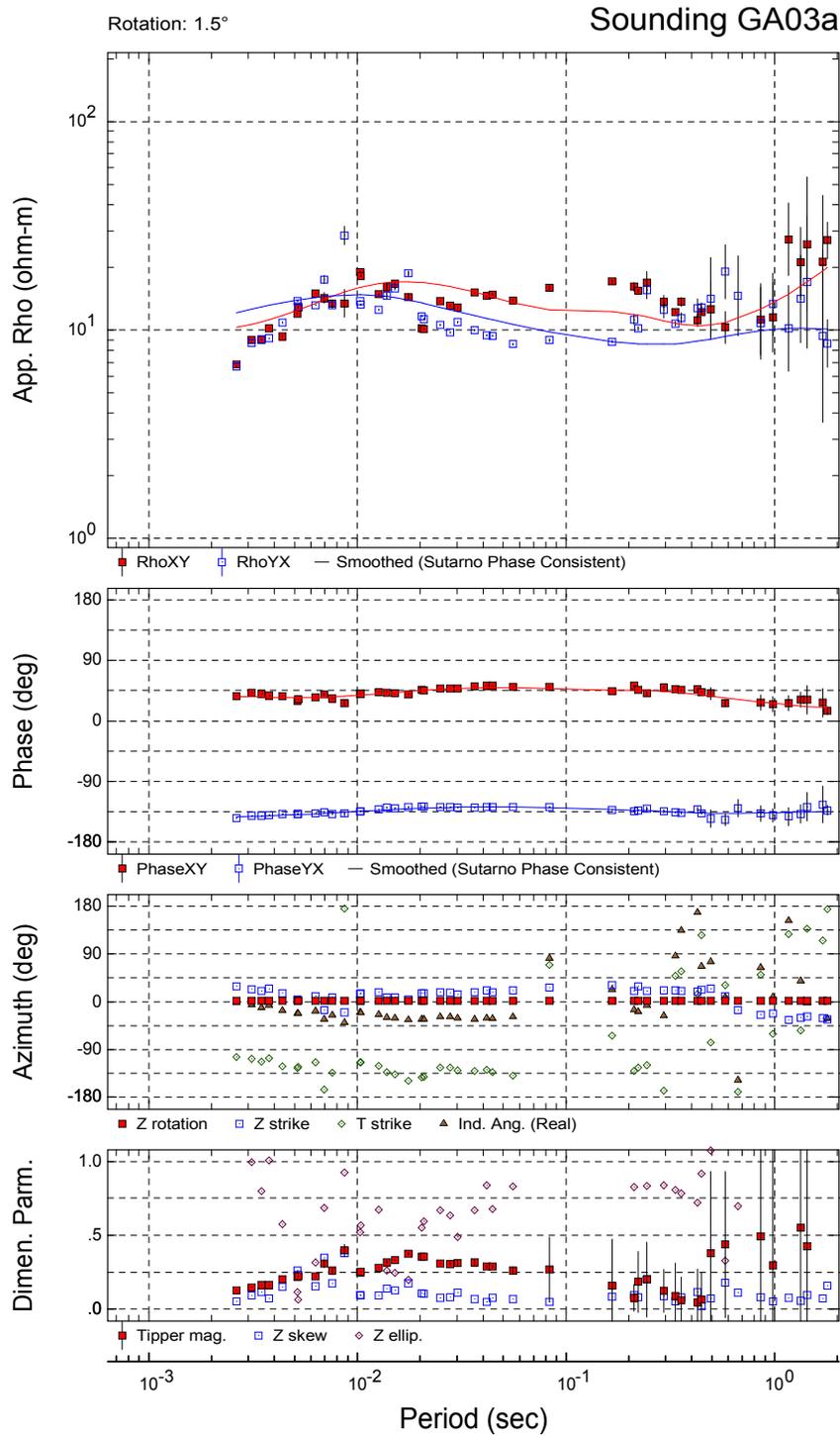


Figura B.0.3: Curvas de fase y resistividad del sondeo 3

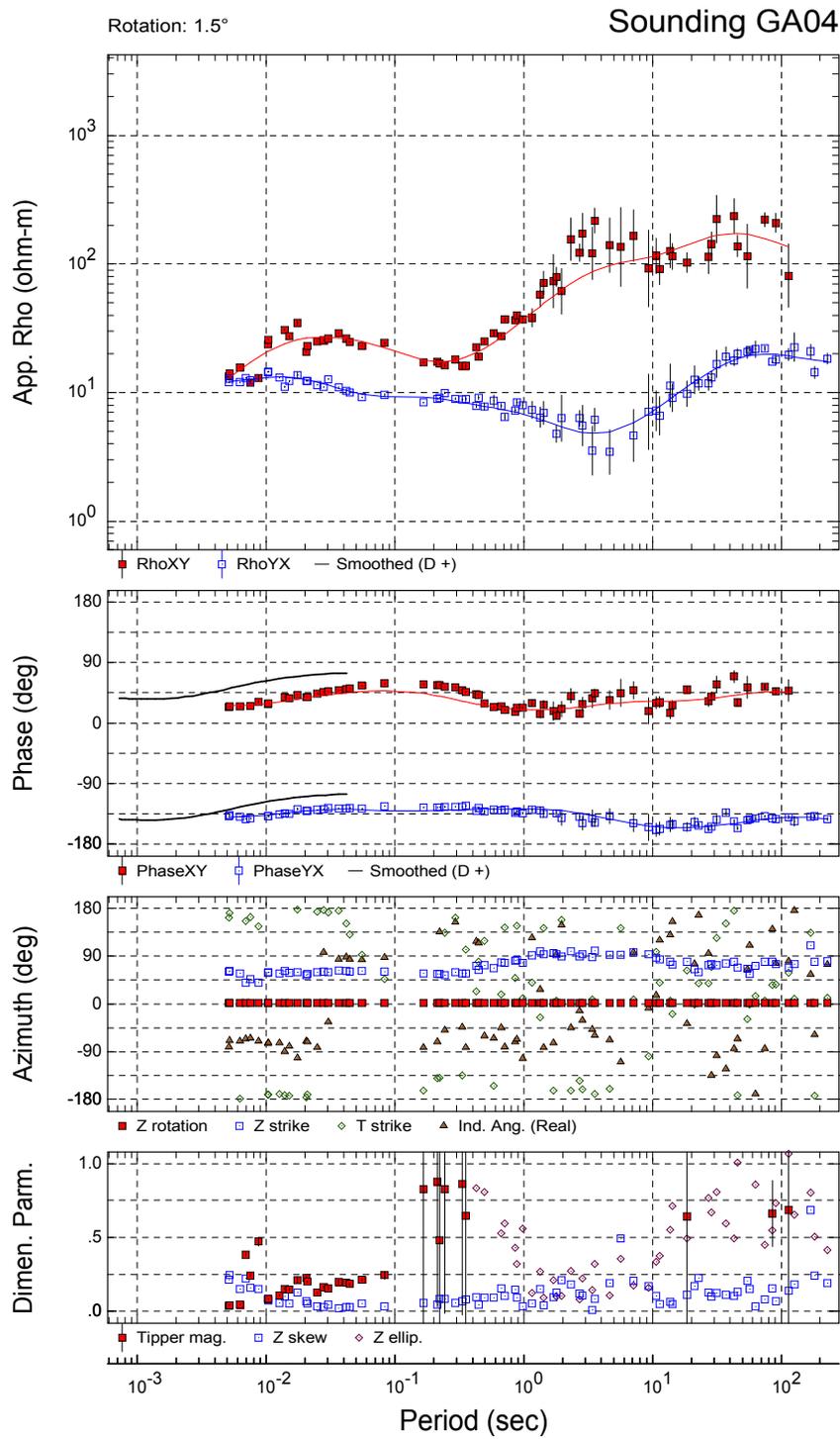


Figura B.0.4: Curvas de fase y resistividad del sondeo 4

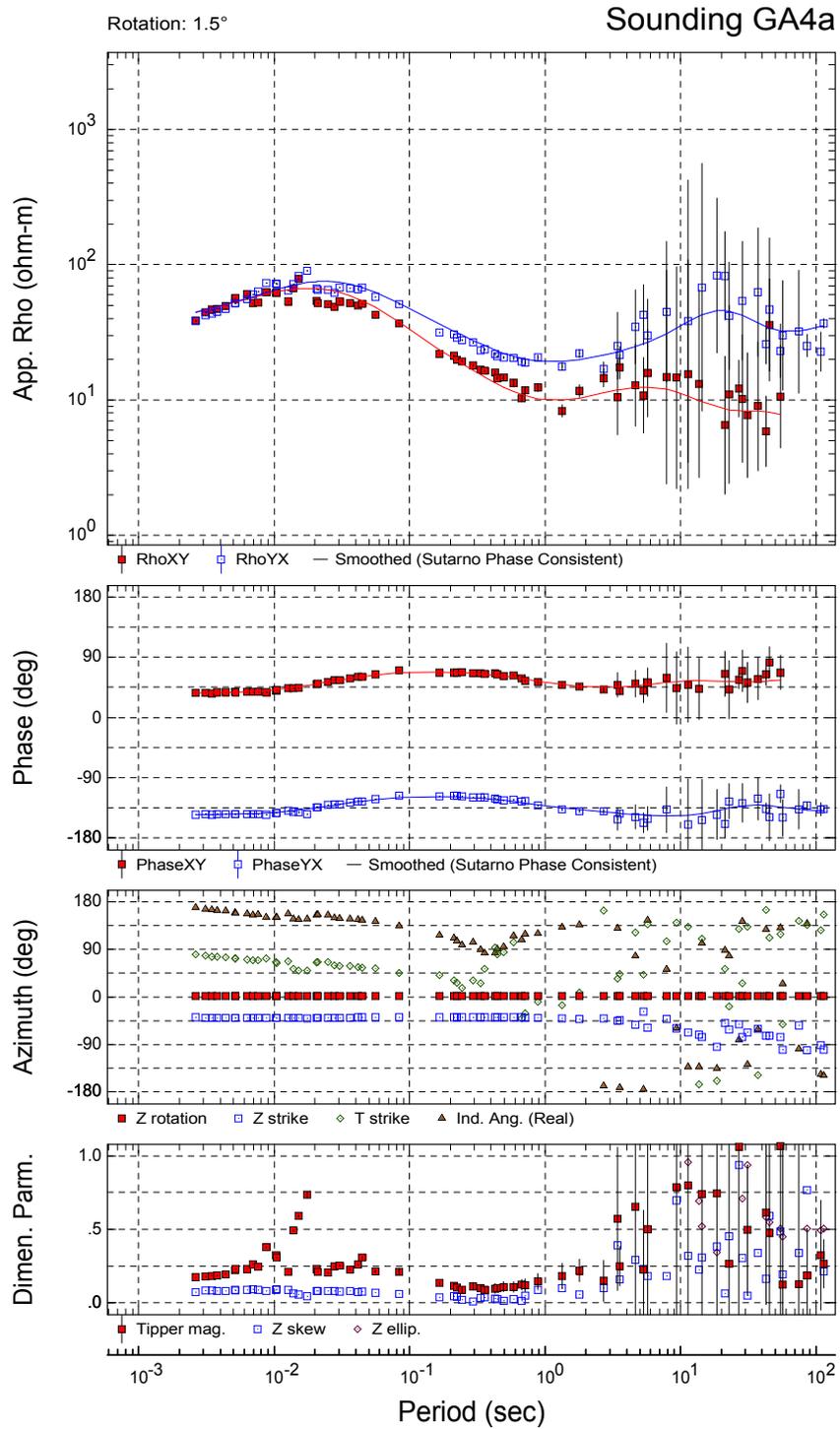


Figura B.0.5: Curvas de fase y resistividad del sondeo 4a

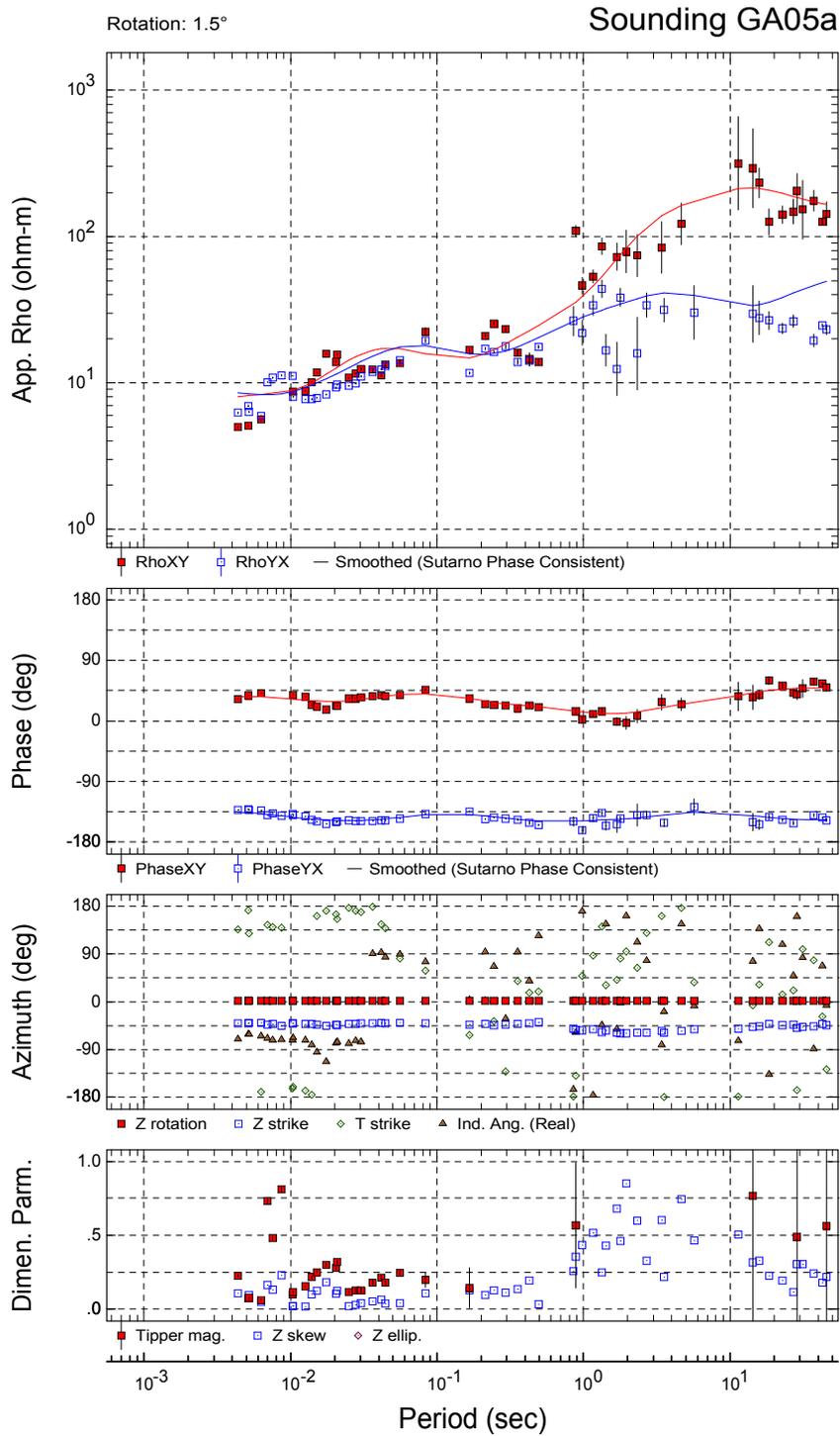


Figura B.0.6: Curvas de fase y resistividad del sondeo 5

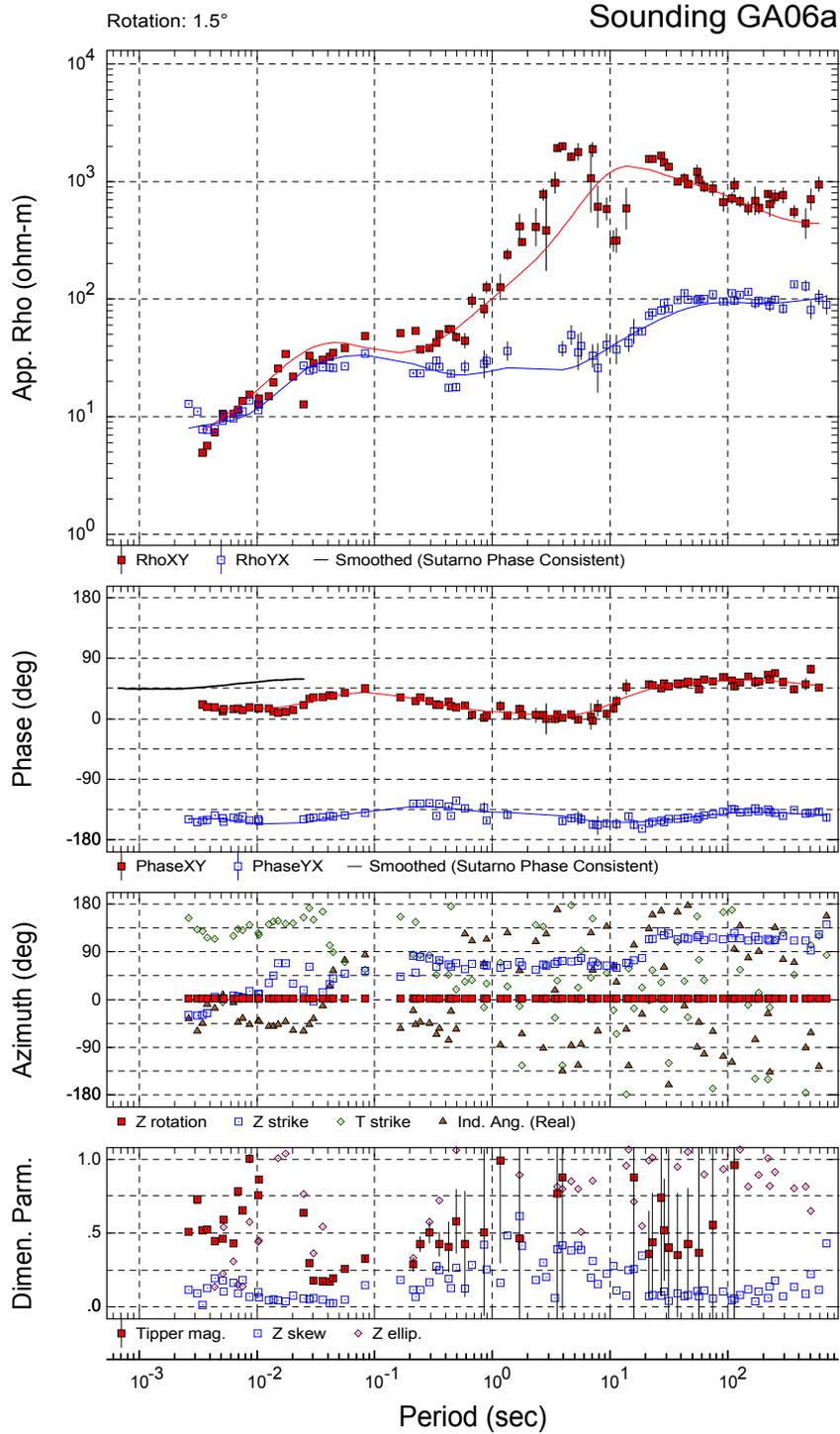


Figura B.0.7: Curvas de fase y resistividad del sondeo 6

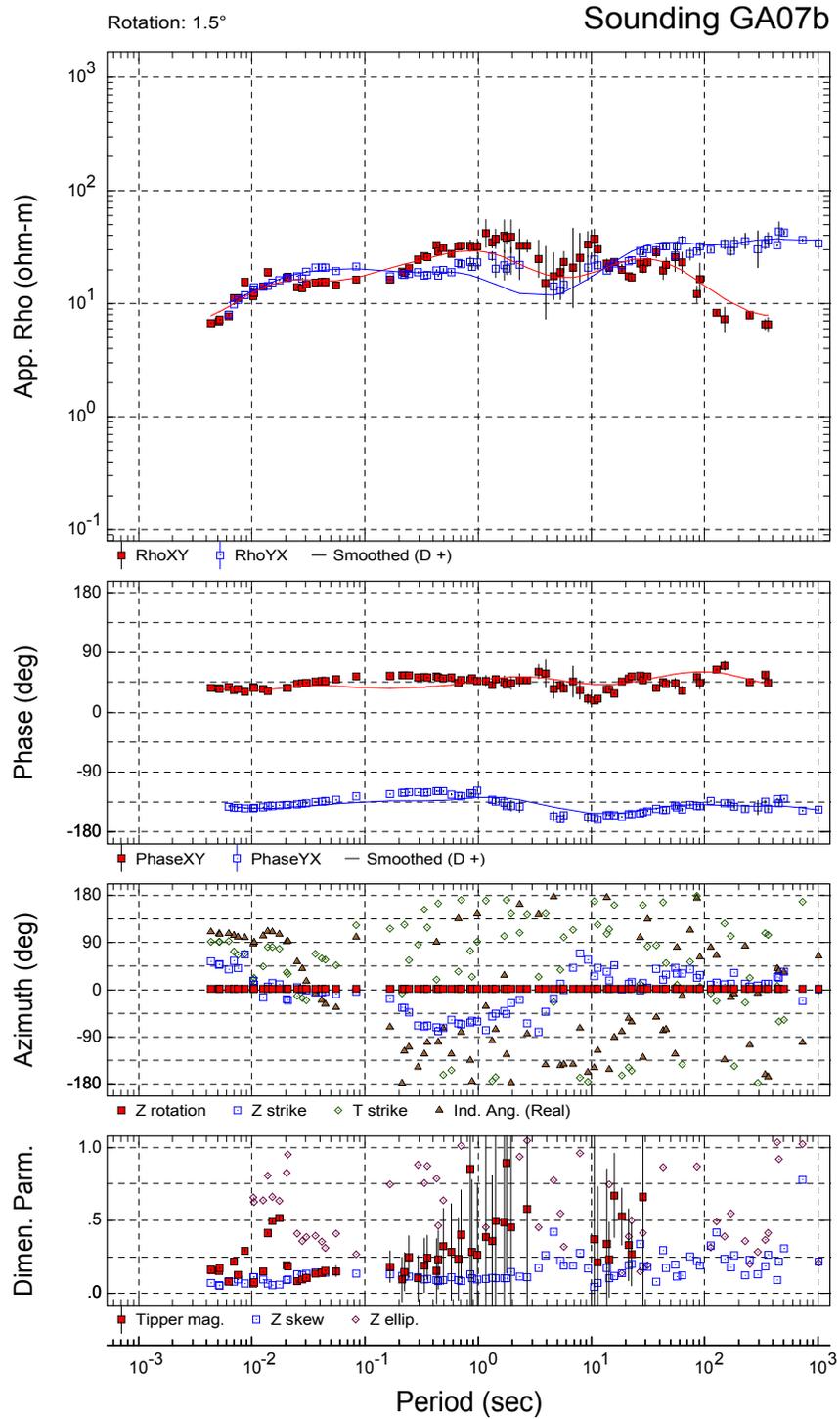


Figura B.0.8: Curvas de fase y resistividad del sondeo 7

Rotation: 1.5°

Sounding GA08b

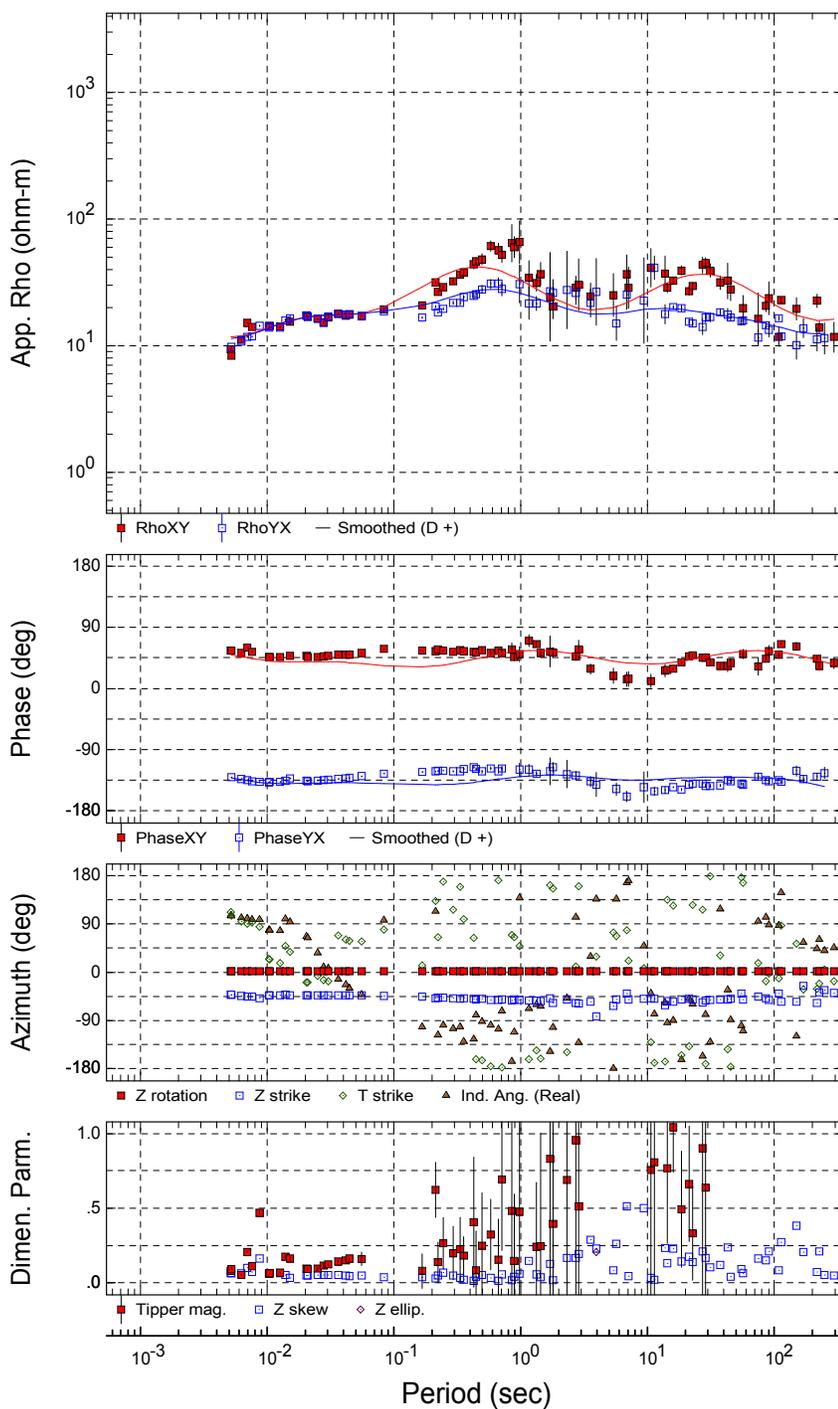


Figura B.0.9: Curvas de fase y resistividad del sondeo 8

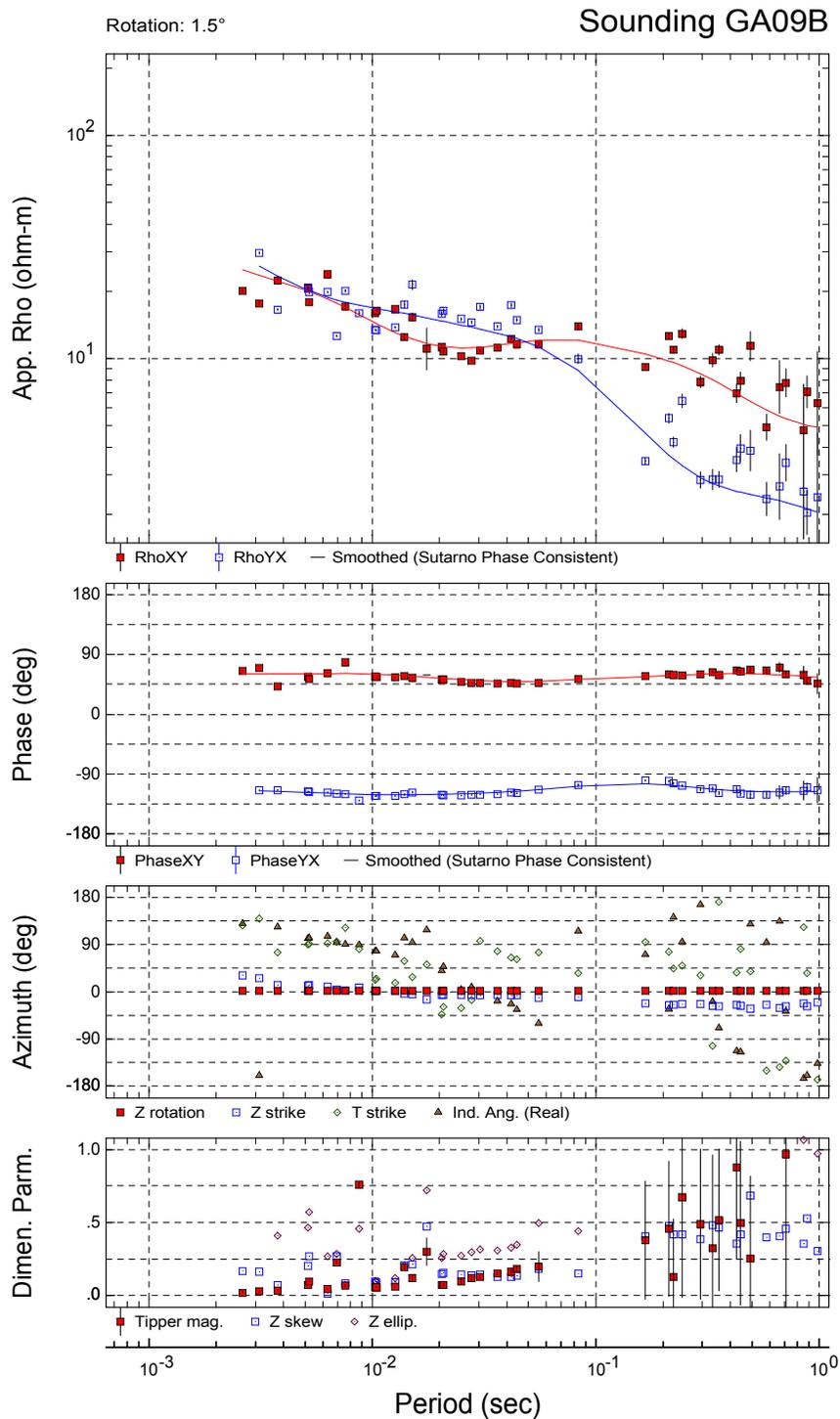


Figura B.0.10: Curvas de fase y resistividad del sondeo 9

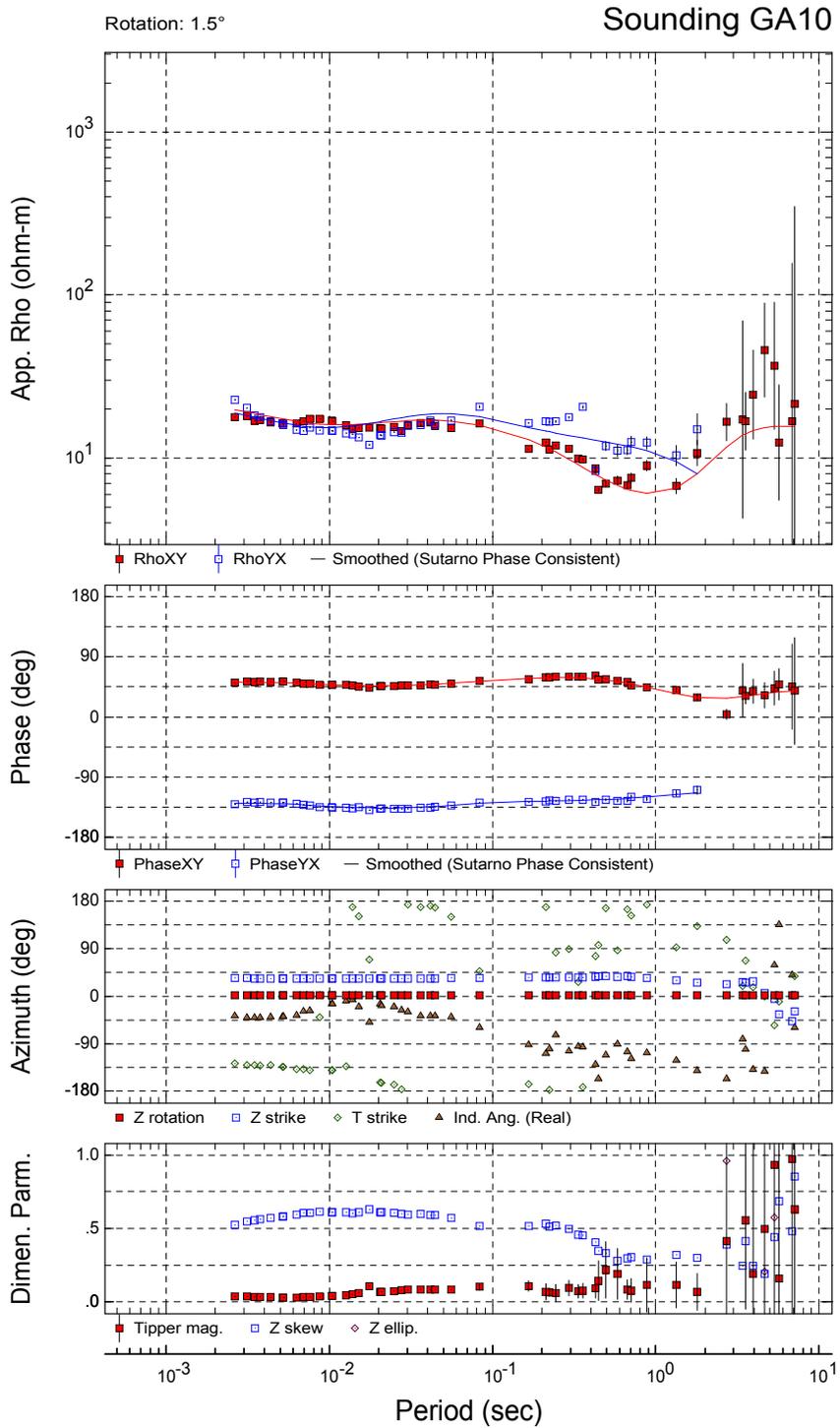


Figura B.0.11: Curvas de fase y resistividad del sondeo 10
108

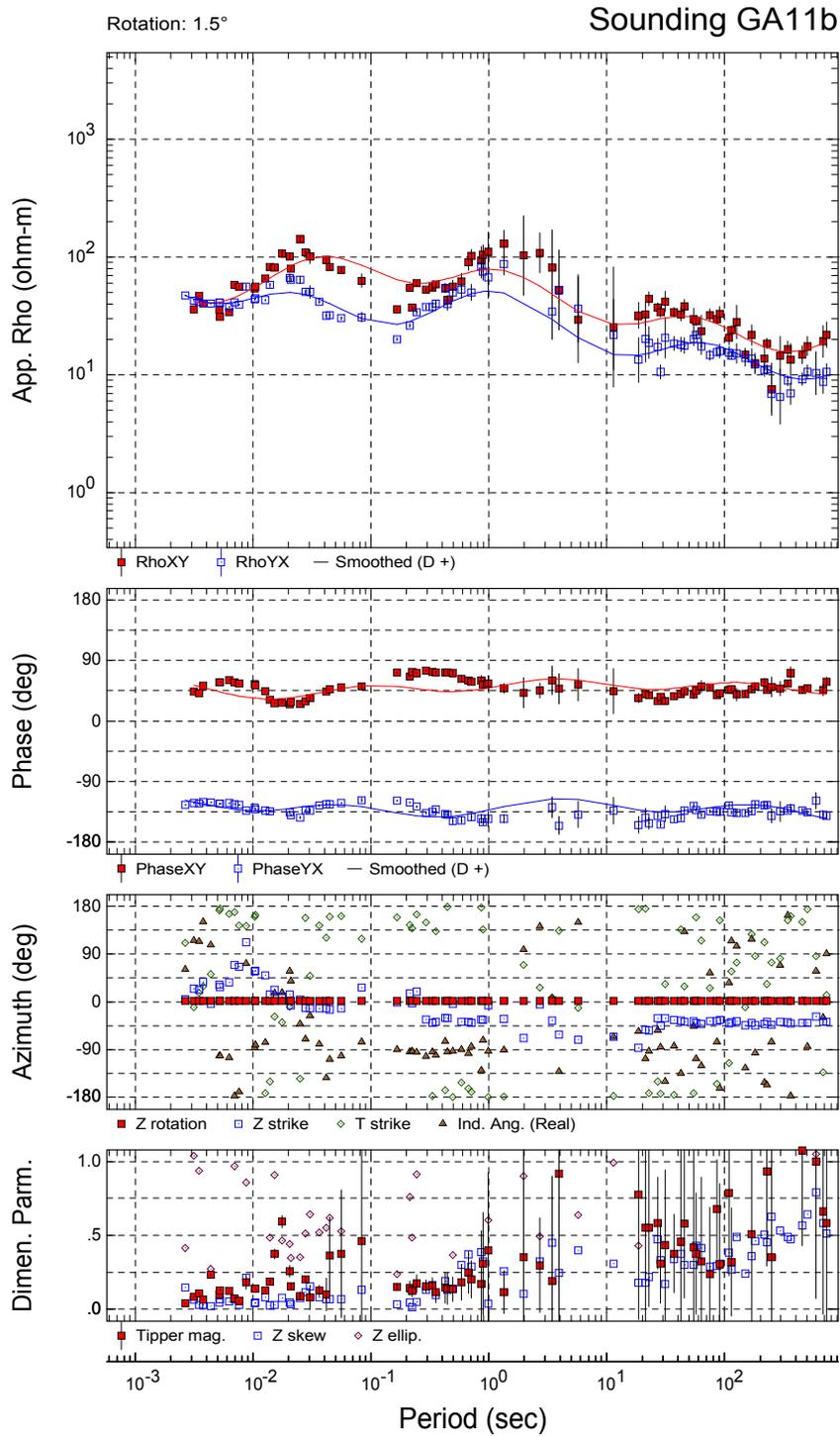


Figura B.0.12: Curvas de fase y resistividad del sondeo 11

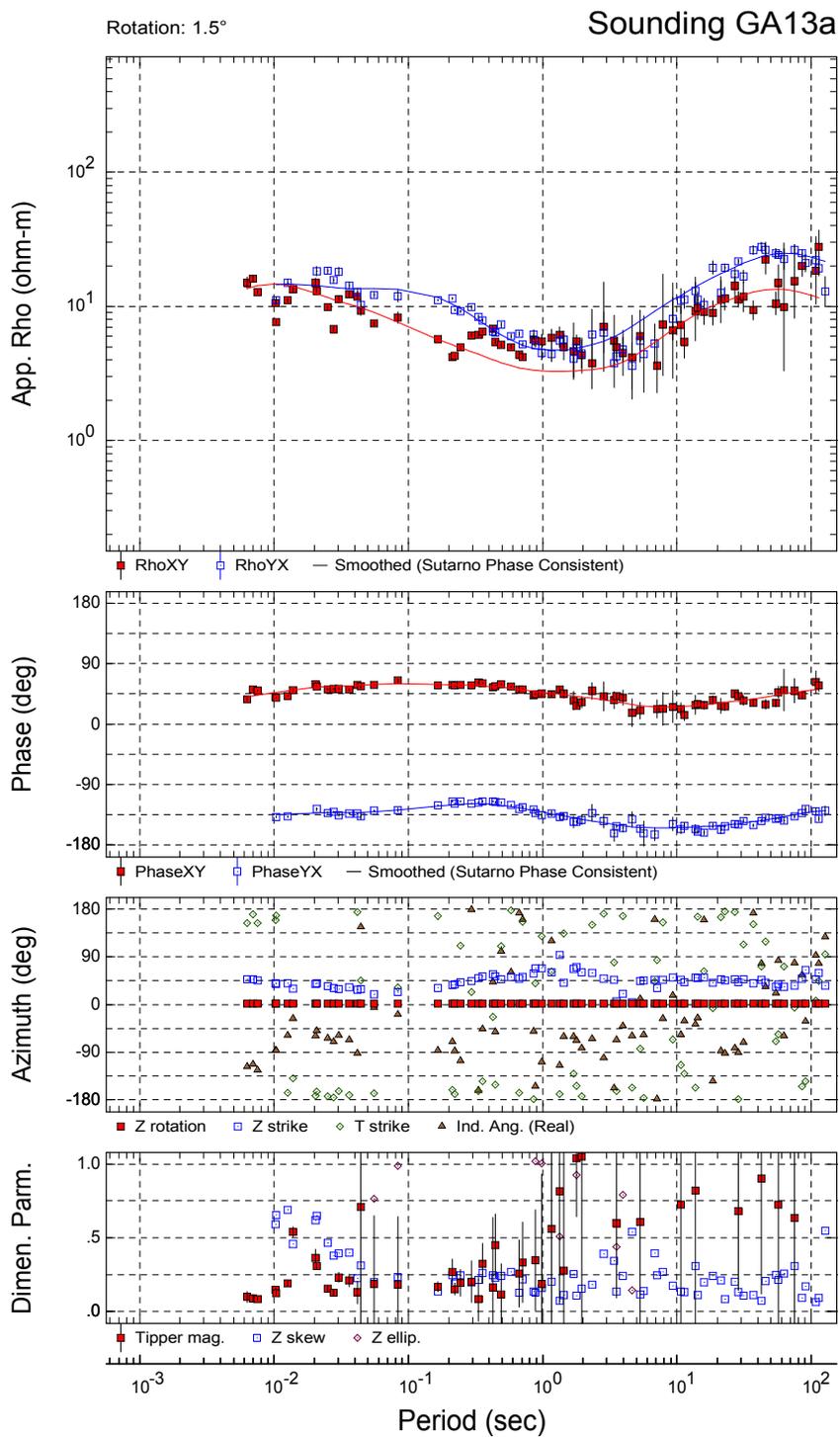


Figura B.0.13: Curvas de fase y resistividad del sondeo 13

Referencias

- Aguirre, G. et al. (2000). Stratigraphy, k-ar ages, and magnetostratigraphy of the acambay graben, central mexican volcanic belt. *Special Paper of the Geological Society of America*, 334:1–12.
- Aguirre, G. et al. (2015). Quaternary volcanism in the acambay graben, mexican volcanic belt: Re-evaluation for potential volcanic danger in central mexico. *AGU Fall Meeting Abstracts*.
- Bahr, K. (1988). Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor, regional induction and local telluric distortion. *Journal of Geophysics (Zeitschrift fuer Geophysik)*, (62):119–127.
- Bahr, K. (1991). Geological noise in magnetotelluric data: A classification of distortion types. *Physics of the earth and planetary interiors*, (66):24–38.
- Berdichevsky, M. y Dmitriev, V. (1976). Distortion of magnetic and electrical fields by near-surface lateral inhomogeneities. *Acta Geod. Geophys. Mont.*, (11):447–483.
- Berdichevsky, M. y Dmitriev, V. (2010). *Models and Methods of Magnetotellurics*. Springer Berlin Heidelberg.
- Cagniard, L. (1953). Basic theory of the magnetotelluric method of geophysical prospecting. *Phys. Earth Planet. Inter.*, (18):605–635.
- Calvetti, D. et al. (2000). Tikhonov regularization and the l-curve for large discrete ill-posed problems. *J. Comput. Appl. Math.*, (123):423–446.
- Constable, S. y Constable, C. (1987). Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, (52):289–300.

- Cooper, G. R. J. y Cowan, D. R. (2006). Enhancing potential field data using filters based on the local phase. *Computers and Geosciences*, 32:1585–1591.
- Corbo, F. (2013). *Estudio de la subduccion y su relacion con la presencia de fluidos a partir de sondeos magnetotélúricos en el bloque de Jalisco y Oaxaca*. Centro de Geociencias -UNAM-.
- Ferrari, L. (2000). Avances en el conocimiento de la faja volcánica transmexicana durante la última década. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, (53):84–92.
- Ferrari, L. et al. (2012). The dynamic history of the trans-mexican volcanic belt and the mexico subduction zone. *Tectonophysics*, (522):122–149.
- Groom, R. y Bailey, R. (1989). Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three-dimensional galvanic distortion. *J. Geophys. Res.*, 94:1913–1925.
- Jones, A. (1988). Static shift of magnetotelluric data and its removal in a sedimentary basin environment. *Geophysics*, (53):967–978.
- Jones, A. et al. (1989). A comparison of techniques for magnetotelluric response function estimation. *Journal of Geophysical Research - Solid Earth*, 94(14):201–213.
- Kearey, P. et al. (2002). *An Introduction to Geophysical Exploration*. Geoscience texts. Wiley.
- Keller et al. (2002). *Magnetotellurics in the Context of the Theory of Ill-Posed Problems*. Investigations in geophysics 11.; Investigations in geophysics no. 11. Society of Exploration Geophysicists.
- Langridge, R. et al. (2000). Paleoseismology of the 1912 acambay earthquake and the acambay-tixmadejé fault, trans-mexican volcanic belt. *Journal of Geophysical Research*, 105:3019–3037.
- Langridge, R. et al. (2013). Preliminary paleoseismic results from the pastores fault and its role in the seismic hazard of the acambay graben, trans-mexican volcanic belt, mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 30:463–481.
- Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge University Press, 2nd ed edition.

- Mackie, R. L. et al. (1993). Three-dimensional magnetotelluric modeling using difference equations: theory and comparisons to integral equation solutions. *Geophysics*, (58):215–226.
- Mackie, R. L. et al. (1994). Three-dimensional electromagnetic modeling using finite difference equations. *Radio Sci.*, (29):923–935.
- Madden, T. y Nelson, P. (1973). Regional induction studies: a review of methods and results. *Geophysics Laboratory, Final Report, MIT*, (ONR NR-371-401):7 p.
- Martí, A. (2006). *A magnetotelluric investigation of geoelectrical dimensionality and study of the Central Betic crustal structure*. Ph. D Dissertation, Univ Barcelona.
- Mercer, L. et al. (2014). Geology of the tierras blancas area in the southeastern part of the acambay graben, central mexico. *The Geological Society of America Digital Map and Chart Series*.
- Miller, H. G. y Singh, V. (1994). Potential field tilt — a new concept for location of potential field sources. *Journal of Applied Geophysics*, 32:213–217.
- Nabighian, M. N. et al. (2005). The historical development of the magnetic method in exploration. *Geophysics*, 70(6):33ND–61ND.
- Orellana, E. (1974). *Prospección Geoeléctrica por campos variables*. Paraninfo.
- Ortuño, M. et al. (2015). Holocene paleo-earthquakes recorded at the transfer zone of two major faults: The pastores and venta de bravo faults (trans-mexican volcanic belt). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 11(1):1–26.
- Parkinson, W. (1959). Directions of rapid geomagnetic fluctuations. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, (2):1–14.
- Pedrazzi, D. et al. (2016). Volcanic activity in the acambay graben: a < 25 ka subplinian eruption from the temascalcingo volcano and implications for volcanic hazard. *EGU General Assembly Conference Abstracts*, (18):6552.
- Phoenix, G. (2005). *SSMT 2000: Data Processing User Guide*.
- Quintero-Legorreta, O. (2002). Análisis estructural de fallas potencialmente activas. *Boletín de la sociedad geológica mexicana*, 55(1):1–11.

- Rodi, W. y Mackie, R. (2001). Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-d magnetotelluric inversion. *Geophysical Journal of the Royal Astronomical Society*, 66:174–187.
- Roldán, J. et al. (2011). Depósito de avalancha de escombros del volcán temascalcingo en el graben de acambay, estado de México. *Rev. mex. cienc. geol.*, 28(1):118–131.
- Salinas, S. y Blanco, J. L. (2010). Geomorphic assessment of the debris avalanche deposit from the jocotitlán volcano, central Mexico. *Geomorphology*, 123(1-2):142–153.
- SGM (1997). *Carta Geológico-Minera Pachuca, F14-11*. https://mapserver.sgm.gob.mx/Cartas_Online/geologia/88_F14-11_GM.pdf. Accedido 28-09-2016.
- SGM (1998). *Carta Geológico-Minera Morelia, E14-1*. https://mapserver.sgm.gob.mx/Cartas_Online/geologia/78_E14-1_GM.pdf. Accedido 28-09-2016.
- SGM (1999). *Carta Geológico-Minera Querétaro, F14-10*. https://mapserver.sgm.gob.mx/Cartas_Online/geologia/77_F14-10_GM.pdf. Accedido 28-09-2016.
- SGM (2002). *Carta Geológico-Minera Ciudad de México, E14-2*. https://mapserver.sgm.gob.mx/Cartas_Online/geologia/89_E14-2_GM.pdf. Accedido 28-09-2016.
- Simpson, F. y Bahr, K. (2006). *Practical Magnetotellurics*. Cambridge University Press.
- Sternberg, B. K. et al. (1985). Investigation of mt static shift correction methods. *SEG Technical Program Expanded Abstracts*, pages 264–267.
- Sunye-Puchol, I. et al. (2015). La falla san mateo: nuevas evidencias paleosismológicas de fallamiento activo en el graben de acambay, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 32(3):361–376.
- Suter, M. et al. (1992). Active faults and state of stress in the central part of the trans-mexican volcanic belt, México; the venta de bravo fault. *Journal of Geophysical Research*, 97:11983–11993.

- Suter, M. et al. (1995). The acambay graben: Active intraarc extension in the trans-mexican volcanic belt, mexico. *Tectonics*, 14(6):1245–1262.
- Swift, C. M. (1967). A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern united states. *Ph.D. Thesis*, (Massachusetts Institute of Technology, Cambridge):211 pp.
- Talwani, M. et al. (1959). Rapid gravity computations for twodimensional bodies with application to the mendocino submarine fracture zone. *J. Geophys*, 64:49–59.
- Talwani, M. y Heirtzler, J. R. (1964). Computation of magnetic anomalies caused by two dimensional bodies of arbitrary shape. *J. Geophys*, 9:464–480.
- Telford, W. M. et al. (1990). *Applied Geophysics*. Cambridge University Press.
- Thébault, E. et al. (2015). International geomagnetic reference field: the 12th generation. *Earth, Planets and Space*, 67(1):79.
- Tikhonov, A. (1950). On determining electrical characteristics of the deep layers of the earth's crust. *Doklady*, (73):295–297.
- Tikhonov, A. N. y Arsenin, V. Y. (1977). *Solution of ill-posed Problems*. Winston & Sons, Washington.
- Türkoglu, E. (2009). *A magnetotelluric investigation of the Arabia - Eurasia collision in eastern Anatolia*. Tesis Doctoral, Departamento de física, universidad de Alberta, Alberta, Canadá.
- Unsworth, M. et al. (2005). Magnetotelluric measurements for determining the subsurface salinity and porosity structure of amchitka island, alaska. *Amchitka Island MT study – Draft Report*, T6G oB9:apéndice 6a.
- Urbina, F. y Camacho, H. (1913). *La zona megaseismica Acambay-Tixmadeje Estado de México conmovida el 19 de Noviembre de 1912*. Boletín del Instituto Geológico de México No. 32.
- Verduzco, B. et al. (2004). New in-sights into magnetic derivatives for structural mapping. *The LeadingEdge*, (23):116–119.
- Vozoff, K. (1972). The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. *Geophysics*, (38):98–141.

- Weaver et al. (2000). Characterization of the magnetotelluric tensor in terms of its invariants. *Geophys. J. Int.*, (141):321–335.
- Weaver, J. (1994). *Mathematical Methods for Geo-electromagnetic Induction*. Research Studies Press, Baldock.
- Weaver, J. et al. (2006). The relationship between the magnetotelluric tensor invariants and the phase tensor of caldwell, bibby, and brown. *Explor. Geophys.*, (37):261–267.
- Won, I. J. y Bevis, M. (1987). Computing the gravitational and magnetic anomalies due to a polygon. *Geophysics*, 52:232–238.
- Zeng, H. (1989). Estimation of the degree of polynomial fitted to gravity anomalies and its application. *Geophysical Prospecting*, 37(8):959–973.
- Zhdanov, M. y Keller, G. (1994). *The Geoelectrical Methods in Geophysical Exploration*. Methods in geochemistry and geophysics. Elsevier.

Colofón

Esta tesis fue escrita usando el sistema de composición de textos \LaTeX , originalmente desarrollado por Leslie Lamport y basado en el sistema de tipografía \TeX , de Donald Knuth's. El cuerpo del documento esta escrito en fuente Arno Pro tamaño 11 puntos diseñada por Robert Slimbach, utilizando el estilo de libro de la imprenta Aldina de Venecia distribuido por Adobe 2007. La plantilla, usada como formato para esta tesis de maestría ha sido publicado bajo la licencia MIT (X11), y se puede encontrar en línea en: github.com/suchow/ o directamente contactando al autor en: suchow@post.harvard.edu.