



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
CAMPO DEL CONOCIMIENTO EN EXPLORACIÓN GEOFÍSICA

ESTUDIO GEOFÍSICO EN LOS ALREDEDORES DEL PUNTO TRIPLE DE GUADALAJARA:
IMPLICACIONES GEOLÓGICAS Y TECTÓNICAS

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

PRESENTA:
MAURICIO DE JESÚS ARBOLEDA ZAPATA

TUTOR:
DR. JORGE ARTURO ARZATE FLORES
(Centro de Geociencias)

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR:

DR. ROMÁN ÁLVAREZ (IIMAS UNAM)
DR. ENRIQUE GOMEZ TREVIÑO (CICESE)
DR. JOSÉ GUADALUPE ROSAS ELGUERA (UdG)
DR. VSEVOLOD YUTSIS (IPICYT)

Juriquilla, Querétaro
Abril del 2018

“Declaro conocer el código de Ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la Legislación Universitaria. Con base a las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y de mi autoría. Todas las citas de, o referencias a, la obra de otros autores aparecen debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales.”

Mauricio Aibolada E.

Agradecimientos

Agradezco a mi tutor el Dr. Jorge Arzate Flores por transmitirme la pasión por la geofísica y por sus valiosas enseñanzas y observaciones durante el desarrollo de la tesis.

Agradezco al Dr. Fernando Corbo y al Dr. Víctor Márquez por acompañarme en el proceso de evaluación semestral y por la amabilidad que mostraron por fuera de la academia.

Agradezco a los jurados que revisaron esta tesis, Dr. José Rosas Elguera, Dr. Román Álvarez, Vsevolod Yutsis, y al Dr. Enrique Gómez Treviño por sus observaciones que enriquecieron significativamente el contenido de esta.

Agradezco a todos los profesores del CGEO con los que tuve la oportunidad de tomar clases y/o conferencias ya que definitivamente son una fuente de inspiración para continuar en el mundo de la investigación.

Quiero agradecer a mi familia y amigos ya que fueron un gran soporte emocional durante mi estadía en México.

Agradezco a Juan Carlos Espíndola, Anaíd Fragoso y Randall Guevara por su apoyo en el trabajo de campo. También a 3 estudiantes de licenciatura que nos acompañaron en las arduas jornadas de trabajo.

A todo el personal administrativo y técnico del CGEO por sus valiosas funciones en pro del desarrollo de la institución y de sus estudiantes, muchas gracias.

Finalmente agradecer a CONACYT por proporcionarme una beca para llevar a cabo mis estudios de maestría y a los proyectos PAPIIT IN116816 y Conacyt CB221487 por brindar los recursos para realizar el trabajo de campo.

Contenido

RESUMEN	5
ABSTRACT.....	7
1 INTRODUCCIÓN	8
2 CONTEXTO TECTÓNICO DEL OCCIDENTE DE MÉXICO	10
2.1 Bloque Jalisco	11
2.2 Placa Rivera	11
2.3 Bloque Michoacán.....	13
2.4 Evolución del Bloque Jalisco.....	14
2.5 Rift de Colima	18
2.5.1 Graben Sur de Colima.....	20
2.5.2 Graben Central de Colima	20
2.5.3 Graben Norte de Colima	21
2.6 Rift Tepic-Zacoalco	23
2.6.1 Porción Sureste del rift Tepic-Zacoalco.....	25
2.7 Rift de Chapala	27
2.8 Punto Triple de Guadalajara (PTG).....	28
2.8.1 Geología del PTG	30
3 MARCO TEÓRICO DEL MÉTODO MAGNETOTELÚRICO (MT)	33
3.1 Introducción	33
3.2 Orígenes del método MT	34
3.3 Bases teóricas del método MT	35
3.4 Impedancia y profundidad de penetración.....	37
3.5 Sondeos MT.....	40
3.6 Función de transferencia geomagnética.....	41
3.7 Fenómenos que alteran las funciones de respuesta magnetotelúrica	42
3.7.1 Distorsiones:.....	42
3.7.2 Bandas muertas.....	44
3.8 Análisis de los parámetros de distorsión y strike eléctrico	44
3.8.1 Dimensionalidad del medio:	45
3.8.2 Método de distorsión de Swift.....	47
3.8.3 Método de Bahr	47
3.8.4 Método de Groom y Bailey (1989).....	49

3.8.5	Método de Weaver (WAL)	51
3.9	Procedimiento de campo	53
3.10	Procesamiento de datos MT	54
3.10.1	Inversión de datos	55
4	ESTUDIO MAGNETOTELÚRICO EN EL PUNTO TRIPLE DE GUADALAJARA	57
4.1	Adquisición de datos	58
4.1.1	Parámetros de control de calidad	60
4.1.2	Parámetro de muestreo	61
4.2	Procesamiento robusto	62
4.2.1	Edición de los PC	63
4.3	Análisis de distorsión y cálculo del strike eléctrico	64
4.3.1	Vectores de inducción	67
4.3.2	Rotación	69
4.4	Curva Suavizada	70
4.5	Static Shift	71
4.6	Inversión unidimensional	72
4.7	Inversión 2D de los datos Magnetotelúricos (MT)	75
4.7.1	Resultados de la inversión 2D de los datos Magnetotelúricos	76
5	DATOS GRAVIMÉTRICOS Y MAGNETOMÉTRICOS DEL PUNTO TRIPLE DE GUADALAJARA.....	81
5.2	Gravimetría	81
5.2.1	Lineamientos y dominios gravimétricos.....	85
5.2.2	Espectro de potencia.....	89
5.2.3	Deconvolución de Euler.....	91
5.3	Magnetometría	93
5.3.1	Lineamientos y dominios aeromagnéticos.....	95
5.3.2	Espectro de Potencia.....	99
5.3.3	Deconvolución de Euler.....	99
6	DISCUSIÓN DE RESULTADOS	102
7	LIMITACIONES Y RECOMENDACIONES	114
8	CONCLUSIONES	116

Lista de Figuras:

Figura 1. Contexto tectónico del occidente de México.....	10
Figura 2. Evolución tectónica del Bloque Jalisco	13
Figura 3.. Mapa estructural del área de estudio sobrepuesta a DEM.	22
Figura 4. Columnas estratigráficas generalizadas de la zona de estudio..	23
Figura 5. Columna estratigráfica generalizada para el punto triple de Guadalajara.	30
Figura 6. Unidades geológicas en detalle 1:1000000	32
Figura 7. Modelo de onda electromagnética.	34
Figura 8. Atenuación exponencial de la variación sinusoidal de E_x como una función de la propagación en la dirección $+z$	38
Figura 9. Distribución de las resistividades de algunos materiales terrestres.....	39
Figura 10. Rango de frecuencias del espectro electromagnético.....	40
Figura 11. Arreglo MT en campo.....	53
Figura 12. Diagrama de flujo del procesamiento de los datos MT.	58
Figura 13. Dimensionalidad del medio en vista 3D según los criterios de Swift y Bahr.....	65
Figura 14. Dimensionalidad del medio en vista 2D según los criterios de Swift y de Bahr	66
Figura 15. Diagrama de rosas del strike eléctrico para los perfiles ZAC y SAY.....	68
Figura 16. Vectores de inducción.	69
Figura 17. Ejemplo de la curva de ajuste suavizada del sondeo ZAC01.....	71
Figura 18. Curvas de resistividad vs periodo superpuestas para evaluar el corrimiento estático....	73
Figura 19. Ejemplo de la inversión unidimensional para el sondeo ZAC01.	74
Figura 20. Modelos unidimensionales del invariante.	75
Figura 21. Curva L_z para los perfiles SAY y ZAC.....	76
Figura 22. Resultado de la inversión 2D de datos magnetotéluricos para los perfiles SAY y ZAC. ...	78
Figura 23. Ajuste de los sondeos del perfil SAY al modelo invertido	79
Figura 24. Ajuste de los sondeos del perfil ZAC al modelo invertido.....	80
Figura 25. A. Anomalía de aire libre de los datos del modelo GMMPlus2013 y el de Sandwell.....	82
Figura 26. A. Anomalía de Bouguer y anomalía residual de Bouguer	84
Figura 27. Histograma de frecuencia para las diferentes bases de datos gravimétricas.....	85
Figura 28. Lineamientos gravimétricos	86
Figura 29. Diagrama de rosas e histograma de frecuencias del azimuth de los lineamientos gravimétricos.....	86
Figura 30. Dominios gravimétricos.....	88
Figura 31. Espectro de potencia promediado radialmente para las diferentes bases de datos gravimétricas.....	90
Figura 32. Deconvolución de Euler de la anomalía de Bouguer del modelo GGMPlus2013	92
Figura 33. Histograma de frecuencia del resultado de la deconvolución de Euler de los datos gravimétricos.....	93
Figura 34. Mapas magnéticos reducidos al polo.....	94
Figura 35. Histograma de frecuencias de los datos magnéticos	94
Figura 36. Lineamientos aeromagnéticos	96
Figura 37. Diagrama de rosas e histograma de frecuencias del azimuth de los lineamientos aeromagnéticos.....	96
Figura 38. Dominios aeromagnéticos.....	97
Figura 39. Espectro de potencia promediado radialmente para los datos magnéticos	99

Figura 40. Deconvolución de Euler de los datos aeromagnéticos reducidos al polo.....	100
Figura 41. Histograma de frecuencia del resultado de la deconvolución de Euler de los datos magnéticos	101
Figura 42. Lineamientos gravimétricos y magnéticos superpuestos al mapa estructural.....	105
Figura 43. Lineamientos y dominios gravimétricos y magnéticos superpuestos a las unidades geológicas.	107
Figura 44. Información utilizada para la interpretación de los perfiles SAY, ZAC y CHP.....	112
Figura 45. Modelo geológico para el perfil SAY y ZAC..	113
Figura 46. Modelo estructural esquemático del punto triple de Guadalajara.	113

Lista de Tablas

Tabla 1. Criterios de Bahr de dimensionalidad del medio	48
Tabla 2. Resumen de los invariantes de Weaver.	52
Tabla 3. Sondeos del perfil SAY..	59
Tabla 4. Sondeos del perfil ZAC.....	59
Tabla 5. Factores de ganancia de canal y potencia de la señal.....	60
Tabla 6. Selección del filtro pasa bajos según la resistencia de los dipolos.....	61
Tabla 7. Strike calculado para el perfil SAY teniendo en cuenta diferentes frecuencias y autores. 67	
Tabla 8. Strike calculado para el perfil ZAC teniendo en cuenta diferentes frecuencias y autores.. 67	
Tabla 9. Profundidad del basamento según la deconvolución de Euler de los datos magnéticos y gravimétricos.....	108

RESUMEN

El Bloque Jalisco es una microplaca continental activa al occidente de México, limitado por dos sistemas de extensión: el rift de Tepic-Zacoalco con rumbo NW-SE y el rift de Colima con rumbo aproximado N-S. Estos dos sistemas de rifts convergen 50 km al SW de Guadalajara con el rift de Chapala de rumbo E-W para formar un punto triple continental llamado punto triple de Guadalajara (PTG). En esta zona algunos estudios geológicos y geofísicos han interpretado las estructuras a una escala superficial (<10 km), pero este es el primer trabajo que a partir de sondeos magnetotelúricos obtiene información hasta 50 km de profundidad. Con la finalidad de obtener una interpretación más robusta se llevó a cabo un análisis adicional con información gravimétrica (satelital) y magnética (satelital y aérea) para constreñir los rasgos geológicos y estructurales a profundidades inferiores a 10 km.

Los sondeos magnetotelúricos (MT) están definidos a lo largo de dos perfiles, perfil SAY de 76 km de largo compuesto por 14 estaciones, y el perfil ZAC de 50 km de largo compuesto por 11 estaciones. Estos perfiles cruzan perpendicularmente al graben norte de Colima y al semigraben de Zacoalco respectivamente. Para el procesamiento de los datos MT se realizó un procedimiento estándar: transformar al dominio de la frecuencia, edición de los productos cruzados y corrección por corrimiento estático. Con la finalidad de poder modelar con un algoritmo 2D, los sondeos del perfil ZAC fueron rotados a un azimut eléctrico de -50° consistente con el *strike* eléctrico. No fue necesario rotar los sondeos del perfil SAY porque el azimut eléctrico coincide con el azimut en que se realizaron los sondeos (N-S). La inversión 2D se realizó teniendo en cuenta el modo transversal eléctrico (TE), el modo transversal magnético (TM) y el *tipper*.

Por otro lado, la información gravimétrica y magnética fue útil para el entendimiento tectónico del área de estudio. El mapeo de los lineamientos y dominios tanto gravimétricos como magnéticos ayudaron a entender la distribución de las anomalías a lo largo del PTG. Adicionalmente, para entender la distribución de la profundidad del basamento se usaron las técnicas del espectro de potencia y la deconvolución de Euler. Para constreñir la información de los métodos potenciales con datos MT, se realizaron dos perfiles paralelos a los perfiles MT, complementariamente se realizó un tercer perfil de 60 km de largo que atraviesa el rift de Chapala. Para la interpretación de los datos a lo largo de estos perfiles, especialmente a nivel estructural, se usó la técnica de gradientes horizontales. Aparte del aporte al conocimiento tectónico que estos datos ofrecieron, se pudo

comparar la respuesta de los diferentes modelos que han sido obtenidos con diferentes fuentes de información. El entendimiento de las diferencias encontradas en estos modelos es vital para entender su aplicabilidad en otros contextos geológicos.

Respuesta de alta conductividad, mínimos gravimétricos y mínimos magnéticos son característicos de la zona lagunar de Sayula, Citla y Zacoalco. Esto es debido a los rellenos sedimentarios Plio-Cuaternarios que llegan a tener hasta 1500 m de espesor. También algunos mínimos gravimétricos y magnéticos están presentes en la sierra de Tapalpa y la sierra al este del graben norte de Colima, asociados seguramente a rocas sedimentarias que están aflorando, están muy cerca de la superficie o presentan un espesor considerable. Un alto magnético y gravimétrico en la intersección del PTG sugiere que el semigraben de Citla y el graben norte de Colima están separados del semigraben de Zacoalco por un alto estructural del basamento. La deformación en el graben norte de Colima parece estar asociada con fallas normales de alto ángulo, cuyos límites no corresponden estrictamente al escarpe principal que limita la laguna de Sayula, sino más bien, sus límites en ambos márgenes estarían más al oeste y al este respectivamente, donde se han encontrado 2 estructuras conductivas que van de 15 a 20 km de profundidad y en planta coincide con bordes de mínima intensidad magnética y mínimos gravimétricos. Se determinó que la profundidad del Moho a lo largo del perfil SAY varía de 31 km al oeste a 36 km al este. Esta variación de espesores se da de manera abrupta y no coincide en superficie con la depresión tectónica del graben norte de Colima. Por otro lado, para el perfil ZAC se estableció que la profundidad del Moho se encuentra alrededor de 36 km. A lo largo de los dos perfiles MT dos zonas que marcan un contraste de la resistividad atraviesan la corteza y han sido interpretadas como ascenso fluidos provenientes del manto y que podrían estar controlando la deformación regional al noreste del bloque Jalisco.

Palabras clave: Punto triple de Guadalajara, Bloque Jalisco, Magnetotelúrico, gravimetría, magnetometría.

ABSTRACT

West of Mexico subduction processes along the Rivera plate and Cocos plate cause the Jalisco block (JB) and Michoacan block (MB) movement. The area where the JB, the MB and the north American plate are joined is named Guadalajara triple Junction (GTJ). Most of the previous works have studied the surface geology and structures in this area, but this is the first study of its type performed in the GTJ surroundings that provide insight on the grabens structures and underneath crustal characteristics.

The present study focuses on investigating both deep and surface geological structures that are controlling the deformation around the GTJ based on magnetotellurics, gravity and magnetic data. We measured two geophysical profiles containing 24 broad band magnetotelluric soundings, satellite gravity and aeromagnetic data. A third profile was performed only with gravity and magnetic data. These profiles perpendicularly cut the main structures of the GTJ surroundings.

The resistivity results were interpreted together with magnetic and gravity anomalies. We observed that conductive zones cross the entire crust below the north Colima graben (NCG) and Zacoalco (ZG) graben associated with fluid flux. On the one hand the resistivity contrast along the SAY profile indicate a crust that is 31 km thick below the JB area and 36 km thick below the MB area. On the other hand, along the ZAC profile there are no significant changes in the thickness of the crust that is 36 km thick, this is indicating that this profile was carried out entirely in the JB. Furthermore, the interpretation of the gravity and magnetic lineaments, domains and Euler deconvolution give us a regional idea of how is the distribution in depth of the rocks and faults. Shallow zones displaying high conductivity, low gravity and magnetic anomalies were interpreted as lacustrine and fluvial sediments having a maximum thickness of 1.5 km. Horizontal derivative of magnetic and gravity data was implemented to constrain the faults location with the resistivity result and previous mapped faults. Finally, we are suggesting a new structural model of the GTJ surroundings where a structural high is separating the NCG and Chapala rift from the ZG. Results from this study could be implemented to create a more detailed seismic crustal model and to propose future geothermal exploration programs.

Keywords: Guadalajara triple junction, Jalisco block, magnetotellurics, gravity, magnetic

1 INTRODUCCIÓN

Múltiples procesos geológicos y tectónicos ocurren en el subsuelo a grandes profundidades por debajo de lo que un ser humano podría apreciar a simple vista. Para comprender los fenómenos que ocurren a profundidad los geo-científicos se han aprovechado de información proveniente, por ejemplo, de bloques profundos exhumados debido a procesos tectónicos, y a rocas de la corteza inferior y manto superior que han llegado a la superficie a través de erupciones volcánicas. Complementario a estas observaciones directas, es posible usar las propiedades físicas de las rocas para obtener imágenes del interior de la tierra. Los estudios sismológicos, magnetotélúricos y de métodos potenciales son los métodos geofísicos más utilizados para caracterizar la corteza y el manto de la tierra.

Uno de los fenómenos tectónicos más interesantes de la tierra son los sistemas de rifts. Un rift se define como una depresión tectónica alargada donde la litósfera ha sido modificada en extensión (Olsen y Morgan, 1995). Las principales evidencias que han llevado a pensar que un rift es una estructura ligada a procesos dinámicos en la litósfera y en la astenósfera son: la frecuente asociación con vulcanismo, la sismicidad, los altos flujos de calor, las anomalías en la corteza y manto superior (Olsen y Morgan, 1995). Un caso interesante de un rift continental se localiza al occidente de México donde convergen tres sistemas de rift: rift de Tepic-Zacoalco, rift de Colima y rift de Chapala. Esta unión triple es conocida como el punto triple de Guadalajara (Rosas-Elguera et al., 1997). Algunos estudios geológicos, estructurales y geofísicos han sido llevados a cabo en esta zona, especialmente en la década de los 80's y 90's donde se resaltan los trabajos de Allan (1985, 1986), Allan et al. (1991), Ferrari et al. (1994, 1999), Rosas-Elguera et al. (1996, 1997, 1998, 2003), Pacheco et al. (1999); Suárez et al., (1994); Nieto et al., (1992); Barrier et al. (1990); Campos-Enríquez et al. (1998); Urrutia-Fucugauchi y Molina-Garza (1992); Bandy et al. (1995); Garduño et al. (1998); Johnson y Harrison (1990); Manea et al. (2013); Alatorre et al. (2015), Álvarez y Yutis (2015 A y B) entre otros que serán mencionados con más detalle en el capítulo 2.

Un sistema de rift genera grandes contrastes eléctricos entre las capas superficiales sedimentarias y/o alteradas con el basamento, zonas de fallas mineralizadas y/o altamente fracturadas y el ascenso de fluidos del manto con las rocas encajantes (p. ej. Jiracek et al., 1995; Avşar et al., 2013). Para realizar mediciones profundas de decenas de kilómetros de la resistividad el método magnetotélúrico (MT) es el más utilizado (p. ej. Bai et al., 2010; Worzewski et al., 2011). Este método

es una técnica de exploración pasiva que se utiliza para mapear desde la superficie la variación espacial de la resistividad del subsuelo mediante la medición de los campos eléctrico y magnético naturales (Simpson y Bahr, 2005). Más detalle acerca de este método será abordado en el capítulo 3 y los resultados obtenidos con el método MT en el presente trabajo, se mostrarán en el capítulo 4.

La disponibilidad de información satelital gravimétrica (p ej. Sandwell et al., 2014 y Hirt et al., 2013) y satelital magnética (P. ej. Meyer et al., 2017) forman un conjunto de información invaluable para entender y delimitar las estructuras tectónicas a una escala regional a partir de los contrastes de la densidad y la susceptibilidad magnética de las rocas. Los análisis con estos métodos potenciales serán abordados en el capítulo 5. En el capítulo 6 se realiza una discusión de los resultados y en el capítulo 7 se presentarán algunas limitaciones y recomendaciones para futuros trabajos. Finalmente, se presentan las conclusiones de este trabajo en el capítulo 8.

Hasta ahora, los estudios geológicos y geofísicos alrededor del punto triple de Guadalajara solo han estudiado la parte más superficial (<10 km) (p. ej. Pacheco et al., 1999) y solo algunos estudios sismológicos han llegado a mayores profundidades (>40 km) (p. ej. Ochoa-Chávez et al., 2015) pero con escasa resolución para esta zona de estudio ya que son estudios regionales que han utilizado la base de datos del proyecto MARS que tiene poca cobertura de estaciones sismológicas para la porción norte del Bloque Jalisco. Con la finalidad de llenar este vacío de información geofísica para esta zona, el objetivo de esta tesis es determinar la estructura geológica hasta una profundidad de 50 km alrededor del punto triple de Guadalajara. Para esto se utilizará información de 24 sondeos MT de banda ancha complementada con información magnética y gravimétrica. Los resultados de este estudio servirán para entender el contexto tectónico y geológico alrededor del punto triple de Guadalajara para elaborar un modelo de corteza más detallado que podría ser útil para estudios sismológicos, así como para estudios de exploración geotérmica.

2 CONTEXTO TECTÓNICO DEL OCCIDENTE DE MÉXICO

El occidente de México se caracteriza por ser una zona tectónicamente activa, donde tiene lugar la subducción de la placa de Rivera y la placa de Cocos debajo de los bloques Jalisco y Michoacán (Figura 1). El lugar donde se unen el rift de Colima, el rift de Tepic-Zacoalco y el rift de Chapala, es llamado el punto triple de Guadalajara. En las siguientes subsecciones se realizará una breve descripción de cada una de estas entidades tectónicas.

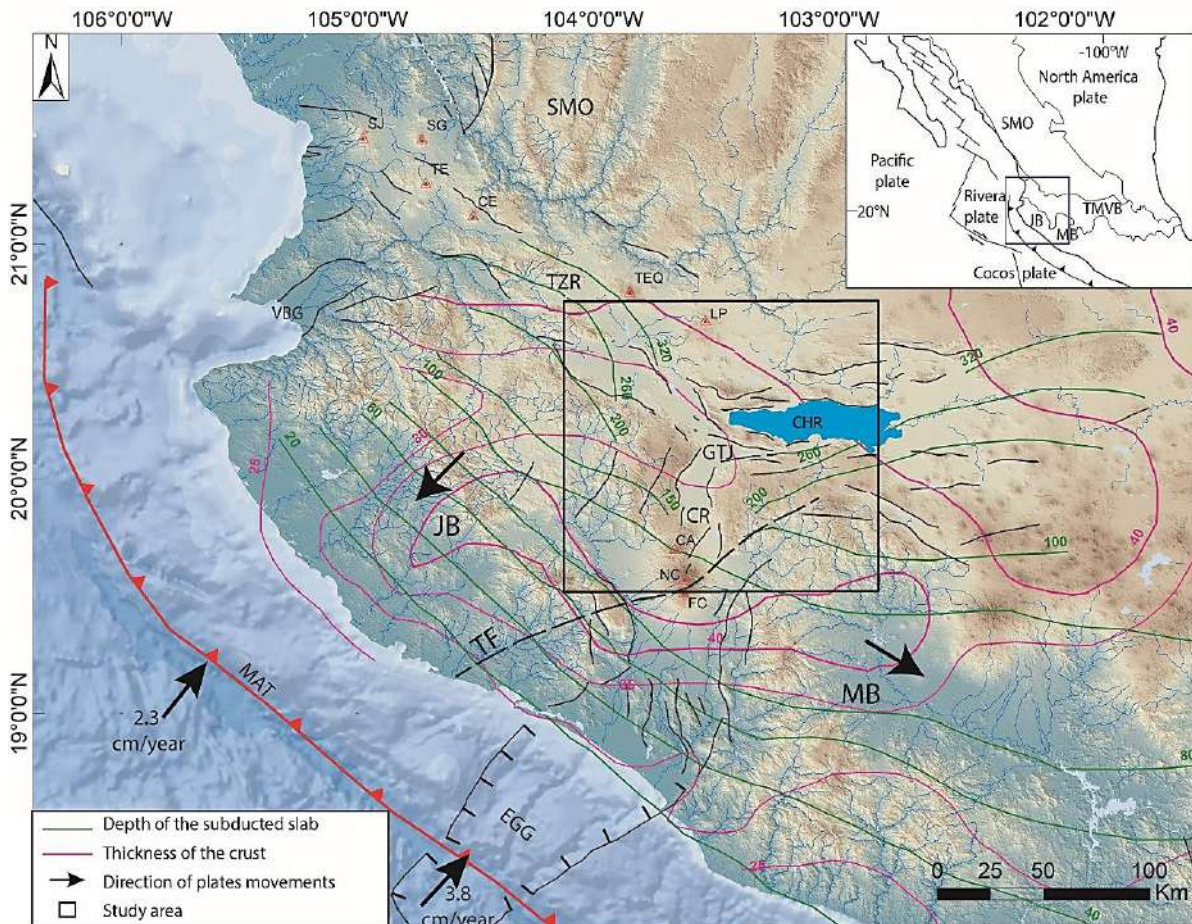


Figura 1. Contexto tectónico del occidente de México. Espesor de la corteza y profundidad de la subducción tomada de Ferrari et al. (2012). El mapa de la esquina superior derecha fue adaptado de Rosas-Elguera et al. (1997). MAT= trinchera Mesoamericana; EGG= Graben el Gordo; JB = bloque Jalisco, MB= bloque Michoacán; TZR = rift de Tepic-Zacoalco; CR= Rift de Colima; CHR= Rift de Chapala; GTJ= Punto Triple de Guadalajara; VBG= Graben Valle de Banderas; FC = Volcán de Fuego de Colima; NC = Nevado de Colima; CA = volcán Cántaro; LP = Caldera la Primavera; TEQ = Volcán de Tequila; CE = Volcán Ceboruco; TE = Volcán Tepetitlic, SG = Volcán Sangangüey, SJ =Volcán San Juan.

2.1 Bloque Jalisco (BJ)

En el occidente de México ocurren una gran variedad de procesos geológicos y tectónicos. Uno de los más interesantes tiene que ver con el bloque Jalisco (BJ). El BJ es una microplaca continental que se mueve de manera independiente respecto a la placa Rivera (PR), la placa Norteamericana (PN) y el bloque de Michoacán (BM) (Luhr et al., 1985; Allan, 1985; Jhonson & Harrison, 1990; Bandy y Pardo, 1994; Selvans et al., 2010; Álvarez y Yutsis, 2015-A). El límite del bloque Jalisco con la placa Rivera se encuentra en la trinchera Mesoamericana (TMA), con la placa Norteamericana en el rift de Tepic-Zacoalco (RTZ), y con el bloque Michoacán en el rift de Colima (RC). Los rifts de Tepic-Zacoalco y Colima se unen con el rift de Chapala (RCH), formando así un punto triple continental que separa el BJ, BM y la PN (Allan et al., 1991; Stock, 1993; Rosas-Elguera et al., 1997) (Figura 1).

En cuanto a su Geología, el BJ posee una estratigrafía característica que consiste en tobas riolíticas de flujos de cenizas, andesitas y depósitos vulcano-clásticos. Estas rocas reposan disconformemente sobre secuencias turbidíticas intrusionadas por rocas graníticas del Cretácico Tardío y Cenozoico Temprano (Rosas-Elguera et al., 1997 y referencias ahí incluidas). Más adelante se entrará un poco más en detalle en la estratigrafía y la evolución del BJ.

2.2 Placa Rivera (PR)

La PR, remanente de la placa Farallones, es una corteza oceánica con un espesor entre 5 y 7 km que subduce al bloque Jalisco en el occidente de México (Álvarez y Yutsis, 2015-A) (Figura 1). La edad de la PR en la trinchera es de 10 Ma (DeMets y Traylen, 2000; Ferrari et al., 2012) pero esta ha estado subduciendo de manera activa en la trinchera Mesoamericana desde hace unos 18 Ma (Ferrari et al., 2012). Nixon (1982), Johnson y Harrison (1990) y Ferrari et al. (2012) estimaron que la PR subduce al BJ a una tasa de 2, 1.2 y 2.3 cm/año respectivamente. Así mismo, Johnson & Harrison (1990) estiman a partir de un diagrama vectorial que la tasa de desplazamiento justo en la frontera de la PR y PC es de 5,8 cm/año. Alternativamente, Ferrari et al. (2012) estima una tasa de 3,8 cm/año para esta frontera. Estos resultados sugieren que la tasa de movimiento de la PR disminuye hacia el norte.

Ferrari et al. (2012) a partir de la recopilación de los espesores de corteza obtenidos mediante funciones de recepción y tomografía de los proyectos MARS (*Mapping the Rivera Subduction Zone*),

MASE (*Middle America Subduction Experiment*) y VEOX (*Veracruz-Oaxaca seismic line*), complementado con información gravimétrica de los datos de Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz (1996) realizan unos mapas del espesor de la corteza y la geometría de la subducción de la PR y la PC. Estos autores establecen que la PR en la región de antearco tiene una pendiente de 40° , alcanzando una profundidad de 80-100 km a una distancia de 130-150 km de la trinchera; para un segundo tramo, debajo de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), posee una pendiente de 70° alcanzando profundidades mayores a 100 km a distancias superiores a 150 km de la trinchera; finalmente la PR alcanza profundidades de alrededor de 350 km a una distancia de la trinchera de 240 km (Figura 1). Gutiérrez et al. (2015) encuentran que la PR después de la trinchera y 50 km hacia el continente (80 km para Álvarez y Yutsis, 2015-A) posee una baja pendiente que después se inclina abruptamente, contrario a lo que pasa en la PC, que al sur del límite con la PR posee una pendiente más uniforme.

El contacto de la PR con la PC ha sido definido como una ruptura que ha evolucionado desde el Mioceno Tardío debido a ciertos movimientos toroidales del magma alrededor de la PR, proporcionando así un mayor ángulo a la PR (Nixon, 1982; Pardo y Suárez., 1995; León-Soto et al., 2009; Gómez-Tuena et al., 2011; Manea et al., 2013; Álvarez y Yutsis et al., 2015-A); la proyección en superficie de este desgarre se cree que es sobre el rift de Colima (León-Soto et al., 2009; Yang et al., 2009; Gómez-Tuena et al., 2011; Ferrari et al., 2012; Manea et al., 2013; Spica et al., 2017) (Figura 2). Complementariamente, con un aporte al entendimiento de la cinemática de la zona de contacto entre la PR y la PC, Eissler y McNally (1984) estiman a partir de mecanismos focales obtenidos con primeros arribos de la onda *P*, que el contacto entre la PR y la PC posee una componente lateral izquierda.

Bandy et al. (2001) con base en dataciones K-Ar en la zona que ellos llaman Lineamiento Central de Jalisco (LCJ) encuentra que hay un decrecimiento en las edades del volcanismo hacia el norte indicando posible movimiento del BJ hacia el NW respecto a la Placa Norteamericana o un incremento en la oblicuidad de la subducción de la PR más hacia el norte respecto la misma. Esto es muy cuestionable dado que los trabajos de microtectónica no avalan la existencia de fallas laterales izquierdas en los límites continentales del BJ para el Pío-Cuaternario (ver Rosas-Elguera et al., 1996 y Ferrari y Rosas-Elguera, 1999). Los trabajos de Bandy et al. (2001) y Manea et al. (2013) sugieren que la PR ha ido incrementando su ángulo de subducción sugiriendo que el *rollback* podría estar generando el LCJ. Ochoa-Chávez et al. (2015) en la interpretación de datos sismológicos concluye que no está de acuerdo con que el *rollback* de la PR explique el vulcanismo en el LCJ ya que no se

encontraron velocidades anómalas debajo de esta zona y que el origen de ese vulcanismo alcalino intra-placa debe ser reexaminado. Por otro lado, Corbo et al. (2013) sí encuentran una anomalía conductora debajo de la LCJ mediante sondeos MT, lo cual cuestiona el modelo obtenido por Ochoa-Chávez et al. (2015) para esa zona.

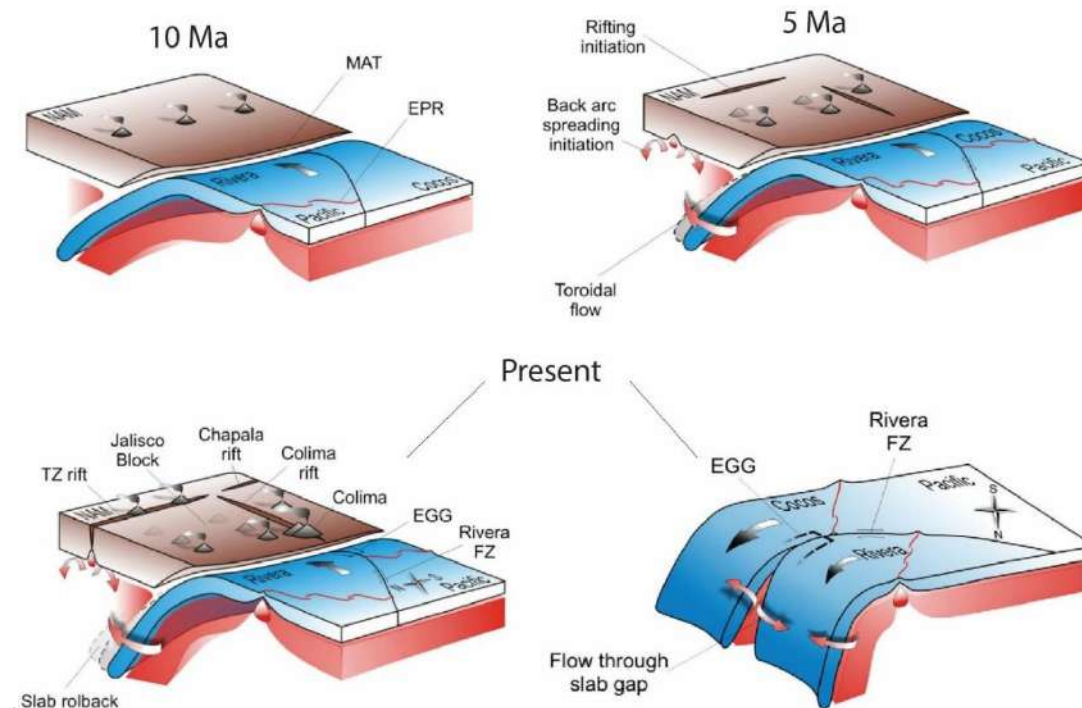


Figura 2. Evolución tectónica del Bloque Jalisco (adaptado de Manea et al., 2013). MAT= EPR= Dorsal Este del Pacífico; NAM= Placa Norteamericana; TZ= Tepic-Zacoalco; FZ = Zona de fractura.

2.3 Bloque Michoacán (BM)

El bloque Michoacán (BM) limita al occidente con el rift de Colima (RC), al norte con el rift de Chapala (RCH), al NE con el complejo volcánico de Michoacán, al SE con el bloque Guerrero y al sur con la placa de Cocos a lo largo de la Trincher Mesoamericana (Rosas-Elguera et al., 2003). La deformación de este bloque se asocia al Mioceno Tardío donde debido a la convergencia sinistral de la placa de Cocos con la placa Norteamericana se indujo un movimiento al SE del bloque Michoacán (Rosas-Elguera et al., 2003).

En cuanto a su geología, el bloque Michoacán consiste en un batolito tonalítico a cuarzo-monzonítico del Cretácico Tardío - Cenozoico Temprano (Schaaf et al., 1995) que intrusióna una

sucesión marina, volcánica y sedimentaria del Cretácico (Rosas-Elguera et al., 1997). El espesor de las rocas sedimentarias del Mesozoico para esta zona está entre 2500 y 6000 m (PEMEX, s.f, en Rosas-Elguera et al., 2003). Por otro lado, aunque el límite al norte del BM con la Sierra Madre Oriental (SMO) es difuso, Rosas-Elguera et al. (1997) propone que se podría encontrar a lo largo del lago de Chapala que ha sido relleno por rocas volcánicas y sedimentos lacustres. Al SE del lago de Chapala Rosas-Elguera et al. (2003) encuentra que rocas de la SMO afloran en el área del graben de Cotija.

2.4 Evolución del Bloque Jalisco (BJ)

El bloque Jalisco (BJ) es una microplaca continental que se está desprendiendo de la placa Norteamericana. Aunque los procesos tectónicos que crearon el BJ son recientes, desde el Mioceno Tardío, existen una gran variedad de rocas con edades que van desde Jurásico hasta el Cuaternario. Las rocas más antiguas del BJ corresponden al terreno Guerrero (TG) y son consideradas como el basamento para el BJ (Schaaf et al., 1995; Urrutia-Fucugauchi y Molina-Garza, 1992; Gómez-Tuena et al., 2005; Ortega-Gutierrez et al., 2008). Adicionalmente, basados en evidencia geoquímica de xenolitos hallados en rocas volcánicas del Cenozoico, Gómez-Tuena et al. (2005) sugiere que puede existir un basamento cristalino Precámbrico de afinidad continental debajo del terreno Guerrero.

Según Gómez-Tuena et al. (2005) y Centeno et al. (2008) El terreno guerrero es caracterizado por sucesiones de rocas vulcano-sedimentarias submarinas y localmente sub-aéreas depositadas esencialmente durante el Jurásico hasta el Cretácico Superior. Las secuencias de rocas del TG fueron intrusionadas por plutones del Cretácico Superior y del Paleógeno (Böhnell y Negendank, 1988; Ferrari et al., 1999). Lépinay et al. (1997) y Calmus et al. (1999) sugieren con base en huellas de fisión en apatitos y relaciones estratigráficas que los plutones del Cretácico en el área marina entre la trinchera Mesoamericana y Manzanillo fueron sometidos a un gran levantamiento que exhumó a estas rocas intrusivas, creando así una gran disconformidad debido a la erosión que posiblemente llegó hasta finales del Mioceno donde tuvo lugar un episodio de subsidencia a una tasa de 0.35 mm/año.

Para el Eoceno Tardío hasta el Mioceno Temprano, gran parte de la superficie del terreno Guerrero fue cubierta por depósitos vulcano-clásticos silíceos de la Sierra Madre Occidental (SMO) (Ferrari et al., 1999). McDowell y Clabaugh (1979) en Rosas-Elguera et al. (1997) sugieren un espesor promedio de 1.5 km para las rocas de la SMO. Estas rocas volcánicas en conjunto con los plutones, a nivel

estructural estarían funcionando posiblemente como sellos en las zonas de debilidad del terreno Guerrero. Pequeños afloramientos de calizas y argilitas han sido encontradas en la base del cañón del río Grande de Santiago, que debido a su relación con plutones del Oligoceno Tardío y Mioceno Temprano, podrían ser techos colgantes de estos cuerpos (Ferrari et al., 1999) siendo un posible basamento para la SMO.

Posteriormente, a mediados del Mioceno inicia la creación de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM). Esta unidad corresponde a un arco volcánico de aproximadamente 1000 km de longitud (Venegas et al., 1985; Ferrari et al., 1994; Gómez-Tuena et al., 2005) donde se lleva a cabo una gran actividad volcánica en un marco principalmente extensional (Johnson y Harrison, 1990). Usualmente, la FVTM se ha diferenciado de la SMO por poseer una composición de intermedia a máfica (Ferrari et al., 1994).

El límite entre la SMO y la FVTM es aún Confuso. Venegas et al. (1985) en una revisión que hace de pozos geotérmicos, encuentra que los pozos al atravesar la secuencia de la FVTM, pasa al basamento sedimentario del Mesozoico sin pasar antes por las secuencias de la SMO, poniendo en duda así, si la SMO subyace a la FVTM. Pozos perforados alrededor del volcán Ceboruco, la caldera la Primavera y en San Marcos Jalisco indican que el límite de la SMO estaría al norte de esta alineación (Ferrari y Rosas-Elguera, 1999; Ferrari et al., 1999). Posiblemente debido al levantamiento del BJ en el Eoceno (Lépinay et al. 1997), éste funcionó como una barrera de los flujos del norte correspondientes a la SMO (Ferrari et al., 1999).

Finalmente, a finales del Mioceno inician los procesos de extensión que dieron origen a los sistemas de rifts que limitan al bloque Jalisco. Con base en dataciones de rocas volcánicas halladas en los escarpes de estos sistemas de rifts y en relaciones estructurales se ha determinado que estos sistemas de rifts han evolucionado desde el Plioceno temprano hace 5 Ma (Figura 2), pero con mecanismos de deformación diferentes (Allan et al., 1991; Ferrari et al., 1994, 1999; Rosas-Elguera et al., 1996). Rosas-Elguera et al. (1996) basado en la interpretación de pozos de exploración de energía geotérmica y de hidrocarburos proponen que los límites del BJ pueden estar asociados en primera instancia al levantamiento del batolito de Puerto Vallarta en el Paleógeno. A lo largo de estas condiciones de frontera tuvo lugar la extensión Pliocena que dio lugar a los sistemas de rifts que limitan al BJ.

Después de haberse llevado a cabo múltiples procesos geológicos y tectónicos el BJ quedó limitado en su parte continental por el RTZ al norte y el RC al este (Luhr et al., 1985, Allan et al., 1991 y Suárez

et al., 1994). Estudios de mayor detalle como los de Michaud et al. (1991), Rosas-Elguera et al. (1996, 1997) y Ferrari y Rosas-Elguera (1999) proponen que el límite norte del BJ está alineado con la cadena volcánica Ceboruco-Caldera la Primavera que representa una línea de debilidad que ha controlado la actividad tectónica a través del tiempo en esta región (Figura 1). Así mismo, otros estudios han propuesto que el límite en la parte NW del BJ es el graben Valle de Banderas (GVB) (Johnson y Harrison, 1990; Núñez-Cornú et al., 2002; Alvarez et al., 2002) corroborado por Arzate et al (2006) mediante modelado gravimétrico y magnético. Opuestamente, Urrutia-Fucugauchi y González-Moran (2006) proponen basados en información geológica y datos magnéticos que el límite al NW del BJ se encuentra un poco más al norte del valle de Banderas.

Otra propuesta de gran impacto en cuanto a los límites del BJ ha sido sugerida en Rosas-Elguera et al. (1996, 2003), Garduño et al. (1998), Pacheco et al. (2003) donde postulan que el límite al este del BJ podría estar asociado, al norte del volcán Colima, con el graben norte de Colima, y al sur del volcán Colima con la falla de Tamazula (FT) (Figura 1). Garduño et al. (1998), sugiere que la falla Tamazula no solo afecta al BJ sino también al BM y propone una edad inferior de 0.5 Ma. Ochoa-Chávez et al. (2015) basado en análisis de tomografía también propone una estructura NE-SW paralela a la falla de Tamazula, pero más hacia el sur y no atraviesa el volcán Colima, además propone una edad mínima de 1.6 Ma. La falla Tamazula, con dirección NE-SW y una longitud superior a 160 km, es una estructura de basamento y podría estar influyendo en la geometría del Rift de Colima y el Complejo Volcánico de Colima (CVC), siendo inicialmente una falla lateral y posteriormente una falla normal (Garduño et al., 1998).

Aparte de las estructuras tectónicas regionales que limitan al BJ hay otras estructuras importantes que fragmentan internamente al BJ. Una de estas es la falla Minatitlán de dirección NW-SE con geometría de falla lateral activa (Garduño et al., 1998). Otras estructuras importantes han sido reportadas en los trabajos de Maillol y Bandy (1994) y Campos-Enríquez y Alatorre-Zamora (1998) donde señalan la presencia de dos grábenes al interior del BJ, el graben de Talpa y el graben de Mascota.

Complementario a los estudios geológicos superficiales, el entendimiento del flujo de calor en el BJ y sus alrededores es importante para entender los procesos geodinámicas que están ocurriendo en esta zona. Campos-Enríquez (1990), a partir de un análisis espectral del campo magnético encuentra para el BJ que la isoterma del punto de Curie (580 °C) está entre 7-14 km a partir de estimaciones a lo largo de perfiles 2D, mientras que Manea y Manea (2011) con la misma metodología pero con un

modelo 3D, encuentran que la parte sur del BJ que geológicamente está dominada por el batolito de Puerto Vallarta, presenta una profundidad del punto de Curie entre 20-32 km, profundidades similares se encuentran al norte del BJ entre el volcán Tequila y al SE del volcán Ceboruco. En el rift de Colima, en zonas cercanas a la caldera la Primavera, al graben del Valle de Banderas, y en la parte media del BJ al norte del escarpe principal del granito de Puerto Vallarta, existe alto flujo de calor, por lo que la isoterma del punto de Curie se encuentra entre 10-17 km (Manea y Manea, 2011). El alto flujo de calor en el rift de Colima soporta la hipótesis que hay ascenso de fluidos a través de esta zona de debilidad cortical.

Un patrón similar al flujo de calor propuesto por Manea y Manea (2011) es obtenido por Ochoa-Chávez et al. (2015), pero en este caso se trata de las variaciones de la velocidad de la propagación de la onda P, que, para las zonas de alto flujo de calor, este autor encontró zonas de baja velocidad de la onda P que empiezan a aparecer a profundidades de 15 km. Este autor propone una unión triple (RRR) en el área del Complejo Volcánico de Colima a la altura de la corteza media y profunda en una etapa inicial. Por otro lado, en el trabajo de Urrutia-Fucugauchi y Flores-Ruiz (1996) de gravimetría regional en la FVTM se logra identificar, aunque menos claro que en el trabajo de Ochoa-Chávez et al. (2015), una intersección en “Y” en el mapa de anomalía de Bouguer para la zona del complejo volcánico de Colima. Estos estudios están sugiriendo que seguramente en la zona del complejo volcánico de Colima están ocurriendo procesos que están debilitando la corteza y por esta razón se tienen menores velocidades sísmicas y bajos valores gravimétricos.

Aparte de la intersección triple que se muestra en los datos de anomalías térmicas, sísmicas y gravimétricas en el complejo volcánico de Colima, en superficie existe una intersección triple bien definida al NW del BJ. Esta tiene lugar a 50 km al SW de Guadalajara, donde se unen los rifts de Colima (RC), de Tepic-Zacoalco (RTZ) y de Chapala (RCH). La unión de estas estructuras ha sido denominada como punto triple de Jalisco (PTJ) por Barrier et al. (1990) y Michaud y Bourgois (1992), o también, punto triple de Guadalajara (PTG) por Rosas-Elguera et al. (1997), Ferrari y Rosas-Elguera (1999), Sheth (2005) y Selvans et al. (2010). Para el presente estudio se optará por esta última notación. Estos tres rifts forman lo que se ha interpretado como un punto triple rift-rift-rift (RRR) activo (Luhr et al., 1985; Barrier et al., 1990; Allan, 1985, 1986; Allan et al., 1991). La intersección de estos tres sistemas de rifts se aísla del caso ideal donde el ángulo entre cada sistema es de 120°. Para este caso el ángulo entre los rifts de Colima y Chapala es de 100°, para los rifts de Chapala y Tepic-Zacoalco es de 145° y para el rift de Tepic-Zacoalco y de Colima es de 115°.

Estos sistemas de rifts poseen diferentes áreas de afectación. El rift de Colima (RC) es de 20 a 65 km de ancho y se extiende desde el punto triple (20°7' N, 103°3' W) 170 km hasta la costa pacífica con una orientación marcadamente N-S. Algunos autores como Allan et al. (1991) piensan que desde la costa pacífica se podría extender incluso hasta la trinchera formando la depresión de Manzanillo, también denominada como Graben el Gordo (Bourgois y Michaud, 1991; Bandy et al., 1994, 2000; Peláez-Gaviria et al., 2013). El RTZ tiene una longitud de unos 200 km en una dirección NW y es de 30 km a 60 km de ancho. El RCH se extiende alrededor de 110 km E-W, es 15 a 60 km de ancho y contiene el lago de Chapala. Ferrari et al. (1994), Rosas-Elguera et al. (1996, 1997) sugieren que estos rifts son antiguas estructuras que han sido parcialmente reactivadas durante el Mioceno Tardío al Cuaternario en respuesta al régimen tectónico y nada tendría que ver con un modelo complejo subducción-pluma del manto (Ferrari y Rosas-Elguera, 1999_2) propuesto por Moore et al. (1994) y Márquez et al. (1999).

Estos rifts han sido de gran importancia en el área de la vulcanología ya que han controlado el emplazamiento y el estilo del volcanismo al occidente de FVTM (Allan et al., 1991). Los grandes centros volcánicos calco-alcalinos están confinados principalmente dentro de los grábenes, además los conos cineríticos se han concentrado principalmente en zonas paralelas a las principales fallas (Luhr et al., 1985). Una particularidad geológica existe en el rift de Colima y en el rift de Tepic-Zacoalco donde se tienen rocas alcalinas y peralcalinas, que no son comúnmente encontradas en los arcos volcánicos, asociadas con las rocas calco-alcalinas (Allan et al., 1991). Estas composiciones soportan la idea de que existe aporte de material mantélico con poca contaminación cortical.

Para un mejor entendimiento de los sistemas de rifts que limitan al bloque Jalisco y de la unión triple que estos generan, se realizará una ampliación de la información en las siguientes subsecciones.

2.5 Rift de Colima (RC)

Allan (1986) divide el rift de Colima en tres sectores estructurales y geomorfológicos bien diferenciados. El sector norte comprendido entre el Punto Triple de Guadalajara (PTG) y el Volcán Colima, denominado graben norte de Colima (GNC), también llamado Depresión de Sayula por Díaz y Mooser (1972) o Graben de Sayula por Herrera (1967) en Allan et al. (1991). Este rift tiene una extensión aproximada de 65 km y un ancho de 20 km. La porción media, que incluye al volcán de Colima y al Nevado de Colima, así como a algunos conos cineríticos dispersos, es llamado graben

Central de Colima (GCC) (Allan, 1986). El GCC posee una extensión de 60 km de largo y un ancho de 50 a 60 km. El sector sur, entre el GCC y la costa Pacífica se encuentra una estructura compleja llamada graben sur de Colima (GSC). El GSC es una zona de unos 50 a 60 km de ancho con fallamiento en bloques. Posiblemente esta estructura se extienda más allá de la línea de costa hasta la Trinchera Mesoamericana o incluso la podría sobrepasar (Bourgeois y Michaud, 1991; Bandy et al., 1994).

Existen varias hipótesis para explicar la formación del rift de Colima (RC). Una de ellas está relacionada con la proyección vertical de la zona de contacto de las placas Rivera y Cocos donde hay desarrollo de flujos toroidales (p. ej. Manea et al., 2013; Álvarez y Yutsis et al., 2015-A) (Figura 2). Basado en información gravimétrica, Bandy et al. (1995) sugiere que la proyección vertical solo coincide para la porción sur del RC ya que para la parte central y norte del RC la proyección del límite de la Placa de Cocos (PC) y la Placa de Rivera (PR) está ubicada al este del Rift de Colima. Otra hipótesis, aunque complementaria a la primera, está relacionada con el movimiento diferencial y oblicuo de las placas Rivera y Cocos que inducen un movimiento hacia el SE del Bloque Michoacán y hacia el W-SW del Bloque de Jalisco permitiendo la apertura del rift de Colima, pero también del RCH y del RTZ (Rosas-Elguera et al., 1996, 2003; DeMets and Wilson, 1997). Una hipótesis adicional es propuesta por Luhr y Carmichael (1981), Luhr et al. (1985), Allan (1986) y Allan et al. (1991) que atribuyen los sistemas de rift de Colima, de Chapala y de Tepic-Zacoalco a la respuesta de la migración del Bloque de Jalisco del continente hacia la placa Pacífico debido a un salto de la dorsal Oriental del Pacífico debajo del continente. Urrutia-Fucugauchi y Molina-Garza (1992) basados en un estudio gravimétrico sugieren que, de tratarse de un salto de la dorsal, esta estaría en una fase inicial ya que no encuentran evidencias de un adelgazamiento de la corteza debajo del RC. Una hipótesis controversial ha sido propuesta por Márquez et al. (1999) que sugiere que la apertura del Rift de Colima en dirección este-oeste es debida a la actividad de una pluma del manto.

Los productos volcánicos en el rift de Colima inician a partir del Mioceno Tardío donde han coexistido magmatismo alcalino y calco-alcalino (Allan, 1986; Allan et al., 1991). Las rocas alcalinas se extienden en áreas inferiores a 1 km² (vistas en planta) erupcionadas a través de conos de escoria o de lavas. Según Allan (1986) y Cortés et al. (2010) las rocas calco-alcalinas fueron erupcionadas de grandes estratovolcanes como el Volcán Cántaro (1.6 - 1 Ma), el Nevado de Colima (0.53 Ma - Pleistoceno Tardío) y el Volcán Colima (en la actualidad). De acuerdo con estos autores, las rocas alcalinas fueron ampliamente dispersadas en un pulso de 4.6 Ma a 3.9 Ma con posterior actividad intermitente hasta la renovación de la actividad en el Pleistoceno Tardío-Holoceno. Urrutia-

Fucugauchi y Molina-Garza (1992) y Álvarez y Yutis (2015-B) sugieren una migración del vulcanismo del Cántaro al volcán de Fuego de Colima.

2.5.1 Graben Sur de Colima (GSC)

El graben sur de Colima (GSC) es una amplia depresión topográfica de 50-60 km de ancho y 65 km de largo, cuyo límite norte se ubica a 5 km al sur de la ciudad de Colima y su límite sur en la costa pacífica. EL GSC posee un máximo relieve de 1000 m y su estructura es compleja, pues está compuesto por múltiples bloques de 1 km a 25 km de largo y hasta 10 km de ancho. Aunque su orientación general es N-S, también llega a tener componentes E-W importantes (Allan et al., 1991). Allan et al. (1991) sugieren que, debido a la amplia extensión del rift en esta zona, esta parte del rift de Colima podría haber sufrido mayor deformación que los otros sectores del mismo. Serpa et al. (1992) y Medina et al. (1996) a partir de estudios geofísicos gravimétricos y magnéticos, y Quintero (1995) en Medina et al. (1996) y Rosas-Elguera et al. (1996) basados en estudios geológicos detallados, sugieren que la parte oriental del GSC no presenta evidencias de fallamiento y que el GSC corresponde a un semi-graben con una falla al occidente con echado hacia el este. Algunos estudios sugieren que esta estructura se puede extender desde la costa de Manzanillo hasta la trinchera Mesoamericana (p. ej. Álvarez y Yutis et al. 2015). Estos últimos autores sugieren que el *slab* de la PR debajo de esta área se encuentra ampliamente deformada asociada a una respuesta compresiva debido la dirección y velocidad de desplazamiento de la PR y la PC.

2.5.2 Graben Central de Colima (GCC)

El graben central de Colima (GCC) tiene una extensión de 50 a 60 km de ancho y unos 65 km de largo, y contiene los estratovolcanes activos de Nevado de Colima y Volcán de fuego de Colima. Las fallas que lo limitan al oeste y al este presentan lineamientos en forma de hipérbolas cuyo eje central está orientado norte-sur, siendo su menor distancia en planta en la latitud del volcán de Fuego de Colima (Norini et al., 2010). Por ser una zona de actividad volcánica, se especula que los estratovolcanes el Cántaro, Nevado de Colima y Volcán de Fuego de Colima están afectando la geometría y la cinemática de las fallas regionales del GCC y del rift de Colima en su conjunto, debido al incremento del esfuerzo vertical en respuesta al aumento de la carga de los volcanes (Norini et

al., 2010). La falla del oeste presenta un azimuth regional N30W y la falla que limita al este, menos clara, presenta una orientación inferida de N30E (Allan et al., 1991). Su máximo relieve es de unos 1700 m, se encuentra al oeste del graben y podría tratarse de un *horst* (Allan et al., 1991). Un trabajo que muestra un análisis detallado de las anomalías magnéticas para esta zona es el realizado por López-Loera et al. (2011) donde propone un gran número de alineaciones magnéticas que pueden indicar posibles estructuras sepultadas, algunas de ellas consistentes con el estudio de lineamientos en imágenes Landsat llevado a cabo por Johnson y Harrison (1990). Como novedad, López-Loera et al. (2011) señalan una estructura en semi-graben al SE del volcán Colima de rumbo NE-SW, además infieren una falla al norte del volcán Colima con rumbo NW-SE. Por otro lado, Medina et al. (1996) basados en información gravimétrica estima que el máximo espesor de sedimentos para este sector del rift de Colima es de 1500 m.

2.5.3 Graben Norte de Colima (GNC)

El graben norte de Colima (GNC) consiste en una cuenca limitada por sistemas de fallas normales con tendencias N-NE (Figura 3). Hay grandes mesetas al oeste y al este que flanquean el graben. La meseta occidental aparentemente podría estar formando un *horst* (Allan et al., 1991). Los escarpes que limitan el graben, difieren en sus dimensiones, donde el escarpe al oeste alcanza una altura máxima respecto al fondo del valle de 1500 m, pero en promedio es alrededor de 1000 m. El escarpe del este regularmente es inferior a 1000 m. Los buzamientos de las fallas normales son altos, cercanos a 70° con echados hacia el eje del graben (Allan, 1986). Allan (1985), con base en datos gravimétricos, sugiere un relleno de sedimentos de 900 m y un desplazamiento vertical total de 2.5 km (relieve máximo más relleno), además sugiere que el fallamiento ha estado actuando desde hace 4.9 Ma que es la edad de las lavas que forman el escarpe del graben. Allan (1986) estima que el GNC ha sufrido un proceso de extensión frágil de 1.5 km a 3.3 km correspondiente a 6-13%. Rosas-Elguera et al. (1996) estiman una tasa de deformación para el GNC de 0.07 a 0.7 mm/año. Existe evidencia geomorfológica de actividad neotectónica en la zona, tales y como la presencia de valles en Y, facetas triangulares, *Spur ridges* truncados y la fuerte alineación norte-sur de escarpes de falla que cortan coluviones, aluviones y cenizas volcánicas no consolidadas (Allan, 1986). Hansen (1965) propone que se puede hacer un estimativo rápido de la profundidad de penetración de una falla mediante la implementación de una relación geométrica empírica, donde se divide el área de la

sección transversal del graben entre desplazamiento lateral. Allan (1986) emplea esta técnica y establece que la profundidad de penetración para el GNC está entre 10 km y 20 km.

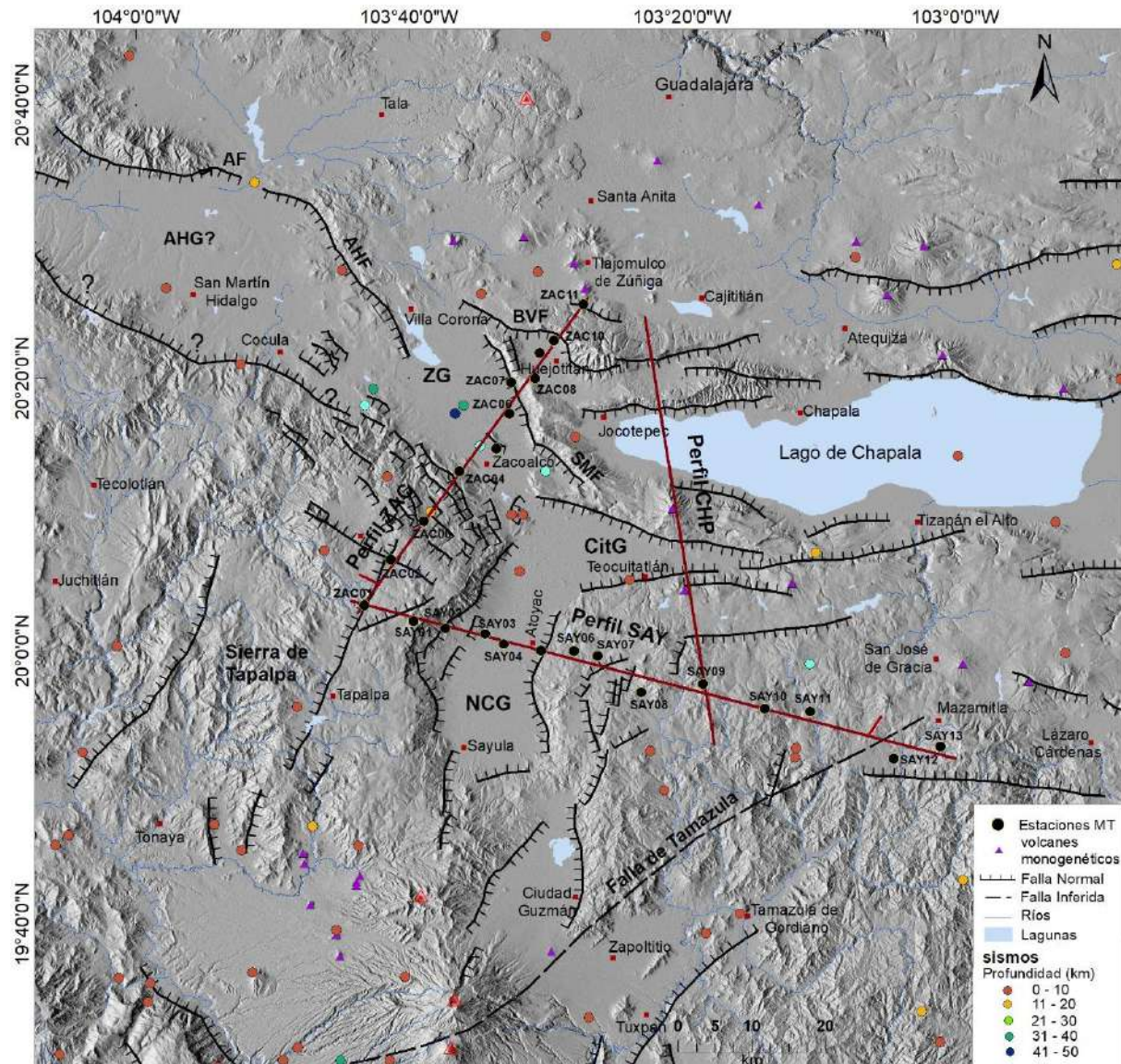


Figura 3.. Mapa estructural del área de estudio sobrepuesta a DEM (fuente: JAXA/METI, 2010). Se indican los perfiles y estaciones MT, los sismos del catálogo ISC, 2014, que para esta zona comprende el rango 1924-2013. Las fallas fueron colectadas de los trabajos de Jhonson y Harrison, 1990; Nieto-Obregón et al., 1992; Garduño et al., 1998; Ferrari y Rosas-Elguera, 1999; y León-Soto et al., 2009. NCG=graben norte de Colima; AHG= semi-graben de Ameca; CitG= graben de Citla; SMF= falla de San Marcos; BVF= falla Bola del Viejo; AHF= falla Ahuisculco; AF= falla Ameca.

Las rocas volcánicas del Mioceno Tardío al Holoceno son dominantes en las paredes del GNC, ellas sobreyacen disconformemente con brechas volcánicas, conglomerados, wackas, argilitas, lutitas,

calizas; y a un stock granodiorítico de 69 Ma (Allan, 1986). El espesor de las rocas volcánicas en las paredes del GNC cerca del Volcán Cántaro es muy delgado, pero hacia el norte, cerca al PTG este espesor incrementa hasta 1 km (Allan et al., 1991). Cerca de Sayula las rocas clásticas exhiben un espesor de 700 m y las calizas exhiben un máximo de 400 m. Estas calizas se podrían correlacionar con la formación Madrid del Cretácico Tardío que aflora al NW de la ciudad de Colima (Pantoja-Alor, 1983 en Allan, 1986). Las rocas clásticas del GNC pueden estar relacionadas con la formación Encino que aflora al este de Colima en la Mina Encino y en el cerro Tuxpan (Allan et al., 1991). Una columna estratigráfica para este sector se muestra en la Figura 4.

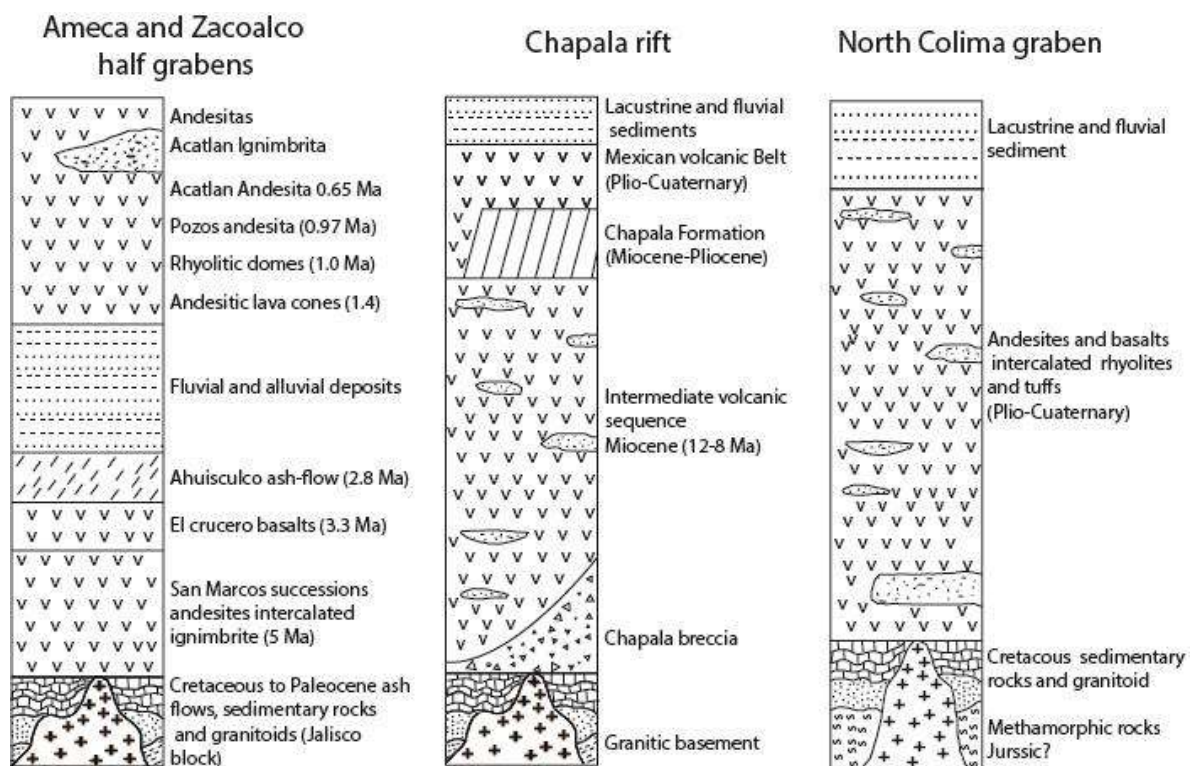


Figura 4. Columnas estratigráficas generalizadas de la zona de estudio. Columna de los semigrábenes de Ameca y Zacoalco adaptada de Rosas-Elguera et al. (1997). Columna del rift de Chapala adaptada de Garduño-Monroy et al. (1993). Columna del graben norte de Colima es propuesta en este trabajo.

2.6 Rift Tepic-Zacoalco (RTZ)

El rift de Tepic-Zacoalco (RTZ) comprende un conjunto de estructuras que se extienden en una dirección NW desde el punto triple de Guadalajara (PTG) hasta el Pacífico. Tiene una longitud de

250 km y un ancho que oscila entre 45 km y 65 km (Figura 1). El RTZ consiste en una serie de cuencas *pull-apart* y grábenes que tienen cuando mucho 1000 m de relieve (Allan et al., 1991). Ferrari et al. (1994) indica que el rift consiste principalmente en semigrábenes desarrollados en diferentes tiempos desde el Mioceno Tardío. Allan et al. (1991) propone que para la parte más occidental del rift este es limitado por dos sistemas de fallas principales: al sur, el sistema de fallas de Mazatán y al norte, es sistema de fallas de Pochotitan. Además, propone que La parte más al sur del rift es representado por el semigraben de Zacoalco. Desde otro punto de vista, Rosas-Elguera et al. (1996) y Ferrari y Rosas-Elguera (1999) después de un mapeo más detallado de las estructuras en esta zona, concluyen que RTZ no es un rift simple confinado en dos estructuras, sino que más bien consiste en varios sistemas de fallas no conectados unas con otras y con diferente geometría y edad. Estos autores, proponen una división según el tipo de estructuras, la cinemática y la ubicación tectónica: Fallas lístricas al norte de Tepic, fallas en échelon entre Compostela (al sur del volcán San Juan) y Guadalajara, y semigrábenes con echados al sur entre Ameca y Zacoalco.

La parte norte del RTZ posee componentes verticales (*dip slip*) y componentes laterales (*strike slip*) (Allan et al., 1991). Garduño y Tibaldi (1991) en Ferrari et al. (1994) describen que hay 3 sistemas de estriamiento, el más antiguo indica un desplazamiento lateral izquierdo, seguido de un movimiento lateral derecho y finalmente uno de extensión pura. Este último el más importante de los 3 (Ferrari y Rosas-Elguera, 1999). Actualmente, se ha comprobado mediante medidas de GPS que El RTZ posee, aparte de la componente vertical, una componente lateral derecha de desplazamiento (Selvans et al., 2010). El lineamiento de conos cineríticos a través de los volcanes Ceboruco, Sanganguey y las Navajas, sugieren que la dirección de mínimo esfuerzo es orientada hacia el noreste, que es consistente con el desarrollo de cuencas *pull-apart* en dirección noroeste asociadas a fallamiento lateral derecho (Ferrari y Rosas-Elguera, 1999). Hay algunas fallas más antiguas al norte del RTZ con orientación norte-sur que cortan estratos de toba del Mioceno que posteriormente pudieron ser reactivadas cortando unas lavas de 1-2 Ma (Allan et al., 1991). La mayoría de la extensión en el RTZ se llevó a cabo antes del Pleistoceno, y la tasa de deformación ha ido disminuyendo desde el Mioceno Tardío. Actualmente la deformación se concentra en la porción SE de RTZ (Ferrari y Rosas-Elguera, 1999).

En cuanto a su geología, el RTZ está conformado principalmente por rocas volcánicas del Plioceno-Holoceno. Estas rocas están sobre-yaciendo rocas volcánicas del Mioceno, rocas intrusivas del Cretácico y Paleógeno, rocas sedimentarias y metamórficas del Mesozoico (Allan et al., 1991; Ferrari et al., 1999). La roca volcánica alcalina más antigua en el Rift es de 4.3 ± 0.1 Ma datada por Gastil et

al. (1978, 1979) en Allan et al. (1991). Rocas volcánicas calco-alcálinas han sido eruptadas en el Plioceno y Holoceno a través de los 5 principales volcanes compuestos, a saber: Volcán Ceboruco, Volcán Tepetitlic, Volcán San Juan, Volcán Tequila y Volcán Sanganguey.

2.6.1 Porción Sureste del RTZ

La porción más al sur del RTZ corresponde a los semigrábenes de Amatlán de Cañas, Ameca y Zacoalco (Rosas-Elguera et al., 1993; Rosas-Elguera et al., 1996; Campos-Enríquez-Alatorre-Zamora, 1998; Ferrari y Rosas-Elguera, 2000). El semigraben de Zacoalco (GZ) intercepta al GNC y al graben interior del RCH (Figura 3). Mide de 10 a 20 km de ancho y 30 km de longitud. Su relieve varía entre 300 m y 900 m con media entre 600 m y 700 m. El límite con el RCH está dado por bloques de fallas inclinados, compuestos por lavas del Plioceno y Pleistoceno y pocos sedimentos volcánicos interestratificados.

Las fallas E-W y NW-SE que limitan a los semigrábenes del sur del RTZ son: la falla de Ameca, la falla de Ahuisculco, la falla de San Marcos y la falla Bola del Viejo (Campos-Enríquez et al., 1998) (Figura 3). Estas fallas han sido agrupadas por Ferrari et al. (1999) como el sistema de fallas de San Marcos y por Pacheco et al. (1999) como sistema de fallas la Lima. Allan (1985), Barrier et al. (1990), Johnson y Harrison et al. (1990), Suárez et al. (1994), Rosas-Elguera et al. (1997), Pacheco et al. (1999) y Ferrari (1999) señalan unas fallas sub-paralelas al sistema de fallas de San Marcos en la sierra de Tapalpa, al sur de Zacoalco, con una orientación N45W y cubriendo un ancho de 15 km (Figura 3). Ferrari et al. (1999) indican que las rocas del Pre-Plioceno Tardío en la sierra de Tapalpa están inclinadas por encima de 45° hacia el NE sugiriendo un fallamiento tipo dominó, donde la zona de despegue lítrica sería la falla de San Marcos cuyo echado estaría orientado hacia el SW. Rosas-Elguera et al. (1997) y Pacheco et al. (1999) debido a que la sierra de San Marcos también se encuentra inclinada hacia el NE sugieren que la falla principal debe ubicarse más hacia el norte en la Falla de Bola del Viejo. Luhr et al. (1985), Johnson y Harrison (1990), Nieto et al. (1992), Garduño-Monroy et al. (1993), Campos-Enríquez y Alatorre-Zamora et al. (1998) proponen una gran estructura al oeste de Zacoalco con echado hacia el norte (falla con incógnita en la Figura 3), en cambio, otros autores no presentan esta estructura continua sino más bien segmentada y con echados hacia el sur (p. ej. Ferrari et al., 1994).

Alatorre-Zamora et al. (2015) proponen que la edad del semigraben de Zacoalco es de 1 Ma que corresponde a la edad de las rocas del campo volcánico de Acatlán. Por otro lado, Ferrari y Rosas-Elguera (1999) sugieren que la evolución de esta estructura puede acotarse entre 4.5 y 0.97 Ma, es decir, que ya para 1 Ma el graben estaba desarrollado completamente. El GZ tuvo un desplazamiento vertical de 1550 m a una tasa promedio de 0.4 mm/año (Ferrari y Rosas-Elguera, 1999). Ferrari y Rosas-Elguera (1999) deducen para este mismo sector que la tasa de deformación era de 0.75 mm/año en el Plioceno y que pasó a ser de 0.1 mm/año para el Cuaternario. Allan et al. (1991) para la parte sur del RTZ, basado en fechamientos de rocas volcánicas, sugiere que algunas fallas normales poseen un desplazamiento vertical de 600 m en los últimos 1.3 Ma y propone un fallamiento tipo dominó. Por otro lado, Rosas-Elguera et al. (1997) propone a manera más puntual que: la falla de Ameca desplaza un Plutón Cretácico 1400 m verticalmente, la falla de Ahuisculo tiene un desplazamiento vertical mínimo de 450 m y máximo de 1350 m, la falla de San Marcos posee un desplazamiento vertical de 1500 m. La apariencia joven de los escarpes de falla indica que el fallamiento normal se ha extendido hasta el Holoceno (Allan, 1986).

Allan (1986) deduce que el semigraben de Zacoalco posee una extensión frágil de 7-13% que es mayor que la del GNC. Además, este autor propone basado en la naturaleza de los bloques rotados que las fallas de este semigraben podrían ser más superficiales que las del GNC y que poseen una raíz lístrica. Adicionalmente, Allan (1986) implementando el método de Hansen (1965) dio como resultado una profundidad de penetración de las fallas de 10-20 km, igual que el GNC. No se han encontrado rocas volcánicas alcalinas en el semigraben de Zacoalco, aunque solo a unos pocos kilómetros en el GNC se han encontrado rocas alcalinas, justificando así la idea de que el GNC tiene raíces más profundas que permitieron el ascenso hasta la superficie de lavas alcalinas (Allan 1986). Suárez et al. (1994), Rosas-Elguera et al. (1997) y Pacheco et al. (1999) proponen una profundidad de falla máxima para el semigraben de Zacoalco de 10 km.

Dos pozos perforados en el sector de San Marcos han sido pieza de referencia para entender la estratigrafía del graben de Zacoalco. Un pozo ubicado en San Marcos (SM-1) después de atravesar 750 m de sedimentos lacustres, encuentra 1000 m de rocas volcánicas, principalmente andesitas intercalados con basaltos y riolitas en su base, después de esta secuencia encontraron el basamento sedimentario del Mesozoico constituido en ese caso por arenisca arcósicas (Venegas et al 1985). Cinco kilómetros al sur, se perforó el pozo SM-2 donde los primeros 100 m están conformados por arenas y gravas con intercalación de basaltos, continuamente hasta los 1000 m hay una intercalación de andesitas, tobas y basaltos, las rocas volcánicas continúan hasta los 2300

m, pero con presencia de diques dioríticos y graníticos, que por tratarse de diques que intrusionan rocas del Mioceno, se supone una edad menor para estas rocas intrusivas. Una columna generalizada para este sector se muestra en la Figura 4.

2.7 Rift de Chapala (RCH)

El rift de Chapala (RCH) está compuesto por estructuras de grábenes y semi-grábenes con echados hacia el centro del rift y rumbos principalmente E-W (Allan et al., 1991; Garduño-Monroy et al., 1993; Alatorre-Zamora et al., 2015) (Figura 3). Tiene un ancho de 50 a 60 km y una longitud de 270 km (Alatorre-Zamora et al., 2015). Alternativamente, Johnson y Harrison (1990) sugieren que el RCH podría llegar a medir 420 km, comprendiendo el lago de Chapala y la zona de Falla de Tula. Este rift posee un graben interior principal de 10 a 30 km de ancho y 110 km de largo, limitado por fallas en bloque (Rosas-Elguera-Urrutia-Fucugauchi, 1998). El relieve máximo del RCH es de 900 m y disminuye gradualmente hacia al este. Las zonas de alto relieve están compuestas por rocas volcánicas como flujos de lava de basaltos y andesitas, por sedimentos volcanogénicos y por tobas félsicas (Allan et al., 1991).

Díaz y Mooser (1972) en Allan et al. (1991) sugieren que el fallamiento en el RCH inicia en el Plioceno, y según Allan et al. (1991) se extiende hasta el cuaternario debido al fuerte lineamiento de los escarpes, la falta de disección de los escarpes de falla, y aunado a esto, al fallamiento de conos de lava y conos cineríticos del Pleistoceno. Por otro lado, Garduño-Monroy et al. (1993) debido a la escasa a nula actividad de las fallas normales, a la diferencia de elevación con cuencas aledañas (200 m por encima del nivel de las depresiones de Sayula, Zacoalco y Citlala) y a la ausencia de vulcanismo, concluyen que el rift de Chapala ha cesado su actividad tectónica que inició en el Mioceno Tardío, pero agrega que la estructura al sur (graben de Citlala) es aún activo. Similarmente, Garduño y Tibaldi (1991) en Ferrari et al. (1994) y Rosas-Elguera y Fucugauchi (1998) postulan que el RCH migró hacia el sur hasta la latitud del Graben de Citlala, donde el rift está mejor definido. Garduño y Tibaldi (1991) encuentran 2 familias de estrías superpuestas, sugiriendo primero desplazamientos laterales izquierdos continuados por desplazamientos normales puros.

Basado en relaciones geológicas, Rosas-Elguera y Urrutia-Fucugauchi (1998) sugieren un desplazamiento vertical normal de 2000 m. Johnson y Harrison (1990) a partir del análisis de imágenes Landsat sugieren un desplazamiento vertical normal máximo de 1000 m. Similar resultado

es obtenido por Campos-Enríquez et al. (1990) que con base en un análisis espectral de datos aeromagnéticos interpretó desplazamientos de alrededor 1000 m.

La geología superficial del RCH está dominada por rocas volcánicas y depósitos fluvio-lacustres. Se han encontrado lavas de hasta 4.2 Ma (Allan, 1986). Nixon et al. (1987) data una roca al NE del rift en 10.20 ± 0.30 Ma. Ferrari et al. (1999) indica que las rocas que afloran en la Sierra de Las Vigas al NW de la laguna de Chapala son de edad Pre-Mioceno Tardío. Alatorre-Zamora et al. (2015) basado en perfiles magnéticos a lo largo del lago de Chapala, proponen un basamento granítico que se encuentra de 1000 m a 3500 m de profundidad, sobre el cual yacen rocas volcánicas, brechas riolíticas en la base y andesitas y basaltos en el tope, que pueden llegar a alcanzar 3500 m de espesor. Sobre las rocas volcánicas localmente reposa la formación Chapala que consta de depósitos de caída intercalados con sedimentos lacustres inclinados hacia el NE, y finalmente sobre esta unidad reposan sedimentos lacustres que pueden llegar a tener 1800 m de espesor. Rosas-Elguera y Urrutia-Fucugauchi (1998) basados en relaciones geológicas y estructurales proponen un relleno vulcano-lacustre para el RCH de 900 a 1000 m. No sería de extrañarse que incluso debajo de las sierras y/o conos de lava o escoria se encuentren sedimentos lacustres sepultados, ya que en esta zona existió un gran paleo-lago llamado paleo-lago de Jalisco (Rosas-Elguera y Urrutia-Fucugauchi, 1998). Campos-Enríquez et al. (1998) basados en datos gravimétricos, proponen un relleno para el graben de Citla de 800 m. Una columna estratigráfica general del RCH es propuesta por Garduño-Monroy et al. (1993) (Figura 4).

2.8 Punto Triple de Guadalajara (PTG)

Tectónicamente el punto triple se encuentra en la intersección del rift de Colima, el rift de Chapala y el rift de Tepic-Zacoalco, cuyas principales características geológicas y tectónicas fueron señaladas en los tres subcapítulos anteriores. Garduño-Monroy et al. (1993) y Pacheco et al. (1999) acotando un poco la localización del PTG proponen que éste se encuentra en la intersección del graben norte de Colima, el graben de Citla y el semigraben de Zacoalco (Figura 3). La actividad cuaternaria cerca al punto triple se manifiesta por la actividad vulcano-tectónica de la zona, como es el caso de los campos volcánicos de Acatlán, de Tequila-Primavera, del Sistema Atotonilco y de la cadena volcánica del sur de Guadalajara (Rosas-Elguera et al., 1997 y referencias interiores) entre otros. Existe

además un alineamiento de volcanes cuaternarios en ambos márgenes del graben de Citala (ver Figura 2 en Rosas-Elguera et al., 1997).

El PTG es una zona sísmicamente activa ya que se han reportado tanto sismos antiguos como recientes. La sismicidad mostrada en la Figura 3 del catálogo del *International Seismological Center* (ISC) muestra 5 sismos con magnitudes (Md) entre 3.5 y 4.1 y profundidades inferiores a 26 km en la cercanía del punto triple y hay una mayor presencia de sismos en el área cercana a Zacoalco (21-42 km de profundidad). Aparte de estos sismos, Suárez et al. (1994) basado en registros históricos propone que en diciembre de 1568 tuvo lugar un sismo con magnitud superior a 7 con epicentro en el escarpe occidental del graben norte de Colima. Así mismo, García-Acosta y Suárez (1996) en Pacheco et al. (1999) indican que hubo un sismo en el siglo XIX de gran magnitud cerca al PTG y que al sur del graben de Citala, cerca al Municipio Concepción de Buenos Aires, hubo un enjambre de sismos en 1905. Este enjambre de sismos de 1905 podría ser correlacionable con los sismos ubicados por el ISC para esta misma zona y que además están alineados con un rumbo NE. Agrupaciones de sismos cerca al límite entre la sierra de Tapalpa y el semigraben de Zacoalco se muestran en los trabajos de Suárez et al. (1994), Pacheco et al. (1999) y Núñez-Cornú et al. (2016) y obtienen mecanismos focales asociados a un fallamiento normal.

Por otro lado, estudios gravimétricos y magnéticos han propuesto la configuración estratigráfica a profundidad. Campos-Enríquez y Alatorre-Zamora (1998) y Rosas-Palafox (2016) encuentran altos gravimétricos en la sierra de Tapalpa y en la parte norte del Lago de Chapala; y bajos gravimétricos rodeando la sierra de Tapalpa, asociados a los depósitos lacustres del semigraben de Zacoalco, depresión de Ameca, graben norte de Colima, graben de Citala y de La Caldera la Primavera. Entre la Sierra de Tapalpa y las cuencas de Ameca y Zacoalco se desarrolla un fuerte gradiente gravimétrico debido al marcado contraste en las densidades de las litologías en esta zona (Campos-Enríquez y Alatorre-Zamora, 1998). En los perfiles de interpretación que muestran Campos-Enríquez y Alatorre-Zamora (1998) se observa que las cuencas de Ameca, Zacoalco y de Citala son asimétricas con depocentros a 1 km de profundidad. Estos autores ubican debajo de los depósitos vulcano-lacustres una secuencia volcánica de andesitas, riolitas y tobas, subyacidas por rocas sedimentarias y finalmente la zona más profunda es interpretada como un basamento granítico que incluso se podría extender debajo de la planicie de Guadalajara. Ninguno de estos trabajos tuvo en cuenta la posible existencia de rocas metamórficas debajo de las rocas sedimentarias. Una columna estratigráfica generalizada para el área del PTG se muestra en la Figura 5.

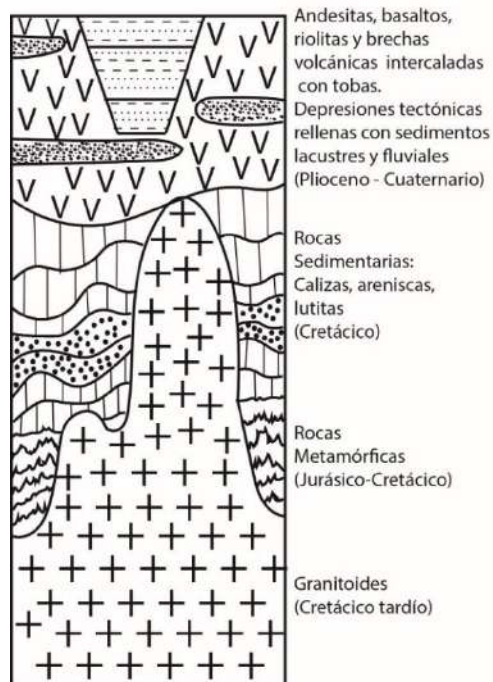


Figura 5. Columna estratigráfica generalizada para el punto triple de Guadalajara. Se realizó teniendo en cuenta los trabajos de Rosas-Elguera et al. (1997) y Garduño-Monroy et al. (1993).

2.8.1 Distribución de las unidades geológicas alrededor el PTG

El entendimiento de la distribución en planta de las unidades geológicas es clave para la interpretación de la respuesta obtenida a través de mediciones geofísicas. A continuación, y basados especialmente en el mapa geológico (Figura 6) se hace una descripción cualitativa de las principales unidades geológicas que han sido agrupadas según el tipo de roca y edad. Las diferentes unidades geológicas para cada uno de los rifts que forman el PTG se muestran en la Figura 4, y una columna estratigráfica generalizada para toda el área de estudio se muestra en la Figura 5

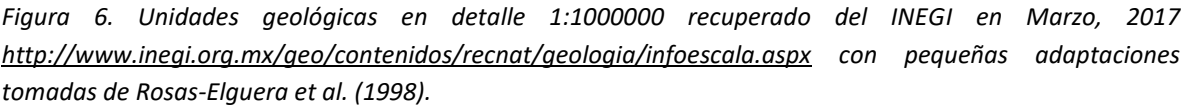
Las rocas más antiguas de la zona de estudio son rocas metamórficas del Jurásico-Cretácico que se encuentran en la porción SE del mapa geológico (Figura 6), posiblemente son techos colgantes de cuerpos intrusivos del Cretácico Superior y Cenozoico Temprano. Sobre estas rocas metamórficas reposa una unidad sedimentaria del Cretácico Inferior. Esta unidad aflora en ambos márgenes del rift de Colima (RC), al occidente aflora a manera de una franja alargada N-S y al este aflora en una franja orientada N45E; está compuesta por rocas químicas (calizas) y clásticas (lutitas y areniscas). Ambas unidades, los cuerpos metamórficos y sedimentarios, han sido intruídas por granitoides. Estos cuerpos intrusivos afloran tanto al oeste del RC como al este y llegan hasta el límite sur del

RTZ. En un pozo geotérmico realizado en la caldera la Primavera se encontró un granito a una profundidad de 2800 m (Yokoyama y Mena., 1990) indicando la posible extensión de esta unidad a estas latitudes, siendo su límite al norte las secuencias del Eoceno y Mioceno Temprano de las sucesiones de la SMO. Schaaf et al. (1995) señalan que en el bloque Jalisco fue emplazado un Plutón (100 -75 Ma) con variación composicional de granito a tonalita, llamado batolito de Puerto Vallarta que es geoquímica e isotópicamente diferente a los plutones emplazados al final del Cretácico e inicios del Cenozoico (75 – 40 Ma) del bloque Michoacán. Con base en edades Nd estos autores proponen que los intrusivos del lado de bloque Michoacán pueden ser de un basamento más antiguo. El batolito de Puerto Vallarta probablemente representa el basamento para todo el bloque Jalisco (Ferrari et al., 1999).

Rocas volcánicas y sedimentarias del Cretácico y Paleógeno son encontradas en esta zona. Un pequeño cuerpo de rocas volcánicas del Cretácico ha sido mapeado en esta área con punto central 19.832° N con 103.191° W. Rocas volcánicas del Paleógeno (de ácidas a básicas) son encontradas al occidente del rift de Colima y llegan hasta la porción norte del rift de Tepic-Zacoalco. En la porción occidental aflora una roca sedimentaria del Paleógeno extendiéndose en una franja N-S, compuesta por lutitas, areniscas y conglomerados.

Así mismo, para el Neógeno se tienen tanto rocas sedimentarias como volcánicas. Rocas sedimentarias clásticas del Neógeno (lutitas, limolitas, areniscas y conglomerados) están distribuidas a ambos lados del rift de Colima con extensos afloramientos al este del volcán Colima, al sur de Tonaya, al sur de San Martín Hidalgo y al norte del lago de Chapala. Cabe resaltar una roca química (caliza) de edad Pliocena (Rosas-Elguera et al., 1997, 1998) que aflora al sur del lago de Chapala y que anteriormente había sido mapeada como una caliza Cretácica. Por otro lado, la mayor parte del área del mapa está cubierta por rocas volcánicas del Neógeno de composición química diversa (de ácida a básica).

En el Cuaternario se tienen rocas volcánicas y sedimentos fluvio-lacustres poco consolidados. Rocas volcánicas del Cuaternario se depositaron al este del RC en su parte norte, y tanto al sur como al noroccidente del lago de Chapala; también asociados a esta unidad se encuentran los volcanes monogenéticos indicados con triángulos morados en la Figura 6. Finalmente, las grandes depresiones planas de los sistemas extensivos están rellenos por sedimentos fluvio-lacustres y cenizas volcánicas del Cuaternario.



3 MARCO TEÓRICO DEL MÉTODO MAGNETOTELÚRICO

3.1 Introducción

El método magneto-telúrico (MT) es una metodología que permite determinar la distribución de la conductividad eléctrica del subsuelo a partir de medidas en superficie de los campos transitorios naturales eléctrico (**E**) y magnético (**H**) (Vozoff, 1972; Simpson y Bahr, 2005). Estos campos son generados por la interacción de la actividad solar con las partículas que componen la ionósfera y por tormentas tropicales, cuya perturbación se propaga en la atmósfera de manera resonante, induciendo en el subsuelo densidades de carga y corrientes eléctricas que se ven alteradas según las propiedades del medio en el que se propagan (Simpson and Bahr, 2005). Cuando el campo electromagnético solar encuentra un obstáculo como la Tierra, parte de la energía penetra en su interior y otra parte es reflejada (Figura 7). Las ondas reflejadas interactúan constructiva y destructivamente con las ondas incidentes, y las ondas transmitidas son atenuadas y desviadas de sus trayectorias cuando encuentran discontinuidades en el subsuelo (Jiracek et al., 1995).

Tikhonov (1950) y Cagniard (1953) postularon que si las variaciones de los campos magnéticos y eléctricos son medidos simultáneamente sobre la superficie terrestre, entonces se pueden obtener las impedancias del subsuelo. Las impedancias pueden ser utilizadas para describir la estructura eléctrica de la Tierra en función de la profundidad de penetración de los campos electromagnéticos a diferentes frecuencias, en donde la profundidad de penetración está relacionada con la cantidad de energía que penetra al interior de la tierra (Vozoff, 1972). Como gran parte de esta energía proviene del sol, las medidas de los campos **E** y **H** en la superficie de la tierra, son muestras de procesos estocásticos debido a que los vientos solares y las tormentas eléctricas son variables aleatorias en tiempo y espacio (Jiracek et al., 1995). Se ha estimado que los vientos solares funcionan de manera cíclica, presentando un máximo solar cada 11 años, el último máximo solar tuvo lugar en el 2013 y actualmente, en el año 2017 nos encontramos en un mínimo solar. Vozoff (1972) indica que el nivel de la señal puede incrementar hasta 10 veces cuando se presenta una tormenta magnética. Según el mismo autor, estimaciones de profundidad obtenidas por este método son más exactas que aquellas obtenidas por métodos magnéticos y gravimétricos.

3.2 Orígenes del método MT

Algunas referencias históricas del Método MT son mencionadas en el trabajo de Jiracek et al. (1995) y se sintetizan a continuación: El primer artículo del método MT fue escrito en 1950 por A.N. Tikhonov, pero las bases fundamentales se dieron mucho antes, en el siglo XIX con los aportes de Ampere, Faraday y Maxwell. Cagniard en 1953 publicó un artículo donde desarrolla las fórmulas que relacionan el campo eléctrico y el campo magnético de un medio estratificado con una onda incidente plana. Los trabajos de Tikhonov y Cagniard forman las bases del análisis unidimensional MT y es comúnmente denominado *el modelo de Tikhonov-Cagniard*. Wait en 1954 argumentó que la proporcionalidad de los campos ortogonales $\mathbf{E}$ y $\mathbf{H}$ en la superficie de la tierra son válidos solamente si la fuente de los campos no varía considerablemente respecto a una distancia característica denominada *skin depth* cambiando así el modelo de Tikhonov-Cagniard. Madden y Nelson en 1964 demostraron que el modelo de Tikhonov-Cagniard es válido si la longitud de onda del campo incidente (como onda plana) es mucho más grande que el *skin depth*, como ocurre a escalas de prospección cortical. En 1979, Dmitriev y Berdichevsky, probaron que los componentes del campo magnético horizontal no necesitan ser uniformes, pero pueden variar linealmente al atravesar la tierra estratificada.

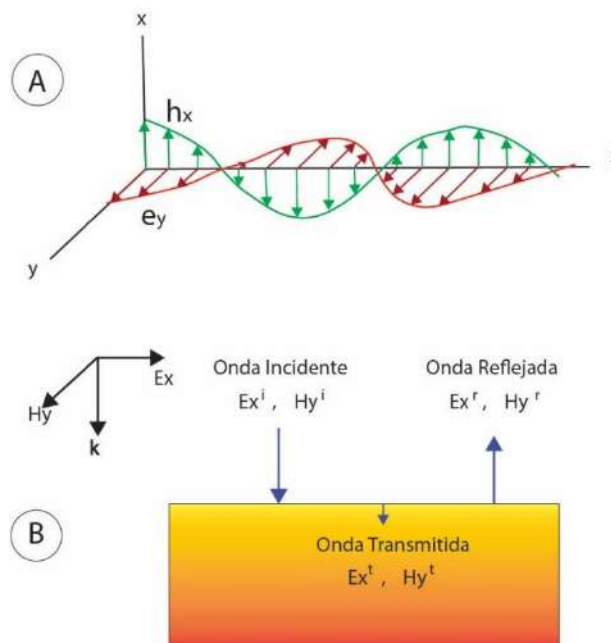


Figura 7. Modelo de onda electromagnética, campo magnético, h_x , perpendicular al campo eléctrico, e_x (Modificada de Ward y Hoffman, 1988). B. onda plana incidente, reflejada y transmitida en una superficie de un medio homogéneo. Campo eléctrico, E_x , Campo magnético, H_y , y vector de propagación, $\mathbf{k}$ (Modificada de Jiracek et al., 1995).

3.3 Bases teóricas del método MT

Las ecuaciones que permiten relacionar las variaciones espaciales y temporales del campo electromagnético (EM) son las leyes de Ampere, de Faraday, de Gauss y la ley de Gauss para el campo magnético. Estas ecuaciones fueron unificadas por Maxwell en 1861 y están dadas por:

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad (1)$$

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad (2)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = q \quad (3)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (4)$$

En estas ecuaciones, $\mathbf{H}$ es el campo magnético (A/m), $\mathbf{E}$ es el campo eléctrico (V/m), $\mathbf{J}$ es la densidad de corriente eléctrica (A/m²), $\mathbf{D}$ es el valor del desplazamiento eléctrico (C/m²), $\mathbf{B}$ es el vector de inducción magnética, y q es la densidad de carga eléctrica (C/m³).

De manera sintetizada, la ecuación (1) (Ley de Ampere) describe el flujo de un campo magnético primario $\mathbf{H}$ inducido por un flujo eléctrico compuesto ($\mathbf{J}$, $\mathbf{D}$) y variable en el tiempo. Indica también que su dirección es perpendicular a la del primero ($\mathbf{H}$). la ecuación (2) describe el fenómeno contrario, es decir, que el flujo de campos eléctricos pueden ser el resultado de la inducción magnética como resultado de un flujo variable en el tiempo de campos magnéticos secundarios (Ley de Faraday). Indica también que su dirección es perpendicular a la del campo eléctrico $\mathbf{E}$ (Figura 7). La ecuación (3) (Ley de Gauss) describe la variación del desplazamiento eléctrico (o polarización) que produce una densidad de carga neta y finalmente, la ecuación (4) (Ley de Gauss para el campo magnético) postula que no existen cargas magnéticas aisladas, es decir, postula la inexistencia de los monopolos magnéticos. Con la finalidad de aplicar estas ecuaciones que describen el comportamiento de los campos electromagnéticos a un entorno geológico, se requieren de expresiones complementarias denominadas relaciones constitutivas que relacionan linealmente los parámetros electromagnéticos con propiedades del medio terrestre. Éstas son:

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

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H} \quad (6)$$

$$\mathbf{D} = \varepsilon \mathbf{E} \quad (7)$$

En donde, σ es la conductividad eléctrica (S/m) recíproco de la resistividad ρ (ohm-m), μ es la permeabilidad magnética (H/m) y ϵ es la permitividad dieléctrica (F/m). Los valores de la permeabilidad magnética y la permitividad dieléctrica se asumen como los valores calculados para el vacío y son respectivamente: $4\pi \cdot 10^{-7}$ [H/m], y $8.85 \cdot 10^{-12}$ [F/m]. Para que las ecuaciones se puedan aplicar al método MT y sean válidas se deben realizar las siguientes suposiciones (p.ej. Simpson y Bahr, 2005):

- i) La Tierra no genera energía electromagnética, solamente la disipa o la absorbe.
- ii) Los campos EM son tratados como conservativos y se trabaja en el dominio del campo lejano.
- iii) La fuente de los campos EM naturales es generada por sistemas de corrientes creadas en la ionosfera, lejos de la superficie de la tierra, y por lo tanto pueden ser tratados como ondas planas uniformes (Figura 7), que inciden en la tierra de manera perpendicular (excepto en los polos y en las regiones ecuatoriales).
- iv) No hay acumulación de cargas libres en el subsuelo ($q = 0$). En una tierra multi-dimensional, las cargas pueden ser acumuladas a lo largo de las discontinuidades. Esto genera un fenómeno no inductivo conocido como *static shift*
- v) Las cargas se conservan y se cumple la Ley de Ohm.
- vi) El desplazamiento eléctrico es cuasi-estático, además las variaciones en tiempo de las corrientes de desplazamiento son despreciables comparadas con la variación en tiempo de las corrientes de conducción, por lo que el tratamiento de la inducción electromagnética de la Tierra pasa a ser tratado como un proceso de difusión. Así la ley de Ampere se reduce a: $\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J}$
- vii) Cualquier variación en la permitividad eléctrica y en la permeabilidad magnética de las rocas se considera despreciable comparadas con las variaciones en la conductividad de la roca.

Tomando en cuenta las relaciones constitutivas y las premisas anteriores, las ecuaciones de Maxwell adaptadas al método MT quedan definidas de la siguiente forma:

$$\nabla \times \mathbf{H} = \sigma \mathbf{E} \quad (8)$$

$$\nabla \times \mathbf{E} = -i\omega\mu\mathbf{H} \quad (9)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = 0 \quad (10)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{H} = 0 \quad (11)$$

Para las cuales las condiciones de frontera a lo largo de una discontinuidad entre dos medios con propiedades eléctricas diferentes que (p.ej. Arango, 2005) son:

- a) Las componentes tangenciales de los campos eléctrico (E_t) y magnético (H_t) son continuas
- b) La componente normal del campo de inducción magnética (B_n) es continua
- c) La componente normal de la densidad de corriente (J_n) es continua
- d) La diferencia de la componente normal del desplazamiento al atravesar la superficie entre ambos medios es igual a la densidad de la carga superficial ($D_{1n} - D_{2n} = q_s$).

3.4 Impedancia y profundidad de penetración

A partir de las ecuaciones de Maxwell, y tomando en cuenta las relaciones constitutivas, suponiendo un medio homogéneo e isotrópico y considerando una onda electromagnética plana que incide normalmente (Figura 7) según la dirección positiva de z hacia abajo (hacia el interior de la Tierra), se pueden obtener las ecuaciones de Maxwell en el dominio de la frecuencia, que representan la ecuación de onda EM (Ward and Hohmann, 1988):

$$\frac{d^2 E_x}{dz^2} - i\mu\sigma\omega E_x = 0 \quad (12)$$

$$\frac{d^2 H_y}{dz^2} - i\mu\sigma\omega H_y = 0 \quad (13)$$

Donde la expresión $\sqrt{i\mu\sigma\omega}$ se denomina el número de onda k que es una aproximación derivada de una serie de simplificaciones denominada aproximación cuasi-estática. Ambos campos se rigen por una ecuación de difusión similar a la que gobierna la difusión de calor a través de un medio sólido (Jiracek et al., 1995). La conductividad eléctrica en la Tierra medida por el método MT se debe principalmente al flujo de fluidos iónicos como aguas salinas o magma en el subsuelo, también por efectos de cambios en la densidad, la presión y la temperatura (Nesbitt, 1993). Las corrientes de conducción dominantes provienen de la difusión de iones a través de los fluidos (Jiracek et al., 1995).

La amplitud de una onda electromagnética en el subsuelo se atenúa exponencialmente (Figura 8) en un factor de $1/e$, lo cual está estrechamente relacionado con la profundidad máxima de penetración de un sondeo MT denominada *skin Depth* ($\mathcal{S}$). El *skin depth* es una función de la

conductividad del medio y de la frecuencia de la onda EM (Jiracek et al., 1995; Simpson and Bahr, 2005). La expresión que relaciona el número de onda con el *skin depth* es la siguiente:

$$k = \sqrt{i\sigma\omega} = \frac{1+i}{\delta} \quad (14)$$

Para un medio con la permeabilidad magnética del vacío, en función de la resistividad y sustituyendo $\omega = 2\pi f$ se tiene que, el *skin depth* se puede reescribir de la siguiente forma:

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\sigma\omega\mu_0}} = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad (15)$$

Que representa la profundidad de investigación MT en kilómetros si ρ está dada en ohm-m y la frecuencia f en Hz.

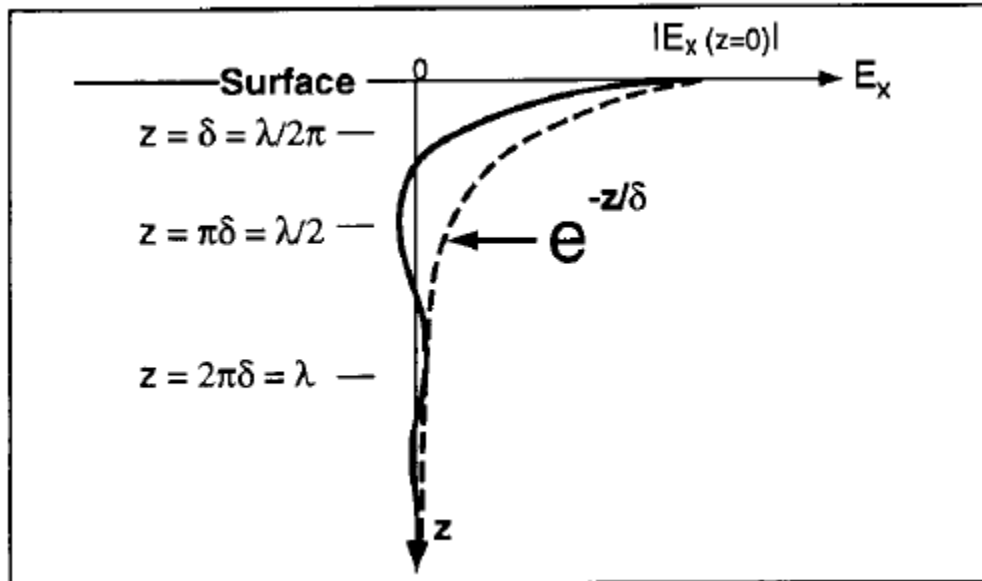


Figura 8. Atenuación exponencial de la variación sinusoidal de E_x como una función de la propagación en la dirección $+z$. la magnitud de E_x es aproximadamente 37%, 4% y 0.2% del valor en superficie a profundidades de un *skin depth*, δ , media longitud de onda, $\lambda/2$, y una longitud de onda, λ , respectivamente (Jiracek et al., 1995).

De la ecuación 15 se observa que la profundidad de investigación es directamente proporcional a la resistividad del medio e inversamente proporcional a la frecuencia de medida. En términos generales la resistividad de los materiales geológicos presentan un rango de variación muy amplio (Figura 9). Sin embargo, debido a que hay un gran traslape entre las resistividades del subsuelo para diferentes materiales, es el conocimiento geológico de la región de estudio lo que permitirá realizar

observaciones lógicas de la composición y estructuras al interior de la Tierra. Por otro lado, el rango de frecuencias utilizadas en la prospección magnetotelúrica comprende desde 10^{-4} hasta 10^4 Hz (Figura 10). Según Vozoff (1972) y Jiracek et al. (1995) las frecuencias superiores a 1 Hz se atribuyen a la actividad meteorológica terrestre y las frecuencias inferiores a 1 Hz se atribuyen a flujos de partículas cargadas en la magnetósfera ocasionados por la actividad solar. Las mediciones tomadas durante una tormenta eléctrica en las inmediaciones del sitio de medición no cumplen el criterio de onda plana, sin embargo cuando éstas ocurren a una distancia mayor que la longitud de onda máxima medida pueden ser tratadas como onda plana (Jiracek et al., 1995).

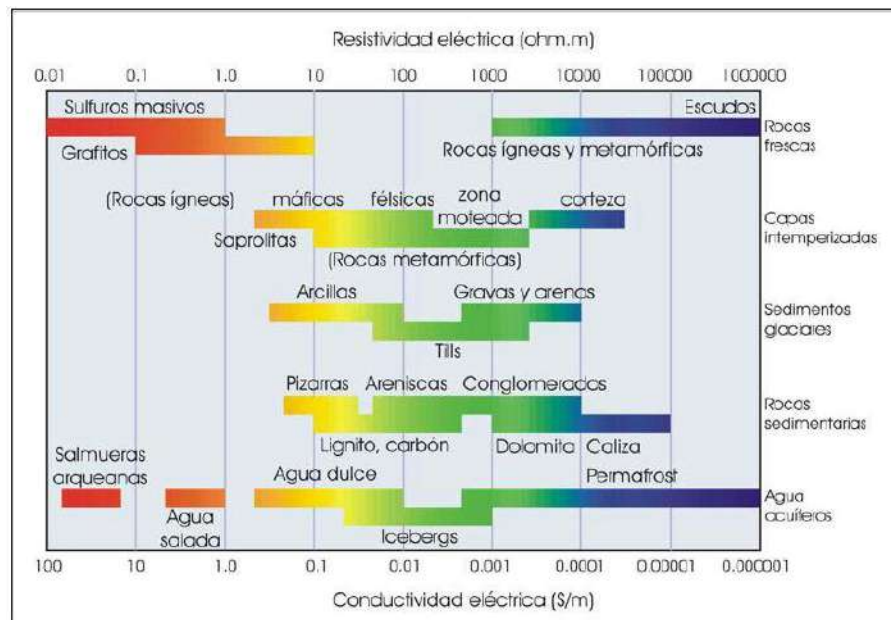


Figura 9. Distribución de las resistividades de algunos materiales terrestres. Palacky (1987) Adaptada por Arango (2005).

Los sondeos MT han sido ampliamente utilizados para estudios a profundidades de decenas de kilómetros, como la determinación de espesores de corteza o estudios de subducción (p.ej. Unsworth et al., 2004; Patro et al., 2005; Arzate et al., 1995, 2016; Brasse et al., 2002, 2009; Jödicke et al., 2006; Bai et al., 2010; Worzewski et al., 2011; Corbo et al., 2013), también para estudios de escala media, como la delimitación de cuencas sedimentarias (p.ej. Vozoff, 1972; Avşar et al., 2013); o en estudios someros con aplicación a la hidrogeología, geotermia, minería y geotecnia (p.ej. Smith y Frankcombe, 2006; Arango et al., 2008; Hill et al., 2015; Arzate et al., 2017).

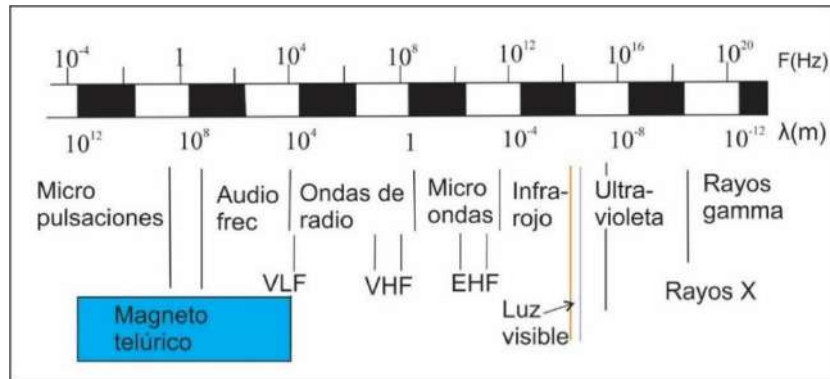


Figura 10. Rango de frecuencias del espectro electromagnético resaltando el rango de frecuencias del sondeo MT en azul. VLF = Frecuencias muy bajas, VHF = Frecuencias muy altas, EHF = frecuencias extremadamente altas. (Adaptado de Jiracek et al., 1995).

3.5 Sondeos MT

Debido a que la Tierra es un conductor natural y a que las variaciones del campo magnético terrestre inducen corrientes telúricas se puede medir el campo eléctrico inducido por éstas (Vozoff, 1972). Los sondeos MT están diseñados para medir tanto las variaciones del campo magnético como las corrientes inducidas en la Tierra. En una tierra uniforme o estratificada horizontalmente, la mayor parte del flujo de campo eléctrico y de campo magnético son prácticamente horizontales, independientemente de la dirección en que estos campos hayan entrado a la tierra, esto es debido al gran contraste de la conductividad del aire respecto al de la Tierra (Vozoff, 1972). Las componentes horizontales ortogonales del campo eléctrico se miden a partir de las diferencias de potencial (voltajes) entre 2 electrodos no polarizables en la superficie terrestre. El cociente de estos voltajes, dividido por la longitud de los dipolos (generalmente < 100 m), proporciona la variación de los campos e_x (N-S) y e_y (E-W) también variables en tiempo. Simultáneamente, se registran tres componentes perpendiculares de los campos magnéticos utilizando bobinas de inducción que dan como resultado las derivadas de los campos magnéticos en las direcciones x, y, z. Tras su integración, se obtienen los campos variables en tiempo h_x (N-S), h_y (E-W) y h_z (vertical) (Jiracek et al., 1995). Posteriormente, usando la transformada de Fourier, se pasan al dominio de las frecuencias (E_x , E_y , H_x , H_y , H_z). Estos campos no son independientes, sino que están relacionados linealmente entre sí mediante lo que se denomina el tensor de impedancia $\mathbf{Z}$ (Madden y Nelson, 1964; Swift, 1967; Lilley, 1976; Bahr, 1991). Una vez en el dominio de la frecuencia se obtienen los productos cruzados (*cross-powers* denominados así por Madden y Nelson, 1964) que representan múltiples mediciones de la

impedancia para una misma frecuencia, del cual se busca un valor característico de $\mathbf{Z}$ que no haya sido afectado por alguna perturbación local (p.ej. El paso de un vehículo cerca al lugar del sondeo o vibración de los cables por fuertes vientos). A $\mathbf{Z}$ se le conoce también como función de transferencia magnetotelúrica que relaciona linealmente las componentes ortogonales del campo eléctrico $\mathbf{E}$ con el campo magnético $\mathbf{H}$, mediante la ecuación:

$$\mathbf{E} = \mathbf{ZH} \quad \text{ó} \quad \begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \quad (16)$$

En donde los elementos del tensor de impedancia Z_{ij} son magnitudes complejas que tienen magnitud y fase. A partir de esta relación es posible definir la magnitud de la resistividad (Ecuación 17) así como de la fase (Ecuación 18), ambos son parámetros complementarios que proporcionan información de las propiedades eléctricas del subsuelo.

$$\rho_{ij}(\omega) = \frac{1}{\omega\mu} |Z_{ij}(\omega)|^2 \quad (17)$$

$$\varphi_{ij}(\omega) = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im } Z_{ij}(\omega)}{\text{Re } Z_{ij}(\omega)} \right) \quad (18)$$

Aparte del tensor de impedancias, otra función utilizada para la caracterización geoelectrica del subsuelo es la función de transferencia geomagnética o *tipper* que se estima a partir de la componente vertical del campo magnético H_z .

3.6 Función de transferencia geomagnética

La Función de transferencia geomagnética o *tipper*, definida en el dominio de la frecuencia, relaciona de manera lineal las componentes horizontales del campo magnético con su componente vertical (Marcuello et al., 2005) y está dada por:

$$H_z = AH_x + BH_y \quad \text{ó} \quad H_z = \begin{bmatrix} T_x & T_y \end{bmatrix} \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \quad (19)$$

La ecuación 19 es una ecuación compleja por lo que se puede separar en una parte real y otra imaginaria. En particular, la parte real del vector complejo $T = \begin{bmatrix} T_x & T_y \end{bmatrix}$ graficada sobre un mapa se conoce como vector de inducción, y la dirección en la que se alinea coincide con la dirección de

máximo gradiente de conductividad horizontal. Los mapas de vectores de inducción son muy útiles porque permiten detectar estructuras en el subsuelo ya que apuntan de manera normal hacia el conductor principal (convención de Parkinson) y su magnitud está relacionada a la cercanía o intensidad de dicho conductor. Por esta razón es una herramienta muy importante en la interpretación de datos MT que puede ser analizada independientemente del tensor de impedancia debido a que el plano de inducción del campo magnético vertical (H_z) es independiente, aunque complementario al del tensor de impedancia. La magnitud (I) y dirección (β) de los vectores de inducción se representan mediante las ecuaciones 20 y 21 respectivamente:

$$I_{\text{Re,Im}} = \left(\text{Re}(A)^2 + \text{Re}(B)^2 \right)^{1/2} \quad (20)$$

$$\beta_{\text{Re,Im}} = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Re}(B)}{\text{Re}(A)} \right) \quad (21)$$

En donde A y B corresponden a los coeficientes complejos de la ecuación (19). El cálculo de la magnitud y la dirección se puede realizar con los valores reales (Re) o con los valores imaginarios (Im). Como se mencionó anteriormente, la parte real proporciona más información geológica por estar asociado a la cercanía y magnitud de un conductor. Si no existieran cambios laterales en la conducción, la magnitud del vector en un rango específico de frecuencias sería 0, lo cual indicaría que se trataría de un medio 1D.

3.7 Fenómenos que alteran las funciones de respuesta magnetotelúrica

Arango (2005) menciona 2 factores que afectan la calidad de los datos adquiridos mediante el método MT: las distorsiones y las bandas muertas.

3.7.1 Distorsiones:

Las distorsiones son ocasionadas por heterogeneidades de escala diferente a la que se enfocan los objetivos de los estudios MT y son llamadas distorsiones inductivas (incluyendo ruido EM) y aquellas localizadas en la zona más superficial del subsuelo en contacto con los dipolos eléctricos que miden E , llamada distorsión galvánica. Las distorsiones galvánicas se deben a la acumulación de cargas en

las interfases de superficies de contacto entre diferentes litologías, diferentes grados de humedad, diferentes paleoambientes, etc., en las capas más superficiales. Este exceso de cargas se puede visualizar como un campo secundario constante que se suma al vector de campo primario (Jiracek, 1990) y que distorsiona principalmente al campo eléctrico. Para los casos 1D y 2D con uno de los ejes coincidente con el eje principal de la estructura, la curva de resistividad aparente (Ecuación 17) se desplazará verticalmente en un factor real y constante a lo largo de todo el intervalo de frecuencia, fenómeno denominado *static shift*, mientras que la fase (Ecuación 18) permanece inalterada, pues su valor no depende del campo eléctrico.

Para los casos 2D o 3D en el que ninguno de los ejes de medición coincide con la dirección de la estructura, la distorsión no tiene un efecto proporcional, sino que dependerá de la frecuencia por lo que las curvas de resistividad aparente se verán afectadas y no podrán corregirse de una forma simple. Las metodologías usadas para realizar la corrección por corrimiento estático son de diferente índole matemática, tales como filtro pasa-bajos (Torres-Verdín, 1992), promedio de sitios (Stermberg et al., 1988), cálculos teóricos por efectos topográficos (Jones, 1988), cálculos teóricos de cuerpos 3D cercanos a la superficie (Park et al., 1983), filtro de los efectos por corrimiento estático usando el modo transversal eléctrico (TE) (Gómez-Treviño et al., 2014), entre otros. Si existen mediciones de la resistividad a través de registros geofísicos de pozo, se puede corregir puntualmente el *static shift*. Utilizando la información que proporcionan los mapas geológicos, se puede hacer un estimativo de cuáles sitios deben ser corregidos y cuáles no. Lo ideal es realizar sondeos geofísicos cortos de inducción magnética en el dominio del tiempo (TEMs) coincidentes con los sondeos MT, a partir de los cuales es posible corregir punto a punto la resistividad de las curvas MT por el efecto del corrimiento estático. Los sondeos TEM proporcionan la resistividad del subsuelo superficial sin necesidad de conocer el campo eléctrico, el cual para su medición requiere contacto con el terreno a través de electrodos, que es la vía para la distorsión galvánica.

La distorsión inductiva se produce cuando las cargas acumuladas generan un campo magnético secundario que se superpone con el campo magnético regional, es dependiente de la frecuencia y suele ser de menor importancia que la distorsión galvánica (Zhang et al., 1993, en Arango, 2005). El efecto que la distorsión inductiva tiene sobre el tensor de impedancia puede estimarse a partir de un análisis de distorsión de los elementos del tensor de impedancia, ya sea a partir de su magnitud o de su fase.

3.7.2 Bandas muertas

En el espectro de las frecuencias del método MT (10^{-4} - 10^4 Hz) entre la frecuencia de 1 a 5 kHz y de 0.1 a 10 Hz la señal EM se ve profundamente afectada por una atenuación en la amplitud. En el primer caso se debe a interacciones destructivas en este rango de frecuencias a nivel atmosférico (García y Jones, 2002, en Arango 2005) y el segundo caso se atribuye a la dinámica de la fuente inductiva (McPherron, 2002, en Arango, 2005), es decir a la variación del plasma solar.

3.8 Análisis de los parámetros de distorsión y *strike* eléctrico

El origen de la distorsión electromagnética son los mismos fenómenos de inducción electromagnética, pero con características especiales. La causa de este fenómeno está relacionada con estructuras del subsuelo que funcionan como conductores o resistores, permitiendo o bloqueando el flujo de la electricidad generada por un campo magnético variable en el tiempo. Sin embargo, parte de la distorsión ocasionada al campo eléctrico debido a las cargas generadas en las heterogeneidades de conductividad cercanas a la superficie, también se puede deber a la topografía en el entorno del punto de medición (Jiracek, 1990). La herramienta para estudiar la dimensionalidad del subsuelo es a través del análisis de los parámetros de distorsión que emplean los invariantes del tensor para evaluar los 4 componentes complejos del tensor de impedancia y de sus fases asociadas (p.ej. Bahr, 1991; Caldwell, 2004).

El subsuelo por debajo de un sitio particular parece ser 1D para medidas de alta frecuencia. Con el incremento de la profundidad de penetración, una estructura con alta conductividad en la vecindad de un sitio podría generar una anomalía inductiva. A muy bajas frecuencias, el efecto de esa estructura en el tensor de impedancia puede ser considerado como una anomalía galvánica (Bahr, 1991). Por otro lado, Jiracek (1990), sugiere que cuando los periodos MT incrementan, los efectos inductivos producidos por las estructuras cercanas a la superficie decrecen, y eventualmente llegan a ser despreciables comparado con la respuesta inductiva producida por la estructura regional.

El *strike* regional es sin lugar a duda el parámetro más importante que se obtiene del análisis del tensor de impedancias, su resolución depende de la frecuencia (McNeise y Jones, 2001) y de la escala de las estructuras, y la dispersión del *strike* regional en función de la frecuencia es en sí misma una medida de distorsión 3D. Determinar un *strike* confiable no es una tarea sencilla ya que la

medida del tensor de impedancias tiene influencia de distorsiones galvánicas y errores experimentales, sin embargo, casi siempre es posible encontrar un *strike* o azimuth eléctrico que responda a la tectónica regional, aún en un rango de frecuencia limitado.

3.8.1 Dimensionalidad del medio:

El medio geológico desde una perspectiva del método MT puede ser considerado unidimensional (1D), bidimensional (2D) o tridimensional (3D) dependiendo de la complejidad estructural, distribución, extensión, escala y propiedades eléctricas del mismo. Determinar qué tipo de dimensión tiene el subsuelo es importante para la interpretación apropiada de los datos. Esta se puede determinar a partir del análisis del tensor de impedancia y/o el tensor de fase pues reflejan las condiciones del medio en función de la frecuencia y por lo tanto en función de la profundidad.

Si el medio es estratificado u homogéneo el tensor de impedancia se considera unidimensional o 1D porque se puede reducir a un solo valor de resistividad ρ_a y de fase φ_a que dependen solamente de variaciones verticales de la conductividad del subsuelo. Matricialmente se representa como:

$$Z_{1D} = \begin{bmatrix} 0 & Z_a \\ -Z_a & 0 \end{bmatrix} \quad (22)$$

En el caso bidimensional o 2D, que se puede ejemplificar con la presencia de una falla regional, el tensor de impedancia se representa a partir de la ecuación (23) cuando el sistema de referencia de las mediciones en el terreno coincide con el azimuth de la estructura regional. En este caso se definen 2 resistividades y 2 fases, una paralela y la otra perpendicular a la estructura regional definiendo así, dos modos de polarización de los campos: uno que define el flujo de corriente máxima (máxima conductividad) paralelo a la estructura regional conocido como modo transversal eléctrico (TE), y el otro, cuando el flujo magnético máximo es paralelo a la estructura, conocido como transversal magnético (TM).

$$Z_{2D} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ -Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} \quad (23)$$

Si el eje coordenado en el que fue realizado el sondeo no coincide con los ejes de la estructura 2D regional, el tensor de impedancia se puede girar aplicando un operador de rotación al tensor medido

(ecuaciones 24 y 25) en función del ángulo denominado azimut eléctrico (θ) de la estructura regional o *strike eléctrico* (Vozoff, 1991).

$$Z = RZR^T \quad (24)$$

En donde

$$R = \begin{bmatrix} \cos(\theta) & \sin(\theta) \\ -\sin(\theta) & \cos(\theta) \end{bmatrix} \quad (25)$$

La dirección hallada se asocia a la orientación preferencial del flujo eléctrico que frecuentemente determina la dirección de las estructuras geológicas principales debido a que son zonas de acumulación de flujo eléctrico, principalmente iónico, asociadas a mineralización penetrante o a la presencia de fluidos conductores. Este ángulo puede variar con la profundidad (frecuencia), debido a cambios en la estructura del subsuelo (Vozoff, 1991) por lo que su análisis puede ser utilizado para el estudio detallado de la estructura en función de la frecuencia. Sin embargo, en ausencia de complicación estructural mayor es casi siempre posible (excepto en los casos estrictamente 3D) definir un azimut para las estructuras regionales, incluso utilizando bandas discretas de frecuencias. Es entonces que en estas condiciones es posible utilizar un algoritmo EM 2D para interpretar el medio geológico (p.ej. Rodie y Mackie, 2001) en el rango de frecuencias para el cual está definido el azimut.

El caso estrictamente tridimensional (3D) del tensor de impedancia está definido cuando no es posible simplificar el tensor de impedancia a cualquiera de los casos anteriores a través de operadores de rotación u otras herramientas matemáticas. En este caso el tensor de impedancia está representado por:

$$Z_{3D} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \quad (26)$$

Hay ciertos invariantes del tensor de impedancia que, usando la parte real y la imaginaria, se pueden llegar a ciertos valores de referencia que permiten determinar la dimensionalidad del medio. Algunos trabajos que han propuesto el análisis de dimensionalidad a partir del tensor de impedancia y/o fase son: Swift (1967), Berdichevsky y Dmitriev (1976), Bahr (1988, 1991), Groom y Bailey (1989), Lilley (1998), Weaver et al. (2000); McNeise y Jones (2001), Caldwell et al. (2004) y otros. El tensor de fase Caldwell (2004) es inestable en condiciones de datos con ruido. Sin embargo, se puede utilizar la versión estable según se detalla en Muñiz et al. (2017).

Entre los métodos más utilizados se encuentra el método de Swift (1967) que es el más simple de interpretar de los mencionados anteriormente. Los métodos de Bahr (1988, 1991) y de Groom y Bailey (1989) han sido también utilizados por muchos autores desde el final de los años 80's y más recientemente el método de Weaver et al. (2000). Estos 4 métodos fueron utilizados en los datos adquiridos por lo que se describen a continuación.

3.8.2 Método de distorsión de Swift

El *skew* (ecuación 31) es uno de los parámetros de distorsión que se analizan en estudios MT y fue descrito por primera vez por Swift (1967). Este parámetro es una medida de la asimetría del tensor de impedancia por el efecto de la distorsión. Los elementos de la diagonal principal del tensor son usados para determinar la expresión para la anisotropía o *skew* (k) que describe la desviación de la distribución de la conductividad para un caso 2D “exacto” (Bahr, 1991). Para valores de $k < 0.1$, o valores de k muy grandes ($Z_{xx} \approx Z_{yy}$) el medio se caracteriza como 1D, para valores de $k < 0.3$ el medio se puede considerar 2D. Si los valores de k son mayores que 0.3 entonces el medio se puede considerar 2D o 3D en los rangos de frecuencia correspondientes.

3.8.3 Método de Bahr

Bahr (1988, 1991) parte del parámetro k (*skew*) (Ecn 31) para determinar la unidimensionalidad del medio. Aparte propone otros tres parámetros para caracterizar la dimensionalidad del tensor de impedancia: μ (ecn 32), η (Ecn 33), Σ (Ecn 34).

Considerando que:

$$S_1 = Z_{xx} + Z_{yy} \quad (27) ,$$

$$S_2 = Z_{xy} + Z_{yx} \quad (28) ,$$

$$D_1 = Z_{xx} - Z_{yy} \quad (29),$$

$$D_2 = Z_{xy} - Z_{yx} \quad (30),$$

entonces los parámetros de distorsión definidos por este autor se expresan como:

$$k = \frac{|S_1|}{|D_2|} \quad (31),$$

$$\mu = \frac{(|[D_1, S_2]| + |[S_1, D_2]|)^{1/2}}{|D_2|} \quad (32),$$

$$\eta = \frac{(|[D_1, S_2]| - |[S_1, D_2]|)^{1/2}}{|D_2|} \quad (33),$$

$$\Sigma = \frac{D_1^2 + S_2^2}{D_2^2} \quad (34).$$

En donde μ es un parámetro invariante ante las rotaciones relacionado con la diferencia de fases en el tensor de impedancias. Por un lado μ es inestable si k posee valores cercanos a cero, y por el otro, si μ es cercano a cero, el medio se puede considerar homogéneo (1D). El parámetro η es nombrado por Bahr (1988) como *skew regional*. η es igualmente invariante ante rotaciones e indica cuando un conjunto de datos puede ser interpretado bajo un modelo de superposición, en otras palabras, indica si los datos pueden ser atribuidos a una distorsión causada por una pequeña anomalía local, o si está asociada con una verdadera estructura regional 3D (Weaver et al., 2001). Esta ecuación es inestable para valores de μ cercanos a cero. Si $\eta < 0.3$, se considera que el medio puede ser 1D o 2D, para valores mayores se considera que el medio es 3D.

El último parámetro rotacional invariante descrito por Bahr (1991) es Σ . Si este parámetro es mayor a 0.1 el medio se considera 2D, de lo contrario, se considera 1D. En la Tabla 1 tomada de Corbo (2013), se muestran los parámetros propuestos por Bahr (1988, 1991) sintetizado en 5 casos y su interpretación en cuanto a la dimensionalidad del medio.

Tabla 1. Criterios de Bahr de dimensionalidad del medio (Corbo, 2013)

Caso	Parámetro de Bahr	Dimensionalidad
Caso 1	$k < 0.1, \mu \approx 0, \Sigma < 0.1$	1D
Caso 2	$k < 0.1, \Sigma > 0.1$	2D
Caso 3	$k > 0.1, \mu = 0$	3D/1D, estructura regional 1D y un cuerpo superficial y local 3D
Caso 4	$k > 0.1, \mu \neq 0, \eta < 0.1$	3D/2D, estructura regional 2D y un cuerpo superficial y local 3D
Caso 5	$k > 0.1, \mu \neq 0, \eta > 0.3$	3D

Para determinar el *strike* o azimuth regional, Bahr (1991) propone la ecuación (35). Esta ecuación es inestable para valores de $\mu \approx 0$, ya que este valor está indicando un modelo menos complejo. En

general, el cálculo del azimut regional posee una ambigüedad de 90° por lo cual es necesario contar con información complementaria, como la relacionada a la orientación de las principales estructuras, las alineaciones geológicas o gradientes aero-magnéticos y gravimétricos, entre otros.

$$\tan(2\theta) = \frac{[S_1, S_2] - [D_1, D_2]}{[S_1, D_1] + [S_2, D_2]} \quad (35)$$

3.8.4 Método de Groom y Bailey (1989)

El propósito de la metodología propuesta por Groom y Bailey (1989) (GB), es realizar una descomposición que separe los parámetros de distorsión locales de los regionales. Para ello se supone que la estructura regional es 2D y que una estructura local causa distorsión galvánica de los campos eléctricos, mientras que el campo magnético no es perturbado. Cualquier desviación de este modelo se define como distorsión EM, que como parte de la interpretación requiere ser evaluada indirectamente de esta forma. Para este propósito el tensor de impedancia se define en términos de tres operadores de distorsión (**T**, **S**, y **A**) y el de rotación (**R**) como un producto tensorial de la siguiente manera:

$$\mathbf{Z}_m = g \mathbf{R} \mathbf{T} \mathbf{S} \mathbf{A} \mathbf{Z}_2 \mathbf{R}^T \quad (36),$$

donde $\mathbf{Z}_m$ es el tensor de impedancia medido, g es un escalar que determina la ganancia de sitio, **T** es el tensor de giro o *twist*, **S** es el tensor de cizalla, y **A** es el tensor de anisotropía. En esta expresión **R** el tensor de rotación y con el exponente T significa su transpuesta y su función es proporcionar el azimut regional.

El tensor de giro, *twist*, mide la distorsión del campo eléctrico regional en sentido de las manecillas del reloj a partir del ángulo de $\phi_t = \tan^{-1} t$, mientras que el tensor de cizalla desarrolla anisotropía sobre un eje que divide en dos partes iguales el sistema principal regional, rotando un vector en el eje x, en sentido horario, y un vector en el eje y, en sentido anti-horario un ángulo equivalente a $\phi_e = \tan^{-1} e$. Para una cizalla donde e es igual a 1 o -1 (cizalla de $\pm 45^\circ$) el campo eléctrico llega a ser totalmente polarizado, y la información acerca del subsuelo puede ser obtenida solamente en la dirección del campo eléctrico polarizado (que podría no ser la dirección del *strike*).

Teniendo en cuenta lo anterior, y absorbiendo g y **A** en $\mathbf{Z}_2$, el tensor de impedancia de Groom y Bailey (GB) se puede expresar como:

$$\mathbf{Z}_m = \mathbf{R} \mathbf{T} \mathbf{S} \mathbf{Z}_2 \mathbf{R}^T = \begin{bmatrix} \cos \theta & -\sin \theta \\ \sin \theta & \cos \theta \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 1-te & e-t \\ e+t & 1+te \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 0 & A \\ -B & 0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \cos \theta & \sin \theta \\ -\sin \theta & \cos \theta \end{bmatrix} \quad (37)$$

Que representa un sistema de 8 ecuaciones con 7 incógnitas: los dos descriptores de la distorsión telúrica, el twist (t) y la cizalla (e), el *strike* regional (θ), y las dos impedancias regionales complejas, A y B (Z_{xy} y Z_{yx} respectivamente) que consisten en dos partes reales y dos imaginarias). El sistema se resuelve minimizando el χ^2 , o por medio de ajuste de mínimos cuadrados. Algunos coeficientes definidos en la descomposición de GB son:

$$\alpha_0 = Z_{xx} + Z_{yy} \quad (38)$$

$$\alpha_1 = Z_{xy} + Z_{yx} \quad (39)$$

$$\alpha_2 = Z_{yx} - Z_{xy} \quad (40)$$

$$\alpha_3 = Z_{xx} - Z_{yy} \quad (41)$$

$$\alpha_0 = t\sigma + e\delta \quad (42)$$

$$\alpha_1 = (\delta - e\sigma)\cos 2\theta - (t\delta + e\sigma)\sin 2\theta \quad (43)$$

$$\alpha_2 = -\sigma + e\delta \quad (44)$$

$$\alpha_1 = -(t\delta + e\sigma)\cos 2\theta - (\delta - e\sigma)\sin 2\theta \quad (45)$$

$$\sigma = A + B \quad (46)$$

$$\delta = A - B \quad (47)$$

El *strike* es encontrado minimizando la diagonal del tensor de impedancia. Este mínimo según McNeise y Jones (2001) es:

$$\theta' = \theta + \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{t\delta + e\sigma}{\delta - e\sigma} \right) \quad (48)$$

Y en términos de los parámetros definidos se observa que el *skew* de Swift está dado por:

$$\Gamma = \left| \frac{\alpha_0}{\alpha_2} \right| \quad (49)$$

Para un medio isotrópico, en donde A es similar a B , se tiene que $\delta = 0$ y

$$\Gamma = t = \tan \varphi_t \quad (50)$$

Si la anisotropía de Z_2 es extrema, $A \gg B$, entonces $\delta \approx \sigma$, y

$$\Gamma = \frac{t+e}{1-et} = \tan(\varphi_t + \varphi_e) \quad (51)$$

A partir de estas expresiones se define un ángulo *skew* γ , como la $\tan^{-1} \Gamma$. Este ángulo es un estimado aproximado de la magnitud de los ángulos del *twist* y de cizalla. Si Z_2 es altamente anisotrópica entonces $\delta = \sigma$, y α_3 puede ser cero seleccionando

$$\theta' = \theta + \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{t+e}{1-et} \right) = \theta + \frac{1}{2} \gamma = \theta + \frac{1}{2} (\varphi_t + \varphi_e) \quad (52)$$

Para un caso isotrópico $\delta \approx 0$, $t \neq 0$, α_3 puede ser cero seleccionando

$$\theta' = \theta + \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{1}{t} \right) = \theta \pm \frac{\pi}{4} \pm \frac{1}{2} (\varphi_t) \quad (53)$$

Si el medio es 1D o 2D, el modelo podría mantenerse hasta las bajas frecuencias, reduciendo la tarea de encontrar el límite de la frecuencia superior para la cual la distorsión empieza a jugar un papel importante en la distorsión y los parámetros de distorsión llegan a ser independientes de la frecuencia (McNeice y Jones, 2001).

McNeice y Jones (2001) propone una extensión del método de Groom y Bailey (1989) donde en vez de evaluar frecuencia por frecuencia y sitio por sitio (que consume mucho tiempo) evalúa de una manera global para un rango de frecuencias y un número determinado de sitios el *strike* más apropiado y los parámetros de distorsión. Estos autores asumen de entrada un modelo 3-D/2-D. Aparte, mencionan que la descomposición falla cuando el ángulo de cizalla es cercano a 45° o cuando la suma de distorsión anisotrópica (s) y la anisotropía regional es cercana a 1. Estos autores concluyen que se pueden llegar a mejores resultados empleando esta técnica, que si se hace como originalmente lo había planteado Groom y Bailey (1989). Por otra parte, desarrollos recientes permiten obtener tanto el *strike* como las impedancias utilizando fórmulas sencillas, según se detalla en Gómez-Treviño et al. (2014) y en Muñiz et al. (2017).

3.8.5 Método de Weaver (WAL)

Otro de los métodos de distorsión utilizado en esta tesis fue el de Weaver et al. (2000). Estos autores redefinen el tensor de impedancia como $\mathbf{Z} = \mu_0 \mathbf{M}$, donde μ_0 es la permeabilidad magnética en el

vacío ($4\pi \times 10^{-7}$ [H/m]) y M el tensor de impedancia medido. La ecuación lineal que relaciona el campo magnético con el eléctrico queda entonces:

$$\begin{bmatrix} e_1 \\ e_2 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} M_{11} & M_{12} \\ M_{21} & M_{22} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} b_1 \\ b_2 \end{bmatrix} \quad (54)$$

Estos autores proponen 7 invariantes para estudiar la dimensionalidad del medio, además proponen diferentes ecuaciones para obtener el *strike* eléctrico (Tabla 2). Para llegar a los invariantes, y al *strike* proponen el siguiente conjunto de ecuaciones complejas a resolver:

$$\zeta_1 = \xi_1 + i\eta_1 = (M_{11} + M_{22})/2 \quad (55)$$

$$\zeta_2 = \xi_2 + i\eta_2 = (M_{12} + M_{21})/2 \quad (56)$$

$$\zeta_3 = \xi_3 + i\eta_3 = (M_{11} - M_{22})/2 \quad (57)$$

$$\zeta_4 = \xi_4 + i\eta_4 = (M_{12} - M_{21})/2 \quad (58)$$

$$d_{ij} = \frac{\xi_i \eta_j - \xi_j \eta_i}{I_1 I_2} \quad (i, j=1-4) \quad (59)$$

$$Q = [(d_{12} - d_{34})^2 + (d_{13} - d_{24})^2]^{0.5} \quad (60)$$

Tabla 2. Resumen de los invariantes de Weaver. Adaptada de Weaver et al. (2000)

Invariantes	Casos	Dimensionalidad	Strike
$I_1 = (\xi_1^2 + \xi_4^2)^{\frac{1}{2}}$ $I_2 = (\eta_1^2 + \eta_4^2)^{\frac{1}{2}}$ $I_3 = \frac{(\xi_2^2 + \xi_3^2)^{\frac{1}{2}}}{I_1}$ $I_4 = \frac{(\eta_2^2 + \eta_3^2)^{\frac{1}{2}}}{I_2}$ $I_5 = \frac{\xi_4 \eta_1 + \xi_1 \eta_4}{I_1 I_2}$ $I_6 = \frac{\xi_4 \eta_1 - \xi_1 \eta_4}{I_1 I_2}$ $I_7 = \frac{d_{41} - d_{23}}{Q}$	$I_3=I_4=I_5=I_6=0$	1D	No aplica
	I_3 o $I_4 \neq 0$, $I_5=I_6=0$, I_7 o $Q=0$ ($\xi_4 \neq 0$ y $\eta_4 \neq 0$)	2D	$tg2\theta = -\frac{\xi_3}{\xi_2} = -\frac{\eta_3}{\eta_2}$ (*)
	I_3 o $I_4 \neq 0$, $I_5 \neq 0$, $I_6=I_7=0$	3D/2D, distorsión galvánica 2D, solo <i>Twist</i> (tensor de giro).	$tg2\theta = -\frac{d_{12} - d_{34}}{d_{13} + d_{24}}$
	I_3 o $I_4 \neq 0$, $I_5 \neq 0$, $I_6=Q=0$	3D/1D2D, distorsión galvánica sobre una estructura 1D o 2D	No aplica
	I_3 o $I_4 \neq 0$, $I_5=I_6=0$, I_7 o $Q=0$ ($\xi_4=0$ y $\eta_4=0$)	3D/1D2Ddiag, distorsión galvánica sobre una estructura 1D o 2D, en la diagonal del tensor MT.	No aplica
	I_3 o $I_4 \neq 0$, $I_5 \neq 0$, $I_6 \neq 0$, $I_7=0$	3D/2D, distorsión galvánica sobre estructura 2D.	$tg2\theta = -\frac{d_{12} - d_{34}}{d_{13} + d_{24}}$
	$I_7 \neq 0$	3D	No aplica

(*) Para el caso particular donde $\xi_4=0$, el ángulo de rotación es: $\text{tg}2\theta = -\frac{\xi_2}{\xi_3} = -\frac{\eta_2}{\eta_3}$ (61)

3.9 Procedimiento de campo

El equipo para realizar las mediciones en campo consiste en dos pares de electrodos impolarizables para medir las dos componentes horizontales del campo eléctrico, 3 sensores magnéticos para medir las tres componentes del campo magnético, y una estación registradora que contiene amplificadores, filtros y una computadora que permite controlar la adquisición de datos. Un arreglo típico se muestra en la Figura 11. Los dipolos eléctricos deben tener de 50 a 100 m de longitud, preferiblemente orientados N-S y E-W que define el sistema de referencia del tensor de impedancia. Con la finalidad de mejorar el contacto con el suelo, los electrodos se entierran a unos 30 -50 cm de la superficie y se cubren con un lodo húmedo usando agua, bentonita y tierra. Un quinto electrodo es localizado en el centro del arreglo que funciona como descarga a tierra para proteger el instrumento y para la calibración del instrumento. La bobina encargada de medir el campo H_x se ubica N-S, la del campo H_y se ubica E-W y la del campo H_z se ubica de manera vertical; para todos los casos se debe asegurar que estén niveladas y con un error mínimo en la orientación. Estas bobinas deben ser enterradas para evitar perturbaciones por movimientos y cambios de la temperatura durante la medición. Los cables deben ir a ras del suelo y se debe verificar que exista un buen contacto en las conexiones.

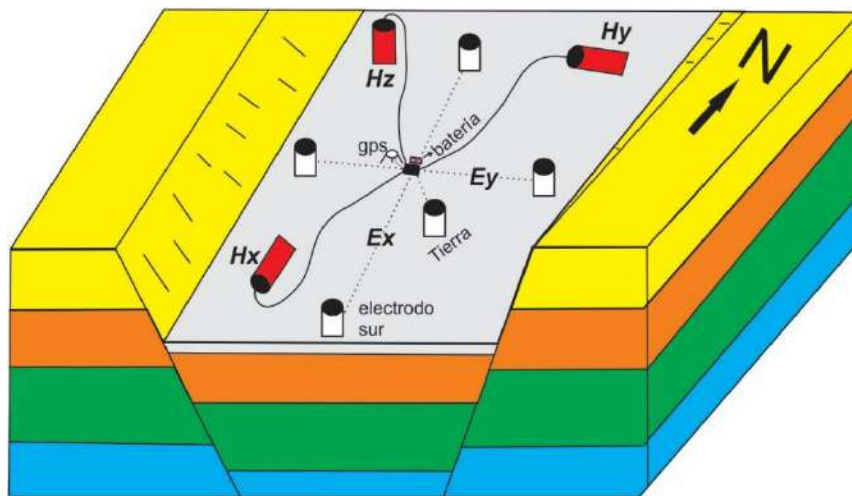


Figura 11. Arreglo MT en campo. Los cilindros rojos representan las bobinas y los blancos son los electrodos. En el centro del arreglo se ubica la estación registradora.

La duración de la medición depende de la profundidad que se quiera alcanzar y la precisión deseada. Si se desea recolectar muestras estadísticamente representativas a frecuencias bajas, el instrumento debe medir mayor tiempo. Previo a la medición del sondeo se debe realizar una calibración tanto del instrumento como de los sensores magnéticos lejos del ruido electromagnético cultural. Esta calibración arroja unos archivos que son usados posteriormente en el procesamiento para sustraer la respuesta del equipo a la función de transferencia Z .

3.10 Procesamiento de datos MT

El procesamiento de las series de tiempo e_x , e_y , h_x , h_y , y h_z se lleva a cabo a partir de la transformación al dominio de frecuencia mediante la transformada de Fourier para cada sondeo y posteriormente se estiman los productos cruzados de las componentes H_x y E_y y entre las componentes H_y y E_x . Consecutivamente, a partir de las ecuaciones 17 y 18 se calculan las curvas de resistividad y de fase. Debido a que la calidad de la señal registrada puede presentar variaciones por cambios principalmente en la magnitud asociada a ruido (p.ej. paso de vehículos y personas cerca al sitio) o a un intervalo de baja amplitud de la señal, es necesario corregir los productos cruzados para cada una de las frecuencias registradas. Después de esta primera corrección, se obtiene un archivo estándar de extensión *edi* listo para ser introducido en un programa de interpretación. Este proceso se realiza para todos y cada uno de los sondeos medidos, que en nuestro caso consistió en un conjunto de 24 sondeos.

A continuación, se debe girar el set de datos al *strike* regional encontrado a partir del análisis de distorsión, para determinado rango de frecuencias. Cuando esta rotación se hace frecuencia a frecuencia, se denomina rotación a ejes principales. De lo anterior, se obtienen dos curvas de resistividad y dos de fases, correspondientes a la dirección de la estructura principal y a una dirección perpendicular a esta. Para el caso de un medio unidimensional las curvas de resistividad y de fase coinciden.

Antes de realizar la inversión de los datos, se recomienda realizar un suavizado al set de datos, mediante metodologías como D+ propuesta por Beamish y Travassos (1992) o la de Sutarno y Vozzof (1991) que buscan un ajuste consistente con la resistividad y la fase. Adicionalmente, se debe realizar la corrección por corrimiento estático como se describió en el capítulo de distorsión.

Finalmente, una vez realizado el ajuste de las curvas y las correcciones pertinentes, se pueden obtener los modelos invertidos para cada sondeo (1D) o varios sondeos simultáneamente (2D, 3D).

3.10.1 Inversión de datos

La inversión de los sondeos electromagnéticos no genera una única solución, pero inevitablemente un modelo único es buscado para la interpretación, de preferencia debe ser simple y suavizado tanto como sea posible con la finalidad de evitar sobre-interpretaciones de los datos y eliminar discontinuidades arbitrarias en un modelo estratificado simple (Constable et al., 1987).

En el método MT se busca encontrar un modelo en función de la resistividad de las estructuras geológicas que sea consistente con las medidas de la resistividad aparente y de la fase para un rango de frecuencias (Corbo, 2013). La inversión de los datos puede ser 1D, 2D y 3D dependiendo de los resultados obtenidos en el análisis de dimensionalidad.

3.10.1.1 Inversión unidimensional

A partir de los datos de resistividad y fase en función de la frecuencia, lo que busca la inversión unidimensional es obtener la resistividad en función de la profundidad. Se puede invertir cada uno de los modos de polarización independientemente (TE y TM) para el modelo suavizado (D+ o Sutarno) o para el modelo observado. Si las curvas presentan tendencias similares y no están muy separadas se puede usar el determinante de Z (ecuación que arroja un valor promedio representativo de ambas curvas).

$$Z_{\det} = \sqrt{Z_{xx}Z_{yy} - Z_{xy}Z_{yx}} \quad (62)$$

Posteriormente lo que se busca, es ajustar un modelo de capas donde se asocia un valor de resistividad respecto al espesor de cada capa. Un escalamiento logarítmico de la profundidad es el que mejor se ajusta a los datos como lo había señalado Smith y Booker (1988).

Son muchos los modelos que se ajustan a una misma curva. Información preliminar como pozos, sondeos geofísicos complementarios y cortes geológicos son indispensables para eliminar la ambigüedad de los modelos. La inversión se puede realizar tomando en cuenta los esquemas de

inversión de Occam propuesta en Constable et al. (1987) y/o la inversión de Bostick (1977). Cada ajuste que se realice va a tener un error asociado, y entre más se intenta minimizar el error, hay un incremento sustancial en la rugosidad, solo para mejorar un poco el ajuste (Constable et al., 1987). También se puede utilizar una versión estable de la inversión de Bostick basada en promedios espaciales de la conductividad del subsuelo (Gómez-Treviño, 1996).

3.10.1.2 Inversión bidimensional

El objetivo de una inversión bidimensional es obtener la distribución de la resistividad en corte transversal del subsuelo en función de la profundidad. Se han desarrollado varias metodologías para obtener modelos suavizados (p. ej. Groot-Hedlin y Constable, 1990; Smith y Booker, 1991; Rodi y Mackie, 2001) y modelos con límites agudos (p. ej. deGroot-Hedlin y Constable, 2004). Similar a la inversión unidimensional, múltiples modelos conductivos se pueden ajustar a los datos, pero gran parte de la incertidumbre se puede reducir teniendo conocimiento a priori de la geología de la zona (deGroot-Hedlin y Constable, 1990).

Winglink[®] uno de los programas más utilizados para realizar inversiones de datos MT y que fue empleado para la presente tesis, posee dos rutinas diferentes desarrolladas por Rodi y Mackie (2001) y son: *Inversión de modelo suavizado*, que realiza la regularización de la ecuación de Tikhonov (Tikhonov et al., 1977) mediante el método de gradientes conjugados no lineales; y una rutina de *inversión de un modelo con límites agudos*, basada en la inversión de datos por interfaces discretas. Para ambas rutinas se supone que la inversión se va a realizar perpendicular a la dirección principal del campo eléctrico. Por esta razón es importante estimar el azimut de la estructura regional y rotar la impedancia al sistema de referencia definido por las estructuras principales. En este programa se tiene la oportunidad de invertir cada modo de polarización y sus fases asociadas independientemente o conjuntamente, además, se puede adicionar información relacionada al *tipper*, o solo realizar la inversión del *tipper*.

Lo primero que se hace es sobre-parametrizar el modelo, esto se hace dividiendo el modelo en un número de bloques mayor que los grados de libertad de los datos, pero esto puede suprimir estructuras importantes (deGroot-Hedlin y Constable, 1990). Así, el subsuelo es parametrizado por una grilla de prismas rectangulares, cada uno teniendo una conductividad uniforme. Los prismas suelen tener una distribución uniforme, pero con la profundidad estos suelen ser más extensos. Los

bloques individuales son hechos más pequeños que la resolución de los datos y la localización de los límites de los bloques no afecta el modelo final (deGroot-Hedlin y Constable, 1990).

4 ESTUDIO MAGNETOTELÚRICO EN EL PUNTO TRIPLE DE GUADALAJARA

Al occidente de México solamente se ha llevado a cabo un levantamiento Magnetotelúrico (MT) regional (Corbo et al., 2013) cuyo objetivo consistió en caracterizar la subducción de la placa Rivera y sus fluidos asociados a lo largo de 2 perfiles regionales orientados NE-SW al occidente del bloque Jalisco. Cerca al punto triple de Guadalajara este sería el primer estudio MT donde se realizaron dos perfiles MT que alcanzaron una profundidad de investigación de 50 km.

Uno de los perfiles cruza al graben norte de Colima (Perfil SAY) y el otro cruza al semigraben de Zacoalco (perfil ZAC). El perfil SAY contiene 14 estaciones (1 compartida con el perfil ZAC), alineadas con un azimut de 107° ($N73^{\circ}W$), comprendiendo una longitud de 76 km, partiendo al oeste desde un punto cercano a Tapalpa, Jalisco, hasta un punto al este cercano a Mazamitla, Jalisco. El espaciamiento de las estaciones no es regular y varía de 2.5 km hasta 12 km. Las estaciones más cercanas fueron localizadas en la depresión topográfica de la laguna de Sayula (Figura 3, Figura 6). En general las estaciones fueron distribuidas en un rango de altitud de 1345 a 2702 msnm (Tabla 3). El perfil ZAC está conformado por 11 estaciones, alineadas con un rumbo de 35° ($N35^{\circ}E$), abarcando una extensión de 50 km, iniciando al sur con la estación que comparte con el perfil SAY, cerca de Tapalpa, Jalisco, pasando cerca de Zacoalco en su parte media, hasta Tlajomulco de Zúñiga al norte. Similar al perfil SAY, sus estaciones no están uniformemente distribuidas, comprendiendo espaciamientos que van desde 2.5 km hasta 8 km. Las estaciones con mayor espaciamiento se encuentran en la sierra de Tapalpa, mientras que las más cercanas, se hallan en las depresiones que conforman el GZ (Figura 3). En cuanto a la diferencia topográfica entre las estaciones, estas van desde 1351 a 2442 msnm (Tabla 4).

A continuación, se abordará cronológicamente las actividades llevadas a cabo desde la adquisición hasta la obtención de los modelos 1D y 2D (Figura 12), haciendo énfasis en los procedimientos efectuados en los programas implementados en esta tesis.

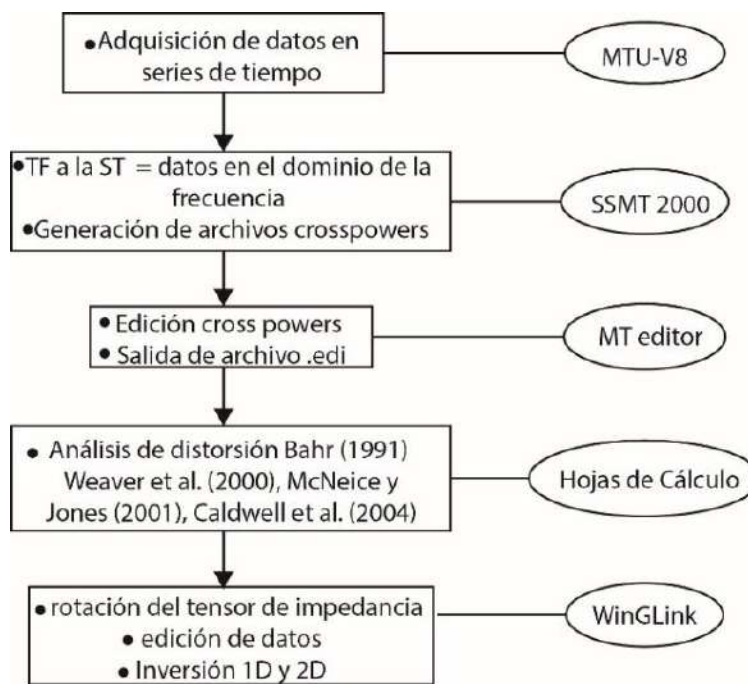


Figura 12. Diagrama de flujo sintetizando las actividades abordadas para el procesamiento los datos MT. A la derecha, en óvalos se indica el programa usado para obtener dichos resultados.

4.1 Adquisición de datos

En una campaña de campo del 12 al 19 de marzo del 2017 se realizaron 24 sondeos MT, con un tiempo de medida entre 15 a 26 horas, en promedio de 18 horas (Tabla 3 y Tabla 4). Para tal fin, se usaron 4 equipos del laboratorio de Exploración Geofísica del Centro de Geociencias de la UNAM (CGEO), tres receptores MTU-2000 y uno V8, fabricados por Phoenix LTD en Canadá.

La longitud del arreglo de los dipolos fue de 50 m, en cruz (ver Figura 11), consistentes con el norte magnético, excepto para un sondeo (SAY08), que por dificultades topográficas se tuvo que girar el arreglo. Las bobinas magnéticas se ubicaron a 45° de los ejes definidos por los dipolos, como se señala en Figura 11.

Tabla 3. Sondeos del perfil SAY. En la columna de ruido, 1 es poco ruidoso y 5 es muy ruidoso.

Sondeo	Inicio sondeo	Fin sondeo	Duración hrs	CoorX	CoorY	Elev (msnm)	Ruido
SAY01	13 03 01:16	13 03 15:44	14.46	-103.66034	20.03619	2702	2
SAY02	14 03 21:32	15 03 23:41	26.14	-103.62193	20.02794	1738	3
SAY03	12 03 21:48	13 03 15:10	17.37	-103.57348	20.02114	1365	3
SAY04	16 03 01:22	16 03 15:37	14.26	-103.54607	20.00436	1345	4
SAY05	12 03 17:38	13 03 15:55	22.28	-103.50473	20.00081	1357	1
SAY06	15 03 00:54	15 03 15:03	14.15	-103.46518	20.00000	1580	2
SAY07	13 03 21:05	14 03 15:18	18.21	-103.43609	19.99436	1670	3
SAY08	14 03 00:38	14 03 16:42	16.07	-103.38230	19.94959	2020	3
SAY9	13 03 19:16	14 03 20:55	25.64	-103.30723	19.96011	2221	2
SAY 10	14 03 19:42	15 03 17:50	22.15	-103.23201	19.92967	2289	2
SAY 11	13 03 21:44	14 03 16:44	19.00	-103.17679	19.92661	1868	2
SAY 12	15 03 21:55	16 03 17:39	19.74	-103.07423	19.86903	1724	5
SAY 13	15 03 20:13	16 03 19:46	23.54	-103.01723	19.88361	2234	2

Tabla 4. Sondeos del perfil ZAC. En la columna de ruido, 1 es poco ruidoso y 5 es muy ruidoso.

Sondeo	Inicio sondeo	Fin sondeo	Duración hrs	CoorX	CoorY	Elev (msnm)	Ruido
ZAC01	17 03 20:41	18 03 15:41	18.82	-103.72026	20.05594	2358	1
ZAC02	17 03 18:28	18 03 16:29	22.00	-103.68879	20.11178	2442	3
ZAC03	18 03 19:55	19 03 14:44	18.82	-103.64815	20.15861	2206	3
ZAC04	17 03 00:21	17 03 14:58	14.61	-103.60482	20.21972	1635	2
ZAC05	18 03 23:29	19 03 15:22	15.88	-103.56001	20.24744	1354	3
ZAC06	18 03 21:44	19 03 14:43	16.98	-103.54365	20.29003	1353	3
ZAC07	18 03 19:32	19 03 14:15	18.71	-103.54165	20.32850	1351	3
ZAC08	16 03 22:25	17 03 15:40	17.25	-103.51271	20.33300	1581	2
ZAC09	17 03 18:44	18 03 16:45	22.01	-103.50710	20.36361	1561	2
ZAC10	16 03 18:50	17 03 19:15	24.41	-103.48982	20.37919	1579	4
ZAC11	17 03 23:01	18 03 15:34	16.54	-103.45365	20.42347	1643	3

Al momento de programar el equipo central, se deben tener en cuenta algunos parámetros y filtros que se deben fijar manualmente según las condiciones de ruido de la estación. A continuación se mencionan y sintetizan los tipos de parámetros y los rangos recomendados en el manual de Phoenix y como fueron empleados en la adquisición de los datos para el presente trabajo.

4.1.1 Parámetros de control de calidad

4.1.1.1 Ganancia

El ajuste de ganancia depende de las condiciones locales de ruido y potencia de la señal. Lo ideal, es establecer ganancias altas sin que se saturen las mediciones. Por esta razón, cuando se estuvo cerca de zonas urbanas y con cableado eléctrico, se establecieron ganancias bajas, en cambio, en zonas aisladas del ruido antrópico se establecieron ganancias de normales a altas.

Tabla 5. Factores de ganancia de canal y potencia de la señal (Tomada de manual Phoenix Geophysics)

Ganancias	Potencia máxima de la señal
Bajas (0.25)	10,0V
Normales (1)	2,5V
Altas (4)	0,6V
Muy altas (16)	0,15V

4.1.1.2 Procesos de filtrado y acoplamiento

Fueron creados con la finalidad de reducir efectos de ruido y el cambio estático. Aparte de mejorar la relación señal-ruido, ayudan a evitar la aparición de mediciones saturadas provocadas por señales que superen el rango dinámico del instrumento.

4.1.1.2.1 Filtro paso bajo

La elección del tipo de filtro depende de la resistencia de contacto de los dipolos. A mayor resistencia de los dipolos, más débil es el filtro que se debe usar. En campo, para cada sondeo, se medía la resistencia con un multímetro para identificar el tipo de filtro adecuado. Debido a la mezcla de agua, tierra y bentonita, generalmente se obtuvieron resistencias inferiores a 1.5 Kohm. El filtro paso bajo se estableció siguiendo el criterio que se muestra en la Tabla 6.

Tabla 6. Selección del filtro pasa bajos según la resistencia de los dipolos. (Tomada de manual Phoenix Geophysics)

Filtro pasa bajos	Resistencia
0	la más débil
1	>3.0 kohm
2	<3.0 kohm
3	>1.0 kohm
4	<0.5 kohm

4.1.1.2.2 Filtro de frecuencia de la línea CA

Este parámetro se modifica según la frecuencia de la línea eléctrica local (50 o 60 Hz) y se encarga de reducir el ruido proveniente de la red eléctrica. Para nuestro caso, la red eléctrica para el territorio mexicano es de 60 Hz.

4.1.1.2.3 Parámetros de acoplamiento

Cuando se selecciona el acoplamiento AC, el equipo emplea un filtro de paso alto con una frecuencia de corte de 2 Hz que elimina la polarización instantánea del dipolo. Dado que la potencia de la señal aumenta con la longitud de onda, esta configuración permite adquirir frecuencias más bajas sin saturar los canales de entrada. Por otro lado, el acoplamiento AC se usa cuando el voltaje de la corriente continua es muy bajo (<20 mV) y las longitudes de onda objetivo sean > 1000 s. Para nuestro caso siempre se usó acoplamiento AC.

4.1.2 Parámetro de muestreo

4.1.2.1 Segmento de tiempo (time slot):

Se define un valor entre 0 y 3600 s para el muestreo periódico. Para el presente trabajo se recolectaron sondeos con segmentos de tiempo de 60 s, 45 s, 30 s, 20 s y 1 s. Con valores de 60 s el archivo reducía significativamente el tamaño, debido a que el muestreo era menor, por otro lado, con un valor de 1 s, el archivo era más robusto, pero por alguna razón, se perdía información entre las frecuencias de 20 Hz a 5 Hz. Debido a esto, se estuvo variando este parámetro, de tal manera que se encontrara un valor óptimo, que no afectara al muestreo y se recolectaran los datos en todas

las frecuencias. El valor de 20 s mostró buenos resultados, pero incluso se podría disminuir aún más. Un problema que se presentó al variar el parámetro de muestreo fue que no se pudo realizar el proceso de referencia remota. Para realizar este procesamiento es necesario que los sondeos presenten los mismos segmentos de tiempo.

4.1.2.2 Bandas de frecuencia:

Los instrumentos Phoenix para mediciones MT, adquieren los datos en 3 bandas de frecuencias (3, 4 y 5). Las frecuencias más bajas se muestrean en forma continua y las bandas con frecuencias más altas sólo se muestrean periódicamente. La banda 3 abarca frecuencias de hasta 1000 Hz y se muestrea a 2.4 kHz. Es la banda intermedia entre los sondeos AMT y MT. Al comienzo de cada segmento de tiempo, se pueden capturar hasta dos grabaciones de ese tipo. La banda 4 abarca frecuencias de hasta 60 Hz y se muestrea a 150 Hz. Al comienzo de cada segmento de tiempo, se pueden capturar hasta 16 grabaciones de ese tipo. La banda 5 abarca frecuencias de hasta 6 Hz y se muestrea a 15 Hz.

4.2 Procesamiento robusto

El programa SSMT2000 de Phoenix, lee los archivos de la serie de tiempo adquirida, los archivos de calibración y los archivos de parámetros de sitio. En una etapa intermedia en este programa se obtienen los coeficientes de Fourier, que son reprocesados usando un “reprocesamiento robusto” para obtener los archivos que contienen múltiples productos cruzados (*Cross-Powers*) para cada frecuencia analizada.

Antes de iniciar con el procesamiento, se verifican los parámetros de sitio que son: Los datos de sondeo (nombre, compañía, coordenadas, elevación, fecha), nivel de las baterías, temperatura, voltajes de corriente (AC y DC), códigos de las bobinas magnéticas, declinación magnética (7° según el IGRF para la zona estudiada), longitud de los dipolos (50 m), azimut del arreglo (por si se tuvo que rotar, generalmente 0°).

En la parte final, en el “reprocesamiento” de los parámetros de Fourier para obtener los productos cruzados se realizan los siguientes procesos:

- Seleccionar el tipo de referencia de los canales, canales locales de E y H, o canales de referencia remota E o H. en nuestro caso se seleccionó canales locales de H.
- Seleccionar el rango de frecuencias para ser procesadas. En nuestro caso, se seleccionaron todas las frecuencias aplicables.
- Modificación de los parámetros robustos: coherencia y varianza de la resistividad. Estos procesos reducen el tamaño de las barras de error y suavizan las curvas en las gráficas de resistividad aparente. La coherencia solo se usa cuando se hace referencia remota y procesa solo datos coherentes para ambos sondeos. La varianza de la resistividad se refiere a una segunda etapa del procesamiento de coherencia que compara los resultados telúricos y magnéticos desde la primera etapa, y selecciona los datos donde estos resultados son coherentes.
- Escoger el número de productos cruzados (PC): la máxima cantidad de PC es de 100 para cada frecuencia de cada sondeo, para este trabajo se usaron 80 PC/frecuencia.
- Se puede asignar un peso según la varianza de la resistividad (mayor peso para errores menores) o por la coherencia (mayor peso si hay buena coherencia entre los canales de E y H). Por otro lado, se puede aplicar un factor de corte para darle un factor de peso de cero a cierto valor de los productos cruzados que sea inferior al valor de corte. En nuestro caso se manejó un factor de corte de 0.1.
- Existe un proceso avanzado, que rota el tensor de impedancia antes de obtener los PC. La rotación del tensor de impedancia en nuestro caso se hizo en un paso posterior.

4.2.1 Edición de los PC

Del programa SSMT2000 salen varios archivos que han sido procesados para diferentes rangos de frecuencias. En el programa MT editor de Phoenix, se pueden unir los datos de mejor calidad para los diferentes rangos de frecuencia. En el área de solapamiento entre dos archivos, se generan el doble de productos cruzados, además, para bajas frecuencias, el número de PC disminuye. Con la finalidad de mejorar la calidad de los datos, se examinan los PC de cada frecuencia eliminando los datos de baja calidad. Una vez editados los PC se obtienen unos datos de resistividad y fase más consistentes. Finalmente se exporta el archivo *' .edi'*, que se puede emplear en cualquier programa de interpretación, para nuestro caso se usó WinGLink®.

4.3 Análisis de distorsión y cálculo del *strike* eléctrico

Como se mencionó anteriormente en el capítulo 3 hay diferentes metodologías que a partir del análisis del tensor de impedancia permiten hacer un estimativo de la dimensionalidad del medio. Para esta tesis se realizó el análisis de distorsión y *strike* eléctrico empleando las metodologías de Swift (1967), Bahr (1988, 1991), Weaver et al. (2000) y de McNeise y Jones (2001).

Swift (1967) establece un parámetro llamado *skew* relacionado con la asimetría del tensor de impedancia. Este parámetro permite establecer si el medio es 1D, 2D o 2D y/o 3D. Por otro lado, Bahr (1989, 1991) propone una clasificación de la dimensionalidad del medio teniendo en cuenta además la superposición de una estructura 3D sobre una 1D y/o 2D, agrupando así 5 casos diferentes de distorsión: 1D, 2D, 3D/1D, 3D/2D, 3D. Weaver et al. (2000) propone 8 casos, con rangos muy cerrados, cuyos invariantes pueden ser equivalentes con los de Bahr.

Para entender la distribución de la dimensionalidad mediante los criterios de Swift y Bahr a lo largo de los perfiles SAY y ZAC, se realizaron dos esquemas tridimensionales mostrados en la Figura 13, y además se realizó una interpolación 2D con el método de mínima curvatura para los perfiles SAY y ZAC (Figura 14).

El medio para el perfil SAY posee una distribución alargada de la dimensionalidad, siendo 5 sondeos (de 14) que muestran un comportamiento 3D y son: SAY01, SAY03, SAY08, SAY09 y SAY11. Al oeste para frecuencias alrededor de -2.5 (LogF) el perfil SAY exhibe un comportamiento 1D + 2D mientras que, para este mismo rango de frecuencias al este, presenta un comportamiento principalmente 3D. Una distribución horizontal de la dimensionalidad es expuesta en el perfil ZAC, donde para Log(F) por encima de cero presenta un comportamiento principalmente 1D+2D, en cambio, por debajo de esta frecuencia pasa a ser 3D. Una estructura 3D alargada verticalmente es observada en los sondeos ZAC07 y ZAC08.

En general, con la metodología de Bahr, se obtuvieron resultados levemente más conservadores, es decir, el área 1D + 2D, es un poco menor que el área 1D + 2D obtenida con el método de Swift, pero en general, presentan una distribución muy similar. Los sondeos que muestran un comportamiento 3D para altas y bajas frecuencias no corresponden a los sondeos más ruidosos (ver Tabla 3 y Tabla 4).

Los parámetros de Weaver et al. (2000) mostraron principalmente un comportamiento tridimensional para los rangos propuestos para los determinantes de este autor (Tabla 2). En este trabajo, se optó por modificar ligeramente estos rangos, adicionando un valor de 0.2 (en vez del 0.1 que propone Weaver et al., 2000) para cada rango con la finalidad de desenmascarar áreas con comportamientos 2D. Si se aumenta el valor de este rango, más áreas 3D pasan a ser 2D (en comparación con la fórmula original), pero en este trabajo se optó por hacer una ligera modificación conservando un valor muy cercano al propuesto por Weaver et al. (2000). Según los resultados obtenidos con esta metodología, el carácter unidimensional no existe en ninguno de los sondeos, pero en cambio el carácter bidimensional fue un poco consistente con el obtenido con Bahr. Los sondeos que mostraron un comportamiento bidimensional para frecuencias altas ($>1\text{Hz}$) son: ZAC01, ZAC02, ZAC04, ZAC05, ZAC06, ZAC09, ZAC10, ZAC11, para el perfil ZAC; y SAY02, SAY06, SAY09, SAY10, SAY13, para el perfil SAY.

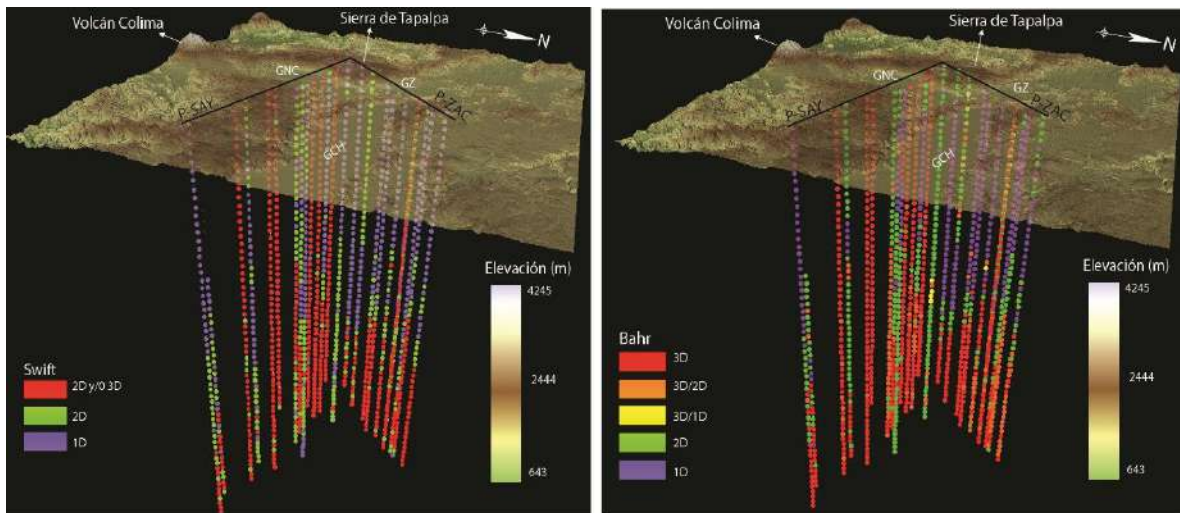


Figura 13. Esquema 3D mostrando la distribución de la dimensionalidad del medio según los criterios de Swift y Bahr.

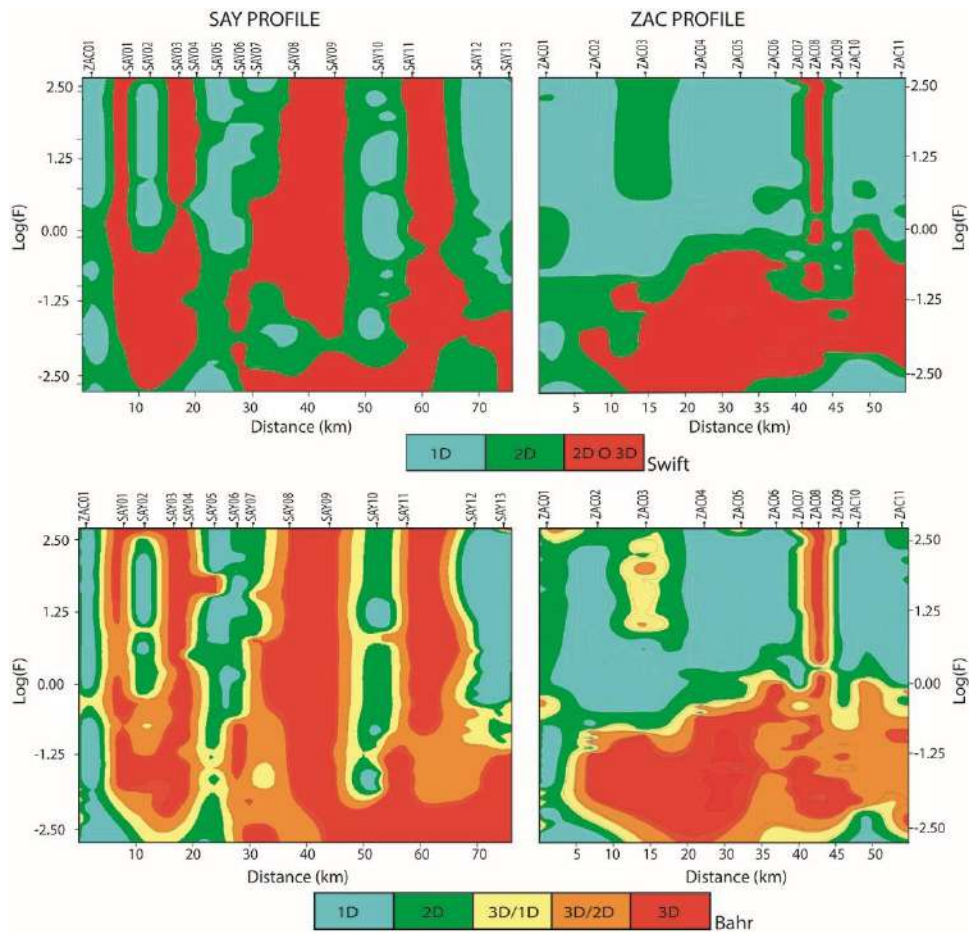


Figura 14. Dimensionalidad del medio según los criterios de Swift y de Bahr interpolados con mínima curvatura.

Como se mencionó anteriormente, uno de los resultados más importantes del análisis de distorsión, es obtener el *strike* eléctrico. En la Tabla 7 y la Tabla 8 se resumen los resultados obtenidos para cada uno de los perfiles (SAY y ZAC) con la metodología de McNeise y Jones (2001), Bahr (1988) y Weaver et al. (2000), para diferentes rangos de frecuencias. El *strike* obtenido con la metodología de Bahr (Ecuación 35) fue idéntico al obtenido con la metodología de Weaver et al. (2000) usando la ecuación para el cálculo del *strike* de un medio 3D/2D (Tabla 2). Como información complementaria, para visualizar la distribución del *strike* eléctrico para cada uno de los rangos de frecuencias propuestos se realizaron diagramas de rosas para cada intervalo de frecuencias (Figura 15).

El *strike* calculado con el método de McNeise y Jones (2001) para cada rango de frecuencias, difiere hasta 38° del *strike* calculado con el método de Bahr para el perfil SAY y hasta 48° para el perfil ZAC. Aunque existen estas discrepancias para cada rango, cuando se toma todo el intervalo en conjunto se obtienen valores que difieren 9° para el perfil de Sayula y 19° para el perfil de Zacoalco (Tabla 7

y Tabla 8). El perfil SAY para frecuencias altas, muestra una clara concordancia con las estructuras del GNC, pero para frecuencias <1 Hz se muestra una tendencia NW (o NE por incertidumbre $\pm 90^\circ$). En cambio, el perfil ZAC, presenta orientación hacia el NW (NE por incertidumbre de $\pm 90^\circ$) en todo el rango de frecuencias.

Tabla 7. Strike calculado para el perfil SAY teniendo en cuenta diferentes frecuencias y autores.

Periodo (s)	Frecuencia (Hz)	Strike McNeise	Strike Bahr-WAL
0.003-0.1	320-10	36° (-54°)	-2° (88°)
0.1-1	10-1	5° (-85°)	2° (-88°)
1-10	1-0.1	-55° (35°)	-26° (64°)
10-500	0.1-0.002	-40° (50°)	-29° (61°)
0.003-500	350-0.002	4° (-86°)	-5° (85°)

Tabla 8. Strike calculado para el perfil ZAC teniendo en cuenta diferentes frecuencias y autores.

Periodo (s)	Frecuencia (Hz)	Strike McNeise	Strike Bahr-WAL
0.003-0.1	320-10	-72° (18°)	-50° (40°)
0.1-1	10-1	-61° (29°)	-48° (42°)
1-10	1-0.1	-100° (-10°)	-52° (38°)
10-1000	0.1-0.001	-63° (27°)	-37° (53°)
0.003-1000	350-0.001	-67° (23°)	-48° (42°)

4.3.1 Vectores de inducción

Información complementaria y valiosa del *strike* eléctrico, es obtenida mediante los vectores de inducción a partir de información proporcionada por el *tipper*. La dirección de estos vectores suele ser perpendicular a los principales conductores y su magnitud va a estar asociada a la cercanía de dicho conductor. En la Figura 16 se muestran los vectores de inducción para diferentes rangos de frecuencias. Los vectores de inducción para las frecuencias más altas son más pequeños porque no han alcanzado la influencia de las estructuras regionales, en cambio, para las frecuencias más bajas, se tuvo que cambiar la escala de los vectores debido a la gran magnitud que estos presentaban. Debido a la incertidumbre de 180° de la de dirección de estos vectores de inducción, estos se superpusieron al mapa estructural para establecer las direcciones más concordantes respecto a las fallas regionales (Figura 16). En general los vectores de inducción apuntan a las principales estructuras, permitiendo corroborar la existencia de algunas de ellas, especialmente aquellas asociadas a los escarpes principales del graben norte de Colima y del semigraben de Zacoalco.

Debido a la baja magnitud de los vectores de inducción para los sondeos del perfil SAY, la dimensionalidad 3D alargada mostrada en la Figura 14 podría estar asociada más bien a ruido al momento de la medición que a estructuras geológicas verticales, considerándose entonces que el medio es preferencialmente 2D.

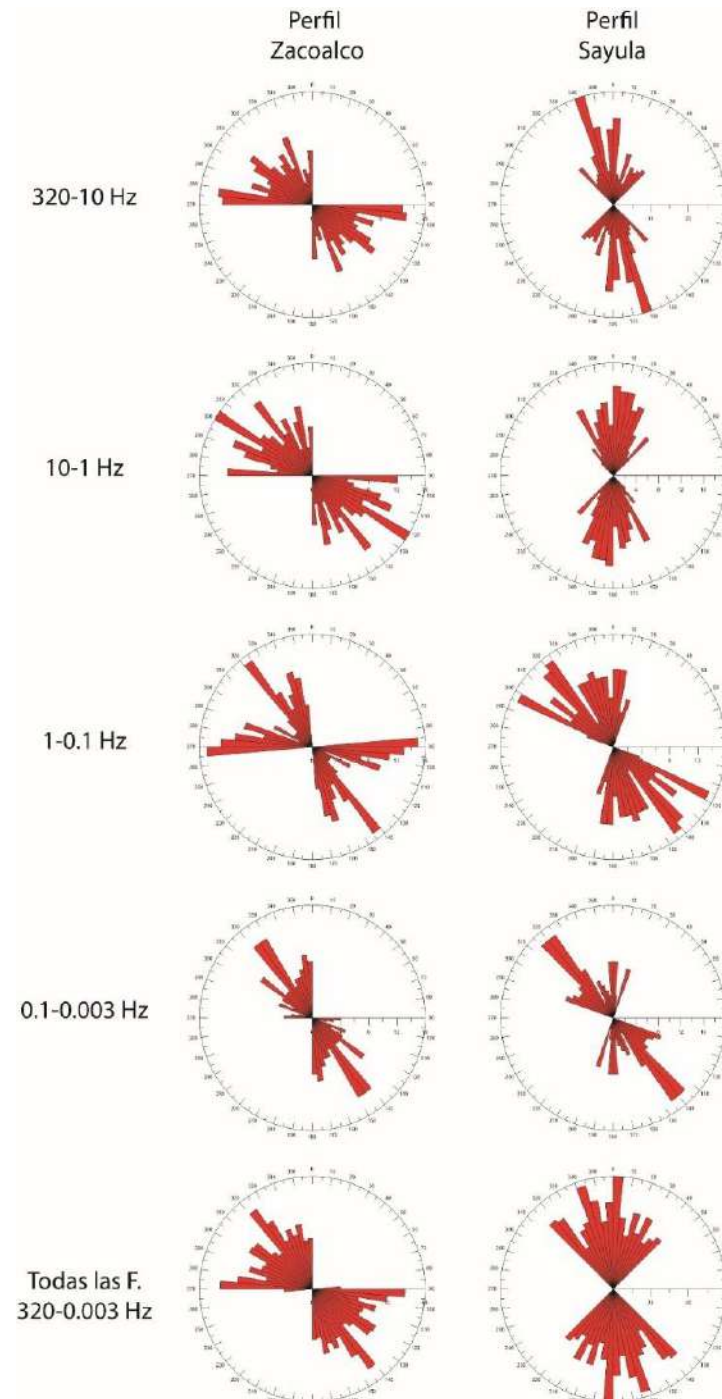


Figura 15. Diagrama de rosas del strike eléctrico para los perfiles ZAC y SAY para diferentes rangos de frecuencia. Para obtener los valores correspondientes a la incertidumbre bastaría con rotarlos $\pm 90^\circ$.

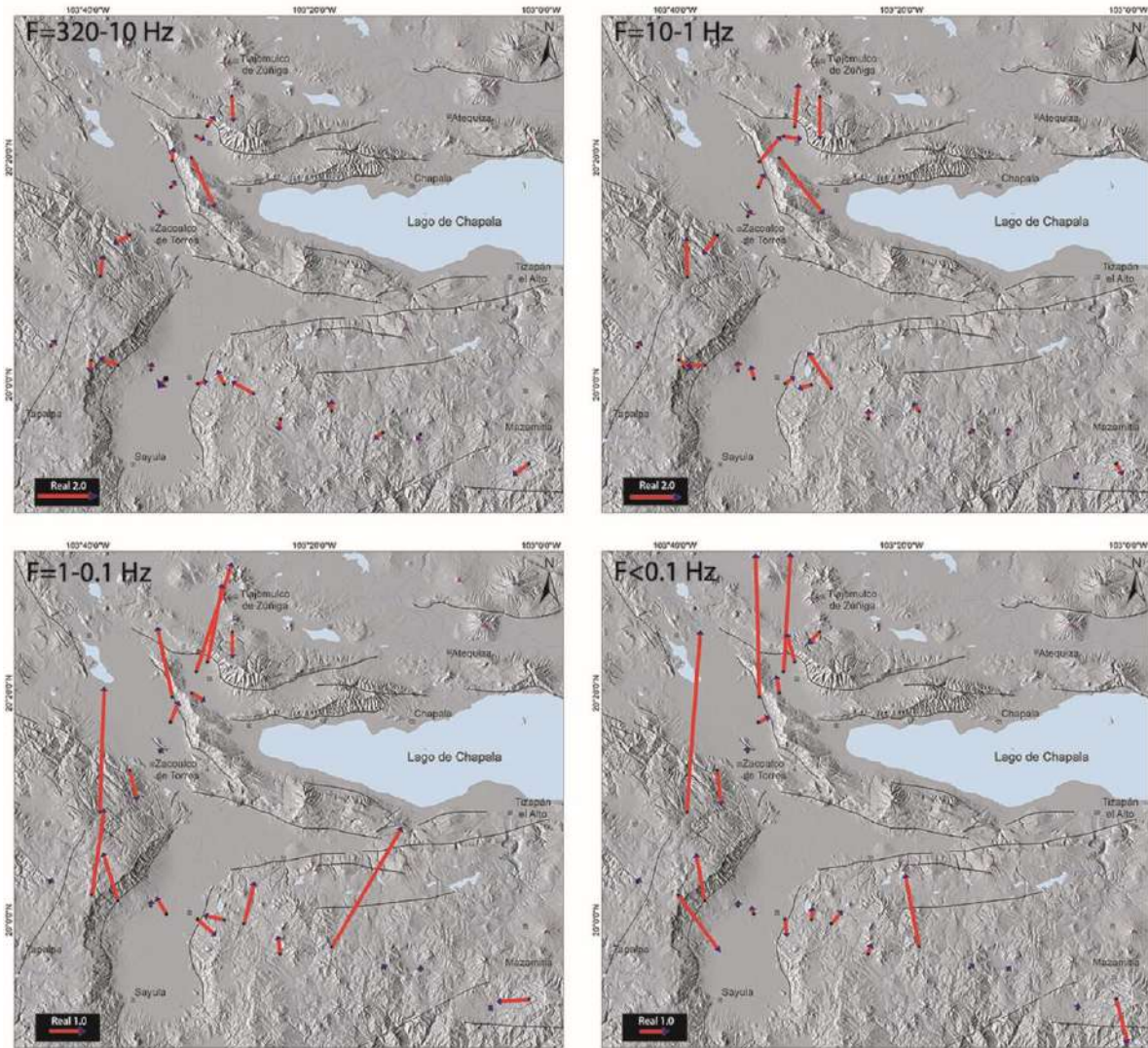


Figura 16. Vectores de inducción (parte real) para diferentes rangos de frecuencias.

4.3.2 Rotación

Teniendo en cuenta el análisis del *strike* eléctrico, los vectores de inducción y la orientación de las principales estructuras superficiales se propusieron 3 direcciones para ser evaluadas. Para el perfil SAY se proponen los azimuts 0° , 15° y a ejes principales. Por otro lado, para el perfil ZAC se proponen los azimuts -50° , -67° y a ejes principales.

4.3.2.1 Perfil SAY

El ángulo de 0° es un valor que se ajusta bien a los valores encontrados con McNeise (4°) y Bahr (-5°). El ángulo de 15° fue seleccionado debido a la orientación de las fallas que limitan el escarpe del GNC. Aparte de estos ángulos, también se tomó en cuenta la rotación a ejes principales, que consiste en girar el tensor de impedancia a un ángulo correspondiente al *strike*, pero no para un rango de frecuencias, sino para cada frecuencia en específico, minimizando los valores de la diagonal principal del tensor de impedancia.

Luego de hacer repetidos análisis examinando la rotación se concluyó que los sondeos del perfil SAY no proporcionan diferencias significativas al rotarse 15° y se optó por hacer los análisis subsiguientes con el perfil sin rotar (0°). También se hizo un análisis rotando los sondeos a -30° que corresponde al *strike* más profundo, pero los datos se distorsionaron significativamente y además para la inversión 2D no cumpliría con el principio de perpendicularidad ya que se encontraría casi paralelo a la orientación del perfil.

4.3.2.2 Perfil ZAC

Se seleccionó un *strike* de -50° que es consistente con el resultado obtenido con la metodología de Bahr y con la orientación preferencial de algunas estructuras superficiales (Figura 3). -67° fue el ángulo del *strike* regional encontrado con la metodología de McNeise y también coincide con la orientación de algunas estructuras superficiales. No se encontraron diferencias significativas en los sondeos rotados por estas dos metodologías por lo que se optó por seleccionar el *strike* encontrado con la metodología de Bahr ya que se tuvo mayor cercanía con los datos al realizar el análisis manualmente. De igual manera que los sondeos del perfil SAY, los sondeos del perfil ZAC fueron rotados a los ejes principales para comparar los resultados.

4.4 Curva Suavizada

Para cada sondeo se realizó una curva suavizada con el método D+ de Beamish y Travassos (1992). Este método busca ajustar de manera simultánea las fases y las resistividades. Se debe establecer

un error en el ajuste para cada curva. Los valores que mejor se ajustaron fueron de 10% en la resistividad y 10% en la fase. Para algunos casos, hubo pequeñas variaciones con la finalidad de tener un mejor ajuste. Un ejemplo de la curva suavizada se muestra en la Figura 17.

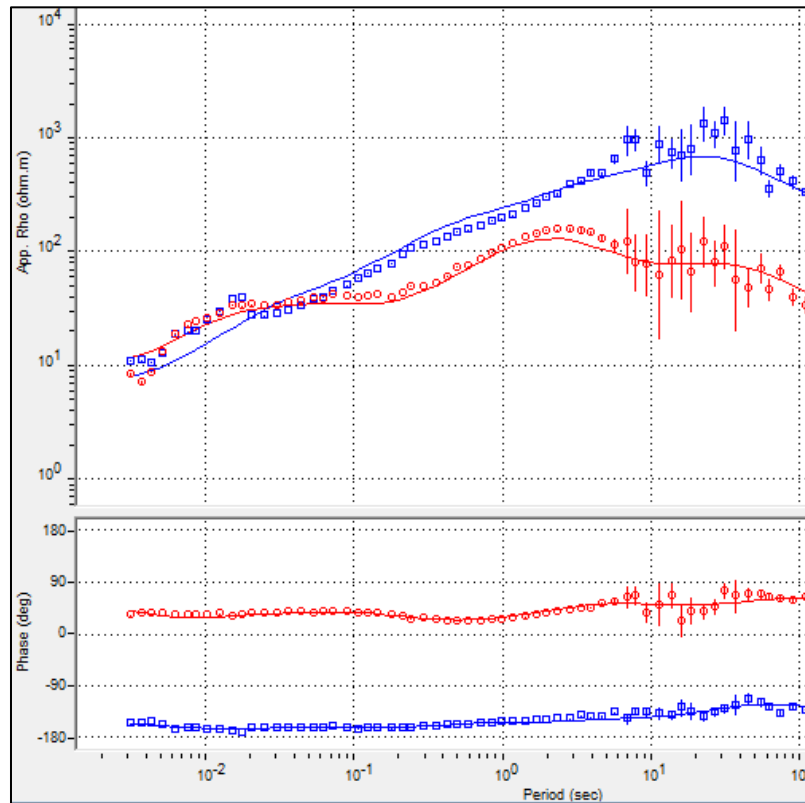


Figura 17. Ejemplo de la curva de ajuste suavizada del sondeo ZAC01. En la parte superior se muestra el ajuste de la resistividad y en la parte inferior de la fase.

4.5 Static Shift

Se implementó la técnica de Stermberg et al. (1988), que consiste en analizar la resistividad promedio de los sondeos para las frecuencias altas. Para verificar esto, se graficaron conjuntamente los datos de 2 sitios (Figura 18) cuyas características geológicas son similares: Sitio 1, Sierra de Tapalpa y sierra al este de la depresión de Sayula (sondeos: ZAC01, ZAC02, ZAC03, ZAC04, ZAC11 SAY01, SAY02, SAY06, SAY07, SAY08, SAY09, SAY10, SAY11, SAY12, SAY13); sitio 2, sondeos ubicados en las depresiones topográficas (SAY03, SAY04, SAY5, ZAC05, ZAC06, ZAC07, ZAC08, ZAC09, ZAC10).

Los valores promedios de resistividad para las frecuencias más altas son muy similares para los modos TE y TM, indicando que el flujo eléctrico no está polarizado en una dirección. Para el sitio 1,

donde se tiene en superficie rocas volcánicas alteradas y fracturadas, se seleccionó una resistividad promedio de 12 ohm-m. Para el sitio 2, cuya geología superficial corresponde a sedimentos lacustres y fluviales, la resistividad seleccionada fue de 2 ohm-m. Teniendo en cuenta estos valores, finalmente se procedió a ajustar las curvas de resistividad vs frecuencia a los valores hallados.

4.6 Inversión unidimensional

Se realizaron los modelos unidimensionales a partir del ajuste suavizado de los datos tomando en cuenta el promedio de las curvas usando el determinante de Z (ecuación 62). Para cada sondeo, se realizó el modelo de Bostick (Bostick, 1977), occam (Constable et al., 1987) y un modelo interpretado (Figura 19). Posteriormente, empleando los resultados obtenidos de la inversión con el algoritmo de Occam se realizó una interpolación para el perfil SAY y para el perfil ZAC (Figura 20).

El perfil SAY presenta 5 cuerpos resistivos (>3000 ohm-m), dos en el oeste del perfil y otros 3 al este del perfil. Los del oeste son más alargados y profundos llegando hasta 30 km de profundidad. Los 3 cuerpos del este llegan cuando mucho a 20 km de profundidad. Por debajo de estos cuerpos resistivos aparece una corteza inferior con resistividades alrededor de 100 ohm-m. Dos franjas con resistividades inferiores a 100 ohm-m atraviesan toda la corteza, una al oeste del perfil, cerca de los sondeos ZAC1 y SAY1, y el otro en la parte media del perfil cerca del sondeo SAY6. El primer par de kilómetros se caracteriza por presentar resistividades < 200 ohm-m.

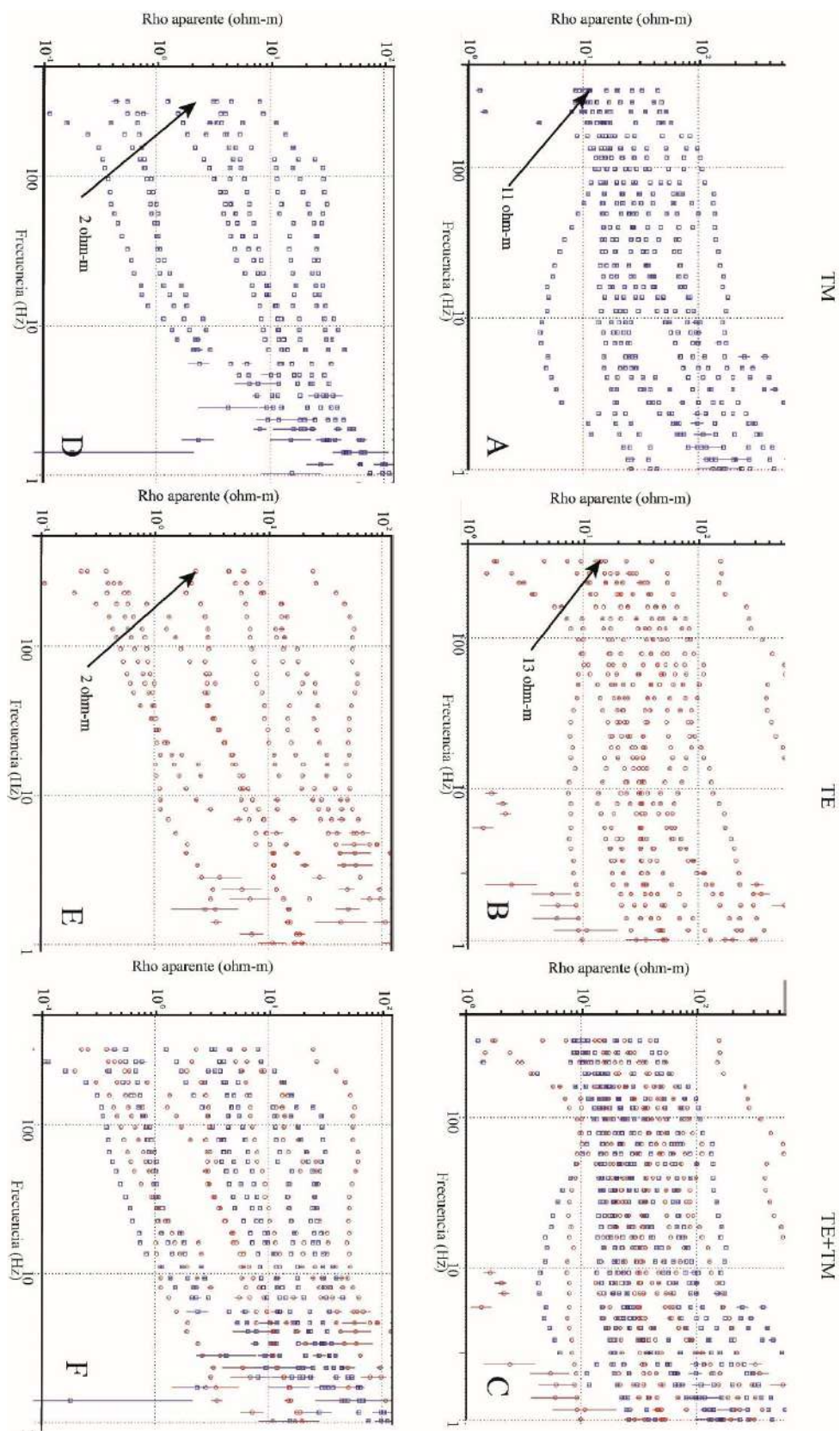


Figura 18. Curvas de resistividad vs periodo superpuestas para evaluar el corrimiento estático. A) Sierra de Tapalpa y sierra al este de la laguna de Sayula. B) Zonas bajas cercanas a los lagos.

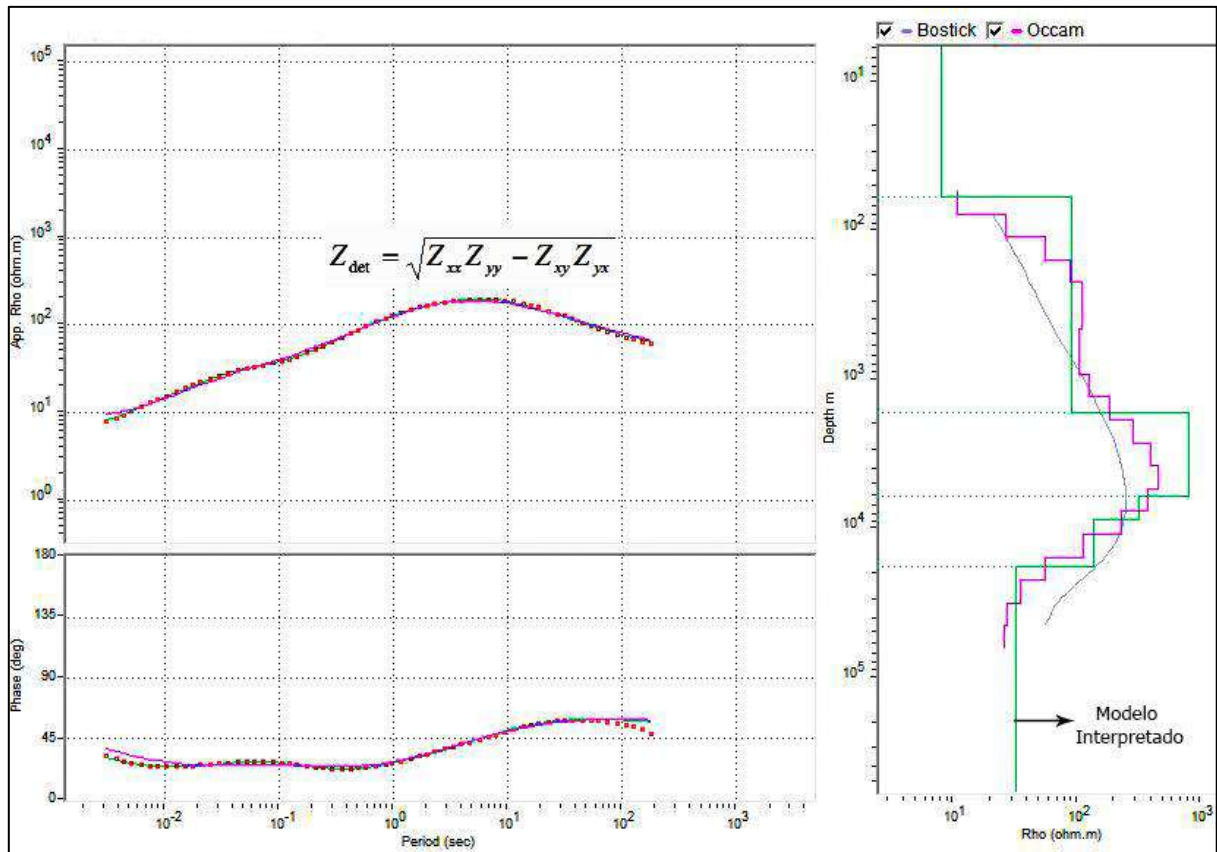


Figura 19. Ejemplo de la inversión unidimensional para el sondeo ZAC01.

El perfil ZAC cuenta con 3 cuerpos resistivos (>3000 ohm-m). El cuerpo resistivo del sur llega a una profundidad de 30 km y posee forma de cono. El cuerpo resistivo de la parte media del perfil llega a una profundidad de 20 km e igualmente es más ancho en su parte superior, y finalmente, el cuerpo resistivo del este va hasta 40 km de profundidad y posee una forma rectangular. Estos cuerpos resistivos son subyacidos por zonas con resistividades inferiores a 500 ohm-m. De las zonas menos resistivas se resalta la que está al sur del perfil, en el sondeo ZAC01 atravesando toda la corteza. Otra zona interesante, es aquella que se encuentra por debajo del sondeo ZAC04 y va desde 10 km a 50 km de profundidad.

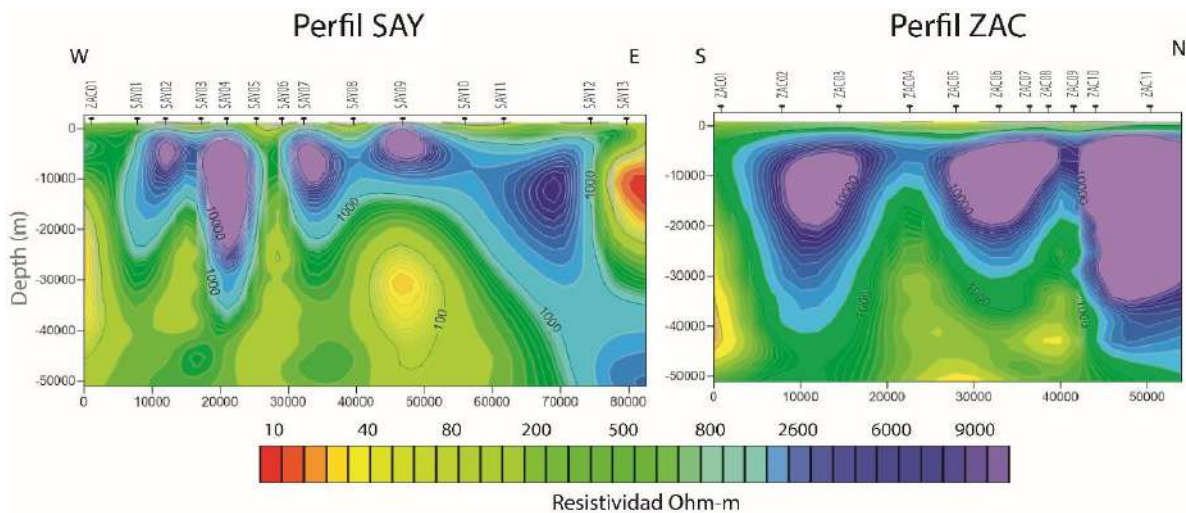


Figura 20. Modelos unidimensionales (del invariante) interpolados a partir del algoritmo de Occam.

4.7 Inversión 2D de los datos Magnetotelúricos (MT)

La inversión 2D de los datos MT fue realizada en el programa Winglink[®]. Se usó la inversión de modelo suavizado desarrollado por Rodi y Mackie (2001). Una de las suposiciones más importantes para poder llevar a cabo esta inversión, es que el perfil debe ser perpendicular a la dirección principal del flujo eléctrico que es definido por el *strike* eléctrico. Los sondeos del perfil SAY no fueron rotados (azimut 0°) formando un ángulo respecto al perfil de 73°. Por otra parte, los sondeos del perfil ZAC fueron girados a un azimut de N50°W, formando un ángulo de 85° respecto al perfil. Aunque no se cumple estrictamente la perpendicularidad, son muy buenas aproximaciones y caen dentro del rango de error del cálculo del *strike* ($\sim 20^\circ = \text{desviación estándar}/2$).

Uno de los parámetros más importantes al momento de la inversión, es el parámetro de regularización *tau*. Este parámetro establece una compensación de los datos que no se ajustan al modelo suavizado. Valores altos de *tau* (> 50), producen un modelo muy suavizado, opuestamente, valores muy bajos de *tau* (< 3), generan modelos muy rugosos. Por esta razón, se debe establecer un valor intermedio que genere un modelo representativo. Para ello se implementó la metodología de la curva L desarrollada por Hansen (1998). Esta consiste en comparar el error y la rugosidad obtenidos al variar el parámetro de regularización. Para los perfiles SAY y ZAC se obtuvo que los parámetros óptimos de *tau* fueron 8 y 6 respectivamente (Figura 21).

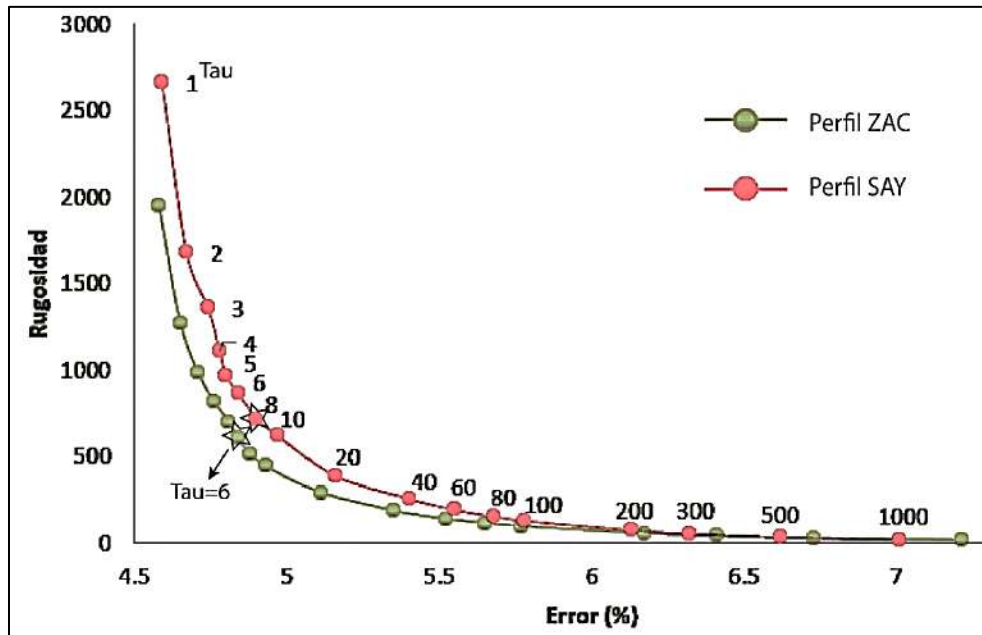


Figura 21. Curva L, para los perfiles SAY y ZAC. La estrella indica el valor de Tau óptimo.

La inversión 2D se realizó teniendo en cuenta los modos TE, TM y el *tipper*. Además, las inversiones tuvieron en cuenta: el corrimiento estático, las curvas suavizadas y el *tau* encontrado con la metodología de la curva L. Se permitió un error de ajuste de 10% para la resistividad y 5% para la fase, tanto para el modo TE como para el modo TM.

4.7.1 Resultados de la inversión 2D de los datos Magnetotelúricos

Aunque el *skin depth* llegó a obtener valores de hasta 70 km para algunos sondeos, se optó por dejar el modelo a una profundidad de investigación de 50 km. La inversión 2D para el modelo rotado a ejes principales y al *strike* eléctrico (encontrado con Bahr) difiere significativamente para el perfil ZAC, y para el perfil SAY presenta mayor similitud (Figura 22). Los modelos que se describirán a continuación y en los que más adelante se realizarán las interpretaciones son los que han sido girados al *strike* encontrado con la metodología de Bahr (1988, 1991). Esto es debido a que los ejes principales minimizan el tensor de impedancia para cada frecuencia de medida, presentando grandes variaciones en las zonas complejas del subsuelo lo que lo hace menos confiable.

El perfil SAY muestra 2 grandes cuerpos altamente resistivos (>3000 ohm-m). Uno de ellos está por debajo de los sondeos de SAY2-SAY5, que corresponde a la zona por debajo de la depresión de

Sayula. Este resistor alcanza una profundidad de 15 km y tiene forma cuadrada. El otro cuerpo resistivo está por debajo de los sondeos SAY8-SAY10 y llega hasta 30 km de profundidad. De menor tamaño, un tercer resistor de forma cuadrada aparece por debajo del sondeo SAY13. Hay 3 cuerpos con resistividades inferiores a 150 ohm-m que atraviesan desde la superficie hasta unos 15 km de profundidad. El primero de ellos se encuentra al occidente del perfil entre los sondeos ZAC01 y SAY01 y alcanza profundidades entre 10 y 15 km, con una inclinación hacia el oeste. El segundo se encuentra debajo de los sondeos SAY06 y SAY07, alcanza una profundidad de 15 km y coincide con la separación de los dos cuerpos resistivos de este perfil. Finalmente, y con gran incertidumbre debido al poco número de sondeos llevados en el extremo este del perfil, aparece otro cuerpo con resistividades <150 ohm-m con un echado hacia el este. La parte más superficial del perfil SAY, por encima de 2 km de profundidad, es una zona con resistividades inferiores a 100 ohm-m. Algunos cuerpos conductores por encima de los 500 m poseen resistividades incluso <20 ohm-m pero debido al espaciamiento de los sondeos y a las frecuencias de medición (<320 Hz) no es posible mapear su geometría con confiabilidad. El ajuste de las curvas del perfil es bastante bueno, con errores *rms* por debajo de 4.5 (Figura 23). Se puede notar que las curvas de resistividad vs periodo del perfil SAY generalmente son crecientes, con pequeñas variaciones en algunos sondeos en la parte media y finalizan con una deflexión en la parte final que indica un decremento de la resistividad para la parte más profunda.

El perfil ZAC igualmente que el perfil SAY posee dos cuerpos resistivos separados por un cuerpo más conductivo. El primer cuerpo resistivo está al sur del perfil, por debajo de los sondeos ZAC1 - ZAC3 (por debajo de la sierra de Tapalpa) posee una forma rectangular alargada y alcanza una profundidad de 27 km. El segundo cuerpo resistivo se encuentra al norte del perfil por debajo de los sondeos ZAC6 - ZAC11, posee forma de cono y llega hasta 30 km de profundidad. Por debajo de 30 km de profundidad la resistividad empieza a disminuir gradualmente en forma horizontal hasta los 50 km de profundidad pasando de 1000 a 100 ohm-m. Entre los sondeos ZAC1 y ZAC02 aparece un cuerpo con resistividades inferiores a 100 ohm-m que corresponde con la misma anomalía encontrada al oeste del perfil SAY; este cuerpo alcanza 15 km de profundidad y está inclinado hacia el sur. Justo por debajo de lo que es el semigraben de Zacoalco la resistividad disminuye (en comparación con los cuerpos resistivos colindantes de 3000 ohm-m) a 1000 ohm-m. La parte más somera del perfil, <2 km de profundidad, se caracteriza por resistividades <150 ohm-m. El ajuste de las curvas de resistividad vs frecuencia para el perfil ZAC se pueden ver en la Figura 24. De estas

curvas se puede notar que los patrones son muy similares a los obtenidos en el perfil SAY. El error *rms* más grande fue de 4.3 en el sondeo ZAC 8.

Los perfiles SAY y ZAC muestran una corteza resistiva (>3000 ohm-m), atravesada en algunos sectores por zonas más conductivas (<1000 ohm-m). Igualmente, como se veía en la inversión 1D, la zona superficial (<3 km de profundidad) presenta resistividades inferiores a 200 ohm-m. Para el perfil SAY, el error de la inversión fue de 3.1% para el modelo sin rotar ($strike=0^\circ$) y 3.6% para el modelo rotado a ejes principales. Para el perfil ZAC el error de la inversión fue de 2.9% para el modelo rotado a -50° y de 3% para el modelo rotado a ejes principales. De los modelos obtenidos, a grandes rasgos se puede concluir que existe una corteza resistiva fracturada a lo largo de los perfiles SAY y ZAC. Una interpretación más detallada se mostrará en el capítulo 6 de discusión.

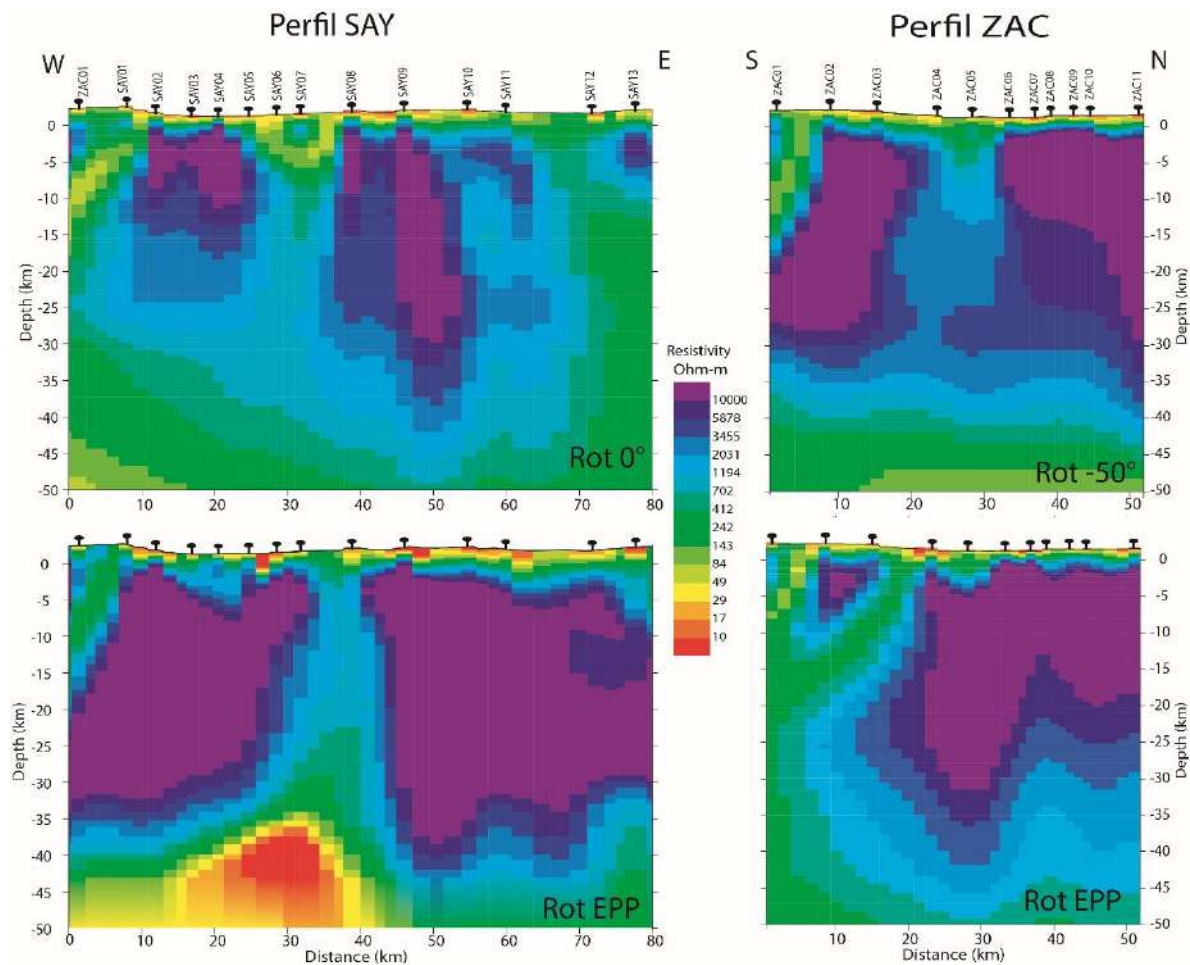


Figura 22. Resultado de la inversión 2D de datos magnetotéluricos para los perfiles SAY y ZAC. Escala vertical igual a la escala horizontal (1:1).

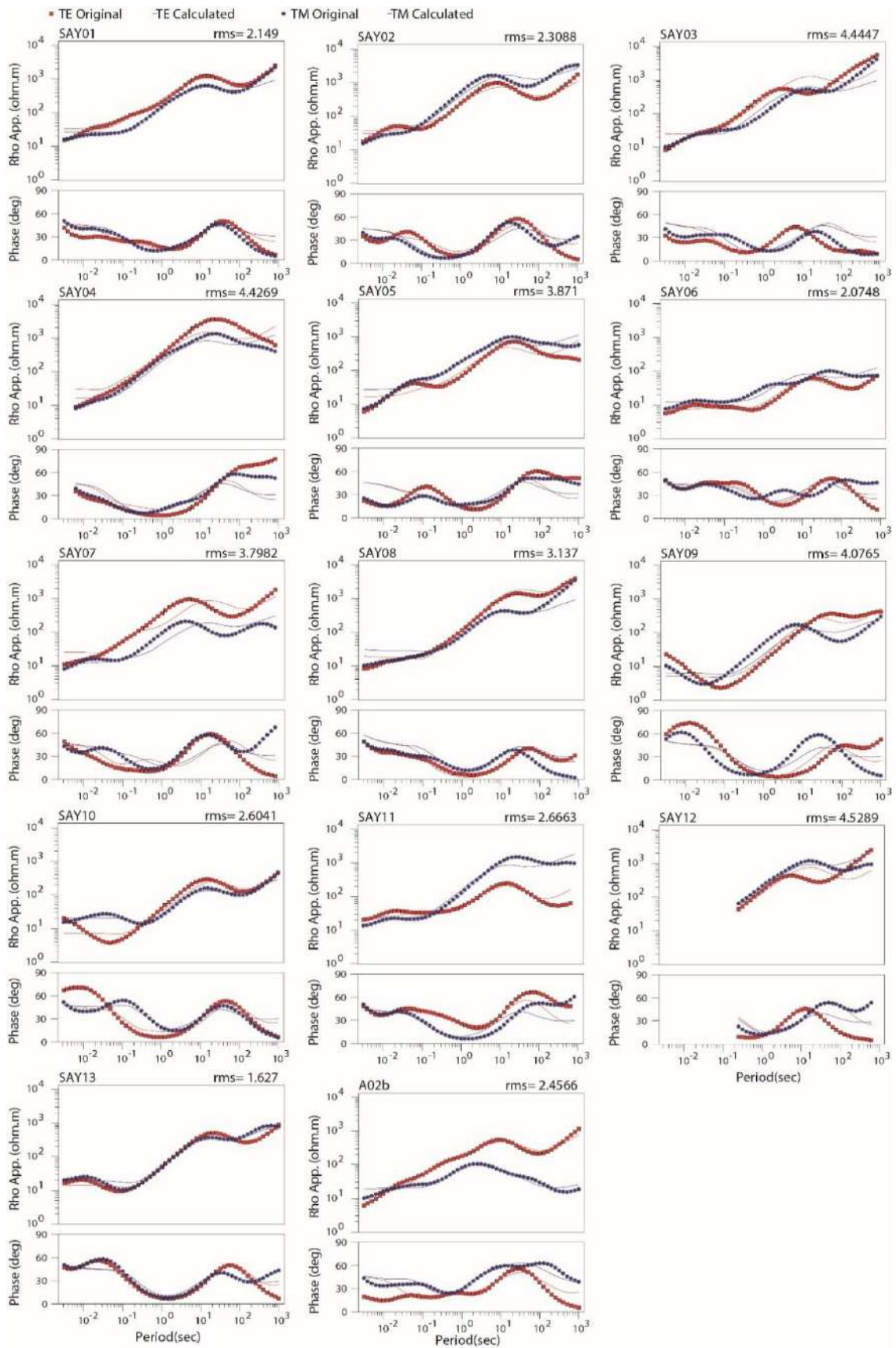


Figura 23. Ajuste de los sondeos del perfil SAY al modelo invertido

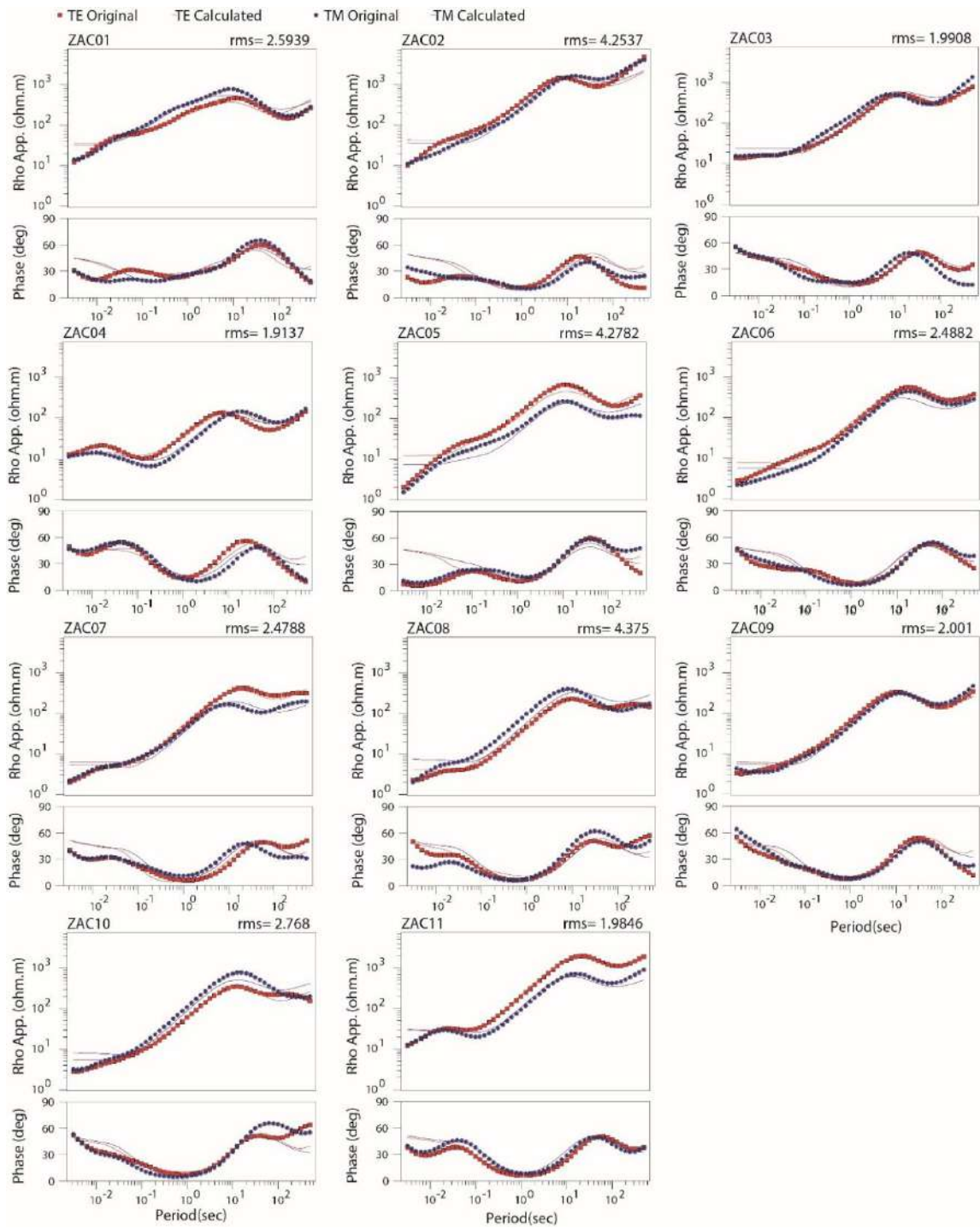


Figura 24. Ajuste de los sondeos del perfil ZAC al modelo invertido

5 DATOS GRAVIMÉTRICOS Y MAGNETOMÉTRICOS DEL PUNTO TRIPLE DE GUADALAJARA

El campo magnético terrestre y la atracción de la gravedad dan origen a lo que se conoce como métodos potenciales (Blakely, 1996). Los geofísicos se han aprovechado de las variaciones locales y regionales de estos campos para interpretar el interior de la tierra. Por ejemplo, han sido ampliamente usados en el estudio de los rifts continentales modernos y antiguos (p. ej. Bott and Hinze, 2006), la actividad volcánica (p.ej. Álvarez y Yutsis, 2015-B), la subducción (p. ej. Arzate et al., 2016), los límites de terrenos (p. ej. Ferrari et al., 2012), las cuencas sedimentarias (p. ej. Allan, 1985) y además en estudios ingenieriles (Reynolds, 1997).

5.2 Gravimetría

La respuesta de la gravimetría está relacionada con la distribución de la densidad en el subsuelo. Para realizar interpretaciones geológicas con datos gravimétricos se requieren mediciones con una resolución de 1 mGal, pero puede ser un poco menor para estudios regionales. Son muchas las posibilidades que podrían generar una misma anomalía gravimétrica, por ello es necesario incorporar información geológica y geofísica tanto profunda como superficial. Actualmente, información de gravimetría satelital está disponible con resolución cercana a 1 mGal. Los datos gravimétricos más recientes y que han recibido mayor acogida por la comunidad científica son los modelos: Global Gravity Model plus 2013 (GGMPlus2013) de Hirt et al. (2013) y el de Sandwell et al. (2014).

El GGMplus2013 es el modelo gravimétrico satelital de mayor resolución hasta el momento, con un muestreo cada 7' de arco (≈ 200 m) y una resolución espacial aproximada de 1550 m ($\lambda/2$) (Hirt et al. (2016). Este modelo cubre áreas continentales y numerosas islas en un rango de ± 60 grados de latitud. Este modelo es el resultado de la combinación de datos provenientes de la información gravimétrica de los satélites GOCE y GRACE, del modelo EGM2008 y de información de la atracción gravitacional de las masas ("*topographic gravity*") a partir del "*Shuttle Radar Topography Mission*" (SRTM) (Hirt et al., 2013, 2016). La conversión de topografía a gravedad topográfica o equipotenciales gravimétricas está basada en la técnica de modelamiento de la superficie residual (*residual terrain modelling technique*) (Forsberg, 1984 en Hirt et al., 2013). Esta técnica usa un filtro

paso-alto de la topografía a través de la sustracción de una superficie armónica esférica de referencia antes del modelo directo (Hirt et al., 2013). Para mayor detalle de este modelo, se recomienda revisar los artículos de Hirt et al. (2013 y 2016).

Por otro lado, el modelo de Sandwell et al. (2014) combina información de medidas de altimetría de los satélites CryoSat-2, Envisat y Jason-1 con datos existentes de la parte oceánica y continental correspondientes al modelo de Sandwell et al. (2009). La longitud de onda de este modelo es de 14 km (resolución espacial de 7 km, $\lambda/2$) con un muestreo cada minuto (≈ 1800 m). Mayor detalle de este modelo se puede adquirir de los artículos de Sandwell et al. (2009, 2013 y 2014).

Para el área de estudio, comprendida entre 19.5° N – 20.5° N y -103° W - -104°W se extrajeron un total de 255253 datos de la anomalía de aire libre del modelo GGMPlus2013 (Figura 25 A) y 4092 datos de anomalía de aire libre del modelo de Sandwell et al. (2014) (Figura 25 B). Es interesante notar la diferente resolución de estos modelos donde el modelo GGMPlus2013 delimita bastante bien algunos drenajes y estructuras menores. Aunque los datos de Sandwell et al. (2014) son más suavizados representan bastante bien las principales unidades morfo-tectónicas.

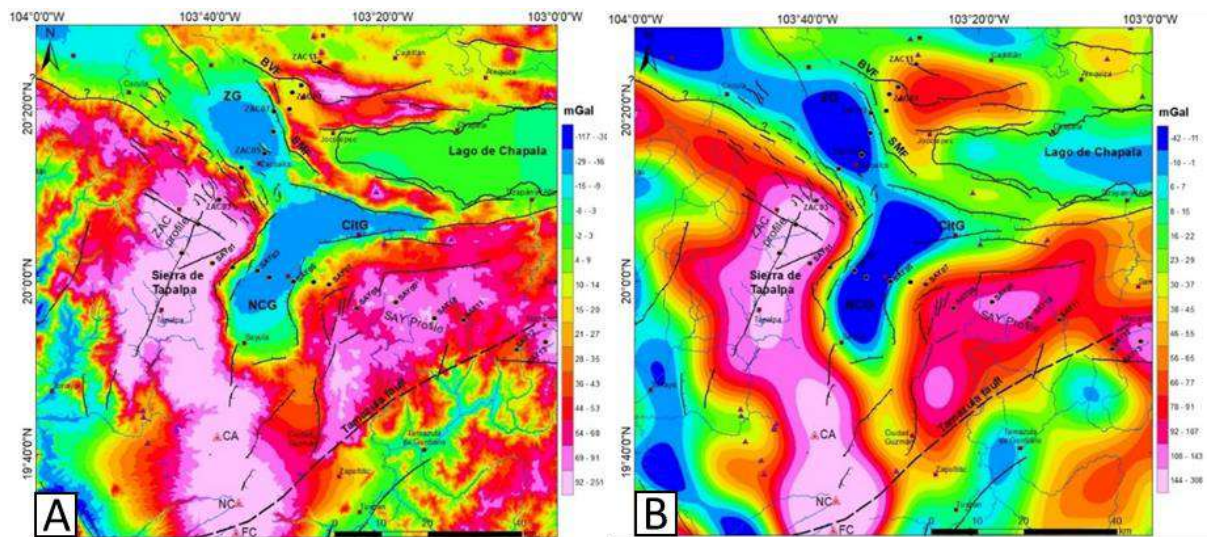


Figura 25. A. Anomalía de aire libre de los datos del modelo GGMPlus2013, B. Anomalía de aire libre de los datos del modelo de Sandwell et al. (2014).

A los datos de anomalía libre de cada modelo se le aplicó la corrección de Bouguer asumiendo una losa con una densidad de 2.67 g/cm^3 . Estos datos fueron interpolados con el método de mínima curvatura (Figura 26 A y C). Para el análisis de las anomalías locales se realizó un mapa de anomalías

residuales (Figura 26 B y D) en el programa Oasis Montaj®. Para el caso del modelo GGMPlus2013 se aplicó un filtro residual gaussiano (paso alto) con un *cutoff* de 33 km (el *cutoff* es la longitud de onda central del filtro gaussiano, para profundizar en las bases del filtro gaussiano se recomienda leer el capítulo 5 de Muralikrishnan y Raja, 2009). Adicionalmente se le aplicó una continuación ascendente de 350 m para eliminar algunas anomalías puntuales que generan ruido para interpretaciones regionales. Para el modelo de Sandwell se aplicó un filtro de paso alto con un *cutoff* de 66 km. La diferencia del *cutoff* para estos modelos se realizó debido a que con un *cutoff* de 66 km para el modelo de GGMPlus no se lograban distinguir las anomalías de menor longitud de onda, por esta razón y con la finalidad de resaltarlas se optó por reducir el *cutoff* a la mitad (33 km). Aparte del filtro paso alto, para ambos modelos se eliminó la tendencia de primer orden. Se hizo una prueba eliminando la tendencia de segundo orden, pero no se mostraron diferencias significativas respecto a la de primer orden.

La anomalía de Bouguer sin ningún procesamiento para el modelo GGMplus2013 (Figura 26 A) parece estar fuertemente controlada por un cuerpo denso que se profundiza hacia el noreste generando anomalía NW-SE. Por el contrario, aunque la anomalía de Bouguer del modelo de Sandwell et al. (2014) presenta menor influencia regional, también muestra un fuerte control de las anomalías con orientación NW-SE (Figura 26 C). Comparando los mapas residuales de cada modelo (Figura 26 B y D) se obtienen cuerpos de importancia regional de menor longitud de onda con el modelo de Sandwell que con el modelo GGMPlus2013.

La Figura 27 muestra los histogramas de frecuencia para las diferentes bases de datos gravimétricas que se usaron en este trabajo. Se resalta en la Figura 27 A el comportamiento bimodal de los datos del modelo GGMPlus2013. La media para este conjunto de datos es de -150 mGal con una desviación estándar de 20 mGal. Al aplicar los diferentes filtros para obtener la anomalía residual de los datos del modelo GGMPlus 2013 los datos pasaron a tener una distribución normal con media en 0.1 mGal y desviación estándar de 2.4 mGal (Figura 27 B). Tanto la anomalía de Bouguer como la anomalía de Bouguer residual de los datos del modelo de Sandwell et al. (2014) muestran una distribución normal bien definida. Los valores de la media y desviación estándar variaron respecto a los datos de GGMPlus. Para la anomalía de Bouguer se tiene una media de -137 mGal y una desviación estándar de 28 mGal (Figura 27 C), para la anomalía de Bouguer residual se tiene una media de 0 mGal y una desviación estándar de 17 mGal (Figura 27 D). Grandes diferencias se notan principalmente al comparar los valores de la anomalía de Bouguer residual de ambos modelos,

donde se puede notar un rango estrecho de los valores para el modelo de GGMPlus (-7 a 8 mGal) en comparación del rango más amplio para los datos de Sandwell et al. (2014) (-60 a 60 mGal).

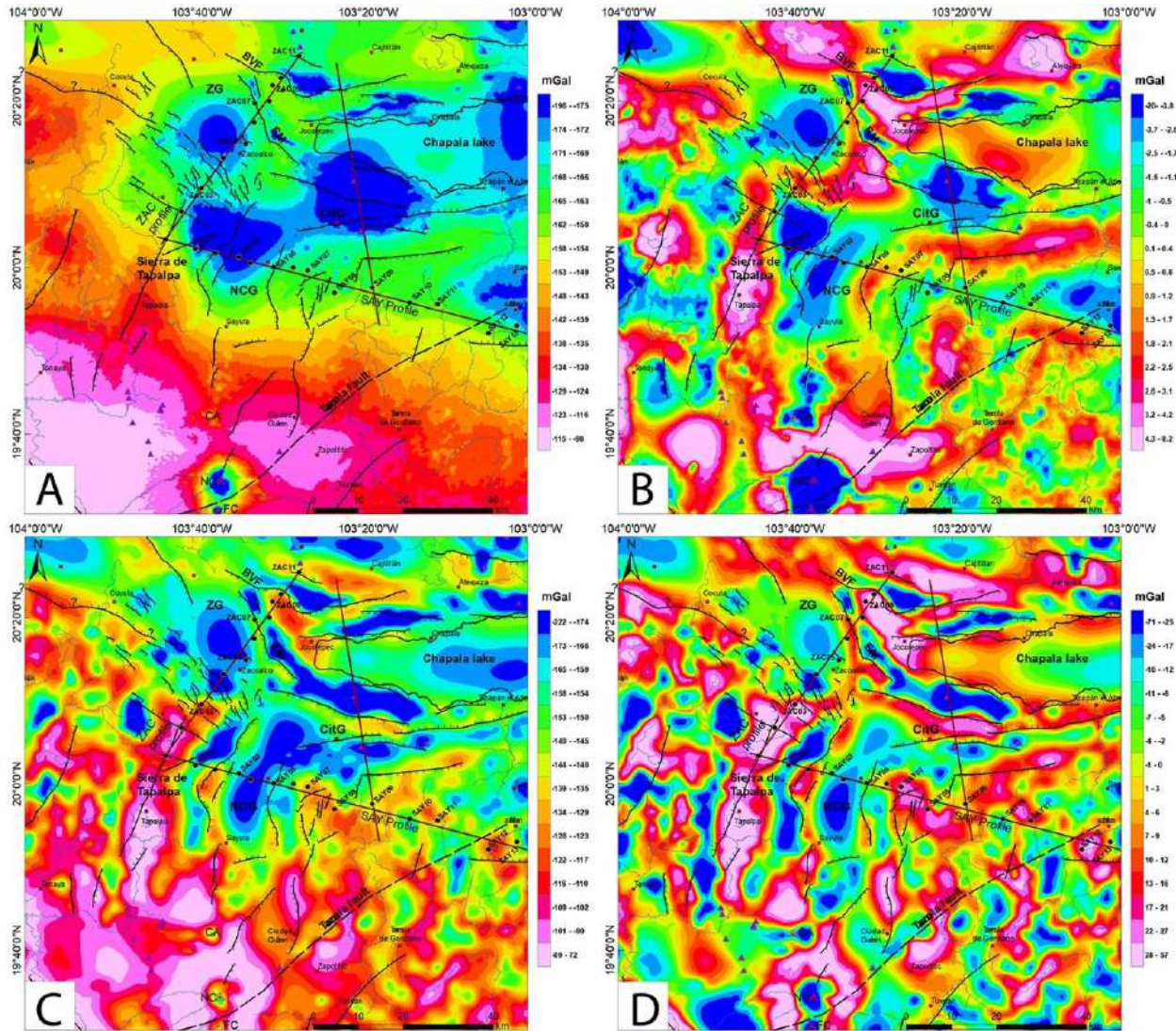


Figura 26. A. Anomalia de Bouguer GGMPlus2013. B. Anomalia de Bouguer residual GGMPlus 2013. C. Anomalia de Bouguer Sandwell et al. 2014. D. Anomalia de Bouguer residual Sandwell et al. 2014. Los datos de anomalía de Bouguer regional en Figura A responden a un comportamiento regional (NW-SE) que también se puede observar en la Figura C pero esta es un poco más sensible a los contrastes superficiales. Las anomalías de Bouguer residuales presentan patrones similares, pero hay algunas diferencias significativas. El modelo más concordante con la geología de esta zona es el de Sandwell et al. (2014). Es necesario llevar otro tipo de análisis para entender por qué se presentan estas diferencias entre estas dos bases de datos.

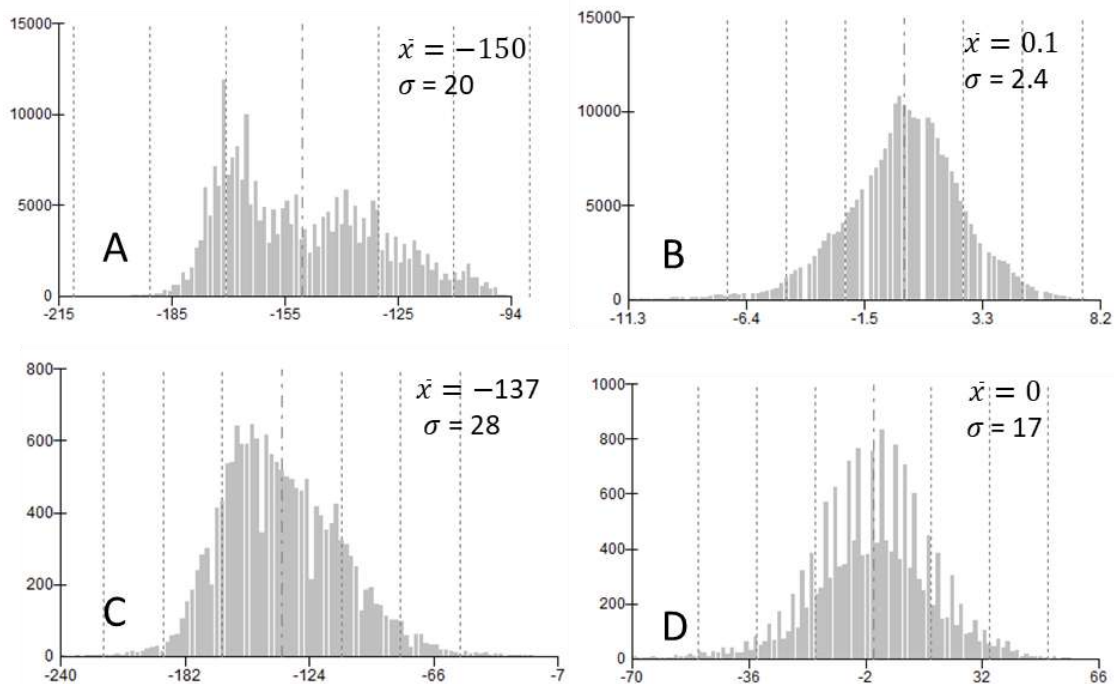


Figura 27. Histograma de frecuencia para las diferentes bases de datos gravimétricas. A. Anomalía de Bouguer GGMPlus2013. B. Anomalía de Bouguer residual GGMPlus2013. C. Anomalía de Bouguer Sandwell et al. (2014). D. Anomalía de Bouguer residual Sandwell et al. (2014).

5.2.1 Lineamientos y dominios gravimétricos

Aunque los modelos de GGMPlus2013 y de Sandwell et al. (2014) difieren en la geometría de algunas de las anomalías, se pueden distinguir patrones estructurales bastante consistentes con las estructuras regionales en los alrededores del PTG. Para realizar la interpretación de los lineamientos y dominios gravimétricos se optó por emplear los datos extraídos del modelo de Sandwell et al. (2014) debido a que resalta mucho mejor algunos contrastes horizontales.

Los lineamientos gravimétricos son de gran utilidad para entender los dominios estructurales en determinada área. En los alrededores del PTG se mapearon lineamientos que van desde 5 km hasta 25 km de longitud orientados con una gran variedad de rumbos (Figura 28 y Figura 29). La parte sureste del mapa está dominada por dos tipos de lineamientos, uno con orientación NE-SW y otro perpendicular a este, con rumbo promedio NW-SE. La parte noreste del mapa es dominada por lineamientos con rumbo E-W y NW-SE, mostrando tendencias similares a las del mapa estructural (Figura 3). La porción noroccidental muestra un dominio de lineamientos orientados NW-SE. Al occidente y la parte media del mapa se tienen lineamientos orientados N-S y NE-SW. Alrededor del

complejo volcánico de Colima los lineamientos tienen un arreglo poligonal. En general, aunque los lineamientos alrededor del PTG muestran una gran variedad de direcciones, es posible distinguir cuatro orientaciones preferenciales, E-W, NW-SE, N-S y NE-SW mencionadas en orden de importancia (Figura 29). Estas direcciones están asociadas con las estructuras regionales de los rifts, excepto los lineamientos orientados NE-SW.

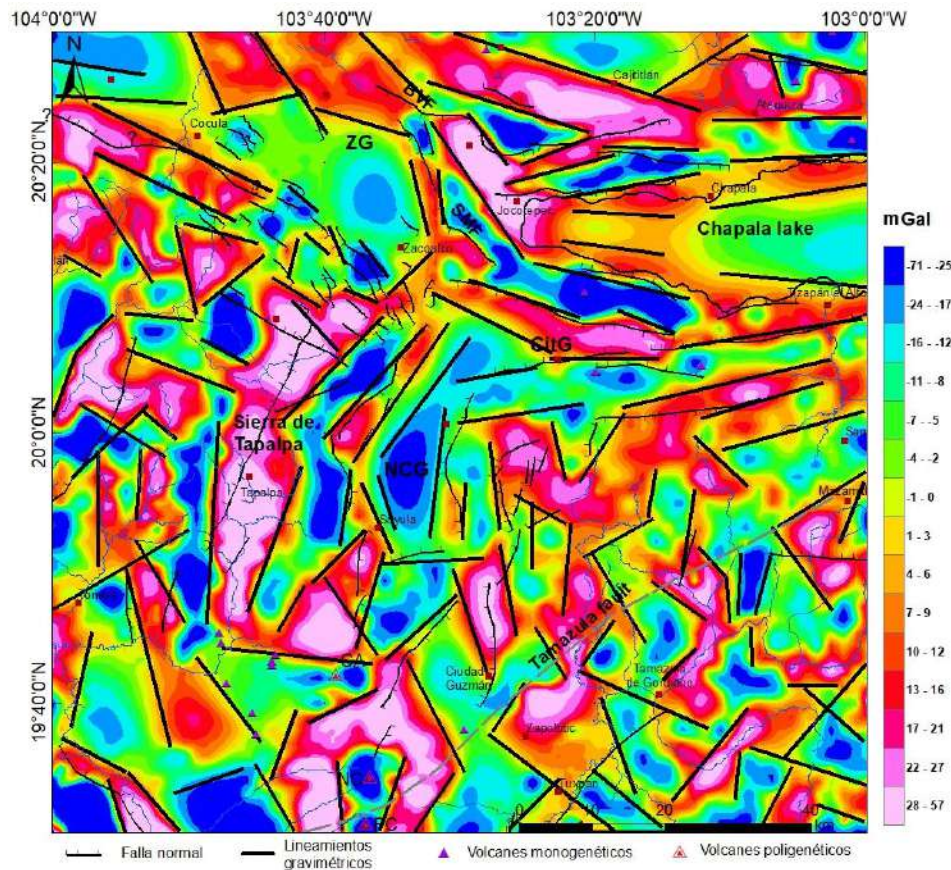


Figura 28. Lineamientos gravimétricos de los datos del modelo de Sandwell et al. (2014)

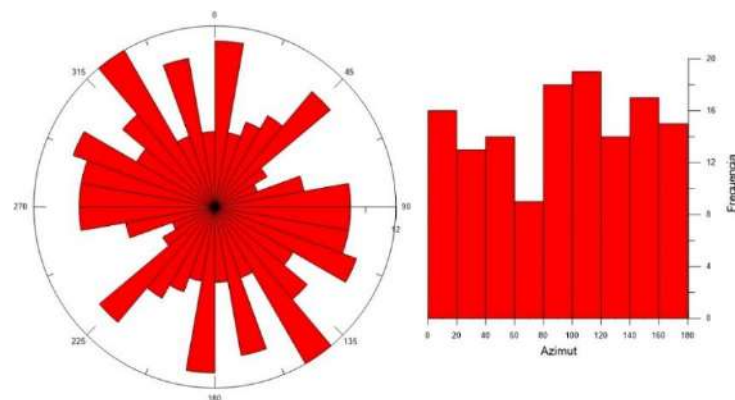


Figura 29. Diagrama de rosas e histograma de frecuencias del azimut de los lineamientos gravimétricos.

En otro orden de ideas, los dominios gravimétricos (DG) buscan agrupar sectores con características similares en cuanto a la amplitud, longitud de onda y orientación de las anomalías gravimétricas. En otras palabras, la fuente que genera cierto dominio gravimétrico se caracteriza por tener valores o contrastes de densidad similares. Para este trabajo se determinaron siete dominios gravimétricos (Figura 30), estos generalmente están abarcando varias unidades geológicas.

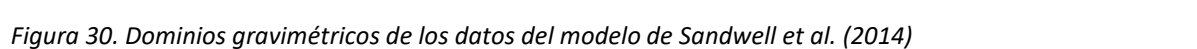
Dominio gravimétrico I (DG I): se ubica al occidente y suroccidente de México. Presenta longitudes de onda de 5 a 11 km, pero en promedio de 6 km. Agrupa mínimos y máximos que van de -45 mGal hasta valores de 30 mGal. Al sur del DG1 hay controles estructurales N-S y al norte NW-SE. Las anomalías negativas están asociadas a rocas sedimentarias como calizas, areniscas y conglomerados, estas rocas fueron parcialmente cubiertas por rocas volcánicas del Cenozoico Superior que generan las anomalías positivas. Seguramente algunos máximos gravimétricos podrían estar también asociados a rocas intrusivas como la que se encuentra en la coordenada $-103^{\circ}58'37''$ y $20.2'35''$.

Dominio gravimétrico II (DG II): está ubicado en los alrededores del complejo volcánico de Colima. Se caracteriza por ser una anomalía circular con longitud de onda en promedio de 9 km. Los bordes de esta anomalía corresponden a un alto gravimétrico de 40 mGal y la parte central está conformada con mínimo gravimétrico de -60 mGal. Esta zona geológicamente presenta rocas volcánicas efusivas y piroclásticas, y también espesos flujos de escombros.

Dominio gravimétrico III (DG III): se ubica al oeste de la sierra de Tapalpa, presenta una longitud de onda de 10 km en promedio y es esencialmente una anomalía positiva (10-40 mGal) orientada norte-sur. Geológicamente corresponde a rocas volcánicas extrusivas de básicas a intermedias. Esta estructura gravimétrica coincide con un alineamiento de sismos superficiales reportados por Núñez-Cornú et al. (2016). Una falla geológica normal de rumbo $N20^{\circ}E$ buzando al occidente reportada por Jhonson y Harrison (1990) atraviesa por la mitad a este dominio gravimétrico.

Dominio gravimétrico IV (DG IV): Se ubica al este del graben norte de Colima y al sur del graben de Citlala. Posee anomalías positivas de 0 a 30 mGal con longitudes de onda en promedio de 8 km. Presenta en su parte más sur un control estructural N-S y en la porción más norte un control estructural $N75^{\circ}E$. Geológicamente corresponde a una zona de rocas volcánicas extrusivas tanto ácidas como básicas.

Dominio gravimétrico V: Se encuentra al sureste del área de estudio. Presenta anomalías positivas y negativas (-30 a 30 mGal) con longitudes de onda de 5 km en promedio. Las anomalías de este



88

norte de Colima y el DGIV existe un mínimo gravimétrico norte-sur. En el escarpe occidental del graben de Colima hay algunas anomalías positivas orientadas norte-sur, seguramente asociados a cuerpos intrusivos como el que se encuentra la coordenada $-103^{\circ}36'36''$, $20.4'19''$. Llama la atención que al sur del graben de Citla exista una anomalía negativa que se esperaba estuviera en medio del graben. Este dominio en el semigraben de Zacoalco presenta bordes semicirculares que también abarcan parte de la sierra de Tapalpa. Geológicamente ese dominio está compuesto por rellenos Plio-Cuaternarios que han sido cubiertos en algunas zonas por rocas volcánicas. Al este del volcán Colima las rocas que predominan son: calizas, areniscas y conglomerados.

Dominio gravimétrico VII: corresponde a anomalías positivas y negativas (-50 a 40 mGal) con fuertes alineaciones E-W y NW-SE en lo que corresponde al rift de Chapala y la parte más norte del semigraben de Zacoalco. Presenta longitudes de onda de 4 a 12 km, pero en promedio de 6 km. Llama la atención en esta zona que la sierra de San Marcos y la sierra Bola de Viejo sean anomalías negativas, ya que estas sierras están conformadas por rocas volcánicas de densidad mayor que el relleno sedimentario que lo rodea. En la parte nororiental del lago de Chapala también se observa que algunas zonas de sierra presentan anomalías negativas. Esta zona se caracteriza por tener sierras controladas estructuralmente, compuestas por rocas volcánicas. En medio de las sierras se encuentran zonas planas correspondientes a cuencas rellenadas con sedimentos lacustres y aluviales.

5.2.2 Espectro de potencia

Para tener una primera aproximación de la profundidad de las fuentes que generan las anomalías gravimétricas, a cada *grid* se le aplicó la transformada rápida de Fourier y se calculó el espectro de potencia promediada radialmente. Este análisis se realizó con el software Oasis Montaj® que tiene en cuenta la metodología de Spector y Grant (1970). Estos autores establecieron una relación entre la potencia radial, el número de onda y la profundidad de la fuente.

En la Figura 31 se muestra los resultados del espectro de frecuencia usando esta técnica para los datos gravimétricos. De este análisis es importante resaltar la diferencia del espectro de potencia entre los dos modelos gravimétricos usados en este trabajo. Los datos de la anomalía de Bouguer del modelo GGMplus2013 muestra números de onda de hasta 2 km^{-1} en el eje horizontal y los valores del logaritmo de la potencia van de 10 a -10, además, la curva del espectro demarca un patrón cóncavo bien definido (Figura 31 A). En contraste, los datos del modelo de Sandwell et al.

(2014) presentan valores de número de onda hasta 0.6 km^{-1} y del logaritmo de la potencia de 5 a -10, la curva presenta una concavidad menos definida que la de los datos de GGMPPlus2013 (Figura 31 C). El espectro para los datos de la anomalía de Bouguer residual del modelo GGMPPlus2013 muestra una disminución en la pendiente inicial de la curva y los valores de potencia disminuyeron comprendiendo el rango de 8 a -8 (Figura 31 B). Para el caso de los datos de anomalía residual de Bouguer del modelo de Sandwell et al. (2013) el espectro de frecuencias no cambió significativamente respecto al modelo original (Figura 31 D).

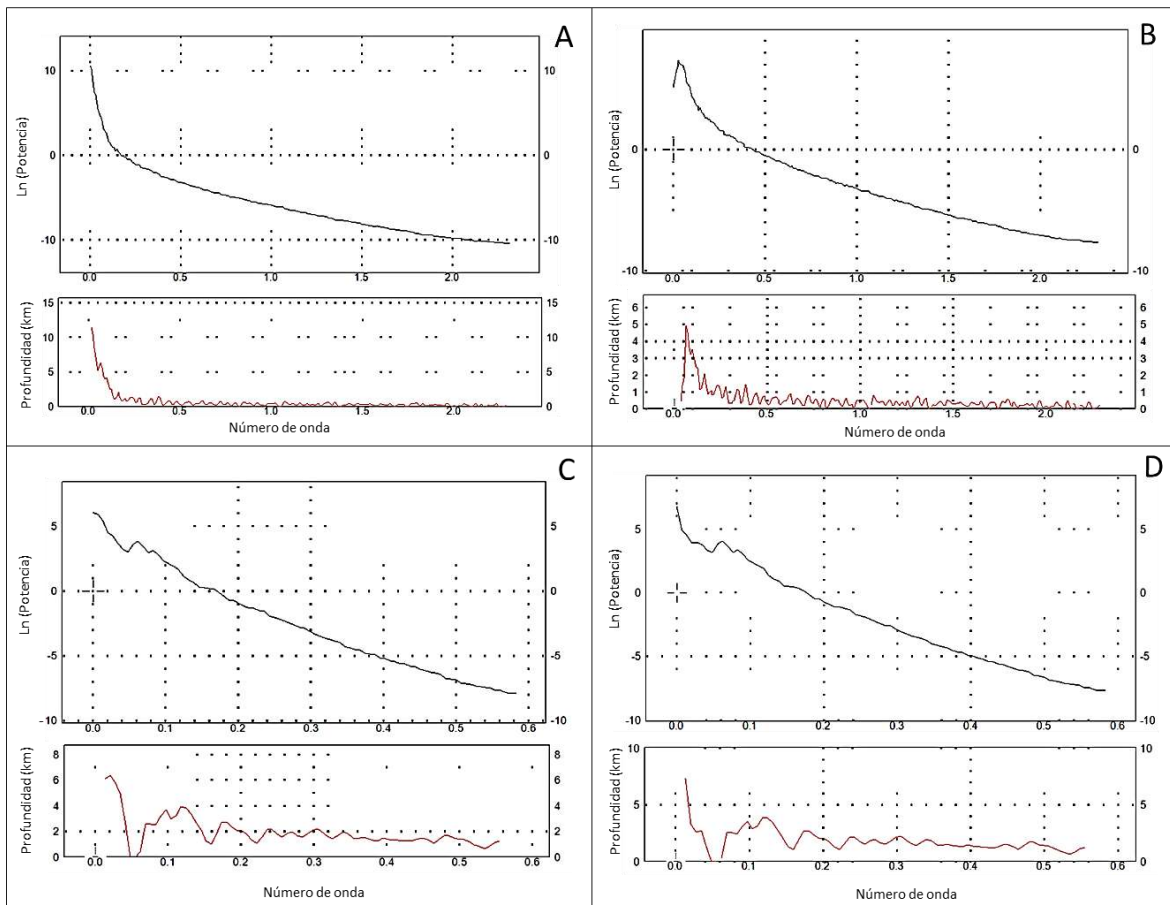


Figura 31. Espectro de potencia promediado radialmente para las diferentes bases de datos gravimétricas. A. Anomalía de Bouguer GGMPPlus. B. Anomalía de Bouguer residual GGMPPlus. C. Anomalía de Bouguer Sandwell et al. (2014). D. Anomalía de Bouguer residual Sandwell et al. (2014).

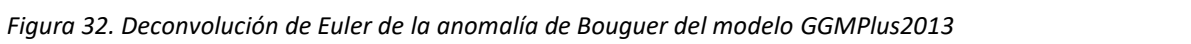
Se encontraron diferentes valores de profundidad de la fuente usando el método de Spector y Grant (1970) para cada conjunto de datos. La profundidad de la fuente para los datos de GGMPPlus fue de 11, 6 y 2 km (Figura 31 A). Para los datos residuales del GGMPPlus fue de 5, 2 y 1 km (Figura 31 B).

Para los datos de Sandwell, tanto regionales como residuales se encontraron 3 fuentes a 6, 4 y 2 km. De estos resultados se puede intuir que el modelo GGMPPlus presenta una mayor influencia regional indicando que existe una fuente importante a 11 km. Además, todos los modelos respondieron a una fuente que se encuentra de 5 a 6 km de profundidad y a otra que se encuentra de 1 a 2 km. Solo el modelo de Sandwell encontró una fuente a 4 km de profundidad.

5.2.3 Deconvolución de Euler

La deconvolución de Euler es ampliamente utilizada en la exploración geofísica para el cálculo de la profundidad del “basamento”. La deconvolución de Euler en este trabajo se realizó en el programa Oasis montaj®. La deconvolución de Euler se aplicó a los datos extraídos del modelo de GGMPPlus2013 ya que tiene un mayor rango de longitudes de onda como lo mostró el análisis del espectro de potencia.

Para el cálculo de la deconvolución de Euler se requieren diferentes valores de entrada. Uno de ellos son las derivadas en las direcciones X, Y y Z. Estas derivadas son muy sensibles a cambios puntuales, dando como resultado modelos moteados (muy rugosos) difícil de interpretar. Por esta razón los resultados de estas derivadas fueron continuadas ascendentemente 150 m para señalar los cambios regionales. Se ensayaron otros valores de continuación ascendente, pero este valor fue el más acertado ya que dio como resultado un modelo intermedio entre rugoso y suavizado. Otro parámetro de importancia es la altura de vuelo de adquisición de los datos. Como el origen de los datos gravimétricos usados en esta tesis son el resultado del modelamiento de la superficie residual, se tomó un valor de elevación igual a cero. Se escogió además un tamaño de ventana de 3 que corresponde a la dimensión de las celdas del *grid* usadas para calcular las soluciones de Euler. Otro parámetro que se tuvo que fijar fue el índice estructural (IS). Este parámetro requiere de conocimiento geológico del área de estudio ya que hay que definir si los cuerpos que generan las anomalías son de tipo planar, cilíndrica o esférica. En nuestro caso se usó un IS correspondiente a un sill y/o dique ya que representa mejor el contexto geológico del área de estudio, por ejemplo, se tienen sierras alargadas como la sierra de San Marcos que se ajustarían mejor a este índice estructural. A manera de experimentación se aplicó un índice estructural cilíndrico y no se notaron muchas diferencias entre los resultados obtenidos. El modelo trabajó con una tolerancia de 10% para el cálculo de la profundidad. Al final se obtuvo un modelo muy rugoso con algunos lugares sin



92

Colima y del complejo volcánico de Colima, se puede observar que hay un incremento en la profundidad del basamento hacia el NE.

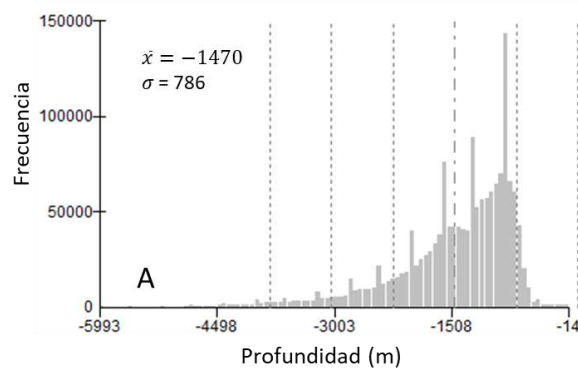


Figura 33. Histograma de frecuencia del resultado de la deconvolución de Euler de los datos gravimétricos.

5.3 Magnetometría

La magnetometría es de gran ayuda para delimitar estructuras geológicas, el cual es el caso del presente estudio. Por otro lado, los datos magnéticos también han sido ampliamente utilizados para determinar la estructura térmica del subsuelo. Para entender la distribución de la intensidad magnética en el área de estudio se han comparado 2 modelos magnéticos: uno satelital (EMAG2) y otro basado en magnetometría aérea tomado de Rosas-Palafox (2016). Estos mapas cubren el área comprendida entre 19.5° N – 20. 5° N y -103° W - -104°W, abarcando el punto triple de Guadalajara y sus alrededores.

El modelo EMAG2 (doi:10.7289/V5MW2F2P) fue obtenido con datos satelitales, aéreos y marinos. Cuenta con un muestreo de 2 minutos de arco (≈ 3700 m) tanto en X como en Y. El *grid* para nuestra zona de estudio cuenta con 961 puntos que equivaldrían a datos adquiridos en un avión a 4 km de altura (Figura 34 A). Por otro lado, la base de datos aeromagnéticos fueron tomados a una altura de 350 m con espaciamiento de 100 m entre las líneas de vuelo. El *grid* aeromagnético (Figura 34 B) se construyó con un arreglo de 524 filas y 533 columnas (279292 datos). A simple vista, si se agruparan las anomalías negativas y las positivas del mapa aeromagnético, se obtendría un modelo

similar al EMAG2, que sería equivalente a aplicar un filtro de continuación ascendente de 3650 m. Lo anterior demuestra la validez del modelo EMAG2 para realizar interpretaciones regionales.

Ambos modelos fueron reducidos al polo (Banarov et al., 1964) con la finalidad de distinguir los monopolos magnéticos que ayudarán a una interpretación más precisa de las estructuras geológicas. Los datos satelitales y aeromagnéticos presentan una distribución normal (Figura 35). Los datos de Palafox (2016) muestran una distribución de intensidades de -600 a 600 nT, cuya media y desviación estándar son -1 nT y 210 nT respectivamente (Figura 35 A). Los datos del modelo EMAG2 presentan un rango de intensidades magnéticas más estrecha, variando de -300 a 300 nT, con una media en -16 nT y una desviación estándar de 100 nT (Figura 35 B). La diferencia de estos valores estadísticos radica en la resolución y en la altura de colección de los datos.

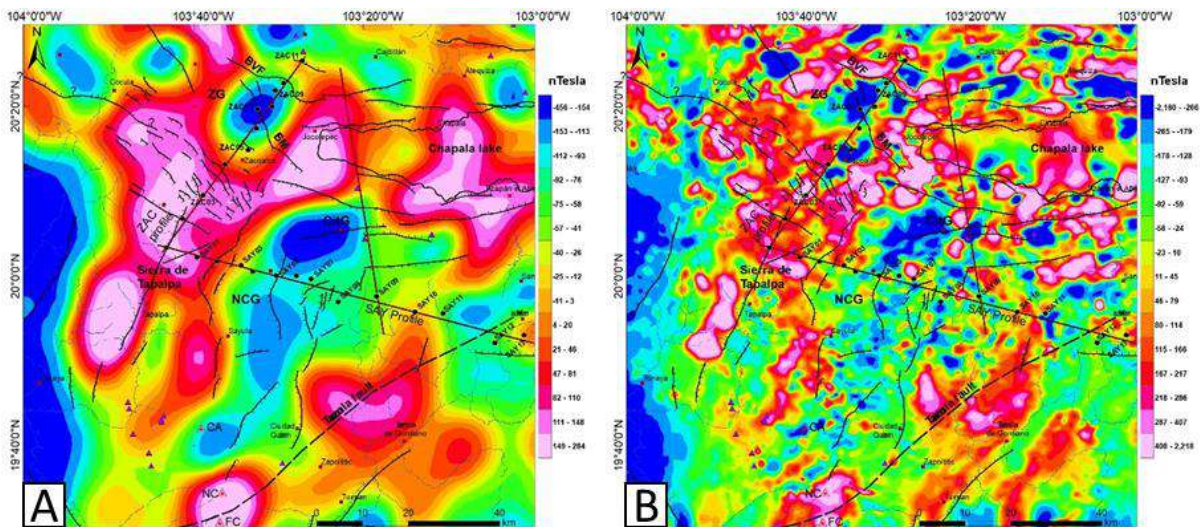


Figura 34. Mapas magnéticos reducidos al polo **A)** Grid de los datos del emag2. **B)** Grid de los datos aeromagnéticos.

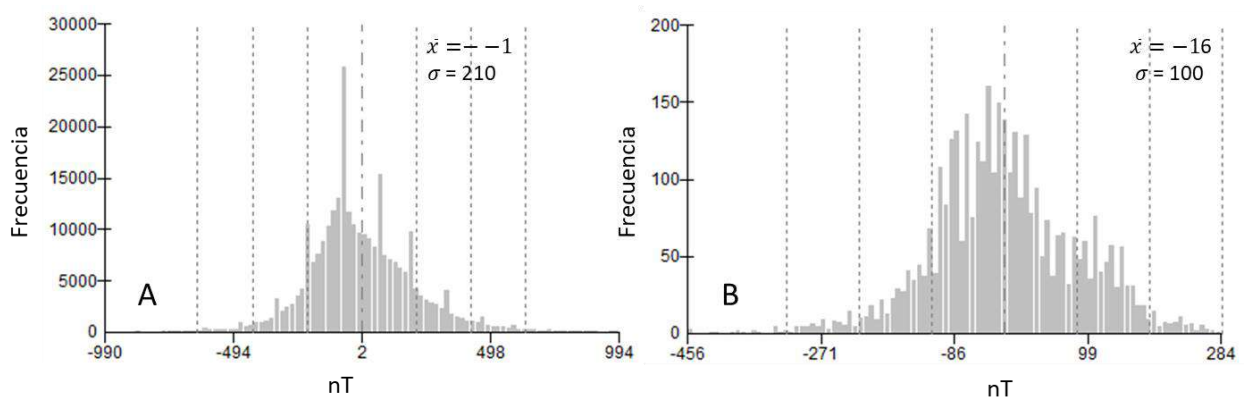


Figura 35. Histograma de frecuencias **A.** Para datos aeromagnéticos **B.** Para datos del modelo EMAG2

5.3.1 Lineamientos y dominios aeromagnéticos

Los lineamientos y dominios magnéticos son de gran importancia para entender la distribución y geometría de las diferentes anomalías y su asociación con unidades y estructuras geológicas. En este trabajo se mapean los lineamientos y dominios sobre el mapa aeromagnético ya que presenta mejor resolución que el mapa obtenido con los datos del modelo EMAG2.

Los lineamientos mapeados sobre los datos aeromagnéticos tienen longitudes de 5 a 25 km, pero en promedio de 12 km, orientados en una gran variedad de direcciones (Figura 36 y Figura 37). Al sureste del mapa se tienen lineamientos con azimuts NE-SW y algunos perpendiculares a estos. En general para este sector hay poca densidad de lineamientos. La zona que va desde el sur del graben de Citla hasta el norte del rift de Chapala se caracteriza por tener dos orientaciones preferenciales de lineamientos, uno este-oeste y otro norte-sur. La zona noroccidental que comprende las estructuras del semigraben de Zacoalco y del norte de la sierra de Tapalpa presentan orientaciones preferenciales NW-SE y NE-SW. Los lineamientos del norte de la sierra de Tapalpa se caracterizan por tener longitudes cortas de alrededor de 6 km. Todo el extremo occidental y suroccidental se caracteriza por tener poca densidad de lineamientos y estos presentan rumbos N-S con leves desviaciones al este y oeste. La parte sur de la sierra de Tapalpa presenta dos dominios de lineamientos, uno principal NE-SW y otro secundario NW-SE. La parte media, correspondiente al graben norte de Colima, posee lineamientos con orientaciones preferencial NE-SW. Finalmente, el complejo volcánico de Colima presenta un arreglo poligonal de los lineamientos. Al agrupar las direcciones de estos lineamientos en un diagrama de rosas e histograma de frecuencias (Figura 37) se puede observar que hay un gran dominio de lineamientos con orientación NE-SW y E-W. En general, cabe resaltar que toda la parte norte presentó una mayor cantidad de lineamientos que la parte sur.

Por otra parte, se realizaron los dominios aeromagnéticos como complemento para entender la distribución de las diferentes anomalías. Los dominios aeromagnéticos buscan agrupar los sectores con características similares en cuanto a su señal magnética tales como: longitud de onda, amplitud y orientación. Zonas con similares características a estas podrían estar asociadas a una fuente generadora con similares susceptibilidades magnéticas. En este trabajo se agruparon 7 dominios magnéticos (Figura 38) que serán descritos a continuación.

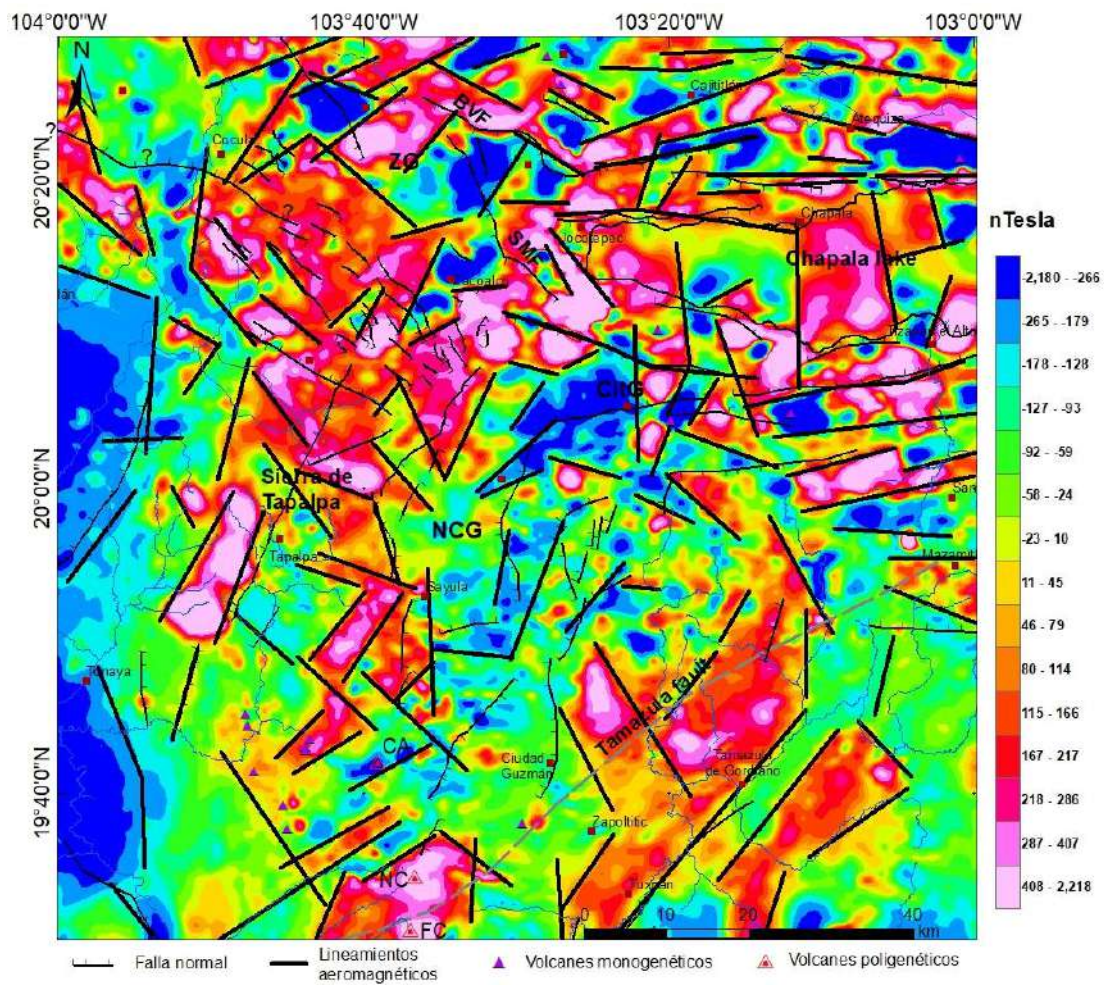


Figura 36. Lineamientos aeromagnéticos de los datos del modelo de Palafox et al. (2016)

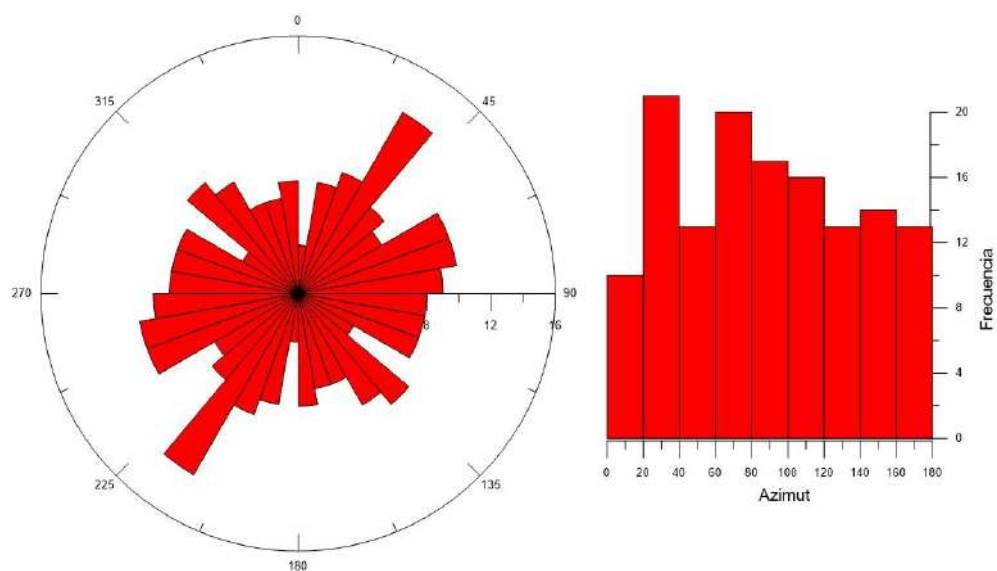


Figura 37. Diagrama de rosas e histograma de frecuencias del azimuth de los lineamientos aeromagnéticos

Dominio magnético I (DMI): se ubica al occidente del área de estudio y se encuentra indefinida al occidente. Corresponde a una anomalía alargada, orientada norte sur, con valores de intensidad magnética negativos (-150 a -390 nT). La longitud de onda es de 10 a 15 km. Esta zona está principalmente compuesta por rocas sedimentarias (Calizas y areniscas) plegadas con ejes axiales norte-sur y capas rojas en los núcleos de estos pliegues (Rosas-Elguera, 2017, comunicación escrita). Estas rocas han sido parcialmente cubiertas por rocas volcánicas efusivas de composición ácida a intermedia.

Dominio magnético II (DMII): corresponde a la zona del complejo volcánico de Colima. Es una anomalía semicircular con intensidades magnéticas que van de 100 a 500 nT y posee longitudes de onda en promedio de 5 km. Esta zona geológicamente está constituida por rocas volcánicas efusivas y piroclásticas, y también espesos flujos de escombros.

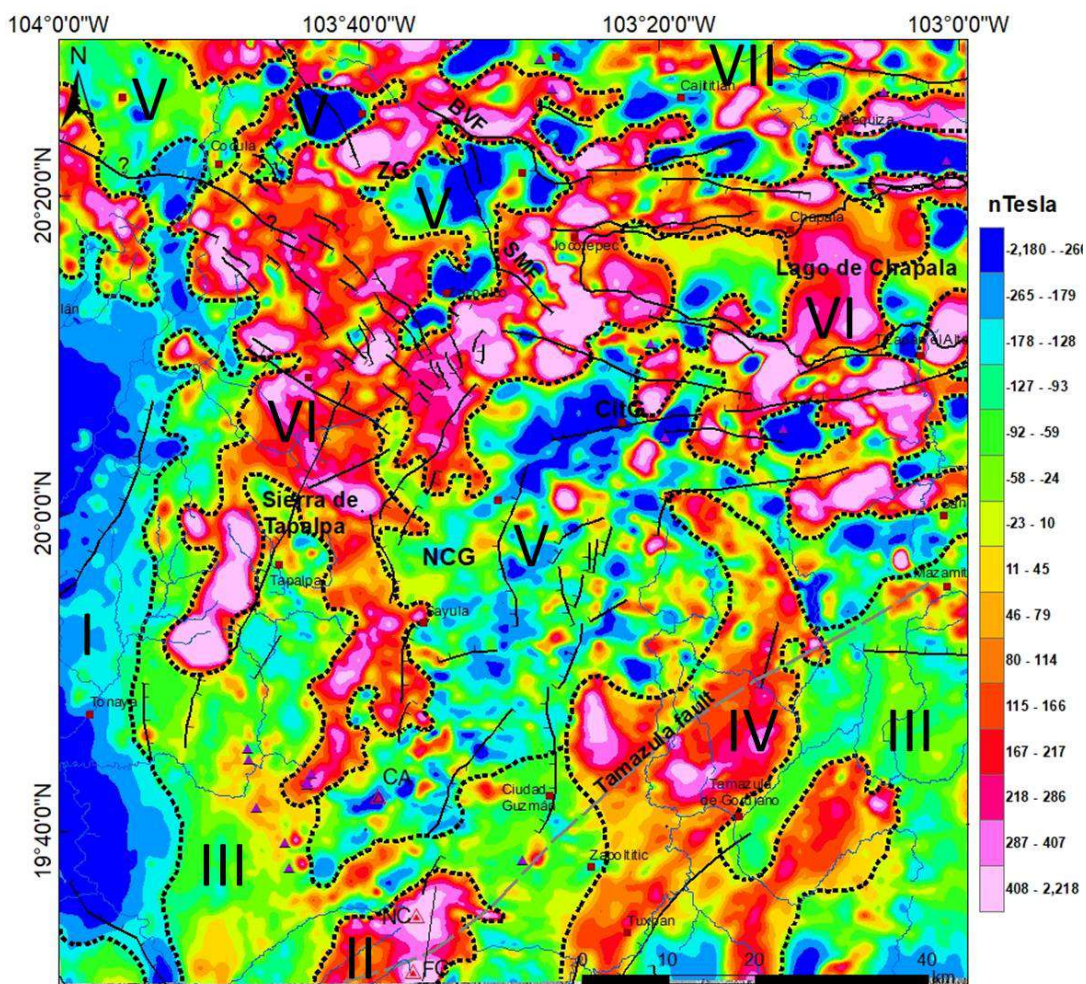


Figura 38. Dominios aeromagnéticos. Se señalan áreas con amplitudes y longitudes de onda similares.

Dominio magnético III (DMIII): esta agrupado en dos regiones en el mapa, una comprende el suroeste de la sierra de Tapalpa y el este del complejo volcánico de Colima, y la otra se encuentra en la parte más sureste del mapa. Corresponde a intensidades magnéticas intermedias entre -170 a 70 nT. La longitud de onda varía entre 3 y 7 km, pero en promedio es de 5 km. En el sector occidental la geología dominante corresponde a rocas extrusivas básicas y en el sector suroriental corresponde a granitoides que intruyen rocas metamórficas y sedimentarias.

Dominio magnético IV (DMIV): se ubica al sureste de la zona de estudio. Es una anomalía con una orientación NE-SW con intensidades magnéticas que van de 34 nT a 452 nT. Posee una longitud de onda promedio de 4 km. La parte más norte de este dominio corresponde a rocas sedimentarias tipo lutita y areniscas y la parte más sur corresponde a granitoides.

Dominio magnético V (DMV): cubre al graben norte de Colima y sus alrededores, el occidente la laguna de Chapala, parte el semigraben de Zacoalco y el semigraben de Ameca al noroccidente. Las intensidades magnéticas varían en general entre -50 y -450 nT. Presenta longitudes de onda desde 1.5 km a 10 km, pero en promedio de 3 km. Geológicamente corresponde a rellenos aluviales y lacustres Plio-Cuaternarios cubiertos parcialmente por rocas volcánicas.

Dominio magnético VI (DMVI): este dominio se extiende desde la parte sur de la sierra de Tapalpa hasta el noroccidente del lago de Chapala con un rumbo NE-SW, también cubre un área importante que se extiende desde la parte central del lago de Chapala hacia el sur con un rumbo N-S. Este dominio contiene los valores más altos de intensidad magnética en todo el mapa (>500 nT) con valores promedio de longitud de onda de 5 km. Geológicamente corresponde a rocas volcánicas de intermedias a básicas, seguramente de gran espesor.

Dominio magnético VII (DMVII): Se localiza en la parte norte del rift de Chapala y el semigraben de Zacoalco. Contiene anomalías negativas y positivas de -600 a 400 nT con longitudes de onda promedio de 4 km. Corresponde a sedimentos recientes cubiertos parcialmente por rocas volcánicas. No se incluyó en el DMV porque presenta cuerpos con altas intensidades magnéticas.

Desde un punto de vista general es importante anotar el fuerte aumento de los valores de la intensidad magnética hacia la parte NE del mapa aeromagnético, posiblemente asociado a la profundización o inexistencia de las capas sedimentarias para esta zona y además obedece a la presencia de grandes volúmenes de lava de la FVTM.

5.3.2 Espectro de Potencia

El espectro de potencia calculado para los datos aéreos y satelitales muestran grandes diferencias, especialmente en el rango del número de onda y de potencia (ver Figura 40 A y B). Los datos aeromagnéticos comprenden números de onda de 0 a 2.5 km^{-1} y de logaritmo de la potencia de -11 a 10. En cambio, los datos de los datos del EMAG2 comprenden número de onda entre 0 y 0.25 km^{-1} y logaritmo de la potencia de -10 a 6. Estos diferentes rangos van muy ligados con la resolución espacial de estos sondeos.

La profundidad de la fuente para los datos de Palafox (2016) son: 6, 2.5 y 1 km. Para los datos del modelo EMAG también se encontraron 3 diferentes profundidades asociadas a diferentes fuentes, a 10 km, 6.5 y 3.5 km. A medida que los datos son colectados a mayores alturas, las anomalías obedecen a cambios más regionales, es decir, a longitudes de onda mayores, esto pudo producir que las fuentes del modelo Emag2 sean más profundas que las de los datos aeromagnéticos. Cabe resaltar que ambos modelos coinciden en una fuente a una profundidad de 6 km.

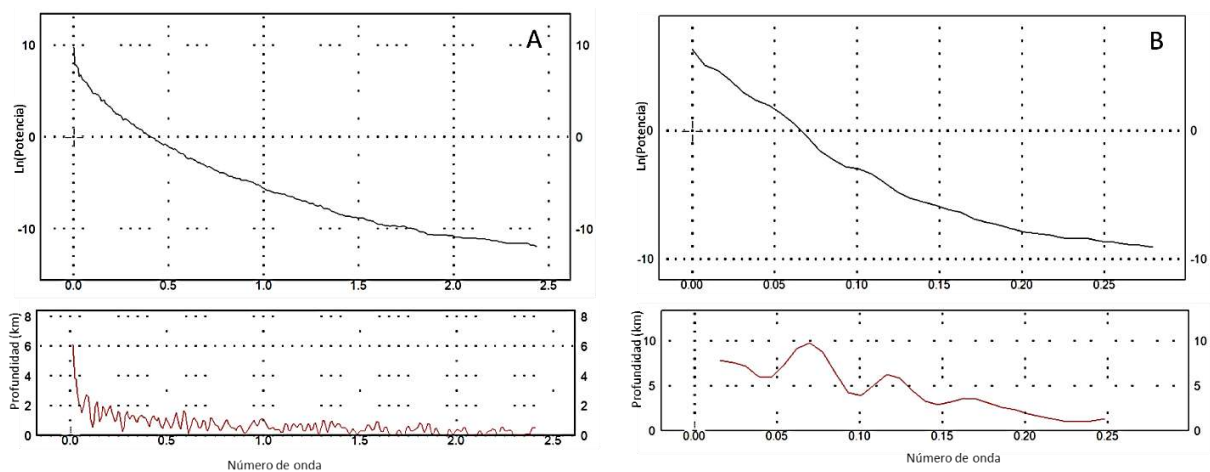


Figura 39. Espectro de potencia promediado radialmente. A. Para datos aeromagnéticos B. Para datos del modelo EMAG2.

5.3.3 Deconvolución de Euler

Una breve descripción de la deconvolución de Euler y los parámetros de entrada que requiere el programa oasis montaj[®] para calcularla se muestra en la sección 5.2.3. Todos los parámetros

excepto la altura de vuelo que fue modificada a 350 m quedaron iguales. Para este cálculo se usó el *grid* aeromagnético ya que presenta un mayor espectro de frecuencias que el *grid* satelital EMAG2.

La distribución de la profundidad del basamento ha sido agrupada en 12 intervalos coloreados con cuantiles (100/12) para resaltar los principales contrastes. El graben norte de Colima y Citala presentan espesores promedios entre de 1000 a 1300 m. El semigraben de Zacoalco de 1200 a 1400 m. El lago de Chapala de -1650 a -1850 m. El complejo volcánico de Colima entre 1650 y 1850 m. Las regiones cuyo basamento está más cercano a la superficie (<800 m) se encuentra al suroriente del graben norte de Colima, en la sierra de Tapalpa y al sur del semigraben de Ameca. Los alrededores de Tonaya (al suroeste del mapa) y de Tuxpan (sureste del mapa) corresponden a zonas donde el basamento contiene profundidad de 2000 a 2600 m. La profundidad media para toda el área de estudio es de 1200 m con una desviación estándar de 447 m (Figura 41). La comparación entre los resultados de la deconvolución de los datos aeromagnéticos y gravimétricos se realizará en el capítulo de discusión.

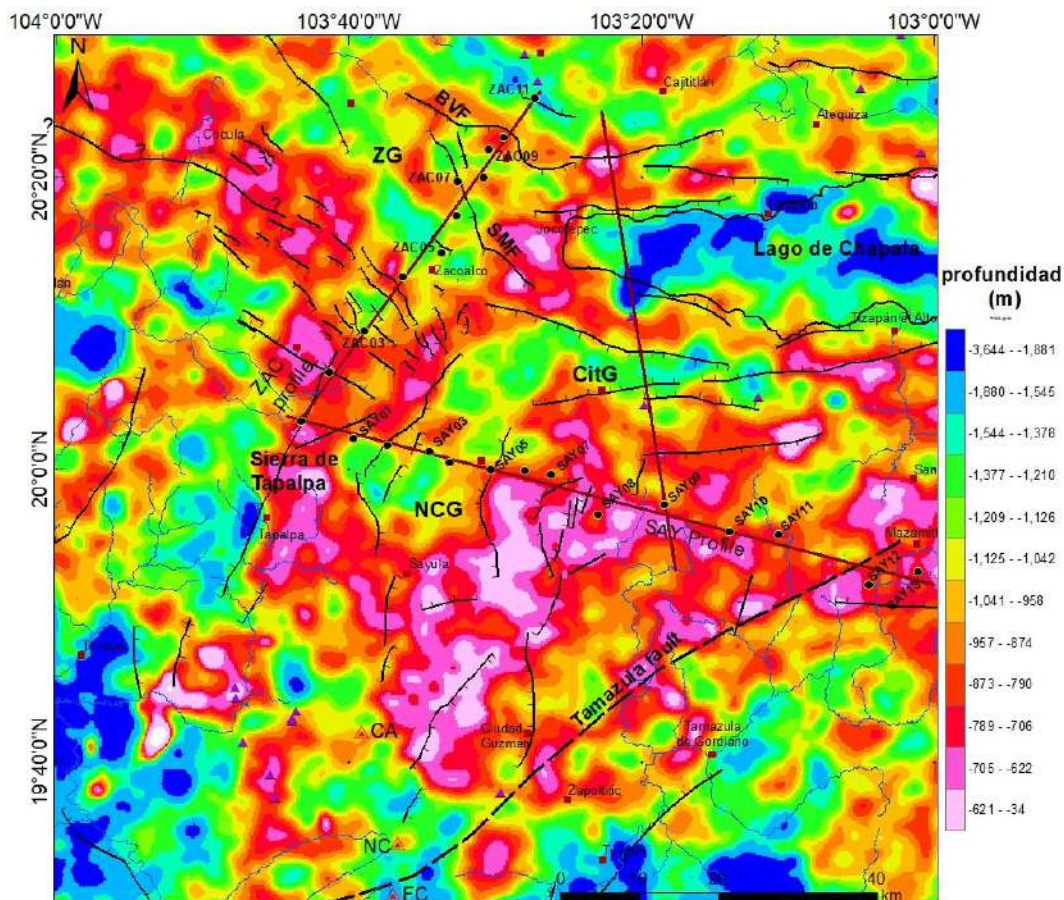


Figura 40. Deconvolución de Euler de los datos aeromagnéticos reducidos al polo.

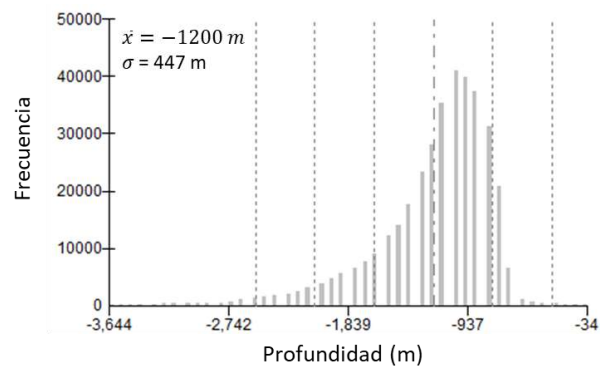


Figura 41. Histograma de frecuencia del resultado de la deconvolución de Euler de los datos magnéticos

6 DISCUSIÓN DE RESULTADOS

Durante el desarrollo de la presente tesis se buscó obtener una interpretación geológica y estructural del subsuelo en los alrededores del punto triple de Guadalajara (PTG). Para cumplir dicho objetivo se realizó una revisión bibliográfica de los estudios a una escala regional y local, se realizaron dos perfiles magnetotélúricos que fueron interpretados teniendo en cuenta información gravimétrica y magnética, y se elaboró un tercer perfil que fue interpretado solamente con información gravimétrica y magnética.

El PTG es una zona estructuralmente compleja donde están interactuando fallas geológicas con tres direcciones diferentes correspondientes a los sistemas de extensión: rift de Colima (N-S), el rift de Chapala (E-W) y el rift de Tepic-Zacoalco (NW-SE). Esta configuración tectónica podría tener gran influencia en el cálculo del *strike* eléctrico, en la dimensionalidad del medio y en la magnitud y dirección de los vectores de inducción. Por esta razón es posible encontrar variaciones a medida que incrementamos la profundidad de investigación, es decir, cuando medimos a frecuencias más bajas.

A pesar de que el *strike* eléctrico fue evaluado con las metodologías de Bahr (1988, 1991), Weaver et al. (2000) y McNeise y Jones (2001), se optó por trabajar con el *strike* encontrado con el método de Bahr que fue equivalente al encontrado con el método de Weaver. Esto debido a la gran concordancia que arrojó los resultados con las estructuras superficiales que se pueden ver en el modelo de elevación digital y en las anomalías magnéticas y gravimétricas. Aunado a esto, con los métodos de Bahr y Weaver se tuvo mayor cercanía con los datos porque fue necesario programar todas las ecuaciones. Por el contrario, para el caso de McNeise y Jones (2001) se usó el algoritmo *STRIKE* donde no se tuvo cercanía con los datos. Con estos métodos se obtuvo diferencias principalmente en el análisis por frecuencias, pero el resultado del *strike* eléctrico promedio para todas las frecuencias fue similar.

El *strike* eléctrico para el caso del perfil ZAC mostró una tendencia NW-SE tanto para las altas como para las bajas frecuencias. En cambio, para las frecuencias altas del perfil SAY se obtuvo un *strike* N-S concordante con la tendencia general de las estructuras superficiales del graben norte de Colima, pero para frecuencias menores a 1 Hz pasó a obtener también una tendencia NW-SE. Por otro lado, los modelos de Sandwell et al. (2014) y el GGMPlus2013 (Figura 26 A y C) muestran una tendencia regional de la anomalía de Bouguer con orientación NW-SE, donde se pasa de valores de -100 mGal

en la parte SW de la zona de estudio a valores de hasta -200 mGal en la parte NE. Tanto los resultados del *strike* eléctrico como los de gravimetría muestran que hay una estructura regional NW-SE, paralela a la trinchera de subducción y posiblemente está asociada a la parte final de la placa Rivera, que para esta zona estaría a una profundidad entre 200 y 250 km (Ferrari et al., 2012).

Los dos perfiles magnetotelúricos, perfil SAY y perfil ZAC, poseen comportamientos 1D, 2D y 3D según mostró el análisis de dimensionalidad con los métodos de Swift (1967) y de Bahr (1991). Estos perfiles mostraron que para altas frecuencias (1-320 Hz) se tiene un comportamiento 1D+2D y para frecuencias <1 Hz predomina un comportamiento 3D. Algunos sondeos del perfil SAY han mostrado un comportamiento 3D para frecuencias altas, en primera instancia se pensó que se debía a sondeos ruidosos, pero después de revisar los sondeos, estos se encontraban con características similares a los otros sondeos que tienen buena relación señal/ruido. Se queda entonces en incógnita las causas de dicho comportamiento.

Los vectores de inducción son una fuente complementaria a la información obtenida con el análisis de distorsión (*Strike* eléctrico y dimensionalidad) ya que estos obedecen a la cercanía e intensidad de un cuerpo conductor, muchas veces asociado a una estructura geológica. Para frecuencias altas muchas veces no se detectan estructuras cercanas como sucedió en este estudio donde para frecuencias >10 Hz ($\approx$ 0-2 km de profundidad), la magnitud de los vectores de inducción es nula (Figura 16). Para frecuencias entre 1 y 10 Hz ($\approx$ 2-5 km de profundidad) los vectores de inducción empiezan a sentir la influencia de conductores cercanos, mostrando grandes magnitudes especialmente en la zona del semigraben de Zacoalco. Para frecuencias entre 1 y 0.1 Hz ($\approx$ 5-15 km de profundidad) se dispara la magnitud de los vectores de inducción y se orientan perpendicularmente a la orientación de las estructuras superficiales. Para frecuencias en el rango de 0.1 Hz hasta 0.003 Hz (15-50 km) también se obtuvieron grandes magnitudes en los vectores de inducción mostrando ligeros cambios respecto al rango de frecuencia anterior. Estos resultados soportan la idea de una corteza fracturada que controla el flujo eléctrico en la región.

Con la finalidad de brindar una interpretación regional de los alrededores del PTG y de constreñir los resultados obtenidos con los sondeos magnetotelúricos para la parte más superficial se usó información de métodos potenciales. Existen múltiples técnicas cualitativas y cuantitativas para interpretar los datos magnéticos y gravimétricos; para este estudio se utilizaron las metodologías: mapeo de lineamientos y dominios, espectro de potencia, deconvolución de Euler y gradientes horizontales.

Los datos gravimétricos utilizados en esta tesis fueron tomados de dos fuentes diferentes, el modelo de Sandwell et al. (2014) y el modelo GGMPlus2013 de Hirt et al. (2013). Se tomaron en cuenta estos dos modelos con la finalidad de poder corroborar la presencia de anomalías gravimétricas, ya que en algunas ocasiones las anomalías podrían estar camufladas para un modelo y para el otro no. Aunque el modelo GGMPlus2013 posee mayor número de datos que el modelo de Sandwell et al. (2014) ambos modelos registran muy bien las anomalías con longitud de onda por encima de 8 km (resolución espacial de $4 \text{ km} = \lambda/2$). En los mapas residuales de Bouguer (Figura 26 B y D) y en la Figura 44 (datos gravimétricos a lo largo de los perfiles) se puede apreciar que en algunas ocasiones el modelo de Sandwell et al. (2014) define mejor las anomalías que el modelo de GGMPlus2013. Por esta razón la interpretación de los lineamientos y dominios gravimétricos se llevaron a cabo sobre los datos del modelo de Sandwell et al. (2014).

Complementario a los datos gravimétricos se usaron datos magnéticos. Con la finalidad de tener una visión regional y otra local de las anomalías magnéticas se utilizaron dos modelos magnéticos, el EMAG2 (satelital) y el creado por Rosas-Palafox (2016) (aéreo). La Figura 44 muestra la gran diferencia que existe en cuanto a longitud de onda y la amplitud de las anomalías para ambos modelos. El modelo EMAG2 registra longitudes de onda de 40 km (20 km de resolución espacial) en cambio el mapa aeromagnético posee longitudes de onda bien definidas a partir de 3 km que equivale a una resolución espacial de 1.5 km.

Los lineamientos magnéticos y gravimétricos fueron mapeados en áreas con anomalías contrastantes cuyos límites pueden ser definidos a lo largo de una línea recta. Al comparar los lineamientos magnéticos y gravimétricos (Figura 42) se observa que en la mayoría de casos presentan ubicaciones y orientaciones diferentes, pero en algunos casos estos lineamientos coinciden o están poco desfasados entre sí. Estos últimos merecen mayor atención ya que al ser identificados con la medida de dos propiedades físicas diferentes, podrían estar indicando una estructura de importancia. No por esto se desmerita que otros lineamientos registrados solo con un método geofísico puedan indicar la existencia de una estructura geológica, simplemente no tiene suficiente peso para ser interpretada como tal.

Aunque son pocos los lineamientos magnéticos y gravimétricos que coinciden se pueden resaltar al menos ocho. Cuatro lineamientos con rumbo N75E ubicados al sur del rift de Chapala, donde solo uno coincide con una falla geológica del mapa estructural y otro es la prolongación al este de una falla superficial. Otro lineamiento se encuentra en la parte norte del graben norte de Colima,

correspondiendo a la prolongación de una falla que se ve en superficie. También al noroeste del complejo volcánico de Colima se presenta un lineamiento con orientación NW-SE que coincide con un lineamiento de volcanes monogenéticos. Además, al sur de la sierra de Tapalpa se observan al menos un par de lineamientos que están limitando sierras con diferente geomorfología.

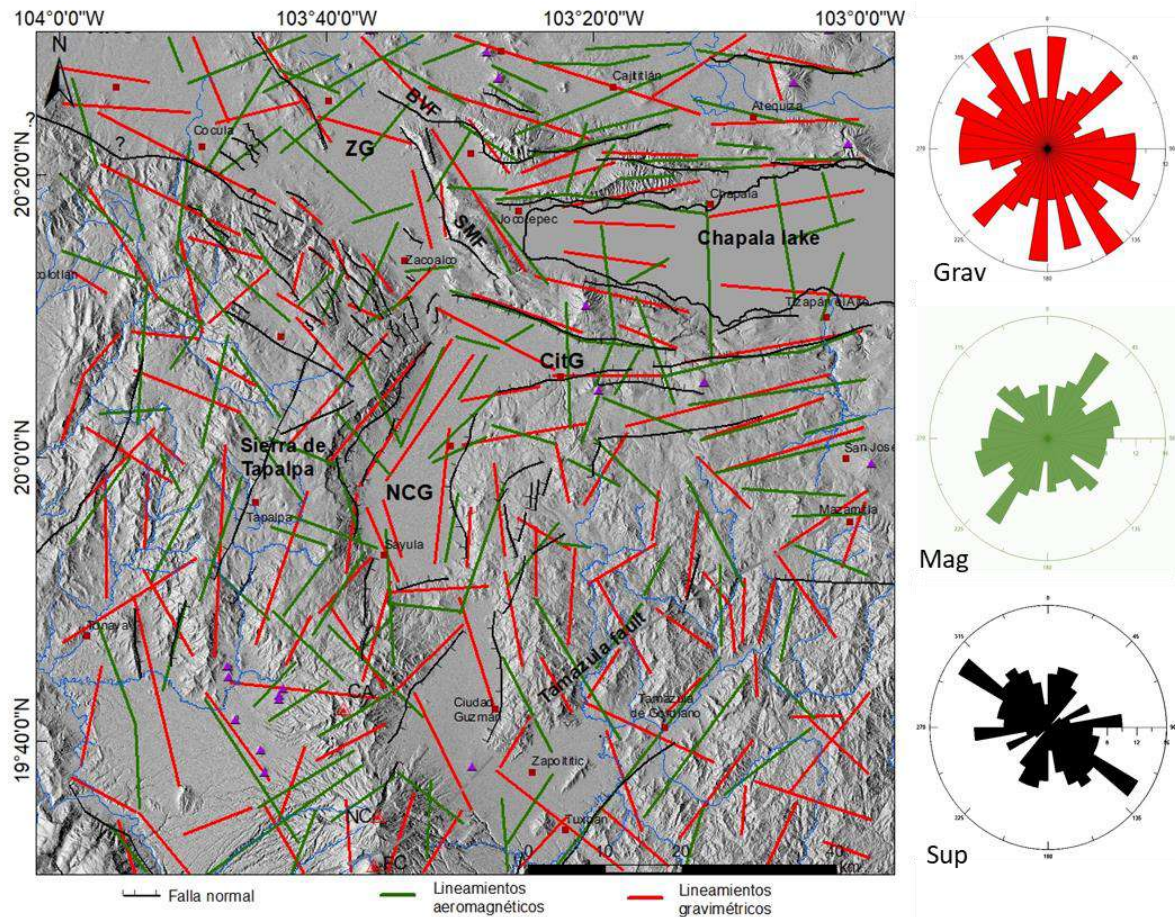


Figura 42. Lineamientos gravimétricos y magnéticos superpuestos al mapa estructural. A la derecha se observan los diagramas de rosas de los lineamientos gravimétricos (grav), lineamientos aeromagnéticos (mag) y lineamientos de estructuras superficiales (sup).

Superponiendo los lineamientos gravimétricos y magnéticos al mapa geológico (ver Figura 43) se destaca que en la zona correspondiente a sedimentos lacustres se presentan lineamientos magnéticos y gravimétricos, indicando la posible existencia de un posible basamento fallado. También llama la atención los lineamientos magnéticos con tendencia N-S que atraviesan la laguna de Chapala. En general, los lineamientos gravimétricos muestran una distribución aleatoria; en contraste los datos magnéticos poseen orientaciones preferenciales NE-SW y E-W, y los datos

estructurales superficiales poseen orientaciones preferenciales NW-SE y E-W bien definidas (Figura 42).

Aunque los dominios gravimétricos y magnéticos poseen grandes diferencias en cuanto a su forma y área, algunos dominios se traslapan, al menos parcialmente. El DMI (dominio magnético I) se podría asociar con el DGI (dominio gravimétrico I), el DMII con el DGII, el DMIII y DMIV con el DGIV y DGV, el DMV con el DGVII. La superposición de los dominios gravimétricos y aeromagnéticos al mapa geológico (Figura 43) deja en claro que, aunque hay algunos dominios relacionados con la geología superficial, la mayoría obedece más bien a cambios más profundos

El DMVI es el cuerpo que abarca mayor área presentado altas intensidades magnéticas. Cabe destacar que este dominio atraviesa en algunas porciones los valles lacustres indicando posiblemente para estos sectores un basamento cercano a la superficie. El DMI está dominado por la presencia de rocas sedimentarias con bajas intensidades magnéticas. Por el contrario, el dominio magnético IV que también contiene rocas sedimentarias presenta altas intensidades magnéticas. Seguramente estas rocas sedimentarias del este han sufrido procesos de mineralización posteriores. Sobresale que el DMV se extienda mucho más al este del graben norte de Colima que es un sector de rocas volcánicas, pero aparentemente con bajas intensidades magnéticas. El DMV en la porción del semigraben de Zacoalco se caracteriza por tener bajas intensidades magnéticas incluso en la parte norte de la sierra de San Marcos.

Los dominios gravimétricos muestran más suavidad en sus bordes que los dominios aeromagnéticos, esto es debido a que presenta menor resolución espacial. Llama la atención las dos anomalías positivas del DGIII y el DGIV que señalan cambios estructurales contrastantes relacionados con el DGVII que contiene al graben norte de Colima. El DGVII en el área de Zacoalco tiene bordes circulares y está separado del DGVII del graben norte de Colima por un alto gravimétrico. El dominio gravimétrico V presenta una firma característica con lineamientos perpendiculares, uno NE-SW y otro NW-SE. La firma de este dominio podría estar asociada a la profundidad somera del granito en esta zona. El DGVII abarca estructuras del norte del semigraben de Zacoalco y del graben de Chapala; no se nota un cambio contrastante entre las estructuras del semigraben de Zacoalco respecto a las estructuras del rift de Chapala, más bien parecen ser continuas como lo muestran las anomalías gravimétricas.

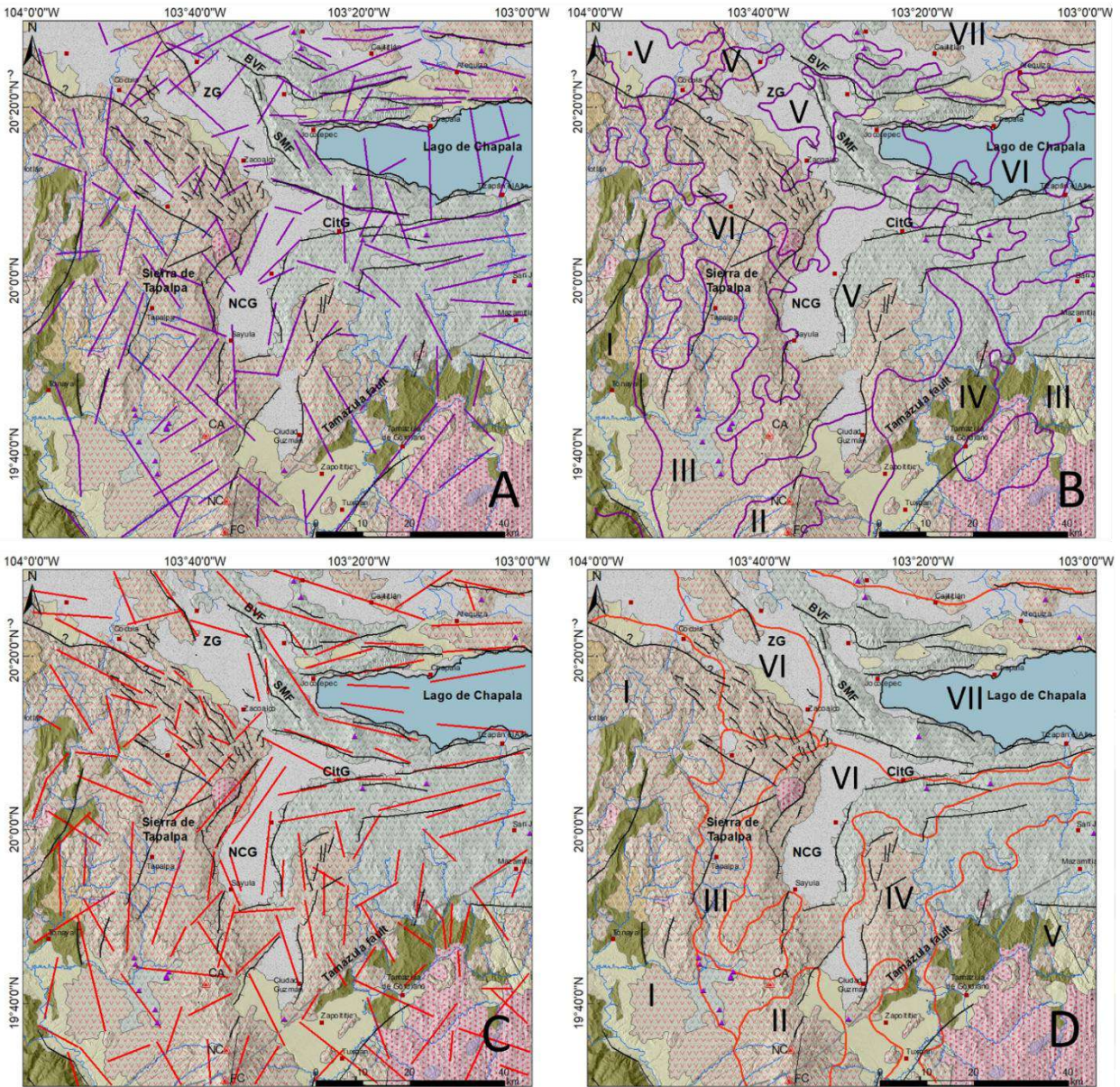


Figura 43. Lineamientos y dominios superpuestos a las unidades geológicas. A. Lineamientos aeromagnéticos, B. Dominios aeromagnéticos, C. Lineamientos gravimétricos, D. Dominios gravimétricos. En los dominios aeromagnéticos el I corresponde a un mínimo magnético; el II, el IV y el VI a máximos magnéticos; el III a intensidades magnéticas intermedias; el V a mínimos y máximos magnéticos de corta longitud de onda, y el VII a máximos y mínimos con larga longitud de onda. En los dominios gravimétricos el I corresponde a mínimos y máximos gravimétricos orientados norte sur, el II corresponde a una anomalía circular bien definida del CVC, el III y el IV son anomalías gravimétricas positivas, el V son anomalías positivas sin orientación preferencial, el VI es dominado por las anomalías negativas de las principales depresiones tectónicas, y el VII son anomalías negativas y positivas con orientaciones E-W y NW-SE.

Según los resultados del espectro de frecuencia, se podrían agrupar 4 profundidades de fuentes que crean las anomalías gravimétricas y magnéticas: a 10, 6, 4 y 2 km. Cabe aclarar que esto corresponde a un valor promedio para toda la zona de estudio. El valor de 10 km podría corresponder a la zona

más fracturada del granito, que podría contener agua relleno sus fracturas. El valor de 6 km se podría también asociar al granito, pero con mayores niveles de fracturación y mayor cantidad de agua. El valor de 4 km se ajustaría bien a la interfase entre el paquete de rocas volcánicas y sedimentarias con el granito. Finalmente, el valor de 2 km correspondería a los rellenos sedimentarios y a rocas volcánicas alteradas.

La deconvolución de Euler para datos magnéticos (EUM) y gravimétricos (EUG) difiere en sus magnitudes para algunas zonas. Con la finalidad de señalar algunas diferencias se presenta en la Tabla 9 un resumen de los valores de profundidad para 10 áreas diferentes. Los datos de EUM para estas zonas comprenden valores de 800 a 2050 m, siendo las áreas con basamento más somero la sierra de Tapalpa y el sur del graben de Citla. Las zonas con basamentos más profundos se encontraron en los alrededores de Tuxpan y Ciudad Guzmán, así como al sur de Tonaya. Los datos EUG comprenden valores de profundidad entre 650 y 2750 m siendo la zona con un basamento más somero la porción sureste del área de estudio, y las zonas más profundas corresponden al semigraben de Zacoalco y al graben norte de Colima. En general los datos EUG indican un basamento promedio para el área de estudio de 1470 m (Figura 33) y para los datos EUM de 1270 m (Figura 41). Estas profundidades podrían ser asociadas a la firma de las rocas volcánicas alteradas y fracturadas, así como al relleno lacustre de los diferentes sistemas de extensión. La diferencia entre estos dos modelos radica en que el método gravimétrico y el magnético miden propiedades físicas diferentes, además posee longitudes de onda diferentes que limita la resolución espacial.

Tabla 9. Valores de profundidad del basamento según la deconvolución de Euler de los datos magnéticos y gravimétricos

Área	Prof. Mag Máx.(m)	Prof. Mag Mín. (m)	Prof. Mag prom (m)	Prof. Grav Máx.(m)	Prof. Grav Mín. (m)	Prof. Grav prom (m)
G. N. de Colima	1600	850	1050	4500	1350	2150
Graben de Citla	1550	80	1250	3450	980	1500
Lago de Chapala	2400	1000	1650	4150	565	1750
SG. de Zacoalco	1500	800	1200	4550	1700	2750
Sierra de Tapalpa	1200	600	800	3800	950	1300
Comp. Volc. de Colima	2050	1330	1700	2000	1200	1450
Región al sur del graben de Citla	1200	600	800	2100	700	1000
Tuxpan y C. Guzmán	2400	1230	2000	2700	700	1500
Sur de Tonaya	2600	850	2050	2300	850	1700
Porción sureste del mapa	1700	850	1250	850	520	650

Para realizar una interpretación 2D de las estructuras, una herramienta que fue útil en este trabajo fue el cálculo del gradiente horizontal. Para ello se tomaron los datos gravimétricos y magnético de cada perfil y se realizó el cálculo en hoja de Excel donde: $y'_n = y_{n+1} - y_{n-1} / x_{n+1} - x_{n-1}$. Con los gradientes es posible amplificar los puntos de quiebre de las anomalías a lo largo de los perfiles. Estos puntos de quiebre están asociados a cambios en las propiedades físicas que se están analizando y estos a su vez podrían estar indicando la presencia de una estructura geológica. Son muchos los picos registrados en la gráfica de gradientes (puntos de quiebre en la función original), pero para su adecuada interpretación se debe tomar en cuenta el mapeo de fallas preexistentes y la comparación con otras medidas físicas, en nuestro caso la resistividad. Las fallas interpretadas en la Figura 44 muestran una gran asociación con fallas mapeadas en trabajos previos. Para este trabajo se agregaron 3 fallas al norte del perfil Chapala. Además, también se agregaron 6 fallas en el perfil SAY, 5 al este y una en la parte media del perfil. Para el perfil ZAC no se agregó ninguna estructura nueva. Para las interpretaciones más profundas se contó con las imágenes de resistividad de este trabajo y con resultados de trabajos previos.

Una zona profunda y de interés tectónico y geodinámico es la interfase corteza-manto o discontinuidad de Mohorovicic (Moho). El Moho se encuentra a una profundidad alrededor de 35 km para la zona del punto triple de Guadalajara (Ferrari et al., 2012, Figura 1). Sin embargo, el modelo de resistividad del perfil SAY muestra que el espesor de la corteza no es tan constante como lo sugieren los modelos sísmicos. A lo largo del perfil SAY se muestra que para la zona correspondiente al bloque Jalisco la corteza tiene un espesor de 31 km y para la zona correspondiente al bloque Michoacán esta es de 36 km (Figura 44). Cabe resaltar que este cambio abrupto del espesor de la corteza está un poco desfasada al este de la depresión tectónica del graben norte de Colima. También es importante resaltar que Schaaf et al. (1995) propuso, basado en análisis geoquímicos, que la naturaleza de los granitos del bloque Jalisco es diferente a los del bloque Michoacán, pero este autor no determina un límite preciso de dónde ocurren estos cambios.

Por otro lado, el perfil ZAC mantiene un espesor constante de la corteza alrededor de 31 y 32 km indicando que la parte del semigraben de Zacoalco no hace parte del límite estructural del bloque Jalisco y que este posiblemente se encuentre más al norte. Esta hipótesis es concordante con lo que postulan Ferrari y Rosas-Elguera (1999) que sugieren que el límite norte del bloque Jalisco está

alineado con la cadena volcánica Ceboruco-Caldera la Primavera, es decir, se encuentra ubicado al norte del semigraben de Zacoalco.

En la parte media de ambos perfiles MT se interpretó un tenue adelgazamiento de la corteza justo donde se desprende del manto una anomalía conductiva que genera un contraste horizontal de la resistividad, pasando de 6000 ohm-m a 1000 ohm-m. Esta zona define una franja estrecha que llega a la superficie y ha sido interpretada como ascenso de fluidos (Figura 44 y Figura 45). Estas anomalías conductivas podrían estar asociadas al alto flujo de calor reportado por Manea y Manea (2011).

Los límites del graben norte de Colima no se restringen a los escarpes principales de la principal depresión tectónica donde se encuentra la laguna de Sayula (15 km de ancho). Hay evidencias estructurales (p. ej. Allan et al., 1991) y geofísicas (este estudio) que sugieren que los límites del rift en esta zona se extienden más hacia el este y al occidente, comprendiendo un ancho de 40 km a lo largo del perfil SAY. El límite este se propone que se encuentra 15 km al este del escarpe oriental del graben norte de Colima. Este límite coincide con la anomalía conductiva que atraviesa la corteza del perfil SAY, además en los mapas magnético y gravimétrico se observa que justo en esta zona existe un gran gradiente magnético y gravimétrico. El límite al oeste se propone en la sierra de Tapalpa, a 10 km al oeste del escarpe occidental de la depresión tectónica de Sayula, donde se ha encontrado una anomalía conductiva importante y un mínimo gravimétrico bien definido. Estos nuevos límites sugieren que el Bloque Jalisco se está desprendiendo del bloque Michoacán desde un punto al este de la principal depresión tectónica. Esta interpretación coincide con el modelo propuesto por Bandy et al. (1995) con base en datos gravimétricos y con el trabajo de Selvans et al. (2011) con base en mediciones de GPS, donde encuentra que una estación al este de la depresión tectónica de Sayula se desplaza hacia el oeste.

Con el modelo 2D de resistividad para el perfil Zacoalco (Figura 22) no se pudo visualizar claramente el fallamiento lístrico propuesto por Allan et al. (1991) y Rosas-Elguera et al. (1997), posiblemente porque no se contó con la suficiente resolución para modelar los primeros kilómetros de la corteza debido a que las frecuencias de medida inician en 320 Hz. Por otro lado, la anomalía conductiva que se muestra en el perfil MT, podría estar asociada a la apertura del rift en esta zona. Aunque los desplazamientos del bloque Jalisco y la placa Norteamericana son hacia el SW, la magnitud de desplazamiento es mayor para el bloque Jalisco (Selvans et al., 2011). Esto podría generar adelgazamiento cortical permitiendo el ascenso de fluidos interpretado en este trabajo (Figura 45).

A partir de los datos magnético y gravimétricos, se extendieron las interpretaciones 2D de los trabajos de Allan et al. (1991), Rosas-Elguera et al. (1997) y Pacheco et al. (1999) a una interpretación 3D (Figura 46). Las anomalías magnéticas y gravimétricas, así como los resultados de la deconvolución de Euler, muestran un lineamiento semicircular al SE del semigraben de Zacoalco y un lineamiento semicircular al NW del graben norte de Colima. Estos dos lineamientos son opuestos y están definiendo un alto estructural (Figura 46) que separa al semigraben de Zacoalco de los grábenes de Citala y norte de Colima. Este alto estructural se caracteriza por tener alta intensidad magnética y mayor atracción de la gravedad. Inicialmente se había pensado que la falla de San Marcos podría curvarse y formar este lineamiento semicircular. Después de analizar detalladamente el modelo de elevación digital se observó que la falla de San Marcos continúa hacia el sureste. Entonces para interpretar esta anomalía se sugirió una estructura independiente con rumbo NE-SW y echado hacia el NW (Figura 46). Además, se pudo notar que posiblemente este alto estructural está presente porque justo las fallas cuando llegan a ese punto presentan poco desplazamiento (ver Figura 46).

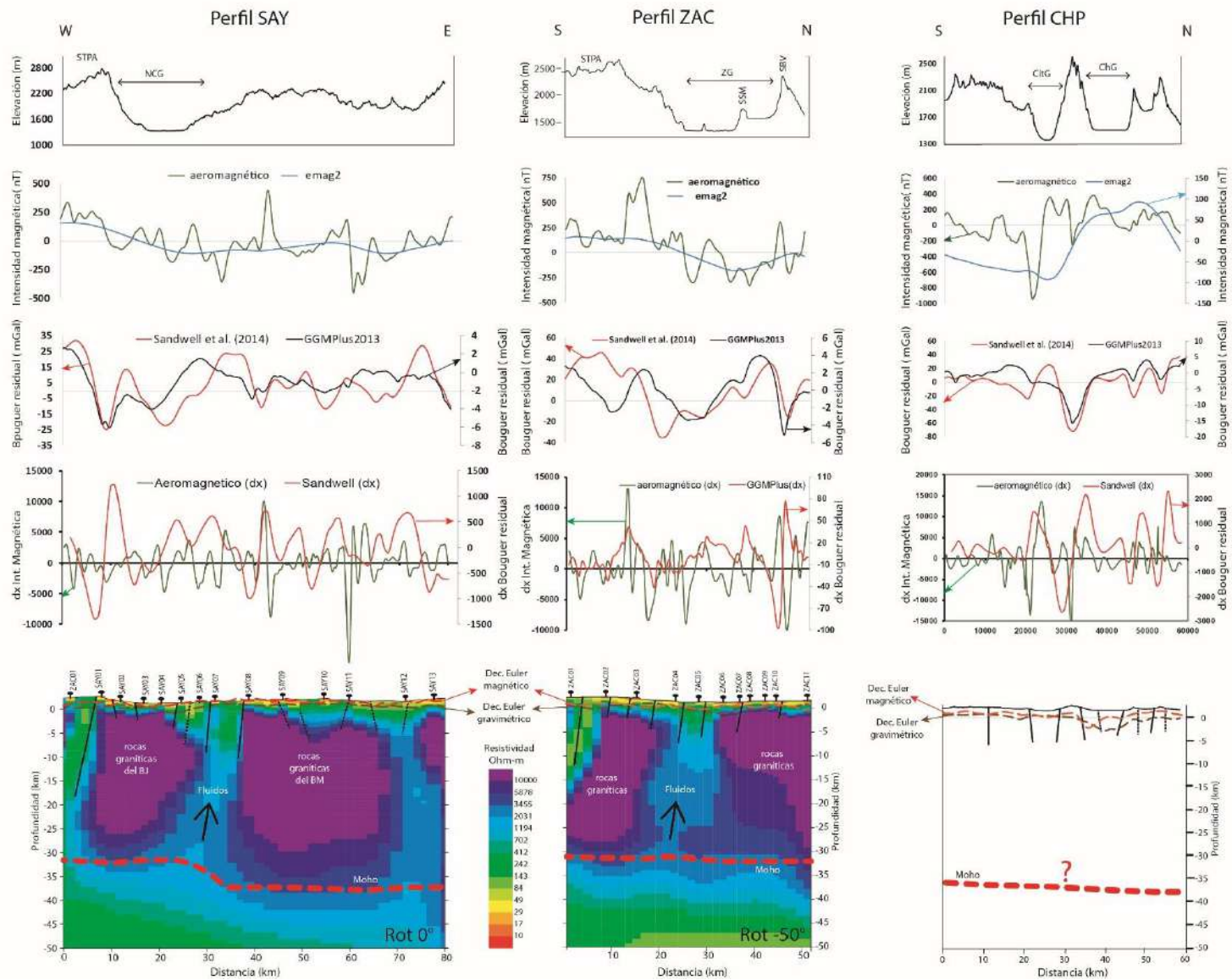


Figura 44. Información utilizada para la interpretación de los perfiles SAY, ZAC y CHP. Fallas en línea continua coinciden con estructuras reportadas en el mapa estructural de este trabajo. STPA=Sierra de Tapalpa, NCG= graben norte de Colima, ZG= semigraben de Zacoalco, SSM= sierra de San Marcos, SBV=sierra Bola del Viejo, CIG=graben de Citala, ChG=Graben de Chapala.

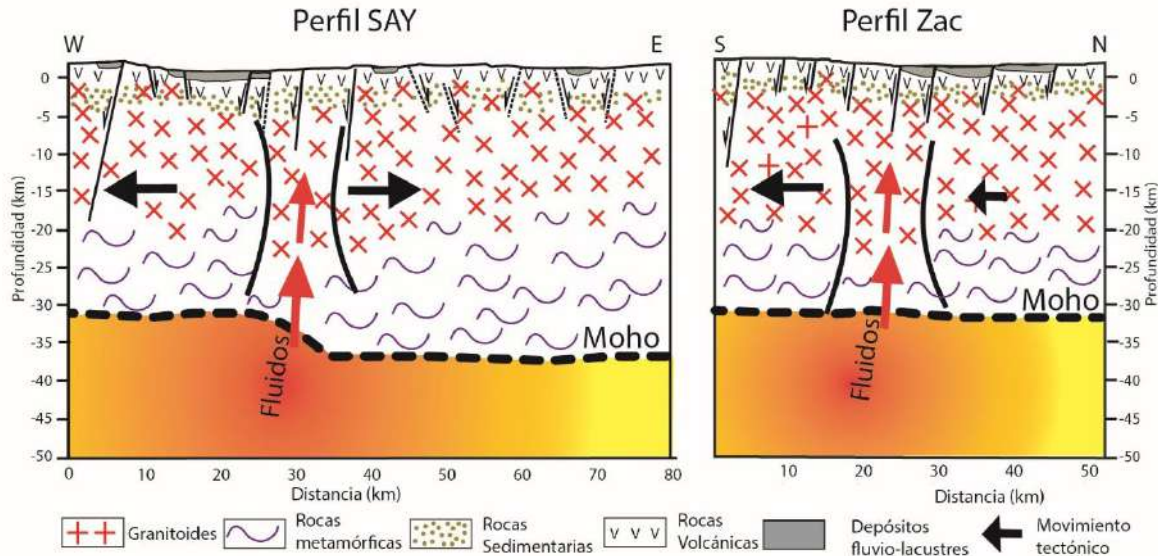


Figura 45. Modelo geológico para el perfil SAY y ZAC. Fallas continuas corresponden a las fallas del mapa estructural del presente trabajo y las fallas punteadas son sugeridas en este trabajo. Notar que la dirección de desplazamiento tectónico a lo largo del perfil SAY tiene direcciones opuestas justo a partir de la franja estrecha que es interpretada aquí como ascenso de fluidos. Los desplazamientos tectónicos a lo largo del perfil ZAC van en la misma dirección, pero con diferente magnitud, lo que permite la apertura del rift y el estilo de fallamiento tipo dominó.

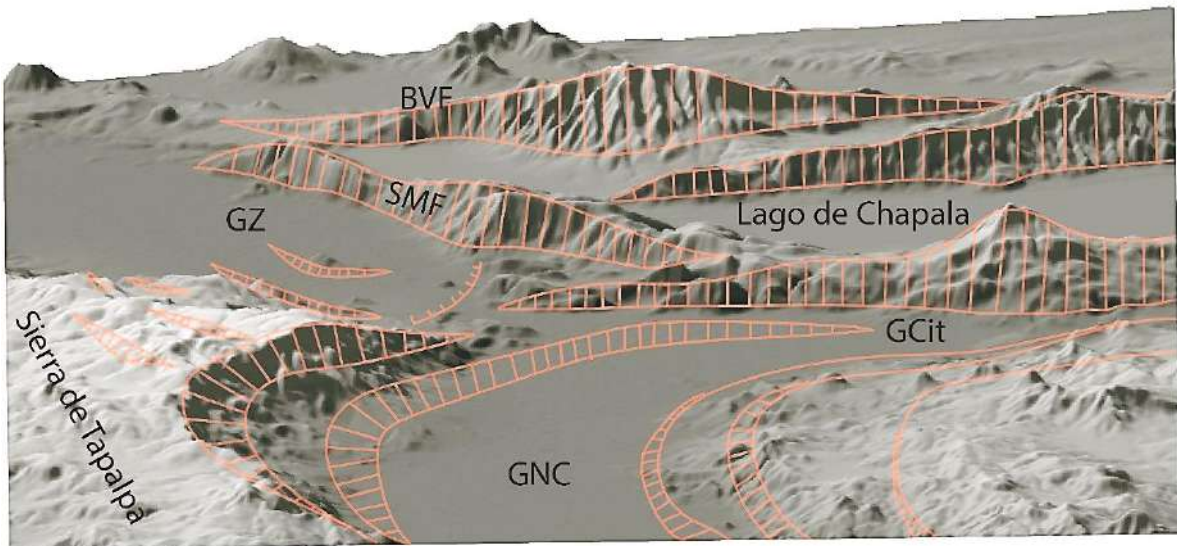


Figura 46. Modelo estructural esquemático del punto triple de Guadalajara. En el graben norte de Colima (GNC) se tienen 2 estructuras importantes al occidente, y 3 estructuras al este, estas 5 estructuras se caracterizan por curvarse hacia el este. Notar que la falla al norte del graben de Citlala (GCit), la falla de San Marcos (SMF) y la falla del escarpe occidental del GNC poseen menor desplazamiento justo en la zona del punto triple, lo que podría estar explicando la presencia de un alto estructural en esta zona, que es asociado a un máximo gravimétrico y magnético. Además, se sugiere la presencia de una falla al SE del semigraben de Zacualco con rumbo NE-SW y echado al NW asociada al límite al NW del alto estructural.

7 LIMITACIONES Y RECOMENDACIONES

Aunque se llevaron a cabo dos perfiles magnetotelúricos en las cercanías del punto triple, es necesario complementar el perfil CHP con sondeos magnetotelúricos para tener una perspectiva tridimensional de las estructuras eléctricas superficiales y profundas alrededor del punto triple. Además, se recomienda extender un poco más hacia el occidente el perfil SAY, para que corte un importante lineamiento de sismos superficiales reportados por Núñez-Cornú et al. (2016). Se podrían llevar a cabo sondeos AMT para caracterizar la parte más superficial y sondeos LMT para estudiar profundidades por debajo de 50 km. Con un conjunto de datos más robustos es muy recomendable realizar la inversión de los datos magnetotelúricos con un algoritmo 3D.

Estudios de gravimetría y magnetometría terrestre podrían utilizarse para obtener una mejor resolución de las estructuras superficiales y poder estimar con mayor precisión el relleno sedimentario de las cuencas que rodean el punto triple de Guadalajara. Como análisis de soporte de los espesores se podría evaluar el resultado del espesor usando el tilt magnético. Esta metodología se describe en Salem et al. (2007). Igualmente que los datos MT, se recomienda realizar una inversión tridimensional, cuyos valores de densidad y susceptibilidad magnética sean calibrados con valores de muestras colectadas en campo y analizadas en el laboratorio. También se podría realizar modelamiento directo de estos datos a lo largo de estos perfiles y en trazas adicionales.

Se propone también realizar un análisis estructural detallado en la zona que se propuso aquí como un alto estructural. Esto ayudaría a clarificar la presencia de la falla con rumbo NE-SW y echado al NW interpretada al SE del semigraben de Zacoalco. Estudios estructurales al este del perfil Sayula, ayudarían a corroborar las fallas interpretadas en esta zona. Por otro lado, un mapeo en detalle de los cuerpos de agua calientes sería de gran ayuda para determinar las zonas de anomalías térmicas que seguramente tendrían gran relación con las anomalías resistivas halladas en este trabajo. El mapa de anomalía térmica de Manea et al. (2011) tiene poca resolución para esta zona.

El punto triple es una región tectónicamente activa, donde se han registrado en el último siglo sismos con magnitudes inferiores a 4.5. Sin embargo, existe la posibilidad de un sismo con magnitudes cercanas a 7, como el sismo de 1568 reportado por Suarez et al. (1994). Es indispensable tener un buen modelo de corteza para entender cómo un sismo de esta magnitud podría afectar las zonas cercanas al punto triple. Por otro lado, en las cercanías del punto triple de Guadalajara, hay

una gran cantidad de fuentes termales, con los resultados de este estudio, se recomienda realizar estudios más detallados tanto en la sierra de Tapalpa como en la sierra al este de la laguna de Sayula donde se encontraron interesantes anomalías conductoras que posiblemente estén asociados al ascenso de fluidos termales a través de la corteza. Otra posible área de interés estaría en el semigraben de Zacoalco, cerca del pueblo con dicho nombre.

8 CONCLUSIONES

El método magnetotelúrico es una herramienta que permite realizar mediciones a profundidad y proporciona información de dimensionalidad, *strike* eléctrico y de resistividad del subsuelo que se pueden asociar directamente a estructuras geológicas o a condiciones del subsuelo. Nuestro estudio en el punto triple de Guadalajara mostró que el medio en esta región es principalmente 2D para la zona somera y 3D para la zona profunda. El *strike* eléctrico calculado con diferentes metodologías que analizan el tensor de impedancia dio como resultado para el perfil ZAC N50°W y para el perfil SAY fue N-S. La inversión 2D de los datos magnetotelúricos arrojó un modelo más confiable que la inversión 1D ya que gran parte de la zona de estudio es tectónicamente compleja. Los errores de ajuste de las inversiones bidimensionales para ambos perfiles estuvieron por debajo de 4%.

Debido a los diferentes métodos y datos utilizados para la elaboración de los modelos de gravedad globales (GGMPLus2013 y el de Sandwell et al., 2014), pueden existir diferencias para determinadas zonas de la corteza. Es por ello que para realizar interpretaciones es indispensable analizar varios modelos y comparar sus anomalías. En nuestro caso, los mínimos gravimétricos del modelo de Sandwell et al. (2014) se correlacionan mejor con las zonas de baja resistividad obtenidas a lo largo de los perfiles MT por lo que se considera un modelo más apropiado.

Se comprobó la validez del modelo magnético EMAG2 para la zona de estudio, mostrando gran coherencia con el mapa aeromagnético. Este modelo de libre acceso podría ser utilizado para estudios regionales en otros lugares de la república. Con este modelo se podrían estudiar estructuras geológicas de dimensiones mayores a 30 km. En cambio, con el mapa aeromagnético (elevación 350 m, espaciamiento de 100 m entre líneas de vuelo) se podrían mapear con gran fidelidad estructuras con dimensiones mayores a 1.5 km.

La combinación de varias técnicas geofísicas permite realizar interpretaciones más acotadas y robustas. En nuestro caso al interpretar los resultados de los modelos MT 2D con la información de los métodos potenciales, se redujo ampliamente la incertidumbre de donde localizar las estructuras. Para esto fue indispensable el cálculo del gradiente horizontal que permite resaltar los cambios más abruptos de los datos gravimétricos y magnéticos y que podrían corresponder a fallas geológicas. La interpretación de las fallas fue muy consistente con las fallas mapeadas en trabajos previos. Sin embargo, basados en la evidencia geofísica presentada en este trabajo, fue necesario agregar otras

fallas que no han sido reportadas en trabajos geológicos, especialmente al este del perfil SAY y al norte del perfil CHP3. Adicionalmente, en una interpretación más regional, se mapearon los lineamientos magnéticos y gravimétricos que podrían estar asociados a contrastes geológicos o estructuras geológicas sepultadas.

Los límites del graben norte de Colima podrían extenderse más al este y al occidente de los escarpes principales que flanquean la laguna Sayula. Esto se justifica con la presencia de una anomalía conductiva al oeste del perfil SAY que coincide con un fuerte gradiente gravimétrico. El límite al este igualmente posee un fuerte contraste de la resistividad y además está asociado a un fuerte gradiente magnético y gravimétrico que lo confirman. Adicionalmente, se propone que el nuevo límite al este del graben norte de Colima corresponde a profundidad con el límite este del bloque Jalisco.

Las dos anomalías conductivas que atraviesan la corteza por debajo del perfil SAY y el perfil ZAC podrían indicar ascenso de fluidos mantélicos a través de una zona de debilidad de la corteza. La interfase corteza-manto para la zona correspondiente al bloque Jalisco se encuentra alrededor de 31 km, y para la zona correspondiente al bloque Michoacán a 36 km. El basamento granítico para la región del punto triple de Guadalajara esta entre 0 y 6 km de profundidad, pero en promedio se encuentra a 2.5 km de profundidad.

El sector más próximo al punto triple de Guadalajara parece tener un alto estructural que separa al semigraben de Zacoalco del graben de Citala y del graben norte de Colima. Este alto estructural podría considerarse como un horst debido a que existen dos estructuras con echados opuestos, donde al descender los bloques aledaños queda un bloque elevado en el medio. Este alto estructural muestra altos valores de intensidad magnética y altos valores de atracción de la gravedad.

Referencias

- Alatorre-Zamora, M. A., Campos-Enríquez, J. O., Rosas-Elguera, J. G., Peña-García, L., Maciel-Flores, R., & Fregoso-Becerra, E. (2015). 'Chapala half-graben structure inferred. A magnetometric study'. *Geofísica internacional*, 54(4), 323-342.
- Allan, J. F. (1985). Sediment depth in the northern Colima graben from 3-D interpretation of gravity. *Geofísica Internacional*, 24(1).
- Allan, J. F. (1986). 'Geology of the Northern Colima and Zacoalco Grabens, southwest Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican volcanic belt', *Geological Society of America Bulletin*, 97(4), pp. 473–485. doi: 10.1130/0016-7606(1986)97<473:GOTNCA>2.0.CO;2.
- Allan, J. F., Nelson, S. A., Luhr, J. F., Carmichael, I. S. E., Wopat, M., & Wallace, P. J. (1991). Pliocene-Holocene Rifting and Associated Volcanism in Southwest Mexico: An Exotic Terrane in the Making: Chapter 21: Part III. Regional Geophysics and Geology.
- Alvarez, R. (2002). Banderas Rift Zone: A plausible NW limit of the Jalisco Block. *Geophys. Res. Lett.* 29 (20), art. No. 1994, Oct. 15, (doi:10.1029/2002GL016089)
- Alvarez, R. and Yutsis, V. (2015-A). The elusive Rivera-Cocos plate boundary: not diffuse. From: Wright, T. J., Ayele, A., Ferguson, D. J., Kidane, T. & Vye-Brown, C. (eds) *Magmatic Rifting and Active Volcanism*. Geological Society, London, Special Publications, 420, 83-103. <http://doi.org/10.1144/SP420.8>
- Alvarez, R., & Yutsis, V. (2015-B). Southward migration of magmatic activity in the Colima Volcanic Complex, Mexico: an ongoing process. *International Journal of Geosciences*, 6(9), 1077-1099
- Arango, C. (2005). Estudio magnetotélúrico de la zona de Lluçmajor (Mallorca): avances en el proceso de datos y modelo 3D (Doctoral dissertation, Ph. D. Thesis. Departament de Geodinàmica i Geofísica. Universitat de Barcelona).
- Arango, C., Marcuello, A., Ledo, J., & Queralt, P. (2008). 3D magnetotelluric characterization of the geothermal anomaly in the Lluçmajor aquifer system (Majorca, Spain). *Journal of Applied Geophysics*, 68(4), 479-488.
- Arzate, J. A., Mareschal, M., & Livelybrooks, D. (1995). Electrical image of the subducting Cocos plate from magnetotelluric observations. *Geology*, 23(8), 703-706.
- Arzate, J. A., Álvarez, R., Yutsis, V., Pacheco, J., & López-Loera, H. (2006). Geophysical modeling of Valle de Banderas graben and its structural relation to Bahía de Banderas, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 23(2), 184-198.

- Arzate-Flores, J. A., Molina-Garza, R., Corbo-Camargo, F., & Márquez-Ramírez, V. (2016). Low angle contact between the Oaxaca and Juárez terranes deduced from Magnetotelluric data. *Pure and Applied Geophysics*, 173(10-11), 3357-3371.
- Avşar, Ü., Türkoğlu, E., Unsworth, M., Çağlar, İ., & Kaypak, B. (2013). Geophysical images of the North Anatolian Fault zone in the Erzincan Basin, eastern Turkey, and their tectonic implications. *Pure and Applied Geophysics*, 170(3), 409-431.
- Bahr, K. (1988). Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion. *J. Geophys*, 62(2), 119-127.
- Bahr, K. (1991). Geological noise in magnetotelluric data: a classification of distortion types. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 66(1-2), 24-38.
- Bai, D., Unsworth, M. J., Meju, M. A., Ma, X., Teng, J., Kong, X., ... & Zhao, C. (2010). Crustal deformation of the eastern Tibetan plateau revealed by magnetotelluric imaging. *Nature geoscience*, 3(5), 358-362.
- Baranov, Vladimir, and Henri Naudy. "Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole." *Geophysics* 29.1 (1964): 67-79.
- Bandy, W. L., Fucugauchi, J. U., McDowell, F. W., & Bermea, O. M. (2001). K-Ar ages of four mafic lavas from the Central Jalisco Volcanic Lineament: Supporting evidence for a NW migration of volcanism within the Jalisco block, western Mexico. *Geofísica Internacional*, 40(4), 259-269.
- Bandy, W. L., Hilde, T. W. C., & Yan, C. Y. (2000). The Rivera-Cocos plate boundary: Implications for Rivera-Cocos relative motion and plate fragmentation. *Geological Society of America Special Papers*, 334, 1-28.
- Bandy, W., & Pardo, M. (1994). Statistical examination of the existence and relative motion of the Jalisco and southern Mexico blocks. *Tectonics*, 13(4), 755-768.
- Bandy, W., Mortera-Gutierrez, C., Urrutia-Fucugauchi, J., & Hilde, T. W. C. (1995). The subducted Rivera-Cocos Plate Boundary: Where is it, what is it, and what is its relationship to the Colima Rift?. *Geophysical Research Letters*, 22(22), 3075-3078.
- Barrier, E., Bourgois, J., & Michaud, F. (1990). The active Jalisco triple junction rift system. *COMPTES RENDUS DE L'ACADEMIE DES SCIENCES SERIE II*, 310(11), 1513-1520.
- Beamish, D., & Travassos, J. M. (1992). The use of the D+ solution in magnetotelluric interpretation. *Journal of applied geophysics*, 29(1), 1-19.
- Berdichevsky, M. N. (1976). Distortion of magnetic and electric fields by near-surface lateral inhomogeneities, Acta Geodaet. *Geophys. et Montanist. Acad. Sci. Hung.*, 11, 447-483.

Blakely, R. J. (1996). *Potential theory in gravity and magnetic applications*. Cambridge University Press.

Böhnell, H., & Negendank, J. F. W. (1988). Palaeomagnetism of the Puerto Vallarta intrusive complex and the accretion of the Guerrero terrain, Mexico. *Physics of the earth and planetary interiors*, 52(3-4), 330-338.

Bostick, F. X., (1977). A simple almost exact method of magnetotelluric analysis. In: Ward, S., Ed., Workshop of Electrical Methods in Geothermal Exploration, Univ. of Utah Res. Inst., U. S. Geol. Surv. Contract 14-08- 0001-g-359.

Bourgois, J., & Michaud, F. (1991). Active fragmentation of the North America plate at the Mexican triple junction area off Manzanillo. *Geo-Marine Letters*, 11(2), 59-65.

Bott, M. H. P., & Hinze, W. J. (2006). C Potential field methods. *Developments in Geotectonics*, 25, 93-9

Brasse, H., Kapinos, G., Mütschard, L., Alvarado, G. E., Worzewski, T., & Jegen, M. (2009). Deep electrical resistivity structure of northwestern Costa Rica. *Geophysical Research Letters*, 36(2).

Brasse, H., Lezaeta, P., Rath, V., Schwalenberg, K., Soyer, W., & Haak, V. (2002). The Bolivian altiplano conductivity anomaly. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 107(B5).

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

Caldwell, T. G., Bibby, H. M., & Brown, C. (2004). The magnetotelluric phase tensor. *Geophysical Journal International*, 158(2), 457-469.

Calmus, T., Poupeau, G., Bourgois, J., Michaud, F., de Lépinay, B. M., Labrin, E., & Azdimousa, A. (1999). Late Mesozoic and Cenozoic thermotectonic history of the Mexican Pacific margin (18 to 25 N): new insight from apatite and zircon fission-track analysis of coastal and offshore plutonic rocks. *Tectonophysics*, 306(2), 163-182.

Campos-Enriquez, J. O., Arroyo-Esquivel, M. A., & Urrutia-Fucugauchi, J. (1990). Basement, Curie isotherm and shallow-crustal structure of the Trans-Mexican Volcanic Belt, from aeromagnetic data. *Tectonophysics*, 172(1-2), 77-90.

Campos-Enríquez, J., & Zamora, M. A. (1998). Shallow crustal structure of the junction of the grabens of Chapala, Tepic-Zacoalco and Colima, Mexico. *Geofísica Internacional*, 37(4), 263-282.

Centeno-García, E., Guerrero-Suástegui, M., & Talavera-Mendoza, O. (2008). The Guerrero composite terrane of western Mexico: Collision and subsequent rifting in a supra-subduction zone. *Geological Society of America Special Papers*, 436, 279-308.

- Constable, S. C., Parker, R. L., & Constable, C. G. (1987). Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52(3), 289-300.
- Corbo, F. (2013). Estudio de la subducción y su relación con la presencia de fluidos a partir de sondeos magnetotéluricos en el Bloque de Jalisco y Oaxaca (Doctoral dissertation, PhD. Thesis. Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, (Ciudad de México, México)).
- Corbo-Camargo, F., Arzate-Flores, J. A., Álvarez-Béjar, R., Aranda-Gómez, J. J., & Yutsis, V. (2013). Subduction of the Rivera plate beneath the Jalisco block as imaged by magnetotelluric data. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 30(2).
- Corbo-Camargo, F., Arzate-Flores, J. A., Álvarez-Béjar, R., Aranda-Gómez, J. J., & Yutsis, V. (2013). Subduction of the Rivera plate beneath the Jalisco block as imaged by magnetotelluric data. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 30(2).
- Cortés, A., Garduño, V. H., Macías, J. L., Navarro-Ochoa, C., Komorowski, J. C., Saucedo, R., & Gavilanes, J. C. (2010). Geologic mapping of the Colima volcanic complex (Mexico) and implications for hazard assessment. *Geological Society of America Special Papers*, 464, 249-264.
- de Lépinay, B. M., Michaud, F., Calmus, T., Bourgois, J., Poupeau, G., & Saint Marc, P. (1997). Large Neogene subsidence event along the Middle America Trench off Mexico (18° N–19° N): Evidence from submersible observations. *Geology*, 25(5), 387-390.
- de Groot-Hedlin, C., & Constable, S. (1990). Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics*, 55(12), 1613-1624.
- de Groot-Hedlin, C., & Constable, S. (2004). Inversion of magnetotelluric data for 2D structure with sharp resistivity contrasts. *Geophysics*, 69(1), 78-86.
- DeMets, C., & Traylen, S. (2000). Motion of the Rivera plate since 10 Ma relative to the Pacific and North American plates and the mantle. *Tectonophysics*, 318(1), 119-159.
- DeMets, C., & Wilson, D. S. (1997). Relative motions of the Pacific, Rivera, North American, and Cocos plates since 0.78 Ma. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 102(B2), 2789-2806.
- Dmitriev, V. I., & Berdichevsky, M. N. (1979). The fundamental model of magnetotelluric sounding. *Proceedings of the IEEE*, 67(7), 1034-1044.
- Eissler, H. K., & McNally, K. C. (1984). Seismicity and tectonics of the Rivera plate and implications for the 1932 Jalisco, Mexico, earthquake. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 89(B6), 4520-4530.

Ferrari, L., & Rosas-Elguera, J. (1999). Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western Mexico: The Tepic-Zacoalco rift revised. *Geological Society of America Special Paper*, 334, 41.

Ferrari, L., Garduño, V. H., Pasquare, G., & Tibaldi, A. (1994). Volcanic and tectonic evolution of central Mexico: Oligocene to present. *Geofísica Internacional*, 33(1), 91-105.

Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., & Manea, M. (2012). The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, 522, 122-149.

Ferrari, L., Pasquarè, G., Venegas-Salgado, S., & Romero-Rios, F. (1999). Geology of the western Mexican Volcanic Belt and adjacent Sierra Madre Occidental and Jalisco block.

Ferrari, L., Rosas-Elguera, J. (1999_2). Alkalic (ocean-island basalt type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican volcanic belt: A case for plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin?: Comment and Reply. *Geology*, 27(11), 1055-1056.

Garduño-Monroy, V. H., Spinnler, J., & Ceragioli, E. (1993). Geological and structural study of the Chapala Rift, state of Jalisco, Mexico. *Geofísica Internacional*, 32(3).

Garduño-Monroy, V. H., Saucedo-Girón, R., Jiménez, Z., Gavilanes-Ruiz, J. C., Cortes-Cortés, A., & Uribe-Cifuentes, R. M. (1998). La Falla Tamazula, limite suroriental del bloque Jalisco, y sus relaciones con el complejo volcánico de Colima, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 15(2), 132-144.

GEOSYSTEM SRL (2008). WinGLink® User's Guide, Release 2.20.02.01.

Gomez-Treviño, E. (1996). Approximate depth averages of electrical conductivity from surface magnetotelluric data. *Geophysical Journal International*, 127(3), 762-772.

Gómez-Treviño, E., Esparza, F. J., Muñiz, Y., & Calderón, A. (2014). The magnetotelluric transverse electric mode as a natural filter for static effects: Application to the COPROD2 and COPROD2S2 data sets. *Geophysics*, 79(2), E91-E99.

Gómez-Treviño, E., Romo, J. M., & Esparza, F. J. (2014). Quadratic solution for the 2-D magnetotelluric impedance tensor distorted by 3-D electro-galvanic effects. *Geophysical Journal International*, 198(3), 1795-1804.

Gómez-Tuena, A., Mori, L., Goldstein, S. L., & Pérez-Arvizu, O. (2011). Magmatic diversity of western Mexico as a function of metamorphic transformations in the subducted oceanic plate. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 75(1), 213-241.

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. T., & Ferrari, L. (2005). Petrogénesis ígnea de la faja volcánica transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3).

- Groom, R. W., & Bailey, R. C. (1989). Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three-dimensional galvanic distortion. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 94(B2), 1913-1925.
- Hansen, P. C. (1998). *Rank-deficient and discrete ill-posed problems: numerical aspects of linear inversion*. Society for Industrial and Applied Mathematics.
- Hansen, W. R (1965). 'Effects of the earthquake of march 27, 1964, at Anchorage, Alaska, U.S.' Geological Survey Professional Paper 542-A.
- Hill, G. J., Bibby, H. M., Ogawa, Y., Wallin, E. L., Bennie, S. L., Caldwell, T. G., ... & Heise, W. (2015). Structure of the Tongariro Volcanic system: Insights from magnetotelluric imaging. *Earth and Planetary Science Letters*, 432, 115-125.
- Hirt, C., Claessens, S., Fecher, T., Kuhn, M., Pail, R., & Rexer, M. (2013). New ultrahigh-resolution picture of Earth's gravity field. *Geophysical research letters*, 40(16), 4279-4283.
- Hirt, C., Reußner, E., Rexer, M., & Kuhn, M. (2016). Topographic gravity modeling for global Bouguer maps to degree 2160: Validation of spectral and spatial domain forward modeling techniques at the 10 microGal level. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 121(9), 6846-6862.
- International Seismological Centre, *On-line Bulletin*, <http://www.isc.ac.uk>, Internatl. Seismol. Cent., Thatcham, United Kingdom, 2014.
- Jiracek, G. R. (1990). Near-surface and topographic distortions in electromagnetic induction. *Surveys in geophysics*, 11(2), 163-203.
- Jiracek, G. R., Haak, V., & Olsen, K. H. (1995). Practical magnetotellurics in a continental rift environment. *Continental Rifts: Evolution, Structure, Tectonics*, 25, 103.
- Jödicke, H., Jording, A., Ferrari, L., Arzate, J., Mezger, K., & Rüpke, L. (2006). Fluid release from the subducted Cocos plate and partial melting of the crust deduced from magnetotelluric studies in southern Mexico: Implications for the generation of volcanism and subduction dynamics. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 111(B8).
- Johnson, C. A., & Harrison, C. G. A. (1990). Neotectonics in central Mexico. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 64(2-4), 187-210.
- Lilley, F. E. M. (1976). Diagrams for magnetotelluric data. *Geophysics*, 41(4), 766-770.
- Lilley, F. E. M. (1998). Magnetotelluric tensor decomposition: Part I, Theory for a basic procedure. *Geophysics*, 63(6), 1885-1897.

- López-Loera, H., Urrutia-Fucugauchi, J., & Alva-Valdivia, L. (2011). 'Estudio aeromagnético del complejo volcánico de Colima, occidente de México-implicaciones tectónicas y estructurales', *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 28(3), 349-370.
- Luhr, J. F., & Carmichael, I. S. (1981). The Colima volcanic complex, Mexico: Part II. Late-quaternary cinder cones. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76(2), 127-147.
- Luhr, J. F., Nelson, S. A., Allan, J. F., & Carmichael, I. S. (1985). Active rifting in southwestern Mexico: Manifestations of an incipient eastward spreading-ridge jump. *Geology*, 13(1), 54-57.
- Madden, T., & Nelson, P. (1964). A defense of Cagniard's magnetotelluric method. *Geophys. Lab. ONR NR-371-401*, Final Report, MIT, Cambridge, MA.
- Maillol, J. M., & Bandy, W. L. (1994). Paleomagnetism of the Talpa de Allende and Mascota grabens, western Mexico: a preliminary report. *Geofísica Internacional*, 33(1).
- Manea, M., & Manea, V. C. (2011). Curie point depth estimates and correlation with subduction in Mexico. *Pure and applied geophysics*, 168(8), 1489-1499.
- Manea, V. C., Manea, M., & Ferrari, L. (2013). A geodynamical perspective on the subduction of Cocos and Rivera plates beneath Mexico and Central America. *Tectonophysics*, 609, 56-81.
- Marcuello A., Queralt P. and Ledo J.: 2005, 'The use of Dispersion Relations for the Geomagnetic Transfer Functions', *Phys. Earth and Planetary Interiors*, **150**, 85--91
- Márquez, A., Oyarzun, R., Doblas, M., & Verma, S. P. (1999). Alkalic (ocean-island basalt type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican volcanic belt: A case for plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin?. *Geology*, 27(1), 51-54.
- Maxwell, J. C. (1861). XXV. On physical lines of force: Part I.—The Theory of Molecular Vortices applied to Magnetic Phenomena. *The London, Edinburgh, and Dublin Philosophical Magazine and Journal of Science*, 21(139), 161-175.
- McNeice, G. W., & Jones, A. G. (2001). Multisite, multifrequency tensor decomposition of magnetotelluric data. *Geophysics*, 66(1), 158-173.
- Medina, F., Espíndola, J. M., De la Fuente, M., & Mena, M. (1996). 'A gravity model of the Colima, Mexico region.', *Geofísica Internacional*, 35(4).
- Meyer, B., Saltus, R., & Chulliat, A. (2017). EMAG2: Earth magnetic anomaly grid (2-arc-minute resolution) version 3. *National Centers for Environmental Information, NOAA. Model*.
- Michaud, F., Bourgois, J., Parrot, J., Taud, H., & Kasser, M. (1992). Tectonic development of the Jalisco Triple Junction (western México). Conference paper.

- Michaud, F., Quintero, O., Barrier, E., & Bourgois, J. (1991). The northern boundary of the Jalisco Block (western Mexico)-location and evolution from 13 ma to present. *comptes rendus de l'académie des sciences serie ii*, 312(11), 1359-1365.
- Moore, G., Marone, C., Carmichael, I. S., & Renne, P. (1994). Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*, 106(3), 383-394.
- Muñiz, Y., Gómez-Treviño, E., Esparza, F. J., & Cuellar, M. (2017). Stable 2D magnetotelluric strikes and impedances via the phase tensor and the quadratic equation. *Geophysics*, 82(4), E169-E186.
- Muralikrishnan, B., & Raja, J. (2008). *Computational surface and roundness metrology*. Springer Science & Business Media.
- Nesbitt, B. E. (1993). Electrical resistivities of crustal fluids. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 98(B3), 4301-4310.
- Nieto-Obregón, J., Urrutia-Fucugauchi, J., Cabral-Cano, E., & de la Campa, A. G. (1992). Listric faulting and continental rifting in western Mexico—A paleomagnetic and structural study. *Tectonophysics*, 208(4), 365-376.
- Nixon, G. T. (1982). The relationship between Quaternary volcanism in central Mexico and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere. *Geological Society of America Bulletin*, 93(6), 514-523.
- Nixon, G. T., Demant, A., Armstrong, R. L., & Harakal, J. E. (1987). K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, 26(1).
- Norini, G. *et al.* (2010). 'Structural architecture of the Colima Volcanic Complex', *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 115(12), pp. 1–20. doi: 10.1029/2010JB007649.
- Núñez-Cornú, F. J., Córdoba, D., Dañobeitia, J. J., Bandy, W. L., Figueroa, M. O., Bartolome, R., ... & Escudero, C. R. (2016). Geophysical Studies across Rivera Plate and Jalisco Block, Mexico: TsuJal Project. *Seismological Research Letters*, 87(1), 59-72.
- Núñez-Cornú, F. J., Marta, R. L., Reyes-Dávila, G., & Suárez-Plascencia, C. (2002). Characteristics of seismicity in the coast and north of Jalisco Block, Mexico. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 132(1), 141-155.
- Ochoa-Chávez, J. A., Escudero, C. R., Núñez-Cornú, F. J., & Bandy, W. L. (2015). P-wave velocity tomography from local earthquakes in western Mexico. *Pure and Applied Geophysics*, 173(10-11), 3487-3511.
- Olsen, K. H. (Ed.). (1995). *Continental rifts: evolution, structure, tectonics* (Vol. 25). Elsevier.

- Ortega-Gutiérrez, F., Elías-Herrera, M., & Dávalos-Elizondo, M. G. (2008). On the nature and role of the lower crust in the volcanic front of the Trans-Mexican Volcanic Belt and its fore-arc region, southern and central Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25(2).
- Pacheco, J. F., Bandy, W., Reyes-Dávila, G. A., Núñez-Cornú, F. J., Ramírez-Vázquez, C. A., & Barrón, J. R. (2003). The Colima, Mexico, earthquake (Mw 5.3) of 7 March 2000: Seismic activity along the southern Colima rift. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 93(4), 1458-1467.
- Pacheco, J. F., Mortera-Gutiérrez, C. A., Delgado, H., Singh, S. K., Valenzuela, R. W., Shapiro, N. M & Gutiérrez-Moguel, E. (1999). Tectonic significance of an earthquake sequence in the Zacoalco half-graben, Jalisco, Mexico. *Journal of South American Earth Sciences*, 12(6), 557-565.
- Palacky, G. J. (1988). Resistivity Characteristics of Geologic Targets. In *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics: Volume 1, Theory* (pp. 52-129). Society of Exploration Geophysicists.
- Pardo, M., & Suárez, G. (1995). Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B7), 12357-12373.
- Park, S. K., Orange, A. S., & Madden, T. R. (1983). Effects of three-dimensional structure on magnetotelluric sounding curves. *Geophysics*, 48(10), 1402-1405.
- Patro, B. P. K., Brasse, H., Sarma, S. V. S., & Harinarayana, T. (2005). Electrical structure of the crust below the Deccan Flood Basalts (India), inferred from magnetotelluric soundings. *Geophysical Journal International*, 163(3), 931-943.
- Peláez-Gaviria, J. R., Gutiérrez, C. A. M., Bandy, W. L., & Michaud, F. (2013). Morphology and magnetic survey of the Rivera-Cocos plate boundary of Colima, Mexico. *Geofísica internacional*, 52(1), 73-85.
- Reynolds, J. M. (2011). *An introduction to applied and environmental geophysics*. John Wiley & Sons.
- Rodi, W., & Mackie, R. L. (2001). Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. *Geophysics*, 66(1), 174-187.
- Rosas-Elguera, J. (1993). Ambiente estructural en la frontera Norte del bloque Jalisco. *Contribuciones a la tectonica del Occidente de Mexico*, 1, 175-192.
- Rosas-Elguera, J., & Urrutia-Fucugauchi, J. (1998). Tectonic control of the volcano-sedimentary sequence of the Chapala graben, western Mexico. *International Geology Review*, 40(4), 350-362.
- Rosas-Elguera, J., Alva-Valdivia, L. M., Goguitchaichvili, A., Urrutia-Fucugauchi, J., Ortega-Rivera, M. A., Prieto, J. C. S., & Lee, J. K. (2003). Counterclockwise rotation of the Michoacan Block: implications for the tectonics of western Mexico. *International Geology Review*, 45(9), 814-826.

Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., Garduño-Monroy, V. H., & Urrutia-Fucugauchi, J. (1996). Continental boundaries of the Jalisco block and their influence in the Pliocene-Quaternary kinematics of western Mexico. *Geology*, 24(10), 921-924.

Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., Martinez, M. L., & Urrutia-Fucugauchi, J. (1997). Stratigraphy and tectonics of the Guadalajara region and triple-junction area, western Mexico. *International Geology Review*, 39(2), 125-140.

Rosas-Palafox (2016). 'Modelo geofísico-estructural de la porción norte del graben de Colima', Tesis de maestría: Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnología A. C.

Salem, A., Williams, S., Fairhead, J. D., Ravat, D., & Smith, R. (2007). Tilt-depth method: A simple depth estimation method using first-order magnetic derivatives. *The Leading Edge*, 26(12), 1502-1505.

Sandwell, D. T., Müller, R. D., Smith, W. H., Garcia, E., & Francis, R. (2014). New global marine gravity model from CryoSat-2 and Jason-1 reveals buried tectonic structure. *Science*, 346(6205), 65-67.

Schaaf, P., Morán-Zenteno, D., Hernández-Bernal, M. D. S., Solís-Pichardo, G., Tolson, G., & Köhler, H. (1995). Paleogene continental margin truncation in southwestern Mexico: Geochronological evidence. *Tectonics*, 14(6), 1339-1350.

Schmitt, S. V., DeMets, C., Stock, J., Sánchez, O., Márquez-Azúa, B., & Reyes, G. (2007). A geodetic study of the 2003 January 22 Tecoman, Colima, Mexico earthquake. *Geophysical Journal International*, 169(2), 389-406.

Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., & Speed, R. C. (1993). Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico. *Geological Society of America Special Papers*, 278, 1-153.

Selvans, M. M. *et al.* (2010). Constraints on Jalisco Block Motion and Tectonics of the Guadalajara Triple Junction from 1998-2001 Campaign GPS Data. *Pure and Applied Geophysics*, 168(8-9), pp. 1435-1447. doi: 10.1007/s00024-010-0201-2.

Serpa, L., S. Smith, C. Katz, C. Skidmore, R. Sloan and T. Pavlis, (1992). A geophysical investigation of the southern Jalisco Block in the State of Colima, Mexico. *Geofís. Int.*, 31, 4, 475-492.

Sheth, H.C. (2005) 'From Deccan to Réunion: No trace of a mantle plume', in Foulguer, G.R., Natland, J.H., Presnall, D.C., and Anderson, D.L., eds., *Plates, plumes, and paradigms*: Geological Society of America Special Paper 388, p. 477-501, doi:10.1130/2005.2388(29).

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

- Smith, J. T., & Booker, J. R. (1988). Magnetotelluric inversion for minimum structure. *Geophysics*, 53(12), 1565-1576.
- Smith, J. T., & Booker, J. R. (1991). Rapid inversion of two-and three-dimensional magnetotelluric data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 96(B3), 3905-3922.
- Smith, R. J., & Frankcombe, K. (2006). Role of geophysical methods applied to mapping mineral systems under the Murray Basin cover. *Australian Journal of Earth Sciences*, 53(5), 767-781.
- Soto, G. L., Ni, J. F., Grand, S. P., Sandvol, E., Valenzuela, R. W., Speziale, M. G., ... & Reyes, T. D. (2009). Mantle flow in the Rivera—Cocos subduction zone. *Geophysical Journal International*, 179(2), 1004-1012.
- Spica, Z., Pertou, M., & Legrand, D. (2017). Anatomy of the Colima volcano magmatic system, Mexico. *Earth and Planetary Science Letters*, 459, 1-13.
- Sternberg, B. K., Washburne, J. C., & Pellerin, L. (1988). Correction for the static shift in magnetotellurics using transient electromagnetic soundings. *Geophysics*, 53(11), 1459-1468.
- Stock, J. M. (1993). Tectónica de placas y la Evolución del Bloque Jalisco, México. *GEOS*, 13(3), 3-9.
- Suárez, G., García-Acosta, V. and Gaulon, R. (1994). 'Active crustal deformation in the Jalisco block, Mexico: evidence for a great historical earthquake in the 16th century', *Tectonophysics*, 234(1-2), pp. 117-127. doi: 10.1016/0040-1951(94)90207-0.
- Sutarno, D., & Vozoff, K. (1991). Phase-smoothed robust M-estimation of magnetotelluric impedance functions. *Geophysics*, 56(12), 1999-2007.
- Swift, C. M. (1967). A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern United States (Doctoral dissertation, Massachusetts Institute of Technology).
- Tikhonov, A. N. (1950). On determining electric characteristics of the deep layers of the earth's crust. *Dokl. Acad. Nauk. SSSR*, 73, 295-297.
- Tikhonov, A. N., Arsenin, V. I., & John, F. (1977). *Solutions of ill-posed problems*(Vol. 14). Washington, DC: Winston.
- Torres-Verdin, C., & Bostick Jr, F. X. (1992). Principles of spatial surface electric field filtering in magnetotellurics: Electromagnetic array profiling (EMAP). *Geophysics*, 57(4), 603-622.
- Unsworth, M., Wenbo, W., Jones, A. G., Li, S., Bedrosian, P., Booker, J., ... & Handong, T. (2004). Crustal and upper mantle structure of northern Tibet imaged with magnetotelluric data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B2).

- Urrutia-Fucugauchi, J., & Flores-Ruiz, J. H. (1996). Bouguer gravity anomalies and regional crustal structure in central Mexico. *International Geology Review*, 38(2), 176-194.
- Urrutia-Fucugauchi, J., & González-Morán, T. (2006). Structural pattern at the northwestern sector of the Tepic-Zacoalco rift and tectonic implications for the Jalisco block, western Mexico. *Earth, planets and space*, 58(10), 1303-1308.
- Urrutia-Fucugauchi, J., & Molina Garza, R. S. (1992). Gravity modeling of regional crustal and upper mantle structure of the Guerrero terrane—1. Colima graben and southern Sierra Madre Occidental, western Mexico. *Geofísica Internacional*, 31(4).
- Venegas, S., Herrera, J. J., & Maciel, F. R. (1985). Algunas características de la Faja Volcánica Mexicana y de sus recursos geotérmicos. *Geofísica Internacional*, 24(1).
- Vozoff, K. (1972). The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins. *Geophysics*, 37(1), 98-141.
- Vozoff, K. (1991). The magnetotelluric method. In *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics: Volume 2, Application, Parts A and B* (pp. 641-712). Society of Exploration Geophysicists.
- Ward, S. H., & Hohmann, G. W. (1988). Electromagnetic theory for geophysical applications. In *Electromagnetic methods in applied geophysics* (Vol. 1, No. 3, pp. 131-311).
- Weaver, J. T., Agarwal, A. K., & Lilley, F. E. M. (2000). Characterization of the magnetotelluric tensor in terms of its invariants. *Geophysical Journal International*, 141(2), 321-336.
- Worzewski, T., Jegen, M., Kopp, H., Brasse, H., & Castillo, W. T. (2011). Magnetotelluric image of the fluid cycle in the Costa Rican subduction zone. *Nature Geoscience*, 4(2), 108-111.
- Yang, T., Grand, S. P., Wilson, D., Guzman-Speziale, M., Gomez-Gonzalez, J. M., Dominguez-Reyes, T., & Ni, J. (2009). Seismic structure beneath the Rivera subduction zone from finite-frequency seismic tomography. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 114(B1).
- Yokoyama, I., & Mena, M. (1991). Structure of La Primavera caldera, Jalisco, Mexico, deduced from gravity anomalies and drilling results. *Journal of volcanology and geothermal research*, 47(1-2), 183-193.