



**INSTITUTO POTOSINO DE INVESTIGACION CIENTIFICA Y  
TECNOLOGICA, A.C.**

**POSGRADO EN GEOCIENCIAS APLICADAS**

**“Modelado geofísico de la estructura interna de la caldera silíca La  
Primavera, Jalisco, México”,**

Tesis que presenta

**M. en C. JOSELIN DE LOURDES ALMAGUER RODRÍGUEZ**

Para obtener el grado de

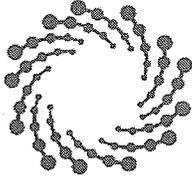
**DOCTOR EN GEOCIENCIAS APLICADAS  
(Exploración Geofísica)**

Codirectores de tesis

DR. HÉCTOR LÓPEZ LOERA

DR. JOSE LUIS MACIAS VÁZQUEZ

*San Luis Potosí, S.L.P., noviembre 2019*



**IPICYT**

## **Constancia de aprobación de la tesis**

La tesis "**Modelado geofísico de la estructura interna de la caldera silícica La Primavera, Jalisco, México**" presentada para obtener el Grado de Doctora en Geociencias Aplicadas, fue elaborada por **Joselin de Lourdes Almaguer Rodríguez** y aprobada el veintiuno de noviembre del dos mil diecinueve por los suscritos, designados por el Colegio de Profesores de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

**Dr. Héctor López Loera**  
Codirector de la tesis

**Dr. José Luis Macías Vázquez**  
Codirector de la tesis

**Dr. Vsevolod Yutis**  
Miembro del Comité Tutorial

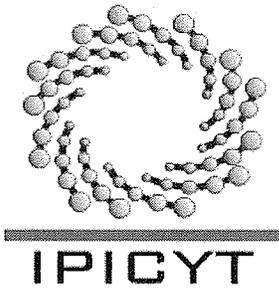
**Dr. Pablo Dávila Harris**  
Miembro del Comité Tutorial



## **Créditos Institucionales**

Esta tesis fue elaborada en la División Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., bajo la codirección del Dr. Héctor López Loera y Dr. José Luis Macías Vázquez

Durante la realización del trabajo el autor recibió una beca académica del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (**290546**) y del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.



# Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

## Acta de Examen de Grado

El Secretario Académico del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., certifica que en el Acta 013 del Libro Primero de Actas de Exámenes de Grado del Programa de Doctorado en Geociencias Aplicadas está asentado lo siguiente:

En la ciudad de San Luis Potosí a los 21 días del mes de noviembre del año 2019, se reunió a las 12:00 horas en las instalaciones del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., el Jurado integrado por:

<b>Dr. Vsevolod Yutsis</b>	<b>Presidente</b>	<b>IPICYT</b>
<b>Dr. Pablo Dávila Harris</b>	<b>Secretario</b>	<b>IPICYT</b>
<b>Dr. Armando Calderón Moctezuma</b>	<b>Sinodal</b>	<b>IPICYT</b>
<b>Dr. Héctor López Loera</b>	<b>Sinodal</b>	<b>IPICYT</b>
<b>Dr. José Luis Macías Vázquez</b>	<b>Sinodal externo</b>	<b>UNAM</b>

a fin de efectuar el examen, que para obtener el Grado de:

**DOCTORA EN GEOCIENCIAS APLICADAS**

sustentó la C.

**Joselin de Lourdes Almaguer Rodríguez**

sobre la Tesis intitulada:

*Modelado geofísico de la estructura interna de la caldera silícica La Primavera, Jalisco, México*

que se desarrolló bajo la dirección de

**Dr. Héctor López Loera**  
**Dr. José Luis Macías Vázquez (UNAM)**

El Jurado, después de deliberar, determinó

**APROBARLA**

Dándose por terminado el acto a las 13:27 horas, procediendo a la firma del Acta los integrantes del Jurado. Dando fe el Secretario Académico del Instituto.

A petición de la interesada y para los fines que a la misma convengan, se extiende el presente documento en la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P., México, a los 21 días del mes de noviembre de 2019.

  
**Mtra. Ivonne Lizette Cuevas Vélez**  
Jefa del Departamento del Posgrado

  
**Dr. Marcial Bonilla Marín**  
Secretario Académico



## ***Dedicatoria***

*A mis padres, Esperanza y Othón, mis hermanos, Gaby y Luis, y finalmente, pero no menos importante, a mi novio Randall. Ustedes forman parte de mis éxitos.*

## **Agradecimientos**

*Inicialmente agradezco a mi familia, especialmente a mis padres, que me brindaron momentos de silencio y palabras de sabiduría en los períodos más adecuados. A Randall por su cariño, paciencia y amor.*

*A los integrantes del comité evaluador, Dr. Héctor López Loera, Dr. José Luis Macías, Dr. Vsevolod Yutsis, Dr. Pablo Dávila, Dr. Armando Calderón, por sus valiosos comentarios en el desarrollo del presente trabajo.*

*A Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por la beca otorgada durante mi proyecto de doctorado.*

*A CFE y la UNAM, mediante el Convenio General de Colaboración registrado con el número: 31505-729-18-IV-12, por el apoyo financiero que facilitó el trabajo de campo y recolección de datos necesarios para esta investigación.*

*Al proyecto P15. Exploración geotérmica del complejo volcánico de Cerritos Colorados, Jalisco, Estudios de vulcanología, estratigrafía, geoquímica y petrología experimental, del Fondo de Sustentabilidad Energética del CONACyT 207032 del Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CeMIE Geo).*

*A mis amigos por su paciencia y tiempos de ocio compartidos: Pascal, Armando, Prinshipe, Gubí, Marry, Paquito, Carolina Isabel, El Cremas, Hugo y Adrián.*

*A mis amigos "Juriquilla", Fito, Eliseo, Edika, Vania, Rosa y Neto, por estar aún presentes.*

*Al personal administrativo: Ivonne Cuevas, Edith Rodríguez, Tere y Gaby Pérez, por su paciencia y eficacia.*

## CONTENIDO

CAPITULO 1 .....	1
INTRODUCCION.....	1
1.1. Actualidad / Novedad del tema .....	3
1.2. Originalidad del tema.....	4
1.3. Hipótesis.....	5
1.4. Objetivo general.....	5
1.4.1. Objetivos específicos.....	5
1.5. Justificación del estudio .....	5
1.6. Estructura y contenido de esta investigación .....	6
CAPITULO 2 .....	8
ENTORNO GEOLOGICO REGIONAL Y LOCAL DE LP.....	8
2.1. Faja Volcánica Trans-Mexicana .....	8
2.2. Magmatismo silíceo en la Faja Volcánica Trans-Mexicana.....	9
2.3. Geología LP.....	10
2.3.1. Geología del subsuelo LP.....	13
2.4. Fallamiento regional de LP .....	17
2.5. Fallamiento en la LP .....	19
2.6. Sistema geotérmico de LP .....	21
CAPITULO 3 .....	24
TEORIA DE LOS MÉTODOS MAGNÉTICO Y GRAVIMÉTRICO.....	24
3.1. Introducción .....	24
3.2. Magnetismo .....	25
3.2.1. Introducción .....	25
3.2.2. Conceptos Básicos.....	25
3.2.3. Susceptibilidad magnética.....	27

3.2.4. Magnetización .....	29
3.2.5. Histéresis Magnética .....	30
3.2.6. Dipolo .....	32
3.2.7. Campo Magnético Terrestre .....	33
3.2.8. Elementos del campo geomagnético.....	33
3.2.9. Variaciones temporales del Campo Geomagnético.....	35
3.2.10. IGRF .....	38
3.2.11. Separación de anomalías regional y residual.....	39
3.3. Método Gravimétrico.....	39
3.3.1. Introducción .....	39
3.3.2. Marco Teórico .....	40
3.3.3. Ley Gravitacional de Newton .....	40
3.3.4. Gravimetría y Potencial.....	42
3.3.5. Geoide .....	42
3.3.6. Elipsoide de revolución .....	43
3.3.7. Reducción de Datos Gravimétricos .....	44
Tabla 1. Corrección topográfica .....	50
Separación de anomalía Regional y Residual.....	52
CAPITULO 4 .....	57
FILTROS MATEMATICOS.....	57
4.1. Continuación ascendente y descendente .....	57
4.1.1. Continuación ascendente.....	58
4.1.2. Continuación descendente.....	59
4.2. Primera Derivada Vertical (1aDz) .....	60
4.3. Algoritmo Tilt Derivative (TDR) .....	60
4.4. Z0.....	61

4.5. Análisis profundidad de basamento.....	63
4.5.1. Localización y Profundidad de Anomalías Geofísicas: Estimación de profundidad de Werner .....	63
4.5.2. Espectro de potencia.....	63
4.5.3. Deconvolución de Euler.....	65
CAPITULO 5 .....	68
MÉTODO MAGNETOTELÚRICO .....	68
5.1. Introducción .....	68
5.2. Desarrollo histórico .....	68
5.3. Fuentes de energía MT.....	69
5.4. Principios teóricos del método .....	71
5.5. Difusión electromagnética en la Tierra .....	74
5.6. Resistividad aparente, fase y profundidad de penetración .....	75
5.7. Tensor de impedancia electromagnética.....	77
5.8. Tipper .....	79
5.9. Procesamiento y edición de datos MT .....	81
5.10. Procesado de series de tiempo .....	82
5.10.1. Análisis espectral de las series de tiempo.....	82
5.10.2. Análisis de armónicos de Fourier .....	83
5.10.3. Análisis transitorio de Fourier .....	84
5.10.4. Análisis espectral de potencia.....	84
5.10.5. Filtro pasa bandas .....	85
5.11. Estimación de dos series de datos independientes .....	87
5.12. Dimensionalidad geoelectrica del tensor de impedancia .....	87
5.12.1. Distorsión galvánica y corrimiento estático .....	89
5.12.2. Modelo de Swift .....	91

5.12.3. Modelo de superposición de Bahr .....	92
CAPITULO 6 .....	94
METODOLOGIA DE INVESTIGACION.....	94
6.1. Magnetometría Aérea.....	94
6.2. Magnetometría Terrestre .....	95
6.3. Gravimetría satelital.....	98
6.4. Gravimetría terrestre .....	98
6.5. Metodología MT.....	100
CAPITULO 7 .....	103
MODELADO GEOFÍSICO DE LA ESTRUCTURA INTERNA DE LA CALDERA LA PRIMAVERA BASADO EN INVERSIÓN Y ANÁLISIS DE MÉTODOS POTENCIALES .....	103
7.1. Introducción .....	103
7.2. Datos Aeromagnéticos .....	104
7.3. Magnetometria .....	106
7.3.1. Adquisición de datos y procesamiento. ....	106
7.3.2. Procesado de Datos Aeromagnéticos .....	106
7.3.3. Campo Magnetico Reducido al Polo .....	107
7.4. Datos Gravimetria Satelital .....	107
7.4.1. Anomalía Residual de Bouguer .....	109
7.4.2 Filtro TDR.....	109
7.5. Magnetometría terrestre .....	112
7.5.1. Campo magnético total.....	112
7.5.2. Campo magnético residual.....	113
7.5.3. Campo Magnético Reducido al Polo (CMRP) .....	114
7.5.4. Primera derivada vertical del Campo Magnético Reducido al Polo.....	115
7.6. Gravedad terrestre.....	117

7.6.1. Anomalía de Bouguer completa.....	117
7.6.2. Anomalía Residual .....	118
7.6.3. Primera derivada vertical del Campo Gravimétrico Residual .....	119
7.7. Localización y Profundidad de Anomalías Geofísicas: Estimación de profundidad de Werner.....	121
7.8. Espectro de Potencia.....	122
7.9. Deconvolución de Euler.....	124
7.9.1. Inversión 3D de datos gravimétricos y magnéticos .....	125
7.9.2. Inversión Magnética, La Primavera .....	127
7.10. Vector de inversión de magnetización.....	131
7.11. Inversión Gravimétrica, la Primavera.....	132
7.12. Resultados .....	136
CAPITULO 8 .....	139
MODELADO MAGNETOTELURICO Y DIMENSIONALIDAD GEOELECTRICA DEL ESTUDIO DE LA ESTRUCTURA VOLCANICA LA PRIMAVERA.....	139
8.1. Análisis de datos MT, dimensionalidad y estructuras geoelectricas.....	139
8.2. Dimensionalidad y strike regional .....	140
8.2.1. Dimensionalidad: diagramas polares y análisis de Bahr y Swift .....	141
8.2.2. Estimación de strike geoelectrico .....	144
8.3. Vectores de Inducción.....	147
8.4. Mapas de resistividad aparente .....	150
8.6. Corrección estática.....	151
8.5. Definición de modos TE y TM.....	152
8.6. Inversión bidimensional .....	152
8.7. Modelos 2D .....	154
8.8. Determinación de Tau optimo .....	154
8.9. Inversión 2D .....	157

8.10. Discusión de los resultados de inversión 2D .....	159
8.11. Interpretación de secciones MT .....	166
Cuerpo Conductor Profundo (C1).....	166
Capa Conductora Horizontal .....	167
Cuerpos Conductores Someros (C2, C3, C4) .....	168
Cuerpo Resistivo Vertical R1 .....	168
Rasgos y tendencias estructurales .....	170
CAPITULO 9 .....	171
DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES .....	171
9.1. Discusión .....	171
9.1.1. Fallamiento de la caldera la LP .....	171
9.1.2. Cámara magmática.....	173
9.1.3 Yacimiento geotérmico .....	176
9.2. CONCLUSIONES .....	177
ANEXOS	193

## ÍNDICE DE FIGURAS

<i>Figura 1. FVTM marcado en tono gris dividido en tres sectores. Anexando se muestran las principales provincias de México y su configuración tectónica actual. Tomado de Gómez –Tuena et al. 2005.</i>	9
<i>Figura 2. Cronología volcánica de la formación del CVLP a partir de 120 ka, tomado de Mahood (1980).</i>	12
<i>Figura 3. Distribución de domos y centros que componen caldera de LP según Mahood (1980)..</i>	16
<i>Figura 4. Estratigrafía sintetizada de LP basado en el promedio del grupo de pozos perforados por CFE, PR 1 – 13, elevaciones msnm son indicadas en la parte izquierda de la columna. Modificado de Ferrari, et al. (1999).</i>	17
<i>Figura 5. Mapa geológico-estructural de Punto Triple y alrededores de Guadalajara. La dirección de extensión es tomada de la alineación de diques volcánicos e inversión de datos de deslizamiento de fallas. Modificado de Rosas-Elguera, et al., (1997)</i>	18
<i>Figura 6. Delimitación del yacimiento geotérmico La Primavera, Jal., modificado de Maciel y Rosas Elguera, 1992.</i>	23
<i>Figura 7. Representación esquemática de la orientación e intensidad de los dipolos elementales dentro de dominios ferrimagnéticos, ferromagnéticos y antiferromagnéticos. Modificado de Telford, et al. (1990).</i>	28
<i>Figura 8. Representación esquemática del ciclo de histéresis de un material ferromagnético. Modificado de Parasnis (1986).</i>	31
<i>Figura 9. Elementos de campo magnético de la Tierra. En un punto cualquiera en la Tierra P, los tres ejes apuntan respectivamente al Norte geográfico (x), Este geográfico (y) y a lo largo de las verticales apuntando hacia abajo (z).</i>	34
<i>Figura 10. Viento solar distorsiona el exterior del campo magnético de la Tierra, provocando bucles de corriente en la ionosfera. Modificado de Hinze, et al. 2013.</i>	36
<i>Figura 11. Variaciones de F en un punto fijo grabado durante un periodo de varias semanas. Marcas en el eje del tiempo es equivalente a un día. Modificado de Hinze, et al. 2013.</i>	37
<i>Figura 12. Diagrama de variación secular. Variación en tiempo D e I graficada por una proyección estereográfica partiendo de 1600 al año 2000 (tomado de Lanza et al. 2005).</i>	37
<i>Figura 13. Representación de campo vectorial, su significado físico es la atracción gravitatoria sobre una masa sobre un punto de observación. Modificado de Telford, et al. 1990.</i>	41
<i>Figura 14. Imagen muestra diferencias entre elipsoide, geoide y superficie topográfica. Modificada de Hinze, et al. 2013.</i>	44
<i>Figura 15. a) Variación de velocidad angular con latitud alrededor de la Tierra representada por vectores cuya longitud es proporcional a su velocidad angular. b) Forma elipsoidal de la Tierra, con achatamiento en los polos. Por lo tanto, es necesario aplicar una corrección de latitud. Tomada de Telford, et al. 1990.</i>	46

<i>Figura 16. Corrección por Aire Libre, considerando la elevación de la estación base como referencia, sustrayendo las lecturas obtenidas por estación móvil a la cual se aplica la corrección. Tomada de Telford, et al. 1990.</i>	47
<i>Figura 17. Base homogénea infinita usada para corregir el exceso de masa bajo el punto de B. Tomada de Telford, et al. 1990.</i>	48
<i>Figura 18. a) Retícula típica usada en el cálculo de corrección por terreno. Una serie de retículas con radio variable de 2 a 21.9 km. b) módulo de elevación diferencia entre el punto de observación y elevación promedio del compartimiento z, de radio externo e interno R2, R1 y densidad de corrección de Bouguer <math>\rho</math>. Tomada de Telford, et al. 1990.</i>	50
<i>Figura 19. Se presenta a) un mallado regular de cuatro puntos, b) mallado rectangular de ocho puntos y c) mallado hexagonal de seis puntos. Tomada de Telford, et al. 1990.</i>	53
<i>Figura 20. Onda transversal electromagnética con 60° de cambio de fase entre las componentes eléctricas y magnéticas..</i>	76
<i>Figura 21. Vectores de inducción (componente real, convención de Parkinson). Flechas oscuras denotan los vectores de inducción y anillos circulares muestran las líneas del campo magnético en un punto. Tomado de Simpson, 2005.</i>	80
<i>Figura 22. La primera ventaja de filtros digitales recursivos es la generación de un algoritmo más veloz desde la salida de un filtro recursivo. Otra ventaja importante es limpiar los datos para la inspección visual de calidad y correlación. Simpson, 2005.</i>	86
<i>Figura 23. Modelo digital de elevación de la caldera LP. Mapa simplificado de ubicación de LP con información estructural regional de la parte oeste de la Faja Volcánica Trans-Mexicana. Principales estructuras del Mioceno-Cuaternario: NCR: Parte norte de rift de Colima, ChR: Chapala y TZR: Tepic-Zacoalco rifts. En color blanco se muestran lineamientos (fallas/fracturas), modificado de Gómez-Tuena, et al. 2007.</i>	97
<i>Figura 24. Modelo digital de elevación de la caldera LP. Vista de LP mostrando la ubicación de estaciones gravimétricas y magnéticas (cuadros verdes), estaciones con medición únicamente gravimétrica (cuadrados azules), sondeos magnetotelúricos de banda ancha (triángulos morados invertidos, ubicación de pozos perforados por CFE (triángulos rojos invertidos), así como la distribución de principales domos de la caldera LP. Modificado de Bolós, et al. 2019.</i>	100
<i>Figura 25. Diagrama que muestra esquemáticamente la distribución de los diferentes componentes que se requieren para una estación AMT-MT.</i>	102
<i>Figura 26. Mapas aeromagnéticos de procesamiento de datos del área de estudio regional. a) Valores del campo magnético residual (CMR), restando la contribución del dipolo existente en el núcleo, los valores de intensidad del campo magnético total (CMT). b) Campo Magnético Reducido al Polo, obtenido de CMR y reducción para los valores de IGFR.</i>	108

<i>Figura 27. Mapas gravimétricos satelitales del área de estudio regional. a) Anomalía de Bouguer, calculada a partir de la reducción de densidad de 2.67 g / cm<sup>3</sup> y obtenida de la anomalía gravimétrica de Bouguer al restar la tendencia regional con un polinomio de segundo grado. b) Configuración del campo gravimétrico residual de las zonas LP y FVTM, aplicando una continuación ascendente de 500 m..</i>	110
<i>Figura 28. Algoritmo derivado de la inclinación (TDR) aplicado a los datos magnéticos y gravimétricos. El contorno cero de TDR se muestra con líneas discontinuas negras, que representan la ubicación de los lineamientos.</i>	111
<i>Figura 29 Mapa que muestra la configuración de la anomalía magnética total.</i>	113
<i>Figura 30 Mapa que muestra la configuración de la anomalía magnética residual con el campo de georreferencia removido (IGRF)..</i>	114
<i>Figura 31. Mapa que muestra la configuración del campo magnético reducido al polo. Las anomalías magnéticas (máximos) que se observan en la caldera están asociadas a la presencia de rocas volcánicas o cuerpos intrusivos.</i>	115
<i>Figura 32. Lineamientos trazados obtenidos mediante la primera derivada vertical del campo magnético reducido al polo.</i>	116
<i>Figura 33 Lineamientos trazados obtenidos mediante la primera derivada vertical del campo magnético reducido al polo continuado ascendentemente 500 m donde se han recalcado algunos de los lineamientos con tendencia circular y al sur de la LP lineamientos con orientación N-S.</i>	117
<i>Figura 34 Mapa que muestra la configuración de anomalía de Bouguer completa, como referencia se indica el límite de caldera en línea discontinua negra.</i>	118
<i>Figura 35. Mapa que muestra la configuración de anomalía del campo gravimétrico residual, como referencia se indica el límite de caldera en línea discontinua negra, además de la ubicación de los principales domos y ubicaciones como son Rio Caliente, C. Alto, Nejahuete y domos jóvenes pertenecientes al arco sur de la caldera.</i>	119
<i>Figura 36 Lineamientos trazados obtenidos mediante la primera derivada vertical del campo gravimétrico residual continuado ascendentemente 500 m.</i>	120
<i>Figura 37. Lineamientos trazados obtenidos mediante la primera derivada vertical del campo gravimétrico residual continuado ascendentemente 500 m donde se han recalcado algunos de los lineamientos con tendencia circular.</i>	120
<i>Figura 38. Interpretación de la desconvolución de Werner de los contactos (diamantes azules) y cuerpos magnetizados como diques (círculos rojos) aplicados al perfil SP10. a) Variación derivada horizontal, b) rangos topográficos, yc) representa la profundidad de las soluciones de desconvolución de Werner.</i>	121
<i>Figura 39. Estimación de la desconvolución de Werner sobre la extensión espacial de los cuerpos y de la profundidad, que describen la falta de homogeneidad entre las zonas de caldera. Cada solución de Werner se traza a lo largo del perfil en función de la profundidad de los contactos (diamantes azules) y los cuerpos</i>	

<i>magnetizados como diques (círculos rojos). Las líneas blancas representan los perfiles de ubicación SP-1, SP-12, SP-6, SP-9, SP-10, SP-15 y SP-13 en LP.</i>	122
<i>Figura 40. Resultados de la solución Werner vista 3D. Sectores que trazan la posición y profundidad de los diques en vistas: a) Este, b) Oeste y c) Sur de LP.</i>	122
<i>Figura 41. Logaritmo natural del espectro de densidad de potencia radial versus número de onda radial para los datos de CMRP (derecha) y Gravedad Residual (izquierda).</i>	123
<i>Figura 42. Resultados de la deconvolución de Euler a partir de los datos aeromagnéticos CMRP de LP.</i>	125
<i>Figura 43. Área local de la caldera separada de la zona de estudio regional.</i>	127
<i>Figura 44. Distribución de las isosuperficies principales derivada del modelo de inversión 3D de la anomalía aeromagnética. Cada imagen, la parte superior representa el mapa del Campo Magnético Residual, la parte intermedia es la superficie topográfica y las isosuperficies de susceptibilidades principales (generadas con VOXI Earth Modeling –MVI).</i>	128
<i>Figura 45. Resultados de isosuperficies de la inversión 3D del modelo de caldera LP para valores de susceptibilidades variables obtenidos de los datos aeromagnéticos.</i>	130
<i>Figura 46. Resultados de inversión del vector de magnetización para LP Área, amplitud y vector de magnetización recortados a 0.02 SI.</i>	131
<i>Figura 47. Distribución de las isosuperficies principales derivada del modelo de inversión 3D de la anomalía gravimétrica satelital.</i>	133
<i>Figura 48. Resultados de isosuperficies de la inversión 3D del modelo de caldera LP para valores de susceptibilidades variables obtenidos de los datos de gravimetría satelital.</i>	134
<i>Figura 49. Diagramas polares de datos MT para perfil ejemplo LP01MT. Dominado principalmente por forma característico datos 3D MT.</i>	142
<i>Figura 50. Análisis de Dimensionalidad para cada sondeo realizado en perfil LP02MT, de izquierda a derecha LP20, LP21, LP23, LP22, LP10, LP11, LP24, LP25, LP13, LP14, LP09, LP19 en función de rango de frecuencias en escala logarítmica. Análisis Swift (1967).</i>	143
<i>Figura 51. Análisis de Dimensionalidad para cada sondeo realizado en perfil LP02MT, de izquierda a derecha sitios LP20, LP21, LP23, LP22, LP10, LP11, LP24, LP25, LP13, LP14, LP09, LP19 en función de rango de frecuencias en escala logarítmica. Análisis Bahr (1988, 1990).</i>	143
<i>Figura 52. Diagramas de rosas de strike eléctrico basado en Tipper strike cubriendo el espectro de frecuencias de 104 – 10<sup>-3</sup> Hz de cada sondeo MT medido.</i>	145
<i>Figura 53. Análisis strike geoelectrico mediante la direccionalidad del Tipper strike con rango de frecuencias 10<sup>4</sup> – 10<sup>-3</sup> Hz para cada perfil MT a partir de la descomposición de tensor, (R.W. y Bailey R.C., 1991).</i>	146
<i>Figura 54. Mapas de vectores de inducción a 100, 10, 1 y 0.1 Hz. La parte real apunta en la dirección normal al conductor y la magnitud del vector está en relación directa con la cercanía del mismo o bien con el contraste en conductividad, siendo mayor cuando el contraste de conductividad lo es, donde se trazan las direcciones</i>	

<i>del strike eléctrico es ~EW que en términos generales se asocia al sistema de fallas activo relacionado al sistema geotérmico.</i>	149
<i>Figura 55. Mapas de resistividad a profundidad mediante modelo de resistividad de Occam a distintas profundidades. Variación de resistividad aparente a) 0.7 km, b) 1km, c) 3km y d) 7km.</i>	151
<i>Figura 56. Grafica de rms versus rugosidad (curva L) para los perfiles LP01MT, LP02MT, LP03 MT y LP07MT. Círculos pequeños en la curva corresponden a rms versus rugosidad en el rango de tau de 0.1, 0.3, 0.5, 0.7, 1, 2, 3, 4, 5, 7, 10 y 100..</i>	155
<i>Figura 57. Resultado de inversión 2D para el perfil LP01MT utilizando distintos valores de <math>\tau</math>.</i>	157
<i>Figura 58. Inversión de perfil LP02MT (izquierda), LP03MT (derecha).</i>	162
<i>Figura 59. Inversión de perfil LP08MT (derecha), LP04MT (izquierda).</i>	163
<i>Figura 60. Inversión de perfil LP05MT (derecha) y LP06MT (izquierda).</i>	164
<i>Figura 61. Inversión de perfil LP07MT. Círculos negros indican estaciones MT.</i>	165
<i>Figura 62. Modelo digital de elevación sobre vista 3D de secciones verticales de resistividad 2D, vista perspectiva sector oeste (a), sector N (b), lado sur (c) y SW (d) de la caldera LP.</i>	169
<i>Figura 63. Propuesta de fallamiento tipo anillo interno, externo y fuera de la LP basado en resultados de magnetometría y gravimetría terrestre.</i>	173
<i>Figura 64. Modelo de la estructura interna de la caldera la LP, se muestra la distribución de los segmentos de cámara magmática ubicados a profundidad y buzamiento de principales lineamientos a profundidad.</i>	175
<i>Figura 65. Mapa de la LP mostrando los puntos con posible potencial geotérmico basado en zonas con mayores valores conductivos e intersección con zonas de debilidad relacionadas con fallamiento estructural interpretado de las inversiones de resistividad MT.</i>	177

**ABSTRACT** - La Primavera (LP) is a rhyolitic caldera located in the western sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB). LP is located close to the Chapala, Colima and Tepic-Zacoalco triple point junction. To understand the internal structure of the LP and its relationship with the Tepic-Zacoalco rift we carried out a geophysical study using different techniques. The main aim of this study is to develop a model of LP based on the susceptibility, density and conductivity distribution of the rocks at depth. In addition, I performed a semi-quantitative analysis to understand the internal structure of the caldera. Residual anomalies (22-15 mGal) in the caldera are attributed to its silicic nature; meanwhile,  $\sim 125$  nT anomalies can be noticed on southern and west portions of LP. Analyzed lineaments in the area (Tilt Derivative Algorithm) follow predominant regional NW-SE and W-E trends. Modeled Werner anomalies identified the presence of numerous contacts and dikes, especially along main faults, such as Rio Caliente, La Gotera, Mesa Nejahuete, and the caldera ring fracture. These results were replicated by using a Euler's solution map observing that the higher parts of possible intrusive bodies and dikes appear at variable depths  $\leq 7.3$  km beneath San Miguel dome. The deepest parts of these intrusive bodies occur at around 7.8 km south of Las Planillas and El Tajo domes. I also developed a 3D smooth model of the magnetic susceptibility and gravimetric isosurfaces with three principal bodies beneath the LP structure. The depth and geometry of these bodies were determined, thus providing a preliminary visualization of the main isosurface situated south of the caldera. An electrical conductivity model that use the dependence of resistivity on permeability, the fluid conductivity, and the temperature provided the electrical conductivity distribution at depth of the LP structure. MT data revealed a deep conductivity anomaly ( $\leq 5\Omega\text{m}$ ) at circa -2000 masl. At depths between 1 and 2 km, a horizontal conductor appears (resistivity of  $5\Omega\text{m}$ ) likely caused by ascending geothermal fluids and meteoric water from a deeper zone thorough faults associated with the caldera or the regional tectonic setting. The present study, therefore, reveals the presence of the caldera ring-fault at depth, the occurrence of shallow intrusive bodies inside and outside the caldera (e.g. beneath San Miguel, Planillas and Tajo) at different depths. A shallow conductive anomaly indicates the occurrence of a geothermal reservoir whose fluids ascent through caldera-related and regional faults that still keep LP as a potential geothermal system.

**RESUMEN** – La Primavera (LP) es una caldera de composición riolítica ubicada en el sector oeste de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM). LP se encuentra cerca del punto triple conformado por los rifts Chapala, Colima y Tepic-Zacoalco. Para lograr un mejor entendimiento de la estructura interna de la caldera y su relación con el rift Tepic-Zacoalco desarrollamos un estudio geofísico utilizando distintas técnicas. El principal objetivo de este estudio es desarrollar un modelo basado en las propiedades físicas de LP, como susceptibilidad magnética, contrastes de densidades y distribución de conductividad eléctrica a profundidad. Con este fin se realizó un análisis semi-cuantitativo para entender la estructura interna de la caldera. Anomalías gravimétricas residuales (22–15 mGal) se atribuyen a su naturaleza silícica, mientras que anomalías de  $\sim 125$  nT ocurren en las porciones sur y oeste de la LP. El análisis de lineamientos con el algoritmo “Tilt Derivative” sigue una tendencia regional de dirección NW-SE y W-E. Se identificó la presencia de numerosos contactos y diques mediante el modelado de anomalías de Werner, especialmente a lo largo de fallas como Río Caliente, La Gotera, Mesa Nejahuete y la fractura tipo anillo de la caldera. Usando el análisis de la solución de Euler destacan áreas como el domo San Miguel al sur fuera de la caldera, con gran número de respuestas asociadas a cuerpos intrusivos ubicados a profundidades de  $\leq 7.3$  km. Algo similar ocurre por debajo del domo El Tajo y volcán Planillas con cuerpos ubicados a profundidades alrededor de los  $\sim 7.8$  km. Las inversiones 3D de susceptibilidad magnética y gravimétrica muestran tres posibles cuerpos intrusivos principales por debajo de la estructura de LP ubicados al centro y sur del borde de la caldera. Para determinar la distribución eléctrica a profundidad mediante un modelo de conductividad eléctrica del sistema de LP se analizó la dependencia de la distribución de resistividad y características como permeabilidad, fluidos conductores y temperaturas. Los datos de MT revelan una anomalía conductora ( $\leq 5\Omega\text{m}$ ) ubicada aproximadamente a -2000 msnm que a profundidades más someras alcanzando un máximo de -1000 msnm. Esta región se presenta como un horizonte conductor (resistividad de  $5\Omega\text{m}$ ) causado probablemente por agua meteórica ligado al ascenso de fluidos y quizá ubicación del yacimiento geotérmico. Estos fluidos ascienden por zonas de fallamiento relacionadas al colapso de la caldera y lineamientos propios de la FVTM. El presente estudio identificó el anillo de falla a profundidad, la presencia de cuerpos intrusivos existentes a distintas profundidades dentro y fuera de la caldera (p.e. San Miguel, planillas y Tajo), y la zona de un cuerpo conductor posiblemente asociado a la actividad geotérmica cuyos fluidos ascienden mediante fallas regionales y otras asociadas al colapso de la caldera considerando la LP como un sistema con potencial geotérmico.

## CAPITULO 1

### INTRODUCCION

Una caldera es una estructura volcánica que se forma durante el colapso del techo de la cámara magmática (Cas y Wright, 1987; Lipman, 1997); Martí *et al.* 1994; Cole *et al.* 2005; Gottsmann y Martí, 2008). Durante este colapso un gran volumen de magma es evacuado del reservorio de manera explosiva generalmente con el emplazamiento de corrientes de densidad piroclástica (Druitt y Sparks, 1984). En general, domos y conos de lava pueden ser emplazados después del colapso a lo largo del margen de la caldera y/o dentro de la misma. (e.g., Bailey et al. 1976; Aguirre-Díaz, 1996). Los procesos que generan las calderas volcánicas pueden ser de dos tipos, internos, relacionados el sistema magmático (volumen del magma, cambios de presión, composición del magma, cantidad de volátiles, etc.), o externos relacionados al régimen tectónico que afecta al campo volcánico o provincia donde la caldera se desarrolla (Aguirre-Díaz, 2008).

Disciplinas como la geología y la geofísica son comúnmente utilizadas en Geociencias para investigar procesos volcánicos y su relación con fuentes naturales, como la energía geotérmica. La geofísica aplica los principios básicos físicos como magnetismo, electricidad y gravedad al estudio de la Tierra por medio de mediciones en superficie para determinar la distribución de las propiedades físicas del subsuelo para su interpretación geológico-geofísica.

Uno de los principales problemas en prospección geofísica es la ambigüedad en la interpretación de los datos y posteriormente al contexto geológico, esta problemática podría aumentarse al considerar las diferentes configuraciones geológicas que pueden reproducirse en las mediciones obtenidas. Por lo tanto, es necesario correlacionar las diferentes técnicas geofísicas, con el principal objetivo de separar de manera apropiada aquello que es identificado como ruido y anomalías específicas de un grupo de datos. Cuando esta información se interpreta en combinación con estudios geológicos y geoquímicos tienen un potencial muy importante para investigar sistemas volcánicos y geotérmicos. En este trabajo se realizó un estudio geofísico con distintas metodologías y su interpretación con datos geológicos aplicados en la exploración de campos geotérmicos.

El estudio de estructuras volcánicas como calderas y su colapso se remonta hace más de 60 años (Sandberg, 1927; Escher, 1930; Williams, 1941; Rittmann, 1962; Francis, 1983) utilizando para su

compresión se encuentran estudios tectónicos, geológicos, vulcanológicos, geofísicos, modelos experimentales y teóricos. En particular, las calderas poseen características geofísicas peculiares que definen su origen, déficit de material, estructura, etc. Los estudios geofísicos en calderas han proporcionado información valiosa para determinar su estructura interna y evolución espacio temporal. Estos datos información empleados con la geología superficial del subsuelo puede proveer nueva información de la estructura y profundidad de la caldera, de los reservorios magmáticos y el yacimiento geotérmico. Un sitio ideal para lleva a cabo un estudio de este tipo es la caldera La Primavera ubicada en el Estado de Jalisco, México. Esta caldera tiene un potencial geotérmico y su estudio forma parte del proyecto P15 denominado “Exploración geotérmica de los complejos volcánicos de Cerritos Colorados, Acozulco y El Aguajito-La Reforma”. De esta forma se propone el estudio de la estructura de la caldera LP mediante el uso de datos magnéticos, gravimétricos y magnetotelúricos (MT) y su correlación con información geológica-estratigráfica que permitirá delimitar la estructura de la caldera, su relación con el anillo externo de domos al sur, las zonas que sirven como fuente de calor a profundidad y una mejor ubicación del yacimiento geotérmico. Adicionalmente se buscará definir la conexión que existe entre los lineamientos y estructuras superficiales de estudios previos con aquellos observados mediante las técnicas geofísicas. Toda esta información, permitirá mejorar el modelo de la estructura volcánica a profundidad.

En resumen, esta investigación combinará toda la información geofísica y geológica existente con los nuevos datos geofísicos (propuestos en este proyecto) para definir la estructura interna de la caldera. Mediante el uso de datos magnéticos, gravimétricos y magnetotelúricos (MT) y su correlación con información geológica-estratigráfica que permitirá delimitar la estructura interna de la caldera, las regiones que sirven como fuente de calor y una mejor ubicación del yacimiento geotérmico. Adicionalmente se buscará definir la conexión que existe entre los lineamientos y estructuras superficiales de estudios previos con aquellos observados mediante las técnicas geofísicas. Toda esta información, permitirá realizar un modelo de la estructura volcánica a profundidad.

## 1.1. Actualidad / Novedad del tema

Finetti y Morelli (1973) enfatizaron la importancia del uso de datos geofísicos (métodos gravimétricos y magnéticos) para definir la formación de cuerpos geológicos, dimensiones, profundidad y propiedades físicas (susceptibilidad, magnetización, densidad, entre otros). Piro, et al. (2000) detectó discontinuidades de cuerpos o variaciones volumétricas (cuerpos con distintas características físicas) mediante la integración de diferentes métodos de alta resolución adoptando su uso para su visualización global en el área de estudio y mejoras en la definición de la geometría y posición de los objetivos. Eppelbaum (2001a) estableció que la integración efectiva de estudios conjuntamente con la interpretación de otros métodos permite una ubicación rápida de cuerpos volcánicos a profundidad.

Se han publicado numerosos trabajos en los que se aborda tanto la metodología como la aplicación del problema, la utilidad de datos gravimétricos en la interpretación y actividad de estructuras volcánicas ha sido ampliamente demostrada por (Yokoyama, 1972; Tsuboi, 1983; Rymer y Brown, 1984; Rymer y Brown, 1986; Brown et al. 1987; y Eggers, 1982). El estudio de campos gravimétricos asociados a estructuras volcánicas generalmente provee información valiosa como evolución dinámica de los cuerpos volcánicos hasta estructuras y lineamientos. En contraste con calderas máficas, caracterizadas típicamente por tener anomalías positivas, calderas silícicas típicamente poseen anomalías negativas (Campos Enríquez 2005).

En México, las estructuras volcánicas como las calderas han sido un tema de estudio importante. Los campos geotérmicos están generalmente asociados a calderas volcánicas por lo que existen diversos estudios y con distintos enfoques empleados para su exploración y explotación del recurso que se inició en los años setenta por la Comisión Federal de Electricidad (CFE) y continuado por otros estudios (Campos-Enríquez y Garduño-Monroy, 1987; Verma *et al.* 1990; Alatorre-Zamora y Campos-Enríquez, 1991; Yokoyama y Mena, 1991; Castillo-Roman, et al. 1991; Campos-Enríquez, 1992; Campos-Enríquez y Garduño-Monroy, 1995; Verma y Andaverde, 1996; Verma y Rodríguez-González, 1997).

Entre los estudios geofísicos existen algunos antecedentes utilizando distintos métodos de análisis tratando de caracterizar la cámara magmática de la caldera LP. Alatorre-Zamora y Campos-Enríquez (1991); realizaron un estudio gravimétrico, definiendo la caldera como una estructura subsuperficial asimétrica con una depresión mayor en su mitad norte y un alto estructural en forma de boomerang

al sur. En 1997, Verma y Rodríguez-González mediante la simulación de transferencia de calor en elementos finitos y simulaciones de temperatura de la cámara magmática, definen que la cámara magmática se encuentra a una profundidad subsuperficial de la parte alta de entre 5 y 7 km, y tiene dimensiones horizontales entre 12 km y 10 km. Con el propósito principal de determinar el volumen perdido de material en la caldera, Campos-Enríquez *et al.* (2005) Exploraron las implicaciones del teorema de Gauss aplicado al estudio de las calderas silícicas, consideraron que la energía involucrada en las erupciones correspondientes de la LP fueron mayores que la erupción histórica del Krakatau (Indonesia) en 1983, al asumir que la caldera tenía forma de embudo los autores calcularon que la cámara magmática está localizada a una profundidad de 6.3 km. Verma *et al.* (2012), realizaron un modelado termal, utilizando el programa TCHEMSYS, proponiendo un modelo de 0.15 millones de años del emplazamiento de la cámara magmática a una profundidad de 4 km con un volumen de 600 km<sup>3</sup>.

## **1.2. Originalidad del tema**

Existen diversos estudios geofísicos que han intentado explicar el comportamiento de la caldera LP, desafortunadamente estos estudios no han sido integrados por lo que la información es dispersa. Un ejemplo de ello, es la ubicación de la profundidad de la fuente de calor (cámara magmática) la cual es aún debatible, esta simple interrogante deja muchas más por responder que se pretenden resolver en esta investigación.

Este estudio pretende reportar los resultados adquiridos de distintas metodologías geofísicas aplicadas al estudio de la estructura volcánica lo que permitirá obtener una mejor idea acerca de sus características y geometría, además de definir espacialmente con mayor precisión la extensión del reservorio geotérmico y posible ubicación de la fuente de calor, ayudando a comprender la estructura interna de la caldera y su evolución con el tiempo combinando la información geológica con nuevas evidencias e interpretaciones identificando otras características significativas que no hayan sido descubiertas en el área de estudio.

### **1.3. Hipótesis**

Las cámaras magmáticas poseen propiedades físicas contrastes respecto a la roca encajonante, alrededor que es más densa y sólida. Este gradiente tiene propiedades que pueden ser observadas mediante varias técnicas geofísicas (gravimetría, magnetometría y métodos magnetotelúricos) que pueden proveer un modelo geofísico de la cámara magmática y de la caldera permitiendo definir su estructura interna, delimitación de las capas conductoras, lineamientos estructurales y profundidad de la fuente de calor, entre otros. De esta forma se podrá restringir de manera más precisa la ubicación y dimensiones del yacimiento geotérmico.

### **1.4. Objetivo general**

Definir la estructura interna de la caldera LP, su fuente de calor y el yacimiento geotérmico por medio de un modelo geofísico.

#### **1.4.1. Objetivos específicos**

- Recopilar y analizar información previa de la zona de estudio.
- A partir de información y estudios geofísicos identificar los principales cuerpos de magma.
- Permitir identificar lineamientos, estructuras a profundidad superiores a 1,000m por debajo el nivel del terreno. Con contornos de resistividades aparentes mostrando tendencias asociadas a estructuras principales, así como pequeños efectos de impacto local.
- Definir los principales rasgos estructurales y su relación con los cuerpos de magma y el yacimiento geotérmico.
- Proponer un modelo de la estructura interna de la caldera, las fuentes de calor y el reservorio geotérmico, tomando como base la correlación de datos geofísicos.

### **1.5. Justificación del estudio**

Se aplican distintas metodologías geofísicas para el entendimiento de la caldera LP, cuyos resultados serán integrados para minimizar las ambigüedades de cada método. La interpretación magnetometría aportará información de profundidades, discontinuidades o variaciones

volumétricas, geometría y posición espacial, además de obtener una mejor comprensión de las estructuras y lineamientos caracterizados por anomalías gravimétricas. Adjuntando el comportamiento electromagnético aportado por los datos magnetotelúricos proveerán una idea más clara de las zonas conductoras del posible yacimiento geotérmico que pueden estar asociadas con procesos hidrológicos.

## **1.6. Estructura y contenido de esta investigación**

En este documento se investigó la interacción de los procesos volcánicos y tectónicos en la caldera LP en escala regional como local. Este documento se encuentra dividido en nueve segmentos.

Capítulo 2. En este capítulo se presenta el estado actual del conocimiento del entorno geológico regional y local de LP. El interés de esta área es principalmente por la intersección de la Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) y la Sierra Madre Occidental (SMOc), la relación entre la FVTM y LP. Finalizando con el entorno geológico local de la caldera, sus características estructurales determinados por estudios previos y una breve explicación del sistema hidrológico existente en LP, como parte clave para comprender el papel relevante de los fluidos y la fuente para la generación de calor.

Los aspectos teóricos de los métodos utilizados son descritos en los capítulos 3, 4, 5 y 6. Los fundamentos teóricos de los métodos potenciales son mencionados en el capítulo 3, así mismo la teoría propia de los filtros matemáticos utilizados en el estudio para datos potenciales son indicados en el capítulo 4, mientras que el capítulo 5 se presenta la base teórica del método magnetotelúrico. Y finalmente, en el capítulo 6, se presenta un resumen de la metodología llevada a cabo para esta investigación.

La interpretación de los datos, análisis e inversiones magnéticas y gravimétrico realizadas en la zona regional y local de LP y FVTM es explicado en el capítulo 7. El principal objetivo es obtener una interpretación cualitativa donde se indican los rasgos geofísicos principales. El interés primordial en la interpretación y modelado de anomalías gravimétricas, proviene de la relevancia de interés geotérmico y geológico de la caldera como fuente de calor.

Se interpretan los sondeos y perfiles trazados dentro y fuera de la LP en el capítulo 8 con un total de 43 sondeos MT con el objetivo de inferir las principales propiedades de las estructuras geoelectricas de la superficie como es la dirección de strike o la presencia de cuerpos superficiales de distorsión a profundidad. Obteniendo distintas secciones resistivas, identificando cuerpos conductores ubicados zonas de fracturamiento geológico a distintas profundidades, sugiriendo la existencia de un patrón de fluidos en fallas permeables donde los fluidos pueden circular en dirección ascendente.

Finalmente, el capítulo 9 presenta las conclusiones del estudio realizado.

## CAPITULO 2

### ENTORNO GEOLOGICO REGIONAL Y LOCAL DE LP

#### 2.1. Faja Volcánica Trans-Mexicana

Faja Volcánica Trans-Mexicana (FVTM) es una de las provincias geológicas mejor estudiadas en México, representa una región geológica altamente activa donde gran parte de la infraestructura y población volcánica se encuentra centralizada. Las propiedades físicas y composición a lo largo de la FVTM se encuentran directa e indirectamente asociadas a dos placas oceánicas de características diversas, régimen extensional de distinta intensidad, cuyas edades de basamento difieren una de otra, anchura, composición, etc. Por las razones anteriores es considerada como uno de los márgenes convergentes más complejos (Gómez-Tuena *et al.* (2007). Demant (1978) define como un arco volcánico continental, en su totalidad constituido cerca de 8,000 estructuras volcánicas y cuerpos intrusivos. Su extensión comprende las localidades de San Blas, Nayarit en el Pacífico Mexicano y Bahía Banderas, Jalisco a la costa del Golfo de México en Palma Sola, Veracruz. Con una longitud de 1,000 km y una anchura irregular que varía entre los 80 y 230 km (Ortega-Gutiérrez, et al. 1992).

La FVTM ha sido dividida en tres sectores (oeste, central y este) con características geológicas y tectónicas distintivas (Demant, 1978; Pasquaré *et al.* 1988). El sector oeste está localizado entre la costa Pacífico y la unión triple formada por la intersección de los grabens de Zacoalco con una dirección NW-SE y 180 km de longitud, Chapala con una dirección este-oeste y 115 km de largo y 10 a 25 km de ancho; y el "rift" de Colima con una dirección N-S y 82 km de longitud y (Allan, 1986). El sector central está limitado al W por la unión triple y el sector E por el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (Alaniz-Álvarez, et al. 2002b) y el Golfo de México.

La caldera de LP está localizada a 50 km al norte del punto triple dentro del graben de Tepic-Zacoalco (JICA, 1986). Los sistemas del "rift" Tepic-Zacoalco y Chapala delimitan al oeste el llamado Bloque de Jalisco (BJ), estos "rifts" han sido considerados como antiguas estructuras corticales reactivadas por efecto de fuerzas aplicadas en los límites de placas (Rosas-Elguera *et al.* 1996).

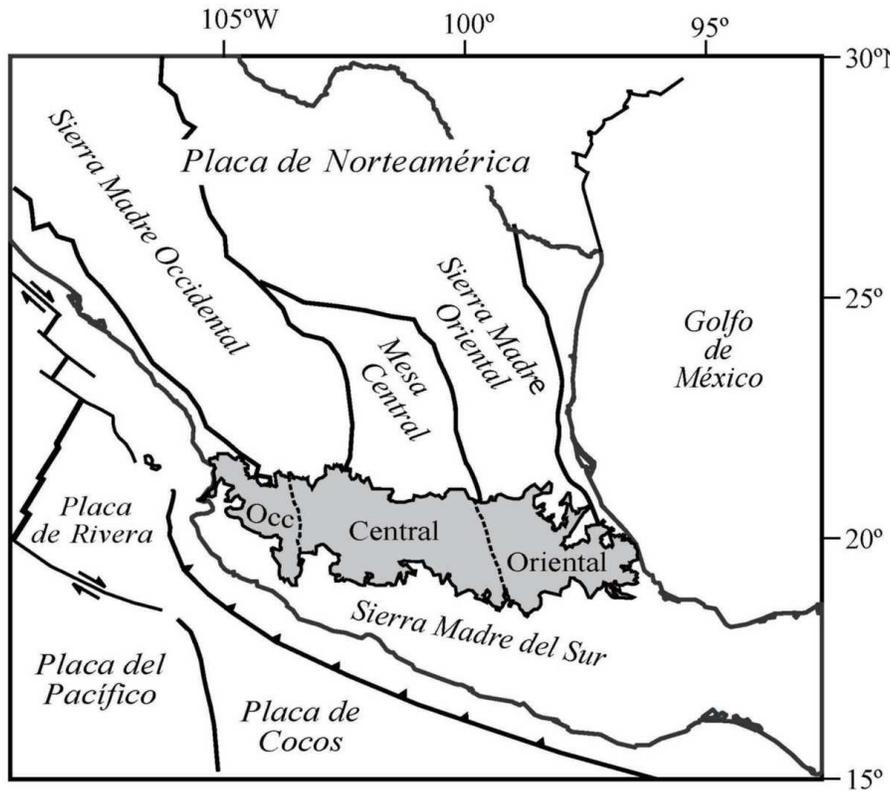


Figura 1. FVTM marcado en tono gris dividido en tres sectores. Anexando se muestran las principales provincias de México y su configuración tectónica actual. Tomado de Gómez –Tuena et al. 2005.

## 2.2. Magmatismo silíceo en la Faja Volcánica Trans-Mexicana

Ferriz y Mahood en 1986 reconocen cinco principales centros volcánicos de composición riolítica a andesítica en la FVTM: Los Azufres, Amealco, Huichapan, Los Humeros y La Primavera (que es exclusivamente de composición riolítica).

Existen distintas hipótesis para explicar el origen de los magmas riolíticos sin embargo Petrone, et al. en 2014 mediante el modelamiento de magmatismo silíceo (7.5-3 Ma) en la parte occidental de la FVTM concluyen que fue provocado por fusión parcial de la corteza. El “rollback” del Slab (~7.5 Ma) favorece la fusión por descompresión y magmas máficos ascendiendo y emplazándose en la base de la corteza, dichos magmas funden parcialmente los complejos gabroicos que generan el magmatismo silíceo debido a la asimilación cortical y cristalización fraccionada. Lo anterior adjunto con las fallas extensionales desde el Plioceno (~5 Ma) favorece la presencia de magmatismo silíceo y máfico en la región. El vulcanismo silíceo ocurrido entre el Mioceno (~7.5-5 Ma) y bimodal del Plioceno temprano (~5-3 Ma) la actividad magmática tipo máfico comienza a disminuir y se vuelve

más diferenciado. A finales del Mioceno se presentan expulsiones de grandes volúmenes de ignimbritas emitidas por calderas, seguido por el emplazamiento de domos riolíticos y dacíticos. Posterior al vulcanismo silíceo del Mioceno tardío, se presentan manifestaciones en el área de Guadalajara y norte del rift de Colima (Gómez-Tuena, et al., 2005). La mayor parte de las lavas tipo intraplaca distribuidas en la parte más alejada del arco junto con las riolitas forman una típica asociación bimodal en el Plioceno temprano (Ferrari, et al., 2005). En la parte central de la FVTM se pueden encontrar calderas que dieron origen a grandes volúmenes de ignimbritas y tobas, entre las más conocidas están los Azufres (Michoacán) y Amealco (Quéretaro).

### **2.3. Geología LP**

Las rocas de LP están constituidas principalmente de domos, flujos de lava y depósitos piroclásticos de composición riolítica (>75% SiO<sub>2</sub>) emplazados entre 145 y 30 ka (Mahood, 1981 b). Sus composiciones varían de riolitas medianamente peralcalinas a riolitas metaluminosas subordinadas (Mahood y Halliday, 1988). La caldera LP está compuesta por una secuencia volcánica del Pleistoceno Tardío la cual descansa sobre un basamento granítico, seguido de andesitas, tobas líticas y riolitas (Maciel y Rosas Elguera, 1992).

LP inicio su actividad con el emplazamiento de lavas y domos hace 140ka cuando ocurrió un combatimiento regional que originó dos zonas de fractura (Mahood, 1980) permitiendo un ascenso de magma y la emisión de los primeros flujos piroclásticos y domos riolíticos. Alrededor de 95 ka años ocurrió la erupción que generó la ignimbrita conocida como la toba Tala con un volumen de 32-40 km<sup>3</sup> que causó el vaciamiento de la cámara magmática y originó su colapso con la formación de una caldera de 11 km de diámetro, generando una secuencia de ignimbritas y depósitos piroclásticos de caída cubriendo un área aproximada de 700 km<sup>2</sup> con un volumen de magma de ~20km<sup>3</sup> (Wright, 1981; Mahood, 1981a). El colapso de la caldera tuvo un arreglo de fracturas en anillos no concéntricos. A lo largo del área anular de la cuenca el colapso ocurrió como serie de fallas escalonadas (Mahood, 1980). Wright (1981) y Mahood (1981a) concluyeron que la parte media de la Toba Tala está bien soldada lo que permitió la formación de un lago intracaldera que favoreció la acumulación de sedimentos volcanoclasticos, fluviales y aluviales por encima de toba Tala. Contemporáneamente se originaron dos domos centrales emplazados a la mitad del lago, dando origen a una erupción acuática que emplazó un horizonte conocido como la Pómez Gigante para

después continuar con la sedimentación del lago (Mahood, 1980) siendo esta la unidad más distintiva de la sucesión volcanosedimentaria del lago (capa de hasta 12 m de espesor) el cual sirve como marcador estratigráfico.

Un nuevo grupo de domos en dos arcos no concéntricos de la caldera fueron emplazados hace 75 ka, a lo largo del anillo calderico seguido por el levantamiento del interior de la caldera lo que puso el fin de la sedimentación lacustre, Mahood (1980) atribuye este levantamiento al ascenso de nuevo magma que culminó con la erupción de una serie de domos al sur de la caldera (60 a 30 ka).

Las riolitas de LP poseen composición isotópica de  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  (0.704-0.7048),  $\epsilon\text{Nd}$  (4.5–5.8) y  $\delta^{18}\text{O}$  (~6.6‰ en sanidino), lo cual es consistente con el origen de cristalización fraccionada a partir de un basalto derivado del manto con pequeñas contribuciones de la corteza continental (Mahood y Halliday, 1988). Aunque la ausencia significativa de volumen asociado a rocas máficas a intermedias en el área, y la observación de la mayoría de los magmas silíceos en México parecen ser formados por anatexis de corteza, Gómez-Tuena *et al.* (2007), Mahood (1981a, 1981b) junto con Mahood y Halliday (1988) sugieren que en el origen de los magmas ocurriendo fusiones parciales de las rocas plutónicas-intermedias a máficas del basamento local Mesozoico (Terreno Guerrero) que originalmente había agotado su composición isotópica tipo manto.

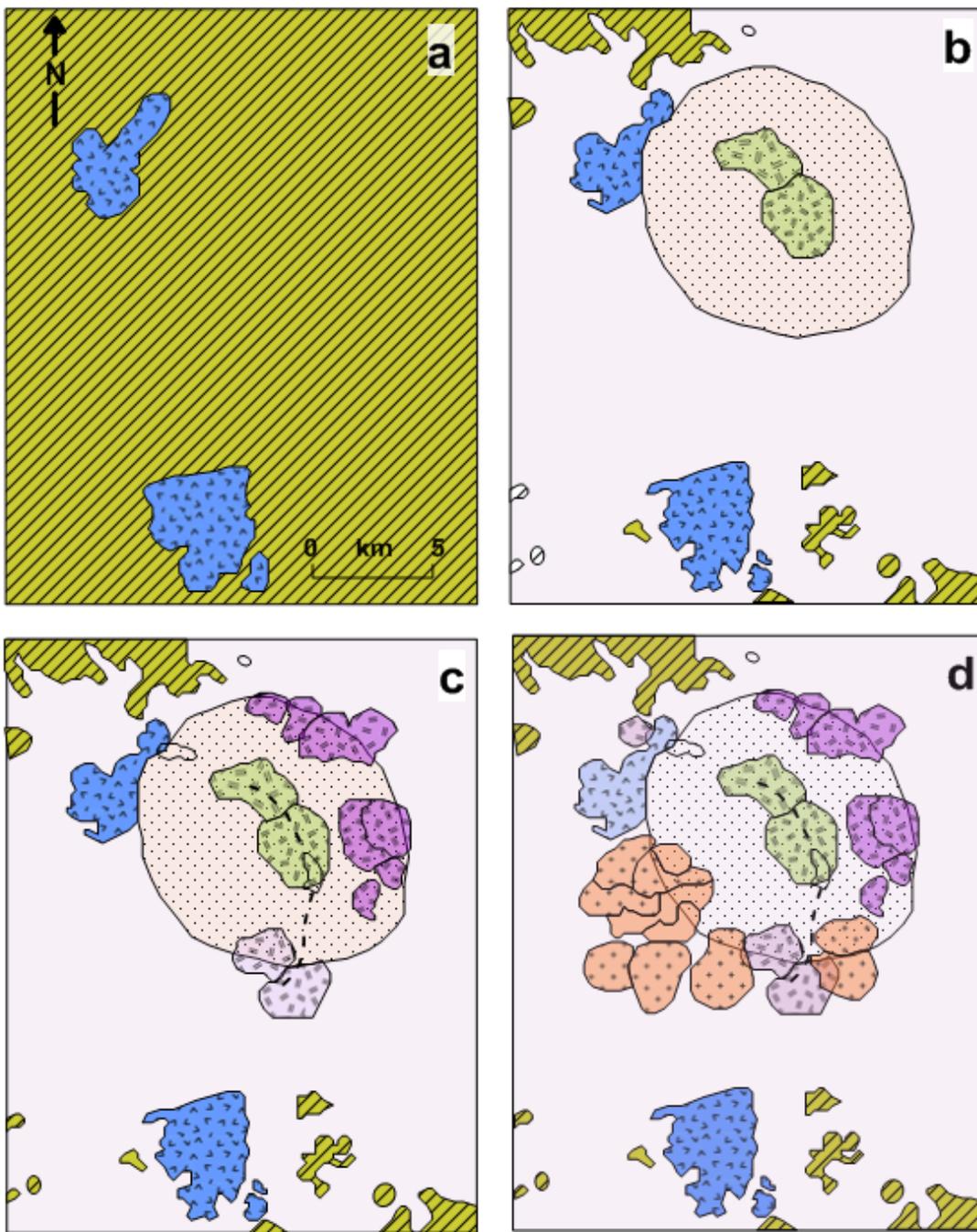


Figura 2. Cronología volcánica de la formación del CVLP a partir de 120 ka, tomado de Mahood (1980). A) Pre-Caldera, b) Toba Tala, 95 ka, colapso de caldera, sedimentación lacustre y domos centrales; c) Domos riolitivos en dos arcos no concéntricos de la caldera; d) Surgimiento de domos al sur de la caldera y lavas jóvenes al sur.

Los resultados de magnetizaciones remanentes para las diversas unidades de la Sierra LP son de polaridad normal y con direcciones medias cercanas a las esperadas para la época de polaridad normal, desarrollada principalmente durante los últimos 140 ka. Sin embargo, la edad mayor

reportada por Gutiérrez-Negrín, et al. (1984) de 1.02 Ma corresponde dentro de los límites de resolución, al evento normal de Jaramillo. Magnetizaciones de las muestras obtenidas para la toba Tala presenta polaridades intermedias. Edades reportadas para esta unidades son de  $95.2 \pm 6.5$  y  $96.7 \pm 3.8$  ka (Mahood y Drake, 1982). Los domos centrales y horizontes centrales que sobreyacen a la toba Tala con anomalía estratigráfica relacionada con la mayor edad obtenida con el método K-Ar (Alatorre-Zamora y Campos-Enríquez, 1991). Mahood y Drake (1982) Urrutia (1988) reportan seis fechamientos para los domos centrales (con edades de 126, 111 y 102 ka) y dos para el horizonte de pómez gigante (122 y 104 Ma). En los domos centrales se tienen fechamientos de sanidino y vidrio concordantes con los datos de Urrutia (1988), por ejemplo, 111.1 y 112.9 ka, Mahood y Drake (1982) interpretan los resultados en términos de edades anómalas para los domos centrales, los cuales serían más jóvenes de lo que indican los fechamientos de K-Ar.

### ***2.3.1. Geología del subsuelo LP***

La siguiente información puede explicarse mediante una síntesis la evolución eruptiva de LP basado en Maciel y Flores (1990) quienes realizan una clasificación de las unidades litológicas del subsuelo agrupando en pre, sin y post-caldera e información basada en Bolós, et al. (2019) y Rivera Olguin, et al. (2016).

#### *Unidad Pre-caldera*

Esta unidad se encuentra conformada por diferentes tipos de rocas, de la base al tope son: basamento granítico, andesitas, riolitas, andesitas, tobas líticas y riolitas.

Al sur afloran lavas basálticas y andesíticas (Luhr y Lazaar, 1985) depósitos de la ignimbrita Acatlán aflorando hacia el surponiente (Wright, 1981) al oriente de LP se observan depósitos de ignimbrita de composición dacítica ricos en cristales conocida como Ignimbrita San Gaspar con edad de 4.8 Ma. Así también como depósitos de ignimbrita de composición riolítica ausente de cristales (Ignimbrita Guadalajara) con edad de 3.3 Ma. Al nororiente se compone de lavas dacíticas y riolíticas ricas en fenocristales de 2.4 Ma (Mahood, 1985). La historia eruptiva de LP comienza con una serie de domos

de composición riolítica observados en la porción centro-norte de la estructura con edades de 120 a 100 Ka (Mahood, 1980).

La base de la secuencia estratigráfica la forma un intrusivo granítico a 951 msnm registrado en el pozo PR-9 (Gutiérrez-Negrín, et al. 1984) con edad estimada K/Ar para este intrusivo granítico es de  $7.3 \pm 1 - 0.04$  Ma (Mioceno Tardío). La isoterma de  $300^{\circ}\text{C}$  se ubicó a 16 msnm, es decir a 935 m sobre este cuerpo granítico; con lo anterior, se estima que la unidad es afectada por una temperatura mayor, además de una pérdida parcial de argón 40 lo que ocasiono edades radiométricas ( $7.3 \pm 1 - 0.04$  Ma) más joven de lo que en realidad es el caso. Sobre el cuerpo granítico descansa una potente secuencia andesítica con espesor mayor de 1,500 m separada por un delgado flujo de composición riolítica (pozos PR-2, PR-11 y PR-12). La importancia del potente cuerpo andesítico radica en la ubicación del yacimiento geotérmico sobre estas rocas. Dentro de la secuencia andesítica se encuentra formada por varios derrames, incluyendo basaltos y tobas.

Por encima de estas rocas existe unidad piroclástica separada por delgado flujo andesítico con espesor menor de 150 m, con edades variantes del Mioceno al Plioceno, probablemente parte del basamento de la FVTM. Por último, coronando la unidad Precaldérica, se tienen rocas riolíticas de posible edad cuaternaria (Gutiérrez-Negrín, 1988 a, b) que podrían corresponder a las primeras emisiones relacionadas con la formación de la caldera.

#### *Unidad Sin-caldera*

Nos referimos a la toba Tala como la roca representativa del evento que dio lugar a la formación de la caldera. Posterior al emplazamiento de los domos anteriormente descritos, ocurre el episodio eruptivo de composición riolítica con alto contenido de sílice conocida como Toba Tala, conformada por flujos de ceniza de  $20 \text{ km}^3$  la cual cubrió  $700 \text{ km}^2$  de terreno (Mahood, 1980).

La rápida expulsión de material piroclástico que origino la toba Tala, produjo un vacío en la parte superior de la cámara magmática, lo que ocasiono que las rocas sobreyacentes se asentaran por gravedad. La expresión superficial de este evento son una serie de fallas y fracturas semi-circulares que delimitan la caldera. Esta unidad se caracteriza por su alta permeabilidad.

### *Lago calderico*

El hundimiento que dio origen a la caldera, posteriormente facilito los factores para la formación de un lago y el depósito de productos de la degradación del relieve circundante. Paralelamente, se emitieron flujos riolíticos y la unidad de pómez gigante, esta última siendo clave como horizonte índice.

Posterior al emplazamiento de Toba Tala, se encuentran sedimentos lacustres intra-caldera conformados por fragmentos de pómez inmersos en una matriz de limos y arenas finas en capas de 15 a 50 cm de espesor. Estos depósitos tienen una variación de entre 1 – 25 m de espesor en el centro de LP (Mahood, 1980). Maciel y Rosas Elguera (1992) creen que estos depósitos provienen de la erosión de Toba Tala.

Dentro de esta unidad, en la parte central de LP, se depositó un horizonte de bloque de pómez gigante, depositada sobre una capa de 30 cm de ceniza fina que cubre los sedimentos de pómez de tamaño más pequeño anteriormente mencionados (Mahood, 1980).

### *Domos post-colapso y la resurgencia de la caldera*

Contemporáneo al horizonte de pómez gigante afloran algunos domos como El Nejahuete, ubicado al centro de la caldera posee características químicas similares a la parte última de Toba Tala. Como rasgos distintivos se observa un depósitos de “brecha de rezago” en las inmediaciones de este domo, sugiriendo que mediante este conducto salieron la Toba Tala y el horizonte de pómez. Posteriormente ocurre el levantamiento de 260 m del piso de la caldera, considerada de tipo pistón por Mahood (1980), propiciando la salida de nuevas unidades de lava en la zona sur en dos periodos principales. El primero genera un arco de domos de composición riolítica al sur del lago calderico, representado por los domos La Puerta, El Culebreado, El Tule e Ixtahuatonte. Estos domos se caracterizan por ser de composición riolítica con contenido de cristales entre el 1 y 10%. Con edades reportadas entre los 89.5 Ka hasta 71.3 Ka (Vázquez, 2014; Mahood, 1980). El segundo grupo de domos post-colapso de composición también riolítica pero con textura afírica ubicándose en la porción sur del límite de LP (Mahood, 1980).

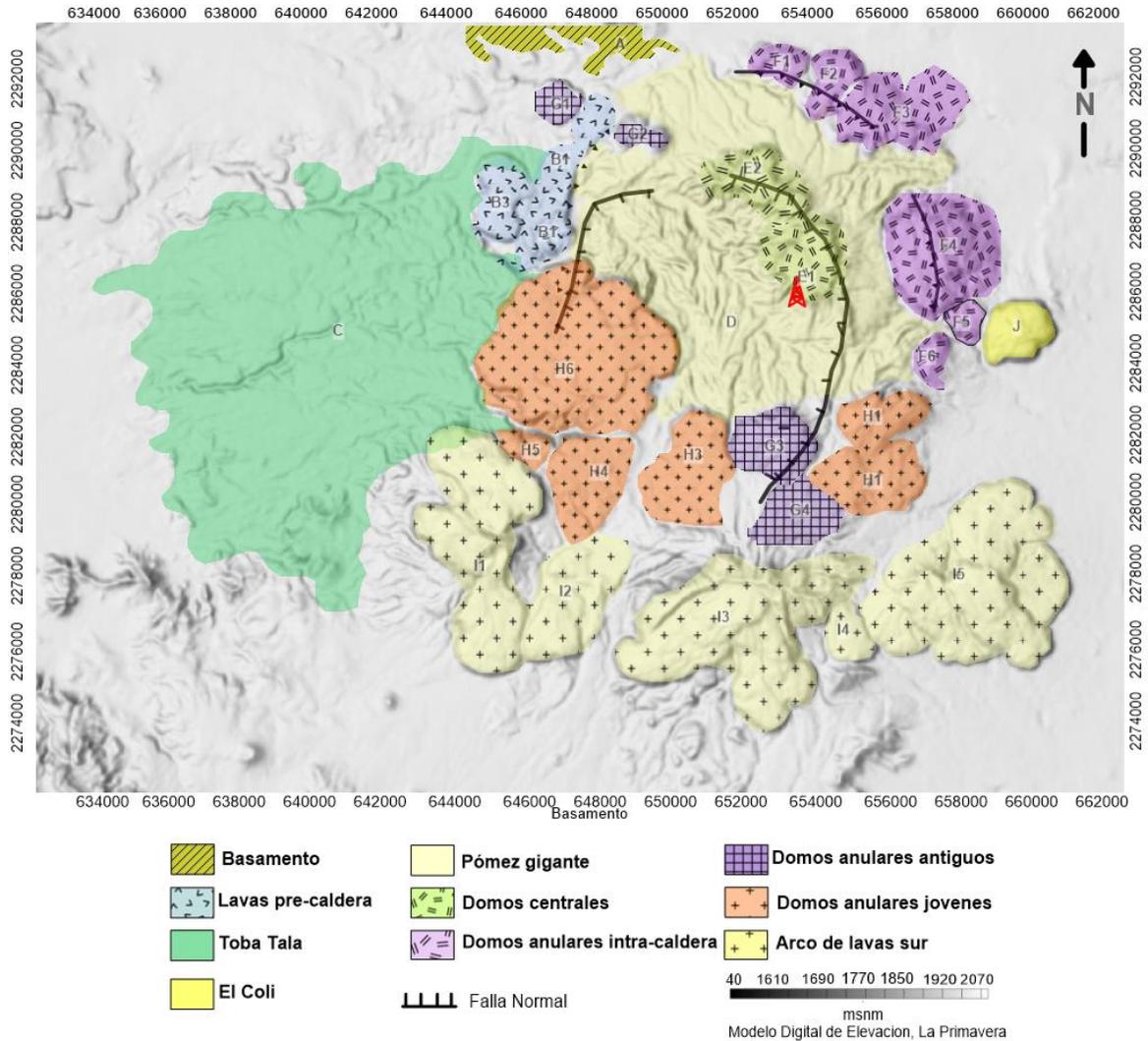


Figura 3. Distribución de domos y centros que componen caldera de LP según Mahood (1980). Icono rojo de pozo muestra la ubicación del área de pozos perforados por CFE. A: Basamento; B1: Domo Río Salado; B2: Flujo Cañón de las Flores; B3: Domo Mesa El León; B4: Grupo Arroyo Saucillo; C: Toba Tala; D: Pómez Gigante y sedimentos lacustres; E1: Domo Mesa El Nejahuete; E2: Domo Cerro Alto; F1: Domo Pinar de La Venta; F2: Domo Arroyo La Cuartilla; F3: Domo Mesa La Lobera; F4: Domo Cerro El Chapulín; F5: Domo Dos Coyotes; F6: Como Arroyo las Pilas; G1: Domo Mesa El Burro; G2: Domo Cerro Chato; G3: Domo Cerro El Tule; G4: Domo El Madrón; H1: Domo Arroyo Ixtanhuantote; H2: Domo La Cuesta; H3: Domo Cerro El Culebreado; H4: Domo La Puerta; H5: Domo Arroyo las Animas; H6: Domo Cerro El Pedernal; I1: Cerro San Miguel; I2: Flujo Llano Grande; I3: Cerro Las Planillas; I4: Domo Arroyo Colorado; I5: Cerro El Tajo; J: Domo Cerro El Coli. Modificada de Mahood (1980).

Yokohama y Mena (1991) y Ferrari et al (1999) sintetizan la información de 13 pozos perforados por CFE ubicados preferentemente en la zona centro de LP (Fig. 3), el mayor alcanzando una profundidad de 2986 m desde 1980.

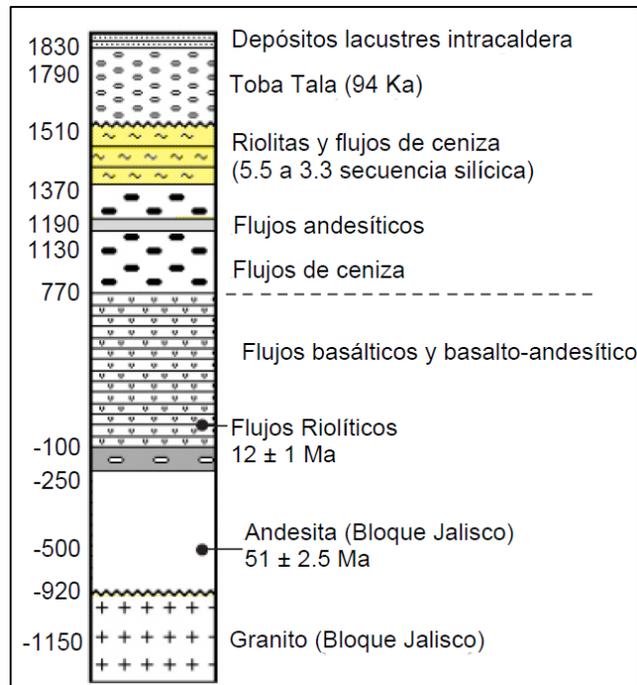


Figura 4. Estratigrafía sintetizada de LP basado en el promedio del grupo de pozos perforados por CFE, PR 1 – 13, elevaciones msnm son indicadas en la parte izquierda de la columna. Modificado de Ferrari, et al. (1999).

#### 2.4. Fallamiento regional de LP

En 1997 Rosas Elguera *et al.*, proponen la estratigrafía regional para el área de Guadalajara y el Punto Triple con el objetivo de definir los límites entre los basamentos dominantes de esta área. En la zona oeste de la FVTM se encuentra el Graben Plan de Barrancas –Santa Rosa, el cual consiste de una depresión estructural de 20 km desarrollada a lo largo del límite entre SMO y BJ, formado al norte por el sistema de fallas Plan de Barrancas y enterrado su extensión hacia el sur. Al noroeste de LP Alatorre-Zamora en 1992 mediante modelado gravimétrico y aeromagnético observa una posible continuación por debajo del Volcán Tequila y al sur hasta la caldera de LP. La expresión superficial de este sistema de fallas se encuentra representado por un lineamiento de diques en el área de Tequila. El volcanismo cuaternario está fuertemente controlado por actividad tectónica, una muestra de ello es el campo Volcánico de Acatlán (CVA) y los lineamientos de diques volcánicos. CVA se desarrolló a lo largo de los segmentos de falla Zacoalco y Ahuisco, representando una zona de concentración de magma en el Pleistoceno. El proceso de extensión favoreció el emplazamiento de magma a profundidad y posteriormente una diferenciación en CVA. Una deformación progresiva tuvo como resultado una extensión regional continua permitiendo la inyección de magma máfico y

por lo tanto erupciones bimodales en la ignimbrita Acatlán y el emplazamiento de domos de composición dacítico a riolítico. La alineación de diques volcánicos en fallas más antiguas que el cuaternario. Explicando la dirección diferencial de las fallas y de los lineamientos de venas volcánicas en el cuaternario. El desarrollo de CVA ilustra la importancia de zonas pre-existentes de debilidad cortical en la determinación de la distribución y estilo de la actividad volcánica en el oeste de la FVTM.

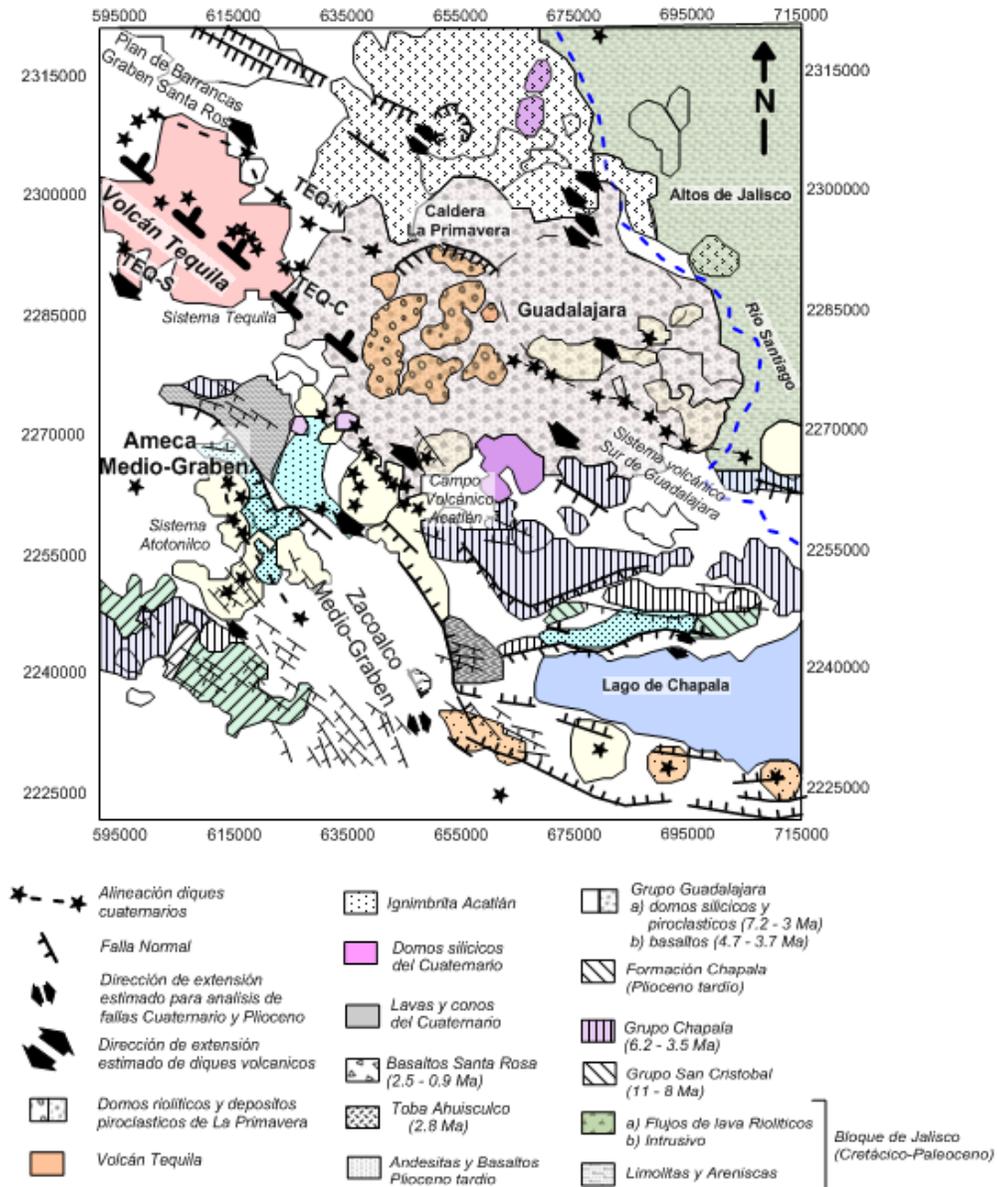


Figura 5. Mapa geológico-estructural de Punto Triple y alrededores de Guadalajara. La dirección de extensión es tomada de la alineación de diques volcánicos e inversión de datos de deslizamiento de fallas. Modificado de Rosas-Elguera, et al., (1997).

## 2.5. Fallamiento en la LP

La tectónica de la región juega un papel importante debido a su influencia directa en la permeabilidad de las rocas. Primeramente, a la ubicación la LP se encuentra dentro de la intersección entre la FVTM y Sierra Madre Occidental (SMO), las cuales corresponden a dos de las mayores provincias volcánicas de México, relacionadas con el proceso de subducción de placas tectónicas en el Océano Pacífico (Molnar y Sykes, 1969; Atwater, 1970, Urrutia-Fucugauchi y Del Castillo-García, 1979; Urrutia-Fucugauchi, 1984, Alatorre y Campos, 2012).

Smith *et al.* (1970) realizaron estudios previos evaluando la efectividad de estructuras volcánicas, como calderas en Valles en Nuevo México. Las fallas presentes dentro de la estructura de caldera tienen distintas orientaciones N-S, NW-SE, NE-SW y E-W; limitando en la mayoría de ellas, su extensión únicamente dentro de la estructura de la caldera (Venegas, 1987). Un fallamiento regional fue inferido debido al alineamiento de varios conos volcánicos (Venegas *et al.* 1979), al sur del área de estudio, ocho conos de lava, todos de edad Plio-Pleistoceno, se encuentran alineados en orientación NW-SE (Luhr y Lazaar, 1985). Este alineamiento prolongado hacia el NW corta por la mitad la caldera, por lo que, aunque no existe evidencia de esta estructura en superficie, es razonable pensar que el sistema NW-SE afecta a las unidades de la cordillera y el basamento de la caldera. Campos-Enríquez (1986) interpretó la presencia de dicha estructura afectando el basamento y coincidiendo con la falla inferida por Venegas *et al.* (1979). Esta falla es tangente al borde de la caldera en su porción SW. Se puede suponer que el sistema NE-SW afecta a unidades más someras, mientras que el sistema de fallas NW-SE afecta a partes más profundas de la secuencia (JICA, 1986; Venegas, 1987).

Nieto *et al.* 1985, reportaron geocronología, petrología y datos estructurales relacionados al norte de la caldera LP, punto donde intersecta la FVTM y la SMO; observando dos sistemas dominantes N55°W y N35°E, el primero constituido por fallas transcurrentes. Adyacente a la principal traza de falla, se encuentra un gran grupo de fallas paralelo, normales con movimiento lateral izquierdo con mínimo desplazamiento, comprimiendo al segundo sistema, y comúnmente conectadas a las fallas transcurrentes y sus extremos. El fallamiento lateral derecho parece actuar como un sistema de fallamiento conjugado de un sistema regional mayor de fallamiento normal con movimiento lateral izquierdo.

Por medio de estudios gravimétricos Alatorre-Zamora y Campos-Enríquez (1992), determinan los límites de la caldera en dirección NE, N, NW y S, constituidos por fallas subverticales y profundidad intermedia, siendo los sistemas NW-SE un papel clave para la evolución de la caldera. A profundidad las estructuras NW-SE parecen tener el control de la migración de fluidos y conectan áreas de permeabilidad, la zona de producción central y las manifestaciones hidrotermales localizadas al oeste del borde de la caldera. Altos estructurales y otras zonas de fracturamiento actúa como conductos de fluidos geotermales.

Desde punto de vista hidráulico el fluido, así como la energía calorífica que forma parte integral del sistema geotérmico se originan sobre y por debajo del área de LP, el aprovechamiento del agua de lluvia con las zonas de debilidad (fallas y fracturas) que permitan la infiltración hacia el subsuelo y su calentamiento mediante una fuente de calor (Alonso, 1985). Por lo tanto, la tectónica de la región tiene un papel importante en la permeabilidad de las rocas. Desde el punto de vista regional, las áreas que circundan la caldera LP, y más aún donde se encuentra emplazada, fueron afectadas por fracturamiento regional con dirección predominante NW-SE, el cual junto con los eventos propios de la caldera, contribuye a crear las direcciones preferenciales de flujo del agua subterránea (Maciel y Rosas Elguera, 1992), asociando el campo geotérmico de LP a una caldera de estructura subsuperficial asimétrica: una depresión mayor en su mitad norte y un alto estructural en forma de boomerang hacia el sur. Las unidades volcánicas del basamento son afectadas por lineamientos del sistema NW-SE, mientras que el sistema NE-SW afecta a las unidades menos profundas. Posiblemente los lineamientos con dirección NW-SE permite la recarga del acuífero profundo del sistema por aguas no necesariamente locales, sino en áreas externas a la caldera. Sugiriendo que además de tener un carácter local, también tiene una fracción (la mayor) regional. Mediante resultados hidrológicos y geoquímicos de Alatorre y Campos-Enríquez (1992) sugieren que el sistema LP además de tener carácter local, también tiene una fracción regional, clasificándose como sistema geotérmico mixto, posiblemente el sistema de lineamientos regional permite una recarga del acuífero profundo del sistema LP, no necesariamente proveniente en la sierra, sino en áreas externas a la caldera, permitieron un mejor entendimiento de la presencia de lineamientos y su relación con la zona de producción interpretando así las estructuras con el sistema hidrotermal: estructuras NW-SE a profundidad parecer controlar la migración lateral de fluidos conectando zonas de productividad, como zonas de producción y manifestaciones hidrotermales localizadas en el extremo occidental de la caldera (Alatorre-Zamora 1992).

## 2.6. Sistema geotérmico de LP

Se considera un sistema geotérmico cuando cuenta con un área de recarga, un canal o zona de calentamiento y un área de descarga, Sigurdsson (1987) clasifica los sistemas geotermicos como locales y regionales. Los sistemas regionales son sistemas cíclicos y la energía se acumula dentro de los canales de flujo donde los fluidos deben ser capaces de descender a profundidades donde la acumulación de calor sea suficiente para que posteriormente permita ascender a la superficie conservando lo más posible la energía. Mientras que los sistemas locales normalmente se encuentran confinados se caracterizan porque el agua y la energía térmica son originarias en la misma área. Alonso (1985) indica que tanto la energía calorífica como el agua se originan sobre y por debajo de la misma area, así el agua de lluvia aprovecha las zonas de debilidad para infiltrarse del subsuelo inmediatamente por encima de la fuente de calor. Una pequeña parte de este volumen de agua es capaz de llegar a grandes profundidades para contribuir a la recarga del acuífero profundo y otra parte se queda en niveles someros para abastecer y formar parte del sistema mesotermal.

Romero (1980), en el área de Rio Caliente, registró un mínimo resistivo ( $<10 \Omega\text{m}$ ), reflejando una alta concentración de sales en el subsuelo, con características comunes en las zonas de descarga de los sistemas geotérmicos. Es por esto, que entre las zonas de pozos en el centro-sur de la caldera y el pozo RC-1 en su borde NW, la dirección del fluido del yacimiento posee una tendencia SE-NW. Confirmando dicha dirección Ramirez, et al. (1982) se basan en dos argumentos fundamentales: 1) las rocas andesíticas, donde se ubica el acuífero considerado como yacimiento potencial tiende a profundizarse en dirección NW en relación a los pozos perforados en el centro de la caldera y b) el desnivel que hay entre la base de los depósitos lacustres de la cuenca de San Marcos (espesor 750 m) al S del área de estudio y los del Valle de Ameca (al E-NE) del área con un espesor de 1,000m.

La temperatura mínima requerida, desde el punto de vista geotérmico, para la producción comercial de vapor es de  $250^{\circ}\text{C}$  (Gutiérrez-Negrín, 1988b). En el campo geotérmico LP solo 9 de los pozos exploratorios alcanzaron una temperatura de  $250^{\circ}\text{C}$  o mayor. Desde el punto de vista termal, se considera como reserva del yacimiento el volumen de fluidos geotérmicos que se encuentran entre la isoterma de  $150^{\circ}\text{C}$  y el límite superior del yacimiento.

Venegas (1987) indica que la zona de producción geotérmica se encuentra localizada a 1,000-1,900 m de la superficie, en productos andesíticos a una profundidad de 2,000 y 2,800 m por debajo de la superficie, contenido en basaltos y andesitas.

En la década de los 80's CFE realizó diversos estudios geológicos, geoquímicos y geofísicos a detalle en la zona. En ese periodo se perforaron 13 pozos de exploración. Maciel y Rosas Elguera (1992) por medio de pozos profundos realiza una exploración directa para determinar las condiciones físicas y químicas del sistema geotérmico LP en base a información litológica, temperatura, zonas permeables, mineralogía hidrotermal, etc. Modelando la geometría del yacimiento como parte del proceso para estimar el potencial del recurso geotérmico delimitado en la zona cercana a Cerritos Colorados (Fig. 6). Sin embargo, Alatorre y Campos-Enríquez (1992) recalcan que el pozo PR-9 debajo de su secuencia litológica existe un basamento granítico que permite la transmisión de calor y, probablemente, de algunos fluidos gaseosos, con baja permeabilidad como para contener los fluidos geotérmicos comerciales aprovechables. Por lo tanto, concluyen que el yacimiento se encuentra limitado por la cima del basamento intrusivo y no por encima del paquete andesítico. Le Bert (2019) concluye que el campo geotérmico Cerritos Colorados ubicado en el centro de la caldera es resultado de la actividad volcano-tectónica Cuaternaria, que ha quedado como un sistema hidrotermal convectivo a profundidad, con un potencial de energía geotérmica 75 MW.

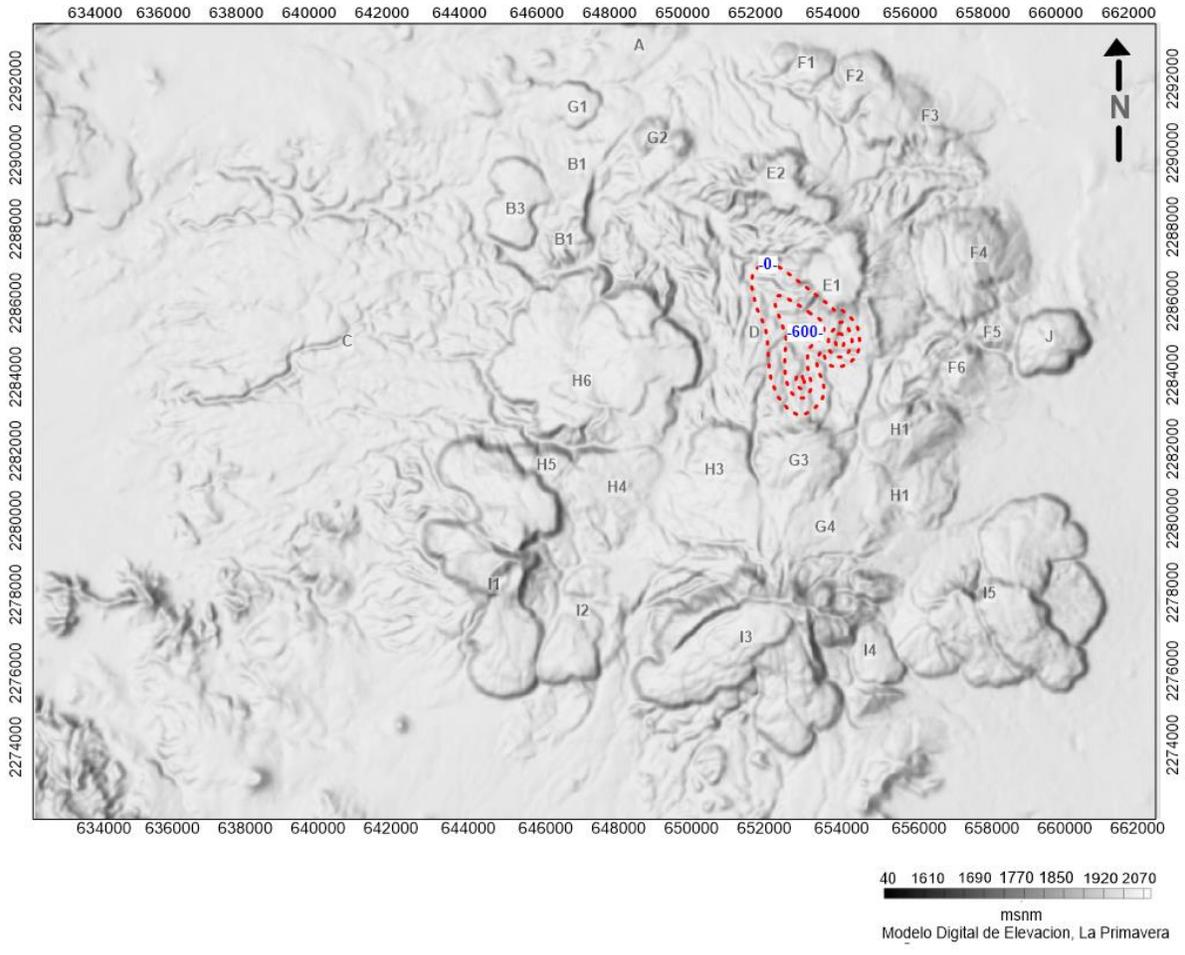


Figura 6. Delimitación del yacimiento geotérmico La Primavera, Jal., modificado de Maciel y Rosas Elguera, 1992.

## CAPITULO 3

### TEORIA DE LOS MÉTODOS MAGNÉTICO Y GRAVIMÉTRICO

#### 3.1. Introducción

En este capítulo se presentan los principios básicos del método magnético y gravimétrico con el objetivo de conocer cómo la interpretación de anomalías brinda información sobre la estructura interna de la caldera LP, sus características físicas y firma magnética particular; se comenzará con una breve reseña de la teoría básica detrás del campo magnético de la Tierra y la importancia como herramienta para la interpretación de la subsuperficie.

##### 3.1.1. Métodos potenciales

Los campos potenciales pueden ser descritos por el formalismo matemático de la ecuación de Laplace. Potencial es la habilidad del campo gravimétrico o magnético, de realizar un trabajo. Un *campo* pertenece a un grupo de funciones de espacio y tiempo. Los *campos materiales* son campos escalares de propiedades físicas de las rocas en cada punto de ésta en un tiempo determinado (ej. densidad, porosidad, magnetización y temperatura). *Fuerza del campo*, describe la fuerza que actúa en cada punto del espacio en un tiempo determinado (ej. Atracción gravitacional de la Tierra y campo magnético inducido por corrientes eléctricas). Los campos vectoriales se garantizan por tener tres funciones del espacio y tiempo, siendo en dirección ortogonal. La instrumentación geofísica generalmente mide solo una componente del vector, constituyendo un campo escalar. Los campos potenciales obedecen a la ecuación de Laplace, estableciendo que, la suma de los rangos de cambio del campo en tres direcciones ortogonales es cero, siendo en un sistema cartesiano, los ejes  $x$ ,  $y$  en horizontal, y  $z$  como eje vertical. La ecuación de Laplace establece que:

$$\frac{\partial^2 A}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 A}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 A}{\partial z^2} = 0 \quad (1)$$

Donde  $A$  se refiere al campo gravitacional o magnético y se encuentra en función de  $(x,y,z)$ .

Ambas técnicas son comúnmente agrupadas en métodos potenciales, sin embargo, hay diferencias básicas. Gravedad es una propiedad inherente de la masa, mientras que magnetismo es un estado

de la materia que depende de la inducción de campos y/o las orientaciones de los dominios magnéticos.

### **3.2. Magnetismo**

#### **3.2.1. Introducción**

Los campos magnéticos al igual que los campos gravitacionales no pueden verse. El objetivo de métodos magnéticos en exploración es investigar la superficie, las anomalías del campo magnético de la Tierra producidas por las propiedades magnéticas de las rocas. Estos datos proporcionan un entendimiento como la profundidad, cantidad, identificación de fuentes causantes de anomalías magnéticas subterráneas, entre otros.

El origen físico del magnetismo se encuentra en las propiedades eléctricas de la materia, un electrón genera en su órbita una corriente eléctrica que a su vez genera un campo magnético dipolar; consideramos esta estructura porque no existe el monopolo (hasta ahora). Sabemos de la existencia de campos magnéticos debido a su efecto con distintos objetos y piezas magnetizadas de metal, naturalmente, en el subsuelo encontramos rocas magnéticas como magnetita o minerales temporalmente magnetizados.

#### **3.2.2. Conceptos Básicos**

La ley de Coulomb establece que la fuerza entre dos polos magnéticos entre dos masas  $m_1$  y  $m_2$  en una distancia  $r$  es determinada por

$$F = \frac{\mu_0 m_1 m_2}{4\pi \mu r^2} \quad (2)$$

Donde  $\mu_0$  y  $\mu_R$  son constantes correspondientes a la permeabilidad magnética relativa y la permeabilidad magnética vacía que separa los polos. Si la fuerza se atrae, entonces los polos serán de signo opuesto.

$$\mathbf{B} = \frac{\mu_0 m}{4\pi \mu_R r^2} \quad (3)$$

**B** es la inducción magnética debido a la fuerza del polo ejerciendo una fuerza en  $m$  con una distancia  $r$  hacia el polo es definida como la fuerza ejercida en una unidad de polo positivo en ese punto

Los campos magnéticos pueden ser definidos en términos de potencial magnético, de similar manera como los campos gravimétricos. Para un solo polo con fuerza  $m$ , el potencial magnético  $V$  en una distancia  $r$  del polo está determinada por:

$$V = \frac{\mu_0 m}{4\pi\mu_R r} \quad (4)$$

El campo magnético es un campo vectorial debido a que cualquier punto del campo posee dirección, magnitud y sentido, cuya densidad de flujo es la medida de intensidad del campo magnético: inducción magnética **B**. La inducción magnética puede explicarse como un fenómeno que crea diferencia de potencia con un voltaje  $V$  en un conductor con longitud  $l$  cuando el conductor se mueve con relación a la inducción magnética  $B$  con velocidad  $v$ :  $V = vB$ . De lo anterior determinamos las unidades de inducción magnética: tesla (T). Siendo un tesla la inducción magnética que genera el potencial de un volt en un conductor de un metro de longitud con una velocidad de un metro por segundo. Ergo,  $1T = 1V \cdot s \cdot m^{-2}$ .

El momento en que la corriente pasa a través de una bobina constituida por una serie de giros de parte de un cable, el *flujo magnético* fluye a través y alrededor de la bobina lo que da lugar a la *fuerza magnética*  $H$ . La magnitud de  $H$  es proporcional al número de giros y la fuerza de corriente, e inversamente proporcional a la longitud del cable,  $H$  expresado en  $Am^{-1}$ . La densidad del flujo magnético, medido sobre un área perpendicular a la dirección del flujo es conocida como *inducción magnética* o *campo magnético*  $B$  de la bobina.  $B$  es proporcional a  $H$  y la constante de proporcionalidad  $\mu$  es conocida como *permeabilidad magnética*.

El sistema de unidades (SI) define los parámetros magnéticos están definidos en términos de flujo de corriente eléctrica. La ley de inducción de Len'z relaciona la velocidad de cambio del flujo magnético en un circuito al voltaje desarrollado con este, así  $B$  es expresado en  $Vsm^{-2}$  (Weber (Wb)  $m^{-2}$ ). La unidad de  $Wbm^{-2}$  es diseñada como *tesla* (T). El *c.g.s.* la unidad de fuerza del campo magnético es *gauss* (G), numéricamente equivalente a  $10^{-4}T$ . *Nanotesla* es la unidad dirigida a anomalías magnéticas causadas por rocas ( $1nT=10^{-9}T$ ). El sistema *c.g.s.* emplea el equivalente numérico *gamma* ( $\gamma$ ), igual a  $10^{-5}G$ .

### 3.2.3. Susceptibilidad magnética

Como se mencionó anteriormente, la magnetización es una magnitud vectorial, dada como el momento magnético por unidad de volumen de materia. En el caso de las rocas, es la capacidad de magnetizarse o la intensidad de magnetización ( $J$ ), la cual depende del campo magnético ( $H$ ) así como del contenido de minerales susceptibles magnetizarse, es decir la susceptibilidad magnética de la materia.

El campo magnético en un punto genérico es descrito por la ecuación:

$$B = \mu_0 H + \mu_0 J \quad ( 5 )$$

Donde  $B$  es inducción magnética (T),  $H$  intensidad del campo magnético (Am-1),  $J$  magnetización (Am-1) o momento magnético por unidad de volumen. En vacío,  $J$  es nulo, en materia sus propiedades dependen de las partículas elementales las cuales están subdivididas en tres categorías: dia-, para- y ferromagnético.

$$J = kH \quad ( 6 )$$

Al someter un cuerpo o sustancia a un campo magnético ( $H$ ) dependiendo de la susceptibilidad de los minerales que componen una roca, este cuerpo se magnetiza adquiriendo una intensidad de magnetización ( $J$ ) proporcional al campo exterior aplicado.

La constante de proporcionalidad  $k$ , recibe el nombre de susceptibilidad magnética. Las rocas con alto contenido en minerales ferromagnesianos y ferromagnéticos tienen altos valores de ( $k$ ).

Todas las sustancias, en escala atómica, son magnéticas. Cada átomo actúa como dipolo debido a que el giro de sus electrones y el patrón de orbita de los electrones gira alrededor del núcleo. La teoría cuántica indica que dos electrones existan en el mismo estado (capa eléctrica) provocando que sus giros sean de dirección opuesta, este giro magnético de par de electrones provoca que el giro de momento magnético sea cancelado. En materiales *diamagnéticos* todas las capas eléctricas se encuentran llenas y no existen electrones impares. Cuando se coloca en un campo magnético los

patrones orbitales de los electrodos rotan, produciendo un campo magnético opuesto al campo aplicado. Consecuentemente, la susceptibilidad del material diamagnético será débil y negativo. En materiales *paramagnéticos*, el campo eléctrico se encuentra incompleto, por lo tanto, el campo magnético es resultado del giro de sus electrodos impares. En pequeños granos de ciertas sustancias paramagnéticas cuyos átomos contienen cierta cantidad de electrones impares, los dipolos asociados con giros de electrones impares son magnéticamente acoplados entre átomos adyacentes. Por lo tanto, se entiende que dicho grano constituye un *dominio magnético*. Dependiendo del ángulo de superposición de la órbita del electrón, este acoplamiento puede resultar paralelo o antiparalelo. En materiales *ferromagnéticos* los dipolos son paralelos, lo cual da una magnetización espontanea muy fuerte la cual puede existir incluso en la ausencia de un campo magnético y con alta susceptibilidad. Materiales ferromagnéticos incluyen: hierro, cobalto y níquel. Los campos magnéticos de los dipolos se autocancelan por lo tanto no hay un campo magnético externo. En materiales *ferrimagnéticos*, como la magnetita, el acoplamiento bipolar es similarmente antiparalelo, sin embargo, la fuerza de los dipolos en cada dirección es distinta. Consecuentemente los materiales ferrimagnéticos pueden exhibir magnetización espontánea y alta susceptibilidad.

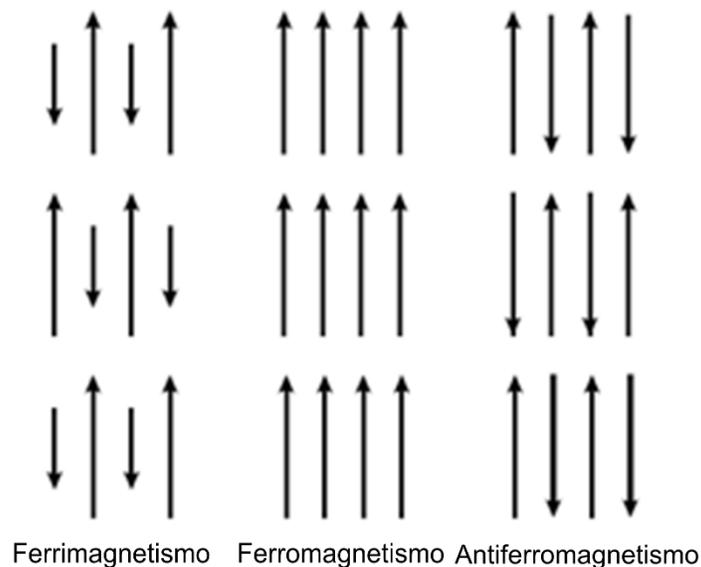


Figura 7. Representación esquemática de la orientación e intensidad de los dipolos elementales dentro de dominios ferrimagnéticos, ferromagnéticos y antiferromagnéticos. Modificado de Telford, et al. (1990).

La susceptibilidad magnética en unidades SI es una relación adimensional que tiene una magnitud mucho menor que 1 para la mayoría de las rocas. Dicho lo anterior las rocas básicas y ultrabásicas, tienden a tener altos valores de susceptibilidades magnéticas mientras que las rocas ácidas y

metamórficas presentan valores intermedios a bajos y las rocas sedimentarias tienen un valor muy bajo de susceptibilidad magnética (Telford, et al. 1990).

El momento magnético de un cuerpo es dado por la suma vectorial de los momentos magnéticos de sus átomos, las vibraciones causadas por energía térmica provocan la orientación del momento magnético de un átomo para cambiar su dirección de manera continua.

### **3.2.4. Magnetización**

Magnetización  $M$  es el momento por unidad de volumen (unidad de  $\text{Am}^{-1}$ ) o por unidad de masa ( $\text{Am}^2\text{kg}^{-1}$ ). Cargas subatómicas como protones y electrones pueden ser vistos como pequeños circuitos trazadores que tienen un comportamiento de pequeños momentos magnéticos. Responden a campos magnéticos externos y dan lugar a la magnetización inducida. La relación entre magnetización inducida y el material  $M_I$  y el campo externo  $H$  es definido como:

$$M_I = \chi_b H \quad (7)$$

El parámetro  $\chi_b$  es conocido como *el volumen de susceptibilidad magnética* del material, propiedad dependiente de la orientación, temperatura, estado de los esfuerzos, observación en escala de tiempo, comúnmente tratado como un escalar.

El momento magnético  $M$  de un dipolo de fuerza  $m$  y distancia  $l$  se encuentra dado por:

$$M = ml \quad (8)$$

$M$  es el momento por unidad de volumen (unidades  $\text{Am}^{-1}$ ) o por unidad de masa ( $\text{Am}^2\text{kg}^{-1}$ ). Cargas subatómicas, como electrones y protones, pueden ser considerados como trazadores de pequeños circuitos y comportarse como pequeños momentos magnéticos. Respondiendo a campos magnéticos externos, los cuales dan lugar a una magnetización inducida. La relación entre el magnetismo inducido en el material  $M_I$  y el campo externo  $H$  se encuentra definido por:

La magnetización remanente es adquirida por las rocas de distintas maneras, sin embargo, conceptualmente la más simple se encuentra en el proceso de enfriamiento, particularmente en el enfriamiento de rocas ígneas de su estado anterior de lava. A medida que la materia se enfría,

pasando por el punto de Curie o “temperatura de bloqueo”, se adquiere una magnetización remanente en dirección al campo geomagnético del tiempo adquirido, cuya magnitud y dirección permanecen independientes a cambios posteriores en el campo geomagnético. Por debajo de esta temperatura las distancias interatómicas incrementan su separación afectando el acoplamiento del electrón, y el material se comporta como una sustancia paramagnética.

En ausencia de campos magnéticos externos algunos campos pueden ser producidos por ciertos materiales “espontáneos” cuyos momentos magnéticos son resultado del giro en los electrones en algunos cristales actúan de manera coordinada produciendo de este modo un campo magnético neto. Este magnetismo *remanente* es la base de los campos paleomagnéticos.

Cuando un material magnético es colocado en un campo magnético, el material se magnetiza y el campo externo magnetizado es reforzado por el campo magnético inducido en el mismo material, este proceso es conocido como *magnetización inducida*, cuando el campo externo es retirado la magnetización inducida desaparece, sin embargo, algunos materiales retienen una magnetización permanente o *remanente* y su dirección será fijada dentro del espécimen en dirección del campo inducido. Las rocas de la corteza en general exhiben ambos tipos de magnetismo, inducido y remanente, debido a que inevitablemente cae dentro de la influencia del campo geomagnético.

$B$  y  $H$  se refieren al “campo magnético”. Siendo  $B$  inducción magnética y  $H$  el campo, su relación se encuentra dada por:

$$B = \mu_0(H + M) \quad (9)$$

Siendo  $\mu_0$  “permeabilidad en espacio libre”, en SI  $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \text{ H} \cdot \text{m}^{-1}$ .

### **3.2.5. Histéresis Magnética**

Al aplicar un campo magnético a un material, éste se perturba e imanta. Si no existen interacciones magnéticas entre los momentos atómicos individuales, en ausencia de un campo, los momentos se encuentran en un estado desordenado a temperaturas distintas de 0 K. Por lo tanto, el momento magnético total, promediado de momentos individuales, será 0. Mientras que, algunos materiales presentan orden magnético por debajo de una cierta temperatura crítica, debido a la presencia de interacciones entre los momentos individuales (interacción de canje). A la densidad del momento magnético en ausencia de un campo aplicado se le conoce como *imanación espontánea* y

*temperatura de Curie* a la temperatura por encima de la cual la agitación térmica disminuye del ordenamiento magnético.

Una sustancia ferromagnética normalmente se encuentra en un estado desimánado a pesar de la existencia de una imanación espontánea *local*, debido a que el interior del bloque se divide en dominios magnéticos, cada uno imanado espontáneamente a lo largo de distintas direcciones, pudiendo resultar la imanación total como nula. Cuando se aplica un campo externo, la imanación macroscópica cambia. Finalmente, cuando un campo intenso es aplicado, el material alcanza la *imanación de saturación*  $M_s$ , cuando todos los momentos magnéticos se orientan en dirección al campo aplicado.

Si en este punto se reduce el campo aplicado, la imanación macroscópica también decrecerá, pero sin regresar al camino original, este comportamiento irreversible de la imanación se denomina *histéresis*, y es provocada por la interacción entre los momentos magnéticos. La imanación disminuye, pero sin alcanzar un valor nulo cuando  $H=0$ . El material queda con una imanación remanente ( $M_r$ ). Si se continúa aumentando el campo en sentido negativo, se alcanza el estado de saturación en sentido contrario al inicial. Realizando la variación de  $H$  en sentido inverso se obtiene el llamado *ciclo de histéresis* del material. El área encerrada por el ciclo representa la energía disipada por el material en forma de calor en el proceso cíclico de imanación al que fue sometido.

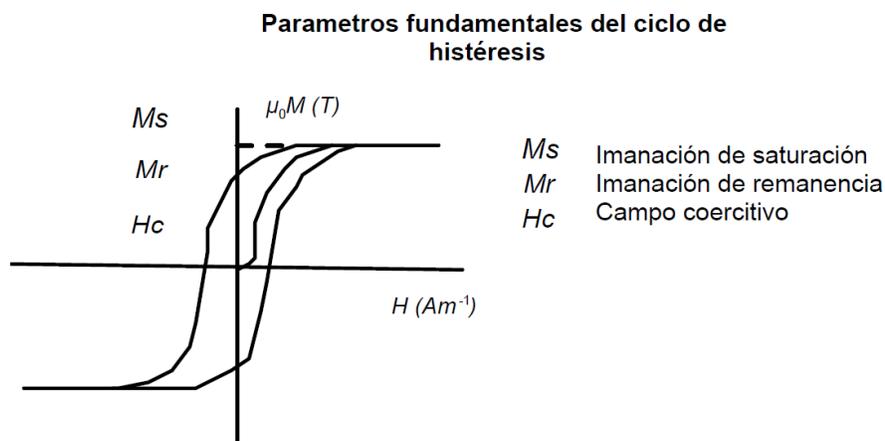


Figura 8. Representación esquemática del ciclo de histéresis de un material ferromagnético. Modificado de Parasnis (1986).

### 3.2.6. Dipolo

Un polo magnético, así como una carga eléctrica aislada, creará un campo magnético  $\mu_0 H$  en el espacio alrededor del mismo. Una unidad de fuerza del campo (definida como "oersted" o Oe) es la intensidad que ejerce un dinamo en el sistema cegesimal. El campo magnético de la Tierra es generado por el efecto dinamo del núcleo y el manto de la Tierra, hacia el exterior, forma como primera aproximación un campo dipolo, con sus ejes principales penetrando en la Tierra en los polos norte y sur.

La entidad fundamental en el estudio del magnetismo es el dipolo, que es el sistema que consiste de dos cargas magnéticas o dos masas magnéticas de igual intensidad y carga opuestas.

El origen físico del magnetismo, recae en las propiedades eléctricas de la materia, un electrón en su órbita genera corriente eléctrica que a su vez genera un campo magnético equivalente al de una barra magnética, es por esto que no se maneja el concepto de masa magnética, sino que consideramos el dipolo como la estructura magnética elemental.

La entidad fundamental en el estudio del magnetismo es el dipolo, es el sistema que consiste de dos cargas magnéticamente cargadas, de igual intensidad y opuesta carga. Los campos magnéticos difieren de los eléctricos en que no hay equivalente en una carga eléctrica aislada; en su lugar solo existen pares de "cargas opuestas", o *dipolos magnéticos*. Por lo tanto, toda línea de flujo que comienza en un polo magnético, regresa a su polo "hermano" sin existir flujo neto fuera del sistema, los campos magnéticos no tienen divergencia. Esta propiedad de los campos magnéticos está determinada por Maxwell en:

- a) Una carga eléctrica produce un campo que diverge fuera de su fuente, por lo que existe un flujo neto fuera de la caja punteada, cuantificada por la divergencia ( $E$ ), el cual es proporcional a la magnitud de las fuentes dentro de la caja (Ley de Gauss para el campo eléctrico).
- b) No se presentan cargas magnéticas aisladas, solo dipolos. Cualquier línea de flujo que entra, sale, por lo tanto, la divergencia de dicho campo es cero ( $B = 0$ ), (Ley de Gauss para el campo magnético).

La ecuación de Maxwell nos indica que los campos eléctricos y magnéticos se encuentran estrechamente vinculados y pueden afectar el uno al otro. El movimiento de un conductor eléctrico a través de un campo magnético hará que los electrones fluyan, lo que genera una corriente

eléctrica. Este es el principio de los motores eléctricos. La rotación de un disco metálico en la presencia de un campo magnético, los electrones viajan en ángulo recto al campo, generando el potencial eléctrico. Esta conexión permite que la corriente fluya a través del alambre alrededor de la bobina, generando a su vez un campo magnético. El campo magnético girara en mismo sentido que el disco giratorio, amplificando el efecto y generando un campo magnético mucho más grande.

### ***3.2.7. Campo Magnético Terrestre***

El Campo Magnético Terrestre (CMT), también conocido como campo geomagnético, puede ser aproximado por un campo potencial escalar el cual satisface la ecuación de Laplace. Es generado por las corrientes de convección del núcleo exterior líquido de la Tierra, el cual está compuesto principalmente por Hierro, Níquel y componentes ligeros desconocidos. La fuente de energía para efectuar esta convección no es conocida con certeza, sin embargo, se piensa que puede ser debido al enfriamiento parcial del núcleo y parte por la flotabilidad del líquido hierro/níquel del núcleo externo causado por el enfriamiento del hierro puro del núcleo interno. El movimiento de este líquido conductor está controlado por la flotabilidad del líquido, la rotación de la Tierra y la interacción del fluido líquido con el campo magnético. Es el campo magnético que se extiende del núcleo interno de la Tierra hacia el espacio, el cual interactúa con corrientes de partículas cargadas emitidas desde el sol, también conocido como viento solar. En términos generales, el campo es generado por un dipolo magnético el cual es la entidad fundamental en el estudio del magnetismo, como anteriormente se mencionó, es un sistema que consiste de dos cargas magnéticas, o masas magnéticas, de igual intensidad pero carga opuesta.

### ***3.2.8. Elementos del campo geomagnético.***

Las anomalías magnéticas causadas por rocas son efectos localizados superimpuestos al campo magnético normal de la Tierra (campo geomagnético). Consecuentemente, el conocimiento del campo geomagnético es necesario tanto en la reducción de los datos magnéticos y en la interpretación de las anomalías resultantes. El campo geomagnético es geoméricamente más complejo que el campo gravimétrico de la Tierra y exhibe una variación irregular tanto en la orientación y como en magnitud debido a la latitud longitud y tiempo.

Tres elementos del vector magnético que son mayormente usados son: magnitud  $B$  (o algunas veces  $H$ ), declinación  $D$  e inclinación  $I$ , como se muestra en la Fig 9:

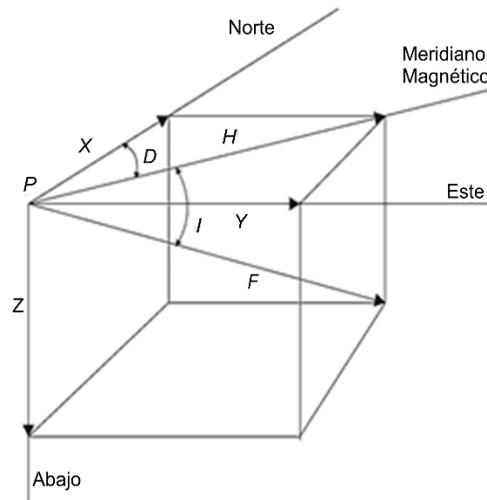


Figura 9. Elementos de campo magnético de la Tierra. En un punto cualquiera en la Tierra  $P$ , los tres ejes apuntan respectivamente al Norte geográfico ( $x$ ), Este geográfico ( $y$ ) y a lo largo de las verticales apuntando hacia abajo ( $z$ ). El vector del campo magnético de la Tierra puede ser proyectado a lo largo de los tres ejes y las tres componentes magnéticas son obtenidas  $X, Y, Z$ .  $F$  también forma el ángulo de inclinación  $I$  con el plano de inclinación;  $H$  es la proyección horizontal de  $F$  y el ángulo de declinación  $D$ , es el ángulo formado entre  $H$  y  $X$ .

La componente horizontal puede ser también proyectada a los ejes Norte ( $X_1$ ) y Este ( $X_2$ ). Queda completamente definido por sus componentes horizontales ( $h$ ), densidad de flujo vertical ( $Z$ ) siendo positiva cuando es dirigida hacia el hemisferio norte (hacia abajo) y negativa si apunta hacia arriba, declinación ( $D$ ) que corresponde al ángulo formado entre el norte geográfico y la componente horizontal del CMT, la intensidad ( $I$ ) el cual está formado por el ángulo entre la intensidad del campo en un lugar y su proyección sobre el plano horizontal (Parasnis, 1986).

El CMT medido en superficie se expresa como un vector que corresponde a la superposición de diferentes campos constituyentes, cada uno de los cuales tiene origen en un lugar distinto y varía en forma diferente en espacio y tiempo. Las fuentes del CMT son de fuentes externas e internas. El campo externo se origina debido a la interacción de la actividad solar sobre la ionosfera. Mientras que el campo interno tiene su origen principalmente en el núcleo externo de la tierra, este campo se asocia al campo originado por un dipolo magnético. La segunda fuente del campo interno está asociado a las capas más superficiales de la Tierra, asociado a minerales ferromagnéticos en las rocas que se encuentran a temperaturas inferiores del punto de Curie (Blanco, 1997)

### **3.2.9. Variaciones temporales del Campo Geomagnético**

Las variaciones en el campo geomagnético con rangos de tiempo que varían de segundos a millones de años tienen un profundo efecto en como los sondeos magnéticos son llevados a cabo, la sustracción del campo principal a las mediciones tomadas en campo resulta la anomalía magnética, y la interpretación de sus anomalías resultantes. Mientras que los campos gravimétricos en la Tierra son en gran parte invariables en el tiempo, excepto por cambios de redistribución de masas (mareas, magma en movimiento, rebote glacial, erosión, formación de montañas, etc.), el campo geomagnético varía en dirección e intensidad en escalas de tiempo que van desde los milisegundos hasta milenios. Esto agrega la complejidad a la reducción de las mediciones magnéticas que en comparación con los datos gravimétricos.

Contrario al campo gravimétrico, el campo magnético es sujeto a distintas variaciones temporales, que ocurren en periodos de varios millones de años. Las variaciones en tiempo del campo magnético de la Tierra pueden dividirse en dos clases: aquellas que son atribuidas por tener un origen interno y aquellas por tener un origen externo respecto a la superficie de la Tierra. Aunque no es posible fijar un límite claro entre ambos, mediante la aplicación de armónicos esféricos a las variaciones temporales del campo geomagnético, se muestra que aquellas variaciones con escala de tiempo menor a 5 años son generalmente consideradas de origen externo. Las variaciones de escala de tiempo mayores a 5 años son comúnmente llamadas variaciones seculares y son de origen interno. Variaciones de origen externo de largos periodos, por ejemplo, aquellas relacionadas con ciclos solares (11 años aproximadamente), pueden ser claramente vistas en datos de observatorios.

Las variaciones se describen a continuación de forma breve:

#### ***Variaciones diurnas***

Las variaciones diurnas surgen de la rotación de la Tierra respecto al Sol. Las partículas del viento solar emanadas del sol cuyas partículas tienen a distorsionar el campo magnético incluso en condiciones “normales” o tranquilas. La rotación diaria de la Tierra junto con dicha distorsión conduce a corrientes ionosféricas en el lado “diurno” del planeta y consecuentemente un ciclo diario

de la variación del campo geomagnético. La principal variación se produce hacia el mediodía local, cuando se observan picos en latitudes medias y valles cerca del ecuador magnético.

Mediciones realizadas de manera repetida del campo principal en una ubicación fija demuestra que los elementos del campo magnético son sometidos temporalmente a cambios en escala de tiempo en rangos de milisegundos a millones de años. Aquellas variaciones de corto periodo (anual o menor) son causados principalmente por fuentes externas, como corrientes eléctricas provenientes de la ionosfera. Estos cambios temporales se manifiestan de distintas maneras, como *variaciones diurnas*, a tormentas magnéticas transitorias.

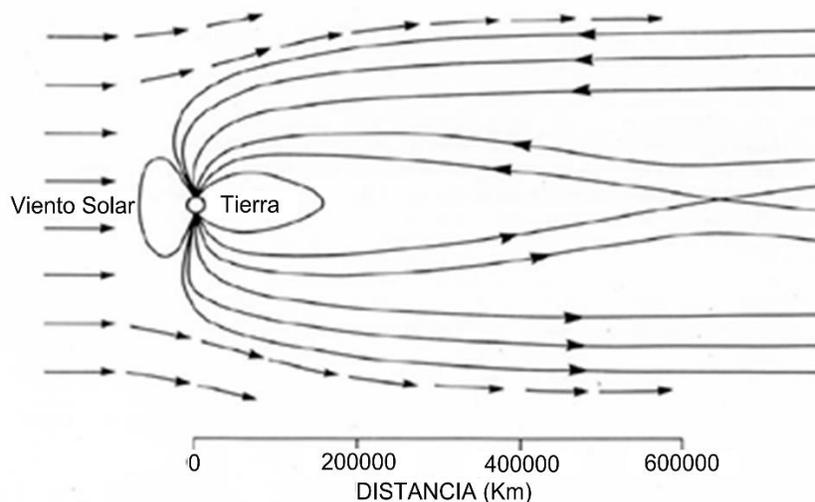


Figura 10. Viento solar distorsiona el exterior del campo magnético de la Tierra, provocando bucles de corriente en la ionosfera. Modificado de Hinze, et al. 2013.

### **Micropulsaciones**

Ocurren en un periodo de tiempo menor, comúnmente en periodos de minutos e inclusive algunos segundos. Mientras que las amplitudes pueden llegar a ser solo unos pocos nT, el efecto en los datos aeromagnéticos o de estaciones bases suelen ser significativos. La forma efectiva de eliminar el efecto de dichas variaciones en nuestros datos es una de las limitantes que se presentan debido a que la secuencia grabada de micropulsaciones puede cambiar de un lugar a otro en decenas de kilómetros, así como la sustracción de las variaciones temporales en una estación fija de las anomalías adquiridas desde la aeronave.

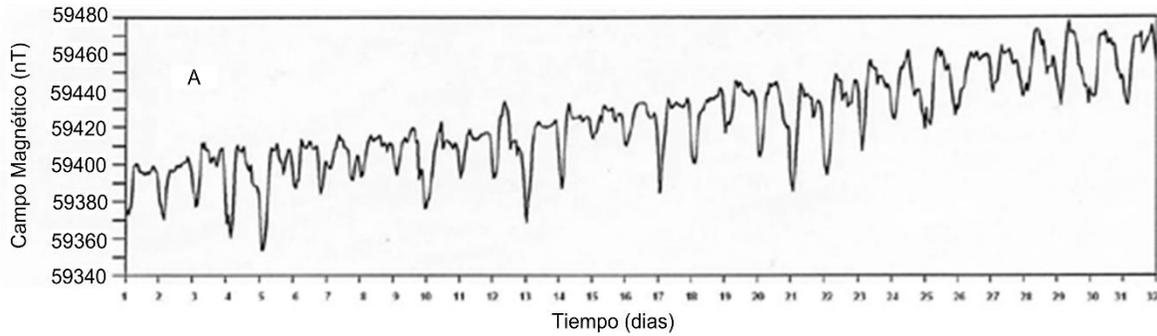


Figura 11. Variaciones de F en un punto fijo grabado durante un periodo de varias semanas. Marcas en el eje del tiempo es equivalente a un día. Modificado de Hinze, et al. 2013.

### Variación secular

Las variaciones de largo periodo son originarias del fluido del núcleo externo de la Tierra llamadas también *variaciones seculares geomagnéticas*. Desde el punto de vista de mapeo de anomalías magnéticas, las variaciones seculares tienen importancia cuando se pretende comparar o fusionar sondeos de áreas adyacentes o superpuestos con años de diferencia entre los sondeos realizados. Son mayores a 5 años en escala de tiempo y de origen interno a la superficie de la Tierra. Son claramente vistas en datos geomagnéticos observados, cuando por un periodo de tiempo (generalmente años o varios meses) uno o más elementos del campo son graficados respecto al tiempo. Ejemplo, se puede apreciar gráficamente la variación de declinación e inclinación desde el siglo XVI en Europa central. El ángulo de declinación, en ese periodo ha sido predominantemente negativo en dirección al Oeste.

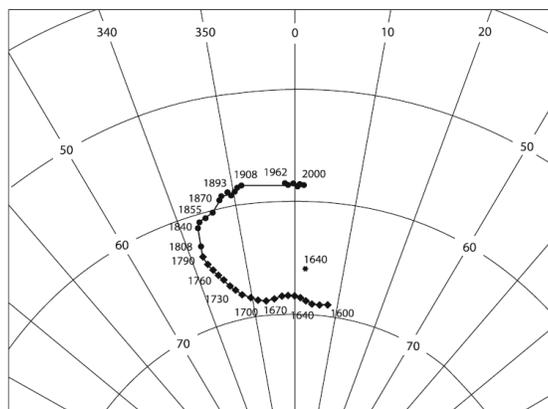


Figura 12. Diagrama de variación secular. Variación en tiempo D e I graficada por una proyección estereográfica partiendo de 1600 al año 2000 (tomado de Lanza et al. 2005).

### ***Tormentas magnéticas***

Se caracterizan por periodos aislados de altas variaciones magnéticas, correlacionadas con actividad solar las cuales pueden alcanzar hasta cientos nT con periodos de más de 24 horas. De igual manera, el efecto de las tormentas varía de un lugar a otro y no hay perspectivas de la adquisición de información sobre las variaciones espaciales en mediciones magnéticas mientras una tormenta solar se encuentre en curso.

Como método de normalización del campo principal en la prospección magnética, se lleva a cabo correcciones mediante un método matemático para la variación global del campo geomagnético formalizando las observaciones magnéticas globales cada cinco años la representación matemática de las partes del campo geomagnético es determinada por un acuerdo internacional. Esta descripción matemática es llamada International Geomagnetic Reference Field (IGRF).

#### ***3.2.10. IGRF***

Las anomalías dependen de la inclinación y declinación del cuerpo, magnetización, inclinación y declinación del campo magnético de la tierra y la orientación del cuerpo respecto al norte magnético (Baranov, 1957).

Las observaciones del campo magnético se encuentran realizadas por observatorios magnéticos o datos satelitales para un tiempo específico. El modelo IGRF (International Geomagnetic Reference Field), propuesto en 1968 por la IAGA (*Internacional Association of Geomagnetism and Aeronomy*), es una serie de modelos matemáticos del Campo Magnético de la Tierra conjunto a su variación secular (variaciones del Campo Geomagnético con el tiempo), tiene la finalidad de modelar el campo principal generado por el núcleo de la Tierra mediante armónicos esféricos hasta un cierto orden y sus derivadas respecto al tiempo lo cual permite extrapolar para cualquier periodo de tiempo con cierto grado de validez.

### ***3.2.11. Separación de anomalías regional y residual.***

Existen distintos métodos para la separación de las anomalías magnéticas en regionales y residuales, como el ajuste polinomial a la tendencia regional que es sustraída a la anomalía, dando como resultado la anomalía residual, y otros como filtro pasa-banda a distintas frecuencias. La anomalía residual realza los cuerpos someros que han sido enmascarados por los efectos regionales, en la anomalía magnética.

## **3.3. Método Gravimétrico**

### ***3.3.1. Introducción***

En este capítulo se presentan los conceptos básicos del método gravimétrico, sus expresiones matemáticas, así como fundamentos teóricos necesarios para la corrección e interpretación de datos gravimétricos aplicados a la solución del problema de investigación.

Gran parte del conocimiento acerca del interior de la Tierra ha sido mediante la aplicación de métodos geofísicos. En prospección, la superficie geológica es investigada con el fin de observar las variaciones del campo gravitacional de la Tierra que surgen de las diferencias de densidad en las rocas subsuperficiales, como el de un cuerpo causante, el cual representa una zona subsuperficial de masa anómala el cual causa una perturbación localizada en el campo gravitatorio. Prospección gravimétrica mide la componente vertical de aceleración de gravedad terrestre con el fin de detectar cambios en la distribución de la densidad de las rocas en el interior de la Tierra.

Debido a que las propiedades de la materia como densidad y susceptibilidad magnética, comúnmente cambian drásticamente a lo largo de estructuras, los cambios en la actividad volcánica son comúnmente asociados con el transporte de masas a través del movimiento de magma, fluidos hidrotermales y gases. Antes de usar datos gravimétricos para investigar señales volcánicas, es necesario corregir los efectos oceánicos, deformación, etc. Estas correcciones se discuten extensivamente en la literatura.

### 3.3.2. Marco Teórico

El término gravimetría se designa a las técnicas de medición directa de la gravedad, midiendo la componente vertical  $g_z$  del campo gravimétrico. La gravedad  $g$  depende de la repartición de masas dentro de la Tierra y de la rotación de la misma, así como de la posición de las masas del Sistema Solar (principalmente del Sol y la Luna). El *método gravimétrico* se basa en la medición en la superficie de pequeñas variaciones del campo gravitacional. Diferencias o distorsiones del campo de punto a punto sobre la superficie terrestre son causados por variaciones laterales en la distribución de masas dentro del interior de la Tierra. Las variaciones medidas se interpretan en términos de probables distribuciones de masa en el subsuelo, que son base para inferir las posibles condiciones geológicas (Nettleton, 1976).

### 3.3.3. Ley Gravitacional de Newton

En 1687 Newton publica en su libro *Philosophiae Naturalis Principia Mathematica* la base del método gravimétrico, es la Ley de Newton, establece que toda partícula en el universo atrae otra partícula con una fuerza directamente proporcional al producto de sus masas e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia entre el centro de ellas:

$$F = \frac{G m^1 m^2}{r^2} \quad (10)$$

Donde  $G$  es la constante de gravitación universal ( $6.67 \times 10^{-11} \text{ m}^3\text{kg}^{-1}\text{s}^{-2}$ ), en unidades de *Sistema Internacional* (SI).

El vector  $g$  se expresa en unidades de aceleración, siendo igual a la fuerza gravitacional por unidad de masa debido a  $m_1$ . Si  $m_1$  es la masa de la Tierra,  $M_e \cdot g$  se convierte en *aceleración de gravedad* dada por:

$$g = (\gamma M_e / R_e^2) r_1 \quad (11)$$

Siendo  $R_e$  el radio de la Tierra y  $r_1$  extendiéndose en dirección a centro de la Tierra. El valor numérico de  $g$  en la superficie de la Tierra es  $980 \text{ cm/s}^2$ . Siendo Galileo la primera persona en medir la

aceleración de la gravedad, la unidad es  $1 \text{ cm/s}^2$  es denominada galileo o Gal. Este vector representa un campo vectorial cuyo significado físico es la atracción gravitatoria que ejerce la presencia de una masa  $m$  sobre un punto de observación  $P_0$ .

Cambiando una distribución continua con densidad  $\rho$  en vez de una partícula de masa, ocupando una región  $\Omega$ , el campo gravitacional producido por dicha distribución, en un punto  $P_0$  ubicado fuera de  $\Omega$  expresado en la siguiente ecuación:

( 12 )

$$g(P_0) = G \int_{\Omega} \rho \frac{\hat{r}}{r^2} d\Omega$$

Siendo  $r$  la distancia entre el punto  $P$  donde se encuentra el elemento  $d\Omega$ , y el punto  $P_0$ , donde se ubica el observador (Fig. 13).

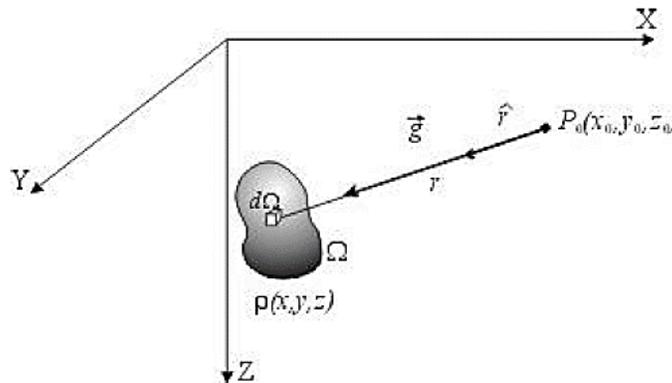


Figura 13. Representación de campo vectorial, su significado físico es la atracción gravitatoria sobre una masa sobre un punto de observación. Modificado de Telford, et al. 1990.

Los datos proporcionados por los gravímetros corresponden a la medida de la componente vertical de la aceleración de la gravedad, es decir, la componente del vector  $g$  en dirección al eje  $z$ . Los gravímetros usados para mediciones en campo generalmente poseen sensibilidad cerca de  $10^{-5}$  Gal o 0.01 mGal, sin embargo, la precisión de lectura es generalmente varía entre 0.03 y 0.06 mGal.

### 3.3.4. Gravimetría y Potencial

Si la Tierra fuera una esfera homogénea, la aceleración gravitacional sería constante en toda su superficie, sin embargo, la distribución de masas en la corteza terrestre no es uniforme. Por esta razón se define el campo gravitacional en términos del potencial gravitacional  $U$ :

$$U = \frac{\gamma m}{r} \quad (13)$$

De esta manera el potencial gravitacional queda definido como un escalar cuya primera derivada en cualquier dirección dará la componente gravitacional en esa dirección y la aceleración gravitacional queda definida como una cantidad vectorial. El concepto de potencial gravitacional permite establecer el concepto de superficies equipotenciales como aquellas en las que el potencial  $U$  es constante, una *superficie equipotencial* es aquella donde el potencial permanece constante pudiendo establecer el concepto de geoide, que se define a continuación.

### 3.3.5. Geoide

Se define como *Geoide* como aquel que coincide con la superficie del mar en equilibrio estático y se asigna una continuación ficticia esquematizada por debajo de cuerpos continentales en los distintos modelos de geoides existentes. Superficie equipotencial es aquella que es descrita por el nivel del mar sin los efectos de las corrientes oceánicas, clima y mareas. Definido como superficie equipotencial donde la gravedad es constante en cualquier punto y perpendicular a la superficie del terreno, cuyo valor de densidad de la Tierra tiene un efecto sobre el geoide, provocando una elevación en zonas más densas y un decaimiento en aquellas menos densas. Según Blakely (1995) la forma del geoide está influenciado por las masas internas, teniendo un "abultamiento" sobre los excesos de masa (ej. Rangos montañosos o cuerpos de alta densidad) y tiene depresiones sobre las deficiencias de masa (valles o cuerpos de baja densidad).

Las elevaciones continentales promedio son cercanas a 500 metros, mientras que las elevaciones máximas y depresiones oceánicas se encuentran en orden de 9,000 metros referidos al nivel del mar (nivel equipotencial para la gravedad de la Tierra agregando los efectos centrífugos, denominado de otra manera *geoide*).

En general, los rasgos globales o a gran escala del geoide se expresan por medio de expansión de armónicos esféricos del potencial gravitacional en un sistema de coordenadas esféricas ligado a la

Tierra que hace intervenir unos coeficientes dependiendo, bajo forma integrada, de la distribución en funciones esféricas del campo magnético. Los parámetros se dividen en dos categorías: armónicos zonales  $J_i$  (de grado y orden 0) que caracterizan variaciones de forma y densidad promediados en longitud, y los armónicos teserales  $C_{im}$  y  $S_{im}$  (de grado y orden  $m$ ) que permiten describir variaciones en longitud. Para conocer el potencial, se calcula los armónicos, la serie es truncada a un grado (y orden) máximo  $n$ , determinado por la sensibilidad y cobertura de las observaciones efectuadas. De tal manera que la relación entre el grado armónico esférico  $n$  y la longitud de onda  $\lambda$  de ondulación de geoide es:

$$\lambda = \frac{2\pi R}{n} \approx \frac{4000 \text{ km}}{n} \quad (14)$$

### **3.3.6. Elipsoide de revolución**

Se ha determinado una forma descrita para la Tierra por medio de una superficie equipotencial coincidente en algunas zonas con la superficie del mar, en que la dirección de la gravedad es perpendicular a cualquier punto en el plano, Geoide (Sheriff, 1997).

Debido a la complejidad de las variaciones internas de densidad es más común referenciarse a una superficie más suave y simple. Esta superficie equipotencial imaginaria es considerada como superficie esferoidal que formaría la Tierra en rotación con densidad uniforme, cuya forma se aproxima más a la realidad. El campo gravitacional de un elipsoide es fundamental debido a que las desviaciones del campo gravimétrico real son pequeñas. Modelo de Geoide (EGM96):

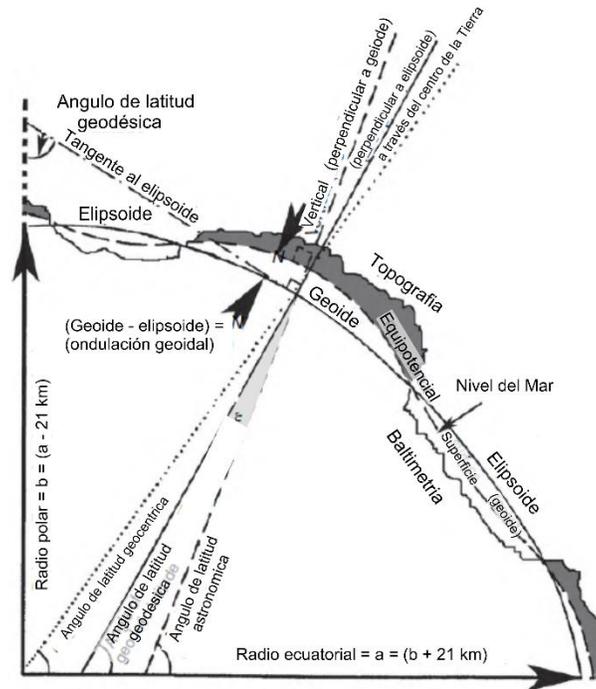


Figura 14. Imagen muestra diferencias entre elipsoide, geoide y superficie topográfica. Modificada de Hinze, et al. 2013.

### 3.3.7. Reducción de Datos Gravimétricos

El valor de gravedad de un punto es dependiente de distintos factores, debido a esto, en lugar del valor absoluto de gravedad, la variable de interés es la denominada *anomalía de Bouguer*, definida como la diferencia entre el valor de gravedad medido respecto al valor de gravedad normal o esperada, calculada teóricamente a partir de modelo matemático.

Prospección gravimétrica involucra el estudio del campo gravitacional de la Tierra, debido a que no es una forma geométrica homogénea, la aceleración gravitacional no es constante a lo largo de la superficie de la Tierra. Siendo la magnitud de la gravedad dependiente de cinco factores: latitud, elevación, topografía, mareas y variaciones de densidad en la subsuperficie de la Tierra.

Nos encontramos con distintas variaciones en los datos obtenidos, respecto a la estación base, debido a que la gravedad varía dependiendo de su latitud, altitud y tiempo, por lo tanto, se debe de realizar las siguientes correcciones.

La comparación entre el valor medido de gravedad  $g$  en un punto contra su valor teórico, suponiendo la Tierra como cuerpo elipsoidal con densidad homogénea, resulta en diferencias o

*anomalías* gravimétricas que pueden estar relacionadas con valores locales de la densidad de las rocas. Estas mediciones de gravedad local pueden interpretarse como la suma de distintos efectos globales y regionales. Para separar las contribuciones de la señal gravitacional global, se aplica a las mediciones una serie de correcciones geodésicas que eliminan los efectos de elipticidad, rotación, altitud, mareas lunares y topográficas. A partir de una gravedad reducida, es posible formular una hipótesis.

Gravedad absoluta. Se obtiene a partir de una estación fija de gravedad absoluta conocida (*datum*) y de gravedad relativa que el instrumento refleja en cada una de las estaciones. Al comparar las medidas realizadas con respecto a la estación base se realizan mapas, perfiles o superficies 2D que reflejan el cambio relativo de gravedad entre las estaciones de medición (Seigel, 1995).

### **Gravedad teórica**

También llamada corrección por latitud. La gravedad varía respecto a la latitud debido a la forma no-esférica de la Tierra, cuya diferencia en el radio ecuatorial y polar es 21 kilómetros aproximadamente, y debido a que la velocidad angular de un punto en la superficie de la Tierra decrece de máximo en el ecuador y cero en los polos, consecuentemente, los puntos cercanos al ecuador son los más lejanos al centro de la masa de la Tierra que aquellos que se ubican en los polos, causando un incremento de gravedad del ecuador a los polos. La amplitud de este efecto es reducido por las diferentes distribuciones de masa subsuperficiales que resultan de la protuberancia ecuatorial, siendo la masa subyacente a las regiones ecuatoriales mayor que las regiones polares subyacentes.

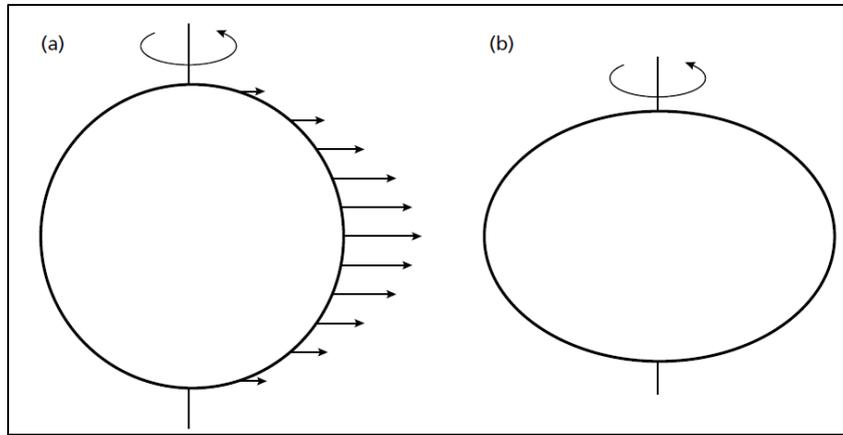


Figura 15. a) Variación de velocidad angular con latitud alrededor de la Tierra representada por vectores cuya longitud es proporcional a su velocidad angular. b) Forma elipsoidal de la Tierra, con achatamiento en los polos. Por lo tanto, es necesario aplicar una corrección de latitud. Tomada de Telford, et al. 1990.

De acuerdo con la formula Internacional de Gravedad (IGF) adoptada por la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica el año 1980, el valor de  $g$  a nivel del mar, es decir, el campo gravitacional normal de la Tierra referido al elipsoide en revolución, varía con la latitud ( $\lambda$ ) de la siguiente forma:

$$g_{TEO} = 9.780318.5 (1 + 0.005278895 \sin^2 2\lambda + 0.0000058 \sin^2 2\lambda) m s^2 \quad (15)$$

### Corrección por Elevación ( $C_E$ )

La gravedad varia por una serie de efectos espaciales, uno de ellos es la altura de la estación. La corrección por elevación  $\Delta g_n$  tiene en cuenta la variación de la gravedad con la elevación por encima de una determinada superficie de referencia. Se recomienda considerar el elipsoide como superficie de referencia. Usando los parámetros del elipsoide del GRS80 la fórmula de segundo orden que expresa la variación de la gravedad normal con la altura es:

$$\Delta g_n = - (03087691 - 0.0004398 \sin^2 \Phi) h + 7.2125 \times 10^{-8} h^2 \quad (16)$$

Esta corrección ignora los efectos de masa del material presente entre la posición de la medición y *el datum*; siendo positiva si se encuentra por encima del nivel del mar y negativa si es por debajo del nivel del mar

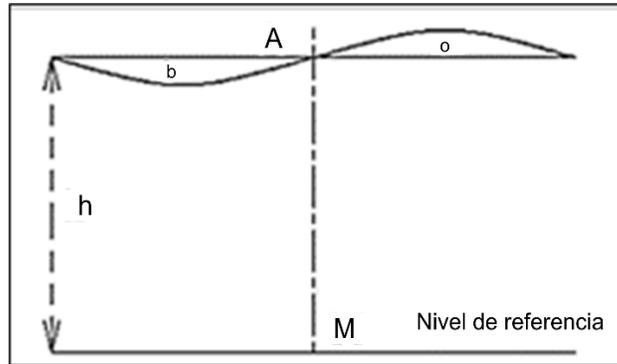


Figura 16. Corrección por Aire Libre, considerando la elevación de la estación base como referencia, sustrayendo las lecturas obtenidas por estación móvil a la cual se aplica la corrección. Tomada de Telford, et al. 1990.

### Corrección por mareas

La instrumentación utilizada para medir la gravedad es altamente sensible para registrar los cambios de gravedad causados por los movimientos del sol y la luna, a pesar de su menor masa, la atracción gravitacional de la Luna es mayor que la del Sol debido a su proximidad. Las mareas terrestres son considerablemente más pequeñas que las mareas oceánicas y son lejos de seguir el movimiento lunar. Causando la elevación de un punto de observación al ser alterado pocos centímetros y así variando la distancia desde el centro de la masa de la Tierra. Esta variación periódica de la gravedad causada por los efectos combinados del Sol y la Luna son conocidos como variaciones de marea, esta variación influye sobre los gravímetros, sin embargo, los de última generación son capaces de registrar los efectos y corregirlo con un rango de hasta 0.3 mGal en un periodo mínimo de 12 horas (Telford, et al. 1990).

$$r_1 = r_c + g_{tide} \quad (17)$$

$r_1$  = lecturas corregidas por mareas

$r_c$  = lecturas corregidas por factor de escala

$g_{tide}$  = corrección por mareas

El amarre de las bases es dependiente del gravímetro y su tasa de deriva, es decir, en caso de que el gravímetro que se utiliza posee una alta tasa de deriva, el amarre de las bases será en un intervalo más corto que el periodo de marea y las variaciones de ésta son automáticamente removidos durante las correcciones de deriva. Esta corrección es realizada de manera automática por el software incorporado en el gravímetro SCINTREX CG5

### Corrección por Bouguer ( $C_B$ )

Considera la atracción que ejerce el material entre la estación y el plano de referencia, efecto que es ignorado en el cálculo de corrección de Aire Libre que solo toma en cuenta el cambio de altura entre las estaciones y la superficie de la tierra, dejando a un lado la composición del material existente entre ambos. Esta corrección da cuenta de los efectos de la masa de material existente entre el punto de observación y el nivel del mar, asumiendo una placa infinita homogénea de un grosor igual a la elevación  $z$  sobre el nivel del mar y una densidad de  $\rho = 2.67 \text{ g/cm}^3$ , que equivale a la densidad promedio de las rocas de la corteza terrestre.

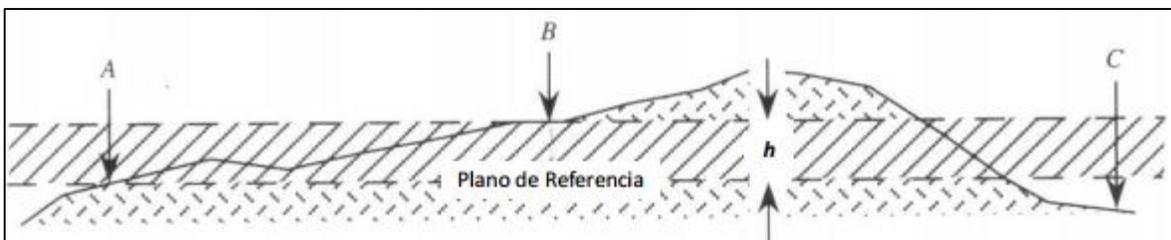


Figura 17. Base homogénea infinita usada para corregir el exceso de masa bajo el punto de B. Tomada de Telford, et al. 1990.

La  $C_B$  suprime el efecto de gravedad de la masa de la Tierra entre el *datum* vertical y el sitio de observación (Hinze, 2003). El valor de esta corrección es de:

$$C_B = -0.04193\rho h \text{ Gal/m} \quad (18)$$

Donde  $h$  es la altura de la estación;  $\rho$  es la densidad estimada del medio que se encuentra entre el punto de observación y una superficie de referencia (p. ej. Geoide).

### Corrección por deriva instrumental.

Existe corrección por tiempo largo (*long time drift*) realizada y corregida automáticamente a través del CG5.

Trata de una simple corrección instrumental que elimina los efectos mecánicos que inciden en el funcionamiento del aparato, basándose en la repetición de las lecturas en un mismo punto, con determinados intervalos de tiempo.

Corresponde a variaciones de gravedad en función de tiempo que existe entre las lecturas medidas en un mismo sitio, causadas por cambios de temperatura en el ambiente o fatiga del sistema de muelles del instrumento de medición (Lowrie, 1990). La corrección por deriva se calcula basándose en el error de cierre entre la primera y la última lectura de la base. Para corregir esta variación, la adquisición de datos gravimétricos se realiza a través de una apertura y cierre de circuitos, para posteriormente calcular el valor de la deriva instrumental del equipo para cada estación a través de la siguiente expresión:

$$Deriva_{ins} = \frac{tiempo_{est}(lectura_{final} - lectura_{inicial})}{tiempo_{total}} \quad (19)$$

#### **Corrección Topográfica (C<sub>T</sub>)**

Esta corrección tiene como objetivo eliminar el efecto de atracción de masa dado por la topografía irregular del terreno cercano a la estación de medición.

Por lo tanto se debe de sumar su atracción, ya se trate de valle o montaña, para compensar la atracción generada a la estación tomada debido a que los relieves altos, al contener mayor masa disminuyen la gravedad medida en las estaciones; mientras que los valles registran baja fuerza de atracción por falta de masa.

Consiste en aplicar la retícula de Hammer (1939) quien ideó un procedimiento para corregir este efecto, se obtiene mediante el uso de gráficos de círculos concéntricos con espesor  $h$ , de radio externo e interno  $R_e$ ,  $R_i$  y densidad  $\rho$  definida, alrededor de la estación. Se calcula los efectos gravitacionales que un anillo de grosor igual a la altura topográfica relativa  $z$ , densidad de corteza  $\rho$ , radio interior  $R_i$ , y radio exterior  $R_0$  produce en su centro, donde se localiza cada estación.



Figura 18. a) Retícula típica usada en el cálculo de corrección por terreno. Una serie de retículas con radio variable de 2 a 21.9 km. b) módulo de elevación diferencia entre el punto de observación y elevación promedio del compartimiento  $z$ , de radio externo e interno  $R_2$ ,  $R_1$  y densidad de corrección de Bouguer  $\rho$ . Tomada de Telford, et al. 1990.

Se necesita información detallada de la topografía que modele la forma del relieve alrededor de cada punto de medición. Centro del círculo se superpone sobre la estación del mapa topográfico donde se deduce la altura media, mediante las tablas calculadas de Hammer se calcula el efecto topográfico de cada una de los prismas que tienen de base estos sectores.

La ecuación que expresa la atracción gravitacional que produce el anillo en un punto situado en su centro y a nivel del fondo o a la cima del mismo es:

$$g_{anillo} = 2\pi G\rho \left[ R_0 - R_i + (R_i^2 + z^2)^{\frac{1}{2}} - (R_e^2 + z^2)^{\frac{1}{2}} \right] \quad (20)$$

La corrección topográfica es automatizada, sumando los efectos de los prismas rectangulares definido por los cuadrados del mallado y su diferencia de elevación con la estación de gravedad. La siguiente tabla muestra el método de computación.

Tabla 1. Corrección topográfica

zona	$R_i$	$R_0$	n	zona	$R_i$	$R_0$	N
B	2.0	16.6	4	H	1529.4	2614.4	12
C	16.6	53.3	6	I	2614.4	4468.8	12
D	53.3	170.1	6	J	4468.8	6652.2	16
E	170.1	390.1	8	K	6652.2	9902.5	16
F	390.1	894.8	8	L	9902.5	14740.9	16
G	894.8	1529.4	12	M	14740.9	21943.3	16

### **Anomalía de Aire Libre**

Esta anomalía toma en cuenta solo los cambios de altitud corregidos por medio de la Corrección de Aire Libre. Se calcula como si la medición gravimétrica fuera hecha a la elevación de la estación, pero sin tomar en cuenta la atracción del material entre esa elevación y el nivel de referencia. Utilizando la siguiente formula:

$$A_{AL} = G_{obs} - G_{Teo} + C_{AL} \quad (21)$$

### **Anomalía de Bouguer**

La anomalía de Bouguer Simple se calcula según la siguiente expresión:

$$A_{BS} = G_{obs} - G_{Teo} \pm C_{AL} \pm C_B \quad (22)$$

Donde:

$A_{BS}$  es la Anomalía de Bouguer Simple en miligales

$G_{Obs}$  Gravedad observada en miligales

$G_{Teo}$  Gravedad Teórica en miligales (Corrección de latitud)

$C_{Al}$  Anomalía de Aire Libre

$C_B$  Corrección de Bouguer en mGal

### **Anomalía de Bouguer Completa**

Consiste en eliminar la masa entre el punto y el Geoide para después realizar una reducción aire-libre. La eliminación de la masa se lleva a cabo construyendo primeramente una capa de Bouguer, cuyo grosor es la altura del punto, determinando primeramente la corrección topográfica. El signo de la corrección topográfica siempre será positivo. Una vez construida la capa de Bouguer, se resta su efecto gravitatorio sobre el punto. De esta forma, se eliminan la masa entre el punto y el Geoide. Finaliza la reducción de Bouguer realizando una reducción aire libre.

### ***Separación de anomalía Regional y Residual***

La anomalía de Bouguer obtenida de distintas correcciones al campo observado, representa la respuesta combinada de varias masas a distintas profundidades en la superficie del terreno. Se debe interpretar y separar la respuesta que pueda estar asociado a características geológicas o el cuerpo de interés distinto del resto de la respuesta, dependiendo al interés de investigación la zona de interés varía en función a la profundidad del estudio. Por lo tanto, los efectos más profundos que enmascaran los efectos someros necesitan ser separados de la respuesta combinada. Los efectos más superficiales se conocen comúnmente como residual y las respuestas que surgen de las estructuras más profundas, grandes y amplias como regional. Cuando existe un interés en estructuras profundas, es necesario separar los efectos superficiales.

En un mapa residual de Bouguer la respuesta característica superficial aparece nítida y estrecha como cierras, mientras que su componente regional debido a su origen profundo es más amplio y tiene un gradiente uniforme.

Subba Rao (1996) observo que las anomalías de gravedad de Bouguer en general tienen valores negativos. Mientras que las anomalías regionales de campo las anomalías causadas por cambios en la geología del subsuelo se superponen altos y bajos. La causa de los valores negativos es relacionada con la compensación de masas topográficas, ningún método directo estaba disponible para calcular el campo regional. Por lo tanto, introdujo el concepto de aire libre para corregir este fenómeno. Para estudios gravimétricos de escala continental, la estructura regional será por lo tanto profunda, incluso a profundidades del Moho. Investigaciones en anomalías isostáticas caen dentro de esta categoría. Por lo tanto, regional y residual, son términos relativos. Esto varía del problema que se está tratando y el área de estudio.

Pierre Bouguer (1735 -1745) establece la base de las relaciones gravitacionales, incluidas las variaciones de gravedad en relación con la elevación y latitud, la atracción horizontal debido a las montañas y la densidad de la Tierra.

### *Método gráfico*

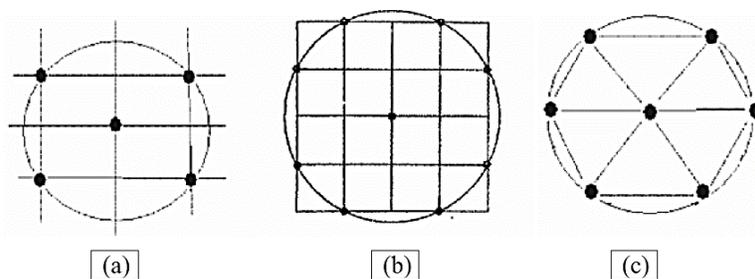
El residual es la parte de la anomalía que se obtiene a partir de la sustracción de la parte regional del campo observado. A inicios la parte regional era determinada a partir de la determinación de curvas suavizadas en perfiles y contornos suaves en mapas (Steenland, 1952); el principal inconveniente de esta metodología es la fuerte dependencia de la experiencia del interprete y su conocimiento con la geología de la zona de estudio.

La elección del regional es altamente empírico, dependiente de la complejidad de la zona de estudio, ya que, a medida de que el fondo regional evoluciona en su complejidad, se torna más complicado diferenciar los efectos de magnitud entre las componentes regional y residual. Para mapas gravimétricos con escala continental. Dobrin, (1976) establece que “existe siempre algún riesgo en error de criterio”.

En orden para la reducción de posibles errores debido a criterios humanos, se desarrollaron en las décadas de los 40’s y 50’s distintos métodos analíticos, cuyas técnicas y metodología grafica se encuentra aún en desarrollo.

### *Métodos analíticos*

El grillado *stepped* en operaciones numéricas avanzadas con el fin de aislar anomalías locales y de fondo mediante cálculos rápidos. Estos sistemas funcionan en matrices espacialmente reguladas. Los mallados adoptaron dos esquemas uno empírico y el otro analítico, basado en formulaciones matemáticas.



*Figura 19. Se presenta a) un mallado regular de cuatro puntos, b) mallado rectangular de ocho puntos y c) mallado hexagonal de seis puntos. Tomada de Telford, et al. 1990.*

El valor promedio sobre un anillo reemplaza el campo de gravedad en el centro. Este valor se considera como regional. La diferencia entre el original y el nuevo valor es el residual. Puede ser

positivo, negativo o cero. Esta máscara se mueve sobre el mapa de gravedad, y el mapa residual es preparado. Aquí el coeficiente de ponderación es el mismo, es decir, la unidad para cada uno de los valores observados, este esquema de computación es empírico. En un enfoque analítico alternativo, las soluciones matemáticas exactas buscan y se calcula las derivadas de las funciones potenciales. Estos valores derivados, suma los valores del mallado, semejantes al residual. Nelson (1985) presentó y comparó los cálculos en un dominio del espacio.

En técnica analítica los valores de gravedad observados fueron matemáticamente continuados hacia arriba. Cuando los valores de gravedad observados son “empujados”, el efecto somero es atenuado y los efectos más profundos, es decir, regional, es mejorado. Sin embargo esta técnica no fue usada de manera rutinaria además de no estar libre de ambigüedades. No había control en cuanto a la altura de los valores observados sean continuados hacia arriba con el objetivo de llegar a un regional preciso.

El método analítico que es más sencillo de operar con los grupos de datos, en una o dos dimensiones, es sencillo de ajustar con valores observados, pero no tan sencillo determinar el grado del polinomio a aproximar en el regional. Cuando el regional es complejo y se utilizan polinomios de orden superior, es muy posible que el mapa derivado retenga parte del residual, haciendo la técnica, una vez más, ambigua. Leao et al. (1996) señalan que ‘cualquier intento de modelar complejo regional por un polinomio de orden superior forzará el polinomio para representar parte del campo residual; distorsionando así la estima regional’. Si una estructura puede ser determinada por distintas técnicas (sísmica, magnética, etc) el efecto puede ser computarizado para obtener su componente regional.

#### *Calculo en el dominio de la frecuencia*

El campo de gravedad observado del espectro de poder de Fourier es modelado con dos capas de fuentes equivalentes de Green, una capa equivalente para el campo residual (fuente geológica) y otra más profunda (campo regional) con características geológicas. Este método es ineficiente en caso de que la separación vertical entre las fuentes someras y profundas sea insuficiente cuyas anomalías de gravedad necesiten ser separadas.

### *Posibles desventajas en computación regional*

El método Griffin (1949) punto central y un anillo, el punto central se mueve sobre todo el espacio del mapa incluyendo la zona anómala. Cuando los valores de gravedad son recogidos de una de esas zonas anómalas para promediar, un pequeño residual sigue mezclado con el regional.

En el caso de las técnicas más utilizadas - ambos mínimos cuadrados ( (Agocs, 1951); Coons, et al. 1967; El- Batrokh y Zentani, 1980; Leao et al, 1996 ) y métodos espectrales (Naidu, 1968; Ulrich, 1968; Cordell, 1985; Klasner et al, 1985. Pawlowski, 1994) el residual es asumido ser cero-media. Ulrich (1968) y Leao et al. (1996) observaron que una desviación de esta suposición puede contaminar el residual mediante pseudo-anomalías.

Skeels (1967), fue el primero de señalar la presencia de una pequeña parte de la residual en el componente regional, si se considera el conjunto de datos para adaptarse a la superficie de aproximación polinómica. Demostró este concepto a un mapa de gravedad, donde se excluyeron los valores de gravedad más de una zona anómala del cómputo regional. Sin embargo, este concepto no ha sido objeto de seguimiento por los intérpretes en los días venideros

Con el fin de mejorar la precisión y reducir el margen de error, el número de supuestos para determinar los parámetros para construir modelos geológicos para las estructuras regionales ha de ser mínimo. Por lo que se refiere a ajuste polinómico y filtrado, se requiere experiencia y buen conocimiento sobre la geología de la zona por la elección correcta de grado de polinomio y las frecuencias

El nuevo enfoque basado en el método de elementos finitos es un tal esquema que llena un hueco admirablemente desde hace mucho tiempo en la interpretación potencial del campo. Algunas de las ventajas de este concepto se enumeran a continuación:

(I) Los valores de gravedad observadas sólo en puntos discretos, por lo general los vértices y puntos medios de un elemento superponiendo el mapa de la gravedad, son necesarios para el cálculo regional. No hay otros datos observados desde el mapa de la gravedad entran en el cálculo de mantenimiento de las zonas anómalas lejos de las posiciones nodales.

(II) La aproximación en (i) mantiene la zona (s) anómala acostado dentro del espacio lejos de los cuatro lados del elemento, asegurando poco o nada de efectos de las estructuras superficiales de dentro del espacio de encuesta.

(III) Para un elemento de suelo en el espacio cuadrilátero- $x$  y de cualquier tamaño, forma y cualquier orientación. Por lo tanto, los coeficientes de ponderación para el cálculo regional permanecen sin cambios. La fuerza de esta nueva técnica radica en esta propiedad.

(IV) Sólo un segundo orden o, a lo sumo, un elemento de tercer orden se aproxima a la región, eliminando así las imprecisiones que pueden ser introducidos mediante el ajuste de polinomios de orden muy alto.

(V) Una vez elegido el elemento, las funciones de forma o coeficientes de ponderación, que son muy crucial para el cálculo preciso de la gravedad regional, se definen sin ambigüedad y son independientes del área de estudio.

(VI) El cálculo es independiente de cualquier suposición a priori en cuanto a la forma y la profundidad de las estructuras superficiales o profundas.

## CAPITULO 4

### FILTROS MATEMATICOS

#### 4.1. Continuación ascendente y descendente

El hecho que el campo gravimétrico obedece a la ecuación de Laplace nos permite determinar el campo sobre una superficie arbitraria si el campo es conocido sobre otra superficie y ninguna masa se encuentra entre las dos superficies. Este proceso es conocido como *continuación*.

En caso de un campo bidimensional, no hay variación en una de las dos direcciones horizontales, por lo que  $A$  se encuentra únicamente función de  $x$  y  $z$ , así:

$$\frac{\partial^2 A}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 A}{\partial z^2} = 0 \quad (23)$$

La solución de esta ecuación parcial es presentada en la separación de sus variables, es decir:

$$A_k(x, z) = (a \cos kx + b \sin kx)e^{kz} \quad (24)$$

Donde  $a$  y  $b$  son constantes, la variable positiva  $k$  es la frecuencia espacial o número de onda,  $A_k$  es la amplitud del campo potencial correspondiente a número de onda y  $z$  es el nivel de observación. Esta ecuación demuestra que el campo potencial puede ser representado en términos de ondas *senosoidales* cuya amplitud es controlada exponencialmente por el nivel de observación.

En un caso simple donde una anomalía simple bidimensional medida en una superficie  $A(x, 0)$  es una función seno

$$A(x, 0) = A_0 \sin kx \quad (25)$$

Donde  $A_0$  es una constante y  $k$  el número de onda de la *función seno*. Ahora estableciendo cualquier valor para  $z$

$$A(x, z) = A_0 \sin kz \quad (26)$$

Donde la altura  $h$  sobre la superficie puede ser determinada por profundidad bajo la superficie  $b$  (profundidad). El signo de  $h$  o  $d$  es relevante debido a que el eje  $z$  es definido como positivo hacia abajo.

Las ecuaciones anteriores demuestran que el campo medido en superficie puede ser usado para predecir el campo en cualquier nivel sobre o por debajo del plano de observación.

Esta es la base para la metodología de continuación ascendente y descendente en el que el campo potencial debajo o encima del plano original o medido es calculado en orden de acentuar los efectos de estructuras profundas o someras.

#### **4.1.1. Continuación ascendente**

Es empleado en interpretación gravimétrica para determinar la forma de la variación regional de gravedad sobre el área de estudio, ya que se asume que el campo regional es originado de estructuras profundas

El filtrado de continuación ascendente fue subsecuentemente aplicado a los datos. La utilidad del filtro es el suavizado de los datos, por sobre otros beneficios. El filtro es considerado de “limpiado” debido a que no produce ningún efecto secundario que pueda requerir la aplicación de otro filtro o proceso a corregir. Es comúnmente utilizado para remover o minimizar los efectos de las fuentes superficiales.

Esta metodología es aplicada en la interpretación gravimétrica para determinar la variación regional del campo gravimétrico sobre el área de estudio, debido a que se asumen que el campo regional es originado a partir de estructuras relativamente profundas. Continuación ascendente es también útil para la interpretación de anomalías magnéticas sobre áreas que contienen numerosas fuentes magnéticas cercanas a la superficie, como son diques e intrusiones. En magnetometría, este método atenúa las anomalías de alto número de ondas asociadas a dichas estructuras, relativamente y mejora, relativamente, las anomalías de fuentes profundas.

El campo a una altura  $h$  sobre la superficie puede ser determinada por:

$$A(x, -h) = (A_0 \sin kx) e^{-kh} \quad (27)$$

Donde  $A_0$  es la constante y  $k$  es el número de onda del seno de la onda. Esta es la base de continuación ascendente y descendente, en donde el campo potencial sobre o por debajo del plano original medido es calculado en orden de acentuar los efectos a profundidad o sobre las estructuras

respectivamente. Continuación ascendente atenúa las anomalías de alto número de ondas asociadas con estas estructuras y características, relativamente, las anomalías con fuente profunda.

#### **4.1.2. Continuación descendente**

El nivel en que comienzan las fluctuaciones proporciona una estimación de la profundidad de la limitación del cuerpo anómalo. Dicha técnica puede ser utilizada en la separación de anomalías causadas por estructuras adyacentes cuyos efectos se superponen en un plano de observación. Sin embargo, la eficacia del método se verá afectada, e inclusive, disminuida si el campo potencial está contaminado con ruido, lo que se acentuará en la continuación descendente.

Si queremos calcular el campo gravitatorio sobre una superficie cerca de una fuente anómala, la anomalía debe ser nítida y menos perturbada por los efectos de características a profundidad. Se usa poco, ya que, se tiene el problema que lleva a interpretaciones erróneas cuando la masa anómala está a la misma profundidad de investigación.

Si podemos calcular el campo de gravedad sobre una superficie más cerca de las fuentes de anomalías, la anomalía debe ser nítida y menos confundido por los efectos de las características más profundas

Como principal limitación teórica en las singularidades asociadas con masas a través de las cuales se realiza el proceso de continuación:

- Pequeñas perturbaciones son incrementadas en el continuado descendente
- Ruido puede pesar más que las anomalías de los cuerpos acentuados

Si calculamos el campo gravitatorio sobre una superficie cerrada a la fuente anómala, la anomalía debe ser más clara y menos perturbada por los efectos de estructuras profundas. Este proceso llamado continuación descendente descrito por Peters (1949) involucra el cálculo del valor de gravedad a profundidad de valores de derivadas de superficies someras. Las derivadas son usualmente evaluadas por un promedio de círculos de distinto radio. La principal limitación teórica del método es asociar singularidades con masas. La principal limitación es impuesta por la incertidumbre de las mediciones en campo. El resultado es que el menor ruido se incrementa.

#### **4.2. Primera Derivada Vertical (1aDz)**

El filtro de Primera Derivada es utilizada para detectar márgenes de las anomalías magnéticas y mejorar la ubicación de su posición. El mapa de intensidad magnética total reducida al polo contiene todas las anomalías representativas de fuentes tanto superficiales como profundas. Por lo tanto, se deben aplicar técnicas de filtrado de derivados para suprimir las fuentes no deseadas (y mejorar algunas) o para afinar los bordes de las anomalías. (Hinze, et al., 2013)

Derivadas verticales agudiza las anomalías en los cuerpos y tiende a reducir la complejidad de las anomalías permitiendo obtener imágenes más claras de las estructuras causales. El mapa de derivadas verticales mejora el linaje y las anomalías debido a su carácter de longitud de onda corta. Cuando se aplican las primeras derivadas verticales en los datos magnéticos, se mejoran las características de longitud de onda poco profundas, que son el resultado de estructuras cercanas a la superficie, y se suprimen las de longitud de onda larga (fuentes más profundas), lo que proporciona una imagen mejor y más clara del subsuelo.

El primer filtro de derivadas verticales se aplica a los datos de intensidad magnética total reducida a polo para mejorar las anomalías locales ocultas por la tendencia regional más amplia. En este caso, amplifica los componentes de longitud de onda corta del campo y enfatiza los componentes de longitud de onda larga dando así un contraste más claro entre las unidades geológicas, (Geosoft, 2016). Derivada vertical agudiza anomalías sobre cuerpos, reduciendo la complejidad de las anomalías permitiendo una imagen más clara de las estructuras causales. El mapa de derivadas verticales realza lineamientos y las anomalías debido a su carácter de longitud de onda corta, (Hinze, et al. 2013). Aplicando la primera derivada vertical a datos magnéticos, mejora características de longitud de onda superficiales que son el resultado de estructuras cercanas a la superficie, suprimiendo las longitudes de onda larga, relacionadas a fuentes profundas proporcionando una imagen más clara de la subsuperficie.

#### **4.3. Algoritmo Tilt Derivative (TDR)**

La aplicación de TDR amplifica los lineamientos, que son deformaciones estructurales relacionadas con fallas, juntas y zonas arqueadas o incluso contactos geológicos. Los minerales magnéticos se

concentran principalmente a lo largo o se alinean con algunas estructuras o características sedimentarias como fallas o canales.

Los métodos potenciales, gravimétrico o magnético, incorporan amplia información acerca de las estructuras subsuperficiales con el fin de interpretar de mejor manera los mapas obtenidos, por lo tanto, se hace uso de distintos filtros para resaltar la información que se requiera analizar. Los lineamientos aeromagnéticos se correlacionan con zonas de alto gradiente y pueden estar asociados de manera general a fallas geológicas, contactos litológicos, fracturas y/o zonas de debilidad que podrían estar involucrados en el control del emplazamiento de cuerpos, geodinámica, etc. El análisis aeromagnético es una de las técnicas mejor conocidas debido a su funcionalidad para delinear estructuras subsuperficiales (Al-Garni, 2004a,b, 2009; Al-Garni, et al. 2005, 2006; Sultan et al. 2009).

Con el objetivo de identificar lineamientos se hizo uso del algoritmo *Tilt Derivative* (TDR) aplicado a datos magnéticos y gravimétricos, utilizados para producir modelos 2D de las estructuras subsuperficiales. El TDR y su derivada horizontal son herramientas de gran utilidad para mapear estructuras del basamento. La técnica fue aplicada a datos aeromagnéticos con anomalías reducidas al polo y gravimétricos satelitales regionales. La base del este filtro es calculado por la división de la componente de derivada vertical (VDR) por la derivada horizontal total (THDR) del campo magnético (Verduzco, 2004).

( 28)

$$TDR = \arctan\left(\frac{VDR}{THD}\right)$$

#### 4.4. Z0

Se utiliza una nueva técnica propuesta por Guoqing Ma y Xiaojuan Du, 2012 basada en la interpretación mediante la combinación de señal analítica de datos magnéticos y su gradiente total para estimar la profundidad y naturaleza (índice estructural) de una fuente magnética aislada para la interpretación de anomalías de datos magnéticos 2D, siendo la inversión de la profundidad independiente al índice estructural. Este método provee dos ecuaciones lineales para estimar de manera individual la profundidad y la naturaleza de la fuente magnética mediante la información de la localización horizontal.

El análisis de señal analítica de datos magnéticos es uno de los métodos más populares para estimar parámetros de la fuente causante han sido analizados anteriormente (Roest, et al. 1992; Macleod et al. 1993; Bastani y Pedersen, 2001). Hsu, et al. (1998) utilizó el radio de la señal analítica y sus derivadas en dirección x y z aplicándose la técnica de continuación ascendente para suavizar la anomalía y así determinar la profundidad de la fuente.

Mediante las derivadas de la Señal Analítica y sus expresiones aplicadas a contactos, diques y cilindros magnéticos 2D localizados en  $x_0$  a una profundidad  $z_0$  en dirección x y z, se tiene:

$$\frac{\partial AS(x, y)}{\partial x} = k \frac{(N + 1)(x - x_0)}{((X - X_0)^2 + (Z - Z_0)^2)^{(N+3)/2}} \quad (29)$$

$$\frac{\partial AS(x, y)}{\partial z} = k \frac{(N + 1)(z - z_0)}{((x - x_0)^2 + (z - z_0)^2)^{(N+3)/2}} \quad (30)$$

Obteniendo la raíz cuadrada de la suma de los cuadrados de las ecuaciones anteriores se tiene:

$$SAS = K \frac{N + 1}{[(X - X_0)^2 + (Z - Z_0)^2]^{(N+2)/2}} \quad (31)$$

Dividiendo entre la SA, obtenemos

$$\frac{SAS}{AS} = \frac{N + 1}{[(X - X_0)^2 + (Z - Z_0)^2]^{1/2}} \quad (32)$$

La localización horizontal de la fuente puede ser acertada mediante los puntos altos de la señal analítica y SAS/SA, mientras que utilizando la ecuación

$$Z_0 = \sqrt{\frac{b^2}{\left[\frac{SAS/AS|_{X=X_0}}{SAS/AS|_{X=X_0+B}}\right]^2 - 1}} \quad (33)$$

Estima el índice estructural, mediante el promedio de la estimación del índice estructural en función del promedio de la profundidad estimada

$$N = \sqrt{\frac{b^2}{\left(\frac{1}{SAS/AS|_{X=X_0+b}}\right)^2 - \left(\frac{1}{SAS/AS|_{X=X_0}}\right)^2}} - 1 \quad (34)$$

#### 4.5. Análisis profundidad de basamento

Los métodos de análisis de profundidad de basamento proveen información para determinar posición, profundidad e intensidad de fuentes magnéticas. Las profundidades son determinadas usando Deconvolución de Werner, Deconvolución de Euler y Análisis de Espectro de Potencia.

##### 4.5.1. Localización y Profundidad de Anomalías Geofísicas: Estimación de profundidad de Werner

Con el objetivo de caracterizar profundidad y forma de las anomalías magnéticas, se aplicó el método de deconvolución de Werner 2D integrada en el software *Oasis Montaj* de Geosoft aplicado a los perfiles de mayor longitud y transversales a la estructura volcánica. El objetivo de este análisis es identificar la geometría de las fuentes productoras del contraste de magnetización basado en la determinación de diques con dirección infinita y profundidad extendida, perpendicular a los perfiles de medición, los cuales pueden ser considerados como fuente de la anomalía magnética.

$$T(x) = \frac{A(x - x_0) + B_z}{(x - x_0)^2 + z^2} \quad (35)$$

Donde  $x_0$  es la ubicación del punto magnético,  $z$  es la profundidad medida desde la superficie,  $A$  y  $B$  son funciones del campo para ser determinadas y  $x$  es la ubicación a calcular de la anomalía magnética. Cuando varias determinaciones cercanas a una ubicación específica, inferimos que el modelo describe la interfaz magnética, Werner (1953). Estas técnicas usan el gradiente del campo magnético a lo largo del perfil con ventadas específicas y suposiciones sobre el cuerpo de origen para proporcionar estimaciones de profundidad de la fuente.

##### 4.5.2. Espectro de potencia

Para este propósito, utilizamos la técnica del Análisis Espectral (Spector y Grant, 1970), donde el dato de espectro de potencia es graficado contra la frecuencia angular y zonas de mayor densidad de variación, las cuales son interpretadas desde las pendientes de los segmentos. El método de espectro de potencia promediado radialmente es utilizado para determinar la profundidad de intrusiones volcánicas, complejos del basamento y estructuras geológicas, proporcionando una estimación objetiva de la profundidad media en la que se encuentran las distintas fuentes que

generan el campo observado, permitiendo obtener mapas regionales y residuales que reflejan el valor de las anomalías para distintos intervalos de profundidad. Aspectos relevantes cuando se investiga anomalías de fuentes no aflorantes. La metodología se basa en que cada tramo lineal definido por un intervalo de frecuencias corresponde a una fuente que origina una anomalía. De manera que la pendiente de la recta está directamente relacionada con la profundidad de dicha fuente (Battacharya, 1966; Spector y Grant, 1970; Mishra y Naidu, 1974). Cuando más grande sea la pendiente mayor es la profundidad. La suma de las fuentes observadas genera el campo total observado. Para el presente estudio se aplicó la transformada de Fourier al CMRP de los datos magnéticos, así como el Residual de la señal de Bouguer Completa de gravimetría. Como resultado, se obtuvo una base de datos del espectro de potencia, obteniendo las profundidades estimadas de las anomalías gravimétricas y magnéticas respectivamente.

Se obtuvo el espectro de potencia radial (RPS) el cual consiste del espectro promediado de distintos azimuts. El RPS está relacionado con la profundidad ( $h$ ) del cuerpo causante en la relación (e.g. Spector y Grant, 1970; Pal et al. 1979; Dimitriadis et al. 1987):

$$h = \frac{S}{4\pi} \quad (36)$$

Para producir el espectro de potencia, la longitud de onda de una unidad de potencia puede ser graficada contra el número de onda independientemente a la dirección. En el dominio de frecuencia, uno puede preparar y analizar la distribución de la longitud de onda corta a larga a través de las frecuencias medibles. El espectro de potencia puede ser fragmentado en segmentos representativos de la respuesta acumulativa de un conjunto discreto de fuentes a una profundidad dada. La profundidad es directamente proporcional a la pendiente del segmento (Spector y Grant, 1970). El campo potencial puede considerarse como representativo de una serie de diferentes ondas de interferencia de diferente longitud y dirección de onda.

La pendiente de cada segmento provee información acerca de la profundidad de la parte superior de los cuerpos magnéticos (Kivior y Boyd, 1998). El espectro de potencia radialmente promediado de datos magnéticos de acuerdo Blanco-Montenegro et al. 2003, es expresada en función al número de onda y relacionada con la profundidad del fondo de las fuentes más profundas expresada en la ecuación. Donde  $S$  es la pendiente de la línea ajustada a los datos en el gráfico del logaritmo del espectro de potencia vs. Numero de onda ( $k$ ). Todas las transformaciones fueron realizadas

mediante el software Oasis Montaj de Geosoft Inc. La combinación de puntos que proporcionaron el estimado de profundidad promedio fue considerada para el segmento particular. Segmentos lineales fueron ajustados en distintos segmentos.

Donde  $Z_t$  y  $Z_b$  es la profundidad de la parte superior e inferior de la fuente magnética respectivamente.  $K$  es en función del número de onda expresada en radianes por unidad de distancia.

Cada tramo lineal definido por un intervalo de frecuencias corresponde a una fuente responsable de una anomalía, de manera que la pendiente de la recta es relacionada con la profundidad de la fuente que le corresponde (Battacharya, 1966; Spector y Grant, 1970; Mishra y Naidu, 1974). El caso más frecuente, es distinguir tres tramos correspondientes a una fuente más profunda que da lugar a una anomalía regional con longitudes de onda mayores, una fuente más somera que corresponde a una anomalía residual con menor longitud de onda, y por ultimo ruido representado por frecuencias más altas, la suma del efecto de las tres fuentes genera el campo total observado (Sánchez Jiménez, et al. 1998). El alto de la profundidad de las fuentes fue derivado de las longitudes de ondas más largas y segundas más largas de espectro de potencia escalado por frecuencias

$$\ln \left\{ \left[ \Phi_{\Delta T}(|k|)^{\frac{1}{2}} \right] / |k| \right\} \quad (37)$$

y el radio promedio del espectro de potencia respectivamente.

$$\ln \left[ \Phi_{\Delta T}(|k|)^{\frac{1}{2}} \right] \quad (38)$$

Para este estudio, el análisis del Espectro de Potencia fue determinado mediante el uso del software Geosoft Oasis Montaj™ para identificar el promedio de profundidad de fuente.

#### **4.5.3. Deconvolución de Euler**

El método estándar de deconvolución de Euler descrito por Reid, et al. (1990) y Thompson (1982) obtienen sus soluciones invirtiendo los valores de homogeneidad de Euler sobre una ventana de datos en cada punto de la cuadrícula. Como resultado, se pueden generar soluciones en áreas libres

de anomalías o en los bordes de las anomalías, incluso si no es apropiado hacerlo. La aplicación de la deconvolución de Euler ha surgido como una poderosa herramienta para la determinación de la profundidad y la probable geometría de la fuente en la interpretación de datos magnéticos (P.S., et al. 2000 y Muzala et al. 1999). La interpretación Deconvolución de Euler no es restringida bajo ningún concepto geológico y puede utilizarse para evaluar características geológicas y estructurales (Reynolds, 1998). Requiere conocimiento previo de la geometría de la fuente magnética y sobre el vector de magnetización (Barbosa et al. 2000).

$$(x - x_0) \frac{dF}{dx} + (y - y_0) \frac{dF}{dy} + (z - z_0) \frac{dF}{dz} = N(B - F) \quad (39)$$

Utilizando derivadas del campo potencial para generar las profundidades de las fuentes anómalas, donde  $x_0, y_0, z_0$  es la posición a determinar de la anomalía;  $x$  y  $y$  punto de observación y sus gradientes,  $B$  es la constante regional de la anomalía del campo  $F$  medidos en  $(x, y, z)$  con un índice estructural  $N$ , el cual debido a su naturaleza de ser enteros da una formulación de homogeneidad/escala.  $N$  mide el rango de cambio de los campos físicos con la distancia desde la fuente y es directamente relacionada a las dimensiones de la fuente. Cambiando el valor de  $N$ , podemos determinar la geometría y profundidad de las fuentes. El correcto  $N$  da una agrupación más ajustada de las soluciones de Euler en torno a la estructura geológica de interés (Thompson, 1982); Reid et al. 1990). Para cada posición de movimiento en la ventana, un sistema de ecuaciones lineares es resuelta para determinar la posición y profundidad de la fuente.

Si un campo total ( $T$ ) medido en un punto  $(x, y, z)$  tiene un nivel de base de  $b$  y  $(dT/dx, dT/dy$  y  $dT/dz$  en la dirección  $X_i, Y_i$  y  $Z_i$ ), la forma tridimensional de la ecuación de Euler es definida por Reid et al. (1990) como:

$$xdT/dx + ydT/dy + zdT/dz + \eta T = X_0 dT/dx + Y_0 dT/dy + Z_0 dT/dz + \eta b \quad (40)$$

$$(x - x_0)dT/dx + (y - y_0)dT/dy + (z - z_0)dT/dz = \eta(b - T) \quad (41)$$

La estimación de profundidad de Euler es comúnmente utilizada para determinar la profundidad y ubicación de unidades geológicas o estructuras que producen anomalías magnéticas o gravimétricas. Se ha utilizado esta técnica de deconvolución como una interpretación semiautomática para la estimación de profundidades de estructuras y cuerpos geológicos correspondientes a las anomalías geofísicas asociados a elementos geológicos en un mallado

bidimensional (Reid, 1990) debido a que realiza una estimación automática de la ubicación de fuentes y su profundidad.

La deconvolución de Euler 3D se encuentra basado en la relación de homogeneidad de Euler N, el cual puede ser interpretado como el índice estructural o medición del rango de cambio respecto a la distancia en el campo físico (Thompson, 1982). Esta técnica utiliza el método de mínimos cuadrados para solucionar la ecuación de Euler simultáneamente para cada posición del mallado dentro del sub-mallado (ventana). Para el objetivo de esta investigación, resulta ideal el uso de este análisis debido a que la estimación de profundidades resulta más precisa para fuentes con altos índices (Reid et al. 1990). Requiere poca información acerca de la geometría magnética de la fuente, además de no requerir información del vector de magnetización (Thompson, 1982, Reid et al. 1990).

## CAPITULO 5

### MÉTODO MAGNETOTELÚRICO

#### 5.1. Introducción

Se trata de un método pasivo de exploración electromagnética que usa fluctuaciones temporales del campo electromagnético de la Tierra (EM) para detectar remotamente las propiedades eléctricas de la superficie. Los métodos electromagnéticos se basan en la relación existente entre los campos eléctricos y magnéticos, la medición de las variaciones en tiempo de estos campos nos permite determinar las variaciones de resistividad eléctrica a profundidad y a lo largo de un área. La amplitud y fase de estos componentes son dependientes de la estructura eléctrica de la superficie lo que nos proporciona una imagen espacial de las variaciones de la resistividad eléctrica ( $\rho$ ) de la Tierra o su inverso, conductividad eléctrica ( $\sigma$ ) sensible al contenido del fluido.

A partir de las mediciones de los campos magnéticos y eléctricos de la superficie de la Tierra es posible generar modelos de resistividad eléctrica que puede ser interpretada y relacionada con porosidad, salinidad, permeabilidad, presión, temperatura entre otros. Las propiedades del fluido (como salinidad, porosidad y permeabilidad) tendrán un efecto aún mayor en la resistividad de la roca (Archie, 1942). En aquellos casos donde los fluidos no son esperados, las variaciones de la resistividad son relacionadas por cambios mineralógicos (Jones et al. 2005).

Una ventaja de utilizar MT en relación con otros levantamientos electromagnéticos es la dependencia de sus señales con fuentes naturales, esto agiliza el proceso de recolección e interpretación de los datos sin tener la necesidad de hacer uso de grandes generadores que en algún punto puede dificultar o restringir el paso o acceso a un área y causar daños al medio ambiente. (Vozoff, 1991).

#### 5.2. Desarrollo histórico

El primer informe oficial que explicaba los fundamentos de los campos magnéticos y eléctricos en la Tierra fue hecho por Tikhonov (1950). Mostró que, en bajas frecuencias, la derivada del campo magnético horizontal ( $H$ ) es proporcional a la componente ortogonal del campo eléctrico ( $E$ ).

Anteriormente había publicado un  $H$  diurno para Tucson, Arizona y Zui, USSR para estimar la anchura y conductividad de la corteza.

En 1953, el francés, Cagniard publica el desarrollo de las formulas relacionadas con  $E_x$  y  $H_y$  de la superficie de un medio en capas. Ambos trabajos, Tikhonov y Cagniard, fueron base para estudios MT en medios 1-D.

Después de los trabajos de Cagniard, Wait (1954) mostró que la proporción entre  $E_x$  y  $H_y$  era válida solo cuando los campos no mostraban una varianza en distancia horizontal respecto a la profundidad de penetración. Dmitriev y Berdichevsky (1979) probaron que el criterio de Wait-Price es demasiado restringido y mostraron que el modelo Tikhonov-Cagniard es válido si las componentes horizontales de los campos magnéticos  $H_x$  y  $H_y$  varían linealmente. Dicho esto, se estableció que no es necesario un medio homogéneo uniforme para el desarrollo del estudio MT. A mitad del siglo, importantes desarrollos en la formulación e instrumentación hicieron que el MT llegara ser uno de los métodos geofísicos más competitivos.

El método ha tenido numerosas aplicaciones en cuanto a la exploración geotérmica debido a su capacidad de detectar a profundidad donde la roca se ha vuelto conductiva debido a excitación térmica. En áreas con corriente de calor normal los rangos de profundidad varían entre 50 y 500 km, hablando en áreas térmicas la profundidad es de 10 km o menos. La estructura geoeléctrica de un campo geotérmico puede generalmente caracterizar capas de baja resistividad que sobreyacen a un reservorio de altas resistividades, estas bajas resistividades pueden ser debido a alteraciones en la roca que constantemente contienen minerales arcillosos (Pellerin, et al. 1996; Browne, 1989).

### **5.3. Fuentes de energía MT**

La fuente de energía para MT son los campos EM generados por diversos procesos que provienen de distintas fuentes (Vozoff, 1991). Como fuente de energía dos regiones son importantes: la magnetosfera y la ionosfera. En estas áreas encontramos un intervalo de frecuencias interesantes para la exploración que varía de  $10^{-4}$  a 0.001 Hz., este rango permite que la investigación alcance profundidades desde decenas de metros hasta cientos de kilómetros.

El rango de oscilación electromagnética de interés magnetoteléurico se encuentra entre  $10^5$  a  $10^{-5}$  s, el cual pertenece a la parte más baja del espectro electromagnético. Estas frecuencias permiten que el rango de investigación alcance profundidades desde decenas de metros hasta cientos de kilómetros. La fuente de energía del método es de campo natural electromagnético basado en el fenómeno de la inducción electromagnética la fuente externa es asociada a las perturbaciones electromagnéticas producidas por tormentas, corrientes ionosféricas, ambas inducen en el subsuelo densidades de carga y corrientes eléctricas cuya distribución depende de la resistividad eléctrica del suelo.

Cuando la energía externa, conocida como campo electromagnético primario, rechaza la superficie de la Tierra, una parte es reflejada, y otra penetra a la Tierra, donde actúa el conducto, induciendo un campo eléctrico (conocido como corrientes telúricas) que al mismo tiempo produce un campo magnético secundario.

Las variaciones son causadas por los sistemas de corrientes ionosféricas creadas por la interacción del viento solar con la magnetosfera. Esta interacción da lugar a la generación de ondas hidromagnéticas en la magnetosfera que al llegar al límite inferior de la ionosfera se transforman en campos electromagnéticos. El conjunto de estos campos se los denomina campo primario y se propagan a través de la atmósfera hasta llegar a la superficie terrestre. Debido a que la Tierra se comporta como un medio conductor, el campo primario induce distribuciones de carga y de corriente que dan lugar a un campo secundario. La superposición de ambos campos, es el que se observa en la superficie de la Tierra.

Una de las fuentes de altas frecuencias (periodos menores de 1 segundo) son las tormentas eléctricas, parte de su energía es convertida a campos electromagnéticos, la cual es propagada en el interespacio ionosfera-Tierra, dicha energía puede viajar grandes distancias. Se estima que esta energía es suficiente para tener una fuente de energía continua en cualquier localización sobre la superficie de la Tierra (Mala, 1963; Kaufman y Keller, 1982; Vozoff, 1991). Las mediciones de MT en el rango de  $10^5$  H y 1 Hz son referidos como audio-magnetoteléurico (AMT).

La actividad electromagnética de bajas frecuencias (periodos entre 1 s y  $10^5$  s) es denominada por ondas hidromagnéticas en la magnetosfera de la Tierra, son generadas por vientos solares (Campbell, 2003; McPherron, 1991). El viento solar consiste de alta energía iónica inyectada por el sol y su campo magnético, el cual interactúa con el campo magnético de la Tierra, cambiando su

intensidad y geometría. Las corrientes de la ionosfera y magnetosfera que surgen cuando el plasma emitido por el sol interactúa con el campo magnético de la Tierra. Es altamente conductor debido a que sus partículas son ionizadas por radiación solar y ultravioleta. La interacción entre los vientos solares y los gases en la ionosfera resulta de varios procesos que produce el campo electromagnético que viaja por las capas más bajas de la atmosférica hasta alcanzar la superficie de la Tierra, (McPherron, 1992). Esta interacción también es responsable de las auroras boreales en el Norte y Sur del planeta. Estas corrientes dan lugar a una variación de los campos magnéticos en un rango de frecuencia menores de 0.1 Hz.

Alrededor de 1s, que es el límite de la actividad eléctrica y los vientos solares –interacción en la ionosfera, existe un rango (0.2s – 2 s) conocida como la banda muerta, en donde el espectro del campo electromagnético es mínimo y produce señales MT de baja amplitud.

De acuerdo al comportamiento de las ondas electromagnéticas en conductores, la penetración de la onda dependerá de la frecuencia de oscilación. Por lo tanto, la frecuencia de la medición de los campos electromagnéticos se determina en el estudio de profundidad de penetración.

#### 5.4. Principios teóricos del método

La base de MT y otras técnicas de exploración es la inducción electromagnética descrita por las ecuaciones de Maxwell (1861), donde describe la generación de los campos eléctricos y magnéticos y como las ondas EM viajan.

Las ecuaciones que muestran la propagación de los campos EM en la Tierra pueden derivarse de las ecuaciones de Maxwell (1873) las cuales describen completamente el comportamiento de los campos EM:

$$\nabla \times E = -\frac{\partial B}{\partial t} \quad (\text{Ley de Faraday}) \quad (42)$$

$$\nabla \times H = J + \frac{\partial D}{\partial t} \quad (\text{Ley de Ampere}) \quad (43)$$

$$\nabla \cdot B = 0 \quad (\text{Ley de Gauss para el magnetismo}) \quad (44)$$

$$\nabla \cdot D = \eta_f \quad (45)$$

Donde  $E$  es el campo eléctrico (en V/m),  $B$  es la densidad del flujo magnético (en T),  $H$  es la densidad magnética (en A/m),  $D$  es el desplazamiento eléctrico (en C/m<sup>2</sup>),  $J$  es la densidad de corriente de conducción (en A/m<sup>2</sup>) y  $\eta_f$  es la densidad de cargas eléctricas libres (en C/m<sup>3</sup>).

Para un material isotrópico lineal donde  $E$  es el campo eléctrico (en V/m),  $B$  es la densidad del flujo magnético (en T),  $H$  es la densidad magnética (en A/m),  $D$  es el desplazamiento eléctrico (en C/m<sup>2</sup>),  $J$  es la densidad de corriente de conducción (en A/m<sup>2</sup>) y  $\eta_f$  es la densidad de cargas eléctricas libres (en C/m<sup>3</sup>).

La ley de Faraday define que un campo eléctrico inducido ( $E$ ) es proporcional al cambio de carga del flujo magnético en un circuito cerrado. Por ejemplo moviendo un conductor a través del campo magnético produce un voltaje que es proporcional a la rapidez del movimiento. Similarmente, la Ley de Ampere establece que el campo magnético es producido alrededor de cualquier circuito cerrado de la corriente eléctrica. La magnitud del campo magnético es directamente proporcional al flujo de corriente total.

$$\nabla \times H = J + \varepsilon \frac{\partial E}{\partial t} \quad (46)$$

Usando la ecuación y asumiendo que no hay cargas libres en la Tierra, la ecuación 2.4 puede simplificarse a la forma:

$$\nabla \cdot E = 0 \quad (47)$$

Tomando el rotacional de la ecuación:

$$\nabla \times (\nabla \times E) = \nabla \cdot (\nabla \cdot E) - \nabla^2 E \quad (48)$$

Puede ser usado de la siguiente forma para mostrar que

$$\nabla \cdot (\nabla \cdot E) - \nabla^2 E = -\nabla \times \left( \frac{\partial B}{\partial t} \right) \quad (49)$$

Assumiendo que  $\nabla \cdot E = 0$  se puede demostrar que

$$\nabla^2 E = \mu_0 \sigma \frac{\partial E}{\partial t} + \mu_0 \varepsilon \frac{\partial^2 E}{\partial t^2} \quad (50)$$

Si se asume que los campos EM tienen tiempo armónico ( $e^{-i\omega t}$ ) dependiente con a frecuencia  $\omega$  entonces en el aire donde  $\sigma=0$ , la ecuación 2.13 puede ser reescrita de la siguiente manera:

$$\nabla^2 E + \omega^2 \mu_0 \varepsilon E = 0 \quad (51)$$

Asi la señal electromagnética en el aire viaja como una onda, debido a que la corriente de conducción puede ser ignorada debido a la extrema alta resistividad del aire ( $\sim 10^9 \Omega m$ ) comparado con la resistividad del suelo ( $10^{-1} - 10^5 \Omega m$ ). Debido al gran contraste de resistividad en la interfase Tierra-aire, la mayoría de las ondas incidentes EM son reflejadas de la superficie. Solo una pequeña fracción de la señal penetra donde los campos EM viajan por difusión, no como onda. A frecuencias más bajas de 100kHz, las corrientes de desplazamiento pueden ser despreciadas como si fueran lo suficientemente pequeñas comparadas con las corrientes de conducción

$$(\omega^2 \mu_0 \varepsilon \ll \omega \mu_0 \sigma) \quad (52)$$

Por lo tanto, la propagación de señal EM en la Tierra puede ser considerada como un proceso de difusión. Además, las variaciones en la permeabilidad magnética de las rocas son despreciables comparadas con las variaciones en la resistividad eléctrica (Zhdanov y Keller, 1994). Por lo que, valores de espacio libres de  $\varepsilon$  y  $\mu$  se asumen que son constantes dentro de la tierra ( $\varepsilon = \varepsilon_0 = 8.85 \times 10^{-12}$  F/m y  $\mu = \mu_0 = 1.2566 \times 10^{-6}$  H/m). Por lo tanto, se puede demostrar que el campo eléctrico en la Tierra es dado por difusión

$$\nabla^2 E = i\omega \mu_0 \sigma E \quad (53)$$

También se puede demostrar que el campo magnético satisface una ecuación similar de difusión

$$\nabla^2 B = i\omega\mu_0\sigma B \quad (54)$$

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

### 5.5. Difusión electromagnética en la Tierra

La permitividad, resistividad y permeabilidad de un medio son afectados por como la onda EM viaja a través de un medio. La relación entre estas propiedades y los campos eléctricos y magnéticos son dados por las relaciones siguientes:

$$J = \sigma E \quad (55)$$

$$B = \mu H \quad (56)$$

$$D = \epsilon E + P \quad (57)$$

Donde  $H$  es la fuerza del campo,  $D$  es el desplazamiento del campo eléctrico, y  $P$  es la densidad de polarización. Estas tres relaciones constituyen la relación de resistividad, permeabilidad y permitividad a los campos eléctricos y magnéticos descritos por las ecuaciones de Maxwell.

La primera de relación muestra que el campo eléctrico y la densidad total de corriente son relacionadas a través de la resistividad eléctrica del medio. Esto significa que la resistividad eléctrica (o la conductividad) es una medida que muestra que tan fácil puede una corriente fluir a través de un medio.

La segunda ecuación relaciona la fuerza del campo magnético y la densidad del flujo magnético a través de la permeabilidad del medio. Esta relación muestra que la densidad del flujo magnético depende en que tan fácil el medio es magnetizado (en definición de permeabilidad) y la fuerza del campo magnético.

La última relación muestra que el desplazamiento del campo eléctrico es dependiente de la densidad de polarización y el campo eléctrico junto con la permitividad del medio. El termino

poralización representa la divergencia asociada con un cambio adecuado (carga eléctrica confinada a un átomo o una molécula) en un material, y la permitividad representa la divergencia asociada con la facilidad de un material en transmitir un campo eléctrico.

En general, estos tres valores (resistividad, permeabilidad y permitividad) cambian en la Tierra, pero en práctica, la variación en resistividad eléctrica es mucho más grande que las variaciones en los otros dos parámetros. Debido a esto, valores en espacios libres para permeabilidad ( $\mu_0$ ) y permitividad ( $\epsilon_0$ ) son usados, y se asume que no varían con su localización en la superficie.

### 5.6. Resistividad aparente, fase y profundidad de penetración

$$\rho_{xy} = \frac{1}{\omega\mu} \left| \frac{E_x}{H_y} \right|^2 = \frac{1}{\omega\mu} |Z_{xy}|^2 \quad (58)$$

Esta ecuación describe matemáticamente la base fundamental del método MT como lo descubrieron Tikhonov (1950) y Cagniard (1953), relacionando los radios medidos en la superficie de los campos EM (definidos como impedancia EM,  $Z$ ) a la subsuperficie de resistividad eléctrica. Para un semi-espacio homogéneo, la medición de resistividad es igual al volumen real de la resistividad del subsuelo. Sin embargo, para una Tierra no-uniforme, este estimado resulta correctamente referido como resistividad aparente  $\rho_a$ , definido como el promedio de resistividad sobre un hemisferio de radio igual al skin depth. Así la ecuación comúnmente es expresada en forma general como:

$$\rho_a = \frac{1}{\omega\mu} |Z|^2 \quad (59)$$

La profundidad de penetración es una medición de frecuencia dependiente de la distancia en que los campos EM se difunden a un medio conductivo. Se definen como la distancia en la superficie donde la amplitud de los campos electromagnéticos se reducen a factor de  $1/e$  (Griffiths, 1999) de la ecuación 3.19, la profundidad de penetración se expresa como:

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu\sigma}} = \sqrt{\frac{\rho T}{\pi\mu}} \quad (60)$$

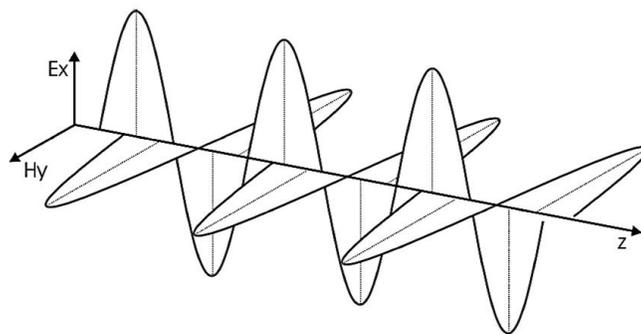
Indicando que señales de largo periodo EM penetran a mayor profundidad que un medio resistivo. En contraste, reduciendo el periodo de la señal e incrementando la conductividad decrece la profundidad de penetración. Relaciona la resistividad con la profundidad en señal de frecuencia, o su equivalente, en periodo. Por lo tanto MT es una técnica de sondeo.

El elemento fase del tensor de impedancia constituye la diferencia de fase entre las componentes de los campos eléctricos y magnéticos y es descrita como:

$$\phi_{ij} = \tan^{-1} \left[ \frac{\text{Im}(Z_{ij})}{\text{Re}(Z_{ij})} \right] \quad (61)$$

Donde  $\text{Im}(Z_{ij})$  representa la parte imaginaria del tensor impedancia y  $\text{Re}(Z_{ij})$  la parte real.

En una Tierra homogénea la diferencia de fase de los campos electromagnéticos es de  $45^\circ$ , pero este valor en un medio 1D aumenta cuando las ondas atraviesan materiales conductivos y decae cuando penetra capas menos conductivas (Lazaeta, 2001). Por lo tanto la constante de propagación es compleja y el cambio de fase existirá entre las componentes eléctricas y magnéticas de la onda EM.



*Figura 20. Onda transversal electromagnética con  $60^\circ$  de cambio de fase entre las componentes eléctricas y magnéticas. En bajas frecuencias de medición de MT, el desplazamiento de corriente resulta discriminatorio y los campos EM se propagan vía difusión. Sin embargo, el concepto de fase resulta fácilmente ilustrado por ondas transversales. Modificado de Jiracek, S.F.*

## 5.7. Tensor de impedancia electromagnética

Para un sistema coordinado donde x es norte, y-este y z-abajo, la relación entre los campos eléctricos y magnéticos de las ondas planas generadas por la ionosfera pueden describirse como:

$$Z = \frac{E_x}{H_y} \quad (62)$$

Donde Z es la impedancia característica,  $E_x$  intensidad del campo eléctrico (norte en mV/km y  $H_y$  es la intensidad del campo magnético en  $\gamma$  ( $10^{-5}$ Oe).

Bien la Tierra no es un medio homogéneo e isotrópico, es bien sabido que la resistividad de la Tierra está relacionada con las características de impedancia con la relación:

$$\rho = 0.2T |Z|^2 = 0.2T \left| \frac{E_x}{H_y} \right| \quad (63)$$

Donde  $\rho$  es la resistividad en  $\Omega\text{m}$  y T es tiempo en segundos.

En el caso de un medio en capas horizontales (o unidimensionales) la ecuación anterior se convierte en resistividad aparente, en donde es dependiente de la frecuencia.

En regiones donde el medio realístico cuya estructura es más complejo que capas planas horizontales, el acoplamiento entre los campos eléctricos y magnéticos resulta más complicado. Un caso donde el campo eléctrico puede distorsionarse fuertemente debido a una heterogeneidad lateral mientras que el campo magnético puede ser afectado levemente. Los campos eléctricos son por lo tanto localmente poralizado  $90^\circ$  al campo magnético regional. El resultado en un acoplamiento lineal de cada componente del campo eléctrico en combinación de ambas componentes del campo magnético de la siguiente forma:

$$E_x = aH_x + bH_y \quad (64)$$

Donde  $a$  y  $b$  son los coeficientes de acoplamiento, los cuales como era de esperarse, dependen de su posición, dirección coordinada, periodo, geometría y propiedades eléctricas de la heterogeneidad lateral.

Definiendo el tensor de impedancia de la siguiente manera:

$$[Z] = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \quad (65)$$

Por lo que podemos generalizar:

$$E = [Z] * H \quad (66)$$

o

$$E_x = Z_{xx}H_x + Z_{yx}H_y \quad (67)$$

y

$$E_y = Z_{yx}H_x + Z_{yy}H_y \quad (68)$$

Para un medio estrictamente bidimensional, Maxwell separa en dos modos (Cantwell, 1960; Koztun, 1961; Bostick y Smith, 1962). En un modo, E paralelo al strike depende solo del H-perpendicular al strike, y el otro modo e-perpendicular al strike depende solo del H-paralelo al strike.

En este caso el tensor se desacopla en dos modos

$$E'_x = Z'_{xy}H'_y \quad \text{y} \quad E'_y = Z'_{yx}H'_x \quad (69)$$

Donde los ejes medidos (X,Y) son paralelos y perpendicularmente alineados al strike. Esta orientación especial es conocido como sistema coordenado y  $Z'_{xy}$  y  $Z'_{yx}$  son valores principales de impedancia.

Para orientaciones arbitrarias la medición de los ejes lejos de las direcciones principales encontradas, se espera un acoplamiento linear en cada componente eléctrica de las componentes magnéticas.

Rotando las nuevas coordenadas medidas, los nuevos elementos del tensor expresados en términos de los valores principales ( $Z'_{xy}$  y  $Z'_{yx}$ ) y la rotación del ángulo  $\theta$  son:

$$Z_{xx} = (Z'_{xy} + Z'_{yx}) \sin 2\theta / 2 \quad (70)$$

$$Z_{xy} = Z'_{xy} - (Z'_{xy} + Z'_{yx}) \sin^2 \theta \quad (71)$$

$$Z_{yx} = Z'_{yx} - (Z'_{xy} + Z'_{yx}) \sin^2 \theta \quad (72)$$

$$Z_{yy} = -(Z'_{xy} + Z'_{yx}) \sin 2\theta / 2 \quad (73)$$

Durante la rotación de 180° los elementos no-diagonales ( $Z_{xy}, Z_{yx}$ ) pasando de un máximo a un mínimo. Mientras que los elementos de la diagonal ( $Z_{xx}, Z_{yy}$ ) pasan por dos mínimos. Para una situación puramente bidimensional los elementos de la diagonal pasan de 0 cada vez que el sistema coordenado pasa por la dirección principal. El valor de los elementos de la no diagonal ( $Z'_{xy}, Z'_{yx}$ ) en el coordenado principal son usados para determinar los valores de las resistividades principales ( $\rho'_{xy}, \rho'_{yx}$ ) en el que uno es el máximo y el otro el mínimo.

### 5.8. Tipper

La relación entre las componentes del campo de un solo sitio es sistemáticamente contenida en la *impedancia* y el *tipper*. Cantidades en donde la estructura conductora es interpretada. El “tipper” magnetotelúrico u “operador de inclinación” es calculado de la componente vertical del campo magnético y muestra la relación entre el campo magnético vertical y el campo magnético horizontal el cual es sensible a los cambios laterales de conductividad, su magnitud es una medición de la “inflexión” del campo magnético fuera del plano horizontal (Vozoff, 1991). Asumimos que  $H_z$  que es linealmente relacionado con  $H_x$  y  $H_y$  por:

$$H_z = T_x H_x + T_y H_y \quad (74)$$

Su magnitud es definida por:

$$|T| = \sqrt{|T_x|^2 + |T_y|^2} \quad (75)$$

Y es proporcional a la intensidad de concentración de corriente que resulta de los campos verticales (Jones y Price, 1970).

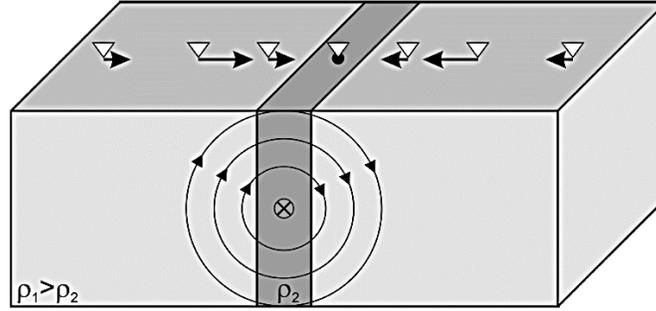


Figura 21. Vectores de inducción (componente real, convención de Parkinson). Flechas oscuras denotan los vectores de inducción y anillos circulares muestran las líneas del campo magnético en un punto. Tomado de Simpson, 2005.

Las componentes del tipper  $T_x$  y  $T_y$  son estimados por la medición de  $H_z$ ,  $H_x$ , y  $H_y$  por mínimos cuadrados tal como las estimaciones de impedancia fueron realizados. Multiplicando la ecuación de relación lineal con  $H_x$  y  $H_y$  por  $H_x^*$  y  $H_y^*$ , y tomando el promedio de varios registros tenemos que:

$$\overline{H_z H_x^*} = T_x \overline{H_x H_x^*} + T_y \overline{H_y H_x^*} \quad (76)$$

$$\overline{H_z H_y^*} = T_x \overline{H_x H_y^*} + T_y \overline{H_y H_y^*} \quad (77)$$

Que pueden resolverse para  $T_x$  y  $T_y$ . Las dos componentes del tipper,  $T_x$  y  $T_y$  son cero debido a la suposición de que la incidencia de los campos electromagnéticos es perpendicular a la superficie de la Tierra, y en un modelo 1D estos campos no cambian de dirección a profundidad. Típicamente incrementa entre valores 0.1 a 0.5 y rara vez se acerca a 1, en respuesta a estructuras verticales y subverticales. El strike del tipper es usado para resolver ambigüedades de 90 grados en el ángulo de rotación impedancia. La coherencia  $H_z H_x$  y  $H_z H_y$  es medida de la relación señal-ruido del campo magnético vertical con respecto a cada uno de los ortogonales, direcciones horizontales del campo magnético. Los valores son normalizados entre 0 y 1; valores 0.5 significa niveles iguales a los niveles de ruido. Las tres componentes del campo magnético vertical proveen un análisis de la señal-ruido de los valores medidos en magnitud del tipper y tipper strike.

En caso 2D, la conductividad varia a lo largo de la dirección  $y$ , por lo tanto, el tipper es diferente de cero, y se relaciona con la componente horizontal y del campo magnético.

$$\bar{T}_{2D} = (0, \hat{T}_y) = (0, B_z / B_y) \quad (78)$$

De acuerdo con la convención de Parkinson, la fecha de conducción apunta hacia la zona de máxima conductividad.

Las funciones de transferencia en un medio 3D toman la forma general con todos los componentes diferentes a cero, debido a que  $M_{xx}$  y  $M_{yy}$  no son nulos. No existe dirección de rotación en donde las componentes de la diagonal del tensor magnetoteléurico o cualquier componente del vector del tipper puedan desvanecerse.

### 5.9. Procesamiento y edición de datos MT

Dentro de método Magnetoteléurico se destacan numerosas técnicas de procesamiento y modelamiento de información que buscan encontrar la respuesta geoelectrica del medio. Las series de tiempo recolectadas de los sondeos MT pueden abarcar fácilmente varios Gigabytes, los datos que finalmente serán interpretados con modelos numéricos los cuales están compuestos de varios cientos de números por sitio que representan funciones transferidas dependientes de las frecuencias, esta reducción es conocida como “procesamiento de datos”.

Los datos experimentales de los campos electromagnéticos se registran en función del tiempo, pero la teoría del método magnetoteléuricos se ha desarrollado en el dominio de frecuencias. Para obtener la información acerca de las estructuras en el subsuelo es necesario transformar los datos experimentales al dominio frecuencia. Existen varios métodos para obtener el tensor de impedancias en el dominio frecuencia a partir de las series temporales. Diferencia esencial entre uno y otro es la forma de minimizar las discrepancias entre las observaciones y los resultados.

El objetivo del procesamiento de datos es extraer un conjunto de funciones respuesta de la señal de series de tiempo. La reducción de los datos de medición de las series de tiempo para la estimación de la función de la impedancia electromagnética en dominio de la frecuencia es determinada por el procesamiento de las series de tiempo. La impedancia electromagnética describe la respuesta de la Tierra (la variación del campo eléctrico con el tiempo) a proceso de entrada (variación del campo magnético respecto al tiempo). Los registros de las variaciones temporales de los campos

electromagnéticos están formados por una parte de señal y otra de ruido. Si los datos MT contienen ruido existen varios métodos desarrollados para obtener un estimado de la impedancia.

Una serie de tiempo puede contener información en muchos periodos, sin embargo, a varias profundidades de penetración, el primer paso para el procesamiento de datos involucra pasar del dominio del tiempo al dominio de las frecuencias por medio de la Transformada de Fourier. Esta reducción organiza los datos apilados dentro de bandas espectrales en dominio de la frecuencia. Para calcular el tensor de impedancias se divide la serie temporal en segmentos. La elección de la longitud de un segmento es un compromiso entre el número de frecuencias contenido en el segmento y el número total de segmentos de la serie temporal. Por un lado, la frecuencia de muestreo y la longitud de cada segmento (Nyquist) marcan los límites de las frecuencias que se puedan distinguir. Por lo tanto, en cuanto más larga la serie temporal más frecuencias pueden ser reconocidas. Por lo tanto el tensor de impedancias involucra parámetros estadísticos, por lo que es importante disponer de un número elevado de segmentos para mejorar las estimaciones.

Como resultado final del procesado de las series temporales se obtiene los valores de la impedancia y a partir de esta, las resistividades aparentes y fases para cada frecuencia.

## **5.10. Procesado de series de tiempo**

El procesado de datos magnetotélúricos involucra conceptos como teoría electromagnética, análisis series de tiempo y sistemas lineales para reducir las variaciones naturales del campo magnético y eléctrico adquiridas a formas más adecuadas para estudiar las propiedades eléctricas del interior de la Tierra. Existen varios métodos de análisis espectral de series de tiempo que pueden ser usados para estimar coeficientes complejos espectrales de diversas cantidades de campos medidos. Estos a su vez son usados para estimar la naturaleza de las funciones de transferencia del tensor de impedancia.

### **5.10.1. Análisis espectral de las series de tiempo**

Debido a que la interpretación de datos magnetotélúricos es comúnmente hecha en el dominio de las frecuencias, es importante el análisis espectral del conjunto de datos en el procesamiento de

datos. Esto implica la creación de series de tiempo  $x_j$ , por muestreo de señal  $x(t)$ , en términos iguales de tiempo  $\Delta t$ , de  $j=1$  a  $N$ , donde  $T_0=(N-1) \Delta t$  es la duración de la señal.

Existen numerosas técnicas para transformar series de tiempo a información espectral en el dominio de las frecuencias. Sin embargo en principio, estos tres métodos resultan equivalentes, debido a que son el resultado de las componentes de Fourier de los datos obtenidos, en la práctica existen diferencias significativas que dependen del carácter de la señal u de los supuestos subyacentes sobre la naturaleza de los datos.

### 5.10.2. Análisis de armónicos de Fourier

La suposición fundamental en el análisis de armónicos de Fourier es que las series de tiempo de longitud  $T_0$  es cíclico o periódico con periodo fundamental  $T_0$ , de tal manera que  $x(t)=x(t+ T_0)$ . Esto supone el estricto contraste de espaciamiento entre armónicos así como implicar limitaciones estrictas que cada sección de grabación puede ser óptimamente sobre su longitud  $T_0$  por un número finito de armónicos. Esto se puede ver de la siguiente manera. En un intervalo de tiempo  $(-T_0/2, T_0/2)$  la función  $x(t)$  puede ser expresada como la suma de las series de Fourier:

$$(x)t = \sum_{k=-\infty}^{k=+\infty} X_k e^{ik\omega_0 t}, \omega_0 = \frac{2\pi}{T_0} \quad (79)$$

Donde  $X_k$  es dado por

$$X_k = \frac{1}{T_0} \int_{-\frac{T_0}{2}}^{\frac{T_0}{2}} x(t) e^{-ik\omega_0 t} dt \quad (80)$$

La amplitud de las líneas espectrales  $X_k$  son espaciadas en intervalos  $k/T_0$  a lo largo del eje de frecuencias, los cuales son armónicos a la longitud del registro  $T_0$ . Debido a que hemos adquirido eso la señal  $x(t)$  será limitada por bandas a frecuencias menos que la frecuencia de plegado  $(1/2\Delta t)$ , y por lo tanto  $T_0= (N - 1) \Delta t$ , el máximo armónico es  $k_{max}=(N - 1)/2$ . Sin embargo en la primera ecuación, ya que permitimos armónicos tanto positivos como negativos, así como el termino para  $k=0$ , el número total de armónicos necesitado es  $N$ , el mismo número de puntos de datos.

Fast-Fourier Transform (F.F.T.) es un algoritmo de alta velocidad para calcular los coeficientes complejos armónicos de Fourier  $N$  (Cooley y Turkey, 1964; Bergland, 1969). Provee una forma

mejorada y rápida comparada con técnicas convencionales. Sin embargo no se obtiene nueva información.

### 5.10.3. Análisis transitorio de Fourier

Es una forma de representar adecuadamente las series de tiempo durante todos los tiempos (no solo la longitud del tiempo  $T_0$ ), presenta no solo los tiempos espectrales en múltiplos discretos de frecuencias fundamentales, sino en todas las frecuencias entre estas, se obtiene un espectro continuo que puede ser calculado por el par de transformada de Fourier:

$$x(t) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} X(\omega) e^{i\omega t} d\omega \quad (81)$$

$$X(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t) e^{-i\omega t} dt \quad (82)$$

Fourier permite calcular los valores de impedancia, que consisten en una serie de picos del espectro a lo largo del eje de las frecuencias en intervalos de  $1/T_0$ , el espectro de una función transitorio es una función continua de energía. Ha sido de gran utilidad en periodos largos donde se quiera tener un promedio de las componentes del espectro sobre una banda con ancho finito pero encontrar los armónicos de F.F.T. que se encuentran ampliamente espaciados. El coeficiente de Fourier en intervalos puede ser promediado sobre un ancho de banda deseado, proviniendo solamente de un suavizado del espectro por el promedio para ser significativa.

### 5.10.4. Análisis espectral de potencia

Refiere transformada de Fourier utilizada por un algoritmo con funciones de auto correlación o correlación cruzada en el dominio del tiempo (Blackman y Turkey, 1959; Jenkins y Watts, 1968). No fue sino hasta los años 60's que fue aplicada al procesamiento de datos magnetotelúricos.

Jenkins (1961) observa tres tipos de series de tiempo (1) aquellas que exhiben propiedades estacionarios sobre periodos bastante largos... (2) aquellos que son razonablemente estacionarios si se examinan sobre un periodo suficientemente corto... (3) aquellos con asunciones estacionarias se manifiestan como *falso*. Es la última categoría donde el investigador aplica el criterio de estadística teórica a datos reales de series de tiempo.

El hecho de que ciertas series de tiempo son más transitorias que estacionarias no excluye la posibilidad del análisis espectro-energía. Las funciones de correlación y transformadas de Fourier son bien definidas para las transitorias. (Lee, 1963).

La función de correlación cruzada de dos señales transitorias,  $x(t)$  y  $y(t)$ , son definidas como:

$$P_{xy}(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} x(t)y(t+\tau)dt \quad (83)$$

Donde posee la transformada de Fourier (llamada espectro de densidad de energía cruzada):

$$P_{xy}(\omega) = \int_{-\infty}^{\infty} P_{xy}(\tau)e^{-i\omega\tau} d\tau \quad (84)$$

Rescribiendo  $y(t+\tau)$  en la ecuación en transformada de Fourier:

$$y(t+\tau) = \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} Y(\omega)e^{i\omega(t+\tau)}d\omega \quad (85)$$

### 5.10.5. Filtro pasa bandas

El motivo para usar filtros digitales pasa bandas es el incorporar a análisis espectral como función de tiempo, la selección de las secciones del registro que tienen altos niveles y rechazar secciones que tienen bajos niveles de señal. Las implicaciones de estas técnicas se desarrollaron de trabajos de Swift (1967) y Morrison et al. (1968).

Existen tres algoritmos populares para el cálculo de filtros pasa-bandas.

- (1) Convolución entre las entradas de series de tiempo y la respuesta del impulso del filtro.
- (2) Técnicas recursivas usando propiedades de la transformada-z.
- (3) Usando F.F.T. para transformar las series de tiempo a dominio de la frecuencia, después multiplicar por una respuesta del filtro complejo *the product back* al dominio del tiempo.

Esta técnica no ha sido usada en la literatura MT.

El filtro deconvolución es un algoritmo basado en la convolución integral:

$$y(t) = \int_{-\infty}^{\infty} h(t-\tau)x(\tau)d\tau \quad (86)$$

El filtrado de convoluciones es un algoritmo basado en la convolución integral donde  $x(t)$  es la serie de tiempo original,  $h(t)$  es la función de respuesta al impulso y  $y(t)$  es la salida de la operación de filtrado.

La técnica del filtro recursivo digital es simplemente la aplicación del algoritmo de alta velocidad que se basa en propiedades especiales de la transformada-z de las series de tiempo muestreadas. Una suposición subyacente es que la serie de tiempo es discreta y periódica en tiempo (con periodo  $T_0$ ) y el espectro de frecuencia es discreta y periódica en frecuencia (con el doble de periodo de la frecuencia plegable). La teoría de la transformada-z es dado por Jury (1964).

La Fig. 22 se ilustra las características del plano-z de una función de filtro. La transformada-z de la función de filtro consiste de dos polos simétricos son respecto al origen. El desplazamiento de cada polo es una medición de la selectividad de la respuesta del filtro. La operación recursiva de la función del filtro en datos crudos genera la serie de salida filtrada.

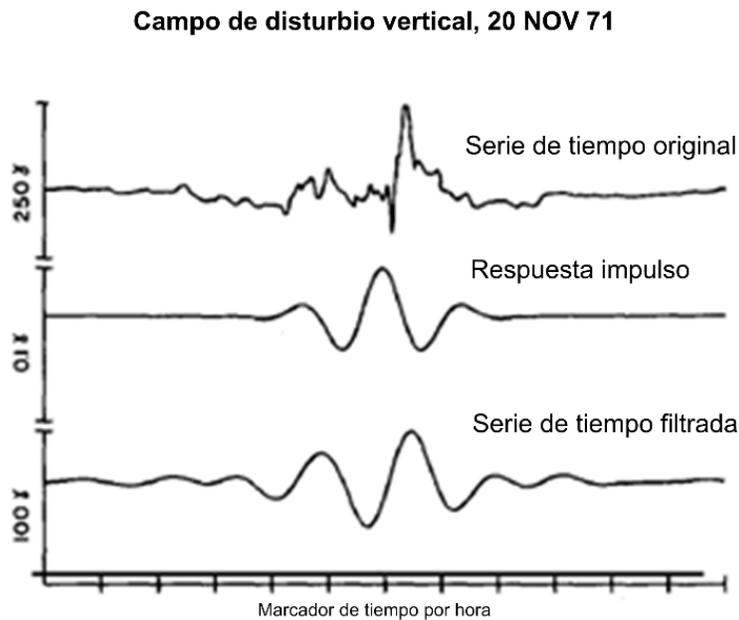


Figura 22. La primera ventaja de filtros digitales recursivos es la generación de un algoritmo más veloz desde la salida de un filtro recursivo. Otra ventaja importante es limpiar los datos para la inspección visual de calidad y correlación. Simpson, 2005.

### 5.11. Estimación de dos series de datos independientes

Cantwell (1960) propone un método para estimar los elementos del tensor tomando la transformada de Fourier de dos grupos de datos  $e_x$ ,  $e_y$ ,  $h_x$  y  $h_y$ . las componentes del campo eléctrico en la dirección-x pueden escribirse en su estimado espectral para ambos conjuntos de datos como:

$$E_x^I = Z_{xx} H_x^I + Z_{xy} H_y^I \quad (87)$$

$$E_x^{II} = Z_{xx} H_x^{II} + Z_{xy} H_y^{II} \quad (88)$$

Las dos ecuaciones pueden ser resueltas por  $Z_{xx}$  y  $Z_{xy}$ . En una manera similar, otro conjunto de ecuaciones puede ser resulta por  $Z_{yx}$  y  $Z_{yy}$ .

Bostick y Smith (1962) proponen un enfoque alternativo donde la transformada de Fourier (20) es remplazada por un espectro de auto-poder y productos cruzados usando el enfoque de Blackman y Tukey (1959).

$$P_{h_x e_x}^I = Z_{xx} P_{h_x h_x}^I + Z_{xy} P_{h_x h_y}^I \quad (89)$$

$$P_{h_x e_x}^{II} = Z_{xx} P_{h_x h_x}^{II} + Z_{xy} P_{h_x h_y}^{II} \quad (90)$$

Donde para el primer conjunto de datos, los productos cruzados entre las series de tiempo  $h_x(t)$  y  $e_x(t)$ . Grillot (1973) desarrolla una tercera variación por un filtrado de pasa bandas en cada serie de tiempo  $e_x(t)$ ,  $e_y(t)$ ,  $h_x(t)$ ,  $h_y(t)$  usando filtros recursivos teniendo selectividad en orden de 0.1 en poralización horizontal del campo magnético son graficadas por diferentes eventos de señal. Dos eventos son seleccionados teniendo diferente poralización y cada componente de la transformada de Fourier es calculada en el periodo central del filtro sobre cuatro ciclos del evento. Estos coeficientes de Fourier son substituidos en 20 para determinar los elementos del tensor.

### 5.12. Dimensionalidad geoeléctrica del tensor de impedancia

El análisis de datos MT es un procedimiento común para inferir las principales propiedades de las estructuras geoeléctricas de la superficie como es la dirección de strike o la presencia de cuerpos superficiales de distorsión a profundidad. La descomposición del tensor de impedancias MT ha sido considerado como una herramienta muy útil (Bahr, 1991). Provee información de la variación de dirección del strike a profundidad, información que puede ser correlacionado con diferentes procesos y estructuras en el interior de la Tierra (Martí, et al., 2005).

La mayoría de los métodos para descifrar la dimensionalidad de las estructuras geoelectrónica están basadas en los invariantes rotacionales, un conjunto de parámetros observados determinados de la descomposición del tensor de impedancia, que permite analizar la dimensionalidad, la variación del strike a profundidad, el medio en el que estamos presentes y la estructuras principales en donde estamos trabajando (e.g. Martí, 2005). Diferentes conjuntos de invariantes rotacionales han sido propuestos con categorías particulares de dimensionalidad (Swift 1967; Berdichevsky y Dmitriev, 1976; Bahr, 1988; Bahr, 1991; Lilley, 1993, 1998a, 1998b. Sischer y Masero (1994) argumentaron la existencia de ocho invariantes, siete independientes y uno dependiente. Szarke y Menvielle (1997) determinó un conjunto de invariantes del tensor MT y sugirió su uso para una interpretación dimensional compacta. Weaver et al. (2000) provee un método mediante el cual la dimensionalidad es caracterizada en términos de la anulación de algunos invariantes.

En caso general, las componentes horizontales del campo eléctrico y magnético ( $E_x$ ,  $E_y$ ,  $B_x$  y  $B_y$ ) pueden ser relacionados a través del tensor de impedancias. En el dominio de las frecuencias, el tensor de impedancias  $\mathbf{Z}$  es definido como

$$\mathbf{E}(w) = \mathbf{Z}(w)\mathbf{H}(w) \quad (91)$$

La impedancia es conocida como función de transferencia, debido a que describe la conexión de frecuencias dependiente entre la entrada (campo magnético) y la salida (campo eléctrico) del sistema lineal e invariante de tiempo. En general la impedancia representa el tensor en cantidad y es expresado como (Sims et al. 1971),

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (92)$$

Bajo un ángulo de rotación arbitrario  $\theta$  alrededor del eje  $z$ , el marco de referencia  $xyz$ , es transformado a  $x'y'z'$ . Por lo tanto el tensor puede ser definido en un nuevo marco de referencia como:  $M' = R_\theta M R_\theta^T$ . Las propiedades rotacionales del tensor MT constan de un tensor 2x2 que contiene variables reales e independientes. Szarka y Menvielle (1997) sugirieron siete valores invariables rotacionales reales e independientes. Existen en total siete invariantes rotacionales, algunas de ellas han sido usadas para el estudio de propiedades particulares del tensor MT y otras magnitudes relacionadas a las propiedades medidas de los campos electromagnéticos. Cuando el tensor medido corresponde a una estructura con dimensionalidad geoelectrónica 2-D, los ejes

medidos  $(x,y,z)$  pueden ser rotados a un ángulo  $\theta$  (ángulo strike) teniendo nuevos ejes  $(x' \text{ o } y')$  que coinciden con la dirección strike de la estructura geoelectrica.

La determinación de la dirección del strike geoelectrico y la caracterización de la dimensionalidad es un paso importante en el análisis de datos MT debido a que a partir de estos resultados será entonces la estrategia a elegir en el modelamiento basado en la dimensionalidad. Inversión 1-D y 2-D son parcialmente y relativamente simples en datos MT. Sin embargo, si los datos tienen un comportamiento 3-D existe una complicación computacional además de la existencia de pocos algoritmos de inversión públicamente a disposición. Sin embargo, pueden ser interpretados con inversiones 2-D. En esta situación, el análisis de dimensionalidad es usado para medir la validez de los modelos 2-D, se puede demostrar que para datos 3-D con algoritmo 2-D puede ser aceptable en algunos casos donde algunos de los datos tienen un comportamiento 2-D (Wannamaker, 1999; Park y Mackie 2000; Ledo, 2005).

#### **5.12.1. Distorsión galvánica y corrimiento estático**

La medición de impedancia MT depende de las estructuras de la superficie. Bajas frecuencias de datos MT (periodo largo) corresponden a datos MT generados por inducción de los campos EM dentro de la Tierra son relacionados a estructuras regionales. Sin embargo, a escala muy pequeña estas estructuras pueden ser influidas por impedancias de efectos no-inductivos (galvánicos). Esta distorsión inducida son frecuencias dependientes y puede ser clasificada como tensor complejo. En contraste, distorsión no-inductiva, comúnmente dicha como efecto galvánico, puede ser descrita como tensor de distorsión real que solo afecta a la magnitud de los datos MT (Bahr, 1998; Jiracek, 1990; Chave y Smith, 1994; Smith, 1995; McNeice y Jones, 2001). Los efectos galvánicos ocurren cuando existe una heterogeneidad multidimensional cercana a la superficie de la Tierra con dimensiones y profundidades menores a la profundidad de penetración de las ondas electromagnéticas.

Al paso de corriente por cuerpos anómalos con resistividad menor a la del medio que los rodea existe una canalización de esta energía, por lo que la resistividad es superior obligando a las corrientes circular alrededor de este, esta distorsión de los campos eléctricos provoca una heterogeneidad. Por lo tanto, el campo eléctrico medido ( $E_m$ ) en presencia de un cuerpo anómalo se descompone en campo regional ( $E_0$ ) más un campo provocado por la estructura anómala ( $E_a$ ).

Price (1973) demostró que el campo anómalo es proporcional al campo regional:

$$E_a = \begin{pmatrix} c_{xx} & c_{xy} \\ c_{yx} & c_{yy} \end{pmatrix} * E_0 \quad (93)$$

Por lo que el campo medido o total será:

$$E_a = E_0 + \begin{pmatrix} c_{xx} & c_{xy} \\ c_{yx} & c_{yy} \end{pmatrix} * E_0 \quad (94)$$

$$= 1 + \begin{pmatrix} c_{xx} & c_{xy} \\ c_{yx} & 1 + c_{yy} \end{pmatrix} * E_0 \quad (95)$$

$$= \overline{C} * E_0 \quad (96)$$

$\overline{C}$  es el tensor de distorsión galvánica. El tensor de impedancias será dado por:

$$\overline{E}m = Zm * B_0 \quad (97)$$

$$\overline{C} * E_0 = Zm * B_0 \quad (98)$$

Donde  $\overline{Z}m$  es el tensor de impedancias medido y  $B_0$  es el campo magnético regional. En caso de no existir distorsión galvánica el tensor de impedancias regional sería:

$$\overline{Z}m = \overline{C} * \overline{Z}_0 \quad (99)$$

Su expresión en componentes sería:

$$\begin{pmatrix} Zm_{xx} & Zm_{xy} \\ Zm_{yx} & Zm_{yy} \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} C_{xx} & C_{xy} \\ C_{yx} & C_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} Z_{0,xx} & Z_{0,xy} \\ Z_{0,yx} & Z_{0,yy} \end{pmatrix} \quad (100)$$

Por lo que las componentes del tensor de impedancias resultan ser una combinación lineal de las componentes del tensor de impedancias regional y los factores de distorsión.

Define el tensor de distorsión es definido por aquellos elementos que son reales y frecuencia independiente (Groom y Bahr, 1992; Chave y Smith, 1994). La relación entre el tensor regional ( $\mathbf{Z}_R$ ) y el observado ( $\mathbf{Z}$ ) se convierte

$$\mathbf{Z} = D\mathbf{Z}_R \quad (101)$$

Uno de los más comunes métodos para remover estos efectos de distorsión y recuperar el tensor regional es el método descomposición de Groom y Bailey (1991). Para eliminar la distorsión galvánica se requiere la determinación de  $\mathbf{Z}_R$  del tensor medido  $\mathbf{Z}$ . Como consecuencia de la distorsión galvánica, la medición del tensor de impedancia puede mostrar una forma 3D

### 5.12.2. Modelo de Swift

La dimensionalidad e información direccional puede ser extraída del tensor de impedancia usando diferentes métodos. En datos MT libres de ruido, las componentes diagonales del tensor de impedancia ( $\mathbf{Z}'$ ) son iguales a cero cuando se rota al ángulo del strike regional. En datos reales, la desviación de una situación ideal 2-D requiere encontrar el strike ideal que minimice los elementos de la diagonal ( $Z_{xx}$  y  $Z_{yy}$ ) o maximice los elementos de no-diagonales del tensor de impedancia ( $Z_{xy}$  y  $Z_{yx}$ ), (Swift, 1967).

Cuando la medición del tensor corresponde a una dimensionalidad 2D de la estructura geoelectrica, la medición de los ejes (x,y,z) pueden ser rotados a un ángulo  $\theta$  (strike) donde el nuevo eje ( $x'$  o  $y'$ ) coincide con la dirección de este ángulo de la estructura geoelectrica. En consecuencia el tensor  $M'$  tendrá forma no-diagonal.

El ángulo strike puede ser determinado para un tensor MT 2D por medio de las ecuaciones 99 y 100 igualando a cero.

$$M'_{xx} = M_{xx} \cos^2 \alpha + M_{yy} \sin^2 \alpha + (M_{xy} + M_{yx}) \sin \alpha \cos \alpha \quad (102)$$

$$M'_{xy} = -(M_{xx} + M_{yy}) \sin \alpha \cos \alpha + M_{xy} \cos^2 \alpha + M_{yx} \sin^2 \alpha \quad (103)$$

En la naturaleza los tensores MT 2D no son estrictamente no-diagonal y resulta necesarias otras estrategias para obtener la aproximación más segura de la dirección de strike.

La aproximación más común de los componentes del tensor MT no-diagonales y de la minimización de las diagonales, es usando la suma de los módulos cuadrados de estos componentes (Vozoff, 1972)

$$|M'_{xy}(\theta)|^2 + |M'_{yx}(\theta)|^2 = \text{máximo} \quad (104)$$

$$|M'_{xx}(\theta)|^2 + |M'_{yy}(\theta)|^2 = \text{mínimo} \quad (105)$$

El ángulo strike resultante, conocido como ángulo de Swift (Swift, 1967)

$$\tan(4\theta) = \frac{2 * \text{Re}(D_1 S_2)}{|D_1|^2 - |S_2|^2} \quad (106)$$

Donde  $D_1 = M_{xx} - M_{yy}$  y  $S_2 = M_{xy} + M_{yx}$  son el resto de las impedancias modificadas (Vozoff, 1991) que no son invariantes rotacionales.

De las impedancias modificadas  $S_1$  y  $D_2$ , invariantes rotacionales puede ser definido el skew de Swift. Relaciona los componentes diagonales y no-diagonales del tensor MT y cuantifica la precisión en el que el tensor MT puede representar una estructura 2D:

$$K = \frac{|S_1|}{|D_2|} \quad (107)$$

Si el valor K es pequeño, la hipótesis 2D es válida, por lo tanto el ángulo de Swift indicara la dirección de strike. De otra manera, el tensor corresponderá a otro tipo de estructura.

### 5.12.3. Modelo de superposición de Bahr

Bahr (1991) fue el primer autor quien presento la clasificación de los tipos de distorsión que afectan a las estructuras regionales cuantificando los cuatro valores de los parámetros de rotación invariante  $k$  (Swift skew),  $\mu$ ,  $\eta$ , (skew regional de la fase sensitiva skew) y  $\Sigma$ . El modelo de Bahr asume que la medición del tensor de impedancia es el producto de heterogeneidades 3-D sobre una estructura regional 1-D o 2-D. Por lo tanto, la meta es determinar la dirección del strike geoelectrico de la estructura regional libre de perturbaciones 3-D. Para encontrar el strike geoelectrico Bahr se refiere a un strike sensible a la fase  $\alpha_b$ . Semejante al método de Swift, el modelo de Bahr usa diversas cantidades para caracterizar la dimensionalidad,  $\eta$  es la fase sensitiva skew,  $\mu$  es una medición

normalizada de la diferencia de fase entre las componentes del tensor de impedancia y  $\Sigma$  es la medición de salidas de una dimensión y puede exceder en 1 en presencia de distorsión galvánica.

Estos parámetros fueron derivados del tensor de impedancias ( $\underline{Z}=\mu_0 \cdot \underline{M}$ ), y las impedancias modificadas ( $S_1=Z_{xx}+Z_{yy}$ ,  $S_2=Z_{xy}+Z_{yx}$ ,  $D_1=Z_{xx}-Z_{yy}$ ,  $D_2=Z_{xy}-Z_{yx}$ ):

$$K = \frac{|S_1|}{|D_2|} \quad (108)$$

$$\mu = \frac{([\underline{D}_1, \underline{S}_2] + [\underline{S}_1, \underline{D}_2])^{1/2}}{|D_2|} \quad (109)$$

$$\eta = \frac{([\underline{D}_1, \underline{S}_2] - [\underline{S}_1, \underline{D}_2])^{1/2}}{|D_2|} \text{ (Skew regional)} \quad (110)$$

$$\Sigma = \frac{(\underline{D}_1^2 + \underline{S}_2^2)}{\underline{D}_2^2} \quad (111)$$

Los parámetros de Bahr son adimensionales;  $\mu$  y  $\eta$  son normalizados a la unidad, mientras que  $k$  y  $\Sigma$  pueden tener valores mayores a 1 en presencia de distorsión galvánica.  $K$  está relacionado con dimensiones 1D,  $\mu$  es la medida de diferencia de fase en el tensor MT,  $\eta$  indica si el tensor magnetotélúrico puede ser descrito como modelo superposición (una distorsión real de la matriz que representa una pequeña heterogeneidad 3D produciendo una distorsión galvánica multiplicando el tensor magnetotélúrico regional 1D o 2D: 3D/1D o 3D/2D) y también la medición de 3D.  $\Sigma$  está relacionado con 2D. Para medir el ángulo de la estructura regional se utiliza  $\text{tg}(2\theta)$ .

Si  $\eta > 0.3$  es considerado como datos 3-D. Sin embargo lo opuesto no es siempre verdad, es decir si  $\eta < 0.3$  esto no necesariamente implica 2-D. Otra información como la variación de los vectores de inducción y los ángulos del strike regional a lo largo de un perfil y en frecuencia deberán ser analizados (Bahr, 1988 y 1991; Simpson y Bahr, 2005).

## CAPITULO 6

### METODOLOGIA DE INVESTIGACION

Se aplicará una metodología compuesta por distintos métodos geofísicos (sondeos magnetotelúricos, magnetometría aérea, magnetometría terrestre y gravimetría) para poder determinar las propiedades físicas del terreno y de las estructuras dominantes que se encuentren presentes en el área de estudio, lo cual permitirá generar una caracterización ideal del medio. La información gravimétrica y magnetometría se empleará como apoyo en la interpretación de estructuras tanto de origen volcánico como tectónico; a partir de mediciones MT se podría definir con mayor exactitud la estructura profunda por contrastes de resistividad en modelos 2D y 3D en función a profundidad.

#### 6.1. Magnetometría Aérea

El uso de datos aeromagnéticos ha sido extenso en exploración, para mapeo de la estructura de basamento y su profundidad. La interpretación de mapas aeromagnéticos involucra la representación de estructuras de basamento y examinación de estructuras de variaciones litológicas, incluyen trazas de lineamientos regionales mayores, concentraciones altas locales (o densidades) de lineamiento. El método de prospección aeromagnética da la posibilidad de eliminar los efectos magnéticos perturbadores debido a irregularidades próximas a la superficie que dificultan el reconocimiento de anomalías de bajo gradiente, originadas por estructuras geológicas profundas. A menudo indican la geometría general de las estructuras del subsuelo de un área proporcionando así un patrón estructural regional. Con el fin de conocer las zonas de debilidad asociadas a fallas y/o fracturas se realizará un análisis de los lineamientos aeromagnéticos sobre la configuración del campo magnético reducido al polo por medio de diagramas de frecuencia y de peso.

El estudio aeromagnético fue realizado por el Servicio Geológico Mexicano (MGS) efectuado en dos periodos, 1982 y 1998, la obtención de datos aeromagnéticos fue realizado por el Servicio Geológico Mexicano (SGM) cubriendo la parte oeste de la Faja Volcánica Trans-Mexicana y LP. El vuelo fue hecho en una aeronave Islander, modelo BN2-A21, con una altura constante de 300 m, líneas de exploración con dirección N-S, 1000 m de separación entre cada línea de vuelo y 10000 m de línea

de control. Como instrumentación, utilizaron sensores magnéticos Geometrics G-822A de 0.001 nT de resolución. El posicionamiento de las rutas de vuelo se realiza mediante sistemas de radionavegación por satélite Global Positioning System (GPS), Novatel GPS-911R, 40Mpnv 2001, Ashtech Model GG24GPS + Glonass, 16 M. Procesador Novatel y estación base GEM SYSTEMS GSM-19, magnetómetro portable Overhauser con 0.01nT de sensibilidad.

El procesamiento aplicado a información aeromagnética consistió en deriva diaria y líneas de control, y corrección por compensación magnética. Se explicará de manera más detallada el tratamiento de esta información con el Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF) obteniendo como resultado una separación entre información regional y residual. Todos los filtros y algoritmos utilizados se encuentran basados en el análisis del dominio de la transformada rápida de Fourier, utilizando el software Oasis Montaj de Geosoft™.

## **6.2. Magnetometría Terrestre**

En análisis de anomalías magnéticas ha sido una de las herramientas geofísicas más utilizadas en la exploración, debido a la versatilidad de poder ser realizados en superficie, con uso rápido y de bajo costo. Los datos magnéticos obtenidos son procesados mediante algoritmos matemáticos, permitiendo resaltar propiedades físicas de la geología sub-superficial, además de detallar y definir estructuras encontradas en el subsuelo y observar las distintas respuestas magnéticas de las rocas o depósitos, estudiando los cambios laterales del campo magnético terrestre producido por variaciones en la intensidad de imanación de las rocas, producido por la inducción del campo terrestre y su imanación remanente. Este método es barato y es útil para realizar pre-sondeos.

Para la realización de la magnetometría terrestre se utilizaron dos magnetómetros portátiles de precesión nuclear de protones marca Geometrics™ 856<sup>a</sup> con resolución 0.1 nT y exactitud de 0.5 nT.

Los valores obtenidos en el levantamiento magnético terrestre se sometieron a una serie de correcciones. La variación diurna, la cual consistió en repetir la medición de variación de intensidad vertical en estaciones base (tres lecturas al inicio y final) en intervalos de tiempo regulares de cada 2 horas desde el principio hasta el fin de la campaña de medición. Los tres valores medidos de cada base se promediaron y restaron para ser presentados en función del tiempo, calculando así el valor

de corrección correspondiente a cada medición realizada durante el intervalo de tiempo establecido. Realizada la corrección por deriva horaria, los datos se recopilaron mediante la generación de una matriz de datos del CMT a la cual se sustrajo el IGRF más próximo al año, obteniendo así el Campo Magnético Residual (CMR) con el fin de diferenciar la información residual y regional. Todos los filtros y algoritmos utilizados se encuentran basados en el análisis del dominio de la transformada rápida de Fourier, utilizando el software Oasis Montaj de Geosoft™. Con la aplicación de distintos algoritmos matemáticos se desarrolló un análisis cualitativo de zonas de susceptibilidad magnética asociadas a unidades geológicas pertenecientes a la caldera LP. Así mismo, se pudieron identificar lineamientos magnéticos asociados a contactos geológicos estructurales, fallas o fracturas.

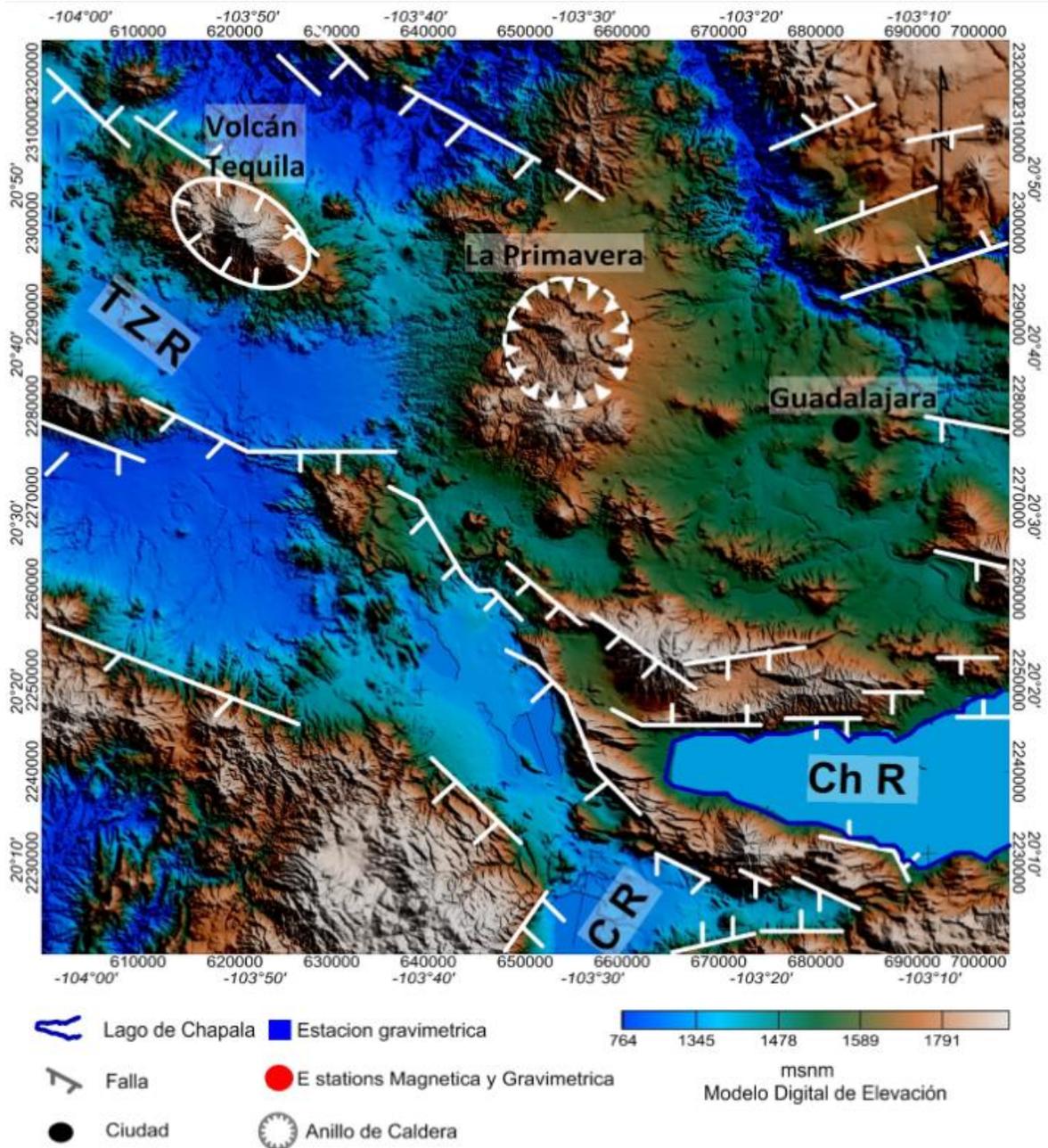


Figura 23. Modelo digital de elevación de la caldera LP. Mapa simplificado de ubicación de LP con información estructural regional de la parte oeste de la Faja Volcánica Trans-Mexicana. Principales estructuras del Mioceno-Cuaternario: NCR: Parte norte del rift de Colima, ChR: Chapala y TZR: Tepic-Zacoalco. En color blanco se muestran lineamientos (fallas/fracturas), modificado de Gómez-Tuena, et al. 2007.

### **6.3. Gravimetría satelital**

En este estudio se ha utilizado los datos gravimétricos satelitales y datos aeromagnéticos con el fin de obtener mapas de anomalías de la caldera LP y realizar sobre ellos análisis general semi-cuantitativo. Una primera etapa es el reconocimiento de datos satelitales debido a su gran utilidad que permiten obtener una idea general del ambiente tectónico-geológico en el que se encuentra nuestra zona de estudio. Por lo que fueron proporcionados mediante el Departamento Gravimétrico Internacional (International Gravimetric Bureau, BGI sus siglas en inglés) que permite el acceso absoluto de las mediciones, su relación con el campo gravimétrico de la Tierra e información relacionada. La anomalía de Bouguer fue obtenida por el satélite EGM2008 y valores gravitacionales del modelo terrestre por National Geospatial Intelligence Agency (NGA), (Pavlis, et al. 2012). Para cubrir el área comprendida entre las coordenadas X máxima: 700000, Y máxima: 2330000, X mínima: 600000, Y mínima: 2220000. Cubriendo de manera parcial los estados de Jalisco, Colima y Nayarit.

A los datos adquiridos en campo se aplicaron las correcciones y cálculos necesarios para obtener la anomalía de Bouguer Completa: Deriva Instrumental, Corrección por Mareas (realizada de forma automática por el instrumento), Cálculo de Gravedad Teórica, Corrección de Aire Libre, Corrección de Bouguer y corrección Topográfica

La anomalía de Bouguer fue calculada con la formula Internacional de 1980, usando como valor de densidad de 2.67 g/cm<sup>3</sup>. Para realizar el mapa de anomalía de Bouguer se aplicó el método de interpolación de mínima curvatura (Briggs, 1974) del software Oasis Montaj de Geosoft. Una vez obtenido el mapa de Bouguer, se aplicaron filtros matemáticos para resaltar información de interés.

### **6.4. Gravimetría terrestre**

Todas las mediciones de gravimetría se obtuvieron mediante un gravímetro marca Scintrex CG-5, el cual cuenta con una resolución de 0.001 mGal y un rango máximo de operación de 8,000 mGal. Cada una de las estaciones gravimétricas fue acompañada de su posicionamiento con un geoposicionador (GPS) marca Trimble Navigation, modelos 5800 donde se manejaron coordenadas UTM 13 N, con un datum en WGS84 (Word Geodetic System). Información que forma parte de los parámetros requeridos para realizar las correcciones y reducciones a los datos adquiridos. Todas las

mediciones se ligaron a una estación base a partir de mediciones al inicio y final de cada jornada de trabajo, cuya duración promedio a la estación base fue de 10 horas. El valor de gravedad de la estación base fue determinado mediante mediciones recurrentes.

A los datos magnéticos como a gravimétricos es necesario realizar ciertas correcciones tanto a la deriva instrumental, elevación, etc. La separación entre estaciones gravimétricas, magnéticas y topográficas fue de 500 metros cada una. Cada una de las estaciones gravimétricas fue acompañada de su posicionamiento con un navegador GPS. Esta información forma parte de los parámetros requeridos para realizar las correcciones y reducciones a los datos adquiridos. El instrumento usado para la nivelación fue un geoposicionador (GPS) marca Trimble Navigation, modelos 5800 donde se manejaron coordenadas UTM 13 N, con un datum en WGS84 (World Geodetic System). Todas las mediciones se ligaron a una estación base a partir de mediciones al inicio y final de cada jornada de trabajo, cuya duración promedio a la estación base fue de 10 horas. El valor de gravedad de la estación base fue determinado mediante mediciones recurrentes. La anomalía de Bouguer se calculó utilizando un valor de densidad de reducción de  $2,67 \text{ g / cm}^3$ . De acuerdo con Briggs (1974), se aplicó el método de interpolación mínima para crear la anomalía de Bouguer.

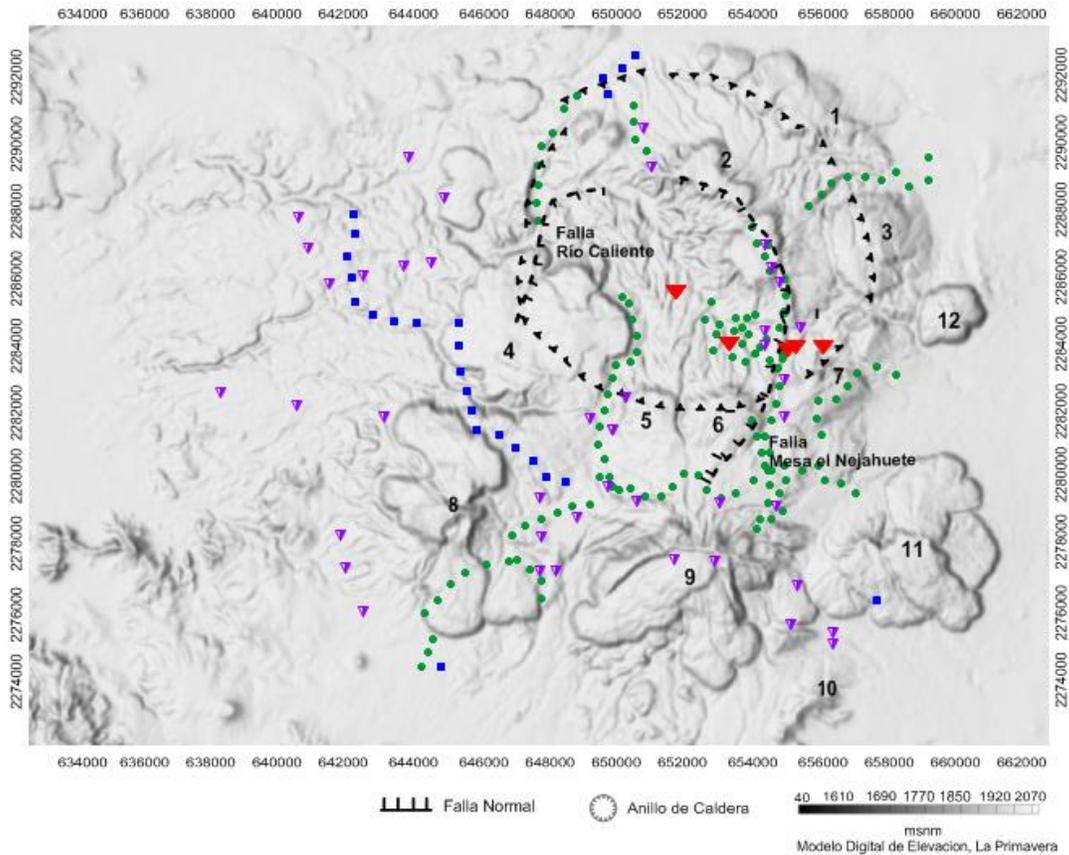


Figura 24. Modelo digital de elevación de la caldera LP. Vista de LP mostrando la ubicación de estaciones gravimétricas y magnéticas (cuadros verdes), estaciones con medición únicamente gravimétrica (cuadros azules), sondeos magnetotelúricos de banda ancha (triángulos morados invertidos, ubicación de pozos perforados por CFE (triángulos rojos invertidos), así como la distribución de principales domos de la caldera LP. Modificado de Bolós, et al. 2019.

## 6.5. Metodología MT

Se realizaron tres campañas de adquisición de datos con un total de 105 sondeos magnetotelúricos de banda ancha (BMT), conformado por dos brigadas compuestas por un operador, un observador y dos ayudantes. Cada uno consiste en la combinación de un sondeo Audio-magnetotelúrico (AMT) y otro magnetotelúrico (MT) cubriendo un ancho de banda de 10 Hz a 0.01 Hz aproximadamente. Se estableció una distancia de 50 x 50m para el arreglo de los sondeos

Para la adquisición de datos se utilizaron tres sistemas de adquisición, dos equipos marca Phoenix, el primero un modelo V8 y segundo modelo MTU-2000 (UNAM), el último equipo marca LEMI 419 (IPICYT) consisten de una unidad de adquisición, filtrado y amplificación de señal contenida en un módulo de pre-procesado y almacenamiento de información. Los 4 equipos registran la señal a

través de 5 canales independientes, tres para la medición del campo magnético ( $H_x$ ,  $H_y$ ,  $H_z$ ) por medio de 6 sensores magnéticos para prospección en AMT y MT, y dos para la medición del campo eléctrico ( $E_x$  y  $E_y$ ) utilizando 5 electrodos no poralizable que permite un muestreo de hasta 80 diferentes frecuencias en un rango que va desde 10 kHz a aproximadamente 0.001 Hz.

El arreglo usual (más no necesario) de las estaciones fue la ubicación de la estación central MT en la parte central del arreglo, preferiblemente lejos de cercas eléctricas y zonas inundadas, se divide el terreno en cuatro cuadrantes y se colocan los dipolos eléctricos orientados N-S y E-W apuntando al norte magnético, con una longitud de 50 m en la mayoría de los casos. La señal de entrada del campo eléctrico horizontal es proporcional a la diferencia de potencial entre cada par de electrodos multiplicada por su longitud, es decir, entre mayor sea la longitud del dipolo mayor será su potencial medido, por lo que resulta ideal la mayor separación posible de los dipolos bajo las condiciones menor ruido ambiental de la zona de estudio. La instalación de los electrodos se logró haciendo un pequeño hueco en el terreno de aproximadamente 30-60 cm de profundidad, previamente humedecidos con agua y con un lodo pastoso en el fondo, el pozo estará cubierto para mantener estables las condiciones de medición. Los dipolos, que son tazas porosas que contienen un electrolito (sellado) de Pb-Cl que facilitan el paso de la señal al instrumento, deberán estar en contacto directo con el suelo, sus contactos tendrán que estar limpios y conectados a la unidad de adquisición por medio de cables coaxiales para evitar el ruido electromagnético en la señal. Un quinto electrodo se coloca en el centro del arreglo el cual funciona como descarga a tierra para protección del instrumento y referencia eléctrica.

Un sondeo MT consiste en la medición de las tres componentes del campo magnético  $h_x$ ,  $h_y$ ,  $h_z$ , y de las componentes horizontales del campo eléctrico  $e_x$ ,  $e_y$ , la colocación de los dipolos divide el terreno en cuatro cuadrantes en donde se ubicarán las tres bobinas. Se escavaron zanjas una orientada N-S, otra E-W y una vertical, cada una fue orientada y nivelada utilizando un nivel de burbuja y una brújula tipo Brunton. Al enterrar las bobinas se reducen los cambios de temperatura para los sensores, cambio en su posición debido a vientos fuertes (bobina vertical) o tropiezos indebidos por parte del personal, además de reducir las fluctuaciones en su respuesta y consecuentemente también el ruido en la señal. Deberán de ir separadas normalmente entre 10 y 15 metros de la unidad central, y entre 8 y 10 m entre ellas para evitar los efectos de auto inducción. Los sensores son conectados a la central con sus respectivos cables procurando que queden lo más cercanos al suelo para evitar vibraciones del viento que generen ruido a la señal.

Ocasionalmente la orientación de los dipolos no podrá ser N-S y E-W debido a estructuras encontradas en el área, arboles, lagos, etc., en esta situación se tuvo la opción de orientar el sitio, por lo general esto no supera los  $\pm 30^\circ$ , rango que inferior al recomendado  $\pm 44^\circ$  del azimut planeado, esta rotación no degrada en ningún sentido la calidad de los datos, sin embargo, el dato deberá ser incluido al tiempo de la adquisición de la señal.

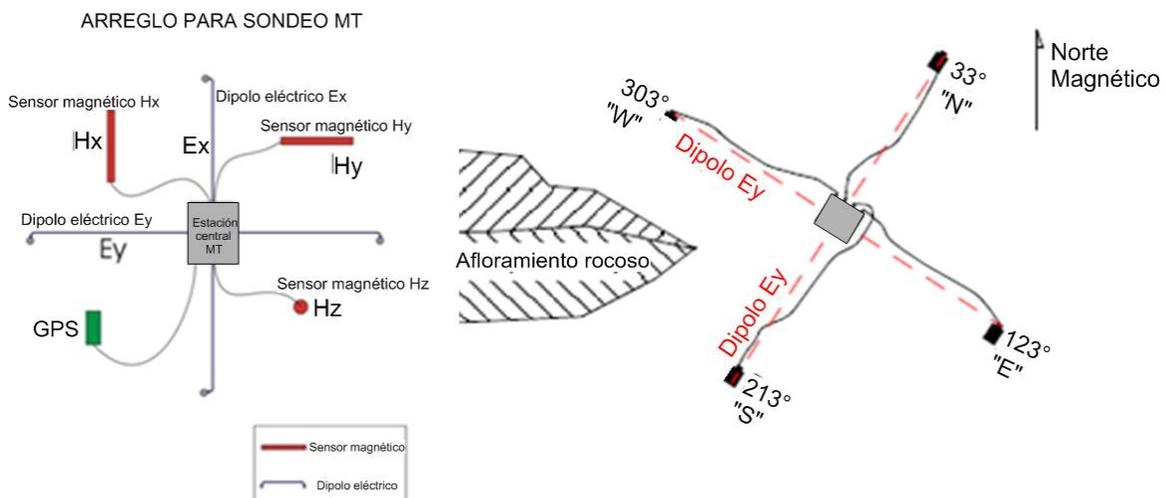


Figura 25. Diagrama que muestra esquemáticamente la distribución de los diferentes componentes que se requieren para una estación AMT-MT. El rectángulo gris representa la unidad de adquisición (LEMI o MTU-2000 en este caso).

La medición es realizada siempre en dos partes, la primera utilizando bobinas AMT se adquieren señales de alta frecuencia ( $10^4$  a 1 Hz) con un tiempo de medición entre 2 y 3 horas, una vez finalizado, se cambian de sensores a MT para medir rangos de frecuencias medias a bajas con un tiempo de al menos 12 horas. Las series de tiempo adquiridas se almacenan en el equipo en una tarjeta de memoria removible de 1Gb de capacidad (CompactFlash<sup>®</sup>) de la cual se descargan a una computadora portátil una vez concluida la medición para su posterior procesamiento e interpretación.

## CAPITULO 7

### MODELADO GEOFÍSICO DE LA ESTRUCTURA INTERNA DE LA CALDERA LA PRIMAVERA BASADO EN INVERSIÓN Y ANÁLISIS DE MÉTODOS POTENCIALES

El contenido de este capítulo forma parte del artículo publicado en Journal of Volcanology and Geothermal Research, Elsevier B.V. Todos los derechos reservados. "Geophysical modeling of LP caldera and its relation to volcanology activity based on 3D susceptibility inversion and potential data analysis", <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2019.02.008>.

#### 7.1. Introducción

La comparación con datos gravimétricos satelitales y aeromagnéticos, se procesaron y produjeron mapas obtenidos usando el software Oasis Montaj para ser utilizados en conjunto para su interpretación.

Uno de los principales objetivos de los métodos magnéticos es definir la intensidad y distribución espacial de las rocas magnetizadas (Everett, 2013). La prospección en terreno del método magnetométricos es realizado en superficie, siendo una de las técnicas de análisis geofísico más antiguas, rápidas y no destructivas (Nabighian, et al. 2005). Se sabe de la existencia de campos magnéticos y su efecto en los objetos, cuya medida del valor es el resultado de la superposición de las contribuciones de diferente origen, estas aportaciones pueden ser consideradas por separado, cada uno de ellos correspondiente a una fuente diferente. La respuesta de intensidad magnética total es asociada con materiales con altos valores de magnetización; otros factores como volumen y profundidad del material se encuentran involucrados en la respuesta magnética y puede ser efectivamente identificado por sondeos magnéticos debido al contraste de su firma magnética.

La caracterización y análisis de patrones en anomalías magnéticas es una de los principales objetivos debido a su funcionalidad y eficacia al determinar su relación con la geología superficial, sustraer de las mediciones de intensidad del campo magnético, los valores obtenidos mediante un modelo que represente de la forma más adecuada las variaciones espaciales y obtener mapas del campo anómalo. Estos mapas, debidamente interpretados, pueden contribuir a mejorar el conocimiento

de la zona de estudio. Por lo cual esta investigación trata de una interpretación cualitativa de carácter regional donde se indican los rasgos magnéticos y gravimétricos principales, teniendo como objetivo el análisis datos y lineamientos obtenidos.

En un intento para mejorar el entendimiento de volúmenes de intrusión magmática y delinear estructuras geológicas asociadas con características volcánicas mayores, hemos interpretado datos gravimétricos recolectados como parte del estudio gravimétrico, como anteriormente se mencionó en el presente trabajo de tesis se hará uso de los métodos potenciales para la investigación del cuerpo volcánico de la LP. El interés primordial en la interpretación y modelado de anomalías gravimétricas, proviene de la relevancia de interés geotérmico y geológico de la caldera como fuente de calor que proporciona un evidente ambiente favorable a la explotación.

## **7.2. Datos Aeromagnéticos**

En el estudio geofísico en primera etapa se analiza la información aeromagnética de la zona a investigar aplicando una serie de filtros matemáticos a los datos aeromagnéticos que permitan resaltar rasgos de nuestro interés, la información contenida en los mapas presentados resulta útil para realizar un análisis regional, su interpretación debida puede contribuir a mejorar el conocimiento de la zona de estudio. Al ser Intensidad del Campo Magnético Terrestre una magnitud que varía con el espacio y tiempo, es necesario la aplicación de una serie de tratamientos con el fin de sustraer las variaciones temporales y analizar, así únicamente las espaciales.

La información aeromagnética es de carácter regional; se interpretaron indirectamente rasgos geológicos del subsuelo, infiriendo su distribución y posible naturaleza, como intrusivos, rocas volcánicas, fallas y controles estructurales favorables, rasgos obtenidos con base en contrastes de susceptibilidad magnética de los materiales. Teniendo como objetivo el lograr una interpretación cualitativa de carácter regional donde se indican los rasgos magnéticos principales, analizando rasgos aeromagnéticos regionales y los lineamientos obtenidos. Algunos aspectos relevantes que se lograron por medio de este estudio son: la identificación de rasgos estructurales regionales recalcando el marco geológico en que se encuentra asociada nuestra zona de estudio, extensión de cuerpos volcánicos asociados y patrones de fallamiento regional.

El procesamiento e interpretación de datos magnéticos fueron realizados por el software Oasis Montaj de Geosoft, debido a la distancia promedio entre las líneas de vuelo de 1 km, el tipo de celda utilizado para los mapas magnéticos fue escogido por 0.5 km usando el método de mínima curvatura. La corrección se realizó utilizando los valores de IGRF (Campo Geomagnético de Referencia Internacional), sustrayendo a los datos aeromagnéticos el valor del campo geomagnético, tomando en cuenta la posición geográfica del área, la fecha de levantamiento y altura de vuelo, calculado con una periodicidad de cinco años, se aplica el año inmediato inferior a la fecha del estudio aéreo (Urrutia -Fucugauchi y Campos-Enríquez, 1993). A los valores de intensidad del Campo Magnético Total (CMT) se sustrae la contribución del dipolo existente en el núcleo terrestre, obteniéndose los valores del Campo Magnético Residual (CMR).

El análisis de comportamiento del Campo Magnético se inició con la generación del mapa de CMR, el cual como anteriormente se mencionó, se obtuvo de sustraer al CMT el IGRF, Fig 26a. Debido a la naturaleza del Campo Magnético vectorial (posee magnitud, dirección y sentido) las anomalías magnéticas en estas latitudes se desplazan de las fuentes que las producen, por lo que se aplicó filtro de simulación del área con inclinación magnética  $90^\circ$  y declinación  $0^\circ$  (algoritmo de Reducción al Polo Magnético, CMRP, Baranov y Naudy, 1964) posicionando las anomalías magnéticas sobre las fuentes que las producen. Teniendo como base el CMR se calculó el CMRP, las anomalías indicadas se muestran en la Fig. 26b. Observando el mapa anterior podemos observar que hubo modificaciones por parte de las anomalías en su posición y magnitud respecto al CMR. En la zona de estudio se muestra un contraste magnético hacia la porción oeste de LP con valores mayores a 140 nT. En la parte central del mapa la alineación de altos magnéticos cambia de rumbo W-E a NW-SE siendo el punto de LP un cambio de dirección anteriormente mencionada, asociado al cambio de orientación de las tendencias de altos magnéticos de la provincia en este punto de intersección justo en la ubicación de nuestra zona de estudio. Este *trend* se encuentra conformado por anomalías positivas mayores a 100 nT. Geológicamente esta zona se asocia a la FVTM, representada como el conjunto de varios altos magnéticos asociados a diversos cuerpos volcánicos de distinta composición pertenecientes a la FVTM.

Los lineamientos aeromagnéticos que se correlacionan a zonas de alto gradiente y pueden estar asociados de manera general a fallas geológicas, contactos litológicos, fracturas y/o zonas de debilidad que podrían estar involucrados en el control del emplazamiento de cuerpos, geodinámica, etc. El análisis aeromagnético es una de las técnicas mejor conocidas debido a su funcionalidad para

delinear estructuras subsuperficiales (Al-Garni, 2004a,b, 2005; Al-Garni et al. 2005; Al-Garni et al. 2006; Al-Garni, 2009; Sultan et al. 2009).

### **7.3. Magnetometria**

#### ***7.3.1. Adquisición de datos y procesamiento.***

Se utilizaron magnetómetros GEM-GSM-19 y Geometrics G-856-A para realizar las mediciones sobre el área para la obtención de anomalías magnéticas asociadas con las variaciones magnéticas locales obtenidas, el campo magnético observado fue corregido por variación diurna sobre el área, obteniendo variaciones locales de anomalías magnéticas asociadas a las variaciones magnéticas de las rocas, obteniendo el residual para sustraer al CMT un polinomio de grado cero.

#### ***7.3.2. Procesado de Datos Aeromagnéticos***

El estudio geofísico en primera etapa se analiza la información aeromagnética de la zona a investigar aplicando una serie de filtros matemáticos a los datos aeromagnéticos que permitan resaltar rasgos de nuestro interés, la información contenida en los mapas presentados resulta útil para realizar un análisis regional, su interpretación debida puede contribuir a mejorar el conocimiento de la zona de estudio. Al ser Intensidad del Campo Magnético Terrestre una magnitud que varía con el espacio y tiempo, es necesario la aplicación de una serie de tratamientos con el fin de sustraer las variaciones temporales y analizar, así únicamente las espaciales.

La información aeromagnética es de carácter regional; se interpretaron indirectamente rasgos geológicos del subsuelo, infiriendo su distribución y posible naturaleza, como intrusivos, rocas volcánicas, fallas y controles estructurales favorables, rasgos obtenidos con base en contrastes de susceptibilidad magnética de los materiales, fallas y controles estructurales favorables. Con objetivo de interpretar de manera cualitativa el carácter regional donde se indican los rasgos magnéticos principales mediante el análisis de los datos aeromagnéticos y lineamientos obtenidos. Algunos aspectos relevantes que se lograron por medio de este estudio son: la identificación de rasgos estructurales regionales recalando el marco geológico en que se encuentra asociada nuestra zona de estudio, extensión de cuerpos volcánicos asociados y patrones de fallamiento regional.

### **7.3.3. Campo Magnetico Reducido al Polo**

El comportamiento del Campo Magnetico comienza con la generacion del mapa CMR, se obtiene el campo normal geomagnético usado para la reducción de nuestros datos fue el International Geomagnetic Reference Field (IGRF) calculado por el programa Geosoft OASIS MONTAJ usando coeficientes del año 2015. Debido a que el Campo Magnetico es un vector, las anomalias magneticas a latitudes de México se encuentran desplazadas de la fuente productora, teniendo como base el CMR se aplicó el algoritmo de Baranov (1957) de reducción al Polo (RTP) disponible en el programa Geosoft, después del proceso de filtrado con inclinación 47.8°, declinación 8.2° e intensidad de 42611 nT, el resultado de anomalías magnéticas se muestra en la Fig 26a. Los datos fueron interpolados utilizando el algoritmo de mínima curvatura.

En la Fig 26b, se observa una anomalía en el centro del área, considerado la leyenda del mapa, la intensidad de esta anomalía alcanza hasta 120 nT. De acuerdo a la susceptibilidad de los diferentes tipos de rocas de composición silícica, este tipo de litología no pueden producir esta firma magnética fuerte, por lo tanto, esta posible anomalía en el área puede interpretarse como una masa intrusiva en las rocas encajonantes con susceptibilidad magnética mayor que la roca encajonante. Considerando el papel de la fuente de la anomalía magnética principal para el sistema de LP, la profundidad, ubicación y forma de esta estructura resulta relevante. Este cuerpo significativo a profundidad puede tener un papel importante como fuente de calor en el sistema geotérmico de la región (Mirzaei, et al. 2013). Cabe mencionar que todos los procesos subsecuentes e interpretaciones fueron utilizando como base el mapa corregido RTP.

### **7.4. Datos Gravimetria Satelital**

Como se mencionó anteriormente, los datos Gravimétricos Satelitales se obtuvieron del International Gravimetric Bureau (BGI) Scientific Service que otorgó acceso a mediciones absolutas, sus relaciones con el campo de gravedad de la Tierra e información relacionada. La anomalía de Bouguer fue obtenida por el satélite EGM2008 y los valores del modelo de terreno gravitacional por la Agencia Nacional de Inteligencia Geoespacial (NGA), (Pavlis et al. 2012).

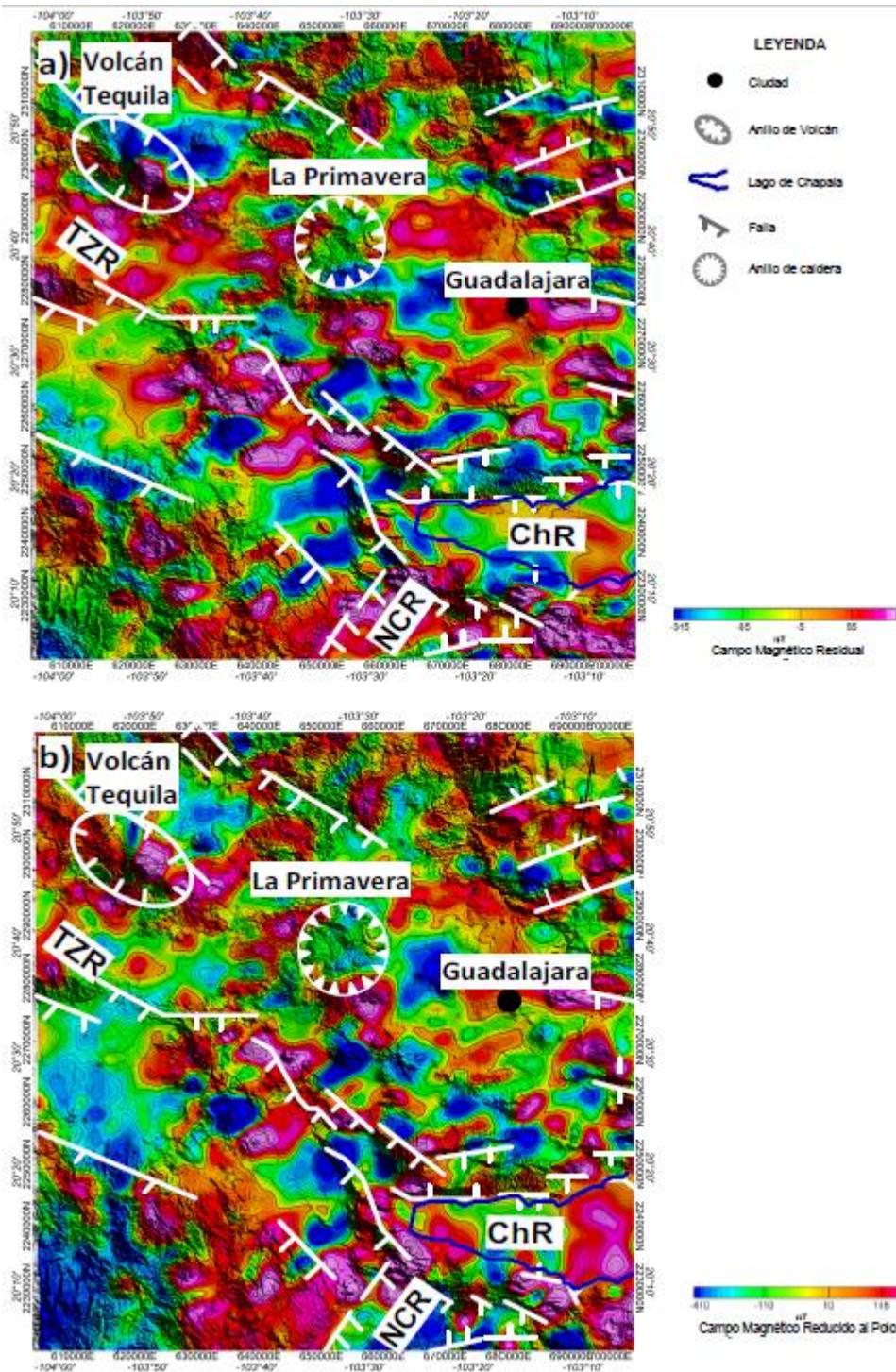


Figura 26. Mapas aeromagnéticos de procesamiento de datos del área de estudio regional. a) Valores del campo magnético residual (CMR), restando la contribución del dipolo existente en el núcleo, los valores de intensidad del campo magnético total (CMT). b) Campo Magnético Reducido al Polo, obtenido de CMR y reducción para los valores de IGFR. Principales estructuras geológicas de la Era del Mioceno-Cuaternario: NCR: Parte norte de Colima, ChR: Chapala y TZR: Tepic-Zacoalco Rifts. Todos los mapas se superponen con lineamientos identificados (fallas / fracturas) modificados de Gómez-Tuena et al. (2007).

#### **7.4.1. Anomalía Residual de Bouguer**

La Fig. 27b muestra la anomalía residual de Bouguer con variaciones suaves en la longitud de onda corta que apareció cerca de la superficie del terreno aplicando una continuación ascendente de 500 m. Para obtener una mayor uniformidad en la malla de separación, aplicamos un algoritmo de curvatura mínima. La anomalía residual tiene un rango de amplitud de - 27 a 25 mGal. En la parte central occidental de la Fig. 27b aparece una tendencia de anomalías positivas bien definidas (25 mGal). Estas anomalías se correlacionan con las anomalías magnéticas y gravimétricas positivas relacionadas con una serie de estructuras volcánicas del FVTM, el volcán Tequila y la caldera LP. Las anomalías gravimétricas corresponden a los rifts Tepic-Zacoalco, Chapala y parte norte de Colima que pertenecen a la unión del Punto Triple. Si bien no es el foco de este estudio, cabe destacar que las estructuras de ruptura se muestran claramente en esta imagen como valores geofísicos bajos en comparación con los correspondientes a anomalías positivas (estructuras volcánicas). Esta tendencia es similar al mapa aeromagnético que se produce con una anomalía positiva definida.

#### **7.4.2 Filtro TDR**

Los resultados fueron graficados en una imagen mostrada a continuación en la Fig. 28 a y b, donde es posible identificar distintos lineamientos difíciles de detectar con los mapas de anomalías magnéticas y gravimétricas. El contorno cero del TDR se muestra con líneas negras discontinuas. El valor de línea cero representa o es cercano a la ubicación del lineamiento. Los cuerpos con posible contraste de susceptibilidad y densidad los identificamos de color rosado, mientras que el color verde indica un decremento en los valores de estas propiedades. Pocos lineamientos menores a 300 m fueron incluidos, debido al propósito de esta parte de análisis con objetivo regional y resaltar las características que fueran claras y fácilmente de distinguir.

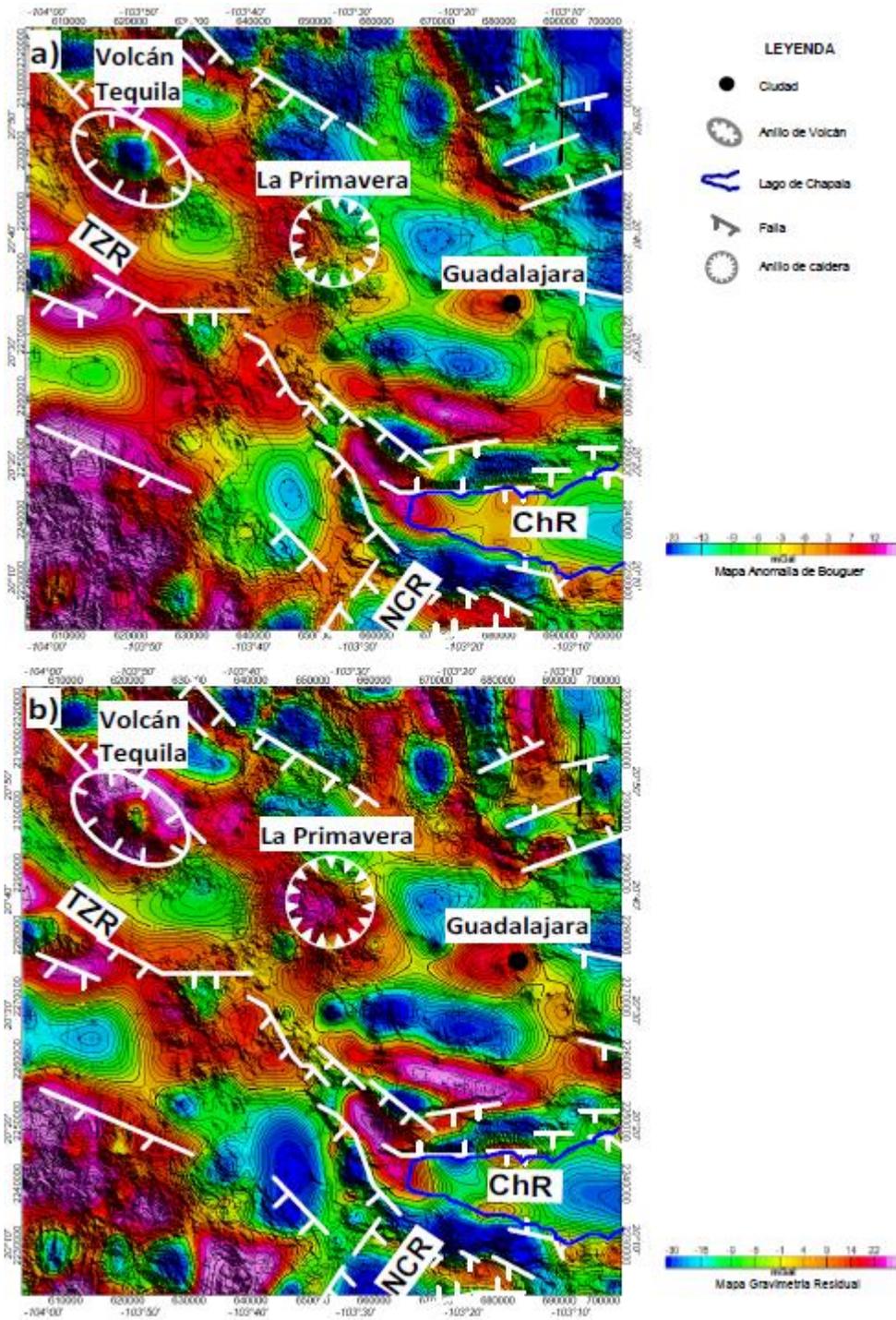


Figura 27. Mapas gravimétricos satelitales del área de estudio regional. a) Anomalia de Bouguer, calculada a partir de la reducción de densidad de  $2.67 \text{ g/cm}^3$  y obtenida de la anomalía gravimétrica de Bouguer al restar la tendencia regional con un polinomio de segundo grado. b) Configuración del campo gravimétrico residual de las zonas LP y FVTM, aplicando una continuación ascendente de 500 m. Principales estructuras geológicas del Mioceno-Cuaternario: NCR: Parte norte de Colima, ChR: Chapala y TZR: Grietas Tepic-Zacoalco. Todos los mapas están superpuestos con lineamientos identificados (fallas / empuje) modificados de Gómez-Tuena et al. (2007).

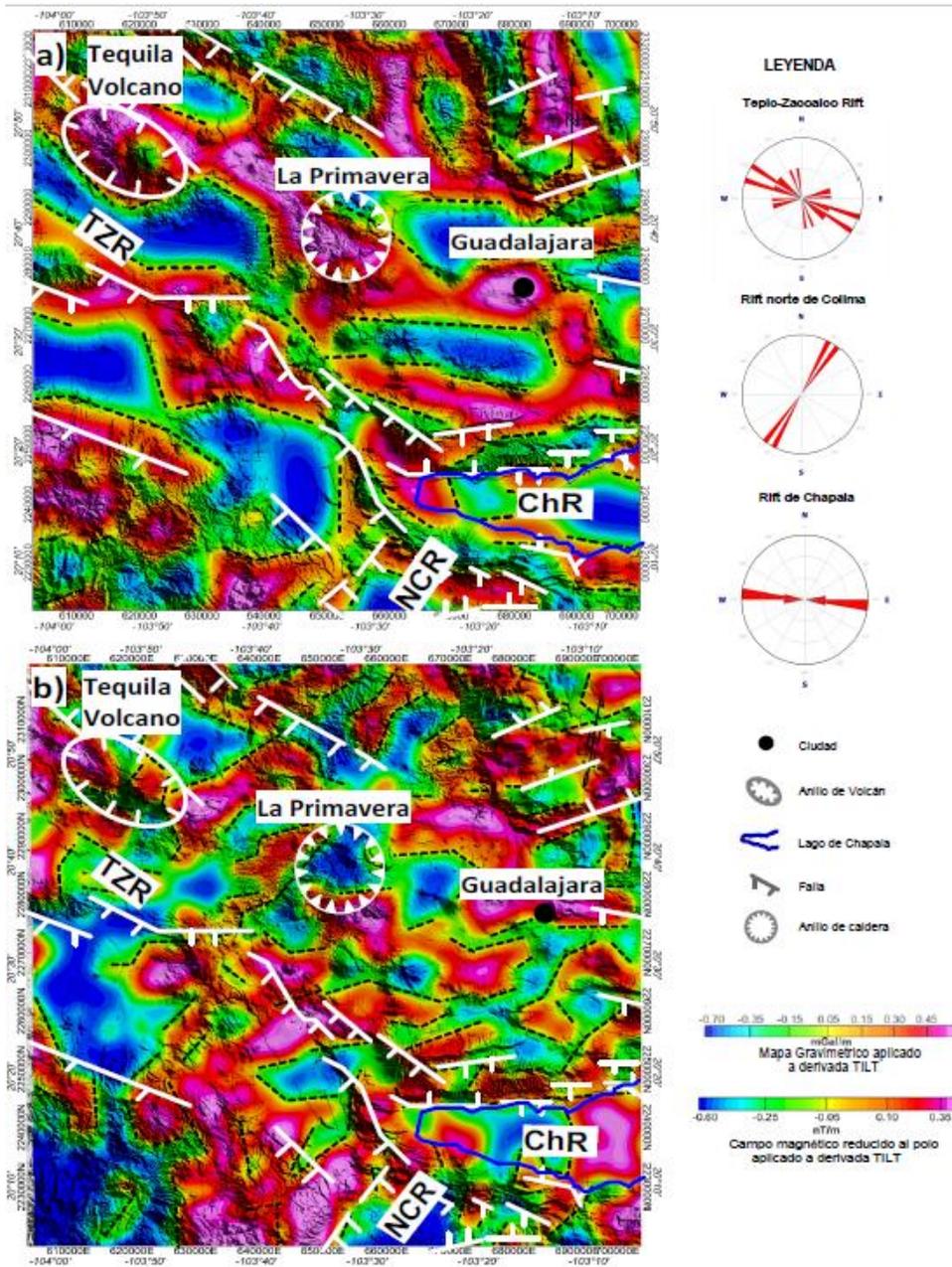


Figura 28. Algoritmo derivado de la inclinación (TDR) aplicado a los datos magnéticos y gravimétricos. El contorno cero de TDR se muestra con líneas discontinuas negras, que representan la ubicación de los lineamientos. a) Mapa de lineamientos gravimétricos basado en la configuración derivada de la inclinación, aplicando 2000 continuación hacia arriba del CGR. b) Mapa de lineamientos magnéticos basados en la configuración derivada de la inclinación, continuación, 2000 m aplicados en datos aeromagnéticos reducidos al mapa CMRP. Izquierda) Los diagramas de rosa a lo largo de cada estructura relevante muestran los ángulos de dispersión de los lineamientos. El ángulo promedio obtenido para TZR fue N60W, para NCR se estimó un ángulo estimado de N38E y para ChR un ángulo aproximado de W-E. Principales estructuras geológicas del Mioceno-Cuaternario: NCR: Parte norte de Colima, ChR: Chapala y TZR: Grietas Tepic-Zacoalco. Todos los mapas están superpuestos con ubicaciones de lineamientos identificados (fallas geológicas) (líneas blancas) de Gómez-Tuena, et al. 2007).

Cuando comparamos mapas de anomalía de campo magnético con TDR existe un significativo incremento en el contraste. Basándonos en las propiedades magnéticas y gravimétricas del campo regional de LP puede ser separado en tres partes generales de nuestro interés. Al centro y oeste del mapa el patrón magnético muestra tendencias dominantes de anomalías positivas delimitadas por características lineales magnéticas, estas anomalías lineales representan fallas o contactos en el área de estudio, algunas de estas anomalías se muestran de manera clara en dirección W-E y posteriormente con cambio de dirección NW-SE en la parte central y oeste del gráfico. Justo la ubicación de la caldera LP coincide con el punto clave donde existe un cambio de dirección de esta importante provincia geológica, mostrando de manera clara que el área regional de la zona de estudio está controlada fuertemente por diversos lineamientos con tendencia W-E y NW-SE, en dirección paralela a la FVTM. Como se muestra en los diagramas de rosas, la tendencia mayor y menor está basada en el análisis TDR de manera más visual.

## **7.5. Magnetometría terrestre**

### ***7.5.1. Campo magnético total***

Al campo magnético total (CMT) obtenido de las mediciones corregidas se le sustrajo el campo geomagnético natural (IGRF) para obtener el Campo Magnético Residual (CMR) y correlacionar directamente el valor del CMR en relación con la respuesta magnética de las rocas.

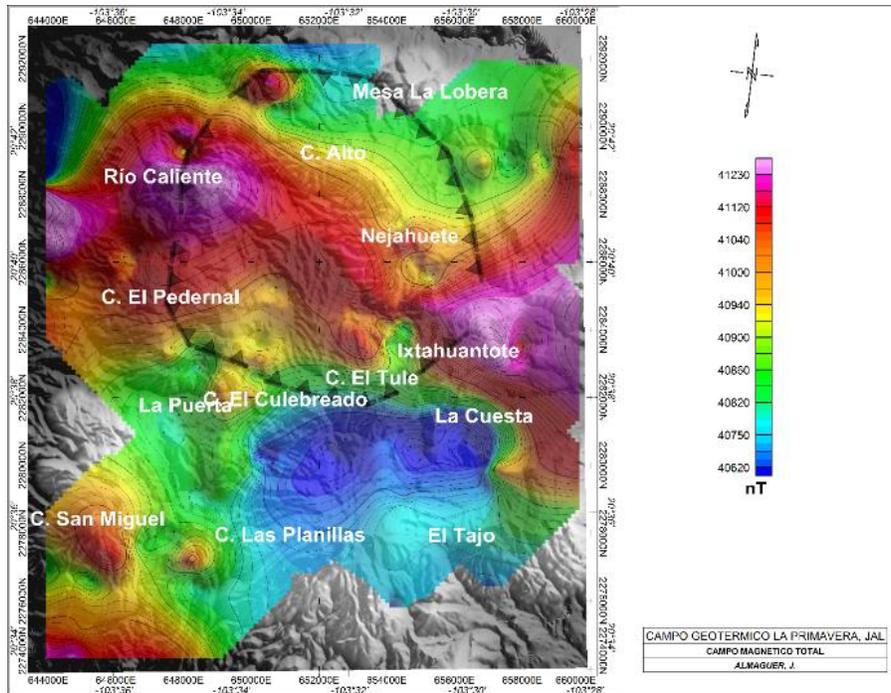


Figura 29 Mapa que muestra la configuración de la anomalía magnética total en la zona de LP y áreas circundantes..

### 7.5.2. Campo magnético residual

En la Fig. 30 se observa el mapa del CMR del área de estudio caracterizada por valores de intensidad magnética de 277 a -349 nT. Se observa la presencia de una anomalía positiva alargada atravesando la caldera. Primeramente, se presenta en la parte norte de Río Caliente con valores entre 237 y 120 nT, dimensiones de 3.5 km en su eje mayor y posible continuación hacia el suroeste. Esta anomalía positiva continua hacia el centro de la caldera al sur de C. Alto con valores de entre 167 y 87 nT y finaliza al norte del Ixtahuatonte con valores similares a los presentados en Río Caliente con posible continuación hacia el este. De manera general podríamos categorizar esta anomalía con altos valores de susceptibilidad de forma alargada en forma de “s” con dirección preferencial NW-SE. Finalmente, en el domo San Miguel se encuentra una anomalía monopolar positiva de 4 km con posible continuación al suroeste del mismo. Al sur de la caldera se presenta una anomalía negativa de forma alargada con orientación W-E ubicada al norte de C. Planillas y El Tajo.

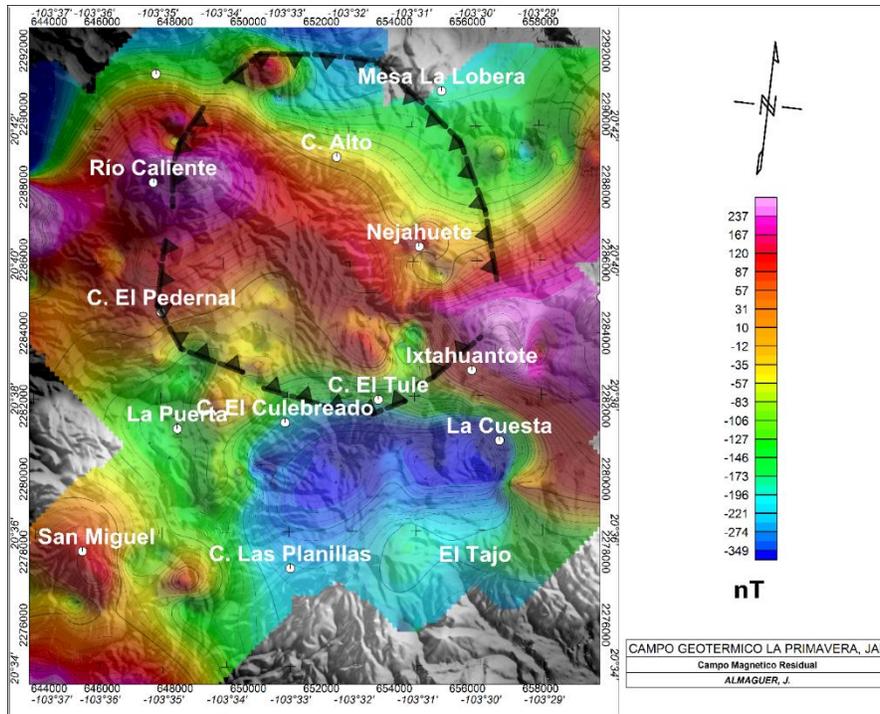


Figura 30 Mapa que muestra la configuración de la anomalía magnética residual con el campo de georreferencia removido (IGRF). Se indica el límite de caldera en línea discontinua negra. Se puede observar la ubicación de los principales domos y ubicaciones como son Río Caliente, C. Alto, Nejahuete y domos jóvenes pertenecientes al arco sur de la caldera.

### 7.5.3. Campo Magnético Reducido al Polo (CMRP)

El mapa CMRP fue generado a partir de la reducción al polo del CMR muestra la presencia de tres anomalías aisladas positivas en los extremos de la caldera. La primera se presenta sobre Río Caliente con valores entre 270 y 150 nT, dimensiones de 3.5 km en su eje mayor y posible continuación hacia el suroeste. Esta anomalía positiva continua hacia de C. Alto con valores de entre 102 y -63 nT. Al sur de la caldera en el domo San Miguel se encuentra una anomalía monopolar de 4 km con posible continuación al SW del mismo y finalmente en la parte Este de la caldera se logra observar una anomalía alargada de tamaño considerable de hasta 9 km en su eje mayor con posible continuación en dirección Este. Mientras que en la porción central del mapa hasta los tomos C. El Tule, Ixtahuatonte, El Culebreado y la Cuesta se observan anomalías de valores bajos (-202 a -540 nT) posiblemente asociados a material de relleno de lago intracaldera, material poco consolidado o la presencia de fallas estructurales responsables de la respuesta de susceptibilidad negativa, mientras que los valores relativamente altos se relacionan geológicamente a cuerpos intrusivos.

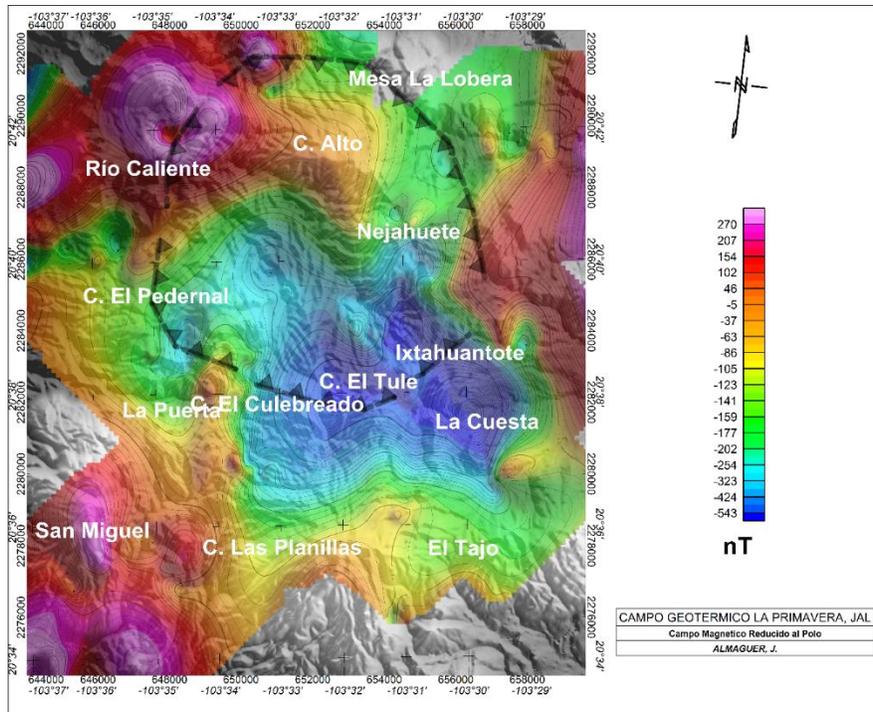


Figura 31. Mapa que muestra la configuración del campo magnético reducido al polo. Las anomalías magnéticas (máximos) que se observan en la caldera están asociadas a la presencia de rocas volcánicas o cuerpos intrusivos.

#### 7.5.4. Primera derivada vertical del Campo Magnético Reducido al Polo

Con el objetivo de resaltar información relacionada a altas frecuencias, la eliminación de bajas frecuencias y dar a conocer las zonas de debilidad asociadas a zonas de falla y posible anillo calderico de LP, se aplicó el algoritmo matemático de Primera Derivada Vertical (1aDz) propuesta por Henderson y Ziets (1949), el cual se pueden interpretar y definir rasgos litológicos, fallas y/o fracturas estructurales superficiales. Adicionalmente, para la interpretación de las anomalías magnéticas terrestre se utilizó el filtro de continuación ascendente de 500 m al campo magnético (Henderson, 1970) utilizado para reducir los efectos de fuentes superficiales, al cambiar el nivel de observación la respuesta disminuye ya que la fuerza del campo magnético es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia entre la fuente y el nivel de observación, por lo tanto, la señal magnética se suaviza.

El mapa muestra en conjunto de lineamientos marcados que existen dentro y fuera de la caldera, se presentan una seria de anomalías positivas con intensidades de magnetización entre 270 y 130 nT todas limitadas en su alrededor por lineamientos magnéticos con distinta orientación, ubicadas

puntualmente en Río Caliente, C. Alto, parte Este de Nejahuete, Norte de El Pedernal, C. San Miguel, Planillas y El Tajo. Mientras que al centro y sur de la caldera se presentan anomalías negativas en C. El Culebredo, El Tule e Ixtahuatonte.

Obsérvese los lineamientos con tendencia circular asociados con la que podría relacionarse a la fractura tipo anillo de la caldera, se interpreta la existencia de un lineamiento semi-circular indicado por el gradiente magnético existente entre los valores altos y bajos de la intensidad magnética generalmente asociados con rocas intrusivas rodeando magnéticos bajos asociado al relleno de sedimentos poco consolidados. Así mismo, se puede observar la inferencia de fallas con orientación aproximada N-S que podría asociarse con el posible rol de conducto ubicado en la parte sur externa a la caldera en la zona del Arco Sur de la LP.

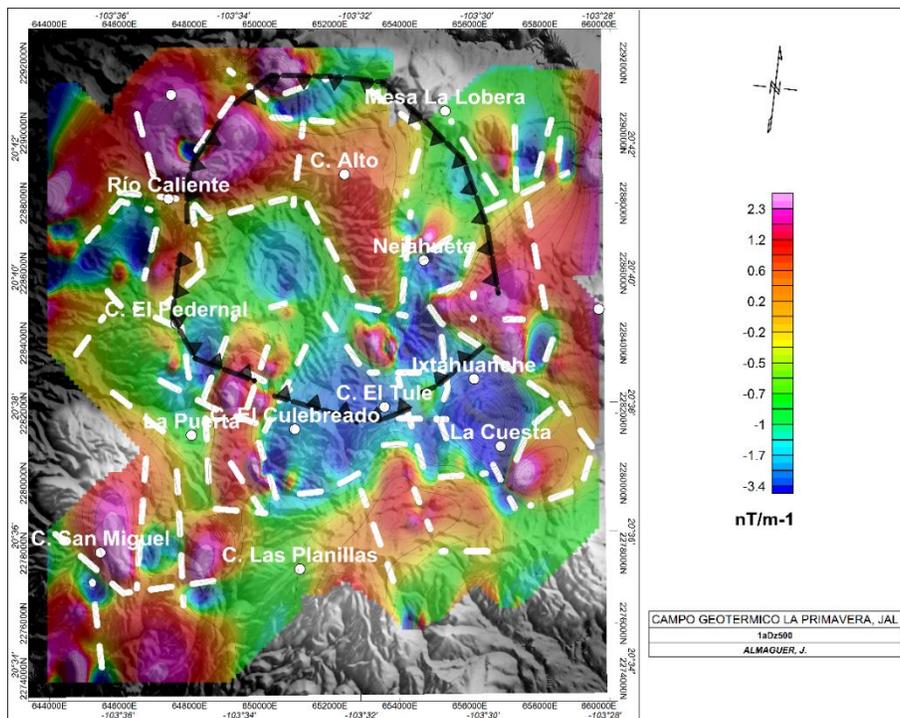


Figura 32. Lineamientos trazados obtenidos mediante la primera derivada vertical del campo magnético reducido al polo.

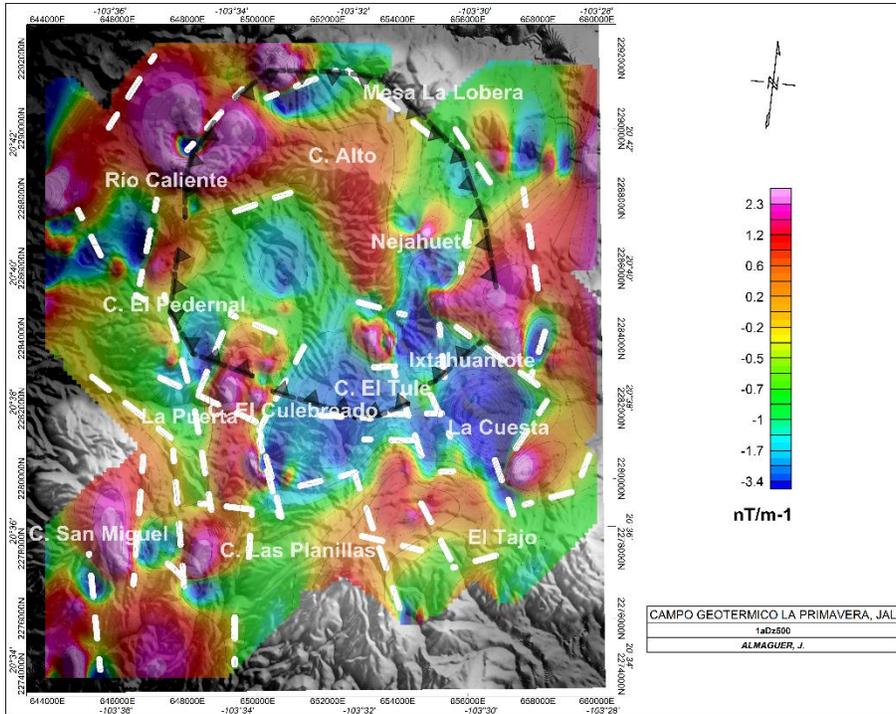


Figura 33 Lineamientos trazados obtenidos mediante la primera derivada vertical del campo magnético reducido al polo continuado ascendientemente 500 m donde se han recalcado algunos de los lineamientos con tendencia circular y al sur de la LP lineamientos con orientación N-S.

## 7.6. Gravedad terrestre

### 7.6.1. Anomalía de Bouguer completa

Los datos obtenidos en campo se aplicaron las correcciones necesarias para generar el mapa de Anomalía de Bouguer Completa (Fig. 34). El área que cubre la anomalía de Bouguer fue resultado de la interpolación de los valores medidos en las estaciones gravimétricas

El mapa muestra la configuración de la anomalía de Bouguer Completa, cuyas magnitudes varían de -166 a -183 mGal. Los valores más bajos (-178 a -183 mGal) pueden describirse como una tendencia preferencial en forma semicircular. Al NW del área, en la porción donde se ubica Río Caliente se localizan las magnitudes más altas (entre -166 y -170 mGal). De manera general se puede describir las anomalías como una tendencia semicircular con presencia de anomalías positivas en su parte central y NW de la zona de estudio.

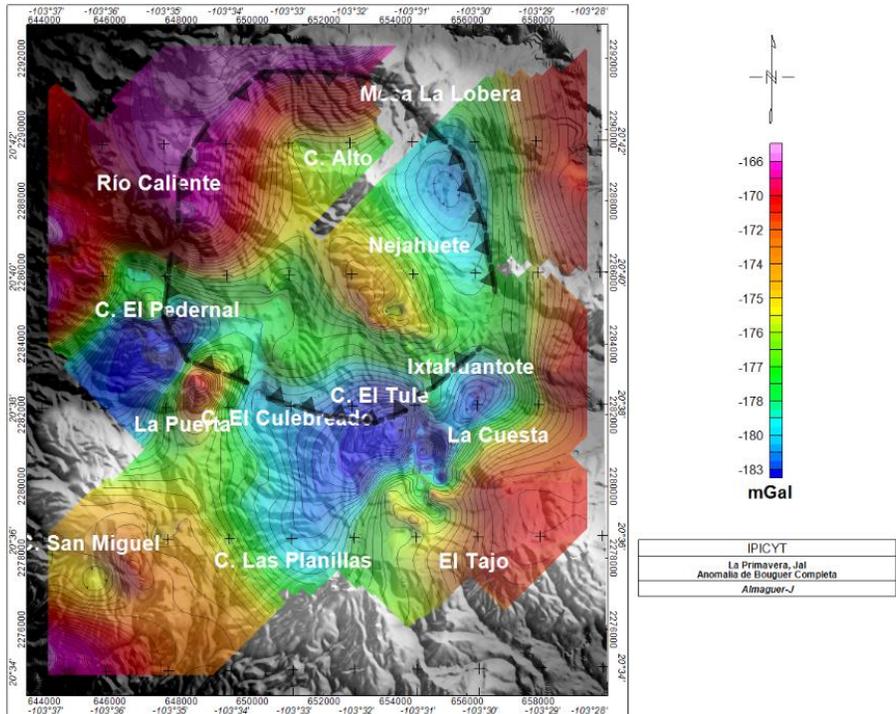


Figura 34. Mapa que muestra la configuración de anomalía de Bouguer completa, como referencia se indica el límite de caldera en línea discontinua negra. Se puede observar la ubicación de los principales domos y ubicaciones como son Río Caliente, C. Alto, Nejahuete y domos jóvenes pertenecientes al arco sur de la caldera.

### 7.6.2. Anomalía Residual

Se obtuvo el mapa de Anomalía Residual (Fig. 35) como resultado de la aplicación de un polinomio de tercer orden al mapa de Anomalía de Bouguer Completa. La Anomalía Residual representa señales superficiales por frecuencias altas. Las magnitudes del mapa de anomalía Residual varían de 7 a -7 mGal.

Anomalía gravimétrica positiva con valores de 7 a 3.5 mGal sobre Río Caliente con posibilidad de extensión en dirección NW de la caldera. Así mismo en el centro de la caldera con menor intensidad se observa un alto positivo de valores entre 3 y 0 mGal. Mientras que la parte fuera de la caldera al sur de los domos San Miguel, Planillas y El tajo se observa una tendencia positiva de hasta 7 mGal con dirección W-E y posible extensión hacia el sur de estos domos. En la parte de C. El Pedernal, El Culebrado, C. El Tula e Ixtanhuanché y porción de C. Alto se observan anomalías de baja magnitud (-3 a -6.8 mGal) con dirección semicircular abierto hacia el NW del área, geológicamente este bajo gravimétrico correlaciona con la ubicación de la falla tipo anillo de la caldera reportada por Bolos, X 2018.

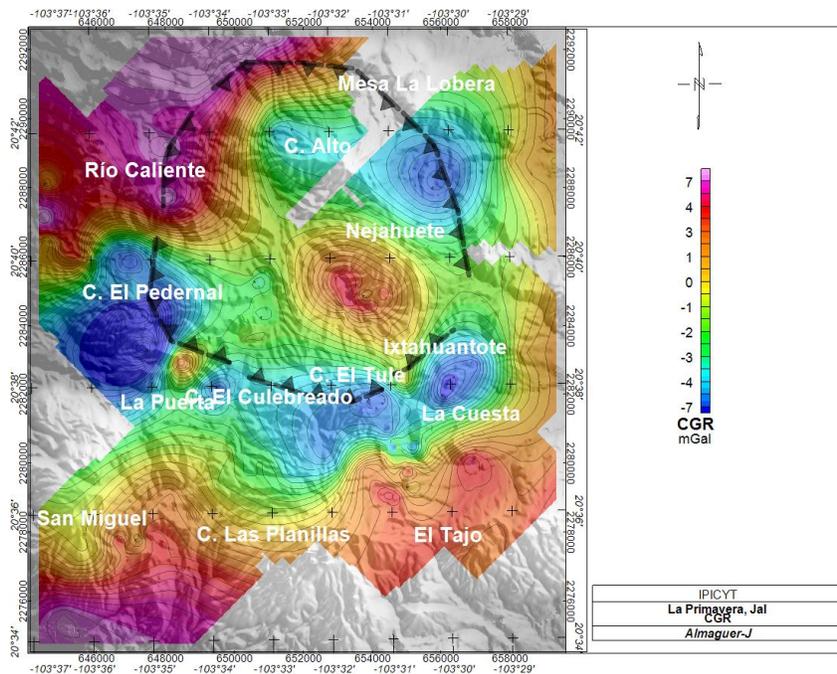


Figura 35. Mapa que muestra la configuración de anomalía del campo gravimétrico residual, como referencia se indica el límite de caldera en línea discontinua negra, además de la ubicación de los principales domos y ubicaciones como son Río Caliente, C. Alto, Nejahuete y domos jóvenes pertenecientes al arco sur de la caldera.

### 7.6.3. Primera derivada vertical del Campo Gravimétrico Residual

Para la caracterización de los lineamientos se combinó información de elevación topográfica, algoritmo de primera derivada, sobreponiendo los resultados de los lineamientos obtenidos, permitiendo interpretar distintas tendencias en los diferentes conjuntos de datos magnéticos y gravimétricos.

En el mapa correspondiente a los datos de gravimetría terrestre (Fig. 36) la tendencia general de los lineamientos tiene distintos rumbos, sin embargo, la Fig. 37 se observan dos tendencias circulares ubicadas en el centro y fuera de la caldera. Suponiendo que los bordes de las fuentes anómalas son causadas por contactos verticales. Esta correlación confirma la ubicación de profundidad de bordes que reflejan distintos atributos de características lineales, como fallas, contactos, bordes o levantamientos.

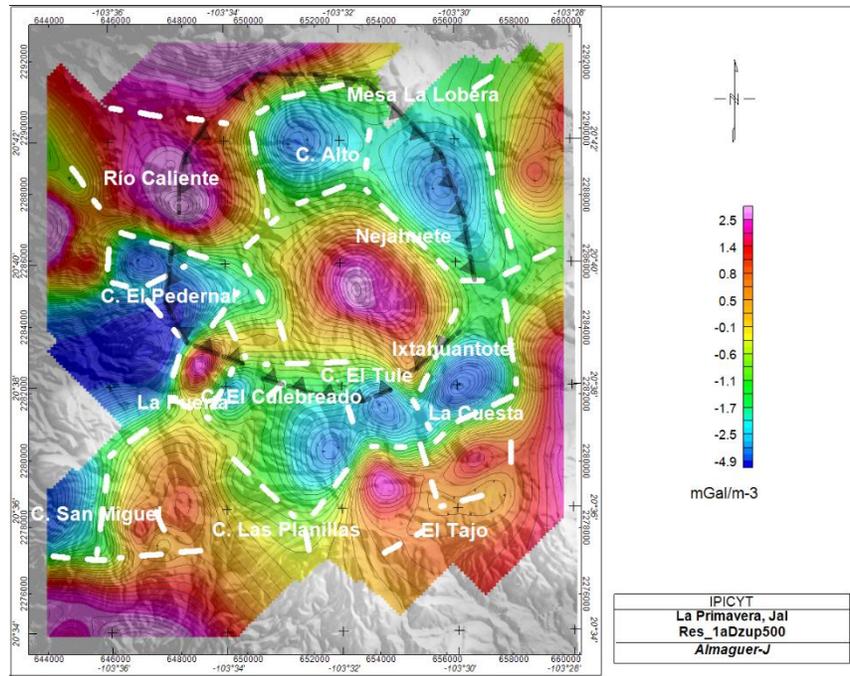


Figura 36 Lineamientos trazados obtenidos mediante la primera derivada vertical del campo gravimétrico residual continuado ascendentemente 500 m.

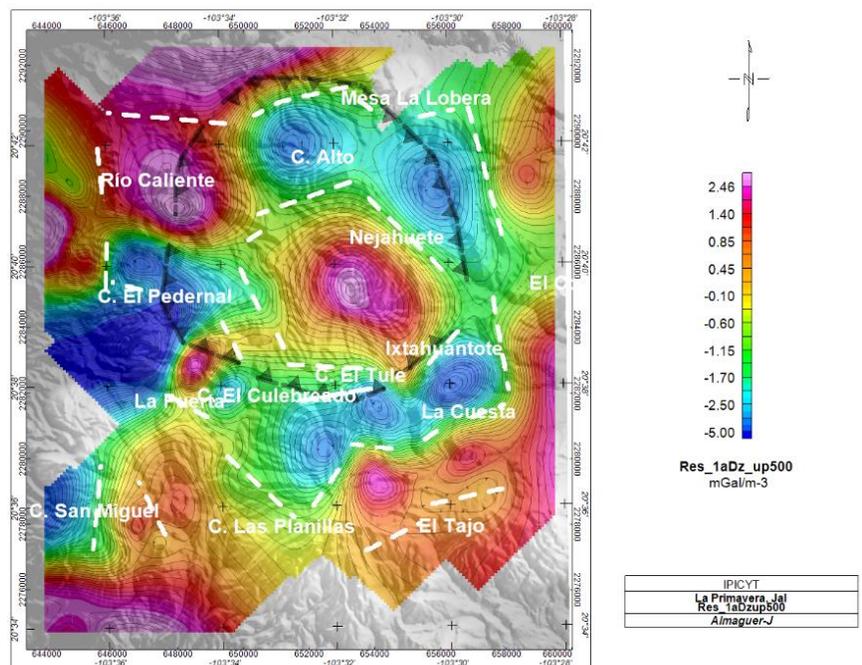


Figura 37. Lineamientos trazados obtenidos mediante la primera derivada vertical del campo gravimétrico residual continuado ascendentemente 500 m donde se han recalcado algunos de los lineamientos con tendencia circular.

## 7.7. Localización y Profundidad de Anomalías Geofísicas: Estimación de profundidad de Werner

Aplicamos el método deconvolución de Werner a lo largo de los perfiles trazados en el mapa de CMRP de datos terrestres. Se estimó el tamaño de ventana necesario con un error máximo 10%, dirección relativa de strike 90 y un índice estructural 1, con una profundidad máxima de 10 y una mínima de 1 m.

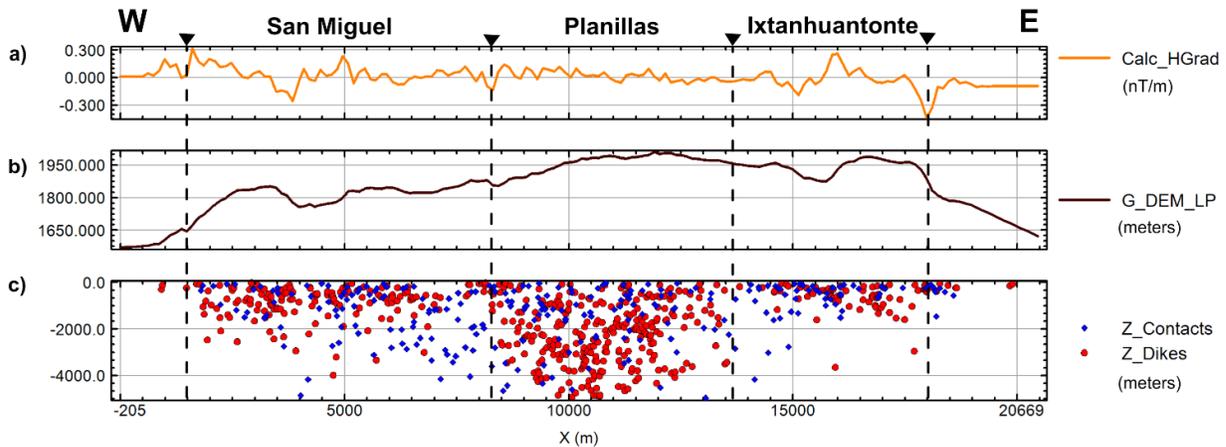


Figura 38. Interpretación de la desconvolución de Werner de los contactos (diamantes azules) y cuerpos magnetizados como diques (círculos rojos) aplicados al perfil SP10. a) Variación derivada horizontal, b) rangos topográficos, yc) representa la profundidad de las soluciones de desconvolución de Werner. Las características más notables aparecen en el centro del perfil (al norte de Las Planillas) donde se traza un número razonable de soluciones a diferentes profundidades (las profundidades más extensas son de hasta 5 km). La parte oeste y este del perfil (cúpulas de San Miguel y Ixtanhuantote, respectivamente) presentan estructuras subverticales poco profundas, con 1.2 km como el valor de un punto más profundo.

El resultado obtenido en la Fig. 38 ilustra las fuentes magnéticas donde la solución Werner muestra la profundidad exacta de las fuentes magnéticas a profundidad entre los rangos 1580 y 80 msnm, y en menor proporción valores de hasta -1230 msnm. Las características más notables a lo largo de la sección son las profundidades más cercanas a superficie se encuentra en el área de sobre el Cerro del Tule y 2500 m al sur del mismo.

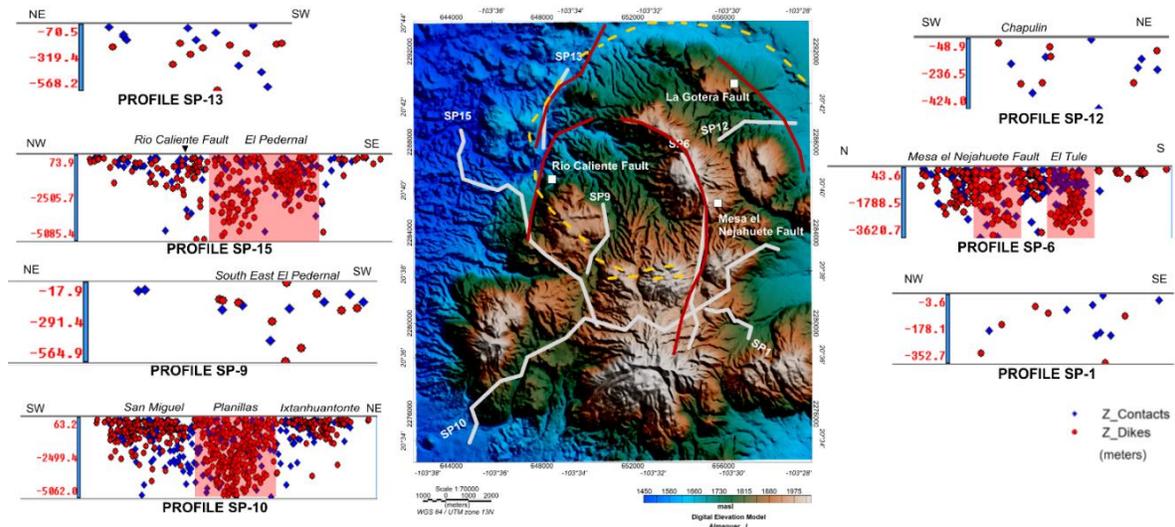


Figura 39. Estimación de la deconvolución de Werner sobre la extensión espacial de los cuerpos y de la profundidad, que describen la falta de homogeneidad entre las zonas de caldera. Cada solución de Werner se traza a lo largo del perfil en función de la profundidad de los contactos (diamantes azules) y los cuerpos magnetizados como diques (círculos rojos). Las líneas blancas representan los perfiles de ubicación SP-1, SP-12, SP-6, SP-9, SP-10, SP-15 y SP-13 en LP. La línea amarilla discontinua representa la falla del anillo de caldera según Walker (1984), y las líneas continuas rojas representan las fallas geológicas.

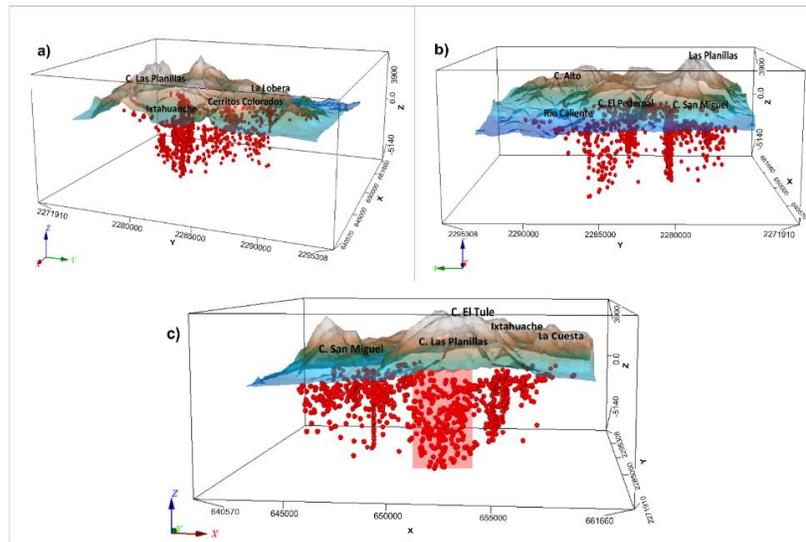


Figura 40. Resultados de la solución Werner vista 3D. Sectores que trazan la posición y profundidad de los diques en vistas: a) Este, b) Oeste y c) Sur de LP. En la vista a) de LP anomalías asociadas a presencia de dique se extiende a una profundidad relativamente baja (80-1500 msnm), mientras que en los sectores (b) y d) las tendencias de diques se encuentran a una profundidad que supera los -5000 msnm.

## 7.8. Espectro de Potencia

Para el presente estudio se aplicó la transformada de Fourier al CMRP de los datos magnéticos, así como el Residual de la señal de Bouguer Completa de gravimetría. Como resultado, se obtuvo una

base de datos del espectro de potencia, obteniendo las profundidades estimadas de las anomalías gravimétricas y magnéticas respectivamente.

En el mapa corregido, la anomalía positiva en la periferia de la caldera con dirección radial en LP. La anomalía positiva es considerada el margen de la estructura y es consistente con los productos emitidos. Se presenta una anomalía de valores intermedios (-174 a -177 nT) al centro de la caldera, rodeada en su mayor parte por anomalías bajas entre -178 a -183 nT.

Se utilizó cada uno de estos mapas por separado para modelar la geometría de las fuentes de las anomalías calculadas, definiendo tres tramos lineales que componen la curva. Para la anomalía Gravimétrica Residual y anomalía magnética Reducida al Polo se encuentra la fuente más profunda a -1.17 y -1.26 km respectivamente. En el caso de la anomalía gravimétrica, la fuente intermedia se encuentra a una profundidad de -0.366 km desde la superficie, respecto a la anomalía magnética con profundidad de -0.54 km, en el caso analizado para la determinación de la fuente intermedia la anomalía gravimétrica y magnética de la caldera LP se obtiene profundidades con valores de diferencia distintas para cada caso indicando que se trata de fuentes diferentes.

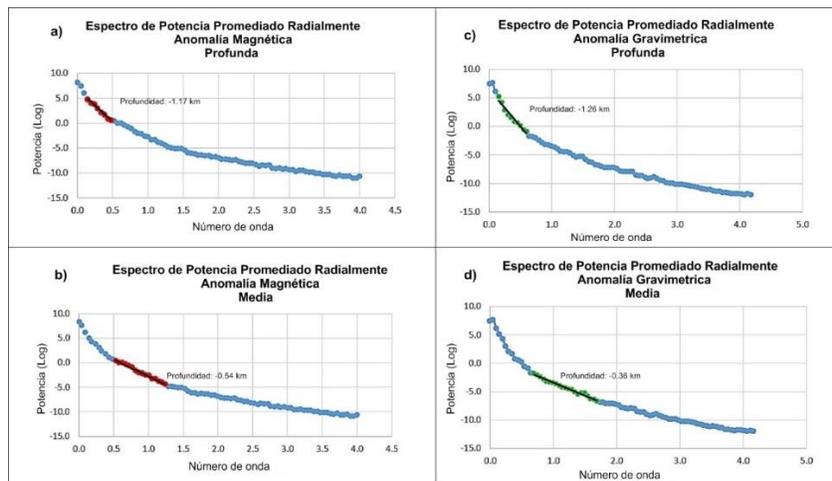


Figura 41. Logaritmo natural del espectro de densidad de potencia radial versus número de onda radial para los datos de CMRP (derecha) y Gravedad Residual (izquierda). Los segmentos de línea recta (rojo y verde) son indicadores de interfaces de superficie para anomalías. Las profundidades se entregaron desde pendientes de segmentos espectrales de potencia. Como resultado, se obtiene una curva de espectro de potencia bidimensional y la profundidad estimada del campo magnético y las anomalías.

## 7.9. Deconvolución de Euler

La deconvolución de Euler es comúnmente utilizada para determinar la profundidad y ubicación de unidades geológicas o estructuras que producen anomalías magnéticas o gravimétricas. Se ha utilizado esta técnica de deconvolución como una interpretación semiautomática para la estimación de profundidades de estructuras y cuerpos geológicos correspondientes a las anomalías geofísicas asociados a elementos geológicos en un mallado bidimensional (Reid, 1990) debido a que realiza una estimación automática de la ubicación de fuentes y su profundidad.

El método de Euler fue aplicado a los mapas de CMRP y CGR usando una ventana de 15 x 15 km, realizamos la deconvolución utilizando el método estándar de Euler 3D del programa Geosoft. Hemos asignado distintos valores de índices estructurales encontrando que el índice  $N=3$  la extensión del agrupamiento de cuerpos da como resultado un comportamiento similar que con las otras metodologías utilizadas anteriormente.

El mapa de solución de Euler define un rango de profundidades desde menores a 950m y máximas hasta 9100 m. La mayoría de las soluciones en la periferia de la caldera muestran gran presencia de profundidades entre 950–2200m acompañadas en menor proporción profundidades 2200-3500m y muy pocas de hasta 4600m, las ultimas se encuentran en zonas más preferenciales y menos generalizadas. En la parte centro de la caldera cerca de la ubicación de los domos: El Coli, El Tajo, C. El Tule y al W de C. San Miguel encontramos profundidades someras principalmente al sur de El Coli, y medianas desde <950 m hasta 4600, y algunas muy pocas de hasta 6000 m principalmente al oriente de San Miguel. Al occidente, sur y oriente de cerro Las Planillas se centra un número de valores de profundidad media-alta entre 4600 y 6000 m. El mapa de solución de Euler revela la presencia de cuerpos profundos al suroeste de la caldera, la mayor parte de los valores de gran profundidad de hasta 7200 m al sur de Las Planillas y El Tajo con una orientación lineal NE-SW.

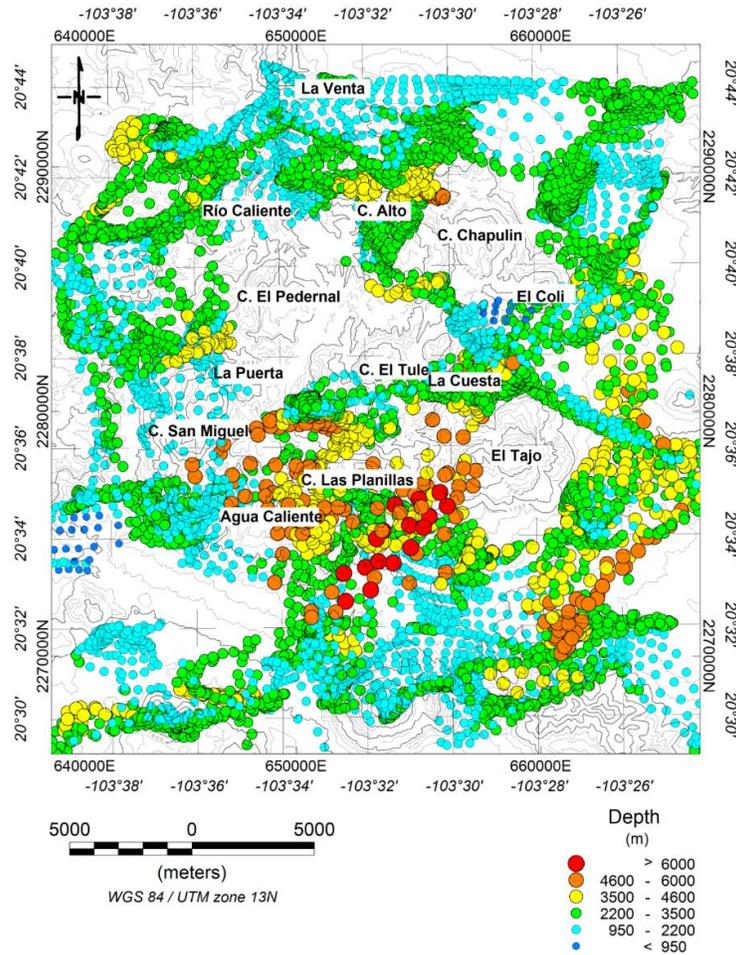


Figura 42. Resultados de la deconvolución de Euler a partir de los datos aeromagnéticos CMRP de LP, utilizando un índice estructural  $N = 3.0$ , ventana de  $15 \times 15$  km y un error relativo máximo del 7%. La altura de referencia es el nivel topográfico. Indicando las soluciones de Euler para profundidades (950 - 6000 msnm). El círculo de color indica la profundidad a la fuente magnética. Las profundidades calculadas se reconocieron en un rango de 950 a 6000 msnm. En las partes del sur del área de estudio se reconoció la mayor profundidad de 6000 msnm. Considerando que, las profundidades variables menores de 4600 se identificaron en la parte central del área de estudio.

### 7.9.1. Inversión 3D de datos gravimétricos y magnéticos

Los datos potenciales fueron invertidos utilizando Geosoft VOXI Earth Modelling™ System, el cual es un módulo de computación perteneciente a la nube Geosoft Oasis Montaj, permite la inversión de datos geofísicos (en este caso, gravedad y magnetismo) en 3D, (Geosoft, 2016). Trabaja con el algoritmo de inversión de reponderación iterativo desarrollado por Ingam et al. (2003) y simplificado por Ellis y MacLeod (2013) para aumentar la precisión en la representación de superficies geológicas.

La inversión 3D es una herramienta útil para evaluar la geometría del cuerpo intrusivo, dando como resultado un modelo de inversión que proporciona una aproximación de la geometría, profundidad y propiedades físicas de los cuerpos que conforman nuestra zona de estudio. El proceso de inversión geofísica utiliza un conjunto de mediciones espaciales para generar un modelo de distribución de la propiedad física que ajuste de manera aceptable con los datos medidos. Además, se toman mediciones de las propiedades físicas en las muestras de roca lo cual ayuda al algoritmo de inversión a converger un modelo más realista (McGaughey 2007; Sun y Li 2011), información como por ejemplo de registros de susceptibilidad magnética, registros de densidad o información geológica.

Para el modelado de datos magnéticos, convencionalmente los programas computacionales realizan las inversiones en base a la susceptibilidad, considerando que los dominios magnéticos se orientan paralelamente al campo geomagnético, lo cual no siempre ocurre. El desconocimiento de algunos factores importantes que controlan el orden de la orientación de estos dominios como son la inducción, remanencia, anisotropía, desmagnetización entre otros, puede generar interpretaciones equivocadas (Barbosa y Pereira, 2013). Cuando se tiene sospecha de la magnetización remanente o la zona de estudio se encuentra en latitudes bajas, donde el error puede llegar a ser en orden de kilómetros debido a que puede distorsionar las inversiones en base a la suposición de que la fuente solo ha inducido la magnetización (MacLeod., 2013) es recomendable incorporar Inversión del Vector de Magnetización (MVI, sus siglas en inglés) con el fin de obtener resultados más confiables influyendo en la modelación la dirección y magnitud del campo (Geosoft, 2016) así la inversión del vector magnético hace uso tanto de la magnetización inducida como la remanente. La técnica de MVI además de la magnetización inducida, toma en cuenta la remanencia, desmagnetización y anisotropía de los materiales magnéticos para calcular la amplitud y dirección de dichos dominios, teniendo como producto un modelo 3D más realista respecto a la geología y las estructuras del área de estudio (Barbosa, Pereira., 2013).

El área geográfica seleccionada para llevar a cabo la inversión de los datos fue extraída de un levantamiento datos aeromagnéticos CMR obtenidos por SGM delineando el área del entorno de la caldera LP sobre el entorno regional. El área seleccionada fue volada en dos partes, la primera en 1982 y posteriormente en 1998, los vuelos tuvieron 300 m de distancia del terreno y 1000 m de separación entre líneas de vuelo y 10 000 m de distancia entre líneas de control. Con valores de intensidad de 43 333 nT en 1982 y 42 499nT en 1998, inclinación: 47°25'; 47°49' y declinación magnética de 8°30'; 8°00' respectivamente.

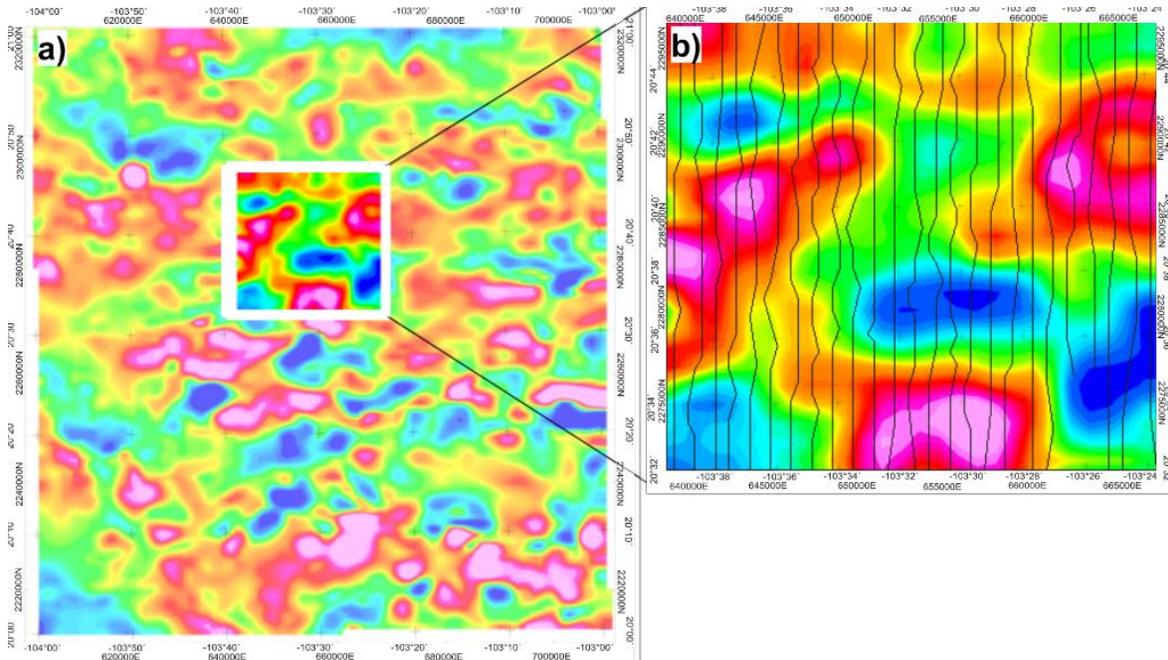


Figura 43. Área local de la caldera separada de la zona de estudio regional. a) Datos aeromagnéticos regionales de LP, el área geográfica (cuadrado blanco) se seleccionó para implementar la inversión de datos extraída de datos aeromagnéticos CMR obtenida por el Servicio Geológico Mexicano (SGM). b) Datos aeromagnéticos locales del área exclusiva de LP que muestran las ubicaciones y la orientación de las líneas de levantamiento rastreadas por SGM.

Un modelo de inversión 3D del campo magnético y gravimétrico completó los resultados anteriores. El proceso de inversión geofísica utiliza un conjunto de mediciones espaciales para generar un modelo de distribución de propiedades físicas que se ajusta de manera aceptable a los datos medidos. Las muestras de núcleos de los pozos seleccionados perforados por CFE se midieron para usar valores reales de susceptibilidad magnética. Estos datos mejoraron la correlación litológica y la inversión del algoritmo para generar un modelo más realista con información, como la susceptibilidad magnética, los registros de densidad y otra información geológica. La zona geográfica seleccionada para implementar la inversión de datos se extrajo de los datos aeromagnéticos regional CMR. El área estaba restringida al área local de la caldera de la zona regional (Fig. 43).

### 7.9.2. Inversión Magnética, La Primavera

La base para la inversión del modelo fue utilizando el Campo Magnético Reducido al Polo, con un valor de raíz de la media cuadrática (RMS) de la inversión convencional de 7 nT. Los modelos obtenidos fueron generados en VOXI Earth Modelling –MVI en un modelo de celdas de 103 celdas

en X, 116 en Y y 27 en Z, con una resolución de modelo de 250 m en dirección x, y, con un tamaño vertical de 952 m. Los rangos de elevación topográfica varían entre 2200 y 1870 msnm.

Los resultados finales de las inversiones del área de interés se presentan a continuación.

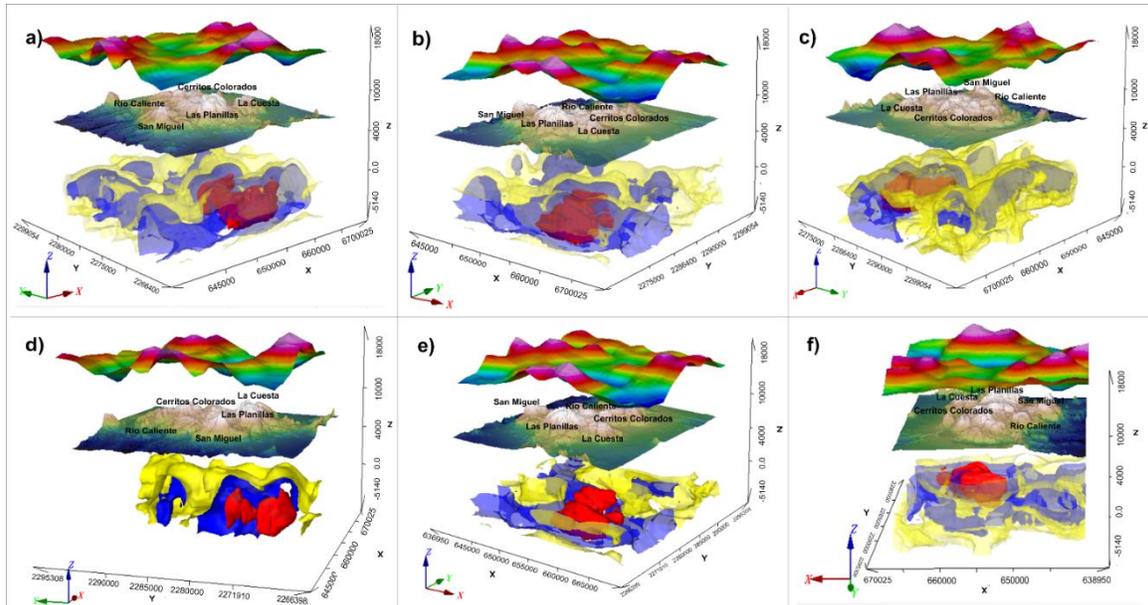


Figura 44. Distribución de las isosuperficies principales derivada del modelo de inversión 3D de la anomalía aeromagnética. Cada imagen, la parte superior representa el mapa del Campo Magnético Residual, la parte intermedia es la superficie topográfica y las isosuperficies de susceptibilidades principales (generadas con VOXI Earth Modeling –MVI) están en la parte inferior de cada imagen. Tres de los principales cuerpos anómalos, marcados como anomalías 0.0343 SI (rojo), 0.00892 SI (azul), 0.00232 SI (amarillo), de la inversión corresponden a los más profundos y extensos de la región. Para una mejor comprensión, la flecha roja apunta hacia el Este (x), la flecha amarilla apunta hacia el Norte (y), y la flecha azul indica la profundidad (z). a) Vista 3d parte SW de la caldera, b) vista 3d parte SE de la caldera, c) vista 3d parte NE de la caldera, d) vista 3d parte Este de la caldera, e) vista 3d parte SE de la caldera y f) vista 3d parte Oeste de la caldera.

La separación efectiva del área de regional con el área de interés proporciona una vista de la inversión tridimensional del TMI en LP donde se destacaron siete anomalías principales de la caldera. Tres de los principales cuerpos anómalos de la inversión corresponden las más profundas y extensas en la región:

Isosuperficie 0.0664 SI con una extensión de 800.05 km<sup>2</sup> se encuentra en la zona centro del área seleccionada cubriendo parte centro del Cerro el Culebreado, parte sur de Cerro Las Planillas y centro de domo sur.

Isosuperficie 0.0343 SI con un área aproximada de 238 km<sup>2</sup>, su extensión comprende los domos del sur, con mayor extensión en C. Planillas y C. El Culebrado, esta anomalía de gran tamaño se encuentra a una profundidad de hasta -6400 msnm con dirección alargada E– W. Adicionalmente

se observa una pequeña anomalía ubicada al oeste de Río Caliente cuya profundidad cambia hasta alcanzar una profundidad máxima de -1000 msnm.

Isosuperficie 0.00244 SI con un área de aproximadamente 1,039 km<sup>2</sup> Esta anomalía tiene forma irregular encontrándose a profundidades medias 1000 msnm hasta alcanzar los -6400. Su comportamiento parece ser de forma envolvente a la anomalía anteriormente descrita. Sin embargo, al sur de la caldera parece tener una dirección muy clara W-E al sur de los domos Planillas, San Miguel y El Tajo; posteriormente cambia de tendencia para conectarse a la zona de Río Caliente con dirección N-S. En profundidades altas a medias (-2000 m) se encuentra gran parte de esta anomalía de forma lineal, pareciendo ser una zona de contacto o transición entre la anomalía profunda y somera, se puede tratar de una zona de comunicación entre ambas áreas limitadas por contactos o fallas que actúan como conductos de este tipo de material de forma ascendente.

La anomalía con valor de 0.00232 SI, tiene un área cercana a 1,511 km<sup>2</sup>. Aproximadamente un 60% de esta anomalía se encuentra de manera envolvente a la anomalía 0.0089. Aflora a altas profundidades desplazándose de manera vertical ascendente hasta llegar a la superficie de terreno en mayor proporción, aparentemente no muestra preferencia en su distribución, debido a que se presenta en gran parte del área estudiada cubriendo en su mayoría la anomalía anterior, sin embargo, existe una concentración de este material sobre Ixtahuatonte, C. El Tule y el Culebreado

Las anomalías con menor valor ( $0.0006 - 7.03 \text{ E}^{-6}$ ) y con un área de 1,110 km<sup>2</sup> se encuentran a profundidad media y en mayor proporción a superficie, ubicándose principalmente en las laderas de los domos dentro de la caldera. Sin embargo, existe entre C. San Miguel y La Puerta, esta anomalía se comporta de manera ascendente desde una profundidad de -6484 msnm hasta llegar a superficie.

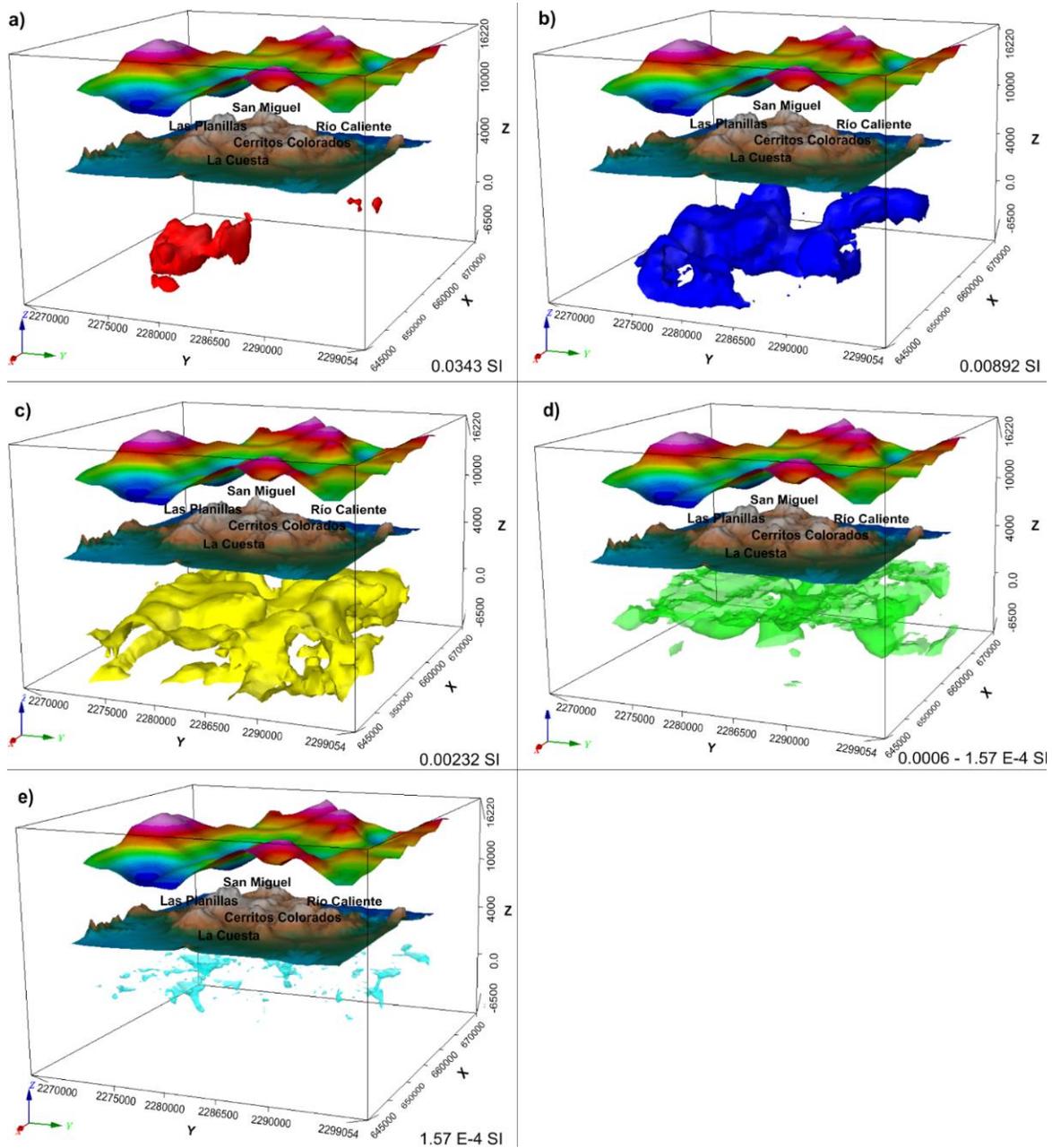


Figura 45. Resultados de isosuperficies de la inversión 3D del modelo de caldera LP para valores de susceptibilidades variables obtenidos de los datos aeromagnéticos. Para una mejor comprensión, trazamos el mapa del Campo Magnético Residual en la parte superior, la superficie topográfica en la parte intermedia y las superficies de susceptibilidad están representadas en la parte inferior de cada figura: a) 0.0343 SI (rojo), b) 0.00892 SI (azul), c) 0.00232 SI (amarillo), d) 0.000603 SI (verde), e) 1.57 E-4 SI (azul cielo). Para una mejor comprensión, la flecha roja apunta hacia el Este (x), la flecha amarilla apunta hacia el Norte (y), y la flecha azul indica la profundidad (z).

## 7.10. Vector de inversión de magnetización

Convencionalmente los programas de inversión magnética realizan los modelos con base a la susceptibilidad, considerando que los dominios magnéticos se orientan paralelamente al campo geomagnético, lo cual no siempre ocurre. El desconocimiento de algunos factores importantes que controlan el orden de la orientación de los dominios magnéticos como son la inducción, remanencia, anisotropía, desmagnetización entre otros, puede generar interpretaciones equivocadas. La técnica de Inversión del vector de magnetización (MVI, sus siglas en inglés), además de la magnetización inducida, tomando en cuenta la remanencia, desmagnetización y anisotropía de los materiales magnéticos para calcular la amplitud y dirección de dichos dominios, teniendo como producto un modelo 3D más realista respecto a la geología y las estructuras del área de estudio (Barbosa, Pereira., 2013)

Cuando se tiene sospecha de la magnetización remanente o la zona de estudio se encuentra en latitudes bajas, donde el error puede llegar a ser en orden de kilómetros lo cual puede distorsionar las inversiones con base a la suposición de que la fuente solo ha inducido la magnetización (MacLeod., 2013) es recomendable incorporar el MVI con el fin de obtener resultados más confiables influyendo en la modelación la dirección y magnitud del campo (Geosoft, 2016) así la inversión del vector magnético hace uso tanto de la magnetización inducida como la remanente.

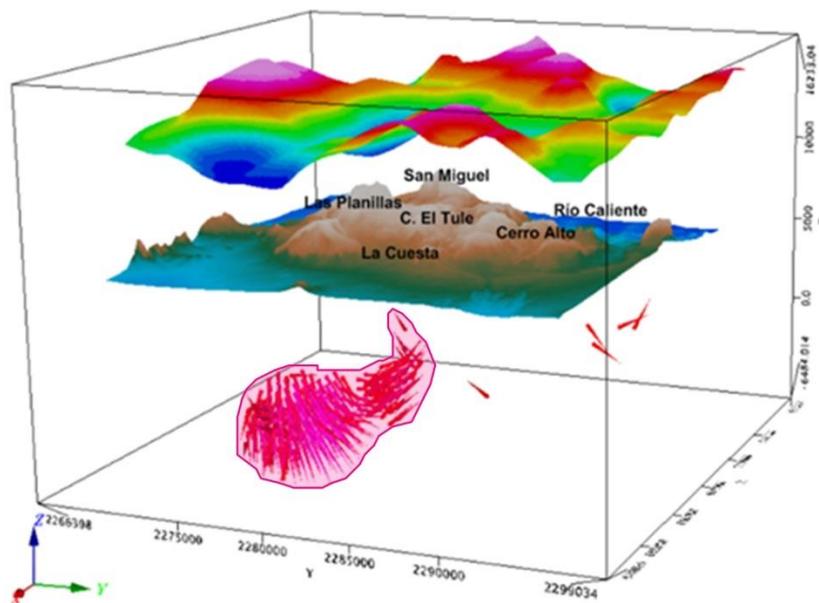


Figura 46. Resultados de inversión del vector de magnetización para LP Área, amplitud y vector de magnetización recortados a 0.02 SI. El área sur muestra la posición de mayor probabilidad de magnetización remanente (color magenta). La mayoría de los vectores de inducción apuntan en dirección a profundidad y Oeste.

La porción NW del cuerpo magnetizado probablemente se encuentra correlacionado con la volcánica de la región, con una forma alongada  $35^{\circ}$ NW. Este cuerpo magnético tiene gran relevancia debido al modelo estructural y posicional contribuido al entendimiento volcánico y estructural del área.

### **7.11. Inversión Gravimétrica, la Primavera**

El mallado generado para llevar a cabo el proceso de inversión no sobrepasa el 5 por ciento de la desviación estándar, es decir, el mallado que será utilizado para la inversión no será más del 5 por ciento distinto del mallado medido. En la presente inversión, las dimensiones del mallado del polígono seleccionado como área de interés fueron  $x = 87$ ,  $y = 83$ ,  $z = 19$ , con una resolución de modelo de 250 m en dirección  $x$  y  $y$ , con una altura máxima de 2275.3 msnm y un mínimo de -10500.2 msnm. La base para la inversión del modelo fue utilizando el Campo Gravimétrico Residual.

Los resultados de la inversión del campo gravimétrico se muestran en las Fig. 47. Se muestra la distribución de las isosuperficies y su extensión dentro del polígono de interés. La figura muestra un conjunto de las isosuperficies, relacionadas con los valores más altos de densidades positivas.

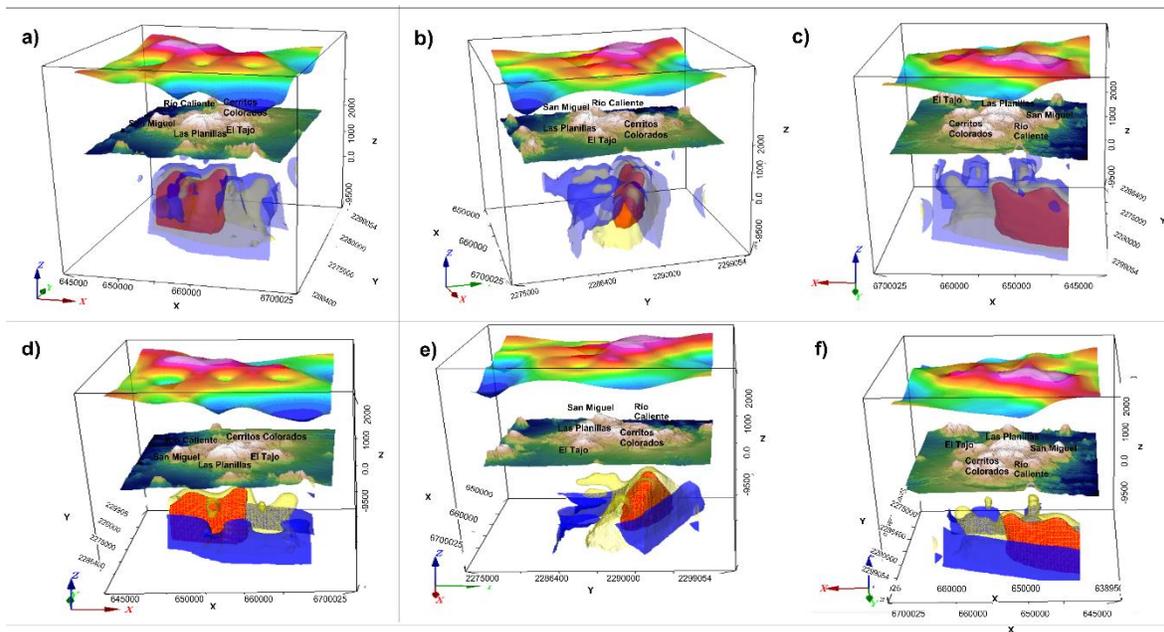


Figura 47. Distribución de las isosuperficies principales derivada del modelo de inversión 3D de la anomalía gravimétrica satelital. Cada imagen, la parte superior representa el mapa del Campo Gravimétrico Residual, la parte intermedia es la superficie topográfica y las isosuperficies de susceptibilidades principales (generadas con VOXI Earth Modeling –MVI) están en la parte inferior de cada imagen. Tres de los principales cuerpos anómalos, marcados como anomalías  $2.7401 \text{ gr/cm}^3$  (rojo),  $2.7128 \text{ gr/cm}^3$  (amarillo),  $2.685 \text{ gr/cm}^3$  (azul), de la inversión corresponden a los más profundos y extensos de la región. Para una mejor comprensión, la flecha roja apunta hacia el Este (x), la flecha amarilla apunta hacia el Norte (y), y la flecha azul indica la profundidad (z).

Valores más altos de densidad no se extienden a superficie, manteniéndose a una profundidad de hasta 667 msnm, muestra una geometría alargada con una tendencia clara en dirección NW-SE, sugiriendo una relación causal entre la estructura alargada y la tendencia regional de la FVTM en su sector occidental. La distribución de densidades varía de las más altas densidades ( $2.6741$ ) a las menores de  $2.60 \text{ gr/cm}^3$ .

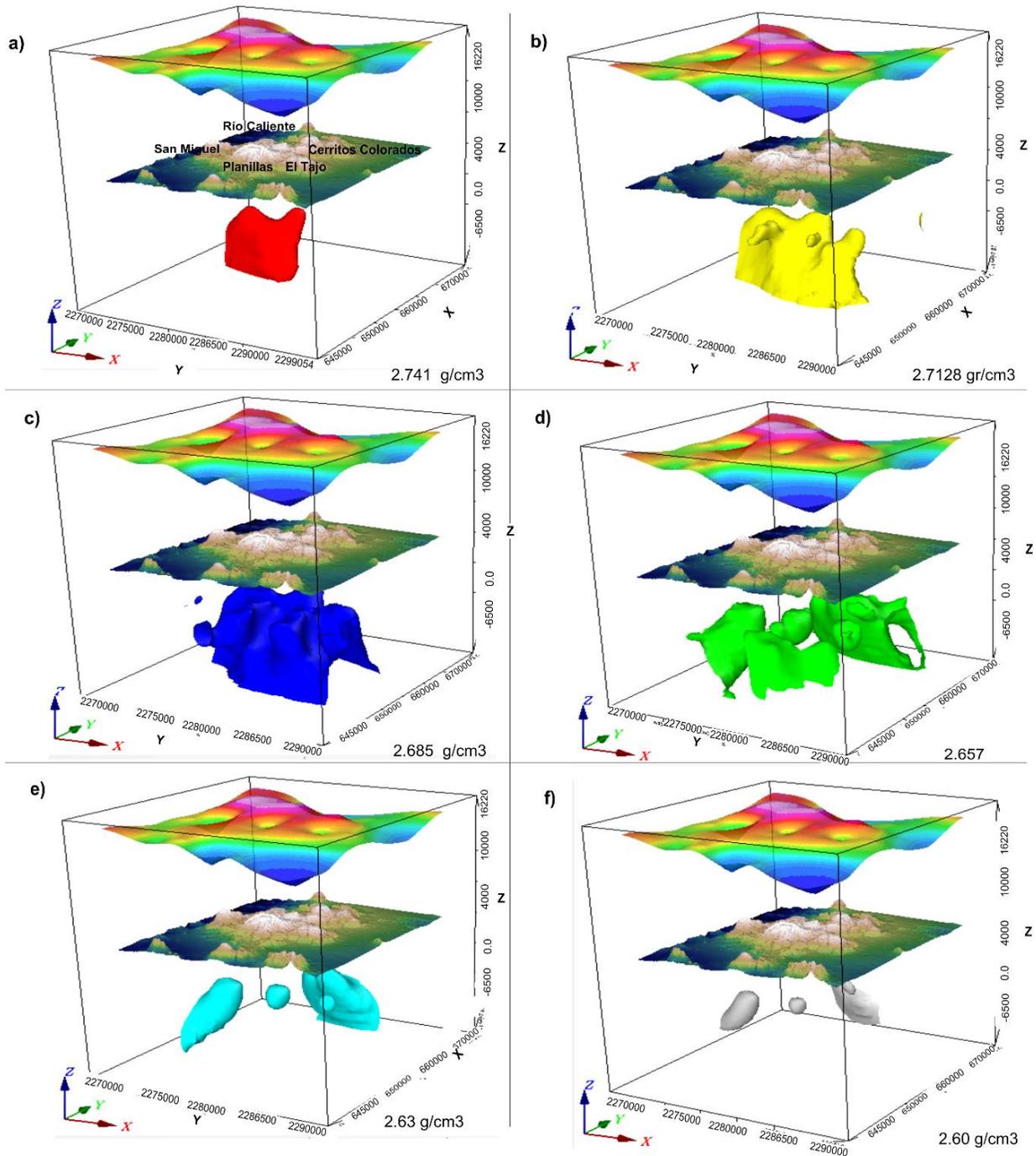


Figura 48. Resultados de isosuperficies de la inversión 3D del modelo de caldera LP para valores de susceptibilidades variables obtenidos de los datos de gravimetría satelital. Para una mejor comprensión, trazamos el mapa del Campo Gravimétrico Residual en la parte superior, la superficie topográfica en la parte intermedia y las superficies de susceptibilidad están representadas en la parte inferior de cada figura: a)  $2.741 \text{ gr/cm}^3$  (rojo), b)  $2.7128 \text{ gr/cm}^3$  (amarillo), c)  $2.685 \text{ gr/cm}^3$  (azul), d)  $2.657 \text{ gr/cm}^3$  (verde), e)  $2.63 \text{ gr/cm}^3$  (azul cielo) y f)  $2.60 \text{ gr/cm}^3$  (gris) Para una mejor comprensión, la flecha roja apunta hacia el Este (x), la flecha amarilla apunta hacia el Norte (y), y la flecha azul indica la profundidad (z).

La Isosuperficie de  $2.60 \text{ gr/cm}^3$  identificada en color gris tiene un área aproximada de  $140 \text{ km}^2$  y se extiende verticalmente hasta una profundidad de  $-8,535$  hasta  $1,330 \text{ msnm}$ . Morfológicamente sus límites se encuentran bien definidos, teniendo una forma esférica en general. A diferencia de otras isosuperficies, esta se encuentra posicionada no en toda el área de LP, sino que se ubica en áreas selectas como son en la parte norte de la caldera en el área de La Lobera y volcán Planillas y San Miguel, correspondientes al arco sur de LP.

La isosuperficie de  $2.63 \text{ gr/cm}^3$ , de color azul cielo, se extiende en un área de  $380 \text{ km}^2$ . Esta isosuperficie comienza a una profundidad de  $1670 \text{ msnm}$  y llega a los límites inferiores del modelo, es decir hasta los  $-10.5 \text{ km}$  que comprende  $z$  en el presente modelo. Su comportamiento, en la mayoría de los casos, es envolvente a la anomalía anteriormente descrita ( $-0.688$ ). Se presenta principalmente en La Lobera, San Miguel, Planillas y apareciendo en ultimo casi en el domo El Tajo, comprendiendo la ubicación de las partes más altas de los domos mencionados.

La isosuperficie de  $2.657 \text{ gr/cm}^3$ , representada en el modelo de color verde, comprende un área de  $850 \text{ km}^2$ . Esta isosuperficie se puede encontrar desde las partes más someras y en mayor proporción en las partes más profundadas. Sin embargo, su comportamiento no es regular en todas las partes que conforman la caldera, en el Volcán Planillas y El Tule, tiene una profundidad máxima limitada ( $-3000 \text{ m}$ ), mientras que en San Miguel y parte NE de LP (comprendiendo La Lobera, C. Alto, El Chapulín y parte NW de Nejahuete) parece el modelo cortar su profundidad, pudiendo extenderse a mayor profundidad de las que se consideraron como límites para este modelo. Sin embargo, se trata como la única isosuperficie que se alcanza profundidades muy someras, incluso a llegar a profundidades del nivel de la superficie ( $2100 \text{ msnm}$ ).

La isosuperficie de  $2.685 \text{ gr/cm}^3$  en color azul, tiene un área aproximada de  $850 \text{ km}^2$ . Verticalmente comprende desde la superficie hasta el límite del modelo ( $-10500 \text{ msnm}$ ) pudiéndose extenderse a mayor profundidad. Su forma tabular, comprende una gran parte del área de LP, excepto domo La Lobera y parte oeste de San Miguel. De forma general tiene un comportamiento envolvente de isosuperficie  $0.00428$ .

La isosuperficie de  $2.7128 \text{ gr/cm}^3$  de color amarillo, posee un área de  $927 \text{ km}^2$ . Su parte más somera se encuentra a una profundidad de  $1177 \text{ msnm}$ , pudiéndose extenderse a mayores profundidades propuestas como límite vertical del modelo, es decir,  $-10,500 \text{ msnm}$ . Posee una forma alargada con

dirección NW-SE y en los extremos, comprende gran parte la parte interna de la caldera con algunas extensiones superficiales (-1200 msnm) en V. Planillas y El Tajo en menor proporción.

Finalmente, la isosuperficie:  $2.741 \text{ gr/cm}^3$  de color rojo a profundidad se extiende en un área de  $261 \text{ km}^2$ , y se puede extender a mayores profundidades propuestas como límite vertical del modelo, es decir, -10,500 msnm y alcanzando su parte más somera una profundidad de 667 msnm. Forma tabular con dirección alargada ubicada principalmente en los domos El Pedernal, El Culebreado, El Tajo y parte de la secuencia lacustre

### **7.12. Resultados**

En esta investigación, presentamos los resultados de la Aeromagnetometría de integración LP, la gravimetría satelital, la gravedad del suelo y los levantamientos magnéticos.

En la parte central de la Fig. 27b, la alineación de los valores magnéticos altos tiene un cambio de dirección de W-E a NW-SE en la posición LP. En el área de LP, esta tendencia se ajusta a anomalías positivas con valores de 100 nT. La Fig. 27 ilustra anomalías de gravedad residual con valores entre 22 y 15 mGal en toda la estructura volcánica y se atribuyen a su naturaleza silícica. Estas anomalías se correlacionan con una anomalía magnética positiva, es decir, el mismo conjunto de estructuras volcánicas de FVTM, el volcán Tequila y la caldera de LP. Sin embargo, las anomalías gravimétricas bajas corresponden a la grieta Tepic-Zacoalco, Chapala y la parte norte de Colima que pertenecen a la unión de Triple Point. Los mapas de TDR reflejan altas coincidencias en Chapala y en la parte norte de las divisiones de Colima, donde los lineamientos coinciden con la información estructural identificada por Gómez-Tuena, et al. (2007).

Con el objetivo de conocer las zonas de debilidad asociadas a fallas y/o fracturas asociadas a la estructura de la caldera se realizó un análisis de los lineamientos magnéticos y gravimétricos terrestres sobre la configuración del campo magnético reducido al polo y campo gravimétrico residual. Los resultados del análisis establecieron que los lineamientos presentan patrones circulares que es congruente a las fallas tipo anillo originadas durante el colapso y resurgimiento de la caldera. Adicionalmente al sur de la caldera los lineamientos magnéticos presentan una dirección preferencial N-S posiblemente asociado a fallamiento cuya función podría estar relacionado con la formación del Arco Sur de la caldera.

Basado en la determinación de pequeños diques y contactos con dirección infinita y profundidad extendida, perpendiculares a los perfiles de medición (resultados de Werner, Fig. 39 y 40), las características más notables aparecen en ubicaciones de fallas como Mesa el Nejahuete, La Gotera y Río Caliente. Los diques de Las Planillas y El Tule alcanzan una profundidad de entre 1,7 y 6,8 km. El procesamiento de la deconvolución 3D de Euler muestra la ubicación y la profundidad de las anomalías de fuentes de campos potenciales. La mayor parte de la periferia de caldera en las soluciones de Euler muestra una presencia considerable de anomalías con valores de profundidad entre 0,95 y 1,9 km. Cerca de El Coli, La Cuesta y C. El Tule, encontramos profundidades poco profundas (por ejemplo, 0.95 km). Al este de San Miguel se encuentran algunas profundidades medias entre 0.95 y 4.0 km. A la W, S y E de Cerro Las Planillas, una serie de valores de profundidad media-alta se encuentran entre 4.6 y 6.0 km. El mapa de soluciones de Euler revela la presencia de cuerpos profundos SW del borde de la caldera. La mayoría de los valores de las profundidades más extensas son hasta 6.6 km entre Las Planillas y El Tajo con una orientación lineal NE-SW. El resultado de la inversión se presenta en la Fig. 45, 46, 47. Muestra las isosuperficies obtenidas de la inversión de MVI, con un valor máximo de 0.13 SI, un valor mínimo de  $1.05 \times 10^{-5}$  SI, un valor medio de 0.0047 SI y una desviación estándar de 0.0084.

Tres de los principales cuerpos anómalos de la inversión (anomalías A, B y C) corresponden a los más profundos y extensos de la región. Para la Anomalía A, se muestra un cuerpo intrusivo caracterizado por un valor de isosuperficie 0.0343 SI, Fig. 45a (rojo). La cima de la profundidad de esta anomalía es de 5,5 km, con una dirección E-W debajo del arco sur de LP (Planillas y El Tule) y cúpulas del norte (El Culebredo). Además, existe una pequeña anomalía ubicada al oeste del Río Caliente a una profundidad de 2.8 km, lo que sugiere una relación entre los productos volcánicos y las formaciones de alta susceptibilidad a varias profundidades. La anomalía B tiene un valor de superficie iso de superficie de 0.00892 SI, Fig. 45b (azul). En profundidades altas a medias (por ejemplo, 3,8 km), parece ser una zona de contacto o de transición entre la anomalía más profunda y menos profunda. Esta podría ser una zona de comunicación entre ambas áreas limitada por contactos o fallas. Esta isosuperficie tiene una gran presencia en la cúpula de Cerro Alto y parece estar relacionada con el basamento de granito y granodiorita. La anomalía C tiene un valor de isosuperficie de 0.00232 y es uno en el que el 60% rodea a la anomalía B. También aparece a una

profundidad de 8.2 km con una forma vertical que llega hasta la superficie. Esta anomalía podría estar relacionada con rocas precámbrias (4.8–2.4 Ma).

La cima de la profundidad de esta anomalía es de 5,5 km, con una dirección E-W debajo del arco sur de LP (Planillas y El Tule) y cúpulas del norte (El Culebredo). Además, existe una pequeña anomalía ubicada al oeste del Río Caliente a una profundidad de 2.8 km, lo que sugiere una relación entre los productos volcánicos y las formaciones de alta susceptibilidad a varias profundidades. La anomalía B tiene un valor de superficie isosuperficie de 0.00892 SI, Fig. 45b (azul). En profundidades altas a medias (por ejemplo, 3,8 km), parece ser una zona de contacto o de transición entre la anomalía más profunda y menos profunda. Esta podría ser una zona de comunicación entre ambas áreas limitada por contactos o fallas. Esta isosuperficie tiene una gran presencia en la cúpula de Cerro Alto y parece estar relacionada con el basamento de granito y granodiorita. La anomalía C tiene un valor de isosuperficie de 0.00232 y es uno en el que el 60% rodea a la anomalía B. También aparece a una profundidad de 8.2 km con una forma vertical que llega hasta la superficie. Esta anomalía podría estar relacionada con rocas precámbrias (4.8–2.4 Ma).

## CAPITULO 8

### MODELADO MAGNETOTELURICO Y DIMENSIONALIDAD GEOELECTRICA DEL ESTUDIO DE LA ESTRUCTURA VOLCANICA LA PRIMAVERA

Se empleó el método magnetotelúrico con el objetivo de caracterizar los primeros kilómetros de corteza de la LP, debido a las propiedades del método para medir la resistividad del subsuelo mediante la medición de la variación del campo eléctrico (E) y magnético (H) en la superficie de la Tierra (Vozoff, 1991).

Aplicando este método, se realizaron 43 sitios MT a lo largo de 8 perfiles adquiriendo series de tiempo durante un periodo de 10 y 2 horas cada sitio, ubicados dentro y fuera de la estructura de LP, dicha ubicación resulto dependiente de la fuerte variación topográfica y accesibilidad en caminos y veredas. Las mediciones fueron realizadas usando tres sistemas de adquisición, dos equipos marca Phoenix, el primero un modelo V8 y segundo modelo MTU-2000 (UNAM), el ultimo equipo marca LEMI 419 (IPICYT) consisten de una unidad de adquisición, filtrado y amplificación de señal contenida en un módulo de pre-procesado y almacenamiento de información

Se grabaron las componentes horizontales E y H, debido a fallas técnicas un total de 10 sondeos no se logró grabar Hz, el cual es considerado para proveer información adicional para la determinación de la estructura local del subsuelo (Vozoff, 1991; Simpson y Bahr, 2005).

Durante la adquisición 3 equipos MT grababan de manera sincronizada, lo cual fue utilizado como procesado con referencia remota, útil para datos con cierto nivel de ruido. Cada estación midió dos componentes del campo eléctrico ( $e_{NS}$ ,  $e_{EW}$ ) y tres del campo magnético ( $h_{NS}$ ,  $h_{EW}$ ,  $h_z$ ) en el rango de frecuencia  $10^4$  a  $10^{-3}$  Hz. Las series de tiempo fueron procesadas usando algoritmo estándar de transformada de Fourier (Simpson y Bahr, 2005). Las impedancias resultantes fueron convertidas a curvas de resistividad y fase, las cuales son la base del modelo eléctrico resultante.

#### 8.1. Análisis de datos MT, dimensionalidad y estructuras geoelectricas

El análisis de datos MT es un procedimiento común para inferir las principales propiedades de las estructuras geoelectricas de la superficie como es la dirección de strike o la presencia de cuerpos superficiales de distorsión a profundidad. La dimensionalidad geoelectrica basada en la información

del tensor de impedancia MT, es uno de los más usados para caracterizar el medio, consiste en descomponer el tensor en parámetros relevantes para generar un modelo que ayude a la descripción de la dimensionalidad y la recuperación del tensor regional. La descomposición del tensor de impedancias MT ha sido considerado como una herramienta muy útil (Bahr, 1991). Provee información de la variación de dirección del strike a profundidad, información que puede ser correlacionado con diferentes procesos y estructuras en el interior de la Tierra (Martí, et al. 2005). La mayoría de los métodos para descifrar la dimensionalidad de las estructuras geoelectrica están basadas en los invariantes rotacionales, un conjunto de parámetros observados determinados de la descomposición del tensor de impedancia, que permite analizar la dimensionalidad, la variación del strike a profundidad, el medio en el que estamos presentes y las estructuras principales en donde estamos trabajando (e.g. Martí, 2005). Diferentes conjuntos de invariantes rotacionales han sido propuestos con categorías particulares de dimensionalidad (Swift 1967; Berdichevsky y Dmitriev, 1976; Bahr, 1988; Bahr, 1991; Lilley, 1993, 1998a, 1998b). Sischer y Masero (1994) argumentaron la existencia de ocho invariantes, siete independientes y uno dependiente. Szarke y Menvielle (1997) determino un conjunto de invariantes del tensor MT y sugirió su uso para una interpretación dimensional compacta. Weaver et al. (2000) provee un método mediante el cual la dimensionalidad es caracterizada en términos de la anulación de algunos invariantes.

## **8.2. Dimensionalidad y strike regional**

La determinación de la dirección del strike geoelectrico y la caracterización de la dimensionalidad es un paso importante en el análisis de datos MT debido a que a partir de estos resultados se elegirá la estrategia a elegir en el modelado basado en su dimensionalidad. Las inversiones 1-D y 2-D son parcialmente y relativamente simples en datos MT. Sin embargo, si los datos tienen un comportamiento 3-D existe una complicación computacional además de la existencia de pocos algoritmos de inversión públicamente a disposición. Sin embargo, pueden ser interpretados con inversiones 2-D. En esta situación, el análisis de dimensionalidad es usado para medida la validez de los modelos 2-D, se puede demostrar que para datos 3-D con algoritmo 2-D puede ser aceptable en algunos casos donde algunos de los datos tienen un comportamiento 2-D (Wannamaker, 1999; Park y Mackie 2000; Ledo, 2005). Dependiendo de los resultados de análisis de dimensionalidad, los datos MT pueden ser interpretados como una, dos o tres dimensiones. La importancia de una

interpretación adecuada es de suma importancia debido a que una interpretación bidimensional de datos de tres dimensiones puede ser aceptable en ciertos casos (Wannamaker, 1999; Park y Mackie, 2000; Ledo *et al.* 2002 b; Ledo, 2005).

### **8.2.1. Dimensionalidad: diagramas polares y análisis de Bahr y Swift**

Se realizó un análisis de dimensionalidad aplicado a cada uno de los ocho perfiles en la zona de estudio aplicándose los criterios de análisis de datos MT basado en las metodologías de Swift skew, Bahr y diagramas polares.

Diagramas polares pueden ser usados para determinar la geometría de una heterogeneidad además de ser herramienta auxiliar para el estudio de la dimensionalidad en datos MT en diferentes frecuencias, representando de manera gráfica en forma de elipses. Mediante este método es posible observar la dimensionalidad del medio a distintas frecuencias. Para medios 1D, los diagramas polares se comportan en forma de círculo debido a que las componentes  $Z_{xx}$  y  $Z_{yy}$  (color rojo) tienden a cero, mientras que  $Z_{xy}$  y  $Z_{yx}$  (color negro) son de igual valor.

Para medios con comportamiento 2D y 3D las componentes  $Z_{xx}$  y  $Z_{yy}$  poseen la tendencia en forma de trébol, mientras que las componentes  $Z_{xy}$  y  $Z_{yx}$  son elipses, se alargaran dependiendo de la anisotropía del medio, es decir, en cuanto más alargada resulte la elipse y la dirección de sus ejes indicaran la orientación a zonas anisotrópicas. La forma más lejana a un círculo indica datos 3D MT, matemáticamente representan el módulo de la impedancia en función del ángulo de rotación. Para materiales resistivos, el eje mayor del diagrama polar es perpendicular a la dirección del strike. Se obtuvieron diagramas polares para distintas frecuencias (100, 10, 1, 0.1, 0.01 y 0.001 Hz). En la Fig. 50, los sitios LP04, LP05 pertenecientes a perfil LP01MT con elipse polar circular indican datos característicos 2D. Para frecuencias altas (100 y 10 Hz) los diagramas en sitios LP04, LP03, LP05, LP08 comprende medio 1D. Mientras que en frecuencias medias y bajas se comienza a observar diagramas en forma de trébol en las componentes  $Z_{xx}$  y  $Z_{yy}$  claramente en sondeos LP06, LP07, LP08, LP01, LP10, LP23 y LP22. Sin embargo, en frecuencias medias a bajas ( $\leq 1$  Hz) indican datos 3D MT. En los demás sitios medidos se observa que el comportamiento es 2D o 3D.

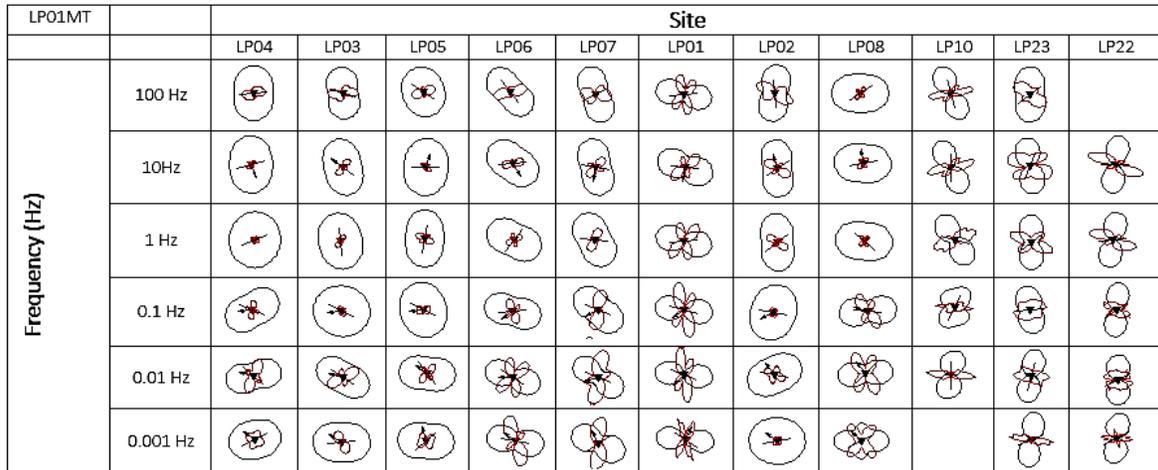


Figura 49. Diagramas polares de datos MT para perfil ejemplo LP01MT. Dominado principalmente por forma característico datos 3D MT.

La Fig. 49 y 50 se muestra el resultado de dimensionalidad del perfil LP02MT obtenidos mediante las metodologías de Swift (1967) y Barh (1991) el mismo procedimiento se realizó para cada uno de los perfiles trazados, los resultados de ambos métodos fueron muy parecidos a excepción del método de Bahr en la cual se obtuvo una mejor clasificación del medio debido a su amplio rango de descodificación. Las gráficas de clasificación de dimensionalidad indican que cada perfil se comporta de diferente manera y no pueden ser comparables uno con el otro, por lo tanto, esta área posee diferencias significativas entre una zona y otra.

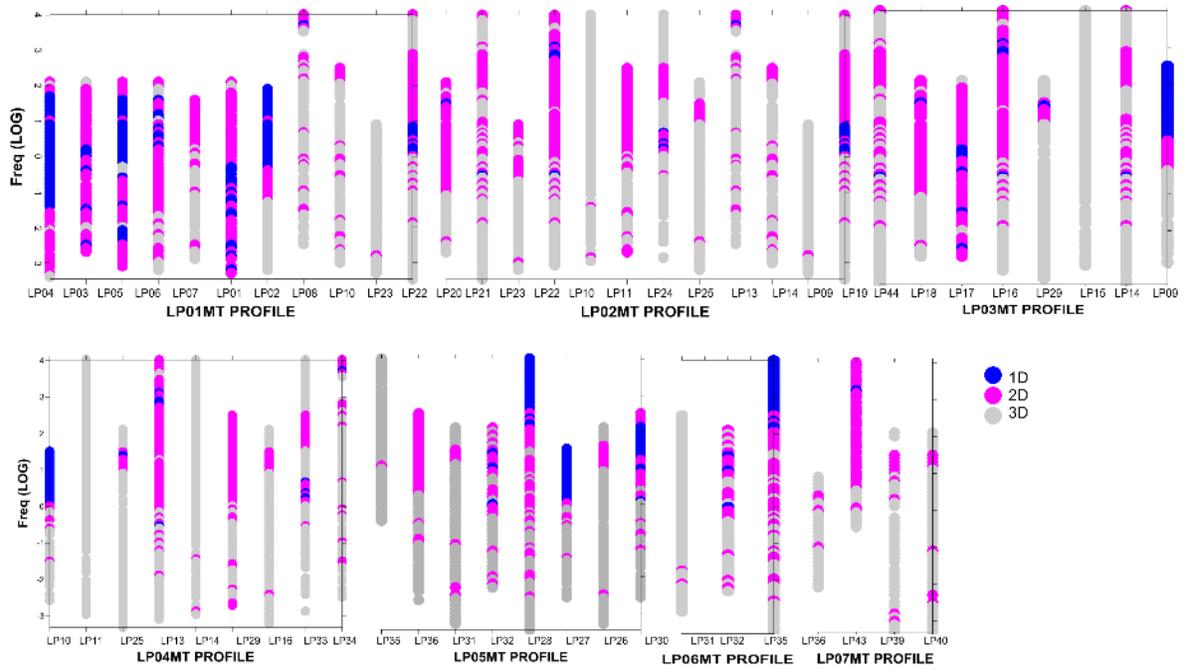


Figura 50. Análisis de Dimensionalidad para cada sondeo realizado en perfil LP02MT, de izquierda a derecha LP20, LP21, LP23, LP22, LP10, LP11, LP24, LP25, LP13, LP14, LP09, LP19 en función de rango de frecuencias en escala logarítmica. Análisis Swift (1967).

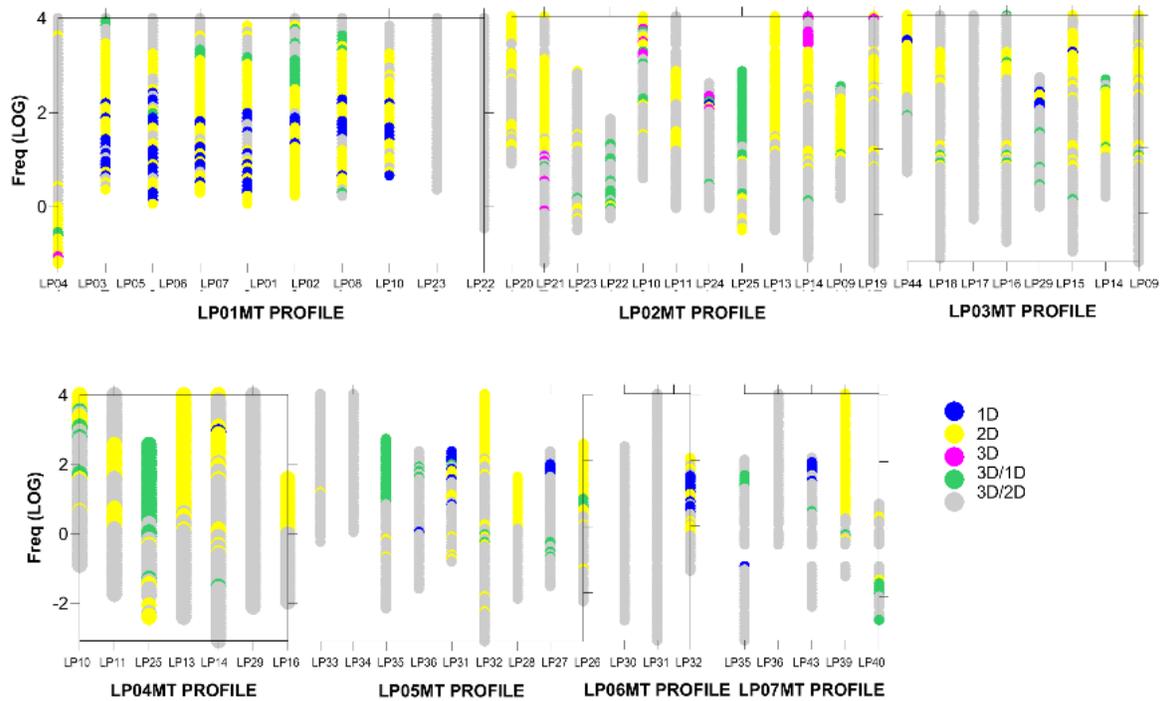


Figura 51. Análisis de Dimensionalidad para cada sondeo realizado en perfil LP02MT, de izquierda a derecha sitios LP20, LP21, LP23, LP22, LP10, LP11, LP24, LP25, LP13, LP14, LP09, LP19 en función de rango de frecuencias en escala logarítmica. Análisis Bahr (1988, 1990).

Un ejemplo claro es el perfil LP02MT el cual se comporta en ambos métodos como un medio a frecuencias altas y medias como un medio con 2D con alternancia 3D, mientras que en frecuencias bajas su comportamiento pasa a ser en casi su totalidad a 3D, para todos los sitios que lo conforman existen respuestas similares en donde no existe una isotropía en el medio por lo tanto la definición de la dirección del strike estructural responde a la presencia de varias estructuras presentes a lo largo y profundo de esta zona lo cual complica la definición de un strike geoelectrico preferente.

El análisis del perfil LP01MT en ambos métodos se observa una alternancia de comportamiento de aquellos sondeos cuya dimensionalidad resulta ser en algunos sitios 1D y otros 3D, con algunas ventanas 2-D a diferentes profundidades. Algunos sitios cuyo comportamiento es mayormente 3D se ubican de forma más cercana en la zona Arco Sur de la caldera, mientras que los cercanos a los domos el Alto y Cerritos Colorados tienen un comportamiento 2D – 1D, con una tendencia de tipper strike preferente en dirección 20°, posiblemente relacionada con la ubicación de los sondeos medidos ubicados a lo largo de la Falla Mesa el Nejahuete.

La respuesta de los datos en el perfil LP03MT tiene un comportamiento muy diverso desde sitios con dimensionalidad 1-D hasta 2D y 3D a diferentes frecuencias en el análisis de Swift. Con el análisis de Bahr a lo largo de este perfil el comportamiento se generaliza a un medio característico 3D, con algunas variantes 2D y en menor proporción 1D a frecuencias medias a altas principalmente LP17, LP16, LP29, LP09 Y LP44, con una tendencia clara de tipper strike de 3°.

Este comportamiento es similar en el perfil MT-4 donde los sondeos poseen un comportamiento preferente 1D y 2D en frecuencias altas a medias, y posteriormente se distingue un medio más complejo característico 3D en los sondeos LP10, LP11, LP13, LP14, LP29, LP16 Y LP28, a excepción del sitio LP16 donde los resultados varían de un método a otro, se muestran a lo largo de todo el sondeo una heterogeneidad en su comportamiento en el análisis de Swift, más si observamos con detalle el análisis con el método de Bahr, estas ventanas van obteniendo una mejor definición del medio con lo que llega a tener un mejor entendimiento de estos sondeos a lo largo del perfil.

### **8.2.2. Estimación de strike geoelectrico**

En general, la mayoría de nuestras respuestas MT tienen diferente ángulo de distorsión, los esquemas más sofisticados de descomposición utilizan parámetros de distorsión para estimar un promedio de dirección de strike geoelectrico.

En la Fig. 52 Se presentan los diagramas de rosas para la determinación del strike eléctrico basado en tipper strike en el rango de frecuencias de  $1 \times 10^4 - 1 \times 10^{-3}$ . Debido a que el strike geoelectrico es en función de la frecuencia, por lo tanto, varía a distinta profundidad dependiendo del medio. Las imágenes anteriormente descritas dan información referente a la estructura resistiva indicando la dirección de cambio de resistividad, comúnmente coordina con la dirección de estructuras geológicas superficiales y profundas relacionadas altamente con la permeabilidad del medio.

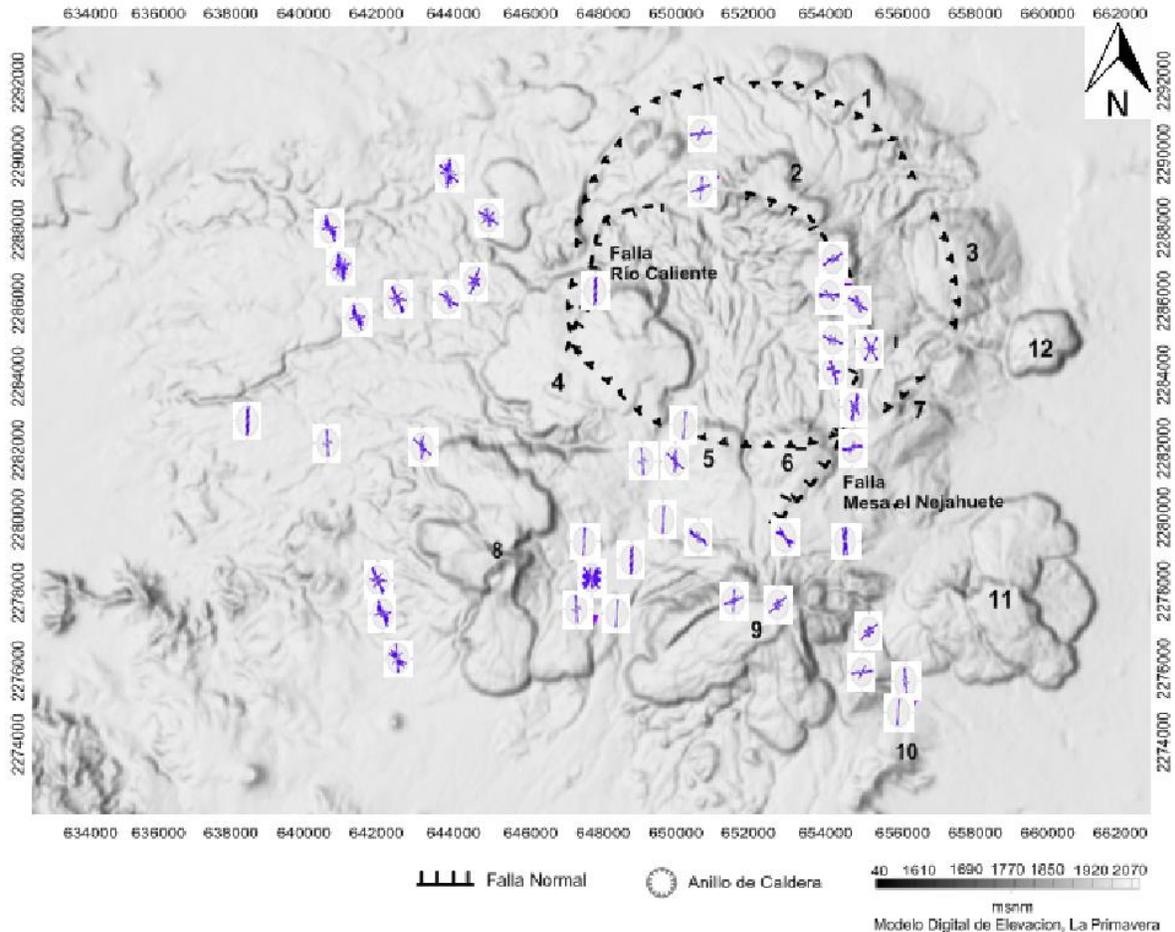


Figura 52. Diagramas de rosas de strike eléctrico basado en Tipper strike cubriendo el espectro de frecuencias de  $10^4 - 10^{-3}$  Hz de cada sondeo MT medido.

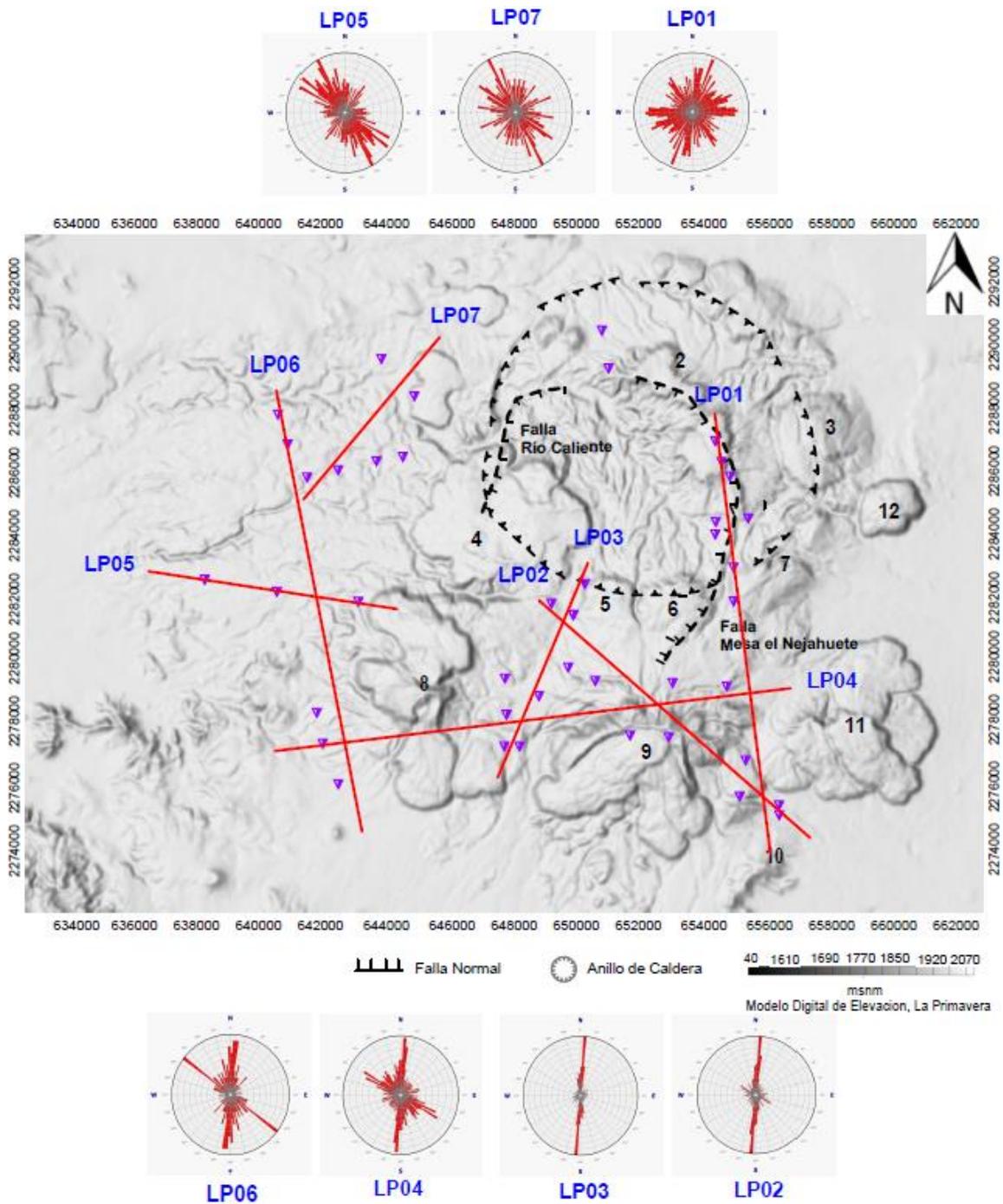


Figura 53. Análisis strike geoelectrico mediante la direccionalidad del Tipper strike con rango de frecuencias  $10^4 - 10^3$  Hz para cada perfil MT a partir de la descomposición de tensor, (R.W. y Bailey R.C., 1991).

Según los resultados, la distribución estructural y el propio sistema de la caldera constituyen un medio de carácter tridimensional a profundidad. Esta información ayuda a determinar la dirección de strike geoelectrico, modos, periodos y distribución de sitios para realizar la inversión 2D.

El azimut promedio estimado por sondeo posee poca dispersión, observando esto, se realizó un análisis únicamente en el rango de las frecuencias de interés, medias-bajas, teniendo como resultado la misma tendencia y la determinación definitiva del valor de strike, reflejando que los valores de desviación estándar son particularmente bajos y mostrando resultados obtenidos con dos tendencias preferentes, la primera de  $0 - 5^\circ$  y por último, una tendencia clara NW45SE de los perfiles seleccionados para ser interpretados. Por lo que, la mayoría de los sondeos medidos son consistentes al rango de frecuencias medido con la dirección de fallamiento local como regional que se encuentra relacionado a la afectación del basamento de la zona de estudio.

Los resultados del análisis de dimensionalidad de los perfiles trazados, son semejantes, confirmando la complejidad del subsuelo en la zona de estudio, definido por el modelo de superposición de Bahr, donde el medio posee un comportamiento generalizado 3D/2D, sugiriendo que la estructura electromagnética se encuentra controlada por la orientación de fallas NS aplicado a intervalos de frecuencia específicos.

### **8.3. Vectores de Inducción**

Los vectores de inducción son de gran utilidad para describir zonas de concentración de conductores en el plano. Como los campos magnéticos verticales son producidos por cambios laterales en la conductividad, los vectores de inducción pueden delinear zonas de conductividad anómala lo que lo convierte en un método complementario para analizar las variaciones laterales de la conductividad en la zona de estudio. Una importante característica de los vectores de inducción es que son independientes de las impedancias electromagnéticas. Por lo tanto, proporcionan una forma alternativa de obtener información independiente sobre la estructura geoelectrica del subsuelo y por ello se utilizan para verificar estimaciones del strike regional obtenido a partir de los elementos del tensor de impedancia. Para un medio isotrópico bidimensional o 2D, los vectores de inducción reales son perpendiculares al azimut de las estructuras conductivas lo cual proporciona una forma independiente de determinar la dirección del strike eléctrico y constreñir su validez para intervalos de frecuencia específicos.

Teóricamente, las zonas de contacto litológico, las zonas de falla o las zonas mineralizadas constituyen áreas de concentración anómala de conductividad eléctrica puesto que a lo largo de estas se concentran flujos anómalos de corriente eléctrica que sigue los contornos de las estructuras

y pueden por ello ser delineadas en mapas de los vectores de inducción a varias frecuencias representativas, por lo que las cartas de vectores de inducción proporcionan valiosa información acerca de las estructuras eléctricas en la zona de estudio.

Como se dijo anteriormente, según la convención de Parkinson, los vectores de inducción apuntan hacia las zonas de conductividad y su magnitud está relacionada en forma directa con la proximidad y/o intensidad de los conductores. Los vectores de inducción reales dibujados sobre el plano (X, Y) apuntan hacia zonas conductoras anómalas (criterio de Parkinson, 1959) lo cual establece un procedimiento independiente para definir la dirección de las estructuras bidimensionales que los inducen, y su magnitud depende de la intensidad y/o proximidad de las anomalías de conductividad que los generan. Una importante característica de los vectores de inducción es que se obtienen directamente de las variaciones de campo magnético vertical y por lo tanto no son afectados por distorsión galvánica, además de que proporcionan información independiente del *strike* eléctrico, cuya dirección es perpendicular a la dirección de los vectores de inducción

Estos vectores muestran la posición, extensión y polaridad de los cambios laterales de conductividad. La parte real apunta en la dirección normal al conductor y la magnitud del vector está en relación directa con la cercanía del mismo o bien con el contraste en conductividad, siendo mayor cuando el contraste de conductividad lo es. Se obtuvieron los vectores de inducción para diferentes frecuencias (100Hz, 10Hz, 1Hz y 0.1 Hz).

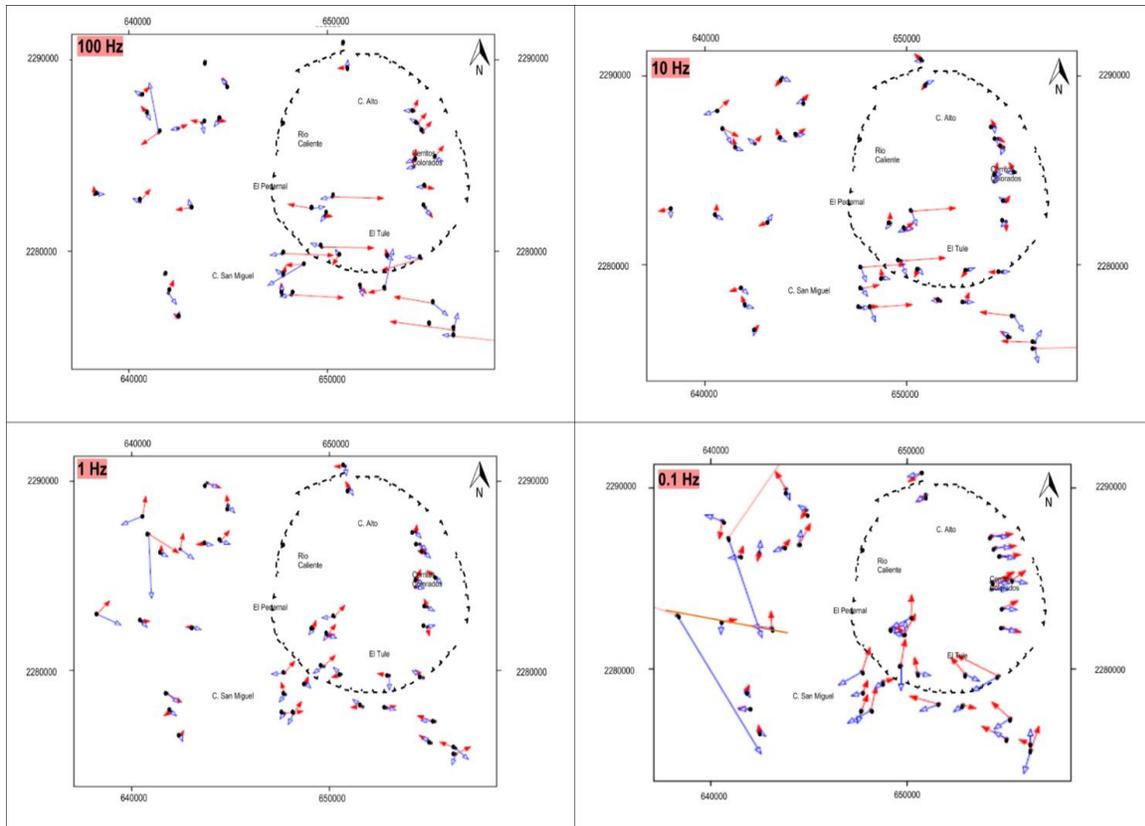


Figura 54. Mapas de vectores de inducción a 100, 10, 1 y 0.1 Hz. La parte real apunta en la dirección normal al conductor y la magnitud del vector está en relación directa con la cercanía del mismo o bien con el contraste en conductividad, siendo mayor cuando el contraste de conductividad lo es, donde se trazan las direcciones del strike eléctrico es  $\sim$ EW que en términos generales se asocia al sistema de fallas activo relacionado al sistema geotérmico.

A continuación, se muestra como ejemplo de mapas de vectores de inducción para 100, 10, 1 y 0.1 Hz (Fig. 54), del cual se puede observar que los vectores a frecuencias altas no tienen una dirección preferencial, sin embargo, la magnitud de los mismo para cada una de las frecuencias analizadas es menor en la parte central del área de estudio (Cerritos Colorados y parte oeste de C. San Miguel) lo que se podría interpretar como capa conductiva que envuelve el reservorio MT, caracterizado por una cúpula resistiva en profundidad. En frecuencias más bajas (1Hz) la magnitud de los vectores de inducción reales, reducen al mínimo en los sitios que comprende la estructura de anillo de la caldera sugiriendo la presencia de un comportamiento conductor en esta zona, mientras que los vectores de inducción apuntan a una dirección concreta hacia el norte entre los sitios que comprende Cerritos Colorados pertenecientes al perfil LP01MT así como los sitios ubicados al sur de El Tule donde el vector apunta a una dirección NW. Entre los mapas con frecuencias de 1 y 0.1 HZ los vectores de inducción existe un cambio de sentido y magnitud indicando consistentemente la posibilidad de una

zona remota conductiva con dirección al este en la zona de Cerritos Colorados y al oeste de Rio Caliente, y una estructura resistiva 3D.

#### **8.4. Mapas de resistividad aparente**

Los resultados a partir de las inversiones 1D del invariante fueron interpolados para generar secciones de resistividad a profundidades de 0.7, 1, 3 y 7 km con el objeto de visualizar la variación de la conductividad eléctrica a profundidad. Las zonas de baja resistividad pueden ser asociadas alteraciones hidrotermales o zonas de alto gradiente térmico. Como se puede observar en los mapas de variación de resistividad aparente a profundidad la presencia de una capa conductora de  $2 \Omega\text{m}$  presente en profundidades relativamente muy someras de  $\sim 100$  m, en esta zona de estudio el comportamiento de esta capa parece disiparse un poco a profundidad pero siempre permanece presente en la zona los puntos fuertes conservan su posición y no parece tener alguna dirección migratoria preferente. La presencia de una capa conductora de  $2 \Omega\text{m}$  presente en profundidades de  $\sim 700$  en esta zona de estudio, el comportamiento de esta capa parece disiparse a profundidad, permaneciendo constante en la zona sur de C. El Tule y parte norte de los domos que conforman el arco sur de la caldera (V. Planillas, C. San Miguel) conservan su posición. Al parecer existe una tendencia de tener una dirección migratoria preferente con orientación NW-SE a 3 km de profundidad, mientras que a 7 km de profundidad cambia con orientación W-E.

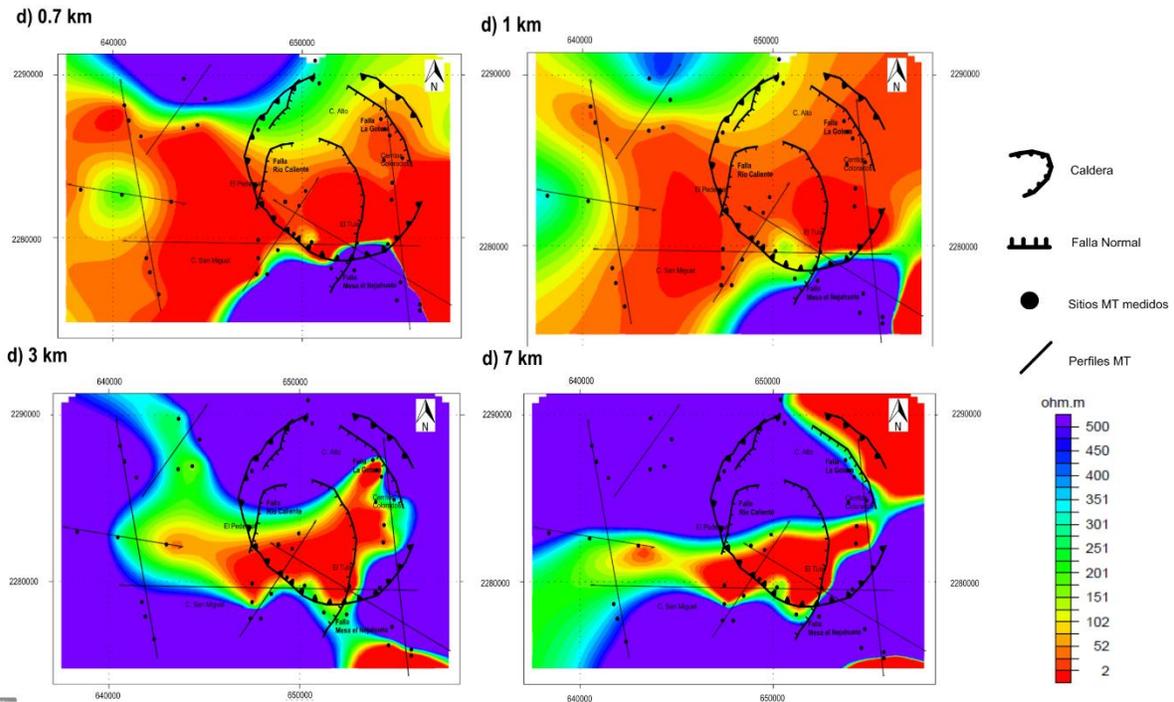


Figura 55. Mapas de resistividad a profundidad mediante modelo de resistividad de Occam a distintas profundidades. Variación de resistividad aparente a) 0.7 km, b) 1km, c) 3km y d) 7km. Los símbolos negros consiste de estaciones MT medidas y los perfiles proyectados se encuentran representados por líneas negras rectas. Información geológica estructural modificada de Bolós, et al. 2019. Como se puede observar la presencia de una capa conductora de  $2 \Omega m$  presente en profundidades relativamente someras ( $\sim 100 m$ ), en esta zona de estudio el comportamiento de esta capa parece dispersarse un poco a profundidad permaneciendo presente en la zona los puntos fuertes conservan su posición y no parece tener alguna dirección migratoria preferente.

## 8.6. Corrección estática

El corrimiento estático debido a la acumulación de cargas en la interface de capas superficiales se traduce en un desplazamiento vertical de las curvas de resistividad medidas. Es decir, las resistividades se ven multiplicadas por un factor constante cuyo valor es desconocido. Sin embargo, las curvas de fase no son afectadas por este fenómeno debido a que su valor es estimado a partir del cociente de las partes real e imaginaria de la impedancia que cancela el efecto de la distorsión galvánica.

Existen diferentes formas de realizar la corrección por efecto del corrimiento estático de las curvas de resistividad. El procedimiento más directo para corregir el corrimiento estático que fue aplicado al conjunto de sondeos adquiridos, fue graficar todas las curvas de resistividad de cada perfil y observar el nivel particular de resistividad que más se repite a altas frecuencias. El nivel de resistividad observado que se repite más consistentemente en las gráficas de resistividad es de

alrededor de  $100 \Omega\text{m}$  (en el rango  $\sim 10^4\text{-}10^3$  Hz) por lo que las gráficas de las estaciones afectadas por estática se desplazaron verticalmente a este nivel considerado el correcto.

### 8.5. Definición de modos TE y TM

Por lo anterior, se asignó el modo de polarización de transverso eléctrico (TE) a la dirección del sistema de fallas NS para el rango de frecuencias altas ( $> 1$  Hz) y transverso magnético (TM) en la dirección perpendicular a este. En este caso, de los perfiles seleccionados para interpretación dos de ellos (LPO2MT, LPO3MT) se orientan aproximadamente perpendiculares a este sistema de fallas por lo que en principio los sondeos de estos perfiles deben ser girados al azimut  $0^\circ$  para el modelado bidimensional. Por otro lado, para el rango de frecuencias medias-bajas (2 a 0.02 Hz), los vectores de inducción sugieren un *strike* eléctrico  $\sim$ EW es decir, el modo de polarización TE alinea a este sistema de fallas y el TM a la dirección  $\sim$ NS. Por ello, en este caso los sondeos se deben girar  $\pm 90^\circ$  para poder ser modelados bidimensionalmente. En este estudio, solamente el perfil MT-5 tiene la orientación adecuada para poder modelar las estructuras del sistema EW con los modos de polarización definidos de esta manera.

El análisis de las cartas de vectores de inducción de manera independiente (Fig. 54) sugiere que la zona de estudio puede ser modelada en rangos de frecuencia específicos utilizando modelos 2D y al mismo tiempo define rangos de validez de los mismos. Es decir, en el caso del modo de polarización TE a lo largo del azimut  $= 0^\circ$  (NS), la veracidad de las estructuras de conductividad de los modelos de los perfiles  $\sim$ EW (MT-1, MT-2 y MT-3) se reduce a frecuencias inferiores a  $\sim 2$  Hz. En contraste, cuando el modo TE cambia a la dirección con azimut  $= 90^\circ$  (EW) entonces la validez del modelo de resistividad del perfil  $\sim$ NS (MT-5) es inferior a profundidades someras, pero es más preciso a partir de  $\sim 2$  Hz hacia los periodos largos, es decir a profundidades mayores de 1 km (*skin depth* con una resistividad de  $\rho \approx 10 \Omega\text{m}$ ).

### 8.6. Inversión bidimensional

La función principal de la inversión bidimensional es calcular modelos de resistividades que reproduzcan los datos y representen las condiciones físicas que prevalecen en el subsuelo de la zona de estudio para poder tomar decisiones para la ubicación de sitios de perforación con mayores

posibilidades de éxito. De acuerdo a los resultados del análisis de dimensionalidad y los vectores de inducción, en torno a la frecuencia de 2 Hz ocurre un cambio de polaridad que otorga el carácter 3D del sistema. La meta es la determinación de un modelo robusto usando técnicas 2D aplicados a datos 3D que son usualmente considerados adecuados y resulte afectado mínimamente por la presencia de estructuras 3D de escala mediana, en inversiones 2D son necesarias cuando la aproximación es válida y adecuada para resolver preguntas geológicas (Ledo 2002).

Debido a la complejidad geológica del área los datos obtenidos están altamente influenciados por estructuras 3D, es necesario conocer la interpretación 2D de los datos 3D y determinar que subconjunto de datos (modo TE o TM) es el adecuado para obtener la mejor distribución de conductividades en el subsuelo usando técnicas 2D. Un importante punto en el análisis es elegir el modo que resulte menos afectado por el efecto del cuerpo 3D, la posición de la estructura 3D respecto al *strike* regional 2D. Debido a que en este caso la estructura 3D es normal al *strike* regional, el modo TE será afectado por los efectos de la distorsión galvánica, mientras que el modo TM es afectado por los efectos de inducción y galvánica (Ledo 2002). Por esta razón los modelos obtenidos con el modo TE en la dirección NS y el modelo obtenido con el modo TE en la dirección NW, proporcionan mayor precisión en los rangos de 100 a 1 Hz y de 1 a 0.01 Hz respectivamente.

El objetivo de la inversión 2D es encontrar el mejor modelo respuesta a los datos observados. El mal ajuste entre la resistividad aparente observada ( $\rho^o$ ) y fase ( $\phi^o$ ) y la resistividad aparente computarizada ( $\rho^c$ ) y fase ( $\phi^c$ ) está determinado por el error cuadrático medio (*root mean square error, rms*), definido como:

$$\varepsilon = \sqrt{\frac{1}{2NM} \sum_{j=1}^M \sum_{i=1}^N \left[ \left( \frac{\rho_{ij}^o - \rho_{ij}^c}{e_{\rho ij}} \right)^2 + \left( \frac{\psi_{ij}^o - \psi_{ij}^c}{e_{\psi ij}} \right)^2 \right]} \quad (15)$$

Generalmente, el *rms* óptimo se encuentra entre los valores 1 y 2. Sin embargo, puede exceder este valor por datos con ruido. Detalles para determinar un mejor modelo se encuentra en: 1. Selección de parámetros de inversión, 2. Distintas inversiones, 3. Selección de datos, 4. Detalles del modelo inicial. Con el objetivo de interpretar el rango de frecuencias debajo de 0.5 Hz, se llevó a cabo una inversión 2D a los sondeos, utilizando el programa WINGLINK®.

## 8.7. Modelos 2D

Se realizaron siete perfiles 2D con el objetivo de determinar la geometría y extensión de los elementos principales del sistema. Los perfiles seleccionados para la inversión bidimensional de los datos, fueron los mismos utilizados para la elaboración de las secciones de profundidad a partir de los modelos 1D. El análisis de dimensionalidad y de vectores de inducción presentado en los capítulos anteriores, indican la presencia de un área con condiciones extremas debido principalmente a la complejidad geológica de los diferentes periodos dinámicos a la que estuvo sometido el medio. Con esto se determinó que la zona tiene una polarización preferente en modo TE en dirección XY debido al sistema de fallas y lineamientos. Para valorar este tipo de efecto se realizó un análisis de distorsión de los sondeos en las frecuencias de interés, determinando así la dirección significativa en los distintos periodos, limitando a usar el strike geoeléctrico como valor para rotar los datos con dirección definida limitado por el rango de variación para cada perfil. Para el cálculo de los modelos bidimensionales se usó el algoritmo de inversión (Rodi y Mackie, 2001) tanto para datos rotados para todos los perfiles dentro del programa de interpretación WingLink (v. 2.2.01). Debido a que se procura obtener el mayor ajuste a las curvas se decidió no hacer uso de las curvas suavizadas e incluir en el modelado los errores de los datos. Se usó el grid uniforme Laplaciano y el Minimizado integrado del Laplaciano (m)\*\*2.

## 8.8. Determinación de Tau optimo

Uno de los parámetros de inversión más importante es el valor de tau, que controla la rugosidad y el suavizado de los modelos. Previo a las corridas definitivas se realizaron pruebas de convergencia variando el valor del parámetro *tau*. Valores grandes generan modelos más suavizados pero con errores *rms* mayores, en tanto que valores muy pequeños generan modelos rugosos pero con mejores ajustes.

Por lo tanto, una apropiada determinación del valor es importante debido a que el valor significativamente impacta en el resultado del modelo.

$$\Phi(m, \tau) = \Phi_d + \tau \Phi_m \longrightarrow \min \quad (16)$$

Donde  $\tau$  es el parámetro de regularización utilizado para ponderar  $\Phi_d$  y  $\Phi_m$ . Donde  $\Phi_d$  es el dato desajustado funcional, el desajuste funcional entre el dato observado y predicho.  $\Phi_m$  es la

rugosidad funcional. En este estudio, efectuamos el método de Curva-L, descrita por (Hansen, 2000), utilizada para representar el valor de Tau en las variaciones correspondientes de  $\Phi_d$  y  $\Phi_m$ . La curva-L muestra de manera simple la compensación óptima entre  $\Phi_d$  y  $\Phi_m$  en la curvatura del gráfico, donde el modelo de regularización y el ajuste de los datos se encuentran balanceados.

Para cada perfil, distintos valores de tau fueron probados. Usando el método de curva-L, la variación de  $\tau$ , el ajuste del dato  $\Phi_d$  y la rugosidad del modelo  $\Phi_m$  fue graficado para cada perfil, Fig. 56. Incrementando  $\tau$  proporciona un modelo con menor rugosidad y mayor rms, y viceversa: bajos niveles de  $\tau$  resulta un modelo con bajo rms y mayor rugosidad. La figura muestra el modelo resultante utilizando distintos valores de  $\tau$  en perfil LP01MT. El valor *tau* y rms se muestra en la esquina izquierda de cada imagen. Un valor bajo como 0.1 o 1, tiende a un bajo valor de rms acompañado con alta rugosidad. Este resultado es esperado, considerando que la regularización permite a las celdas vecinas tener distintos valores de conductividad. Sin embargo, este tipo de modelo donde  $\tau$  es muy bajo dará un sobreajuste de los datos.

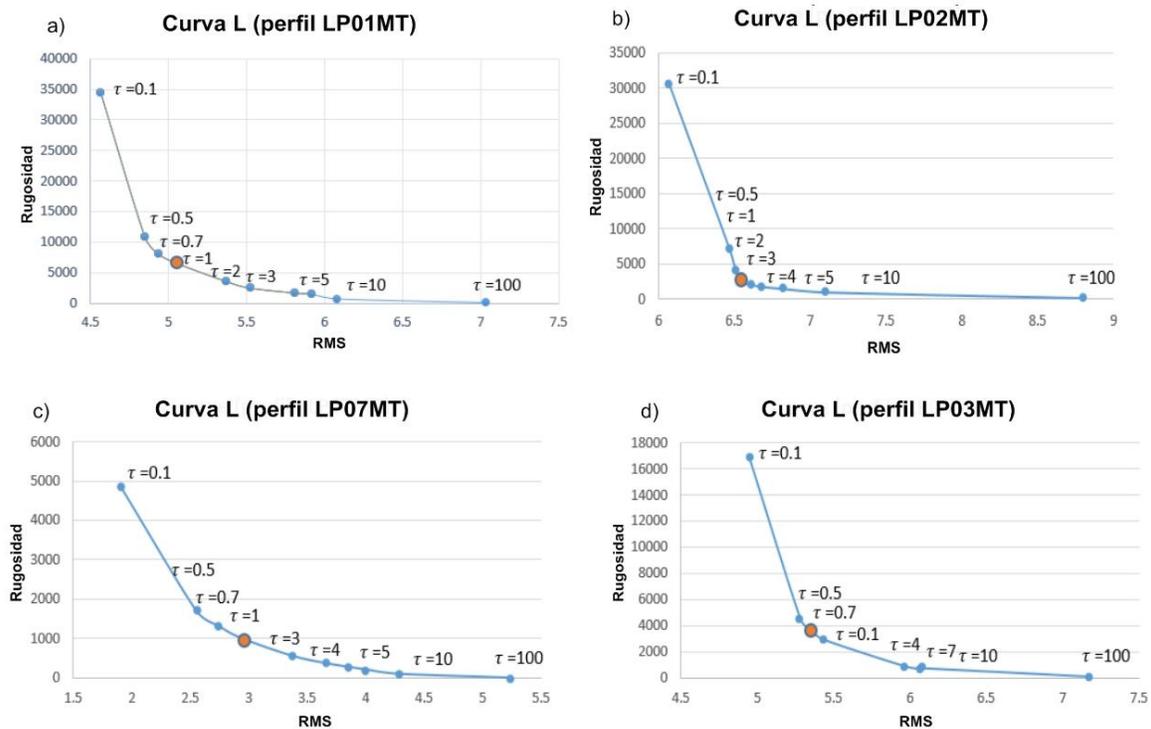


Figura 56. Grafica de rms versus rugosidad (curva L) para los perfiles LP01MT, LP02MT, LP03 MT y LP07MT. Círculos pequeños en la curva corresponden a rms versus rugosidad en el rango de tau de 0.1, 0.3, 0.5, 0.7, 1, 2, 3, 4, 5, 7, 10 y 100. El punto esquina de la curva (marcado por círculo relleno color naranja) representa el tau optimo resultante entre el dato ajustado y la rugosidad del modelo. Por ejemplo, el punto esquina de la curva para el perfil LP02MT es  $\tau=2$ , valor que representa el balance entre el dato ajustado y la rugosidad del modelo.

Fig. 57 muestra el modelo resultante utilizando  $\tau=2$  indicado en Fig. 56 de curva-L como el que proporciona un modelo con menor rugosidad e ideal *rms*, el modelo representa un equilibrio entre sobre ajustado y falta de ajuste de datos en un perfil. El resultado muestra un horizonte conductor arriba de los 0 msnm, ubicado principalmente en las zonas de Ceritos Colorados y C. Chapulin, y muy someramente en V. Planillas.

Mientras que en la Fig. 57 d, muestra un modelo no representativo usando un valor de  $\tau=100$ , con alto valor *rms*, la estructura conductora superficial que se observaba en el anterior modelo, aumenta en valor de resistividad en las zonas de Ceritos Colorados y C. Chapulin, prevaleciendo únicamente la zona conductora de V. Planillas.

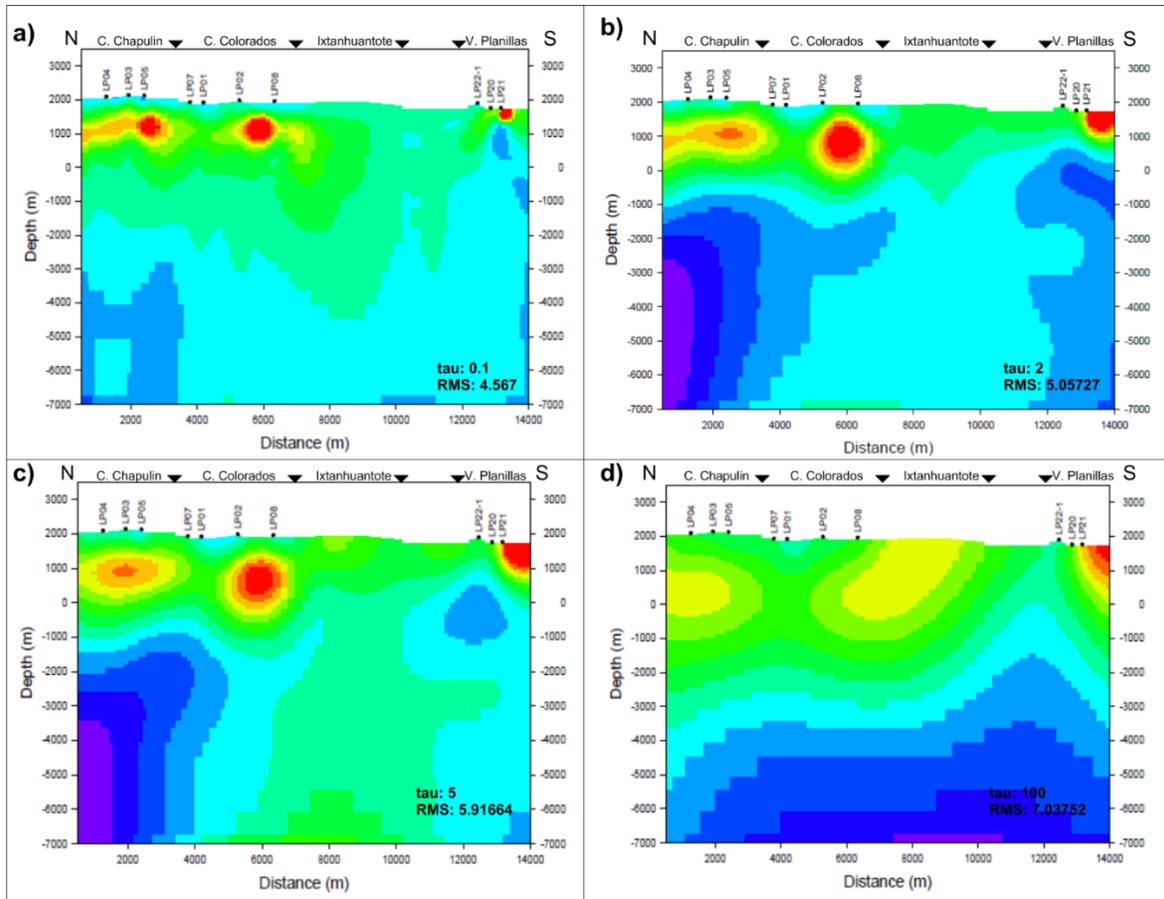


Figura 57. Resultado de inversión 2D para el perfil LP01MT utilizando distintos valores de  $\tau$ . Valores pequeños de  $\tau$  ( $\tau=0.1$  en la esquina superior izquierda) resultaron modelos muy rugosos, pero con un ajuste muy pequeño de rms. Altos valores de  $\tau$  dieron modelos suavizados, pero con alto rms. Muestra el modelo resultante utilizando  $\tau=2$  indicado en Fig. 56 de curva-L como el que proporciona un modelo con menor rugosidad e ideal rms, el modelo representa un equilibrio entre sobre ajustado y falta de ajuste de datos en un perfil.

## 8.9. Inversión 2D

Como parte del procesamiento se llevó a cabo el análisis de distorsión y determinación de la dimensionalidad para cada uno de los 43 sondeos usados en la interpretación. Además de proporcionar límites cuantitativos para establecer la complejidad del subsuelo, el análisis de los parámetros de distorsión utilizando el método de Bahr (1988, 1991), proporciona los elementos para la estimación del *strike* regional que se asocia al azimut de las estructuras principales y en última instancia este procedimiento se convierte en una herramienta para probar la hipótesis de bidimensionalidad del subsuelo y establecer límites de validez de los modelos. El *strike* o azimut eléctrico deducido a partir del análisis de dimensionalidad de los sondeos BMT arroja un valor promedio de aproximadamente NS para los perfiles LP02, LP03, LP04 y LP06, mientras que los

perfiles LP05 y LP07 tienen un ángulo preferente con tendencia regional  $150^\circ$  en las bandas de interés aplicado para esta zona de estudio. Finalmente, el perfil LP01 tiene un valor de strike geoelectrico de  $20^\circ$  para las bandas de interés (frecuencias bajas). De acuerdo con estos resultados el modo de polarización para el primer grupo de perfiles, el modo de polarización TE corresponde teóricamente a la dirección N asociado a las fallas tipo anillo en la zona sur de la caldera donde se ubican los perfiles LP02, LP03, LP04 y consecuentemente el modo TM a la dirección perpendicular EW. Mientras que el segundo grupo de perfiles (LP05 y LP07) con tendencia NW al modo de polarización TE corresponde al sistema regional asociado a la orientación del sector occidente de la FVTM. Debido al carácter regional 3D perteneciente a la complejidad estructural de la caldera LP el análisis de strike eléctrico y dimensionalidad en las frecuencias medias y bajas de interés, demostró que el modelado 2D aunque es de aplicación limitada, este puede ser utilizado en casos donde la variabilidad estructural no ocurre en distintas escalas así como la distribución de sondeos para la proyección de perfiles.

Para llevar a cabo el modelado 2D de los perfiles MT, se realizaron las inversiones bidimensionales de los perfiles rotados al strike geoelectrico promediado de cada perfil rotado al ángulo ideal. Para completar el proceso de inversión, se usó del algoritmo de inversión (Rodi y Mackie, 2001) del programa de interpretación WingLink (v. 2.2.01). Para el modelamiento las mallas utilizadas para todos los perfiles fueron de 121 elementos horizontales para todos los modelos y de 59 a 101 elementos verticales, dependiendo de la longitud y número de sondeos del perfil en cuestión. El diseño de la malla adecuada es importante para obtener resultados numéricos precisos, para evitar inestabilidades de cálculo los elementos de la malla presentan un refinamiento mayor estableciendo como modelo inicial de mallado fino con un rango de frecuencia de  $100 \Omega\text{m}$ , con un error de 10% de resistividad y 5% en fase. Debido a que se procura obtener el mayor ajuste a las curvas se decidió no hacer uso de las curvas suavizadas e incluir en el modelado los errores de los datos. Se usó el *grid estándar Laplaciano* y el *Minimizado integrado del Laplaciano*. En caso contrario de no tener un ajuste ideal en las curvas de resistividad se deberán de efectuar una nueva inversión a partir del modelo más reciente, procurando tener la mayor precisión de los resultados numéricos con la malla y verificando la convergencia de las soluciones numéricas. El *rms* resultante para cada proceso de inversión en cada sondeo para cada perfil después de 80 iteraciones del proceso de inversión.

## 8.10. Discusión de los resultados de inversión 2D

Estudios geofísicos complementarían la información acerca de la distribución subsuperficial de la resistividad. Cuya interpretación de estructuras conductoras y resistivas se encuentra basada en resultados de inversiones 2D, cuya extensión vertical de las estructuras puede ser determinada por resultados 2D. Las secciones corresponden a los perfiles trazados cuyas anomalías eléctricas principales fueron representadas por letras capitales e interpretadas geológicamente en la siguiente sección, los modelos 2D tienen una máxima profundidad de -10 km. Los perfiles de resistividad de la caldera LP nos permitieron reconocer algunos sectores claves, donde anomalías conductoras a una profundidad de 2-3 km. Un error menor de 5% para curvas de resistividad y fase fue considerado.

Del perfil LP01MT con orientación N-S (Fig. 58, derecha) es posible resaltar una zona altamente conductora entendiéndose de la estación LP04 a LP07, de manera similar, se encuentra otra área conductora por debajo de los perfiles LP02 Y LP08 y muy puntualmente en el perfil LP21. Entre los sondeos LP08 y LP20 resalta una zona con resistividad promedio de  $40\Omega\text{m}$  cuyo comportamiento ascendente abarca desde los -10km de profundidad hasta el nivel de la superficie (2km). A lo largo del perfil LP01MT, con orientación N-S, se observa, niveles medios a profundos dos cuerpos de contraste valor resistivo, el primero C1 ( $\sim 8\Omega\text{m}$ ) se encuentra entre las estaciones LP04 a LP08 y R1 ( $\sim 200\Omega\text{m}$ ) entre los sondeos LP08 a LP21, ambos con un comportamiento vertical a superficie. Al observar la geología de superficie, el límite entre estos dos cuerpos de baja y alta resistividad parece estar relacionado con el contacto perteneciente entre el Cerro Ixtahuatonte y la parte sur de la zona de Cerritos Colorados. Posterior a esa profundidad por debajo del nivel del mar (-1 km) hasta llegar a superficie existe un cambio repentino de resistividad promedio de valor menor a  $28\Omega\text{m}$ , entre esta zona encontramos anomalías puntuales menores a  $4\Omega\text{m}$  C2, en los sondeos LP04-LP05, C3 en los sitios LP02 y LP08, y por último la zona C4 en la estación LP21.

En el sector NW del perfil LP02MT, Fig. 57. izquierda se observa una anomalía conductora con una resistividad de  $\sim 55\Omega\text{m}$  extendiéndose de manera vertical a una profundidad de -1 km hasta -9 km y con un ancho estimado de 4 km en los sitios LP19, LP44, LP14 y LP13, ubicado principalmente en la zona El Pedernal. Mientras que, en el sector centro y SE del perfil al mismo nivel de profundidad la conductividad disminuye drásticamente de valor ( $774\Omega\text{m}$ ), existiendo un cambio de resistividad en esta zona en comparación con el flanco NW. Posteriormente a una profundidad promedio de -1 km, se observa una capa de comportamiento semi-horizontal con una resistividad promedio de 28

$\Omega\text{m}$  presentando en zonas puntuales anomalías conductoras de  $\sim 8\Omega\text{m}$  a partir de -500 metros debajo del nivel del mar hasta alcanzar la superficie.

En la Fig. 58 derecha, el perfil LP03MT tiene un comportamiento similar al perfil LP02MT, caracterizándose en primer lugar por un cuerpo conductor de resistividad de  $\sim 10 \Omega\text{m}$ , extendiéndose de manera vertical a partir de una profundidad de -10 a -1.5 km por debajo del nivel del mar y una anchura mayor a los 6 km. En la parte somera, existe un horizonte no uniforme caracterizado por una resistividad menor de  $55 \Omega\text{m}$ , presentando tres anomalías conductoras de hasta  $2 \Omega\text{m}$  entre 1 y 2 km de profundidad. El cuerpo conductor masivo profundo, que anteriormente mencionamos, se conecta con esta capa conductora semi-horizontal a profundidades medias (-1km) en la parte central del perfil, en los sondeos LP13 y LP15, principalmente en la zona NE de Cerro San Miguel.

El perfil LP04MT se extiende los domos más jóvenes de la caldera, mejor conocido por el arco Sur de LP, comenzando por el flanco oeste de C. San Miguel, cruzando la parte norte del V. Planillas y finalizando en la parte norte de El Tajo. En comparación con los otros perfiles trazados, este se caracteriza también por la presencia de cuerpos profundos conductores, sin embargo, su profundidad no es tan extensa. En el primer cuerpo (C1) conductor profundo se encuentra en Cerro San Miguel, disminuyendo de manera sutil valores de resistividad, pasando de  $15 \Omega\text{m}$  a  $400 \Omega\text{m}$  en una distancia total de 6 km, pudiéndose observar una tendencia en dirección hacia el flanco W del perfil. El segundo cuerpo (C2) ubicado en V. Planillas, con una resistividad promedio de  $60 \Omega\text{m}$  se presenta en menores dimensiones, con una extensión menor llega alcanzar una profundidad de -3 km y un ancho de 4 km. Similar a perfiles anteriores, a partir de aproximadamente 500 msnm hasta la superficie, se vuelve a presentar un horizonte de conductividad media acompañado de áreas conductoras de menor dimensión representadas por las abreviaciones C3, C4, y C5 en la (Fig. 59 izquierda).

El perfil LP05MT geológicamente se encuentra en los flujos de lava al oeste de El Pedernal (Fig. 60, derecha). En comparación con otros perfiles, se caracteriza por presentar distintos cuerpos resistivos R1, R2, R3, R4, dispersos a lo largo a niveles profundos y medios con un valor promedio de  $\sim 780 \Omega\text{m}$ . A primera vista, se destaca un cuerpo resistivo con valores de hasta  $774 \Omega\text{m}$  a profundidades de -8 a -10km es representado por el símbolo R1, se ve conectado con dos cuerpos de similar resistividad R2 y R3 en niveles de entre -4km hasta alcanzar una profundidad  $\sim$ -500m. Se observan tendencias lineales de R2 y R3 con aparente conexión con R1. En su parte más profunda

se presenta el cuerpo conductor C1, su anchura varia de 9 y disminuyendo hasta 2 km a una profundidad de -5km. Al sur del perfil se observa un cuarto cuerpo R4 resistivo de magnitudes considerables a misma profundidad, estudios futuros podrían confirmar su continuación en dirección hacia el sur. La parte superficial de LP05MT tiene un comportamiento similar a los otros perfiles, donde se puede observar una capa con comportamiento horizontal con presencia de dos cuerpos conductores representados por C2 y C3, se ubican en parte norte y centro del perfil, en las estaciones LP31 y el segundo en los sondeos LP31 y LP32. En la parte somera, se observa la presencia de un cuerpo resistivo (R5) de hasta  $\sim 800 \Omega m$ , ubicado entre las estaciones LP28 y LP26. Se puede observar una tendencia de conexión con el cuerpo resistivo somero R4, ubicado aproximadamente a 2 km por debajo de R5.

LP06MT se encuentra en los flujos de lava en la parte oeste de la caldera LP (Fig. 59 izquierda) consta de un perfil considerablemente corto de 3 estaciones magnetotéluricas, en dirección W a E, bP30, LP31, LP32. Predomina un cuerpo conductor C1 con resistividad promedio de  $15 \Omega m$  a niveles profundos con un ancho de hasta 6 km disminuyendo su anchura hasta 3 km a un nivel de -1km de profundidad. C1 se conecta directamente con zonas someras de horizonte con conductividad similar a -500 msnm. Esta capa de resistividad media presenta dos cuerpos conductores menores a  $8 \Omega m$  y  $3 \Omega m$ , representados por las abreviaciones C3 y C4 respectivamente. Al Este del perfil se presenta un cuerpo resistivo R1 con valores de hasta  $780 \Omega m$ , posee un comportamiento aparentemente ascendente en forma vertical, llegando hasta una profundidad de hasta -500 m bajo la estación LP32.

El perfil LP07MT (Fig. 61) se encuentra ubicado al noroeste de la estructura de anillo de caldera. De manera general, este perfil tiene un comportamiento conductor, C1 emergiendo en su parte NE un resistivo (R1) a grandes profundidades (-10km). Este perfil está caracterizado por tres anomalías conductoras C1, C2 y C3, una profunda y dos someras, además de un cuerpo resistivo en su flanco derecho (R1) con valor promedio de  $700 \Omega m$ , el cual presenta una tendencia direccional del extremo NE hasta la parte centro del perfil con una geometría lineal e inclinación hacia el SW a profundidades de -1 km. En la parte SW a -10km de profundidad y hasta -2km se puede observar un gran cuerpo conductor de entre  $55 - 10 \Omega m$ , C1 se presenta a profundidades -10km hasta conectarse con C2 a -1km, C2 ( $30 - 2 \Omega m$ ) se concentra en los sondeos LP40 y LP39 desde -1km de profundidad hasta llegar a la superficie. Mientras que C3 ( $30 - 15 \Omega m$ ) se ubica en los sondeos LP43 y LP36 encima del cuerpo resistivo R1.

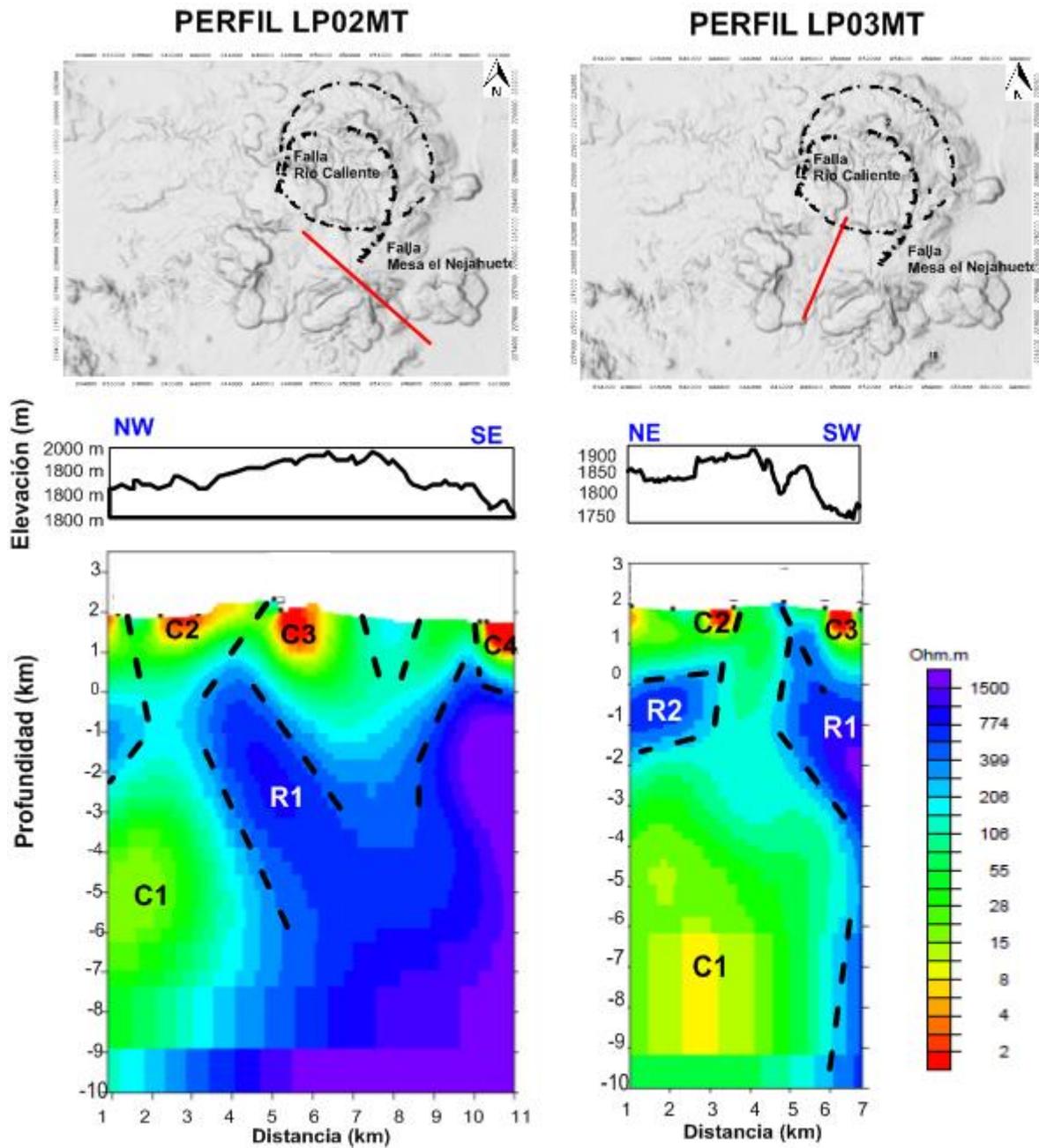


Figura 58. Inversión de perfil LP02MT (izquierda), LP03MT (derecha). Círculos negros indican estaciones MT. Anomalías conductoras se encuentran indicadas por C y resistivos por la letra R. Representación de fallas estructurales a profundidad por líneas negras punteadas.

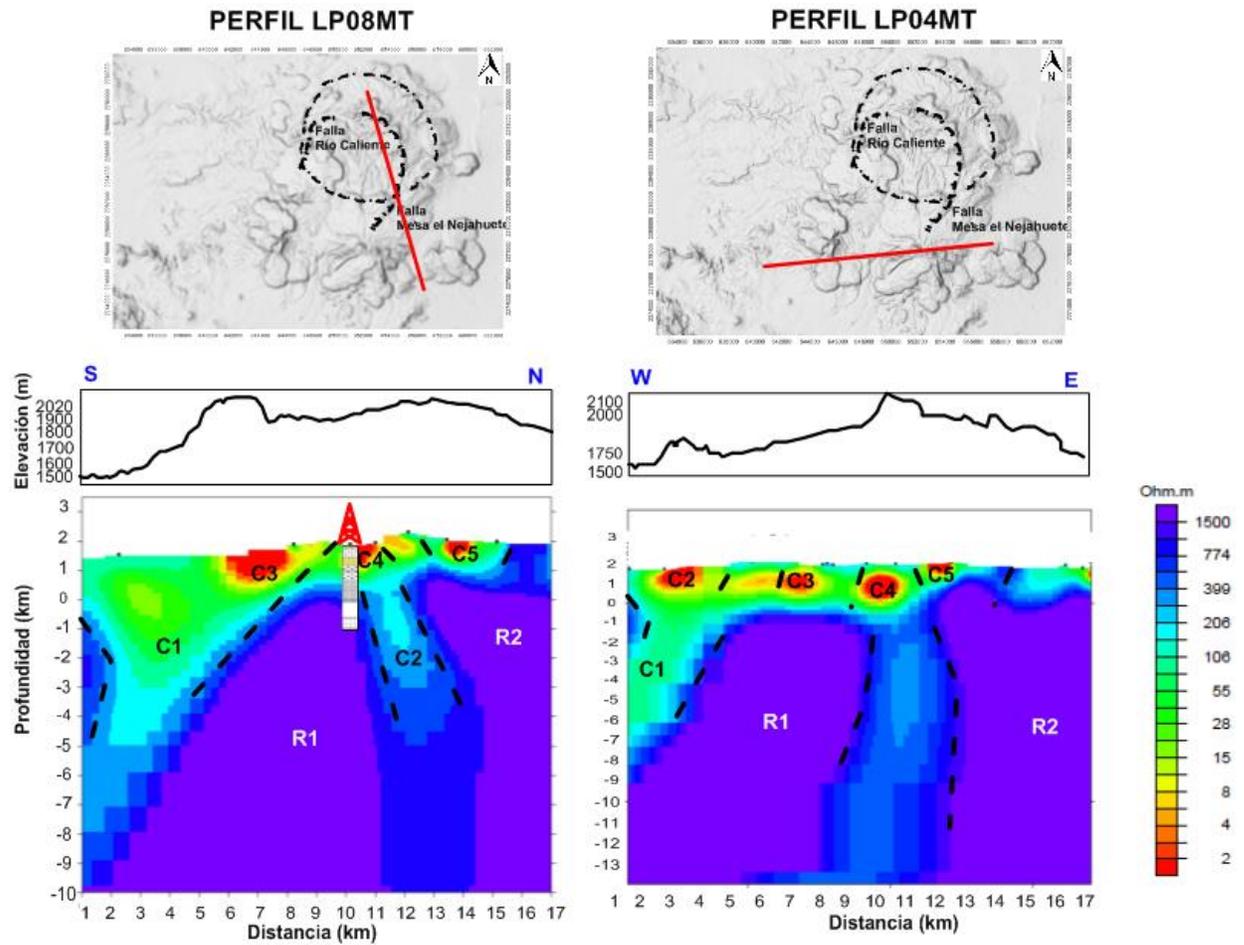


Figura 59. Inversión de perfil LP08MT (derecha), LP04MT (izquierda). Círculos negros indican estaciones MT. Anomalías conductoras se encuentran indicadas por C y resistivos por la letra R. Representación de fallas estructurales a profundidad por líneas negras punteadas.

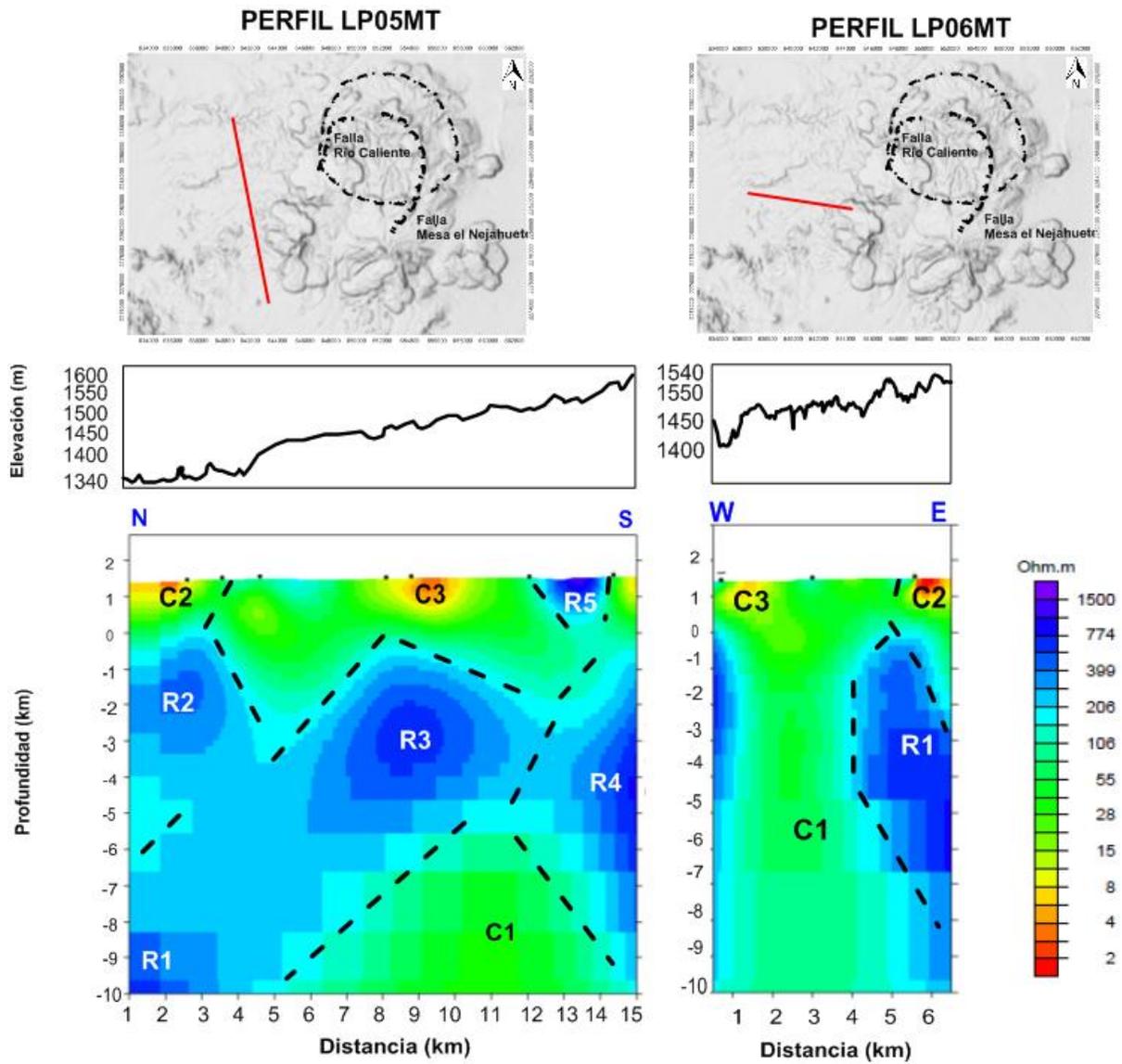


Figura 60. Inversión de perfil LP05MT (derecha) y LP06MT (izquierda). Círculos negros indican estaciones MT. Anomalías conductoras se encuentran indicadas por C y resistivos por la letra R. Representación de fallas estructurales a profundidad por líneas negras punteadas.

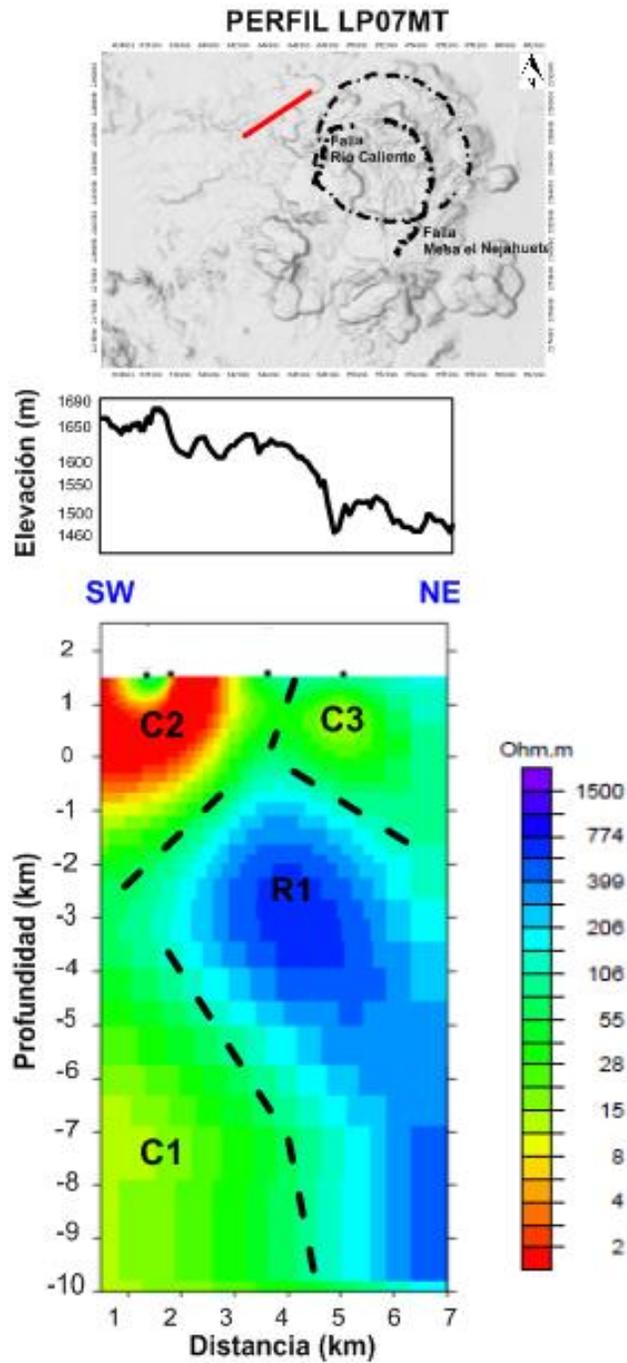


Figura 61. Inversión de perfil LP07MT. Círculos negros indican estaciones MT. Anomalías conductoras se encuentran indicadas por C y resistivos por la letra R. Representación de fallas estructurales a profundidad por líneas negras punteadas.

### **8.11. Interpretación de secciones MT**

La adecuada interpretación de conductividad eléctrica o estructuras resistivas basadas en los resultados de inversión 2D proveen la distribución de resistividad para poder ser analizada e interpretada como unidades geológicas en el área de estudio. A continuación, analizaremos cada una de estas anomalías y sus principales características. Como se mencionó en la sección anterior, los resultados de los cuerpos conductores representados por la letra C y cuerpos resistores con la letra R en los resultados de los perfiles de inversión 2D muestran una distribución de comportamiento similar en la mayoría de los casos. A continuación, se explicará cada uno de las anomalías resistivas, tratando de relacionar los resultados MT con la caldera LP. Las secciones corresponden a los perfiles trazados cuyas anomalías eléctricas principales fueron representadas por letras mayúsculas e interpretadas geológicamente en la siguiente sección, los modelos 2D tienen una máxima profundidad de -10 km.

#### ***Cuerpo Conductor Profundo (C1)***

En las zonas centro, norte y oeste de la caldera, los perfiles LP03MT, LP05MT, LP06MT, LP07 y sección oeste de LP02MT, se observa un comportamiento conductor de hasta 10 omh-m a profundidades de hasta -10 km y una anchura de hasta 6 km, en la mayoría de los casos. En niveles intermedios, esta estructura mayor (C1) se encuentra relacionadas a los cuerpos conductores C2, C3, C4 en distintos perfiles, el cual puede ser interpretado como zonas de debilidad que conectan zonas de aproximadamente  $\leq 5$  km con zonas profundas de hasta 10 km. En comparación con otras anomalías resistivas, C1 característicamente dominante de las estructuras resistivas presentes. La parte superior de C1, aproximadamente a -2km corresponde a una conexión con el horizonte conductor de nivel intermedio-somero. Debido a las limitantes de la inversión 2D, en este caso no examinaremos la extensión a profundidad de C1 en los distintos perfiles, en vez, determinaremos las zonas preferenciales y morfología.

Mientras que en los perfiles LP01MT y LP04MT su comportamiento a profundidad en el centro de cada una de las secciones resulta más resistivo, presentando estos cuerpos conductores con un rumbo definido y una profundidad delimitada en cada una de estas dos secciones. En comparación con otros perfiles, LP01MT y LP04MT, se encuentran justo en las zonas de la estructura tipo anillo y Arco Sur, no a misma profundidad sin embargo muestran una tendencia hacia el norte donde LP04

interactúa con LP02 y LP03. Justo en la parte oeste de LP fuera de la zona de la estructura anillo de caldera propuesto por Bólos, X., et al 2019.

Algunos estudios MT sugieren que un cuerpo conductor dominante ubicado a profundidad puede ser interpretado como un cuerpo magmático (e.g., Diaz et al. 2015; Hill et al. 2015; Hata et al. 2016; Brasse y Eydam, Comeau, et al. 2015; Cordell et al. 2018). C1 ocupa profundidades en algunos casos con continuidad de -10 km por debajo del nivel del mar. La ubicación de un conductor a profundidad correlaciona a superficie con la ubicación de áreas clave como Rio Caliente y otras manifestaciones termales vistas durante las distintas campañas de toma de datos (como son piscinas de aguas termales para uso recreativo). Interpretamos estas zonas como interconexión de C1 y zonas de fracturamiento en la zona W y NW del anillo de la caldera. En este estudio, interpretamos C1 como magma interconectado con LP, con áreas de mayor preferencia.

### ***Capa Conductora Horizontal***

Existe una capa conductora intermedia que se extiende por debajo de los 5 km hasta alcanzar niveles de la superficie en la mayoría de los perfiles. Su resistividad varía entre 55 y 10  $\Omega\text{m}$ , se encuentra relacionada con las unidades pertenecientes a los periodos volcánicos de LP, dichas unidades presentan características más evidentes en el modelo obtenido con MT debido a que son discontinuidades laterales de resistividad en las capas superficiales, las cuales intersectan zonas interpretadas como estructuras geológicas. Como anteriormente mencionamos, este horizonte contiene una zona de relativa baja-resistividad, en particular, por debajo de LPM4MT en el sitio LP28 donde esta capa se extiende a mayores profundidades. Este conductor se encuentra de forma separada con C1.

Las fallas con orientación NW-SE se asocian al sistema regional FVTM, mientras que fallamiento N-S y NE-SW son atribuidas al fallamiento relacionado con la formación y evolución de LP. En las Fig. 58, 59, 60 y 61 se observa una superposición de los distintos dominios a profundidad. Interpretamos su conductividad como una zona de agua subterránea (agua meteórica). La cual, desde un punto de vista estructural, en esta zona, los modelos MT muestran características propias relacionadas con FVTM y LP.

Las estructuras de resistividad coinciden con modelos típicos de sistemas geotérmicos como bajas resistividades relacionadas con alteraciones de minerales de alteración como esméctica, illita-

esméctica, los cuales se forman alrededor de los 70°C (Anderson et al. 2000). La zona conductora, representa una zona permeable rellena por fluidos termales particularmente a profundidades de 2 km. Esta anomalía corresponde a un posible reservorio. La circulación de aguas más profundas puede estar causada por fluidos magmáticos.

#### ***Cuerpos Conductores Someros (C2, C3, C4)***

La parte más somera, cercana a la superficie de los perfiles se encuentra presentes zonas conductoras puntuales en algunas zonas específicas, de manera general se encuentran por debajo de zonas de fallas previamente reportadas e interpretadas como regiones fracturadas. Considerando estas zonas conductoras, interpretamos esta región como una extensión de la zona de fracturada dando zonas de alta conductividad. En las Fig. 58-61 ubicamos estos conductores como C2, C3, C4 e inclusive C5, marcadas con líneas negras punteadas asociadas al fallamiento inferido de la ubicación de zonas conductoras.

Esta zona es interpretada como rocas poco consolidadas con alta porosidad las cuales pueden estar saturadas por fluidos. Los valores bajos de resistividad (menores o igual a 2  $\Omega\text{m}$ ) son ubicadas en anomalías puntuales como son Río Caliente, Cerritos Colorados, zonas cercanas a fallas anteriormente reportadas. Sugiriendo la existencia de un patrón de fluidos en fallas permeables donde los fluidos pueden fluir en dirección ascendente a la superficie por medio de manifestaciones como son vapor de agua, etc.

#### ***Cuerpo Resistivo Vertical R1***

Un resistivo aparece constante en los perfiles LP01MT y LP04MT, al Este y Sur de la caldera, que coincide espacialmente con el Arco Sur de la caldera y morfológicamente con la falla Mesa El Nejahuete. En el perfil LP05MT presenta un mayor número de cuerpos resistivos (R1, R2, R3, R4, R5), sin embargo, disminuye en valor de hasta 400  $\Omega\text{m}$ , descendiendo de resistividad a comparación de las otras secciones.

Las inversiones MT revelan distintos cuerpos resistivos, e interpretamos como zonas frías a través del cual a profundidad R1 aparece de manera constante en la parte este y sur de los perfiles MT, coincide con los límites de la roca resurgente y la roca cristalina. Sin embargo, los cuerpos resistivos a profundidad entre -2 y -4km (R2, R3 y R4) del perfil LP04MT sugieren mayor conductividad

probablemente debido a que la roca en el flanco oeste de la caldera se encuentre probablemente en un estado de mayor fracturamiento afectando de esta manera su resistividad, aumentando así de valor. En los perfiles LP02MT, LP03MT, LP06MT y LP07 los cuerpos resistivos a profundidad parecen delimitando el cuerpo conductor a profundidad. Interpretando los resultados dichas respuestas de altos resistivos profundos pudieran ser interpretadas como respuestas de rocas del basamento granítico.

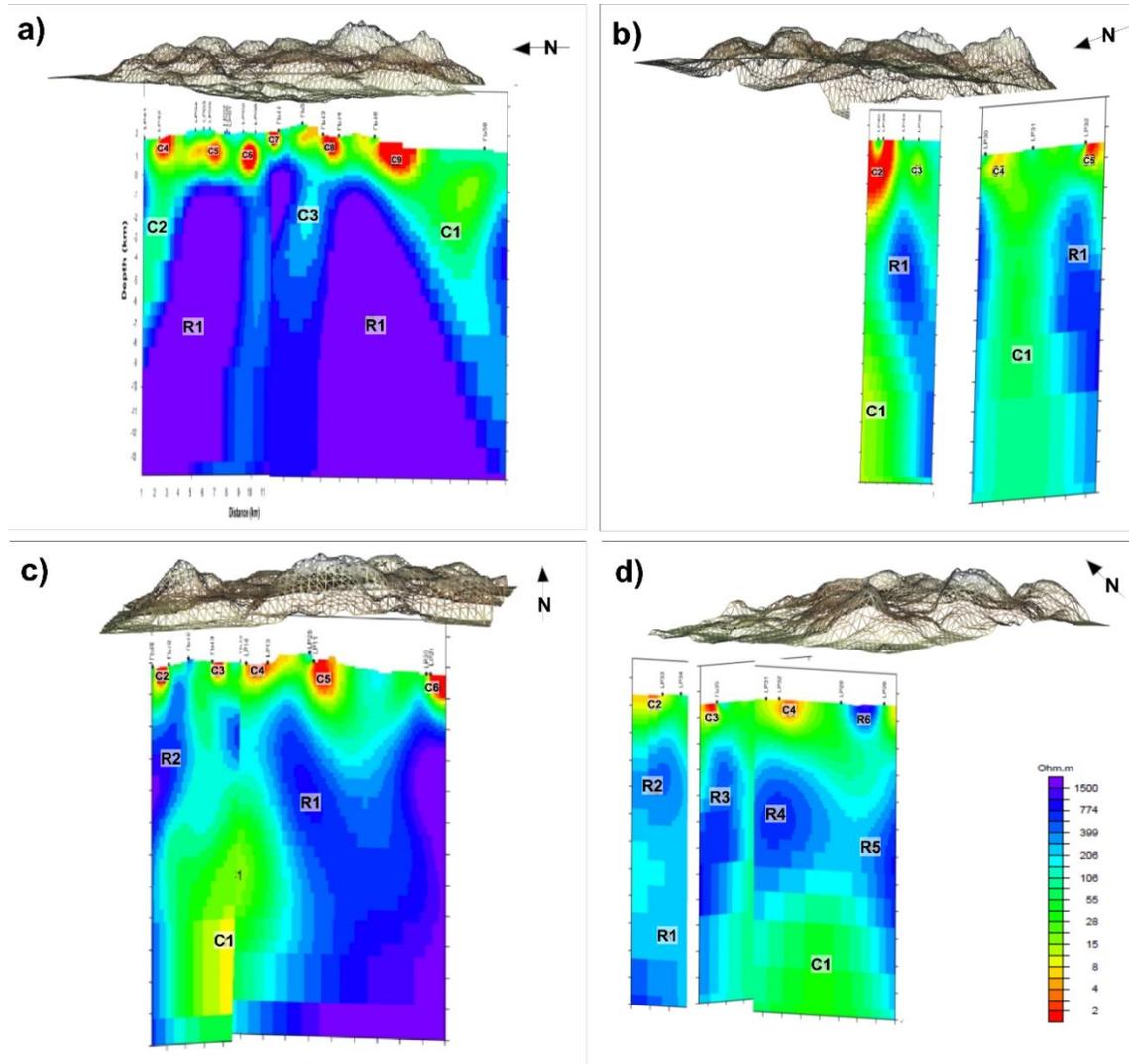


Figura 62. Modelo digital de elevación sobre vista 3D de secciones verticales de resistividad 2D, vista perspectiva sector oeste (a), sector N (b), lado sur (c) y SW (d) de la caldera LP. Se muestra la correlación de los distintos perfiles trazados dentro de la caldera y los resultados de cuerpos conductores y resistivos a profundidad, observando áreas con tendencia conductora principalmente en el sector Oeste y Norte de LP.

### ***Rasgos y tendencias estructurales***

Basado en los resultados de inversión 2D de las secciones de resistividad, se realizó la tarea de caracterizar cada nivel de profundidad observando si existían tendencias o cambios de buzamiento relacionado al colapso de la caldera. Observando que en la mayoría de las secciones

Nivel superficie a 0 msnm existe una mayor presencia de fallas o discontinuidades con tendencias dispersas, pero presentándose en mayor porcentaje una preferencia con dirección hacia el centro de la caldera.

Propagándonos entre de 0 hasta -3 km el número de fallas disminuye considerablemente, aquellas que continúan a esta profundidad se observa un cambio de buzamiento e inclusive en algunas presentaban un cambio de dirección de rumbo.

A -3 a -7 km de profundidad los lineamientos que se conservan llegando a estos niveles son en menor cantidad inclusive algunos no llegan a los -5 km. El cambio de buzamiento que se observó en el nivel de entre 0 y -2 km se conserva, la mayoría de las fallas que llega a esta profundidad tienen una tendencia hacia afuera de la caldera.

El número de fallas es constante a niveles superiores, así como su buzamiento a una profundidad de -7 a -10 km, el mayor cambio observable en las fallas fue su grado de inclinación, existiendo un comportamiento menos inclinado que en los niveles anteriores, es decir tienen un comportamiento más vertical.

## CAPITULO 9

### DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

#### 9.1. Discusión

Estudios anteriores han utilizado diferentes métodos de análisis para caracterizar la cámara de magma LP. En este estudio, presentamos los resultados de LP mediante la integración de aeromagnetometría, gravimétrica satelital, gravedad del terreno, levantamientos magnéticos y sondeos magnetotelúricos. Se caracterizó geofísicamente del ambiente donde se empleó el método magnetotelúrico para la determinación de la estructura resistiva de LP, debido a que es de suma importancia por el trato que se dio a los datos. Además, obtuvimos modelos 3D de la geometría, posición y profundidad de la estructura interna de la caldera LP. Se obtuvieron distintos resultados con diferentes técnicas específicas que se discuten a continuación.

##### **9.1.1. Fallamiento de la caldera la LP**

El sistema de fallamiento estructural de la LP ha sido tema de discusión debido tanto a la ubicación de la caldera como a su naturaleza de colapso.

Como podemos recordar la LP se encuentra en la intersección de la FVTM y Sierra Madre Occidental (SMO), las cuales corresponden a dos de las mayores provincias volcánicas de México, relacionadas con el proceso de subducción de placas tectónicas en el Océano Pacífico (Molnar y Sykes, 1969; Atwater, 1970, Urrutia-Fucugauchi y Del Castillo-García, 1979; Urrutia-Fucugauchi, 1984, Alatorre y Campos, 2012). (JICA, 1986; Venegas, 1987). Por medio de estudios gravimétricos Alatorre-Zamora y Campos-Enríquez (1929) indican que a niveles profundos ( $\geq 6\text{km}$ ) las estructuras NW-SE parecen tener el control de la migración de fluidos y conectan áreas de permeabilidad, la zona de producción central y las manifestaciones hidrotermales localizadas al oeste del borde de la caldera. Por lo tanto, se puede suponer que el sistema NE-SW afecta a unidades más someras, mientras que el sistema de fallas NW-SE afecta a partes más profundas de la secuencia (Nieto et al. 1985; JICA, 1986; Venegas, 1987).

Las distintas técnicas de análisis de datos empleadas en este estudio permitieron definir diversas orientaciones preferenciales del fallamiento a distintas profundidades. En primer lugar, con la

determinación del azimut geoelectrico promedio estimado mediante el análisis de las componentes de tensor se observaron dos tendencias preferenciales, la primera N-S y posteriormente, una tendencia clara NW45°SE. En segundo lugar, mediante la solución de Werner se mostró la relación entre las altas respuestas diques y contactos con estructuras geológicas importantes que alcanzan grandes profundidades. Por lo tanto, se puede observar que hay zonas preferenciales donde las fallas profundas, diques, sils, lacolitos y contactos entre unidades que tienen un mayor número de respuestas en la solución de Werner. Estos resultados permitieron estimar la presencia de cuerpos intrusivos profundos con una dirección W-E asociados a fallas sub-verticales profundas como lo apoyan los resultados del modelo de superposición de Bahr que sugieren la existencia de estructuras con orientación distinta a la NW-SE (N-S) aplicado a intervalos de frecuencias de 1 a 0.1 Hz. En los perfiles magnetotéluricos, se observó un cambio en el número de lineamientos asociados a fallas estructurales que podrían ser debidos a la estructura de la caldera. En profundidades someras (hasta 0 msnm) existe un comportamiento caótico con numerosas fallas presentes, sin embargo, la mayoría de ellas muestran un buzamiento apuntando hacia el interior de la caldera. A diferencia de las fallas presentes a mayor profundidad (hasta -10 km) las cuales claramente disminuyen en número y su dirección de buzamiento cambia apuntando hacia fuera de la caldera (Fig. 65).

Si nos referimos a las fallas presentes dentro de la estructura de caldera Venegas (1987) aclara que poseen distintas orientaciones (N-S, NW-SE, NE-SW y E-W) y que su extensión se encuentra restringida por la misma caldera. Sin embargo, al observar los resultados del análisis de lineamientos por medio de magnetometría y gravimetría terrestre se nota un sistema dominante de fallas concéntricas en la parte central de la caldera e inclusive algunas ubicadas en los alrededores y parte sur del anillo de la caldera (ring fault) (Fig. 64). En esta imagen se aprecia claramente que estas fallas coinciden con el posible anillo de la caldera, tanto en su interior como en su exterior producidas durante el colapso o posiblemente durante al resurgimiento de la misma (Fig. 64). Se observa además que al sur, en la parte externa de la caldera aparecen lineamientos con rumbo aproximado N-S que posiblemente han favorecido la migración del magma que ha dado origen al volcanismo del arco sur de LP. Por lo tanto, estos resultados indican que estas fallas concéntricas y lineamientos N-S representan zonas muy dinámicas y activas de alguna forma relacionadas al colapso de la caldera.

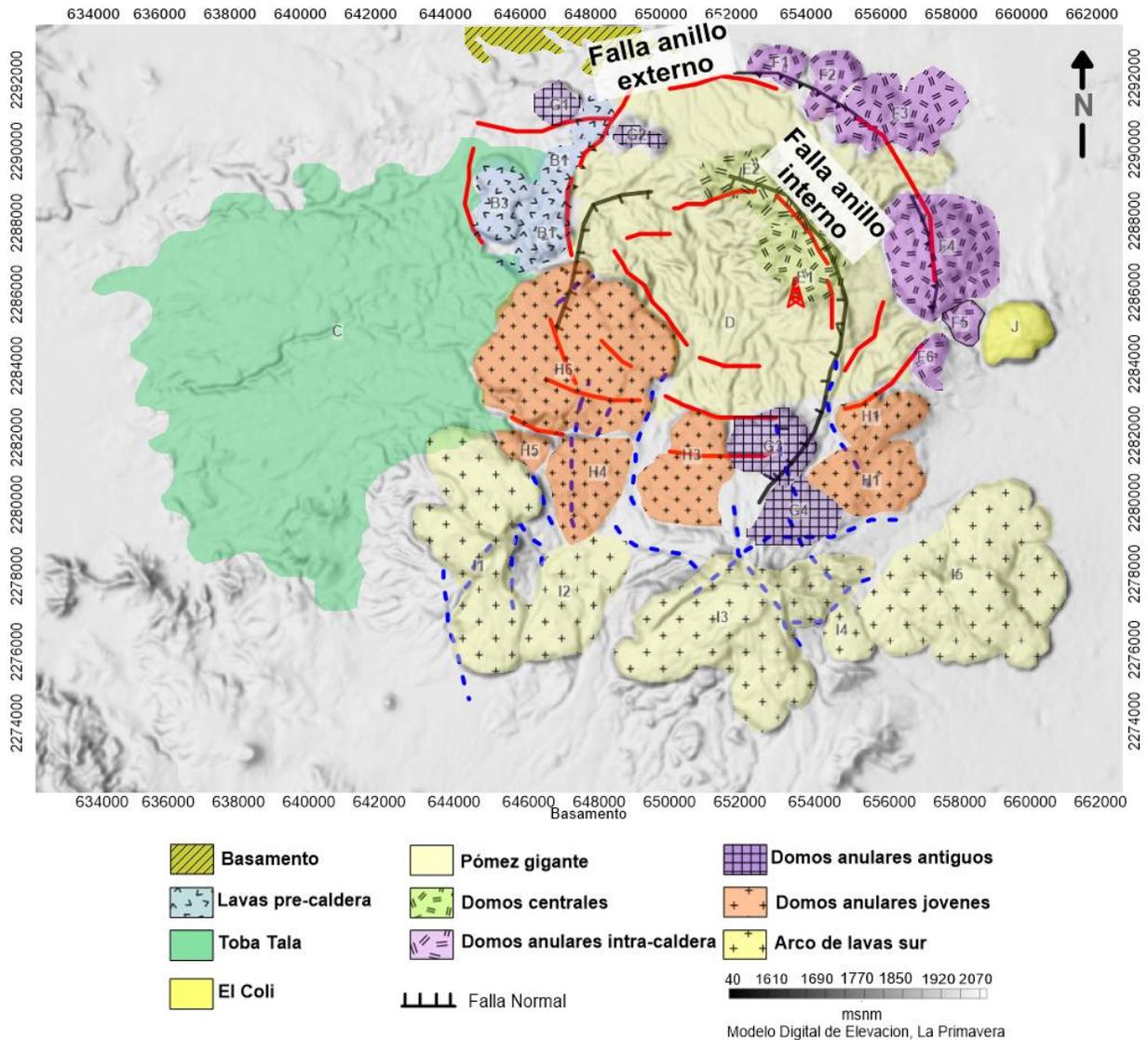


Figura 63. Fallamiento concéntrico tipo anillo delimitado al interior y al exterior de la LP basado en resultados de magnetometría y gravimetría terrestre. los resultados del análisis de lineamientos por medio de magnetometría y gravimetría terrestre muestran un sistema dominante de fallas concéntricas en la parte central de la caldera e inclusive algunas ubicadas en los alrededores y parte sur de la denominada estructura anillo de la LP. Se aprecia que en la parte externa de la caldera en su parte meridional ocurren lineamientos con rumbo aproximado de N-S posiblemente favoreciendo la migración del fundido magmático que ha dado origen al volcanismo del arco sur de LP

### 9.1.2. Cámara magmática

Entre los estudios geofísicos existen algunos antecedentes que utilizando distintos métodos de análisis trataron de definir la cámara magmática de la caldera LP. En 1997, Verma y Rodríguez-González mediante la simulación de transferencia de calor en elementos finitos y simulaciones de

temperatura de la cámara magmática concluyeron que la cámara magmática se encontraba a una profundidad subsuperficial de la superficie entre 5 y 7 km con dimensiones horizontales entre 12 y 10 km. Campos-Enríquez et al. (2005) al asumir que la caldera tenía una forma de embudo los autores calcularon que la cámara magmática está localizada a una profundidad de 6.3 km. Posteriormente, Verma et al. (2012) realizaron un modelado termal de LP en donde proponen un modelo que considera que la cámara magmática de LP se emplazó hace 0.15 millones de años a una profundidad de 4 km con un volumen de 600 km<sup>3</sup>.

Entre nuestros resultados del modelo 3D de inversión mostramos distintos cuerpos asociados a la posible cámara magmática caracterizada por un valor de isosuperficie de 0.0343 SI (Fig. 47a. rojo), en donde aparecen varios cuerpos magmáticos fragmentados a 6.5 km de profundidad coincidiendo con una mínima diferencia con la profundidad propuesta por Campos-Enríquez et al. (2005) y distribuidos espacialmente tanto en el interior como en la parte externa de la caldera. Estos cuerpos parecen estar parcialmente separados en dos zonas, al exterior de la caldera, las cúpulas del sur donde se encuentra la mayor concentración de volumen (Planillas, norte de Tajo y San Miguel) y en segundo lugar cerca del borde sur de la caldera en la zona del domo Culebreado, y por último al oeste Río Caliente a una profundidad más somera de 2.8 km. En comparación a modelos anteriores respecto a la presencia de una cámara magmática, la propuesta que se hace en esta investigación es la presencia de una cámara magmática fragmentada en las zonas externas e internas de la caldera, mientras que otros modelos indican su presencia únicamente dentro de la caldera LP.

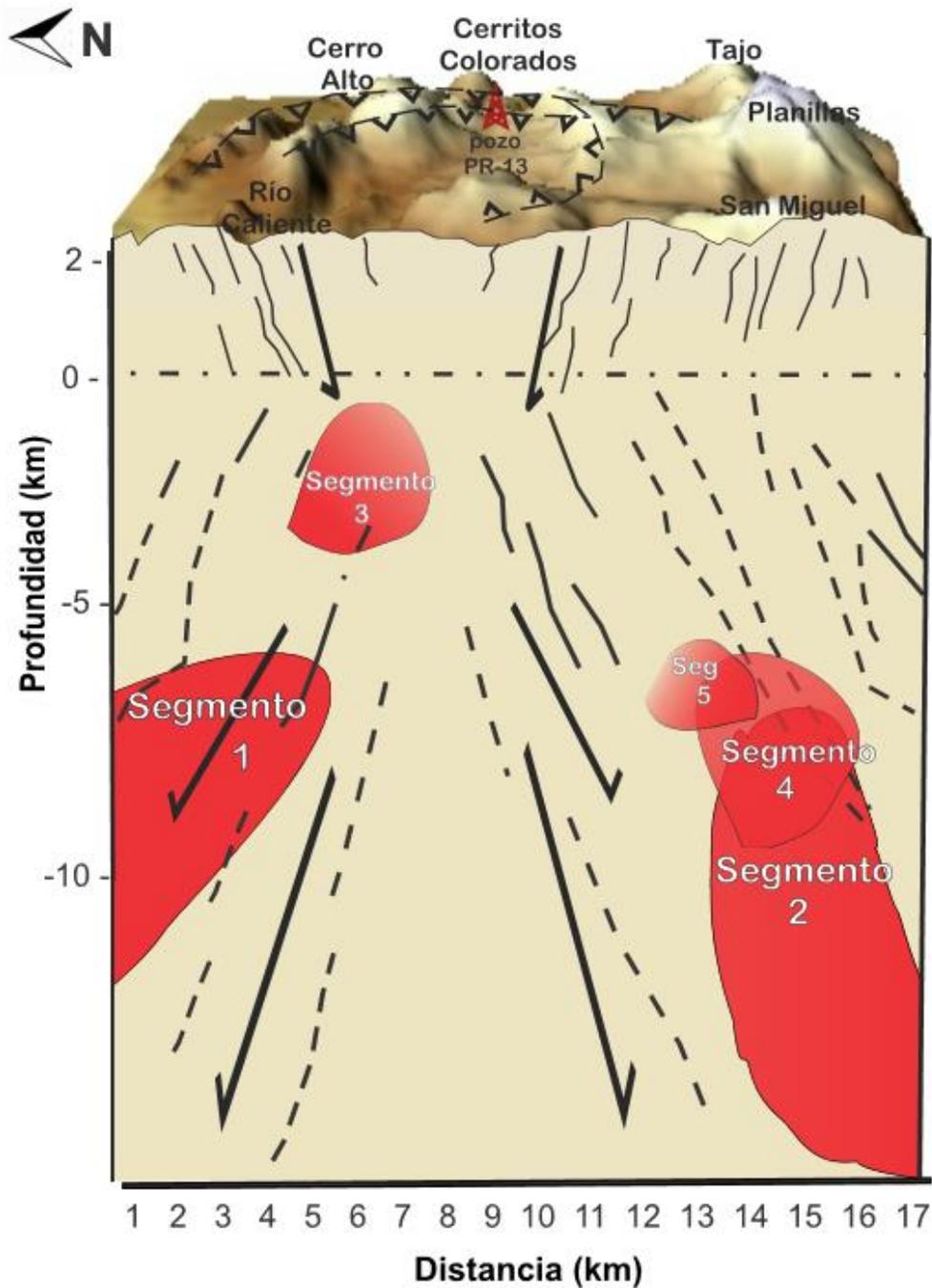


Figura 64. Modelo de la estructura interna de la caldera la LP, se muestra la distribución de los segmentos de cámara magmática ubicados a profundidad y buzamiento de principales lineamientos a profundidad. Debido al colapso del edificio volcánico produce como respuesta la segmentación de la cámara magmática distribuida dentro y fuera de la caldera la LP se encuentra la mayor concentración de volumen (Planillas, norte de Tajo y San Miguel) y en segundo lugar la zona del Culebreado, y por ultimo al oeste del Río Caliente a una profundidad más somera de 2.8 km. Adicionalmente se observa el cambio de buzamiento de principales lineamientos obtenidos mediante secciones de resistividad 2D.

### **9.1.3 Yacimiento geotérmico**

La caracterización del yacimiento geotérmico de la LP desde los años 80's ha sido tema de estudio. Alonso (1985) recalcó la importancia del aprovechamiento del agua de lluvia con las zonas de debilidad (fallas y fracturas) las cuales permitan la infiltración hacia el subsuelo y su calentamiento mediante una fuente de calor. Desde un punto de vista regional, Maciel y Rosas Elguera (1992), aclaran que el fracturamiento regional con dirección predominante NW-SE junto con los eventos propios de la caldera, contribuye a crear las direcciones preferenciales de flujo del agua subterránea. Con lo observado en los resultados de las distintas secciones resistivas se presentan cuerpos conductores principales (identificados por C1) los cuales se extienden a profundidades de hasta -10 km, obviando su alta conductividad, estas zonas son interpretadas con fracturamiento probablemente de tendencia regional combinado con el evento de colapso de la caldera observado en los perfiles de MT.

Al estudiar zonas con probable potencial geotérmico Romero (1980) se concentró en el área de Rio Caliente donde registra un mínimo resistivo ( $<10 \Omega m$ ) reflejando una alta concentración de sales en el subsuelo, con características comunes en las zonas de descarga de los sistemas geotérmicos. Sin embargo, en el modelo propuesto por Maciel y Rosas Elguera (1992) apuntan como el área potencial en la zona cercana a Cerritos Colorados (Fig. 6). En esa investigación, de acuerdo con los perfiles de resistividad se interpretan los valores bajos de resistividad (menores o igual a  $2 \Omega m$ ) ubicados en zonas de W y NW de la LP, y en segundo lugar Cerritos Colorados por ser zonas cercanas a fallas anteriormente reportadas (Falla Rio Caliente, Falla Mesa Nejahuete). Estas dos zonas presentan un patrón de fluidos donde pueden circular en dirección ascendente por medio de zonas de debilidad o fallas estructurales observadas en los perfiles MT. Esto coincide con los resultados de Bolós, et al., (2019) quienes confirmaron el ascenso y descenso de fluidos geotérmicos. Mientras que en la zona del Arco Sur en donde existe fracturamiento, evidencias de actividad volcánica ocurrida hasta hace 40 mil años, Mahood and Drake (1982), actividad fumarólica en el domo Planillas y en donde se obtuvieron respuestas geofísicas con cuerpos intrusivos (análisis de Werner) ubicados a profundidades de 5.2 km podrían existir las condiciones ideales para futuros desarrollos geotérmicos).

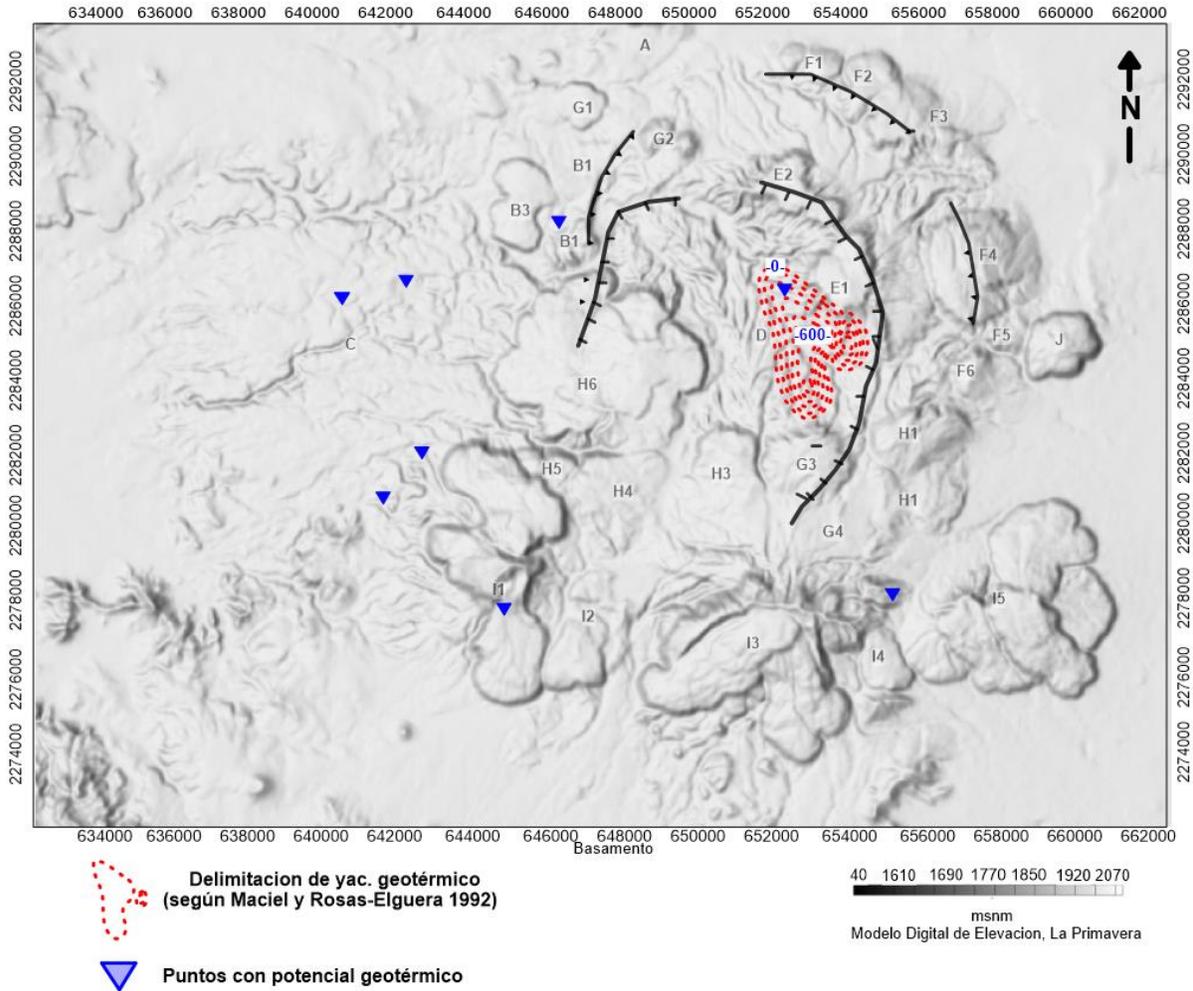


Figura 65. Mapa de la LP mostrando los puntos con posible potencial geotérmico basado en zonas con mayores valores conductivos e intersección con zonas de debilidad relacionadas con fallamiento estructural interpretado de las inversiones de resistividad MT.

## 9.2. CONCLUSIONES

La interpretación de anomalías geofísicas conjugadas basadas en diversos análisis es una herramienta poderosa para caracterizar los ajustes de LP, evitando ambigüedades entre los resultados y proponiendo una estructura de modelo interna inferida de consideraciones geofísicas.

Mientras que la configuración de magnetometría terrestre muestra que el sistema dominante de fallas circulares se encuentra en la parte central de la caldera evidenciando una coincidencia adecuada asociada a la posible falla tipo anillo de la caldera, y en menor medida fuera de la caldera,

fallas circulares relacionadas a colapso o posiblemente al resurgimiento de la misma. Adicionalmente, el mapa en la parte sur tiene lineamientos con rumbo N-S asociados, como anteriormente mencionamos a la inferencia de fallas con posible rol de conducto en dirección N-S ubicado en la parte sur externa a la caldera en la zona del Arco Sur de la LP.

La inversión de datos magnéticos y gravimétricos ha revelado la presencia de una cámara magmática segmentada y distribuida espacialmente dentro y fuera de la caldera LP, consiste de cinco segmentos, de los cuales tres se encuentran en el área del arco sur. Esta área parece ser clave para varios factores como la presencia de diques, fallas importantes, ubicaciones de contactos, cuerpos intrusivos masivos y manifestaciones geotérmicas. Su volcanismo revela la evolución de la actividad remanente y los episodios de la cámara de magma durante la formación de la caldera.

La anomalía resistiva principal, se encuentra por debajo de la estructura conductora, R1 en algunos casos alcanza profundidades mayores a los -10 km esto podría ser interpretado como parte del cuerpo cristalino, se encuentra delimitado por anomalías conductoras correspondientes a las fallas y fracturas, evidentes en algunas zonas, un ejemplo es alrededor de los domos resurgentes de San Miguel, domos sur, los cuales probablemente produjeron fracturamiento y fallamiento alrededor de la corteza, y que fue testigo de la intrusión de magma durante la etapa de resurgimiento. Como resultado de esta etapa la resurgencia puede estar relacionada con la reactivación y arribo de nuevo magma. Posiblemente produciendo una enorme distribución del sistema geotérmico a profundidades mayores a 5 km. Esta reactivación, así como un sistema volcánico activo puede inducir a una actividad volcánica la cual debe ser monitoreada y vigilada.

En los resultados tenemos evidencias geofísicas de estructuras conductoras relacionadas a fallas con profundidades de hasta -10 km con orientación distinta a FVTM esto podría estar asociado a estructuras de gran profundidad relacionadas con el colapso de la caldera que llegan a alcanzar estos niveles profundos. La formación y ubicación de domos post caldera da una idea de la retroalimentación y su origen en esas zonas (principalmente arco Sur de la caldera, relacionando esta información con las unidades geológicas con poco contenido de fenocristales asociado a zonas de gran fallamiento lo cuales asociado a evidencias geofísicas asociado a lineamientos que permitieran una retroalimentación rápida puede estar relacionado geológicamente con fallamiento profundo con preferencia en la zona de Arco Sur de LP.

Hablando de manera general la relación entre evidencia de cuerpos intrusivos como diques, profundidad de basamento a -3 km en algunas zonas y hasta -6 km en otras, fallas de gran profundidad con distinta orientación, una cámara magmática segmentada (o fracturada) debido al colapso de la LP podría explicar de manera más clara la complejidad y carácter tridimensional de la caldera.

## REFERENCIAS

- Abiye, T. & Tigistu, H., 2008. Geophysical exploration of the Boku geothermal area, Central Ethiopian Rift. *Geothermics*, 37(6), pp. 586-596.
- Agocs, B. W., 1951. Least-squares residual anomaly determination. *Geophysics*, 16(4), pp. 686-696.
- Aguirre-Díaz, G., 1997. Volcanic stratigraphy of the Amealco Caldera and vicinity, central Mexican Volcanic Belt. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Volumen 13, pp. 10-51.
- Aguirre-Díaz, G. J., 2008. Caldera types and collapse styles. *AGU Fall Meeting Abstracts*, Volumen 11.
- Alaniz-Álvarez, S. A. y otros, 2002b. El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende: Implicaciones en la deformación post-eocénica del centro de México. *BOLETÍN DE LA SOCIEDAD GEOLÓGICA MEXICANA*, Issue 1, pp. 12-29.
- Alatorre-Zamora, M. C.-E. J., 1992. La Primavera Caldera (Mexico): Structure inferred from gravity and hydrogeological considerations. *Geofísica Internacional*, Issue 4, pp. 371-382.
- Al-Garni, M., 2004a. Schlumberger sounding and magnetic survey in Wadi Al-Damm, Makkah Al-Mukarramah, Saudi Arabia. *Journal of Petroleum and Mining Engineering (JPME)*, Volumen 7, pp. 45-60.
- Al-Garni, M., 2004b. Application of magnetic and electrical geophysical methods in exploration of groundwater resources of Wadi Malakan, Saudi Arabia.. *Journal of King AbdulAziz Univeristy: Earth Sciences*, Volumen 16, pp. 67-93.
- Al-Garni, M., 2009. eophysical investigation for groundwater in a complex surface Terrain, Wadi Fatima, KSA: A Case History: Jordan.. *Journal of Civil Engineering*, Volumen 3, pp. 118-136.
- Al-Garni, M., Hassanein, H. & Gobashy, M., 2005. Ground-magnetic survey and Schlumberger sounding for identifying the subsurface factors controlling the groundwater flow along Wadi Lusab, Makkah Al-Mukarramah, Saudi Arabia, Egypt.. *Journal of Applied Geophysics*, Volumen 4, pp. 59-74.
- Al-Garni, M., Hassanein, H. & Gobashy, M., 2006. Geophysical investigation of groundwater in Wadi Lusab, Haddat Ash Sham Area, Makkah Al-Mukarramah, Arab Gulf.. *Journal of Scientific Research*, 24(2), pp. 83-93.
- Allan, J., 1986. Geology of the Northern Colima and Zacoalco grabens, southwest Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt. *Geological Society of America Bulletin*, Volumen 97, pp. 473-485.
- Alonso, E., 1985. *Recursos Geotérmicos en La Primavera, Jal.*. Jalisco, México, Conferencia dictada en la Academia Mexicana de Ingeniería .
- Anguita, F. et al., 2001. Circular features in the Trans–Mexican Volcanic Belt. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volume 107, pp. 265-274.
- Archie, G., 1942. The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *Inst. Min. Metall. Pet. Eng*, pp. 54-62.

- Árnason, K. E. H. G., 2010. Joint 1D inversion of TEM and MT data and 3D inversion of MT data in the Hengill area, SW Iceland. *Geothermics*, pp. 13-34.
- Arturo, G.-T., Orozco-Esquivel, M. T. & Luca, F., 2005. Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 7(3), pp. 227-283.
- Atwater, T. M., 1970. Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America. *Geological Society of America Bulletin*, Volumen 81, pp. 3513-3536.
- Bahr, K., 1988. Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion. *Geophysics*, pp. 119-127.
- Bahr, K., 1991. Geological noise in magnetotelluric data: A classification of distortion types. *Phys. Earth Planet. Int.*, Volumen 66, pp. 24-39.
- Bailey, R. A., Dalrymple, G. & Lanphere, M. A., 1976. Volcanism structure and geochronology of Long Valley Caldera, Mono Country California. *Journal of Geophysical Research*, 81(5), pp. 725-744.
- Baranov, V., 1957. A New Method for Interpretation of Aeromagnetic Maps Pseudo-Gravimetric Anomalies. *Geophysics*, pp. 359-383.
- Baranov, V. & Naudy, H., 1964. Numerical Calculation of the Formula of Reduction to the Magnetic Pole. *Geophysics*, Volumen 29, pp. 67-79.
- Barbosa, R. & Pereira, J., 2013. International Congress of the Brazilian Geophysical Society and EXPOGEF, Rio de Janeiro, Brazil. *Inversão 3D de dados Magnéticos na Região de Mara Rosa - Goiás, Brasil*, Volumen 13, pp. 520-525.
- Barbosa, R. & Pereira, J., 2013. Inversão 3D de dados Magnéticos na Região de Mara Rosa - Goiás, Brasil, utilizando Geosoft VOXI. *13th International Congress of the Brazilian Geophysical Society and EXPOGEF, Rio de Janeiro, Brazil*, Volumen 13, pp. 520-525.
- Bastani, M. & Pedersen, L. B., 2001. Automatic interpretation of magnetic dike parameters using the analytical signal technique. *Geophysics*, 66(2), pp. 551-561.
- Berdichevski, M. y. D. V., 1976. Basic Principles of interpretation of magnetotelluric sounding curves. *Geoelectric and Geothermal studies.*, pp. 165-221.
- Bhattacharyya, B., 1966. Continuous spectrum of the total magnetic field anomaly due to a rectangular prismic body. *Geophysics*, Volumen 31, p. 97.
- Blanco-Montenegro, I., Miquel Torta, J., García, A. & Araña, V., 2003. Analysis and modeling of the aeromagnetic anomalies of Gran Canaria (Canary Islands). *Earth and Planetary Science Letters*, Volumen 203, pp. 601-616.
- Bolós, X. y otros, 2019. Geophysical imaging of fluid circulations and its relation with the structural system of Cerritos Colorados geothermal field, La Primavera caldera (Mexico).. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volumen 369, pp. 238-149.
- Bostick, F. & Smith, H., 1962. Investigations of Large-Scale Inhomogeneities in the Earth by the Magnetotelluric Method. *Proceedings of the IRE*, Volumen 50, pp. 2339-2346.

Brasse, H. & Eydam, D., 2008. Electrical conductivity beneath the Bolivian Orocline and its relation to subduction processes at the South American continental margin. *Journal of Geophysical Research*, Volumen 113.

Briggs, I., 1974. Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics*, Volumen 39, pp. 39-48.

Burger, R. A., Sheehan, F. & Jones, C. H., 2006. *Introductio to Applied Geophysics, exploring the shallow subsurface..* New York. London.: W. W. Norton & Company.

C., G. R. W. a. B. R., 1898. Analytical Investigations of the effects of Near-Surface Three-Dimensional Galvanic Scatterers on MT Tensor Descompositons. *Geophysics*, pp. 496-818.

C., G. R. W. a. B. R., 1989. Descompositon of Magnetotelluric Impedance Tensor in the presence of Local 3-D Galvanic Distortion.. *Journal of Geophysical Research*, pp. 1913-1925.

C., S., 1967. *magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern United States.* s.l.:M.I.T..

Campbell, W. H., 2003. Introduction of Geomagnetic Fields.. *Cambridge University Press..*

Campos Enriquez, J., Dominguez Mendez, F., Lozada Zumaeta, M. M. R. H. & Arredondo, A., 2005. Application of the Gauss Theorem to the study of silicic calderas: The calderas of La Primavera, Los Azufres, and Los Humeros (Mexico). *Journal of volcanology and Geothermal Research*, Volumen 147, pp. 39-67.

Campos-Enríquez & Garduño-Monroy, 1987. The Shallow structure of Los Humeros and Las Derrumbadas geothermal fields, México. *Geothermics*, 16(5/6).

Campos-Enríquez & Garduño-Monroy, 1995. Inference of caldera structural elements from gravity, aeromagnetic, and geoelectric data. *Journal of Volcanology and Geothermal Research,,* Volumen 67, pp. 123-152.

Campos-Enríquez, O. y. J. A.-F., 1992. Gravity study of Los Humeros caldera complex, Mexico; structure and associated geothermal system. *Journal Volc. Geotherm. Research*, Volumen 49, pp. 69-90.

Cantos, F., 1974. *Tratado de Geofísica Aplicada.* España: Litoprint.

Cantwell, T., 1960. *Detection and analysis of low frequency magnetotelluric signals.* Ph.D. thesis ed. M.I.T.: Geology and Geophysics.

Cargniard, L., 1953. Principe de la méthode magnéto-tellurique, nouvelle mñethode de prospection géophysique.. *Geophysics*, pp. 95-125.

Cas, R. & Wright, J., 1987. Volcanic Successions: Modern and Ancient. Allen and Unwin, London. *International Journal of Geosciences*, 5(11).

Castillo-Roman, J., Verma, S. & Andaverde, J., 1991. Modelación de temperaturas bajo la caldera los humeros, Puebla, Mexico, en términos de profundidad de la cámara magmática. *Geofísica internacional*, Volumen 30, pp. 149-172.

- Chapin, D., 1996. The theory of the Bouguer gravity anomaly: a tutorial. *Leading Edge*, Volumen 15, pp. 361-363.
- Chave, A. y. S. J., 1994. On electric and magnetic galvanic distortion tensor decompositions. *Geophysics*, pp. 4669-4682.
- Comeau, M., Unsworth, M., Ticona, F. & Sunagua, M., 2015. Magnetotelluric images of magma distribution beneath Volcán Uturuncu, Bolivia: implications for magma dynamics. *Geology*, Volumen 43, pp. 243-246.
- Constable, S. C. R. L. y. C. C. G., 1987. Occam's inversion: a practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data.. *Geophysics*, pp. 289-300.
- Cooley, J. & Turkey, J., 1964. An Algorithm for the machine calculation of complex Fourier series. *Math of Comp.*, 19(90), pp. 297-301.
- Coons, R. L., Woollard, G. P. & Hershey, G., 1967. Structural significance and analysis of Mid-Continent gravity high.. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Volumen 51, p. 2381.
- Cordell, L., 1985. A stripping filter for potential data. *55th Annual International Meeting of Society of Exploration Geophysicists, SEG*, pp. 217-218.
- Cortés, M. & A. J., 2005. Current states of stress in the northern Andes as indicated by focal mechanisms of earthquakes.. *Tectonophysics*, pp. 29-58.
- Cumming W, M. R., 2010. *Resistivity imaging of geothermal resources using 1D, 2D and 3D MT inversion and TDEM static shift correction illustrated by a Glass Mountain case history*.. s.l.:s.n.
- De Ritis, R., Blanco-Montenegro, I., Ventura, G. & Chiappini, M., 2005. Aeromagnetic data provide new insights on the tectonics and volcanism of Vulcano island and offshore areas (southern Tyrrhenian Sea, Italy). *Geophysical Research*.
- Demant, A. & Vincent, P. M., 1978. A preliminary report on the comenditic dome and ash flow complex of Sierra La Primavera, Jalisco. *Inst. Geologia, Revista.*, Volumen 2, pp. 218-222.
- Dimitriadis, K., Tselentis, G. & Thanassoulas, K., 1987. A basic program for 2-D spectral analysis of gravity data and source depth estimation.. *Comput. Geosci*, 13(5), pp. 549-560.
- Dobrin, M., 1976. *Introduction to Geophysical Prospecting*. New-York: McGraw-Hill.
- Ecker, E. & Mittermayer, E., 1969. Gravity corrections for the influence of the atmosphere. *Boll. Geofis. Teor. e Appl.*, Volumen 11, pp. 70-80.
- Eggers, D., 1982. An eigenstate formulation of the magnetotelluric impedance tensor.. *Geophysics*, Volumen 47, pp. 1204-1214.
- Ego, F. S. M. L. A. Y. H. E. A., 1996. Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes.. *Tectonophysics*, pp. 101-116.
- Ellis, R. & MacLeod, I., 2013. Constrained voxel inversion using the Cartesian Cut Cell method. *Proceedings of the 23rd International Geophysical Conference and Exhibition, Melbourne, Victoria, Australia*, pp. 1-4.

- Eppelbaum, L. B.-A. Z. I. S. K. S., 2001a. First results of self-potential method application at archaeological sites in Israel.. *Transactions of the EUG XI International Symposium*, p. 657.
- Escher, B., 1930. On the formation of caldera's. *Leidsche Geol. Meded.*, Volumen 3, pp. 183-219.
- Everett, M. E., 2013. *Near surface applied geophysics*. UK: Cambridge University Press Cambridge.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., V, M. & M, M., 2012. The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone. *Tectonophysics*, Volumen 522 - 523, pp. 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. *Geological Society of America*, Volumen 334, pp. 65-83.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M. & Bryan, S., 2005. Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 57(3), pp. 343-378.
- Ferriz, H. & Mahood, G., 1986. Volcanismo Riolítico en el Eje Neovolcánico Mexicano. *Geofísica Internacional*, pp. 117-156.
- Finetti, I. & Morelli, C., 1973. Geophysical Exploration of the Mediterranean Sea.. *Bollettino di Geofisica Teorica ed Applicata*, Volumen 15, pp. 263-341.
- Francis, P., 1983. Calderas volcánicas gigantes. *Investigación y Ciencia*, Volumen 83, pp. 32-43.
- GENZL, 1996. Magnetotelluric (MT) Survey of the Karaha Area, West Java, Indonesia.. *Unpublished report for Karaha Bodas Company LLC.*
- Geosoft, 2., 2016. *Edition, Oasis montaj 7.5 educational*. s.l.:Geosoft inc..
- Gilbert, C., Mahood, G. & Carmichael, I., 1985. Volcanic stratigraphy of the Guadalajara area, Mexico. *Geofísica Internacional*, Volumen 24-1, pp. 169-191.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M. & Ferrari, L., 2007. Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican volcanic belt. *Geological Society of America Special Papers*, Volumen 422, pp. 129-181.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, T. & Ferrari, L., 2005. Patogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, pp. 227-283.
- Gottsmann, J. y otros, 2008. Shallow structure beneath the Central Volcanic Complex of Tenerife from new gravity data: implications for its evolution and recent reactivation. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Volumen 168, pp. 212-230.
- Groom, R. W. & B. R., 1991. Analytical investigations of the effects of near-surface three-dimensional galvanic scatterers on MT tensor decomposition. *Geophysics*, pp. 496-518.
- Groom, R. W. & Bahr, K., 1992. Corrections for near surface effects:Decomposition of the magnetotelluric impedance tensor and scalingcorrections for regional resistivities: A tutorial. *Geophys.*, Volumen 13, pp. 341-380.

- Gutiérrez-Negrín, L., 1988. La Primavera, Jalisco, México, Geothermal Field. *Geothermal Resources. Council Transactions*, Volumen 12, pp. 161-165.
- Gutiérrez-Negrín, L., López-Martínez, A. & Balcázar-García, M., 1984. Application of dating for searching geothermic sources. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 8(1-4), pp. 385-389.
- Hammer, S., 1939. Terrain corrections for gravity stations. *Geophysics*, 4(3), pp. 184-194.
- Hansen, P. C., 2000. The I-curve and its use in the numerical treatment of inverse problems.. *In Computational Inverse Problems in Electrocardiology*, pp. 119-142.
- Heise, W. & P. J. 2., 2001. Effects of anisotropy on the two-dimensional inversión procedure.. *Gephys. J. Int.*, pp. 610-621.
- Hernandez, A. & Flores Fernandez, G., 2017. *Evaluación de las condiciones iniciales del sistema geotérmico La Primavera (Jalisco)*. Morelia, México, s.n.
- Hinze, W. J., 2003. Bouguer reduction density - Why 2.67?. *Geophysics*, Volumen 68, p. 1559–1560.
- Hinze, W. J., Von Frese, R. R. B. & Saad, A. H., 2013. *Gravity and magnetic exploration. Principles, practices and applications*.. UK: Cambridge University Press.
- Hiriart Le Bert, G. y otros, 2011. *Evaluación de la Energía Geotérmica en México*, México: s.n.
- Hsu, S., Coppens, D. & Shyu, C., 1998. Depth to magnetic source using the generalized analytic signal.. *Geophysics*, Volumen 63, p. 1947±1957.
- Ingram, D., Causon, D. & and Mingham, C., 2003. Developments in Cartesian cut cell methods. *Mathematics and Computers in Simulation* , Volumen 61, pp. 561-572.
- J.I.C.A., 1986. La Primavera geothermal development project in the United Mexican States. *Internal Report*, Volumen 10, pp. 86-123.
- Jenkins, G. & Watts, D., 1968. Spectral Analysis and Its Applications. *Holden-Day, San Francisco*.
- Jiracek, G., 1990. Near-surface and topographic distortions in electromagnetic induction. *Surv. Geophys.*, pp. 163-203.
- Jiracek, G. R., s.f. *The Magnetotelluric Method*. San Diego, CA: San Diego State University.
- Kaufman, A. a. K. G., 1981. The Magnetotelluric Sounding Method. *Methods in Geochemistry and Geophysics*.
- Kivior, I. & Boyd, D., 1998. Interpretation of the aeromagnetic experimental survey in the Eromanga. *J. Explor. Geophys*, 34(1 y 2), pp. 58-66.
- LaFehr, T. R., 1991. Standardization in gravity reduction.. *Geophysics*, 56(8), pp. 1170-1178.
- Ledo, J., 2005. 2D versus 3D magnetotelluric data interpretation. *Survey in Geophysics*, pp. 511-543.
- Lenat, J.-F. & Aubert, M., 1982. Structure of piton de la fournaise volcano (La Reunion island, Indian ocean) from magnetic investigations. An illustration of the analysis of magnetic data in a volcanic area. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volumen 12, pp. 361-392.

- Lilley, F., 1993. Magnetotelluric analysis using Mohr circles. *Geophysics*, pp. 1498-1506.
- Lilley, F. E. M., 1998a. Lilley, F. E. M.. *Geophysics*, Volumen 63, pp. 1885-1897.
- Lilley, F. E. M., 1998b. Magnetotelluric tensor decomposition: Part II, Examples of a basic procedure. *Geophysics*, Volumen 63, pp. 1898-1907.
- Lipman, P., 1997. Subsidence of ash-flow calderas: Relation to caldera size and magma-chamber geometry. *Bulletin Volcanologique*, Volumen 59, pp. 198-218.
- Lowrie, W., 1990. Identification of ferromagnetic minerals in a rock by coercivity and unblocking temperature properties.. *Geophys. Res.*, Volumen 17, pp. 159-162.
- Luhr, J. & Carmichael, I., 1981. The Colima Volcanic Complex, México. Part II, Late Quaternary cinder cones. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 76(2), pp. 127-147.
- Luhr, J. & Lazaar, P., 1985. The southern Guadalajara volcanic chain, Jalisco, Mexico. *Geofísica Internacional*, Volumen 24, pp. 691-700.
- Maciel, F. R. & Rosas Elguera, J. G., 1992. Modelo geológico y evaluación del campo geotérmico La Primavera, Jal.. *Geofísica Internacional*, Volumen 31, pp. 359-370.
- Macleod, I. & Ellis, R., 2013. Magnetic Vector Inversion, a Simple Approach to the Challenge of Varying Direction of Rock Magnetization. *Australian Society of Exploration Geophysicists*, pp. 1-4.
- Mahood, G., 1981 b. A Summary of the Geology and Petrology of the Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. *Journal of Geophysical Research*, 86(B11), pp. 10137-10152.
- Mahood, G. A., 1980. Geological evolution of a Pleistocene rhyolitic center -Sierra La Primavera, Jalisco, México.. *Volcanology and Geothermal Research*, pp. 199-230.
- Mahood, G. A., 1981 a. Chemical evolution of a pleistocene rhyolitic center: Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 77(2), pp. 129-149.
- Mahood, G. A. & Drake, R., 1982. K–Ar dating of young rhyolitic rock, a case study of the Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico.. *Geological Society of America Bulletin*, Volumen 93, pp. 1232-1242.
- Mahood, G. & Halliday, A. N., 1988. Generation of high-silica rhyolite: A Nd, Sr, and O isotopic study of Sierra La Primavera, Mexican Neovolcanic Belt. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, Volumen 100, pp. 183-191.
- Mahood, G., Truesdell, A. H., Templos-M. & L. A., 1983. A Reconnaissance Geochemical Study of La Primavera Geothermal Area, Jalisco, Mexico.. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* , Volumen 16, pp. 247-261.
- Manzella, A. U. C. R. G. G. C. F. A., 2010. *Electrical resistivity at the Travale geothermal field (Italy). Proceedings World Geothermal Congress*. Bali, Indonesia,, s.n., p. 8.
- Mariita, N., 1995. Exploration for geothermal energy in Kenya – A historical perspective. *A Kyushu University, Japan*, Volumen 5.

- Mariita, O., 2000. Application of precision gravity measurements to reservoir monitoring of Olkaria geothermal field, Kenya. *Proceedings World Geothermal Congress*, pp. 2719-2724.
- Martí, A. Q. P. J. A. a. L. J., 2005. Improving Bahr's invariant parameters using the WAL approach. *Geophys. J. Int.*, pp. 38-41.
- Martí, J., Ablay, G., Redshaw, L. & Sparks, R., 2005. Experimental studies of collapse calderas. *Journal Geol. Soc. Lond.*, Volumen 151, pp. 919-929.
- Maxwell, J. C., 1873. Molecules. *Nature*, Volumen 8, pp. 437-441.
- McGaughey, J., 2007. Geological Models, Rock Properties, and the 3D Inversion of Geophysical Data. *Proceedings of the 5th Decennial International Conference on Mineral Exploration, Toronto, Ontario (Canada)*, pp. 476-483.
- McNeice, G. a. J. A., 2001. Multisite, multifrequency tensor decomposition of magnetotelluric data. *Geophysics*, pp. 158-173.
- McNeice, G. a. J. A., 2001. Multisite, multifrequency tensor decomposition of magnetotelluric data. *Geophysics*, pp. 158-173.
- McNeice, G. M. & Jones, A. G., 2001. Multisite, multifrequency tensor decomposition of magnetotelluric data. *Geophysics*, Volumen 66, pp. 158-173.
- McPherron, R., 1991. Physical processes producing magnetospheric substorms and magnetic storms. *Geomagnetism*, p. 593– 739.
- McPherron, R., 2005. Magnetic pulsations: their sources and relation to solar wind and electromagnetic activity. *Surveys in Geophysics*, pp. 546-592.
- McPherron, R. L., 1992. Is there a near-Earth neutral line?. *Substorms 1: Proceedings of the First International Conference on Substorms*, pp. 405-412.
- Mirzaei, M. y otros, 2013. Processing and interpretation of ground magnetic data corresponding to geothermal resources using Euler and AN-EUL method, north-. *Earth Space Phys*, Volumen 39, pp. 83-96.
- Mishra D.C. & Naidu P.S., 1974. Two dimensional power spectral analysis of aeromagnetic fields using fast digital Fourier transform techniques. *Geophysical Prospecting*, Volumen 27, pp. 344-361.
- Mishra, D. & Naidu, P., 1974. Two-dimensional Power spectral analysis of aeromagnetic field. *Geophysics Prop*, 345-534(22).
- Molina, A. I., Honda, M., El-Qady, G. & Ushijima, K., 2006. Exploration of the geothermal reservoir of Cerritos Colorados, Jal., Mexico, using 1-D and 2-D inversion of resistivity data. *Geothermia*, 19(1), pp. 2-7.
- Molnar, P. and Sykes, L.R., 1969, Tectonics of the Caribbean and Middle America Regions from the Focal Mechanisms and Seismicity: *Geol. Soc. Am. Bull.*, 80, p. 1639.

- Montesinos, F. et al., 2003. A 3-D gravity model for a volcanic crater in Terceira Island (Azores). *Geophysical Journal International*, Volume 154, pp. 393-406.
- Moore, G., Marone, C. & Carmichael, I. R. 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*, Volumen 106, pp. 383-394.
- Nabighian, M. y otros, 2005. The historical development of the magnetic method in exploration. *Geophysics*, Volumen 70, pp. 33-61.
- Nelson, R., 1985. Geologic Analysis of Naturally Fractured Reservoirs. *Contributions in Petroleum Geology and Engineering*, Volumen 1, p. 320.
- Nelson, S. A. & Sánchez-Rubio, G., 1986. *Trans-Mexican Volcanic Belt field guide*, s.l.: Volcanology Division, Geological Association of Canada.
- Nettleton, L. L., 1976. *Gravity and Magnetics in Oil Prospecting*. s.l.:McGraw-Hill Book Co.,
- Newman, G. a. A. D., 2000. Three-Dimensional Magnetotelluric Inversion using Non-Linear Conjugate Gradients. *Geophys. J. Int.*, pp. 410-424.
- Nieto-Obregon, J. D.-A. L. a. D. P. E., 1985. Geochronologic petrologic and structural data related to large morphologic features between the Sierra Madre Occidental and the Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, Volumen 24, pp. 623-663.
- Nixon, G., Demant, A., Armstrong, R. L. & YHarakal, J. E., 1987. K-Ar and geologic data bearing on the age and evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofísica Internacional*, Volumen 26, pp. 109-158.
- Ortega-Gutiérrez, F. y otros, 1992. *Carta geológica de la Republica Mexicana*. Quinta edición escala 1:2.000,000 ed. México, D. F.: Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales.
- P.S., R., Whitehouse, J., Cowell, P. & Oakes, G., 2000. Mineral sands occurrence in the Murray Basin, Southeastern Australia. *Economic Geology*, Volumen 95, pp. 1107-1128.
- Parasnis, D., 1986. *Principles of Applied Geophysics Chapman and Hall*. s.l.:s.n.
- Parkinson, W. D., 1959. Directions of rapid geomagnetic fluctuations. *Geophys. J.R. Astrol. Soc.*, pp. 1-13.
- Park, S. K. & Mackie, R. L., 2000. Resistive (dry?) lower crust in an active orogen, Nanga Parbat, northern Pakistan. *Tectonophysics*, Volumen 66, pp. 158-173.
- Pavlis, N., Holmes, S., Kenyon, S. & Factor, J., 2018. The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). *Journal of Geophysical Research*, 117(B04406).
- Pellerin, L. a. H. G., 1990. Transient electromagnetic inversion: a remedy for magnetotelluric static Shifts.. *Geophysics*, pp. 1242-1250.
- Pellerin, L., Johnston, J. M. & W., H. G., 1996. A numerical evaluation of electromagnetic methods in geothermal exploration. *Geophysics*, Volumen 61, pp. 121-130.

- Peters, L., 1949. The direct approach to magnetic interpretation and its practical application.. *Geophysics*, Volumen 14, pp. 290-320.
- Petrone, C. M., Orozco-Esquivel, T. & Ferrari, L., 2014. Petrogenesis and geodynamic significance of silicic volcanism in the western Trans-Mexican Volcanic Belt: Role of gabbroic cumulates. *Springer-Verlag Berlin Heidelberg*, 167(1006).
- Piro, S., Mauriello, P. & Cammarano, F., 2000. Quantitative integration of geophysical methods for archaeological prospection. *Archaeological Prospection*, Volumen 7, pp. 203-213.
- Price, A. T., 1962. The theory of magnetotelluric methods when the source field is considered. *J. Geophys. Res.*, pp. 1907-1918.
- R.W., G. & Bailey R.C., 1991. Analytic investigations of the effects of near-surface three-dimensional galvanic scatterers on MT tensor decompositions. *Geophysics*, Volumen 56, pp. 496-518.
- Ramirez, S. G., Casco del Razo, J. & Mata, V. V. M., 1982. *Hidrología Regional de la zona geotérmica de la Primavera-San Marcos-Hervores de la Vega, Jal., C.F.E. : Informe Interno.*
- Reck, H., s.f. Zur Deutung der vulkanischen Geschichte und der Calderabildung auf der Insel La Palma..
- Reid, A. y otros, 1990. Magnetic interpretations in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, Volumen 55, pp. 80-91.
- Reid, A. B. y otros, 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution.. *Geophysics*, Volumen 55, pp. 80-91.
- Represas, P. y otros, 2013. Interpretation of gravity data to delineate structural features connected to low-temperature geothermal resources at Northeastern Portugal. *Journal of Applied Geophysics*, Volumen 92, pp. 30-38.
- Reynolds, M. J., 1998. *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. s.l.:Wiley-Blackwell.
- Rittmann, A., 1962. *Volcanoes and their activity*. translated from 2nd German ed. s.l.:EA Vincent].
- Rivera Olguin, E., Saucedo Giron, R. & Ocampo Diaz, Y. Z., 2016. *Historia eruptiva del Volcan Planillas: vulcanismo post caldera en la caldera de La Primavera, Jal..* San Luis Potosi, S.L.P.: s.n.
- Rodi W. y Mackie R.L., 2001. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion.. *Geophysics*, pp. 174-187.
- Roest, W. R., Verhoef, J. & Pilkington, M., 1992. Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal. *Geophysics*, Volumen 57, pp. 116-125.
- Rosas Elguera, J. & Urrutia Fucugauchi, J., 1991. *La Cuenca Tensional de Chapala Atotonilco*. Pachuca, Hgo. Mexico, Convención sobre la Evolución Tectónica de México.
- 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 Mexico. *Geology*, 24(10), pp. 921-924.

- Rosas-Elguera, J., Ferrari, L., Martínez, M. & Urrutia-Fucugauchi, J., 1997. Stratigraphy and Tectonics of the Guadalajara Region and Triple-Junction Area, Western Mexico. *International Geology Review*, 39(2), pp. 125-140.
- Rossotti, A., Ferrari, L., López Martínez, M. & Rosas Elguera, J., 2000. Geology of the boundary between the Sierra Madre Occidental and the Trans–Mexican Volcanic Belt in the Guadalajara region, western Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 19(1), pp. 1-15.
- Salem, A. et al., 2005. Subsurface Structural Mapping Using Gravity Data of Hoho Geothermal Area, Central Kyushu, Japan.. *World Geothermal Congress*.
- Salinas Ocampo, U. y otros, 2016. *ESTRATIGRAFÍA DE LA IGNIMBRITA TALA: CALDERA LA PRIMAVERA JALISCO, MÉXICO*. Puerto Vallarta, Jalisco, Unión Geofísica Mexicana, Reunión Anual 2016.
- Sandberg, C. G. S., 1927. Over een nieuwen grondslag ter verklaring van het Caldera Probleem. *Verslag Afd. Natuurkunde*, , Volumen 36, pp. 1165-1183.
- Schiavone, D. & Loddo, M., 2007. 3-D density model of Mt. Etna Volcano (Southern Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volumen 164, pp. 161-175.
- Schwarz, G., 1990.. Electrical Conductivity of the Earth's Crustal and Upper Mantle.. *Surveys in Geophysics*, pp. 133-161.
- Seigel, 1995. *GRAVGUID*. s.l.:Scintrex Limited.
- Sigurdsson, F., 1987. *Hydrogeology and Geohydrology, Geothermal Training programme*, Reykjavik, Iceland: Report 6.
- Sigurdsson, H. & Houghton, B., 2000. Encyclopedia of Volcanoes. p. 1417.
- Simiyu, S. M. & Keller, G. R., 1997. Integrated geophysical analysis of the East Africa Plateau from gravity anomalies and recent seismic studies. *Tectonophysics*, Volumen 278, pp. 291-313.
- Simpson & Bahr, K., 2005. *Practical magnetotellurics*. s.l.:Cambridge University Press.
- Simpson, F. a. B. K., 2005. *Practical Magnetotellurics*,. s.l.: Cambridge University.
- Sims, W. B. F. a. S. H., 1971. The estimation of magnetotelluric impedance tensor elements from measured data.. *Geophysics*, pp. 938-942.
- Smith, J., 1995. Understanding telluric distortion matrices. *Geophysics, Journal*, Volumen 122, pp. 219-226.
- Soengkono, S., 2011. Deep interpretation of gravity and airborne magnetic data of the central Taupo Volcanic Zone. *New Zealand Geothermal Workshop 2011* , p. 6.
- Spector, A. & Grant, F., 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, Volumen 35, pp. 293-302.
- Sun, J. & Li, Y., 2011. Geophysical inversion using petrophysical constraints with application to lithology differentiation. *Proceedings of the SEG Annual Meeting, San Antonio, Texas, USA*, pp. 2644-2468.

- Szarka, L. a. M. M., 1997. Analysis of rotational invariants of the magnetotelluric impedance tensor., *Geophys. J. Int*, pp. 133-142.
- Telford, W., Geldart, L. & Sheriff, R., 1990. *Applied Geophysics*. s.l.:Cambridge Univ. Press..
- Thompson, D. T., 1982. A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, Volumen 47, pp. 31-37.
- Tihonov, A., 1950. On determination of electric characteristics of deep layers of the Earth's crust.. *Dolk. Akad. Nauk. SSSR*, pp. 501-504.
- Unsworth, M., 2007. Magnetotellurics, in Encyclopaedia of Geomagnetism and Paleomagnetism. *Springer*, pp. 670-673.
- Urrutia Fucugauchi, J. y otros, 2000. Magnetostratigraphy of the volcanic sequence of Río Grande de Dantiago - Sierra de La Primavera region, Jalisco, western Mexico. *Geofísica Internacional*, 39(3), pp. 247-265.
- Urrutia-Fucugauchi, J., 1984. On the tectonic evolution of Mexico: Paleomagnetic constraints. En: Plate reconstruction from Paleozoic Paleomagnetism.. *American Geophysical Union*, Volumen 12, pp. 27-39.
- Urrutia-Fucugauchi, J. et al., 1988. Paleomagnetismo y magnetoestratigrafía de la Sierra de la Primavera, Jalisco.. *Geofísica Internacional*, Volume 27, pp. 695-414.
- Vazquez, J. V. N. S. A. B. H. S. M., 2014. U-Th dating of chevkinite in high silica rhyolites from La Primavera and Yellowstone calderas. *Chemical Geology*, Volumen 390, pp. 109-118.
- Venegas, S., Herrera, J. J. & and Maciel, F. R., 1985. Algunas características de la Faja Volcánica Mexicana y de sus recursos geotérmicos. *Geofísica Internacional*, Volumen 24, pp. 47-83.
- Verduzco, B., Fairhead, F., Green, C. & and MacKenzie, C., 2004. New insights into magnetic derivatives or structural mapping. *The Leading Edge*, Volumen 23, pp. 116-119.
- Verma, S. y otros, 2012. Three-dimensional temperature field simulation of a cooling of a magma chamber, La Primavera caldera, Jalisco, Mexico.. *International Geology Review*, Volumen 54, pp. 833-843.
- Verma, S. & Rodriguez-Gonzalez, U., 1997. Temperature field distribution from cooling of a magma chamber in La Primavera caldera, Jalisco, Mexico. *Geothermics*, Volumen 1997, pp. 25-42.
- Vozoff, K., 1972. The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins.. *Geophysics*, pp. 98-141.
- Vozoff, K., 1991. *The magnetotelluric method. In: Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*. V2.. Tulsa: Soc. Expl. Geophys.
- Waff, H. R. J. L. D. y. C. W., 1988. Results of a magnetotelluric traverse across western Oregon: crustal resistivity structure and the subduction of the Juan de Fuca plate. *Earth and Planetary Lett.*, pp. 313-324.

- Walker, G., 1984. Downsag calderas, ring faults, caldera sizes, and incremental caldera growth. *Journal of Geophysical Research*, Volumen 89, pp. 8407-8416.
- Walker, G., Wright, J., Clough, B. & Booth, B., 1981. Pyroclastic geology of the rhyolitic volcano of La Primavera, Mexico. *Geolog. Rundschau*, Volumen 70, pp. 1100-1118.
- Wannamaker, P., 1999. *Affordable magnetotellurics: Interpretations in natural environments, in Three-Dimensional Electromagnetics*. Tulsa: Society of Exploration Geophysicists.
- Weaver, J. A. A. a. L. F., 2000. Characterisation of the magnetotelluric tensor in terms of this invariants. *Geophys, J. Int.*, pp. 321-336.
- Weigand, P. C., 2011. The Coli Volcano and its Neighbor, Guadalajara. *SciELO Analytics*, 33(129), pp. 291-318.
- Werner, S., 1953. Interpretation of magnetic anomalies at sheet-like bodies. *Sver. geol. Unders., Ser. C.C. Arsbok*, 43(06).
- Williams, H., 1941. Calderas and their origin.. *Univ. Calif. Berkeley Publ. Geol. Sci.*, , Volumen 25, pp. 239-346.
- Wright, J. V. & W. G. P. L., 1981. Eruption, transport and deposition of ignimbrite: A case study from Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volumen 9, pp. 111-131.
- Wright, J. V. & Walker, G. P. L., 1981. Eruption, transport and deposition of ignimbrite: A case study from Mexico. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Volumen 9, pp. 111-131.
- 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*, Volumen 47, pp. 183-193.
- 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*, Volumen 47, pp. 183-193.
- Zhdanov, M. & Keller, G., 1994. *The Geoelectrical Methods in Geophysical Exploration*. Amsterdam: Elsevier.

## **ANEXOS**

Anexo 1. Artículo “Geophysical modeling of LP caldera and its relation to volcanology activity based on 3D susceptibility inversion and potential data analysis.” publicado en Journal of Volcanology and Geothermal Research, Elsevier B.V. publicado en Journal of Volcanology and Geothermal Research, Elsevier B.V. Todos los derechos reservados.

Anexo 2. Curvas de resistividad y fase para cada sondeo.

Anexo 3. Diagramas polares para cada sondeo en función de sus frecuencias.

Anexo 4. Ajuste de curvas que conforman cada perfil.

Anexo 5. Pseudosecciones con respuesta observada y calculada de cada perfil MT.

Anexo 6. Diferencia de pseudosecciones con respuesta observada y calculada de cada perfil MT.

Anexo 1. Artículo “Geophysical modeling of La Primavera caldera and its relation to volcanology activity based on 3D susceptibility inversion and potential data analysis.” publicado en Journal of Volcanology and Geothermal Research, Elsevier B.V. publicado en Journal of Volcanology and Geothermal Research, Elsevier B.V. Todos los derechos reservados.



Contents lists available at ScienceDirect

## Journal of Volcanology and Geothermal Research

journal homepage: [www.elsevier.com/locate/jvolgeores](http://www.elsevier.com/locate/jvolgeores)

## Geophysical modeling of La Primavera caldera and its relation to volcanology activity based on 3D susceptibility inversion and potential data analysis

Joselin Almaguer<sup>a,\*</sup>, Héctor Lopez-Loera<sup>a</sup>, José Luis Macias<sup>b</sup>, Ricardo Saucedo<sup>c</sup>, Vsevolod Yutsis<sup>a</sup>, Randall Guevara<sup>a</sup>

<sup>a</sup> Instituto Potosino de Investigación, Ciencia y Tecnología (IPICYT), Camino a la presa San José #2055, Col. Lomas 4<sup>a</sup> sección, 78216 San Luis Potosí, Mexico

<sup>b</sup> Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), Campus Michoacán, Antigua Carretera a Pátzcuaro #8701, Col. Exhacienda de San José de la Huerta, 58190, Michoacán, Mexico

<sup>c</sup> Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología/Fac. Ingeniería, Av. Manuel Nava #5, Zona Universitario, 78240 San Luis Potosí, S.L.P., Mexico

## ARTICLE INFO

## Article history:

Received 20 September 2018

Received in revised form 15 February 2019

Accepted 16 February 2019

Available online xxxx

## ABSTRACT

La Primavera (LP) is a rhyolitic caldera located in the western sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt (TMVB). LP is located close to the triple point junction of the Chapala, Colima and Tepic-Zacoalco rifts. To understand the internal structure of the LP and its relationship with the Tepic-Zacoalco rift we carried out a geophysical study with different techniques. Satellite gravity, airborne data followed by ground-based gravity and magnetic surveys were used to performed semi-quantitative analysis to understand the structure of the LP. Residual gravity anomalies (22–15 mGal) occurring on the entire volcanic structure are attributed to its rhyolitic nature. Aeromagnetic anomalies ~125 nT occur on the south and western portions of LP. Analyzed lineaments in the area (Tilt Derivative Algorithm) follow predominantly regional NW-SE and W-E trends. Modeled Werner anomalies, identify the presence of numerous contacts and dikes, especially along main faults, such as Rio Caliente, La Gotera, Mesa Nejahuete, and the caldera ring fracture. Strikingly, the higher parts of intrusive bodies and dikes appear at variable depths <7.3 km beneath San Miguel and Las Planillas domes. These results were replicated by using an Euler's solution map. The deepest parts of these bodies occur at around 7.8 km south of Las Planillas and El Tajo domes. We developed a 3D smooth model of the magnetic susceptibility isosurfaces with five magnetized bodies beneath the LP structure. Depth and geometry of surface volcanic structures were determinate, thus providing a preliminary visualization of the main isosurface of 0.0343 SI located in the southern area of the caldera. Additionally, the upper part of the magnetic source is 5.5 km in depth. The present study, therefore, reveals the presence of various intrusive bodies existing at different depths inside the caldera. Further, structures and lineaments within the caldera provide evidence for understanding the presence of intrusive bodies, geological structures associated with the caldera structure and geothermal activity.

© 2019 Elsevier B.V. All rights reserved.

## 1. Introduction

Analysis of conjugated geophysical anomalies is a powerful tool that enables understanding of the distribution of physical properties, in this case, density and rock magnetic susceptibility. Previous studies have used different analytic methods to characterize the magma chamber of several calderas. Those methods have been applied in areas with intrusive bodies and complex structures, that is, sources with gravimetric and magnetic complex anomalies (Blanco-Montenegro et al., 2003; De Ritis et al., 2005). Those studies have also demonstrated the effectiveness of the analytic methods used in the characterization of the tectonic

environment. Owing to differences in volcanic processes, such as intrusion, eruption, and tectonism, most of these structures have a complex nature. The integration of geophysical analysis into volcanic systems associated with geothermal deposits have improved the configuration of important aspects, such as the ascend of fluids, basement topography, and magmatic chambers or intrusive bodies related to the geothermal field (Salem et al., 2005; Soengkono, 2011; Represas et al., 2013; Bolós et al., 2019).

The analysis of gravimetric and magnetic anomalies is considered useful methods for structural studies in volcanic areas because the integrated interpretations of the contrast between magnetic susceptibility and densities reduces the ambiguity in the results. Gravimetric studies provide information on the density variations of rocks, on the correlation between gravity highs and volcanic centers, on intense faulting

\* Corresponding author.

E-mail address: [almaguerjocelyn@gmail.com](mailto:almaguerjocelyn@gmail.com) (J. Almaguer).

and geothermal activity, and on geothermal reservoir systems (Montesinos et al., 2003; Salem et al., 2005; Schiavone and Loddo, 2007; Abiye and Tigistu, 2008; Gottsmann et al., 2008; Represas et al., 2013; Mariita, 2000). On the other hand, magnetic contrasts define different origins, such as: high temperatures, volcano-tectonic structures, shallow or deep magmatic chambers, and hydrothermal alterations (Lenat and Aubert, 1982).

In a gravimetric study by Alatorre-Zamora (1992), the LP caldera is defined as an asymmetric subsurface structure with a major depression in its northern part and a structural, high in the form of a boomerang, to the south. These authors also observe that hydrogeological and geochemical studies presented lineaments and their relationship with the geothermal area and the hydrothermal system. With this information, Verma and Rodriguez-Gonzalez (1997) used finite elements and temperature simulations to model the magma chamber top at depths between 5 and 7 km, and horizontal dimensions between 10 and 12 km. Campos Enriquez et al. (2005) calculated the depth of the magma chamber at ~6.3 km. Molina et al. (2006) carried out 1-D, and 2-D inversions for a Schlumberger Vertical Electric Sounding (VES) at the LP, aimed to find the low resistivity zone and structures that control the movement of the geothermal fluids. Having found a low resistivity zone, they conclude that the up-flow of the geothermal fluids probably moves along the fault structure trending NW-SE (resistivity discontinuity) and forms the hydrothermal alteration zone. Recent studies applied the self-potential method, surface temperature measurements, and Electrical resistivity tomography to identify infiltration and ascending fluid zones in the LP geothermal area (Bolós et al., 2019).

In this study, we present the results of aeromagnetometry, satellite gravimetry, ground gravity, and magnetic surveys that were integrated to understand the subsurface geometry of the LP. With this information, we obtain 3D models of the geometry, position, and depth of the internal structure of the LP caldera. These results shed new lights on the structure of LP and its relation to the regional tectonism in this part of the TMVB.

## 2. Geologic setting

### 2.1. Trans Mexican Volcanic Belt and the triple point junction (regional background)

The Trans Mexican Volcanic Belt (TMVB) is a continental volcanic arc made up of >8000 volcanic structures and intrusive bodies (Demant and Vincent, 1978). The TMVB is related to the subduction of the Rivera and Cocos plates beneath the North American plate at the Middle American Trench, and has an oblique disposition as its principal characteristic with respect to the Mesoamerican Trench (Ferrari et al., 2012).

The subduction process in the western part of the TMVB is overprinted by the tectonism of the triple point junction delimited by the Tepic-Zacoalco, Chapala, and Northern part of Colima rift systems. These rifts delimit to the west the so-called Jalisco Block (JB), (Lühr and Lazaar, 1985; Rosas-Elguera et al., 1996). Fig. 1a shows the location of the LP, to the north of this triple point junction and at the southern part of the Tepic-Zacoalco-Graben (TZG), which is controlled by NE-SW normal faults (J.I.C.A., 1986). The TZG is delimited by a voluminous ignimbrite cover (~300,000 km<sup>2</sup>) of the Sierra Madre Occidental (Eocene to early Miocene) and to the SW by the JB formations (Rosas-Elguera et al., 1996; Ferrari et al., 2005). Around the city of Guadalajara, the Sierra Madre Occidental sequence underlies the San Cristobal deposits group rocks (11–7.5 Ma) formed by a succession of basalts and andesitic alkaline lavas intercalated with some pyroclastic units. Inside the LP, this sequence was reached by the PR-9 drill hole at 1000 m in depth, where an andesite was dated at 12.5 ± 0.6 Ma (Moore et al., 1994; Rosas-Elguera et al., 1996; Urrutia Fucugauchi et al., 2000; Rossotti et al., 2000). On top of these rocks lie the rhyolitic and ignimbritic domes dated between 7.15 and 3.1 Ma that constituted the

Guadalajara group (Rosas Elguera and Urrutia Fucugauchi, 1991; Rossotti et al., 2000).

### 2.2. La Primavera caldera (local background)

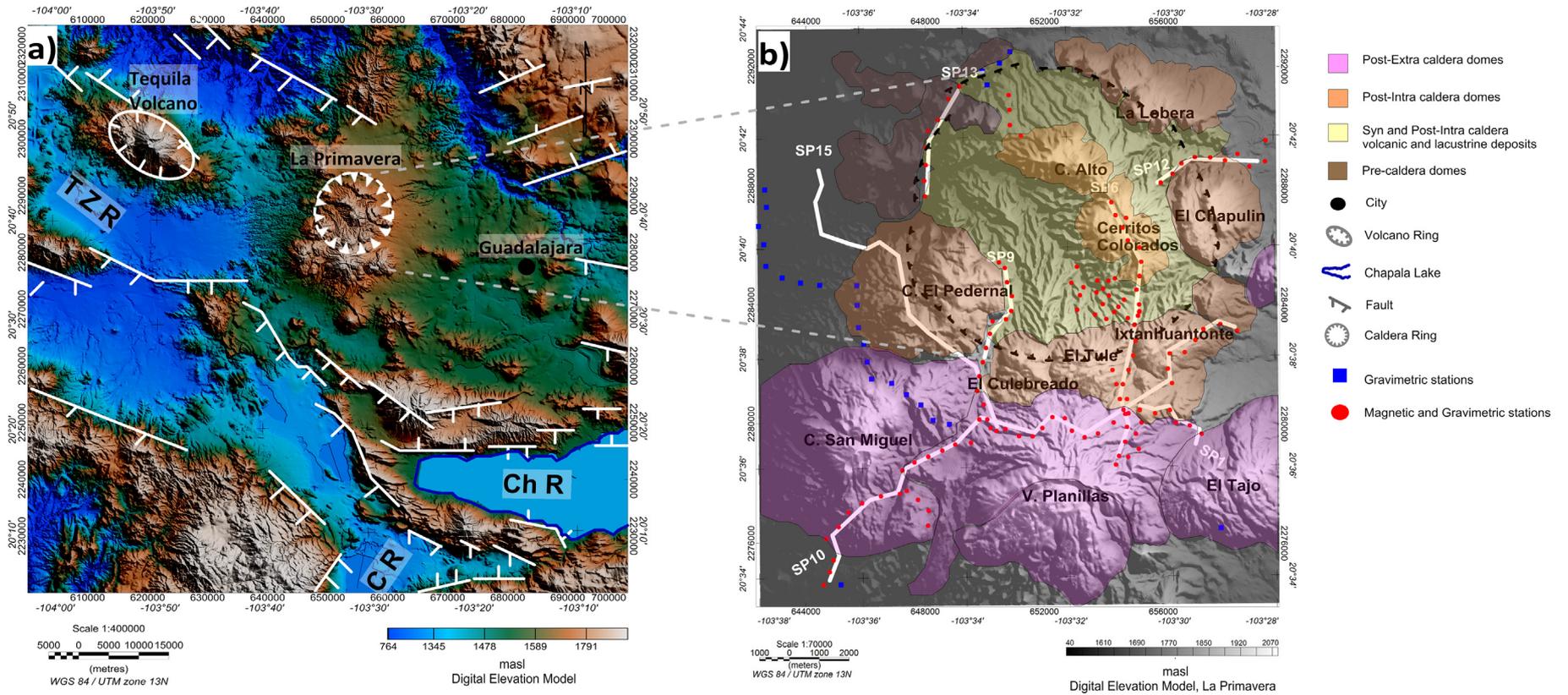
La Primavera caldera is located 20 km to the west of the city of Guadalajara. Fig. 1b shows the view of the geological map of LP. The oldest products in the LP region are rhyolitic domes (140–195 ka), located in the northwestern parts of the caldera structure referred to as pre-caldera (Mahood, 1980). The formation of the LP occurred around 95 ka during the emplacement of Toba Tala (Mahood, 1981a) or Río Caliente ignimbrite (Wright and Walker, 1981) that emplaced 20 to 40 km<sup>3</sup> of rhyolitic magma covering 700 km<sup>2</sup>, ending with collapse of the magma chamber roof that formed an 11 km wide caldera. Afterwards, an intracaldera lake formed along with the extrusion of domes at the caldera center (Cerro Alto and Nejahuete) and the caldera ring fault (Chapulín, Pedernales, etc.), and the eruption of the Giant Pumice bed within the caldera (Mahood, 1981a; Clough et al., 1981), which is interbedded with sediments and volcanoclastic deposits. Then, an episode of caldera resurgence occurred at about 75 ka along with new lava dome extrusions at the southern edge of the caldera (Mahood, 1981a).

The first episode of extrusion (89.5–71.3 ka) is marked by the generation of an arch of domes at the southern part of the caldera ring fault (La Puerta, El Culebreado, El Tule, and Ixtahuantonté), (Mahood, 1981a). The second episode of extrusion (60.5–25.5 ka) occurred along an outer arch south of the LP ring fault (Cerro San Miguel, Las Planillas, and El Tajo) and to the east of the ring fault (Colli dome), (Mahood, 1981a). After these events, no other volcanic activity has been reported except for intense fumarolic and spring discharges within the caldera, where the National Power Company (Comisión Federal de Electricidad, CFE) carried out exploration studies to develop a geothermal field (J.I.C.A., 1986). The CFE drilled 12 wells from which the subsurface stratigraphy of LP is known (Yokoyama and Mena, 1991) and the location of the geothermal reservoir has been proposed (Molina et al., 2006). Out of these studies, the CFE estimated a geothermal potential of LP (Hiriart Le Bert et al., 2011).

## 3. Data and methods

We used aeromagnetic, and satellite gravimetry data that partly covers Jalisco, Colima, and Nayarit states. The survey area is located between the coordinates X: 700000 and y: 2330000, and X: 600000, y: 2220000. Coordinates are in UTM zone 13N, WGS84. With this information, we obtained anomaly maps of the LP caldera and performed a general semi-quantitative analysis.

The aeromagnetic survey was conducted by the Mexican Geological Survey (MGS) flown in two periods, 1982 and 1998. The survey was made with an Islander aircraft, Model BN2-A21, with 300 m of constant terrain level flight, N-S exploration lines, 1000 m of separation between flight lines and control lines of 10,000 m. With intensity values of 43,333 nT in 1982 and 42,499 nT in 1998, a slope of 47° 25', 47° 49', and a magnetic declination of 8°30', 8°00'. For instrumentation, they used Geometrics G-822A magnetic sensors with 0.001 nT of resolution, made up a cesium vapor optical pump. The positioning of flight paths was carried out by satellite-based radionavigation system, that is, the Global Positioning System (GPS), Novatel GPS-911R, 40Mpnv 2001, Ashtech Model GG24GPS + Glonass, 16 M. Novatel processor and a base station, GEM SYSTEMS GSM-19, an Overhauser portable magnetometer with 0.01 nT of sensitivity. The Satellite Bouguer data was obtained from the International Gravimetric Bureau (BGI) Scientific Service that granted access to absolute measurements, their relations to the earth's gravity field, and related information. The Bouguer anomaly was obtained by EGM2008 satellite and gravitational land model values by the National Geospatial Intelligence Agency (NGA) (Pavlis et al., 2012).



**Fig. 1.** Digital elevation model of La Primavera caldera. a) Location map of La Primavera, simplified map with regional structural information of western part of the Trans-Mexican Volcanic Belt. Main geological structures of Miocene-Quaternary age: NCR: Northern part of Colima, ChR: Chapala and TZR: Tepic-Zacoalco rifts. All the maps are superimposed with identified lineaments (faults/thrust) modified from Gómez-Tuena et al. (2007). b) Detailed view that displays the locations of magnetic and gravimetric stations (red circles), gravimetric stations only (blue squares), and surveys profiles (white lines) measured in this study and domes distribution of La Primavera caldera. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

For the ground magnetometry survey, we used Geometrics™ 856 magnetometers with proton nuclear precession (0.1 nT resolution and 0.5 nT precision) and Scintrex Autograv CG-5 automatized gravimeter with 0.001 mGal of resolution. All measurements were corrected by tilt derivative, latitude, topographic, free air, Bouguer, and earth-tide measurements. The latter was done automatically by the gravimeter. A GPS 5800 model Trimble Navigation was used to make corrections of, and reductions to the acquired data. All measurements were linked to a base station during the 10-hour daily field campaigns. Fig. 1b shows the gravimetric and magnetometer survey stations. The Bouguer anomaly was calculated by using 2.67 g/cm<sup>3</sup> density reduction value. In accordance with Briggs (1974), the interpolation minimum curve method was applied to create the Bouguer's anomaly.

#### 4. Potential field modeling

The results were computed in maps, processed, and produced with the Geosoft OASIS MONTAJ v.9.1 software. Afterwards, the aeromagnetic and satellite gravimetry information was mathematically filtered and analyzed to highlight features of interest.

##### 4.1. Aeromagnetic data

In order to process the values of the International Geomagnetic Reference Field (IGRF), a correction of data was applied by subtracting the value of the geomagnetic field from the aeromagnetic data and considering the geographic position of the area, the survey date, and flight altitude. Since the IGRF is calculated in periods of 5-years, the previous year of the aerial survey was considered. The values of the Residual Magnetic Field (RMF) were obtained by subtracting the contribution of the current dipole in the nucleus and the intensity values of the Total Magnetic Field (TMF), (Fig. 2a). Thus, the behavior analysis of the Magnetic Field initiated with the generation of the previously mentioned RMF map obtained by subtracting the IGRF from the Total Magnetic Field (TMF).

##### 4.2. Magnetic field reduced to the pole

Owing to the nature of Vector Magnetic Field (with magnitude, direction, and direction values), magnetic anomalies located on these latitudes are displaced by the sources that produce them. The algorithm for the magnetic field "reduction-to-the-Pole" (RTP) was the base for other filter applications or mathematical algorithms (Baranov and Naudy, 1964).

As stated earlier, the analysis of the behavior of the magnetic field begins with the generation of the RMF map. Since the magnetic field is a vector, the magnetic anomalies in the latitudinal area of Mexico are displaced from the sources that cause them. Thus, based on the RMF, Baranov's RTP algorithm (1964), available on Geosoft OASIS MONTAJ program, was applied with 2015 coefficients to perform our data reduction. The filtering process involved an inclination of 47.8°, a declination of 8.2°, and an intensity of 42,611 nT, and results of the magnetic anomalies are shown in Fig. 2b. This data was interpolated by using the minimum curvature algorithm. We detected in this figure several modifications in the position and magnitude of the anomalies. For instance, there is a magnetic contrast on the western portion of LP, with values higher than 140 nT. On the central part of the map, the alignment of the high magnetic values shifts direction from W-E to NW-SE precisely at the location of the LP. In the LP area, this trend conforms two positive anomalies with 100 nT values that seem to be associated with two different volcanic/intrusive bodies of different composition belonging to the TMVB.

Unfortunately, the magnetic susceptibility of these silicic rocks did not produce strong magnetic signatures. We interpreted these signatures as an intrusive body with a higher magnetic susceptibility than the rock matrix. This intrusive body at depth could play an important

role as the heat source of the geothermal system in the region (Mirzaei et al., 2013). It is also worth mentioning here that all the subsequent processes and interpretations were based on the corrected RTP map.

##### 4.3. Residual Bouguer anomaly

The complete Bouguer anomaly, Fig. 3a, was calculated from the density reduction of 2.67 g/cm<sup>3</sup> and obtained from the Bouguer gravimetric anomaly by subtracting the regional trend with a second-degree polynomial. Fig. 3b shows the Bouguer's Residual anomaly with smooth variations in longitude of short wavelength that appeared close to the terrain surface by applying an ascending continuation of 500 m. In order to obtain a greater uniformity in the spacing mesh, we applied a minimum curvature algorithm.

The residual anomaly has an amplitude range from -27 to 25 mGal. In the western central part of Fig. 3b appears a trend of well-defined positive anomalies (25 mGal). These anomalies correlate with the positive magnetic and gravimetric anomalies related to a series of volcanic structures of the TMVB, Tequila Volcano, and La Primavera caldera. The gravimetric anomalies correspond to the Tepic-Zacoalco, Chapala, and northern part of Colima rifts that belong to the Triple Point junction. Although, it is not the focus of this study, it is noteworthy that the rift structures are clearly displays in this image as low geophysical values compared to those corresponding to positive anomalies (volcanic structures). This trend is similar to the aeromagnetic map (the LP) occurs with a define positive anomaly.

##### 4.4. Tilt Derivative Algorithm (TDR) filter

Lineaments are correlated with areas of high gradient and can be associated with geological faults, lithological contacts, fractures, and/or weakness zones, which could be related to deeper bodies, geodynamics control, and so forth.

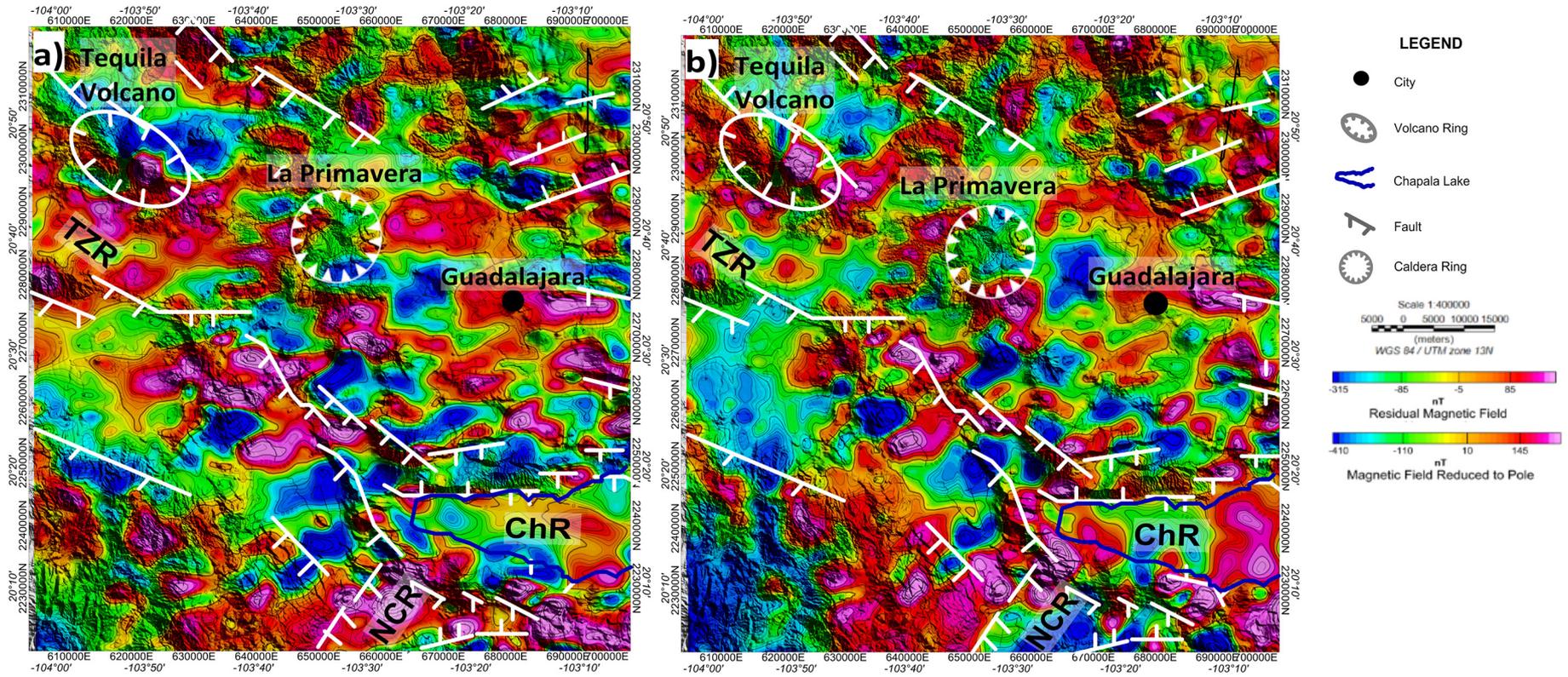
The results were plotted in Fig. 4a and b, where it is possible to identify different lineaments. The TDR zero contour is shown with black dashed lines, representing the location of lineaments. Bodies with a possible contrast of susceptibility and density are identified as pink while the green color indicates the decrease in values of these properties. For the purpose of this analysis, a few regional lineaments were considered.

In order to identify lineaments, the Tilt Derivative Algorithm (TDR) was applied to the magnetic and gravimetric data producing 2D models of the subsurface structures. TDR and its horizontal derivative are very useful tools for mapping basement structures. The technique was applied to aeromagnetic data with anomalies reduced to the pole and regional satellite gravimetry. The TDR has been calculated by dividing the Vertical Derivative Component (VDR) by the Total Horizontal Derivative (THDR), (Verduzco et al., 2004).

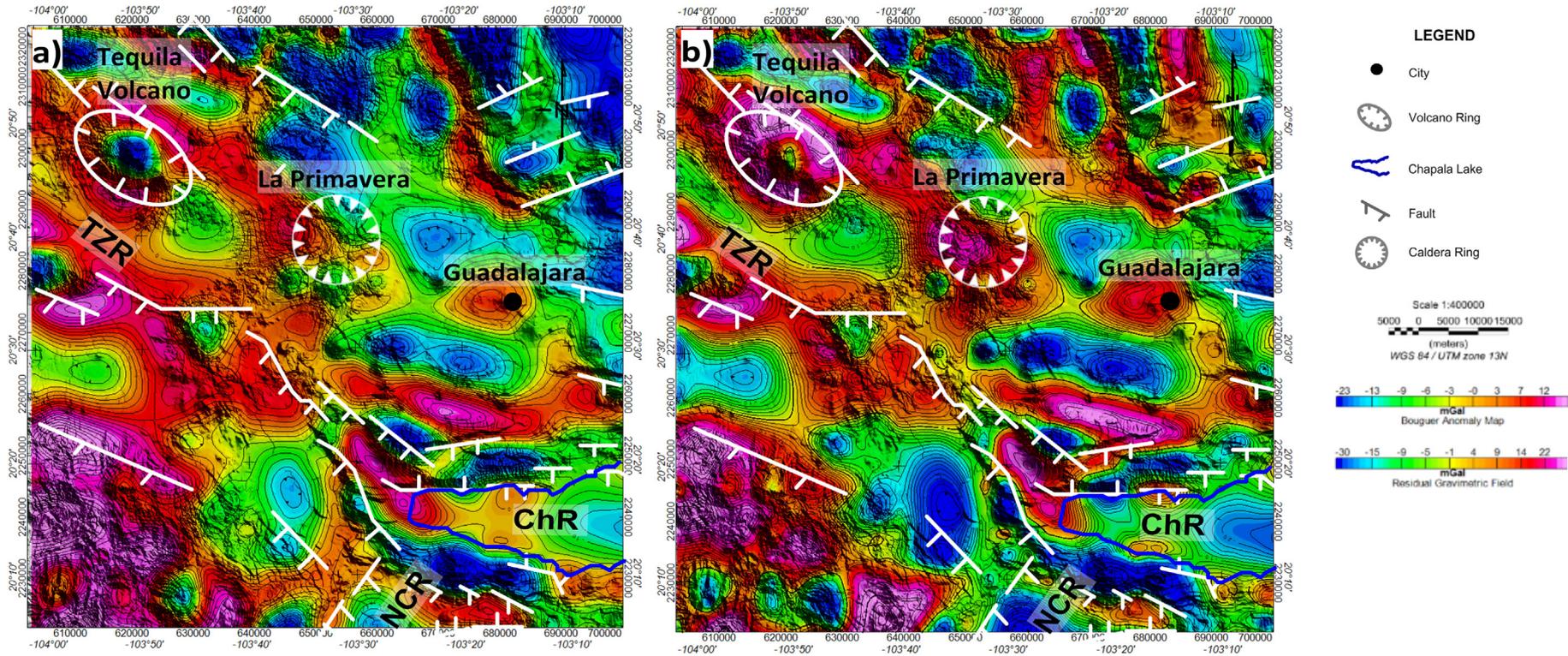
$$TDR = \arctan (VDR/THDR) \quad (1)$$

When the TDR maps are compared, there is a significant contrast in increase. Fig. 4a–b the Chapala and the northern part of the Colima rifts in which lineaments have a good match with previous structural information (Gómez-Tuena et al., 2007).

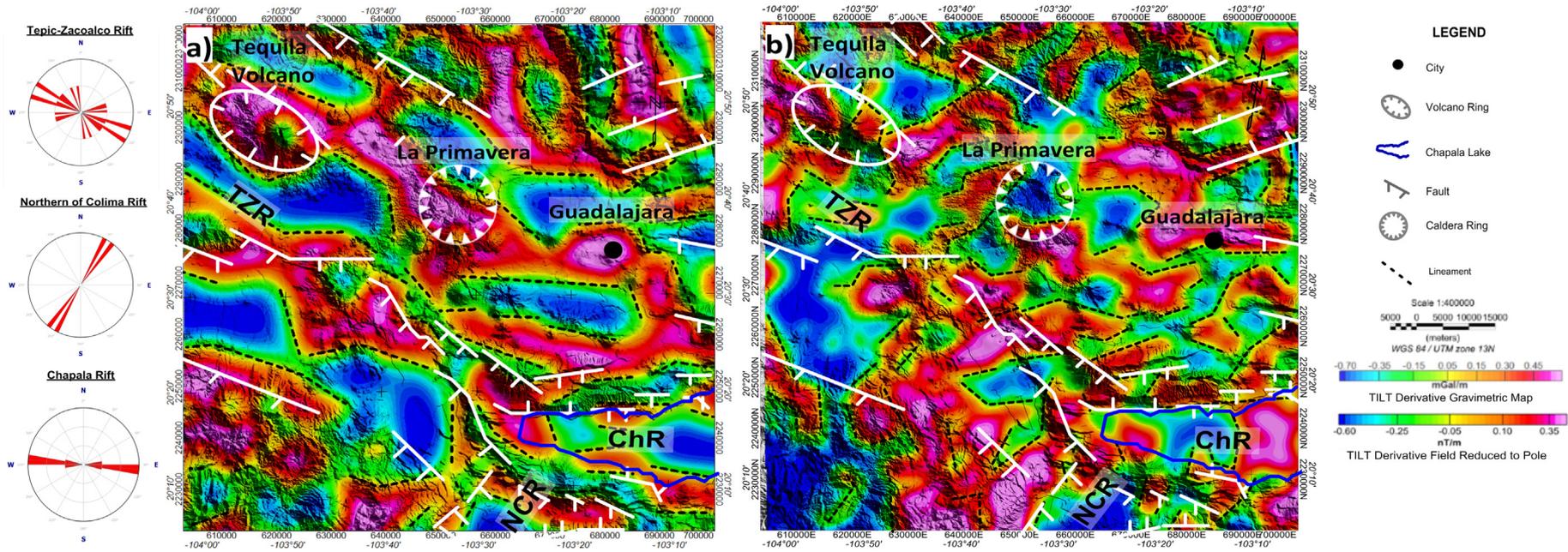
In the central and western parts of the map (Fig. 4a), the gravimetric pattern shows positive anomalies delimited by linear characteristics (faults or geologic contacts). Some of these anomalies are clear in the W-E direction and also in the central and western parts of Fig. 4a, where they shift to the NW-SE direction right where the LP caldera is located.



**Fig. 2.** Aeromagnetic data processing maps of the regional study area. a) Residual Magnetic Field (RMF) values, subtracting the contribution of the existing dipole in the nucleus, the intensity values of the Total Magnetic Field (TMF). b) Magnetic Field Reduced to the Pole map, obtained from RMF and reduction for the IGRF values. Main geological structures of Miocene-Quaternary age: NCR: Northern part of Colima, ChR: Chapala and TZR: Tepic-Zacoalco rifts. All the maps are superimposed with identified lineaments (faults/thrust) modified from Gómez-Tuena et al. (2007).



**Fig. 3.** Satellite gravimetry maps of the regional study area. a) Bouguer anomaly, calculated from the density reduction of  $2.67 \text{ g/cm}^3$  and obtained from the Bouguer gravimetric anomaly by subtracting the regional trend with a second-degree polynomial. b) Residual Gravimetric Field Configuration of the La Primavera and FVTM zone, applying an ascending continuation of 500 m. Main geological structures of Miocene-Quaternary age: NCR: Northern part of Colima, ChR: Chapala and TZR: Tepic-Zacoalco rifts. All the maps are superimposed with identified lineaments (faults/thrust) modified from Gómez-Tuena et al. (2007).



#### 4.5. Depth analysis methods

In order to understand the LP structure, we used different geophysical datasets to generate models were developed with different geophysical datasets. The purpose of using different datasets was to integrate with the geologic information gleaned in surface and from drill holes samples to improve our models.

##### 4.5.1. Spectral analysis

The radially averaged Power Spectrum method determines volcanic intrusions, basement complexes, and depths of geologic structures. It provides average depth values of the different sources generated by the observed field, discriminating between regional and residual anomalies for various depths. Each linear section defined by a frequency interval corresponds to a source that causes an anomaly. The sum of the observed sources generates the observed total field.

A radial power spectrum (RPS) was obtained from the averaged spectrum of different azimuths. The RPS is related to the depth ( $h$ ) of the causative body according to the succeeding relation (see, for example, Spector and Grant, 1970; Pal et al., 1979; Dimitriadis et al., 1987):

$$h = S/4\pi, \text{ where} \quad (2)$$

$S$  is the slope of the line fitted to the data in the graph of the logarithm of the power spectrum versus the wave number ( $k$ ). All transformations were made using the Oasis Montaj software from Geosoft Inc. Each linear section defined by a frequency interval corresponds to a source responsible for an anomaly. Therefore, the slope of the line is related to its own source (Bhattacharyya, 1966; Spector and Grant, 1970; Mishra and Naidu, 1974).

For the present study, we applied Fourier's transform to the MFRP magnetic data and the Residual of Bouguer's Complete Gravimetric Signal, both from terrain data. The purpose of applying a database of the

power spectrum was to find the estimated depths of magnetic and gravimetric anomalies, respectively. Each of these maps was used separately obtained the geometry sources of calculated anomalies by defining three linear sections that form a complete curve together.

Applying a radially averaged power spectrum to the Residual Gravitometric anomaly (Fig. 5c-d) to the Magnetic anomaly Reduced to the Pole (Fig. 5a-b), we found the deepest source located at  $-1.17$  and  $-1.26$  km, respectively. For the case of the gravimetric anomaly, the intermediate source was located at  $-0.366$  km from the surface and at  $-0.54$  km for the magnetic anomaly. For the intermediate source, the gravimetric and magnetic determination depths show differences, indicating that representative values correspond to different sources (Fig. 5).

##### 4.5.2. Werner 2D deconvolution

In order to characterize the magnetic anomalies, a Werner 2D deconvolution method was integrated in the Geosoft Oasis Montaj software and applied to profiles located inside the caldera structure. The objective was to identify the geometry of the magnetic anomalies, based on the determination of small dikes and contacts with an infinite direction and extended depth, perpendicular to the measurement profiles, and considered as a magnetic anomaly source according to:

$$T(x) = [A(x-x_0) + Bz] / [(x-x_0)^2 + z^2], \text{ where} \quad (3)$$

$x_0$  is the magnetic point location,  $z$  is the measured depth from the surface,  $A$  and  $B$  are field functions to be determined, and  $x$  is the location to be estimated from the magnetic anomaly.

By making determinations close to a specific location, a model that describes the magnetic interface was inferred (Werner, 1953). These techniques used the magnetic field gradients along the profiles with specific window sizes and assumptions (e.g., body source, proportional

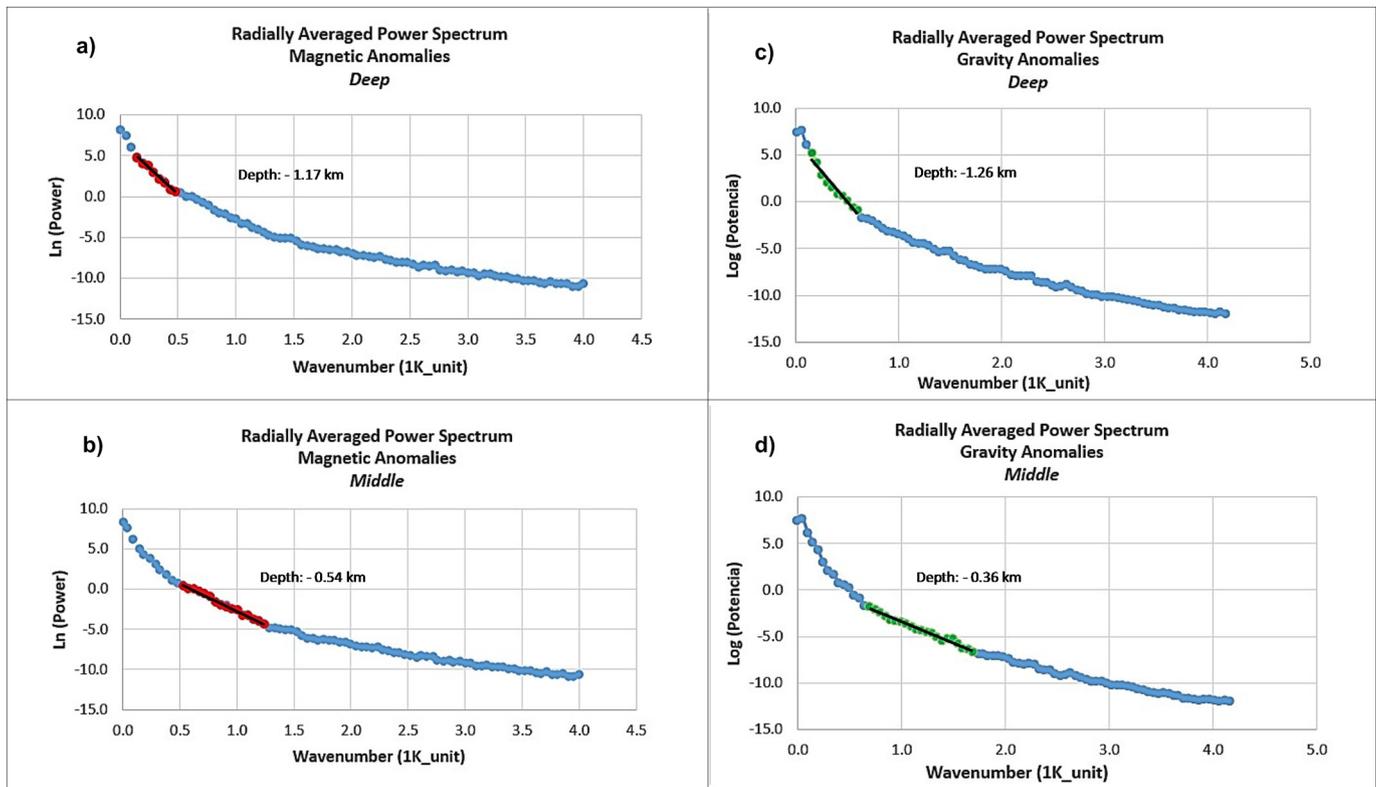


Fig. 5. Natural logarithm of radial power density spectrum versus radial wavenumber for the RTP (right) and Residual Gravity data (left). Straight-line segments (red and green) are indicative of surface interfaces for anomalies. Depths were delivered from slopes of power spectral segments. As result, a two-dimensional power spectrum curve is obtained and the depth estimated of the land magnetic and survey anomalies. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

depth estimates of the source). The Werner deconvolution method was applied along the profiles plotted on the MFRP map of the terrain data. The required window size was estimated with a maximum error of 10%, in a relative direction of strike 90°, with a structural index of 1, and at a minimum depth of 1 m.

Interpretation of the W-E terrain magnetic data on profile SP10 (Fig. 6), which crosses the southern part of La Primavera, displays the quantitative estimation of the distance from the profile to the top of the dike and depth of the causative body using Werner deconvolution technique mentioned above. Fig. 6 show the depth of the magnetic source by separating the anomaly from the interference caused by an adjoining anomaly.

Results are plotted in Figs. 7 and 8 that show the magnetic sources from the Werner solution depths. Fig. 7 illustrates the possibility of Werner method to obtain, under certain conditions, manifestations of lower boundaries of anomalous bodies. Fig. 7 gives an estimate about the spatial extend of the bodies and their depth, which describes the inhomogeneity between the caldera zones. The most noticeable features appear on sections SP6, SP15, and SP10 that match fault locations as the Mesa el Nejahuete and Rio Caliente faults, with a reasonable number of solutions at different depths. Fig. 8c displays a large number of solutions located between El Tule and Las Planillas. San Miguel has a weaker presence of dikes solutions, with 5.1 km as the value of a deeper point, while at Las Planillas and El Tule, dikes range between 1.7 and 6.8 km in depth.

#### 4.5.3. Euler

This deconvolution technique has been used as a semi-automatic interpretation for structure depth estimations and geological bodies that correspond to geophysical anomalies associated with a two-dimensional mesh that makes an automatic estimation of source locations and their position at depth (Reid et al., 1990). Euler 3D deconvolution processing displays the location and depths of the sources of potential field anomalies that can be applied in a wide range of geological situations.

The technique was applied to the aeromagnetic data (MFRP maps) with a window of 15 × 15 km. Different values were assigned for the structural indexes. The source type was identified as Index N = 3 representing the structural indexes for the magnetic model.

The Euler solution map (Fig. 9) shows a colored circle indicating the depth of the magnetic source. Fig. 9 displays the distribution of the magnetic sources and their depths. The solutions obtained using N = 3 for

the distributions and depths of the magnetic bodies suggest that they are at depths ranging from 0.95 to 6.0 km. Most of the caldera periphery solutions shows a large presence of anomalies with depth values between 0.95 and 1.9 km. Close to El Coli, La Cuesta, and El Tule occur, shallow depths (0.95 km), and depths between 0.95 and 4.0 km east of San Miguel. To the W, S and E of Cerro Las Planillas appear depth values between 4.6 and >6.0 km. The Euler solution map reveals the presence of deep bodies SW of the caldera rim. Most values of extensive depths are up to -6.6 km between Las Planillas and El Tajo with a NE-SW linear orientation.

#### 4.6. 3D inversion magnetic data

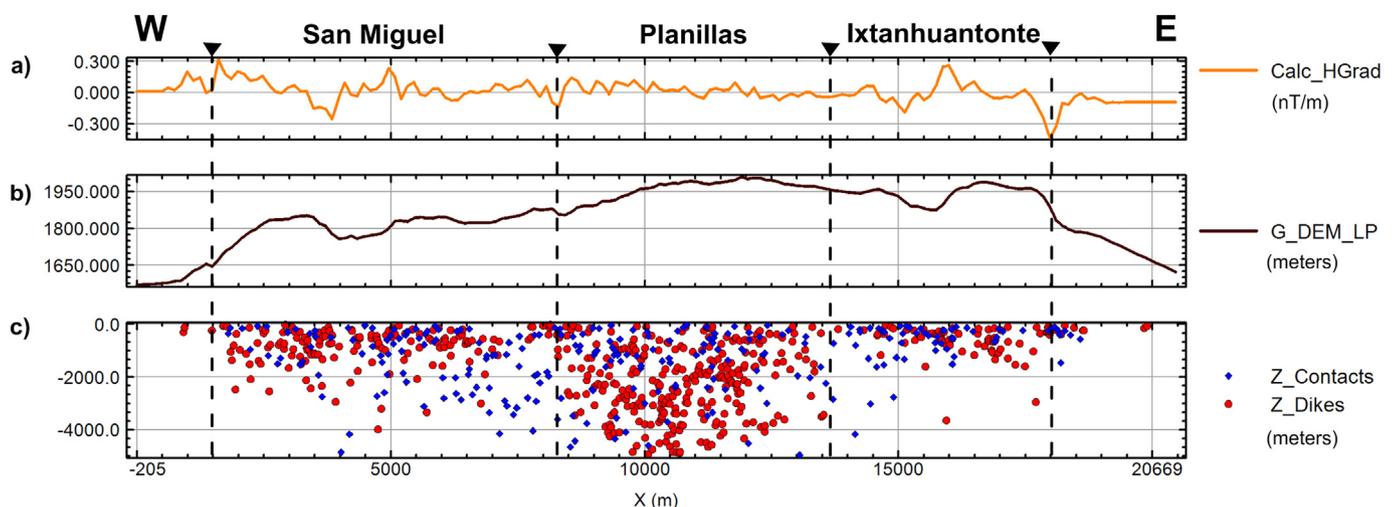
A 3D inversion model of the magnetic field completed the previous results. The geophysical inversion process uses a set of spatial measurements to generate a physical property distribution model that fits acceptably the measured data. Core samples of selected wells drilled by CFE were measured to use real values of magnetic susceptibility. These data improved the lithological correlation and the algorithm inversion to generate a more realistic model with information, such as the magnetic susceptibility, density records, and other geological information.

The geographical area selected to implement the data inversion was extracted from the regional RMF aeromagnetic survey. The area was restricted to the local area of the caldera from the regional zone (Fig. 10).

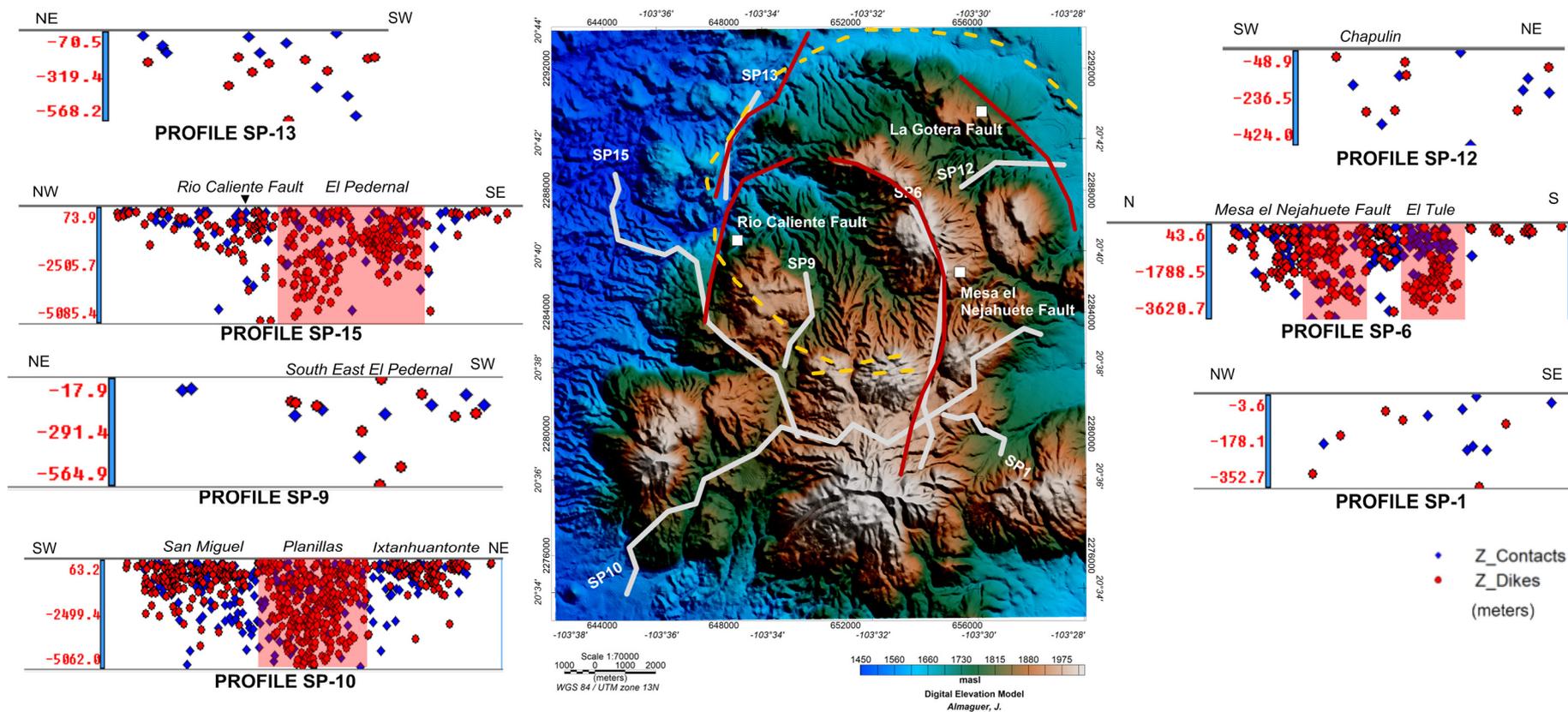
##### 4.6.1. Magnetic inversion of La Primavera

The effective separation of the regional zone from the area of interest provides a three-dimensional inversion view of Total Magnetic Intensity (TMI) with five major anomalies. The basis of the model inversion was that La Primavera Residual Magnetic Field had a conventional inversion value of Root Mean Square (RMS) 5 nT. The obtained model was generated in the VOXI Earth Modeling– Magnetization Vector Inversion (MVI), with a cell model of 103 in direction X, 116 in Y and 27 in Z, resolution model of 500 m in x and y directions and 250 m for vertical size. The topographic elevation ranged from 2200 to 1870 m.

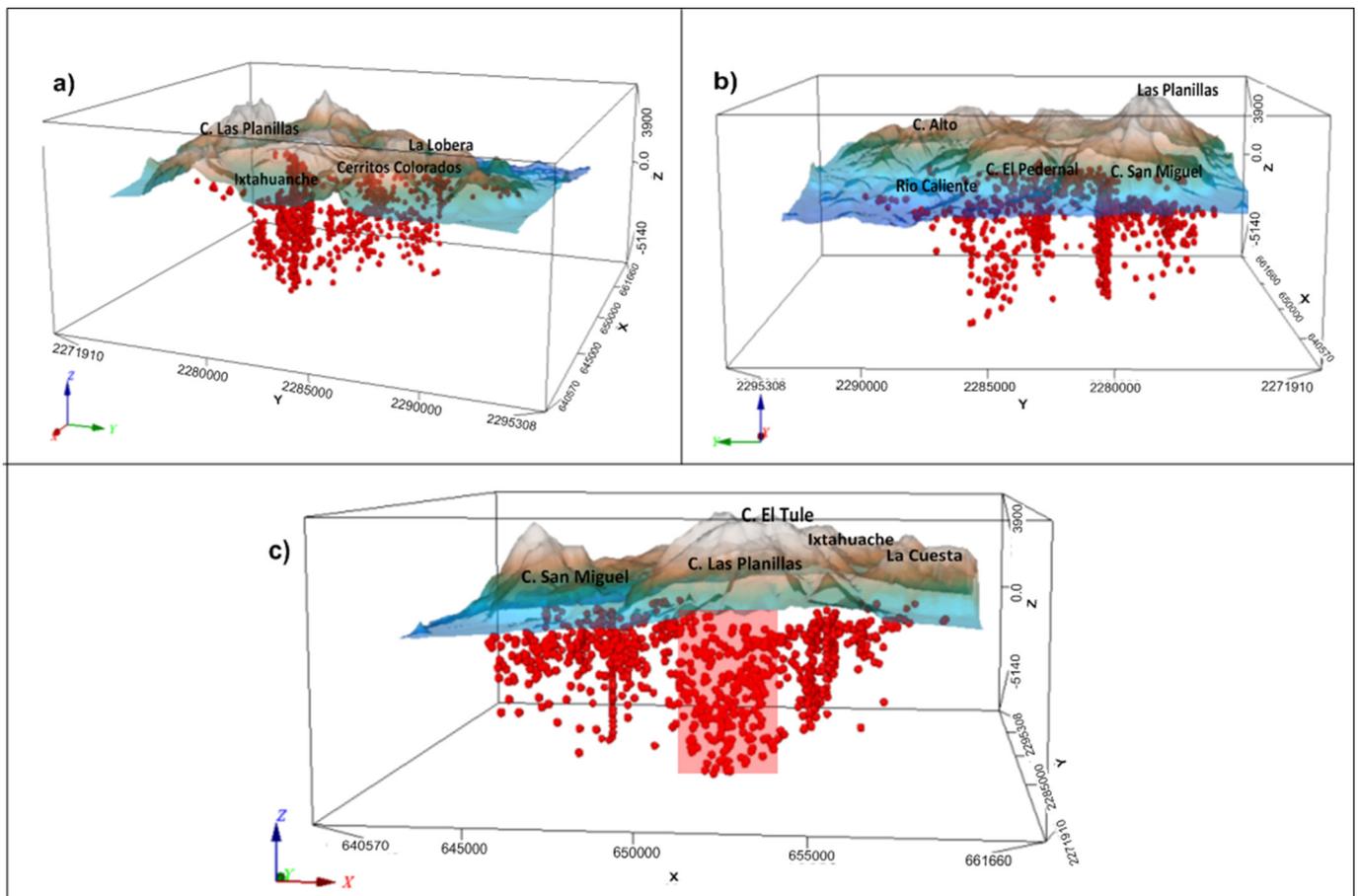
Potential data were used to produce a magnetic inversion model using Geosoft VOXI Earth Modeling TM System of Geosoft Oasis Montaj cloud that allow the inversion of the geophysical data into 3D (Geosoft Incorporated, 2013). It works with an iterative reweighting inversion algorithm developed by Ingram et al. (2003) and simplified by Ellis and MacLeod (2013) to increase the representation of the precision of the geological surfaces.



**Fig. 6.** Interpretation of Werner deconvolution of contacts (blue diamonds) and magnetized bodies as dikes (red circles) applied to SP10 profile. a) Horizontal derivative variation, b) topographic ranks, and c) represents depth of Werner deconvolution solutions. The most noticeable features appear on the center of profile (north of Las Planillas) where a reasonable number of solutions at different depths are plotted (most extensive depths are up to -5 km). The western and eastern part of the profile (San Miguel and Ixtanhuantonte domes, respectively) present subvertical shallow structures, with 1.2 km as the value of a deeper point. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)



**Fig. 7.** Werner deconvolution estimation about the spatial extend of the bodies and depth extend, which describe the inhomogeneity between the caldera zones. Each Werner solution are plotted along the profile versus depth of contacts (blue diamonds) and magnetized bodies as dikes (red circles). White lines represents profiles location SP-1, SP-12, SP-6, SP-9, SP-10, SP-15 and SP-13 in La Primavera. The dashed yellow line represent the caldera ring fault modified from Bolós et al. (2019), and the red continuous lines represent faults. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)



**Fig. 8.** Results from 3D Werner solution. Sectors plotting dikes position and depths at the: a) east, b) west, and c) south of La Primavera. Show that east side of LP (a) dikes extends to a relative shallow depth (80–1500 masl) meanwhile the faults which may be the cause of dike trending (b and c) with depth reaching more than –5000 masl.

Three of the main anomalous bodies (A-C anomalies) correspond to the deepest and most extensive ones in the region (Fig. 11). Fig. 12 shows isosurfaces obtained from the inversion of the MVI, with a maximum value of 0.13 SI, a minimum value of  $1.05 \times 10^{-5}$  SI, a mean value of 0.0047 SI, and a standard deviation of 0.0084. They are as follows:

Anomaly A is represented by an isosurface value of 0.0343 SI (Fig. 12a in red). It delineates the highest susceptibility value of the caldera with its possible extension. The top most part of the anomaly is at 5.5 km, with an E-W direction. The location of this isosurface appears beneath the southern arc of LP (Planillas and El Tule). In addition, there is a small anomaly located west of Río Caliente at a depth of 2.8 km. This anomaly can be related as the boxing rock of an intrusive body with high magnetic susceptibility value.

Anomaly B has an isosurface value of 0.00892 SI (Fig. 12b in blue). It has an irregular shape, between 1.0 and 6.4 km. However, south of the caldera rim, the anomaly seems to have a very clear W-E direction (south of Planillas, San Miguel and La Cuesta). This tendency shifts to the N-S direction in the Río Caliente area; this isosurface has a considerable presence beneath the Cerro Alto dome. At depths of 3.8 km a large part of this anomaly has a linear shape. It seems to be a contact or transition zone between the deepest and shallower anomalies. This could be a communication zone between both areas limited by contacts or faults. This isosurface seems to be related to the crystalline granite and granodiorite basement cut at 2900 m in the CFE drill holes.

Anomaly C has an isosurface of 0.00232 (Fig. 12c in yellow). Approximately 60% of the anomaly surrounds Anomaly B. It appears at

higher depths (e.g. 8.2 km) with a vertical shape that almost reach the surface. Apparently, it does not have a distribution preference; however, it has a massive concentration below the actual position of Ixtanhuante, El Tule, and El Culebredo domes. This anomaly might be related to pre-caldera rocks (4.8–2.4 Ma) as the andesitic flows, ignimbritic deposits, Acatlán ignimbrite, San Gaspar dacitic Ignimbrite, the Guadalajara rhyolitic Ignimbrite, and dacite and rhyolitic lavas.

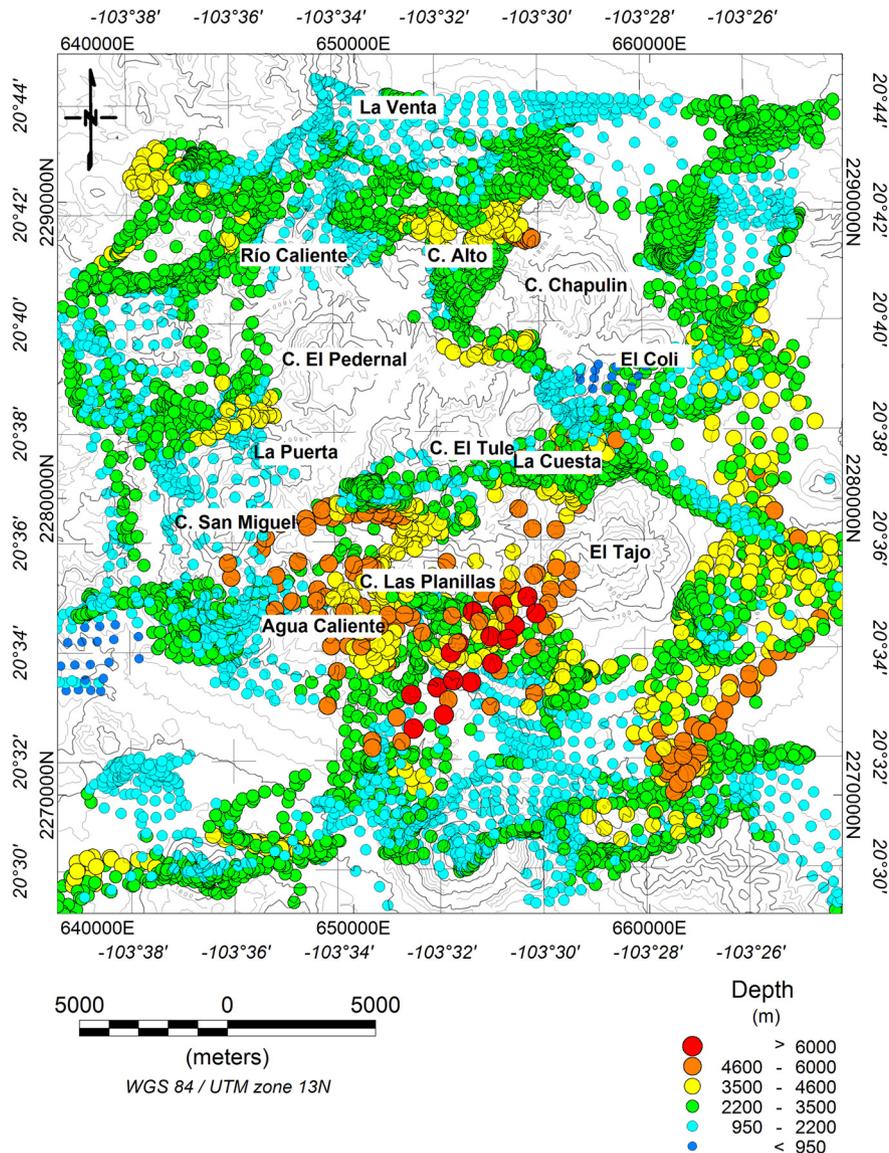
Anomaly D has the lowest isosurface value ( $0.0006$ – $1.57 \times 10^{-4}$  SI, Fig. 12d in green). It occurs at medium and shallower depths near the surface, located mainly on the slopes of domes inside of the caldera. However, this anomaly has an ascending shape from 8.3 km up to the surface in the San Miguel dome area.

Anomaly E represents the sky blue isosurface, at intermediate and shallow depths (3.9–3.6 km). The susceptibility value of this anomaly, which was measured at CFE drill holes ( $1.57 \times 10^{-4}$  SI), is related to the Toba Tala whose distribution is not limited inside the LP caldera rim (Fig. 12e). This isosurface is present in most of the LP area, with a strong presence in El Pedernal, El Culebredo, Planillas, San Miguel, and Río Caliente.

## 5. Results

The interpretation of the integrated aeromagnetometry, satellite gravimetry, ground gravity, and magnetic surveys are present next.

On the regional model of Fig. 2b the alignment of the magnetic highs shifts direction from W-E to NW-SE precisely at the LP position. At the LP area, this trend conforms two positive anomalies with 100 nT values.



**Fig. 9.** Euler deconvolution results from MRFP aeromagnetic data of La Primavera, using structural index  $N = 3.0$ ,  $15 \times 15$  km window and maximum relative error of 7%. Reference height is topographic level. Indicating the Euler solutions for depths (950–6000 masl). The colored circle indicated the depth to magnetic source. The calculated depths were recognized in ranged from 950 to 6000 masl. At the southern parts of the study area the highest depth of 6000 masl was recognized. Whereas, variable depths <4600 were identified in the central part of the study area. (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

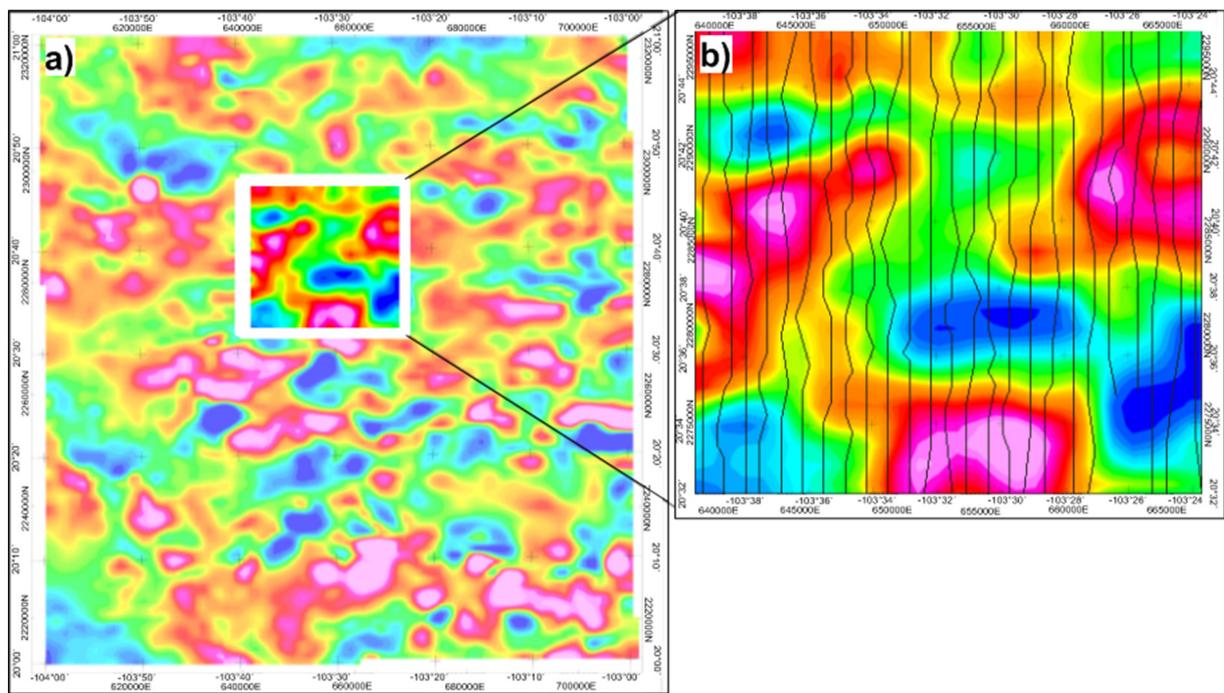
Fig. 3 illustrates residual anomalies with values between 22 and 15 mGal that appear in the entire volcanic structure that are attributed to the silic composition of the LP rock. These anomalies correlate with a positive magnetic anomaly, that correspond to volcanic structures within the TZG (i.e. Tequila Volcano, and La Primavera caldera). However, the gravimetric low anomalies correspond to rift Tepic-Zacoalco, Chapala, and the northern part of Colima rifts that belong to the Triple Point junction. TDR maps there reflect high coincidences in Chapala and the northern part of Colima rifts, where lineaments match the structural information identified by Gómez-Tuena et al. (2007).

Based on the determination of small dikes and contacts with infinite direction and extended depth, perpendicular to the measurement profiles (Werner's results, Figs. 7 and 8), the most noticeable features appear on fault locations as Mesa el Nejuhete, La Gotera, and Rio Caliente. Las Planillas and El Tule dikes are in a range between 1.7 and 6.8 km in depth.

The Euler 3D deconvolution processing displays the location and depths of the sources of potential field anomalies. Most of the caldera periphery in the Euler solutions shows a considerable presence of

anomalies with depths between 0.95 and 1.9 km. Close to El Coli, La Cuesta, and C. El Tule, we found shallow depths (for example, 0.95 km). Some medium depths between 0.95 and 4.0 km are found east of San Miguel. To the W, S, and E of Cerro Las Planillas, a number of medium-high depth values are between 4.6 and >6.0 km. The Euler solution map reveals the presence of deep bodies SW of the caldera rim. Most of the values of the most extensive depths are up to 6.6 km between Las Planillas and El Tajo with a NE-SW linear orientation. The inversion result is presented in Fig. 12. It shows isosurfaces obtained from the inversion of the MVI, with a maximum value of 0.13 SI, a minimum value of  $1.05 \text{ E}^{-5}$  SI, a mean value of 0.0047 SI and a standard deviation of 0.0084.

Three of the main anomalous bodies of the inversion (anomalies A, B, and C) correspond to the deepest and most extensive in the region. For Anomaly A, an intrusive body is shown characterized by an isosurface value of 0.0343 SI, Fig. 12a (red). The top of the depth of this anomaly is at 5.5 km, with an E-W direction beneath the southern arc of LP (Planillas and El Tule) and northern domes (El Culebreado). Further, there is a small anomaly located west of Río Caliente at a



**Fig. 10.** Area restricted to the local area of the caldera from the regional zone. a) Regional aeromagnetic data of La Primavera, the geographical area (white square) was selected to implement the data inversion extracted from the RMF aeromagnetic data survey obtained by the Mexican Geological Survey (MGS). b) Local aeromagnetic data of La Primavera exclusive area showing locations and orientation of survey lines traced by MGS.

depth of 2.8 km, suggesting a relationship between volcanic products and high susceptibility formations at various depths. Anomaly B has an isosurface value of 0.00892 SI, Fig. 12b (blue). At high to medium depths (for example, 3.8 km), it seems to be a contact, or transition zone between the deepest and shallower anomaly. This could be a communication zone between both areas limited by contacts or faults. This isosurface has a large presence in the Cerro Alto dome and seems to be related to granite and granodiorite basement. Anomaly C has an isosurface value of 0.00232 and is one in which 60% of it surrounds Anomaly B. It also appears at a depth of 8.2 km with a vertical form reaching up to the surface. This anomaly might be related to pre-caldera rocks (4.8–2.4 Ma).

## 6. Discussion

Previous studies have used different methods of analysis to characterize the LP magma chamber. In the present study, we integrate the results of aeromagnetometry, gravimetric satellital, ground gravity, and magnetic surveys. With this information we obtained 3D models of the geometry, position, and depth of the internal structure of the LP caldera and regional tectonic features.

### 6.1. Role of regional tectonics

Previous studies have analyzed the tectonic environment in the region; its relationship with the LP (Alatorre-Zamora, 1992) indicate that NW-SE lineaments represent a deep and regional system affecting the basal units. In this study, we describe two regional preferred directions, NW-SE and in less proportion W-E.

Most values of the most extensive depths are up to 7200 m under Las Planillas and El Tajo domes with a NE-SW orientation. However, Werner analyses were used to estimate deep unit values with a W-E direction, under the southern arc of the caldera, characterized by deep sub-vertical faults representing the major features of the LP lineaments.

### 6.2. Geophysical observations of internal structure

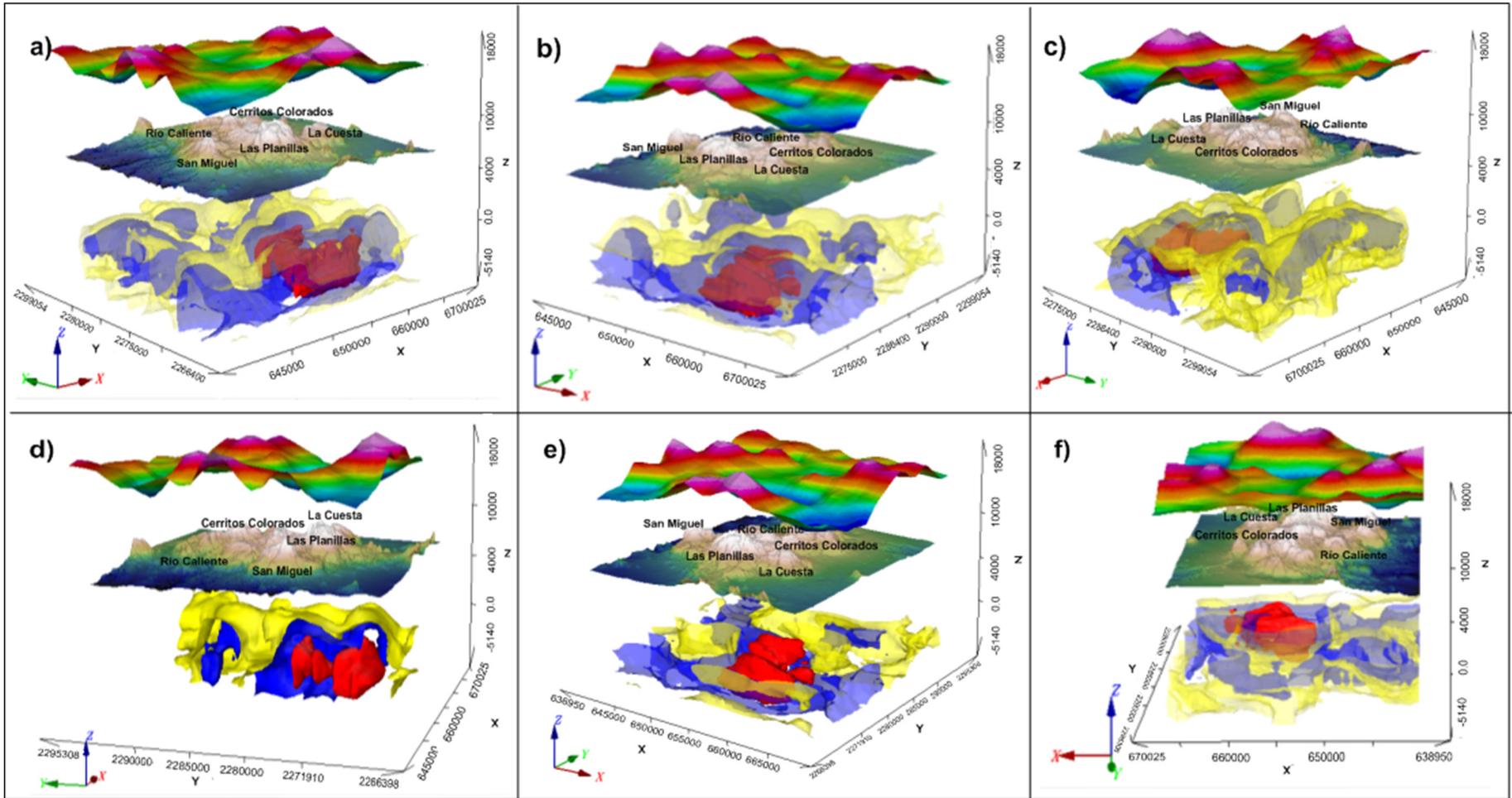
In this research, we presented results of LP integrating aeromagnetometry, satellite gravimetry, ground gravity, and magnetic surveys.

The geophysical anomalies were used to identify main sources, structures, and materials related to the LP inner structure. The Werner solution (Figs. 7 and 8) shows the relation between the high responses due to the presence of dikes and geological structures that reach great depths. Thus, it can be observed that there are preferential zones where deep structural faults, dikes, and contacts have a larger number of responses in the Werner solution. These results, therefore, represent detected zones that are highly dynamic and active, probably showing key zones of evidence south and west on the LP ring fault related to the caldera collapse.

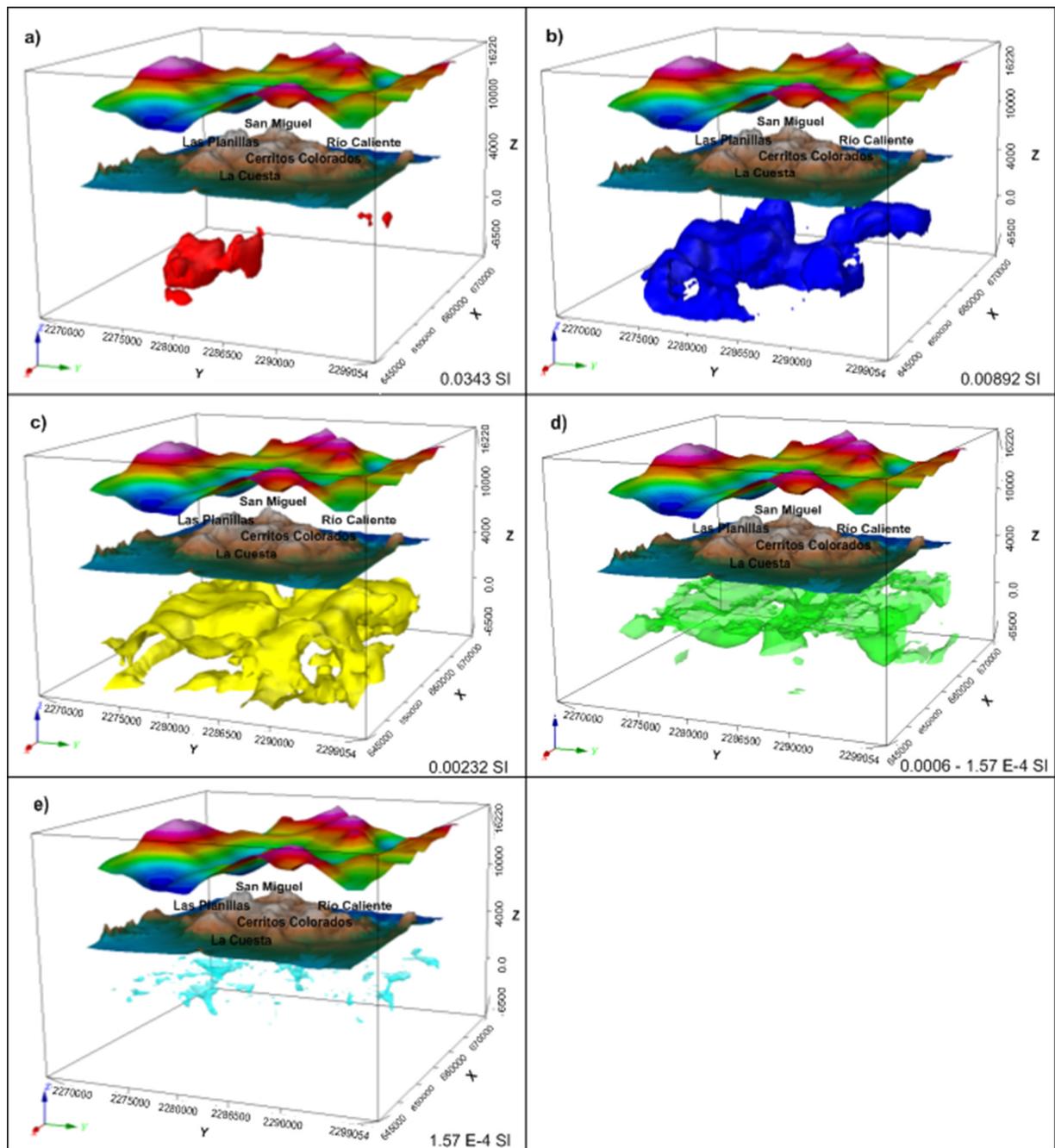
### 6.3. Location of the LP magma chamber

Among our results of inversion 3D model, we show the possible location of an intrusive body characterized by an isosurface value of 0.0343 SI (Fig. 12a in red). This intrusive body seems to occur at 6.5 km depth at its lowest part. The largest concentration is found underneath Planillas, El Tajo, and El Culebredo domes towards the southern edge of the caldera rim. This intrusive body seems to be partially separated in two parts, as shown in Fig. 12a, the southern part associated to the Planillas and north of Tajo domes, and the northern part associated to the El Culebredo dome. These two bodies seem to be separated by ENE-WSW structure likely related to the caldera ring fault. A small anomaly appears west of Río Caliente at shallower depths of 2.8 km.

Verma et al. (2012) determined the depths of the magma chamber top at 4 km by using a 3D temperature simulation model while Campos Enriquez et al. (2005) determined the depth of the magma chamber at 6.3 km by using a gravity model. Our 3D inversion models suggest that a magmatic chamber occur at a depth of 6.5 km, suggesting that the magma chamber is hosted inside this crystalline rock. Our



**Fig. 11.** Principal isosurfaces distribution derived from 3D inversion model of the aeromagnetic anomaly. Each image, the upper part represents the Residual Magnetic Field map, the intermediate part is the topography surface, and principal susceptibilities isosurfaces (generated with VOXI Earth Modeling –MVI) are on the bottom part of each image. Three of the main anomalous bodies, marked as anomalies 0.0343 SI (red), 0.00892 SI (blue), 0.00232 SI (yellow), of the inversion correspond to the deepest and most extensive ones in the region. For better understanding, red arrow points to East (x), yellow arrow points to North (y), and the blue arrow indicates depth (z). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)



**Fig. 12.** Results of isosurfaces from 3D inversion of La Primavera caldera model for variable susceptibilities values obtained from the aeromagnetic data. For better understanding we plotted the Residual Magnetic Field map at the top part, the topographic surface at the intermediate part and the susceptibilities surfaces are represented at the bottom part of each figure: 0.0343 SI (red), 0.00892 SI (blue), 0.00232 SI (yellow), 0.000603 SI (green), 1.57 E-4 SI (sky blue). For better understanding, red arrow points to East (x), yellow arrow points to North (y), and the blue arrow indicates depth (z). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

results also indicate that the magma chamber seems to be divided into main bodies separated by the caldera ring fault with a ENE-W-SW direction. This conclusion is supported by geologic data that indicates that the caldera collapse occurred at 95 ka followed by post-caldera dome activity along the ring fault -89.5–71.3 ka (i.e. Culebredo dome) and extra caldera magmatism occurred 60.5–25.5 ka (i.e. San Miguel, Planillas and Tajo domes).

#### 6.4. Possible interactions, volcanism migration and risk

It is important to identify the south arc of LP (Las Planillas and San Miguel). Werner, Euler, and 3D susceptibility inversions solutions mark this area as a large presence of deep bodies, corresponding to

high susceptibility on the same level (that is, 6.0 km in depth), probably associated with the magma bodies.

The origins of LP were approximately 120 Ka ago. The latest volcanic period has left signs of its convergence on the southern part of LP, located in San Miguel and Las Planillas volcano, both with plinian and activity eruptions. Consequently, this zone represents a large post-caldera activity of LP.

#### 7. Conclusions

The interpretation of conjugated geophysical anomalies based on various analyses is a powerful tool for characterizing LP settings,

preventing ambiguities between the results and proposing an inner model structure inferred from gravimetric and magnetic considerations.

The inversion of magnetic data has revealed an intrusive body below the southern arc of LP. This area seems to be key for several factors as the presence of dikes, important faults, contacts locations, massive intrusive bodies, and geothermal manifestations. Its volcanism reveals the evolution of remnant activity and episodes of magma chamber during the caldera formation (Sigurdsson et al., 2000). Rivera Olguin et al. (2016) have documented that post caldera volcanism focused on Las Planillas, showing the eruptive process not previously documented. Future studies may demonstrate the probability of volcanic risk due its proximity with Guadalajara city.

## Acknowledgements

We appreciate the facilities given by the Comisión Federal de Electricidad, especially to Saul Pulido, Eng., at the GPG Morelia and Guadalajara, and for the use of information of the collaboration agreement 31505-729-18-IV-12 between CFE-UNAM. This study was funded by Grant 207032 of the Centro Mexicano de Innovación en Energía Geotérmica (CeMIE Geo) projects P15 project "Geothermal exploration of the volcanic complexes Cerritos Colorados, Acoculco, and El Aguajito - La Reforma: volcanology, stratigraphy, geochemical, and experimental petrology studies" to J.L. Macías. Sincere thanks to David. Torres Gaytan M.Sc., Daniel Arturo Velazquez, and Carolina Palazuelos Jimenez, who participated in field campaigns of data acquisition for their help in the realization of the project. We also acknowledge the cooperation to Dr. Juan Manuel Espindola for his support.

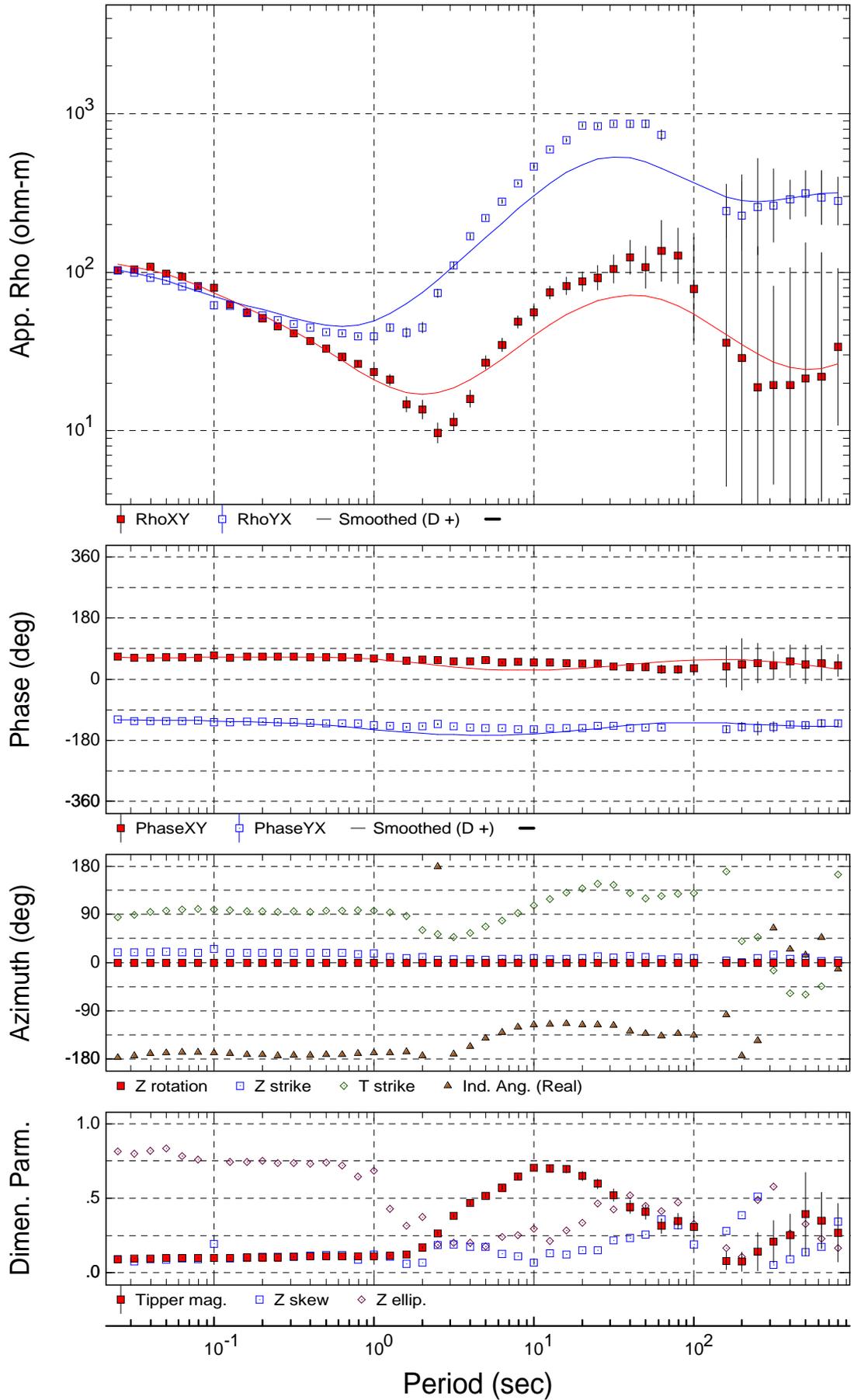
## References

- Abiye, T., Tigistu, H., 2008. Geophysical exploration of the Boku geothermal area, Central Ethiopian Rift. *Geothermics* 37 (6), 586–596.
- Alatorre-Zamora, M.C.E., 1992. La Primavera Caldera (Mexico): structure inferred from gravity and hydrogeological considerations. *Geofis. Int.* (4), 371–382.
- Baranov, V., Naudy, H., 1964. Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. *Geophysics* 29, 67–79.
- Bhattacharyya, B., 1966. Continuous spectrum of the total magnetic field anomaly due to a rectangular prismatic body. *Geophysics* 31, 97.
- Blanco-Montenegro, I., Miquel Torta, J., García, A., Araña, V., 2003. Analysis and modeling of the aeromagnetic anomalies of Gran Canaria (Canary Islands). *Earth Planet. Sci. Lett.* 203, 601–616.
- Bolós, X., Cifuentes, G., Macías, J.L., Sosa-Ceballos, G., Garcia-Tenorio, F., Albor, M., 2019. Geophysical imaging of fluid circulations and its relation with the structural system of Cerritos Colorados geothermal field, La Primavera caldera (Mexico). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 369, 238–249.
- Briggs, I., 1974. Machine contouring using minimum curvature. *Geophysics* 39, 39–48.
- Campos Enriquez, J., Dominguez Mendez, F., Lozada Zumaeta, M.M., Arredondo, A., 2005. Application of the Gauss Theorem to the study of silicic calderas: the calderas of La Primavera, Los Azufres, and Los Humeros (Mexico). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 147, 39–67.
- Clough, B.J., Wright, J.V., Walker, G.P.L., 1981. An unusual bed of giant pumice in Mexico. *Nature* 289, 49–51.
- De Ritis, R., Blanco-Montenegro, I., Ventura, G., Chiappini, M., 2005. Aeromagnetic data provide new insights on the tectonics and volcanism of Vulcano island and offshore areas (southern Tyrrhenian Sea, Italy). *Geophysical Research*.
- Demant, A., Vincent, P.M., 1978. A preliminary report on the comenditic dome and ash flow complex of Sierra La Primavera, Jalisco. *Inst. Geol. Rev.* 2, 218–222.
- Dimitriadis, K., Tselentis, G., Thanassoulas, K., 1987. A basic program for 2-D spectral analysis of gravity data and source depth estimation. *Comput. Geosci.* 13 (5), 549–560.
- Ellis, R., MacLeod, I., 2013. Constrained voxel inversion using the Cartesian Cut Cell method. *Proceedings of the 23rd International Geophysical Conference and Exhibition*, Melbourne, Victoria, Australia, pp. 1–4.
- Ferrari, L., Valencia-Moreno, M., Bryan, S., 2005. Magmatismo y tectónica en la Sierra Madre Occidental y su relación con la evolución de la margen occidental de Norteamérica. *Bol. Soc. Geol. Mex.* 57 (3), 343–378.
- 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* 522–523, 122–149.
- Geosoft Incorporated, 2013. VOXI Earth Modelling - Running an Inversion. In: Oasis montaj (Ed.), How-To Guide (pag. 12). Toronto.
- Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M., Ferrari, L., 2007. Igneous petrogenesis of the Trans-Mexican volcanic belt. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 422, 129–181.
- Gottsmann, J., Camacho, A., Martí, J., Wooller, L., Fernández, J., García, A., Rymer, H., 2008. Shallow structure beneath the Central Volcanic Complex of Tenerife from new gravity data: implications for its evolution and recent reactivation. *Phys. Earth Planet. Inter.* 168, 212–230.
- Hiriart Le Bert, G., Gutierrez Negrín, L., Quijano León, J.L., Ornelas Celis, A., Espíndola, S., Hernández, I., 2011. Evaluación de la Energía Geotérmica en México (México).
- Ingram, D., Causon, D., Mingham, C., 2003. Developments in Cartesian cut cell methods. *Math. Comput. Simul.* 61, 561–572.
- J.I.C.A., 1986. La Primavera geothermal development project in the United Mexican States. *Internal Report vol. 10*, pp. 86–123.
- Lenat, J.F., Aubert, M., 1982. Structure of piton de la fournaise volcano (La Reunion island, Indian ocean) from magnetic investigations. An illustration of the analysis of magnetic data in a volcanic area. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 12, 361–392.
- Luhr, J., Lazaar, P., 1985. The southern Guadalajara volcanic chain, Jalisco, Mexico. *Geofis. Int.* 24, 691–700.
- Mahood, G.A., 1980. Geological evolution of a Pleistocene rhyolitic center -Sierra La Primavera, Jalisco, México. *Volcanol. Geotherm. Res.* 199–230.
- Mahood, G.A., 1981a. Chemical evolution of a Pleistocene rhyolitic center: Sierra La Primavera, Jalisco, Mexico. *Contrib. Mineral. Petrol.* 77 (2), 129–149.
- Mariita, O., 2000. Application of precision gravity measurements to reservoir monitoring of Olkaria geothermal field, Kenya. *Proceedings World Geothermal Congress*, pp. 2719–2724.
- Mirzaei, M., Moghaddam, M., Oskooi, B., Ghadimi, F., Jazayeri, S., 2013. Processing and interpretation of ground magnetic data corresponding to geothermal resources using Euler and AN-EUL method, north. *Earth Space Phys.* 39, 83–96.
- Mishra, D., Naidu, P., 1974. Two-dimensional power spectral analysis of aeromagnetic field. *Geophysics Prop.* 345–534 (22).
- Molina, A.I., Honda, M., El-Qady, G., Ushijima, K., 2006. Exploration of the geothermal reservoir of Cerritos Colorados, Jal., Mexico, using 1-D and 2-D inversion of resistivity data. *Geotermica* 19 (1), 2–7.
- Montesinos, F., Camacho, A., Nunes, J., Oliveira, C., Vieira, R., 2003. A 3-D gravity model for a volcanic crater in Terceira Island (Azores). *Geophys. J. Int.* 154, 393–406.
- Moore, G., Marone, C., Carmichael, I.R., 1994. Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt. *Geol. Soc. Am. Bull.* 106, 383–394.
- Pal, P.C., Khurana, K.K., Unnikrishan, P., 1979. Two examples of spectral approach to source depth estimation in Gravity and Magnetics. *Pageoph* 17, 772–783.
- Pavlis, N., Holmes, S., Kenyon, S., Factor, J., 2012. The development and evaluation of the Earth Gravitational Model 2008 (EGM2008). *J. Geophys. Res.* 117 (B04406).
- Reid, A., Allsop, J., Granser, H., Millett, A., Somerton, I.W., 1990. Magnetic interpretations in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics* 55, 80–91.
- Represas, P., Santos, F.M., Ribeiro, J., Almeida, E., Gonçalves, R., Moreira, M., Mendes-Victor, L., 2013. Interpretation of gravity data to delineate structural features connected to low-temperature geothermal resources at Northeastern Portugal. *J. Appl. Geophys.* 92, 30–38.
- Rivera Olguin, E., Saucedo Giron, R., Ocampo Diaz, Y.Z., 2016. Historia eruptiva del Volcan Planillas: vulcanismo post caldera en la caldera de La Primavera, Jal. San Luis Potosi, S.L.P.
- Rosas Elguera, J., Urrutia Fucugauchi, J., 1991. La Cuenca Tensional de Chapala Atotonilco. Pachuca, Hgo. Mexico: Convención sobre la Evolución Tectónica de México.
- 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 Mexico. *Geology* 24 (10), 921–924.
- Rossotti, A., Ferrari, L., López Martínez, M., Rosas Elguera, J., 2000. Geology of the boundary of the Sierra Madre Occidental and the Trans-Mexican Volcanic Belt in the Guadalajara region, western Mexico. *Rev. Mex. Cienc. Geol.* 19 (1), 1–15.
- Salem, A., Furuya, S., Aboud, E., Elawadi, E., Jotaki, H., Ushijima, K., 2005. Subsurface structural mapping using gravity data of Hohi geothermal area, Central Kyushu, Japan. *World Geothermal Congress*.
- Schiavone, D., Loddò, M., 2007. 3-D density model of Mt. Etna Volcano (Southern Italy). *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 164, 161–175.
- Sigurdsson, H., Houghton, B.F., MaNutt, S.R., Rymer, H., Stix, J., 2000. *Encyclopedia of Volcanoes*. Academic Press, San Diego and London, p. 1417.
- Soengkono, S., 2011. Deep interpretation of gravity and airborne magnetic data of the central Taupo Volcanic Zone. *New Zealand Geothermal Workshop 2011*, p. 6.
- Spector, A., Grant, F., 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics* 35, 293–302.
- Urrutia Fucugauchi, J., Alva Valdivia, L., Rosas Elguera, J., Campos Enriquez, O., Gogitichivili, A., Soler Arechalde, A.M., Caballero Miranda, C., Venegas-Salgado, S., Sánchez Reyes, S., 2000. Magnetostratigraphy of the volcanic sequence of Rio Grande de Dantiago - Sierra de La Primavera region, Jalisco, western Mexico. *Geofis. Int.* 39 (3), 247–265.
- Verduzco, B., Fairhead, F., Green, C., MacKenzie, C., 2004. New insights into magnetic derivatives or structural mapping. *Lead. Edge* 23, 116–119.
- Verma, S., Rodríguez-Gonzalez, U., 1997. Temperature field distribution from cooling of a magma chamber in La Primavera caldera, Jalisco, Mexico. *Geothermics* 1997, 25–42.
- Verma, S., Arredondo-Parra, U., Andaverde, J., Gómez-Arias, E., Guerrero-Martínez, F., 2012. Three-dimensional temperature field simulation of a cooling of a magma chamber, La Primavera caldera, Jalisco, Mexico. *Int. Geol. Rev.* 54, 833–843.
- Werner, S., 1953. Interpretation of magnetic anomalies at sheet-like bodies. *Sver. Geol. Unders., Ser. C.C. Arsbok* 43 (06).
- Wright, J.V., Walker, G.P., 1981. Eruption, transport and deposition of ignimbrite: a case study from Mexico. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 9, 111–131.
- Yokoyama, I., Mena, J., 1991. Structure of La Primavera caldera, Jalisco, Mexico, deduced from gravity anomalies and drilling results. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 47, 183–193.

Anexo 2. Curvas de resistividad y fase para cada sondeo.

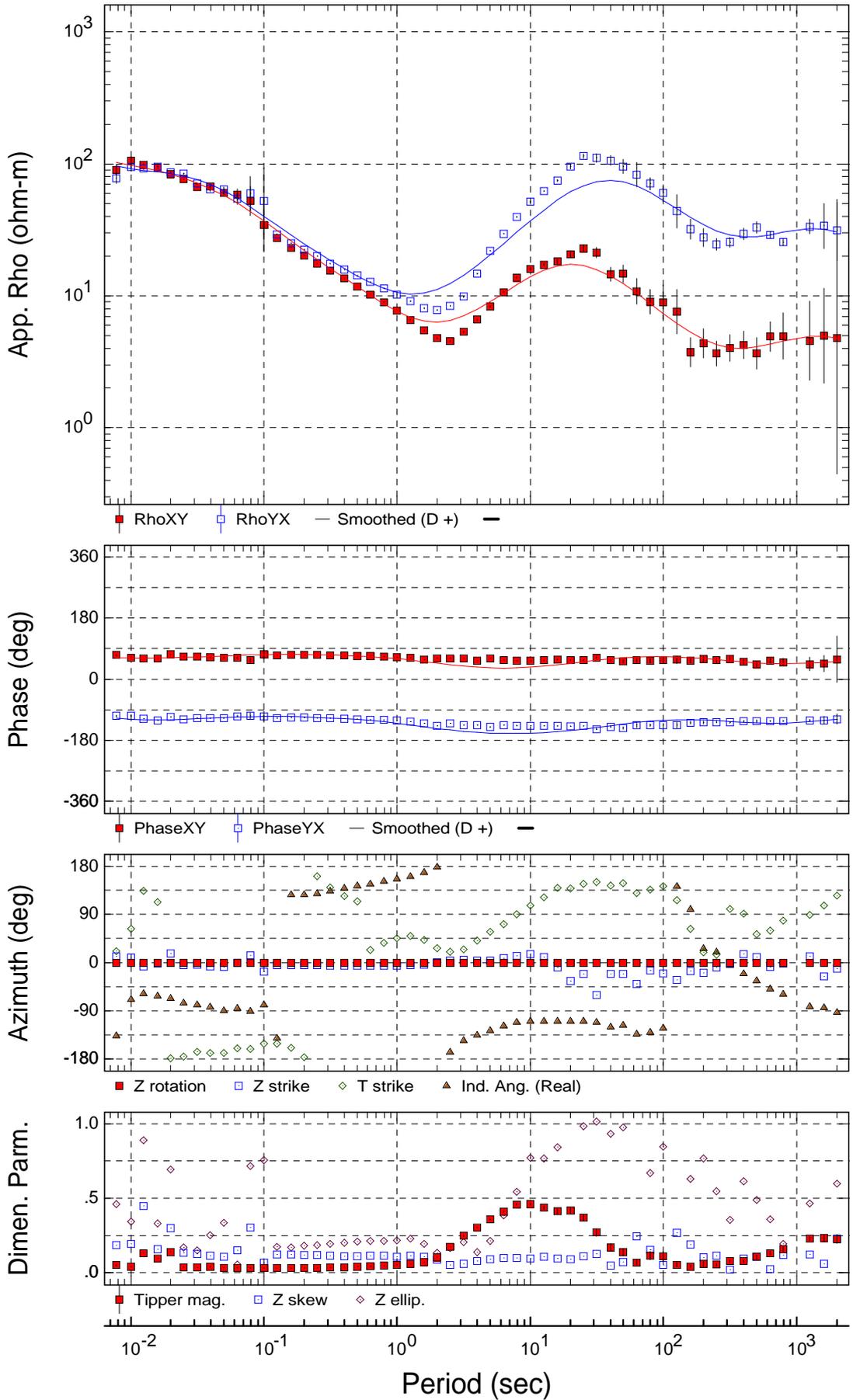
Rotation: 0.0°

# Sounding LP01



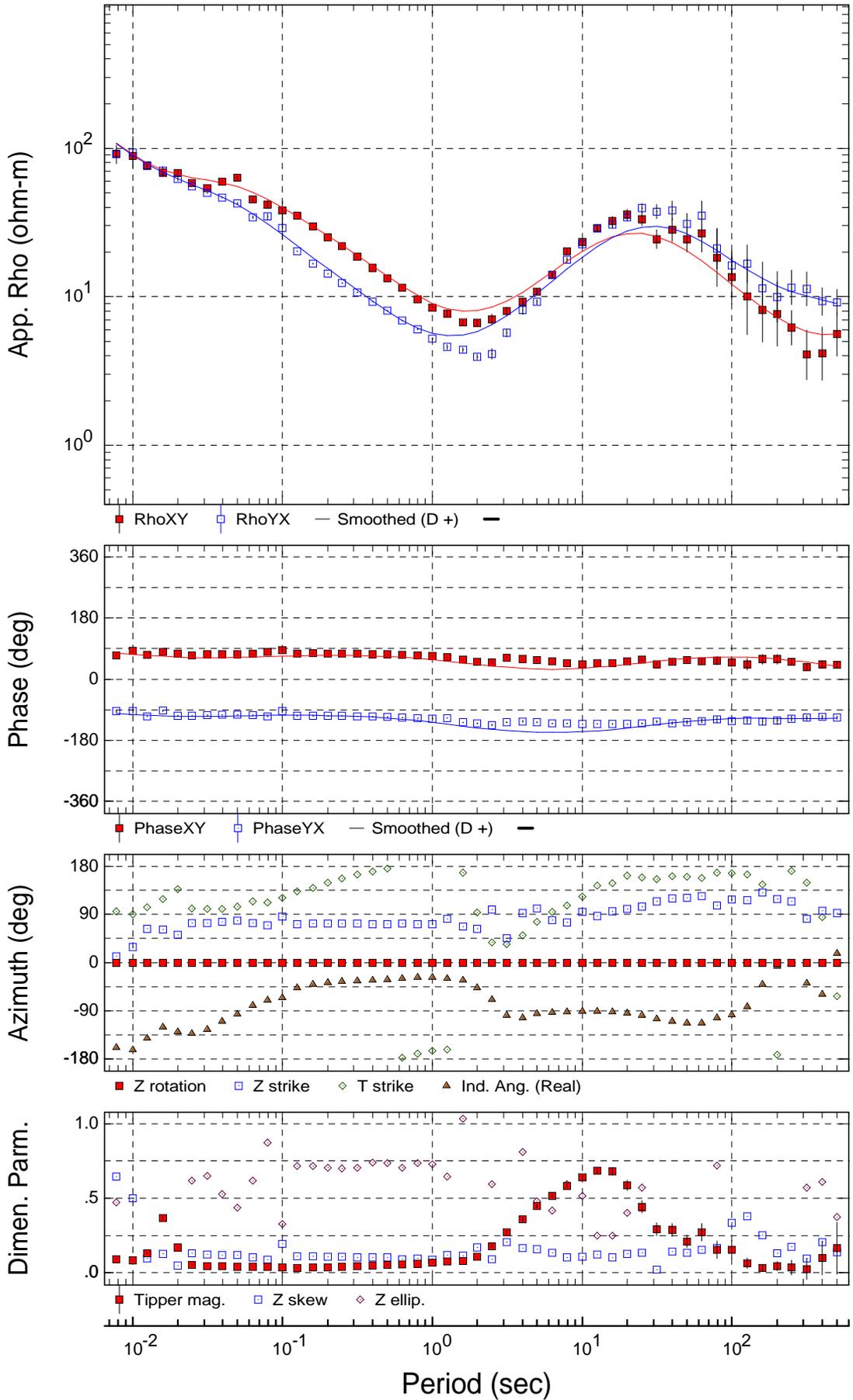
Rotation: 0.0°

# Sounding LP02



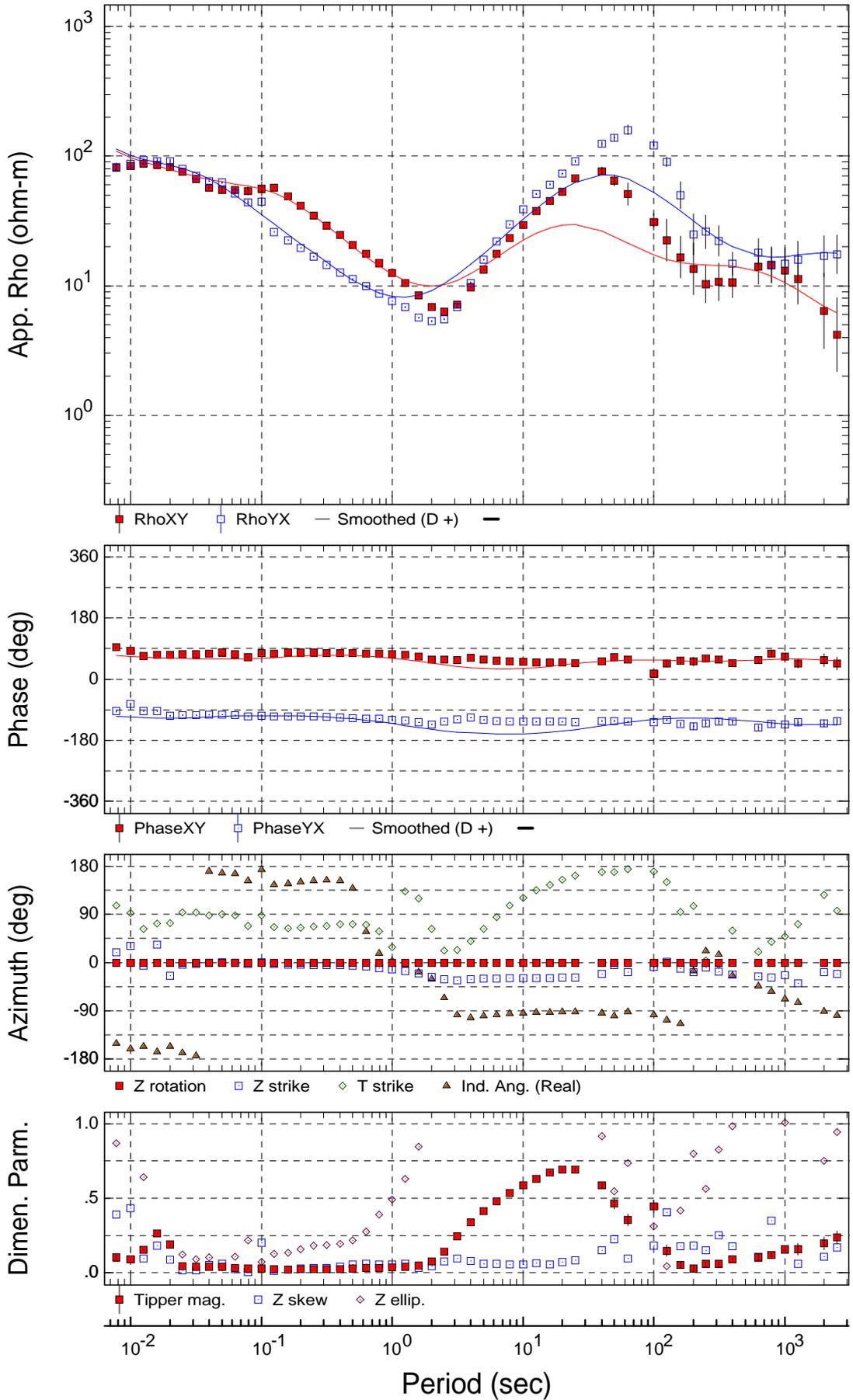
Rotation: 0.0°

# Sounding LP03



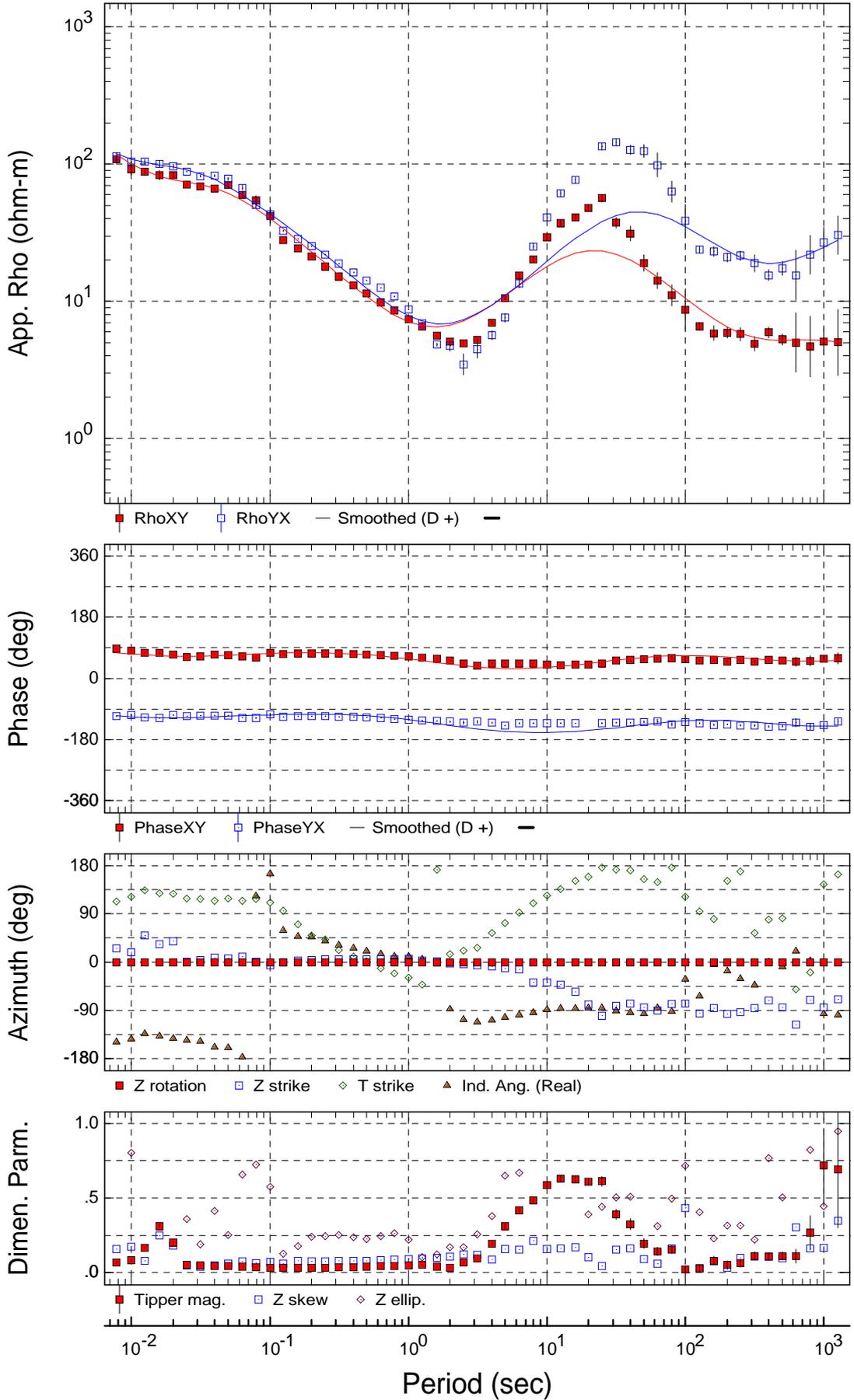
Rotation: 0.0°

# Sounding LP04



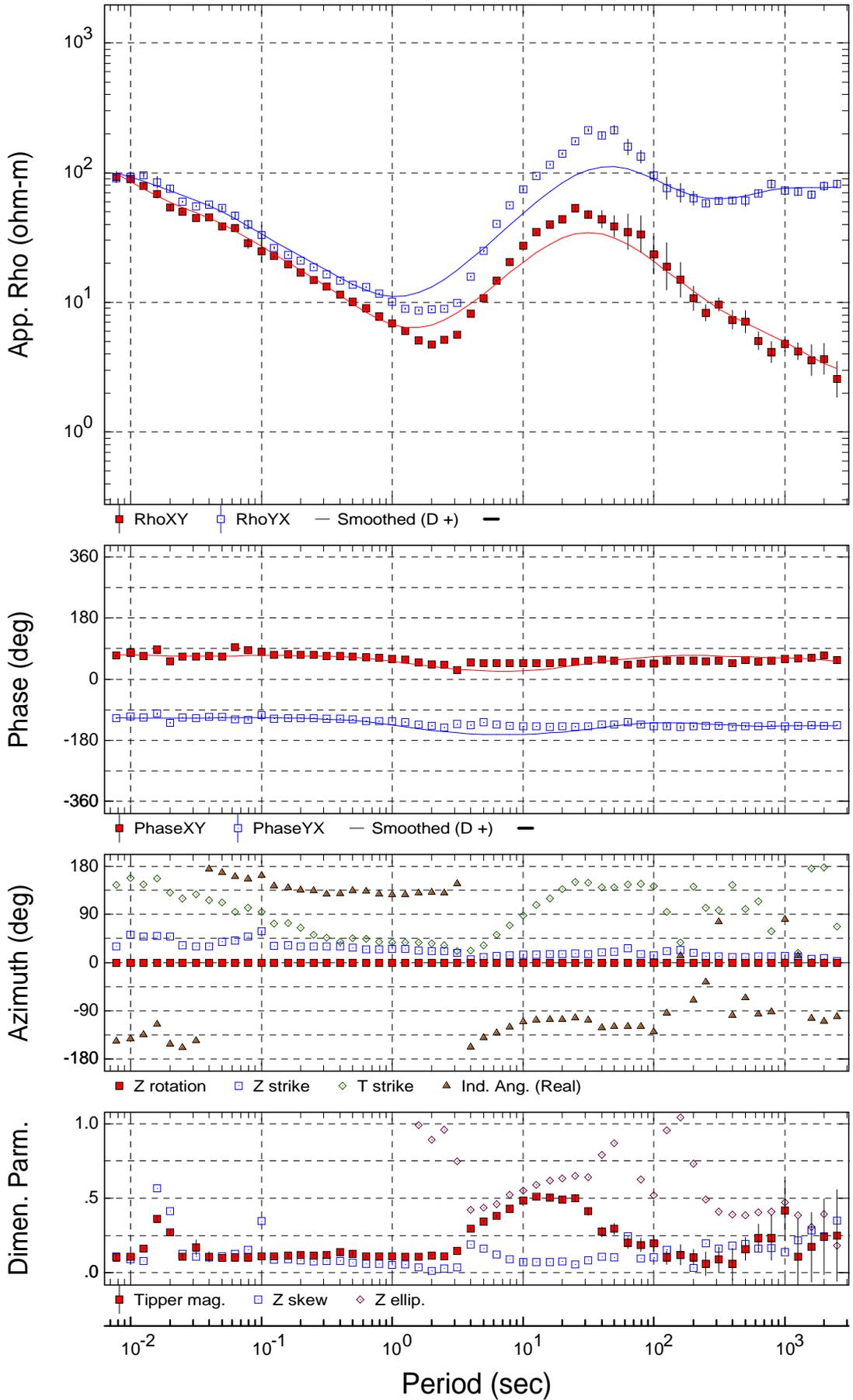
Rotation: 0.0°

# Sounding LP05



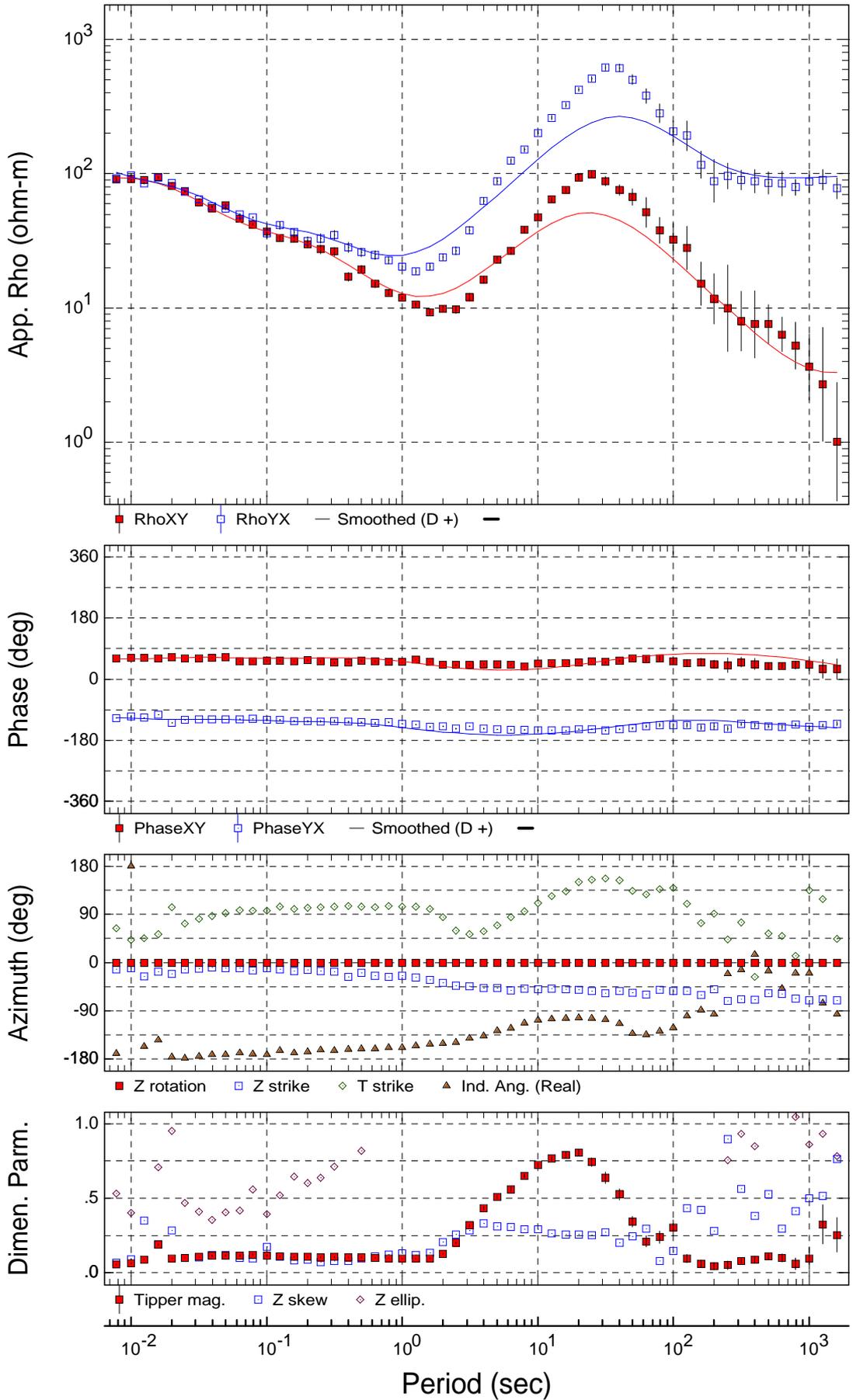
Rotation: 0.0°

# Sounding LP06



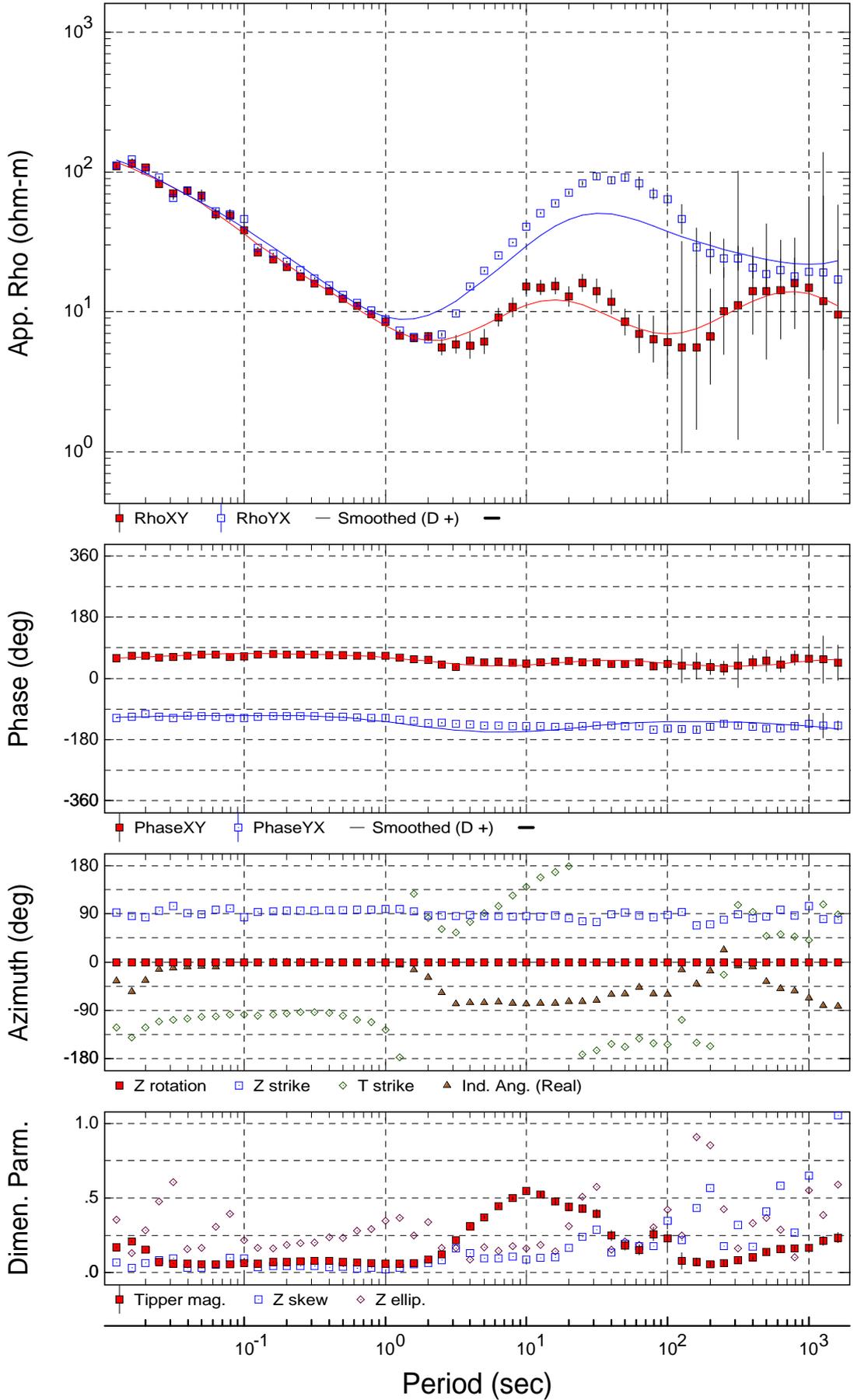
Rotation: 0.0°

# Sounding LP07



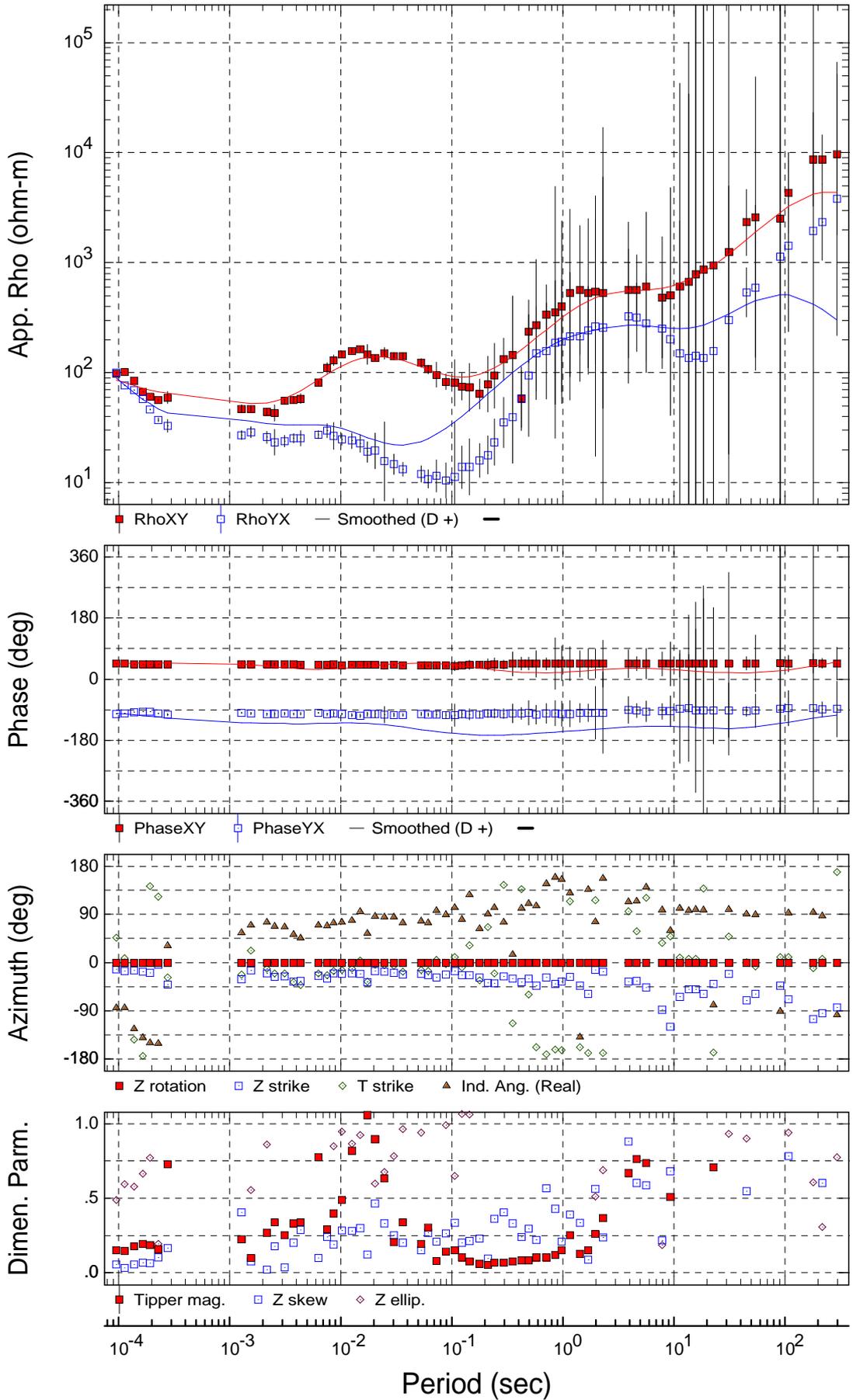
Rotation: 0.0°

# Sounding LP08



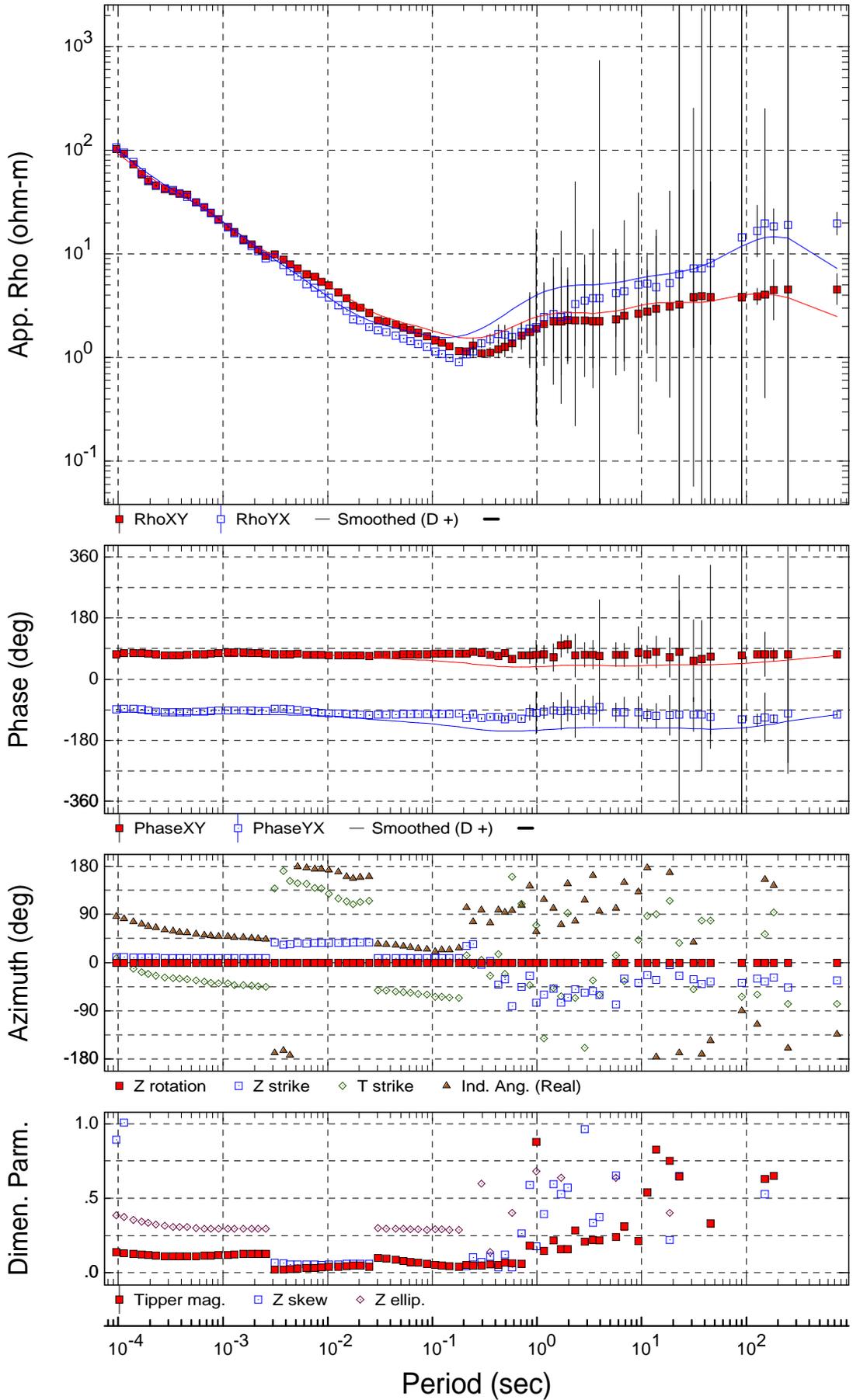
Rotation: 0.0°

# Sounding LP10



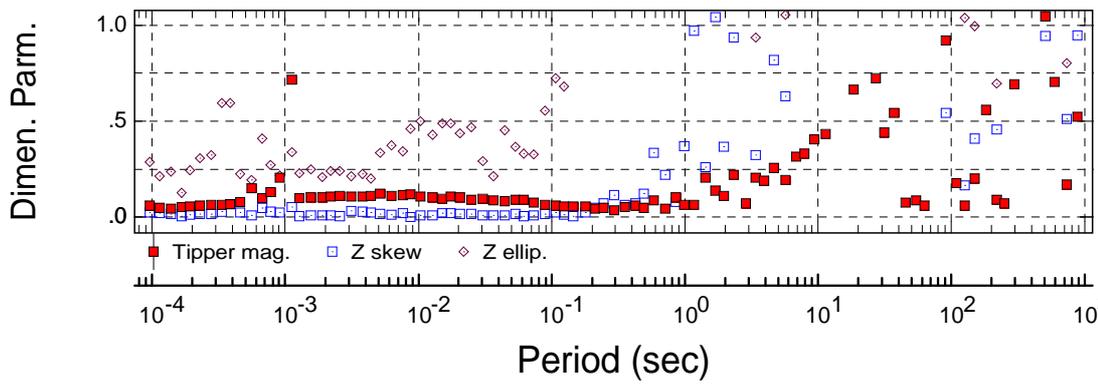
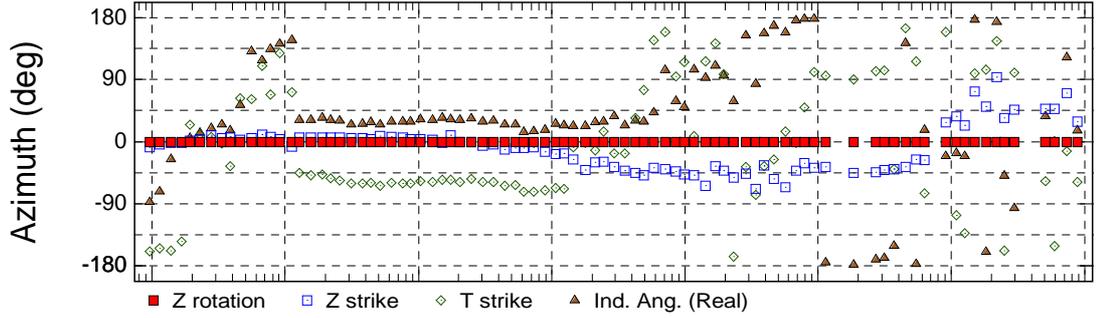
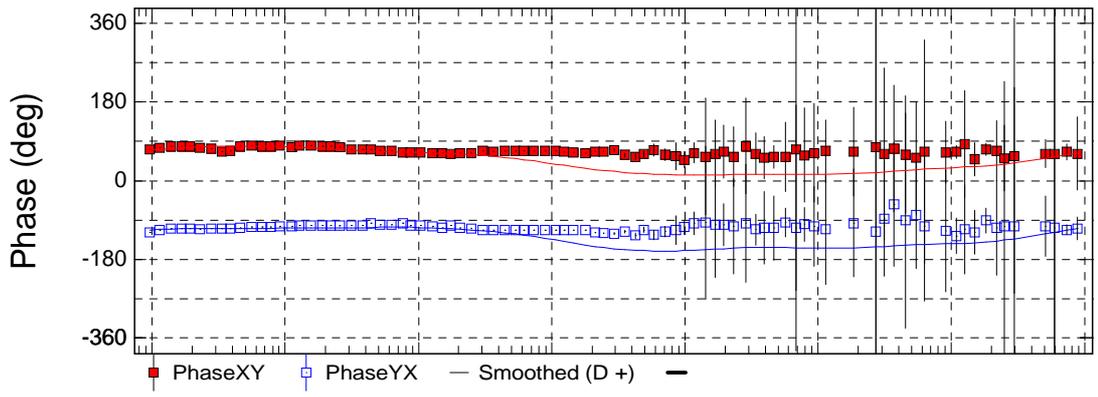
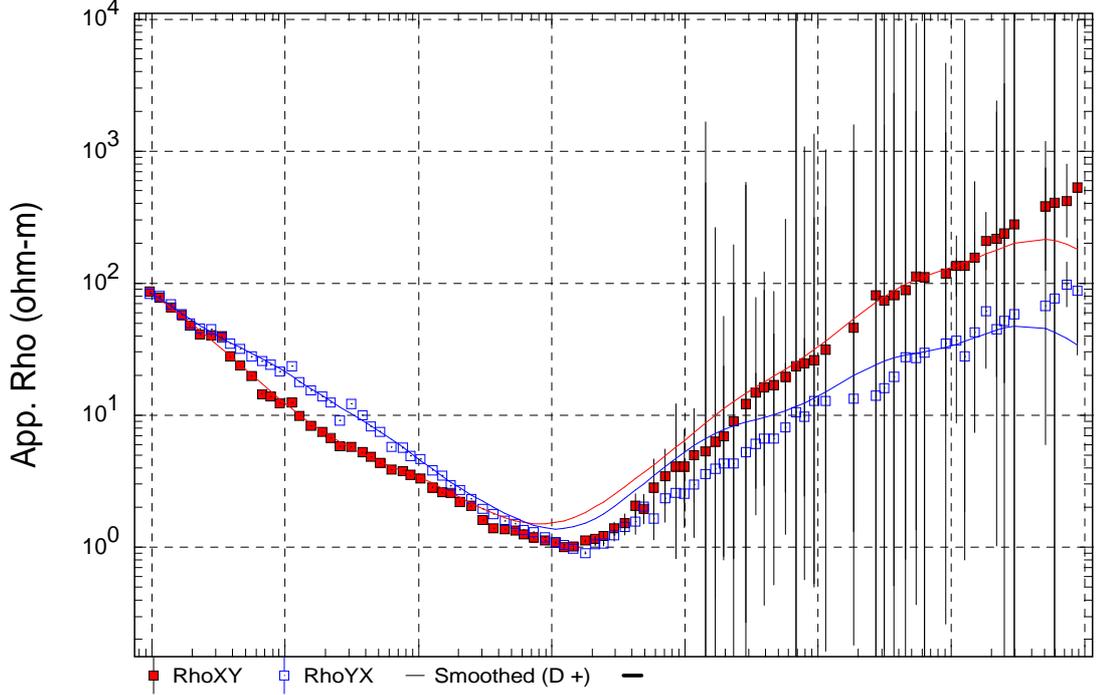
Rotation: 0.0°

# Sounding LP11



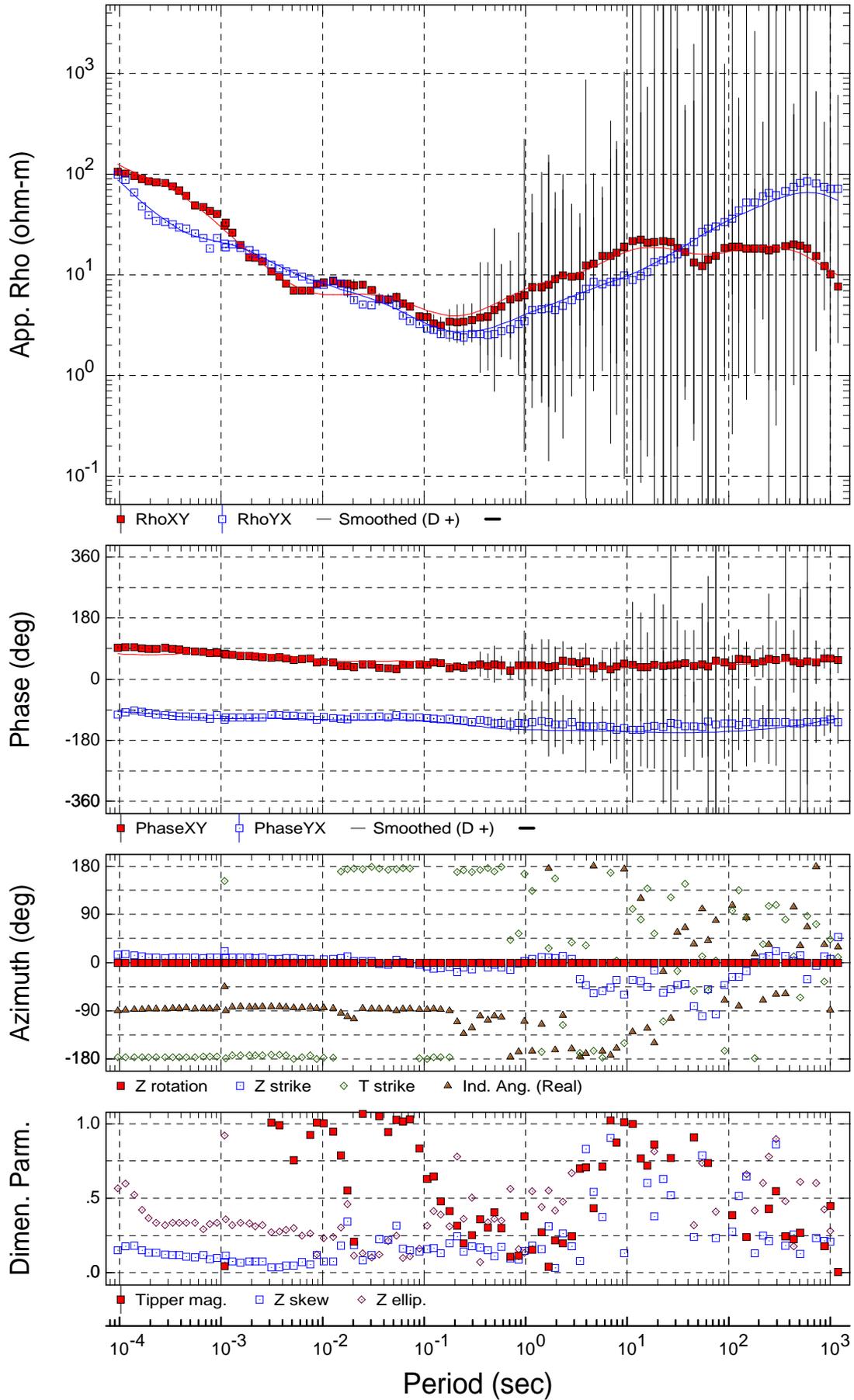
Rotation: 0.0°

# Sounding LP13



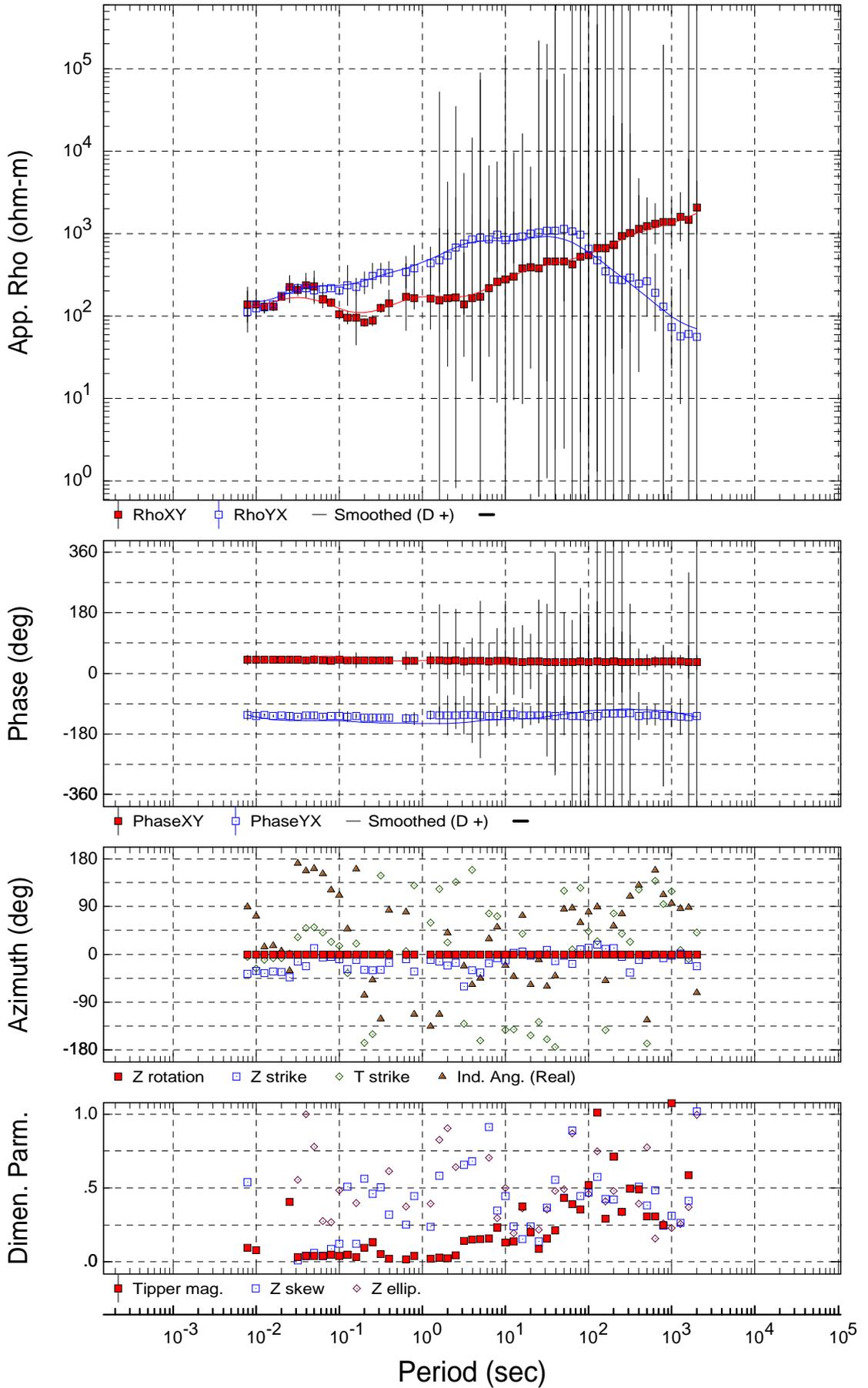
Rotation: 0.0°

# Sounding LP14



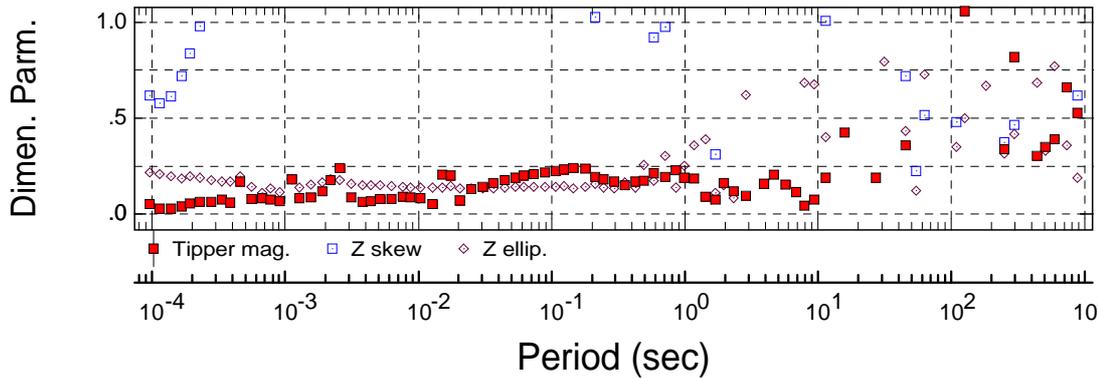
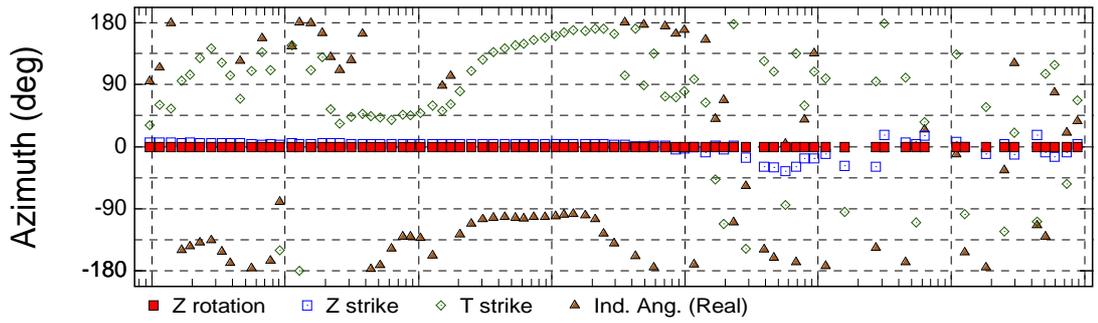
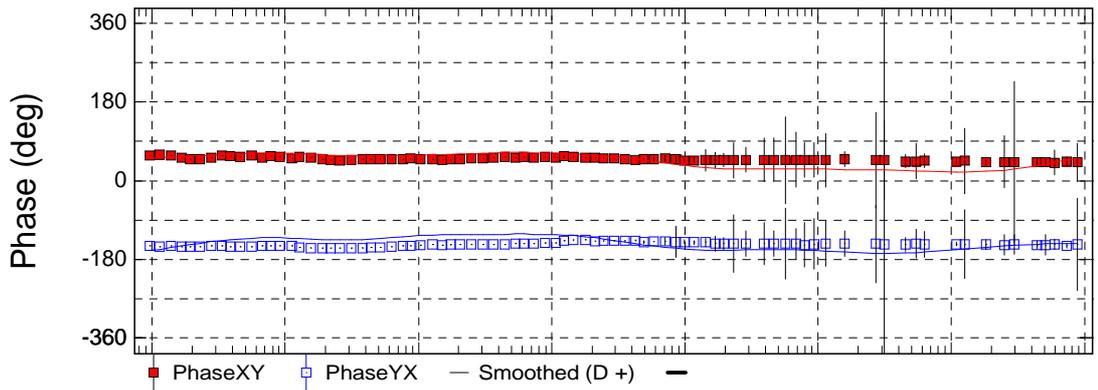
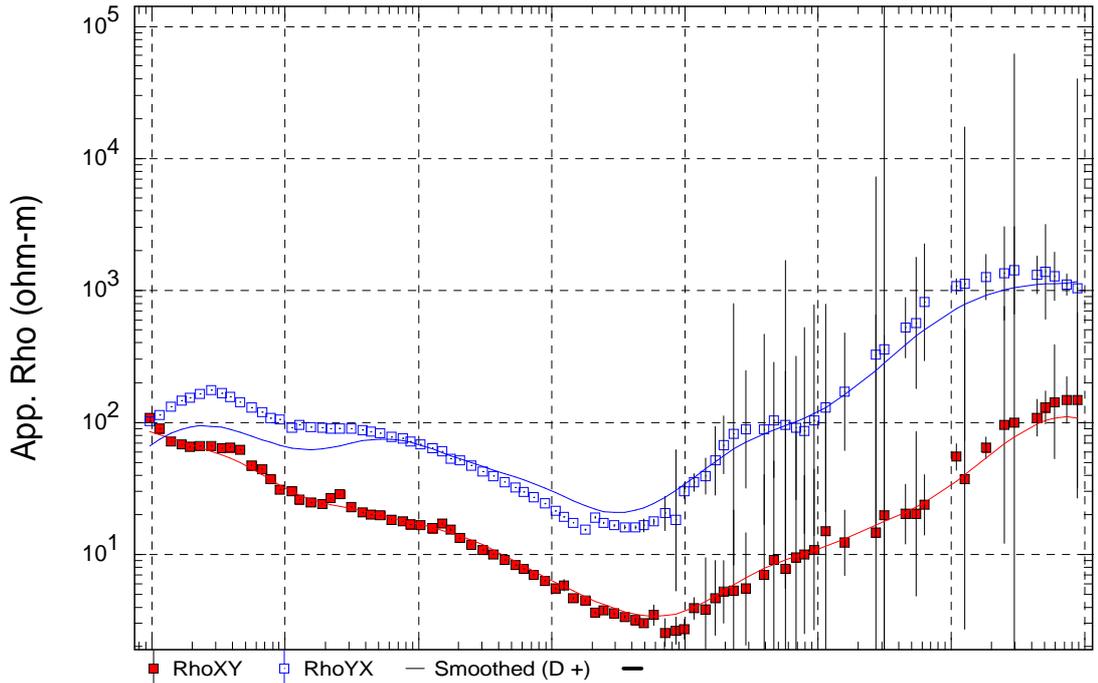
Rotation: 0.0°

# Sounding LP15



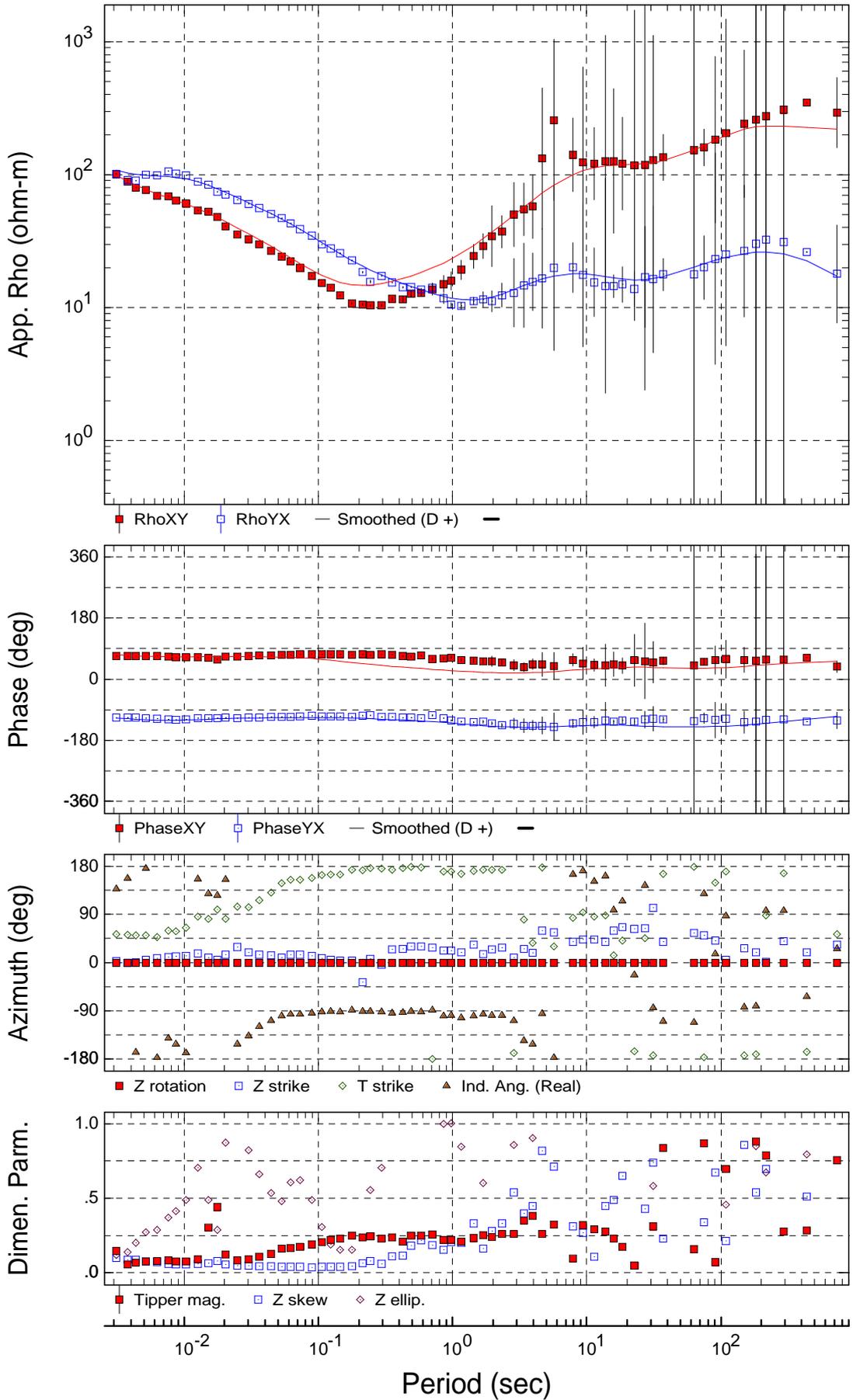
Rotation: 0.0°

# Sounding LP16



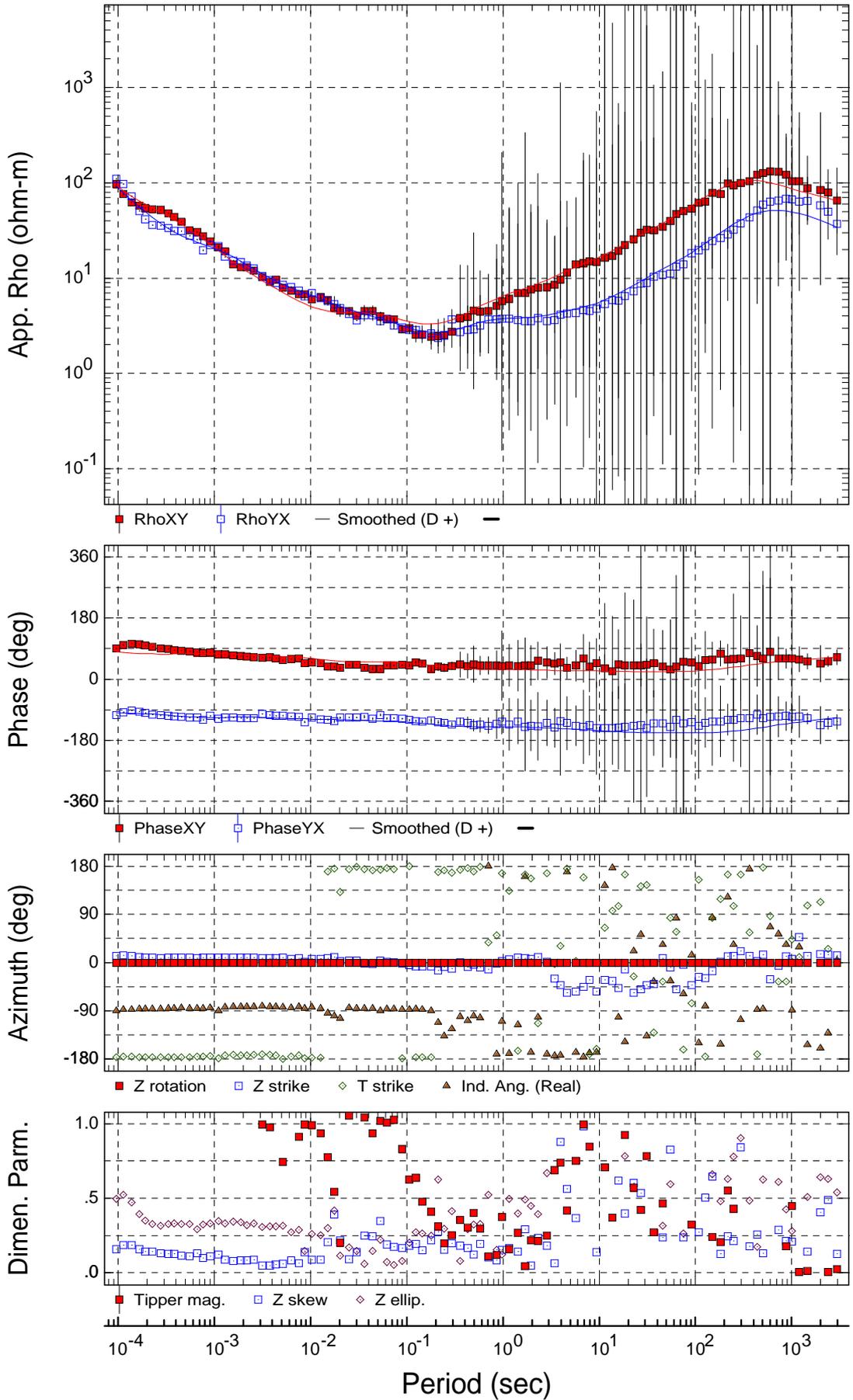
Rotation: 0.0°

# Sounding LP18



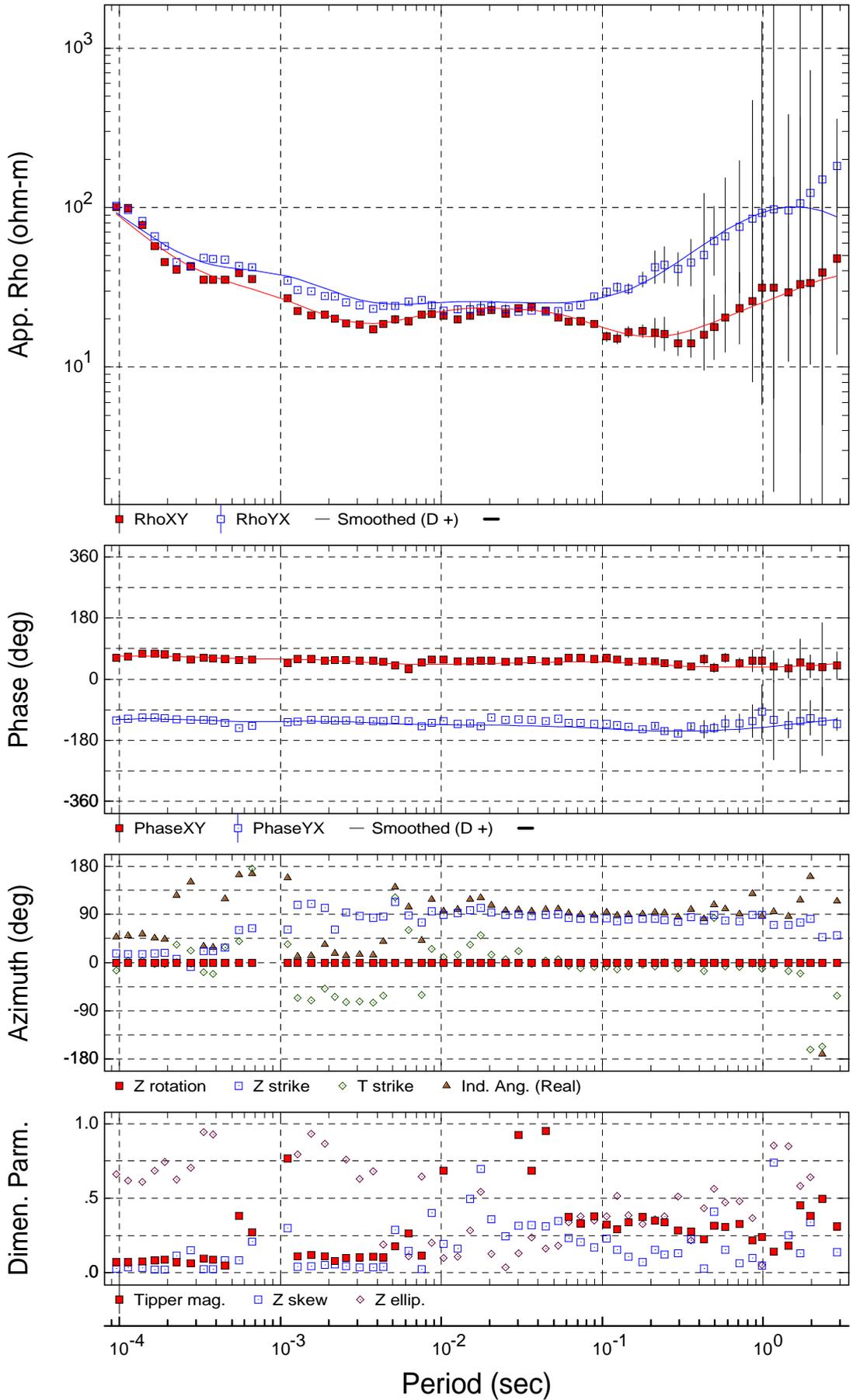
Rotation: PA

Sounding LP19



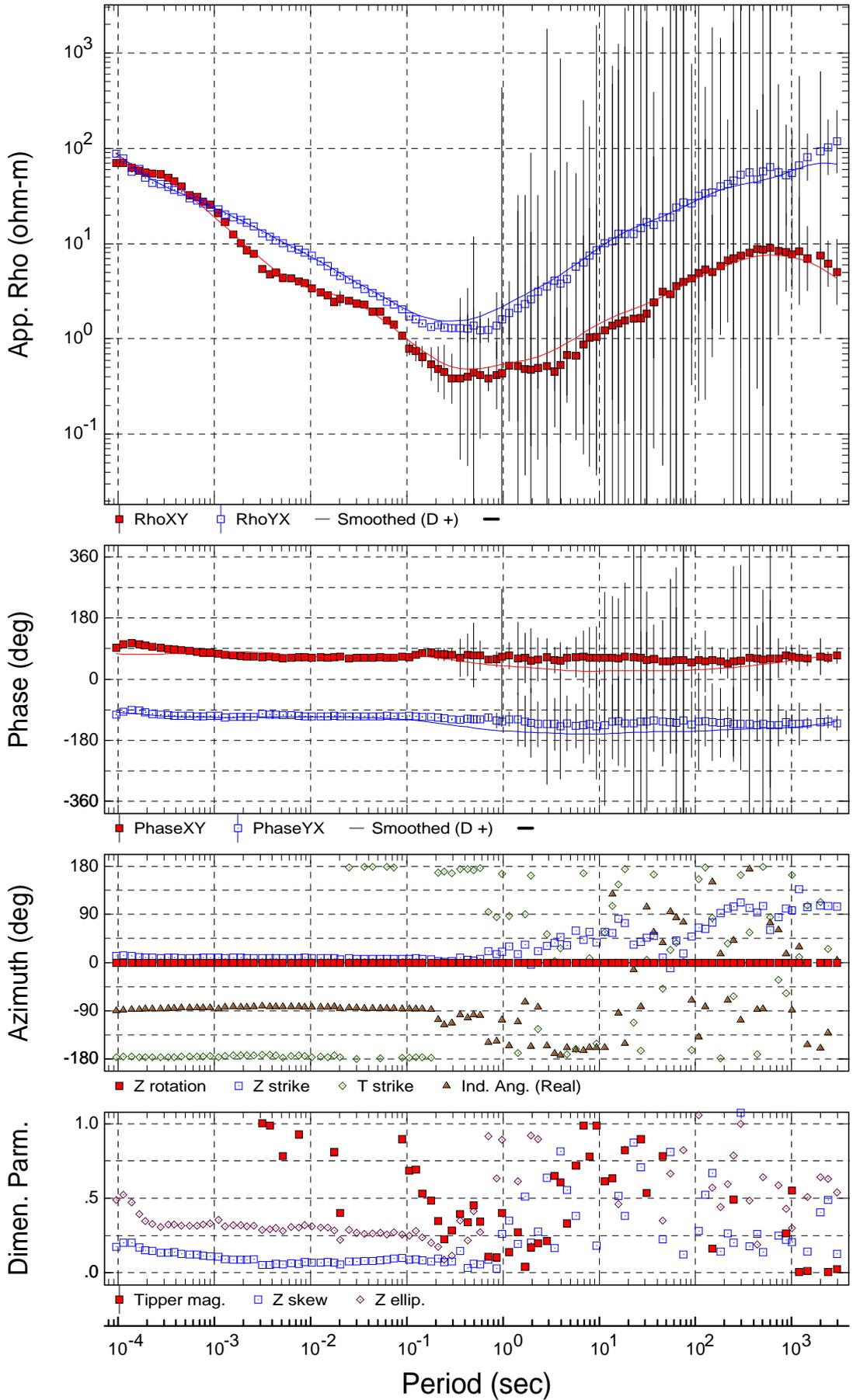
Rotation: 0.0°

# Sounding LP20



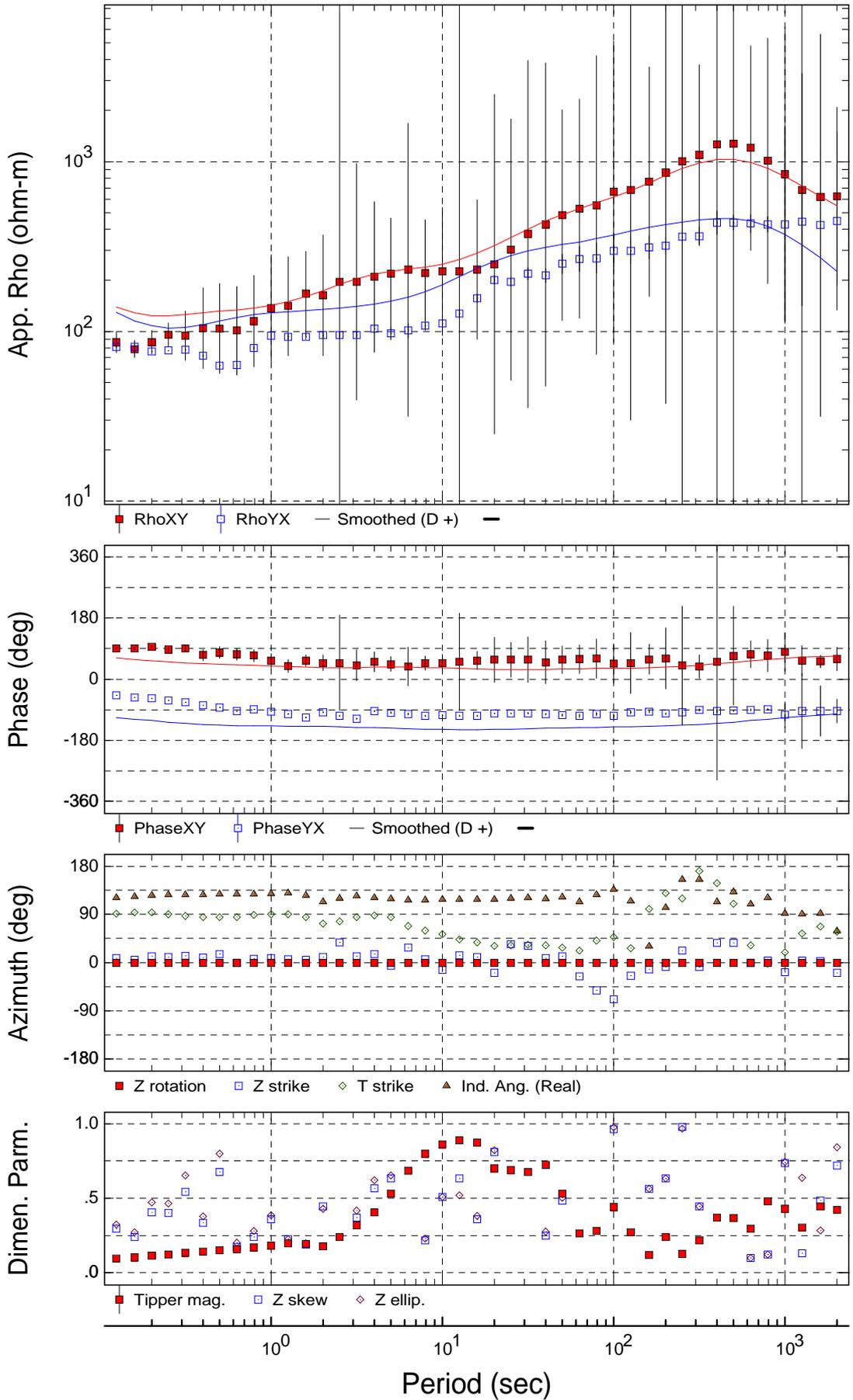
Rotation: 0.0°

# Sounding LP21



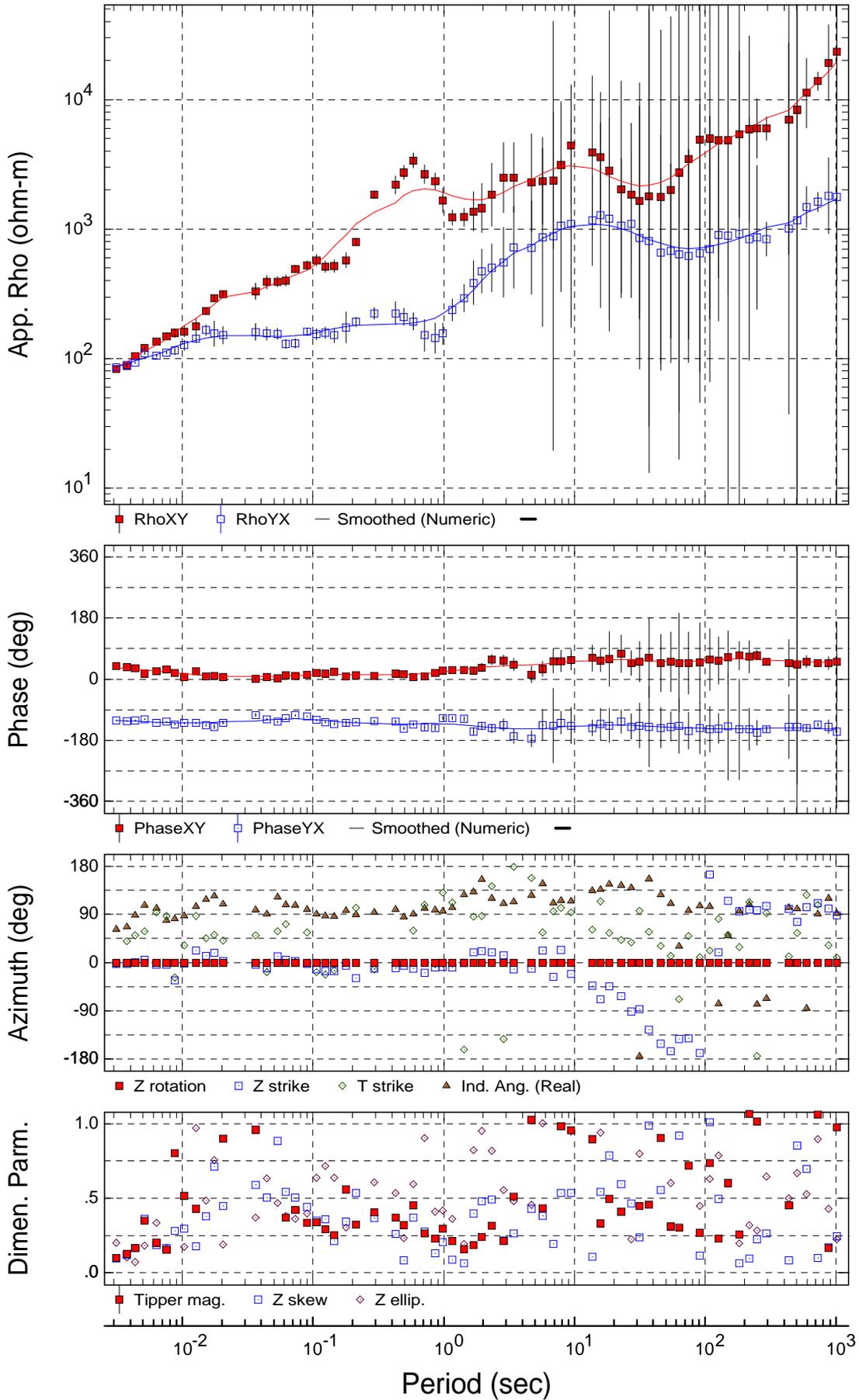
Rotation: 0.0°

# Sounding LP22-1



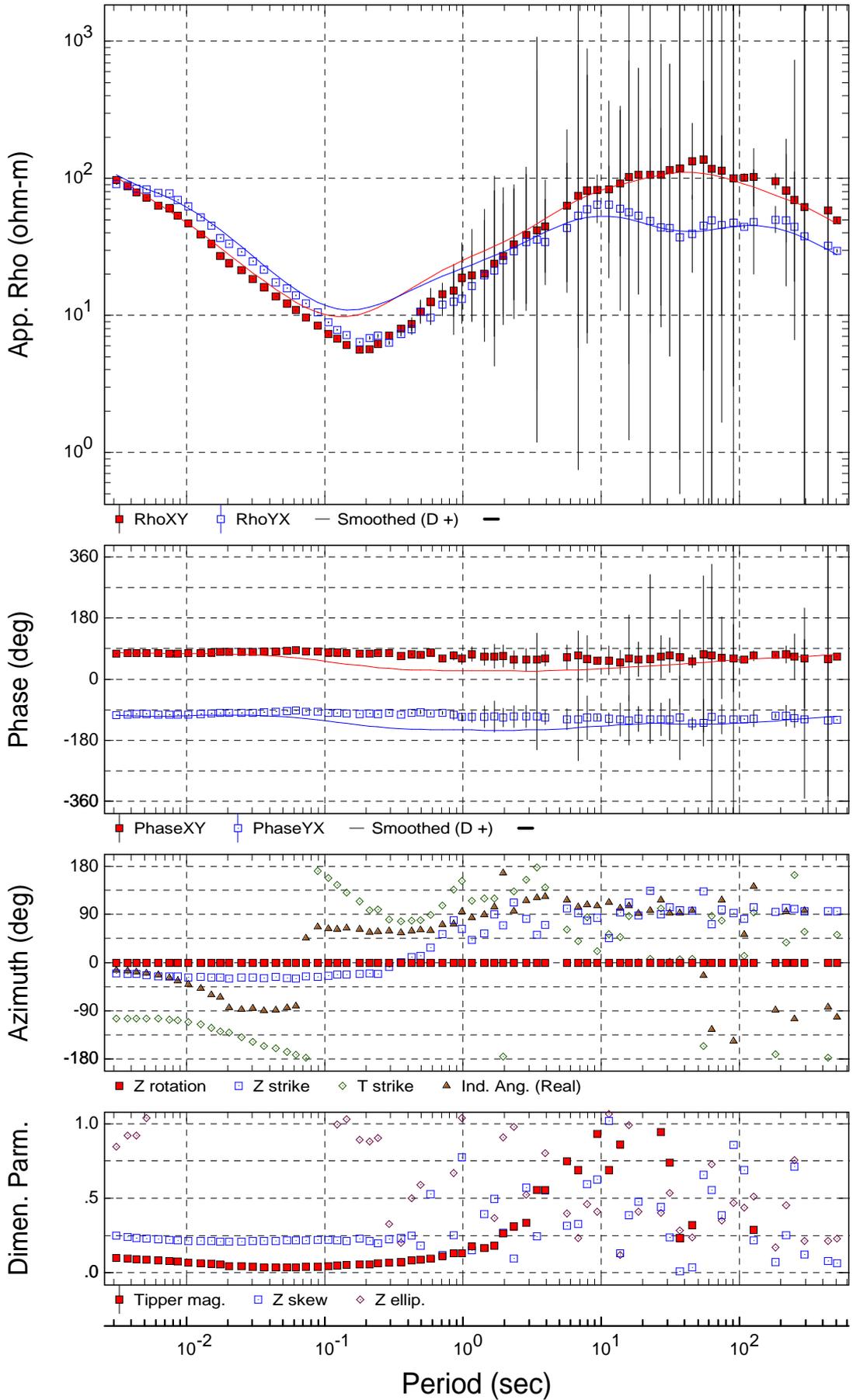
Rotation: 0.0°

# Sounding LP23



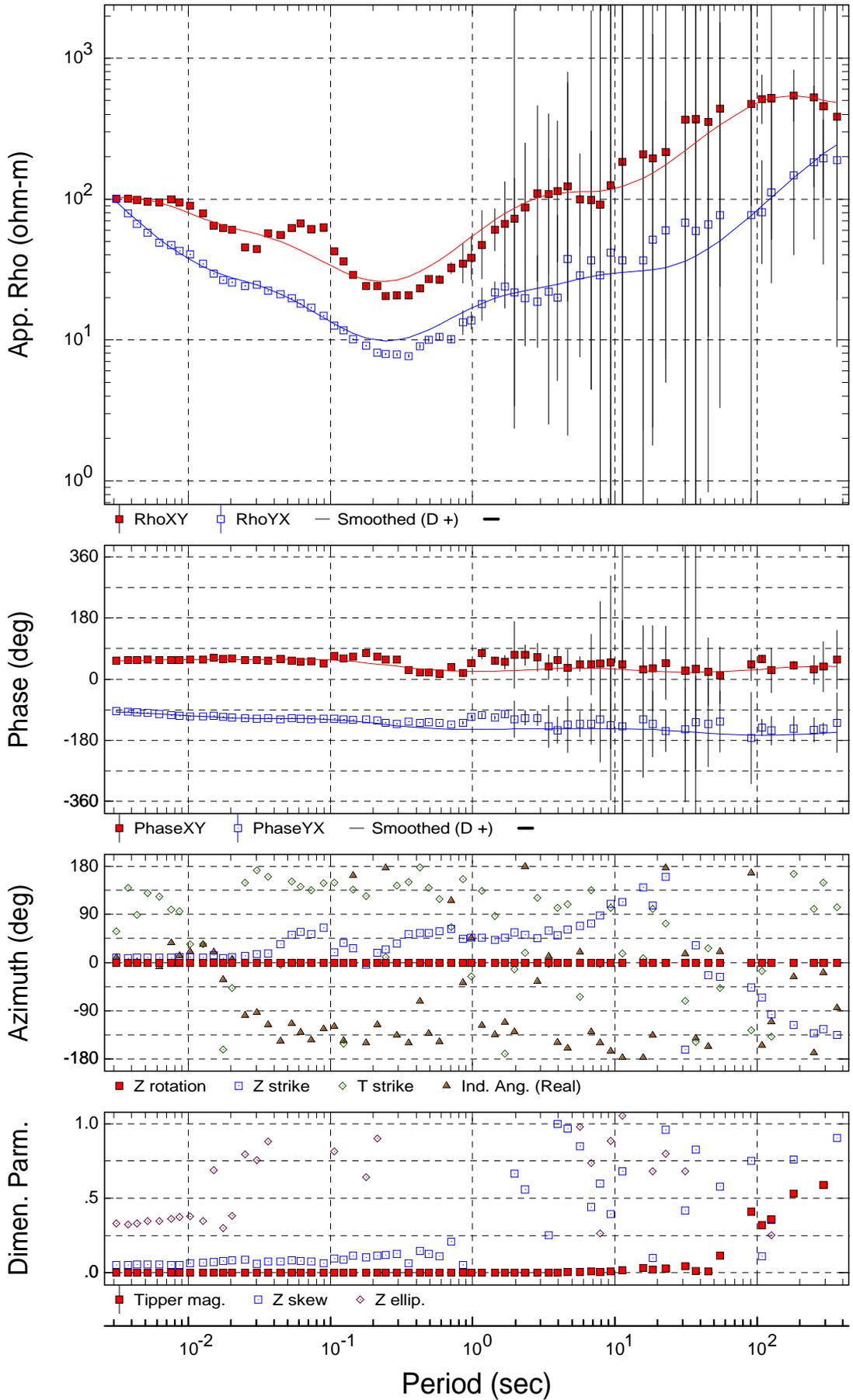
Rotation: 0.0°

# Sounding LP25



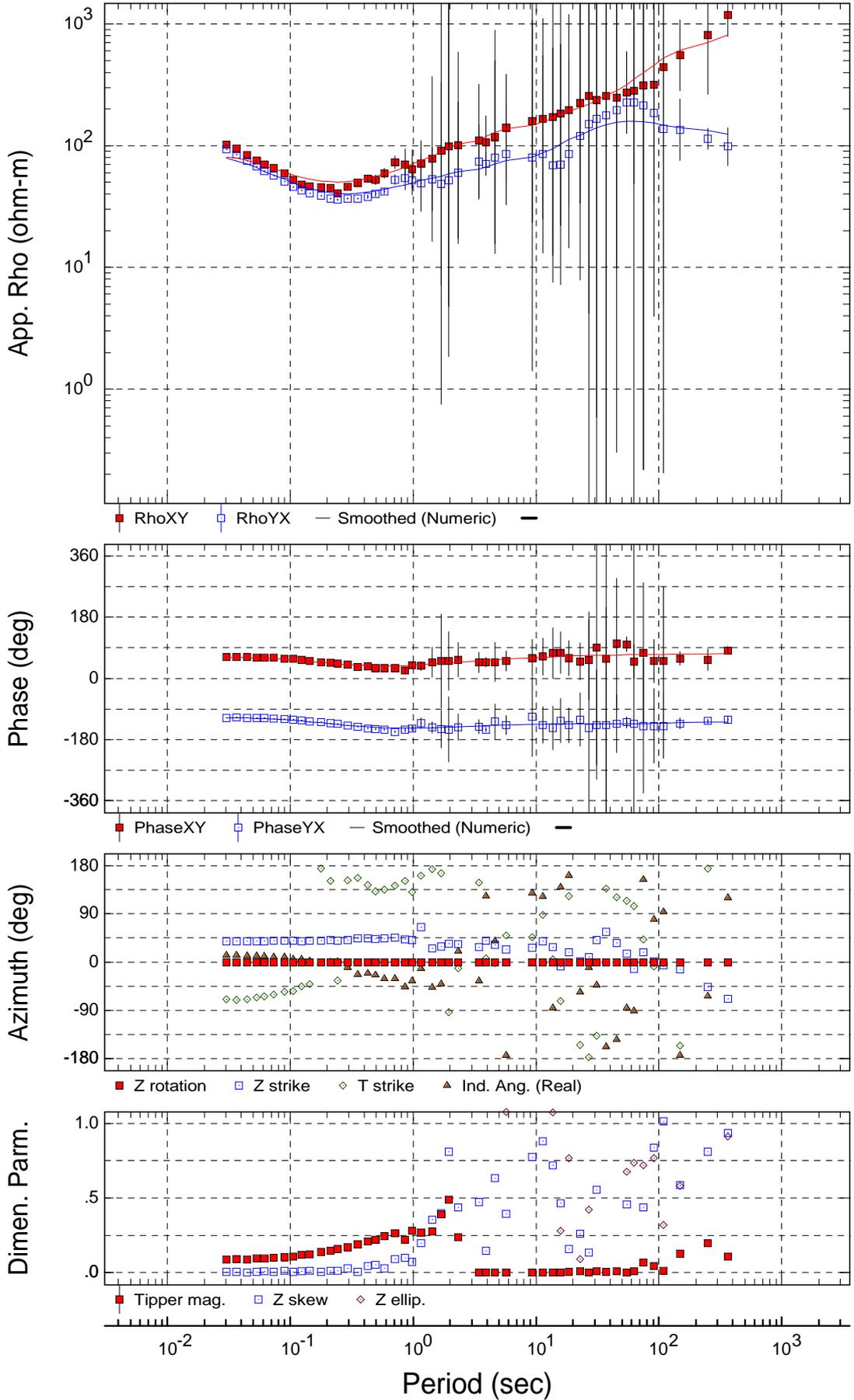
Rotation: 0.0°

# Sounding LP26



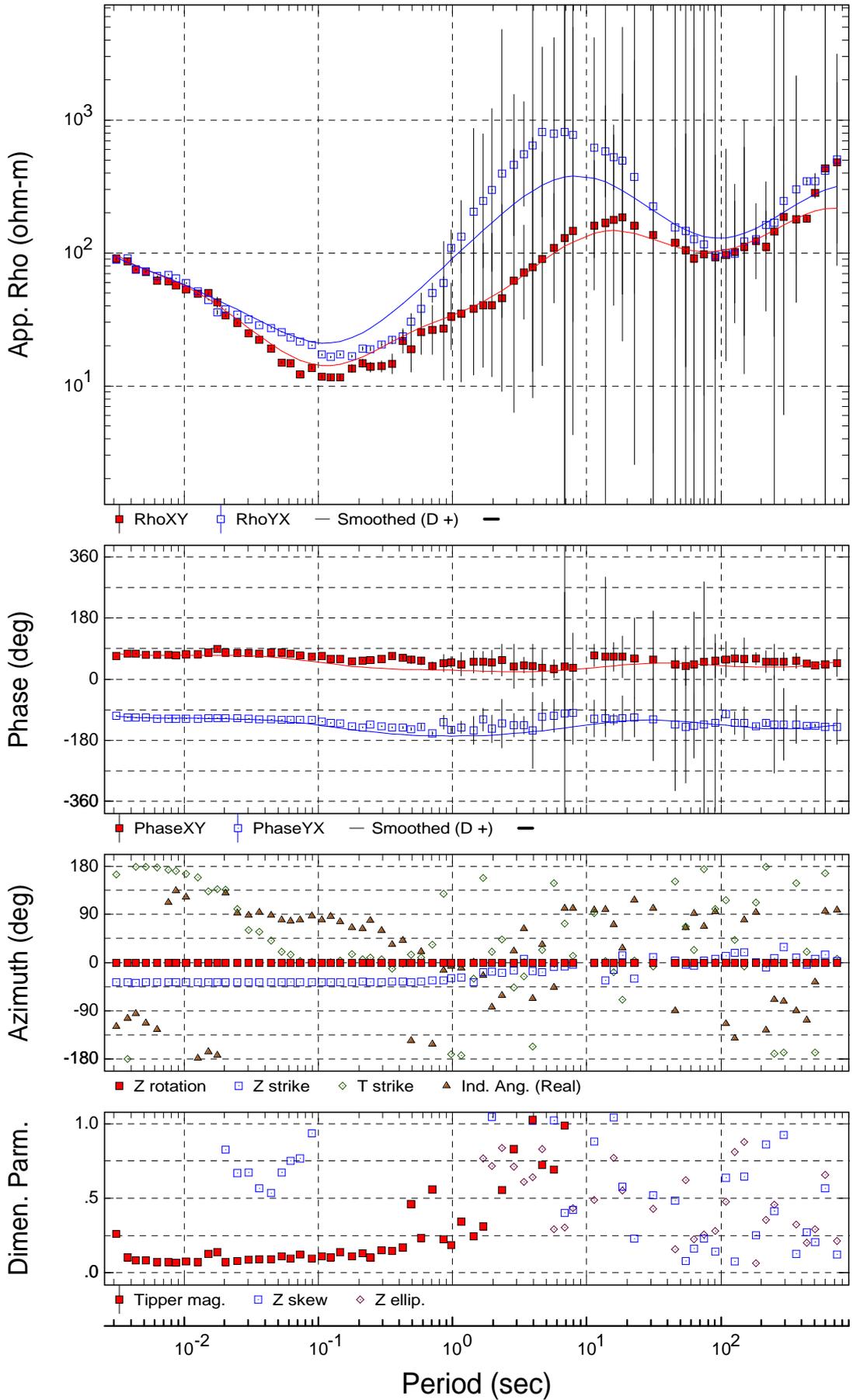
Rotation: 0.0°

# Sounding LP28



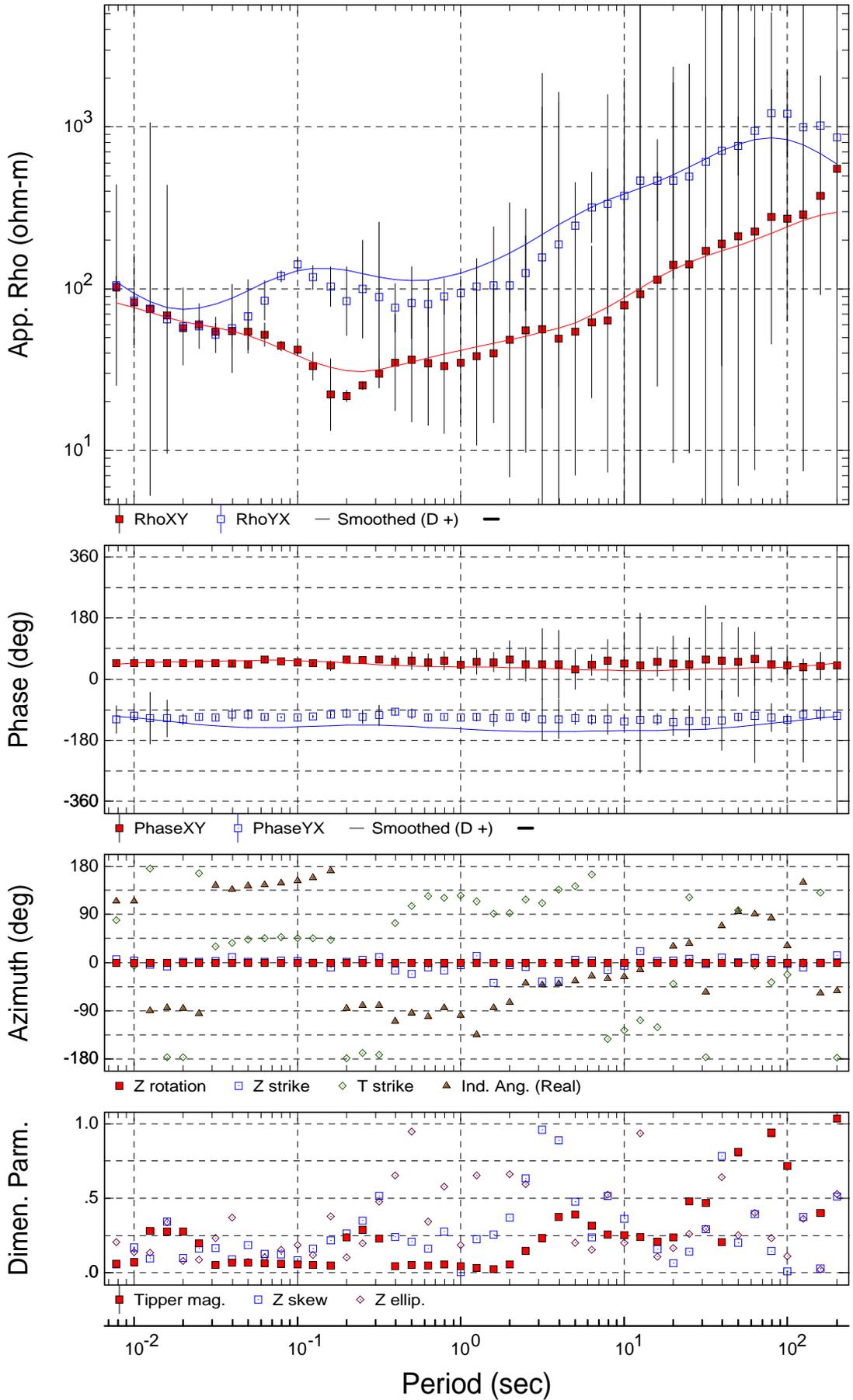
Rotation: 0.0°

# Sounding LP30



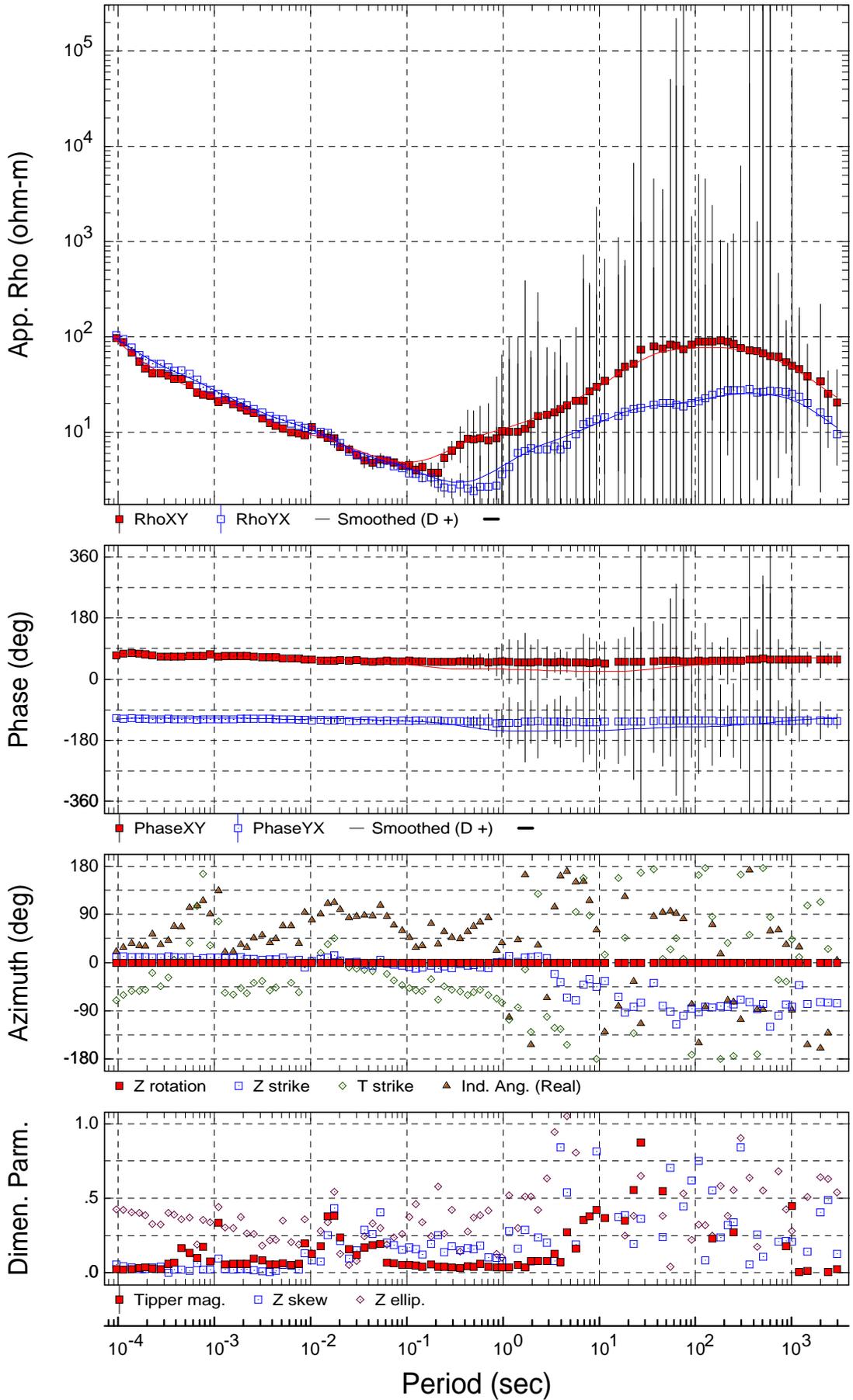
Rotation: 0.0°

# Sounding LP31



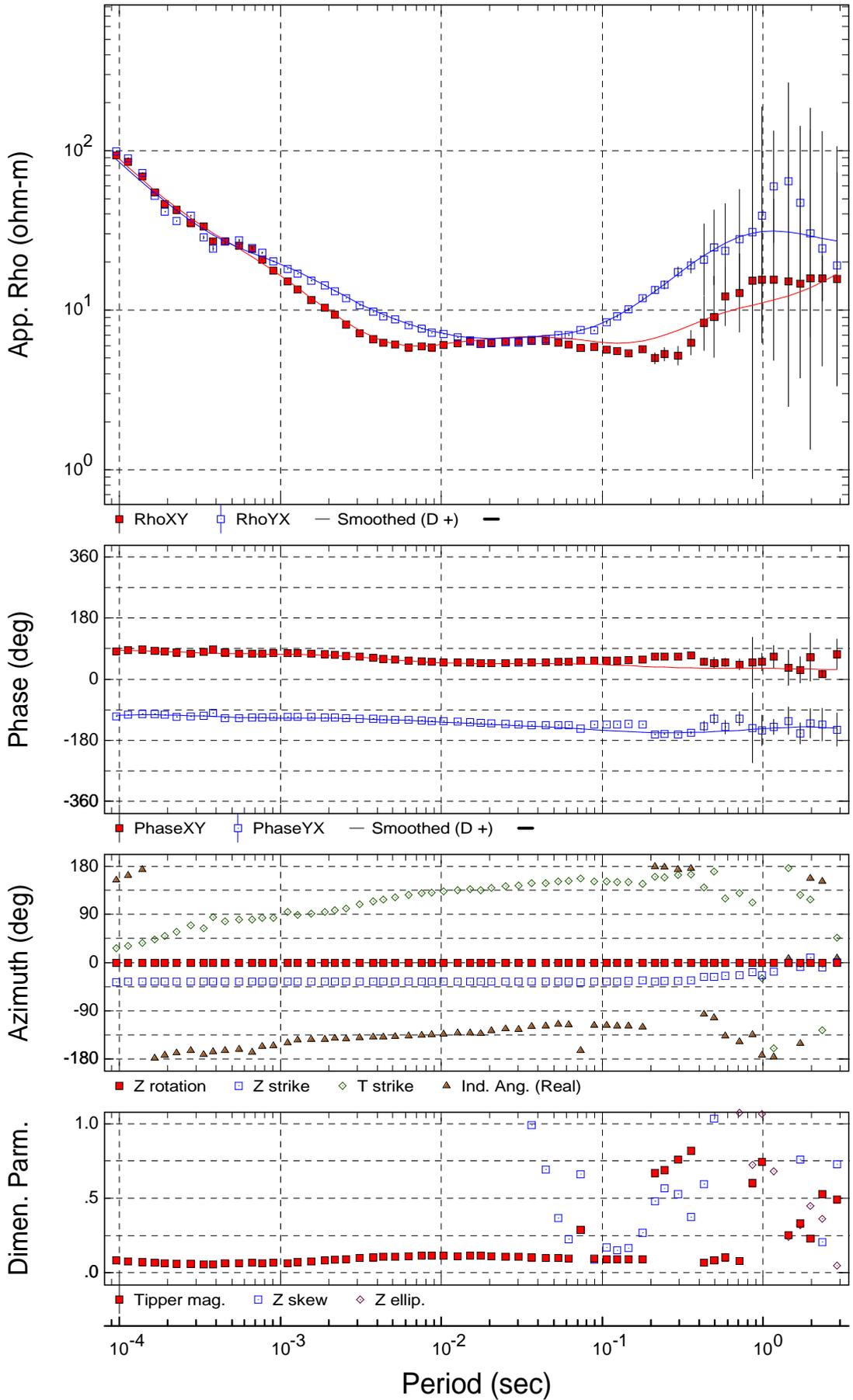
Rotation: 0.0°

# Sounding LP32



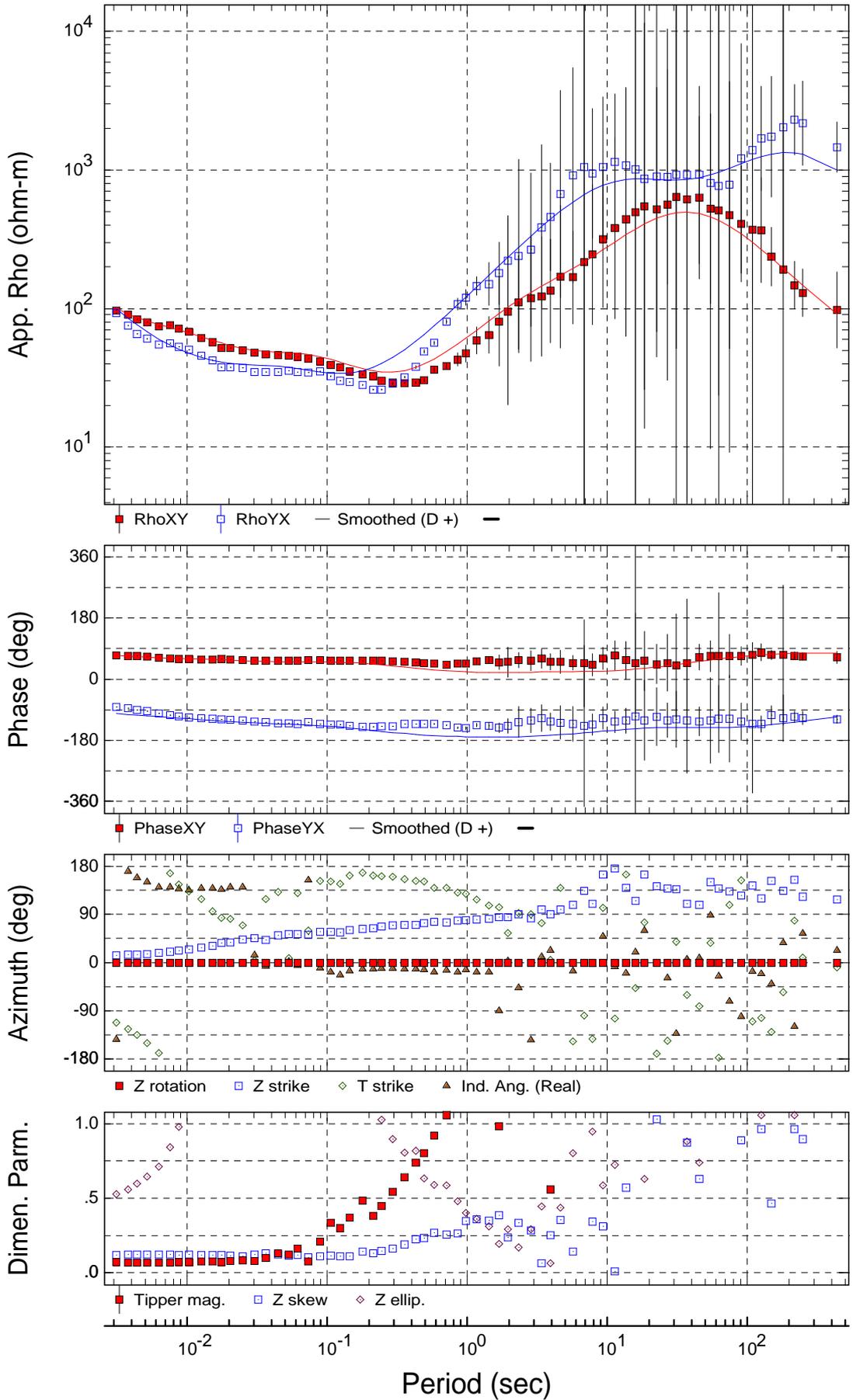
Rotation: 0.0°

# Sounding LP33



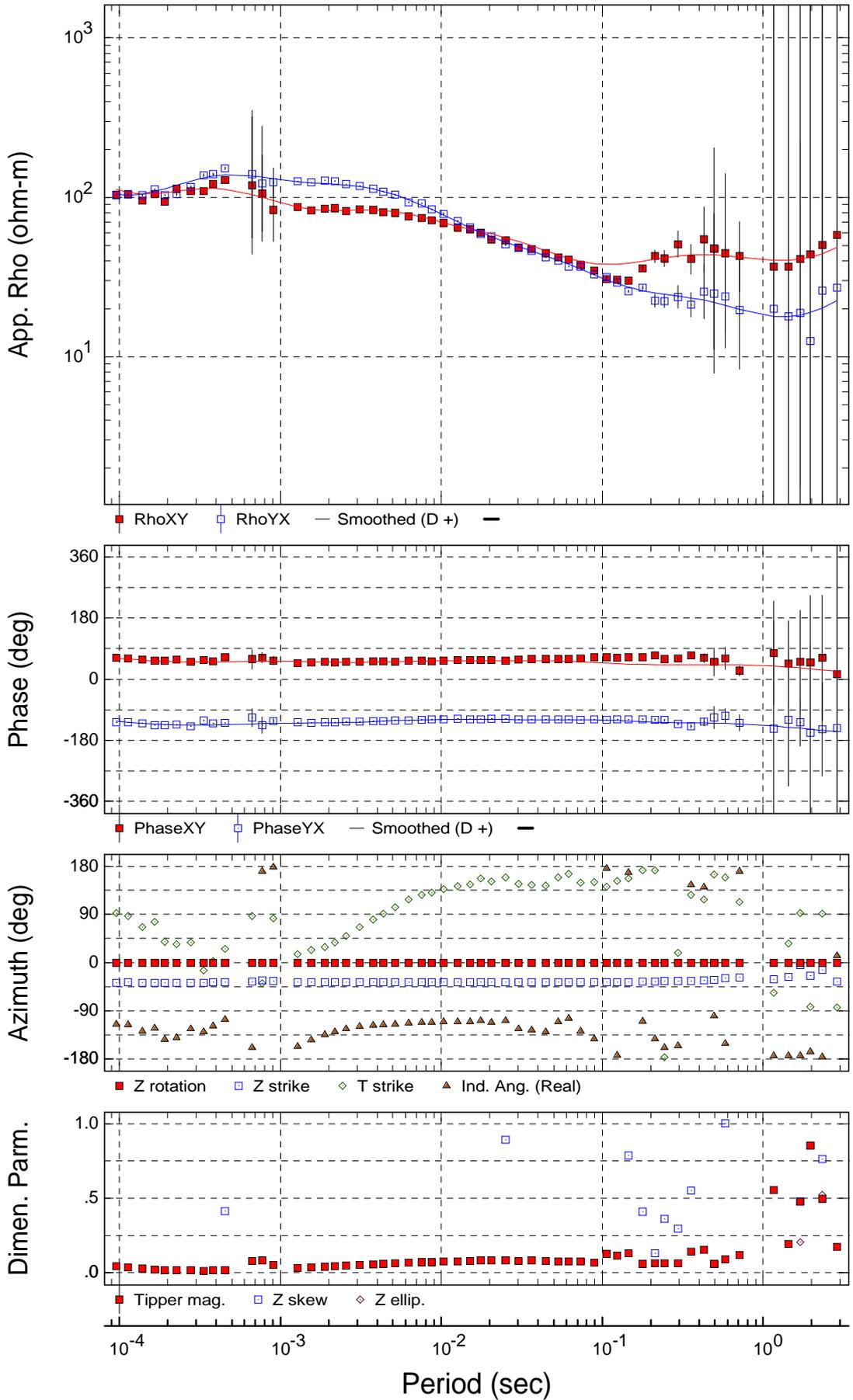
Rotation: 0.0°

# Sounding LP34



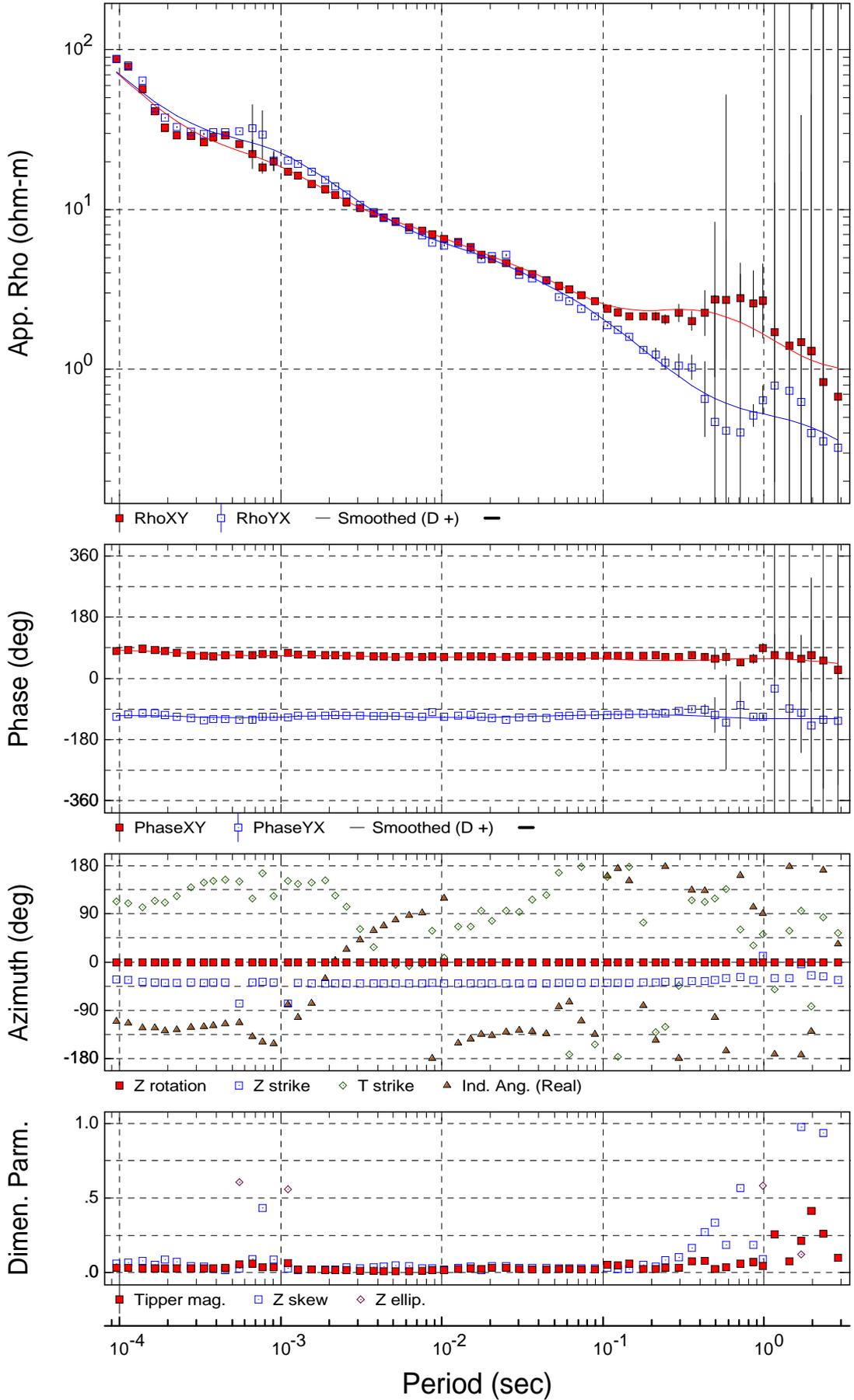
Rotation: 0.0°

# Sounding LP36



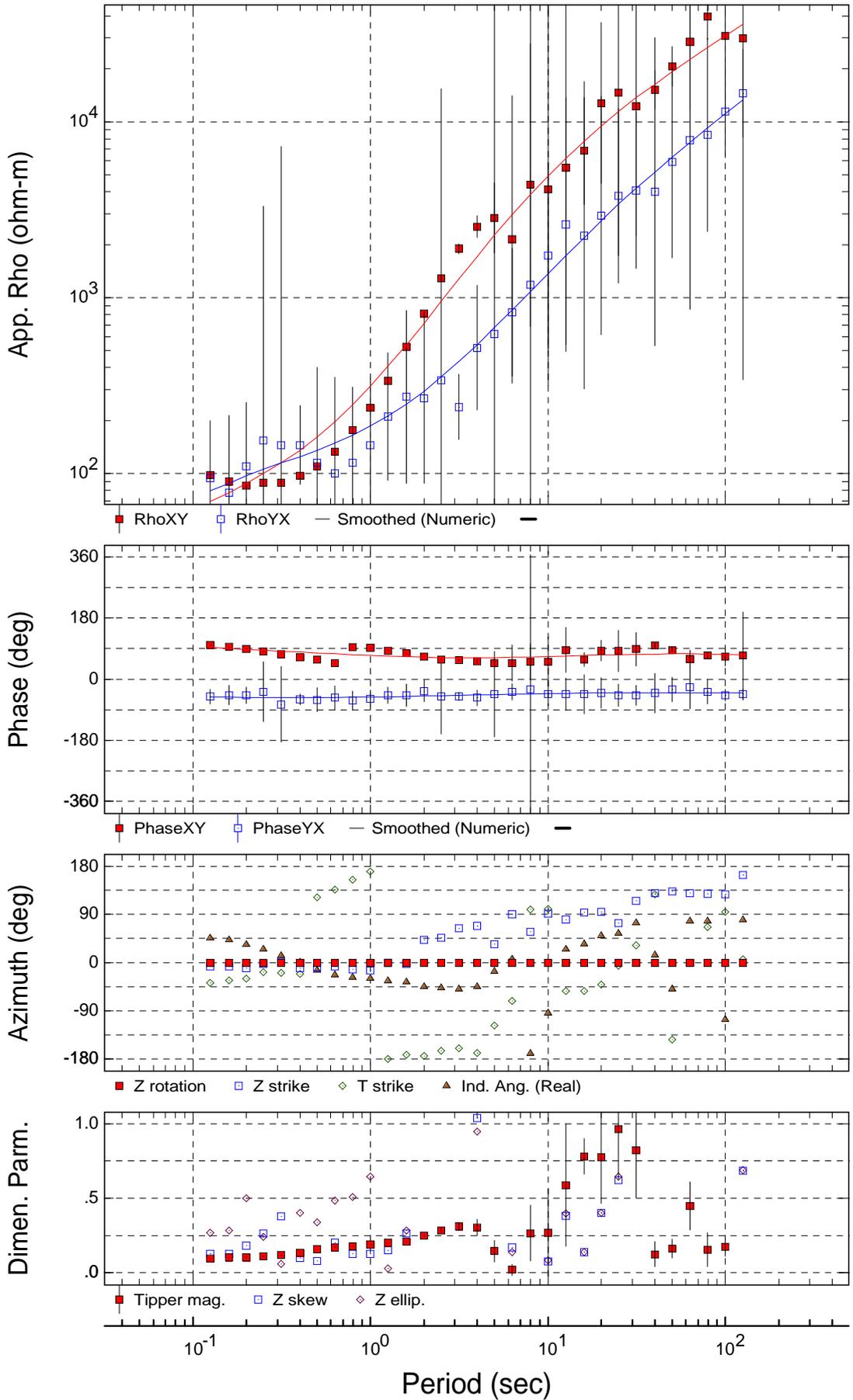
Rotation: 0.0°

# Sounding LP39



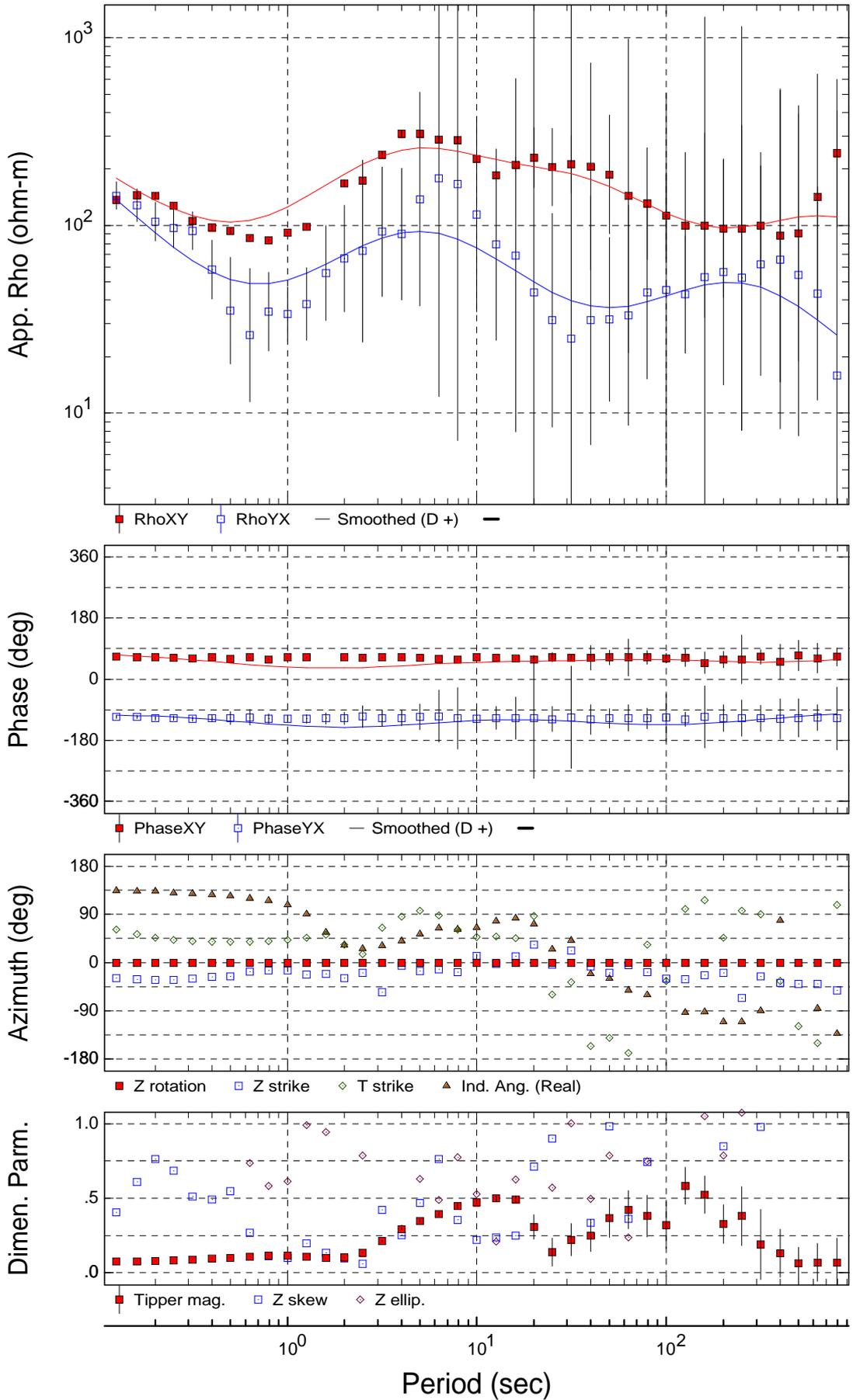
Rotation: 0.0°

# Sounding LP40-1



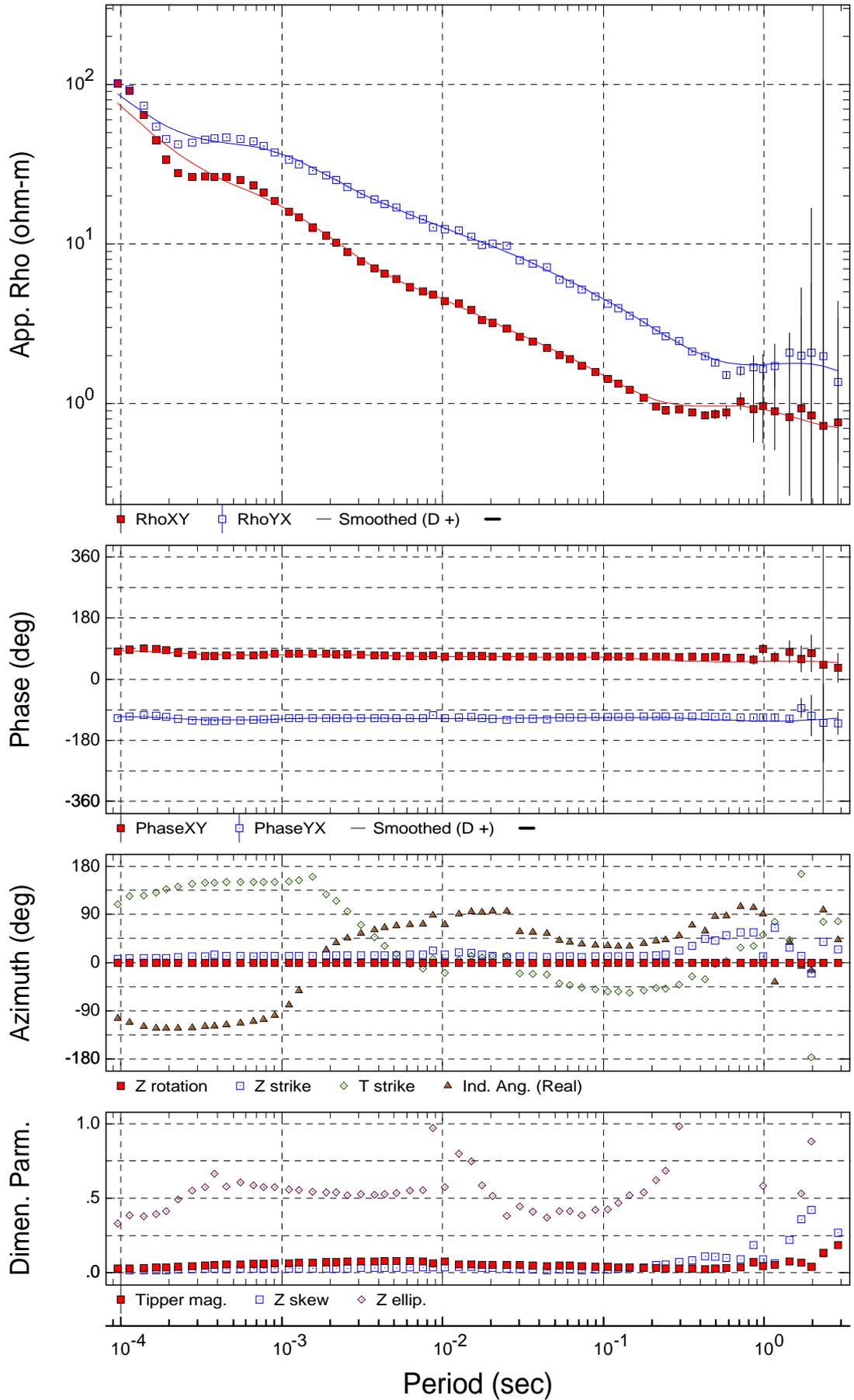
Rotation: 0.0°

# Sounding LP41-1



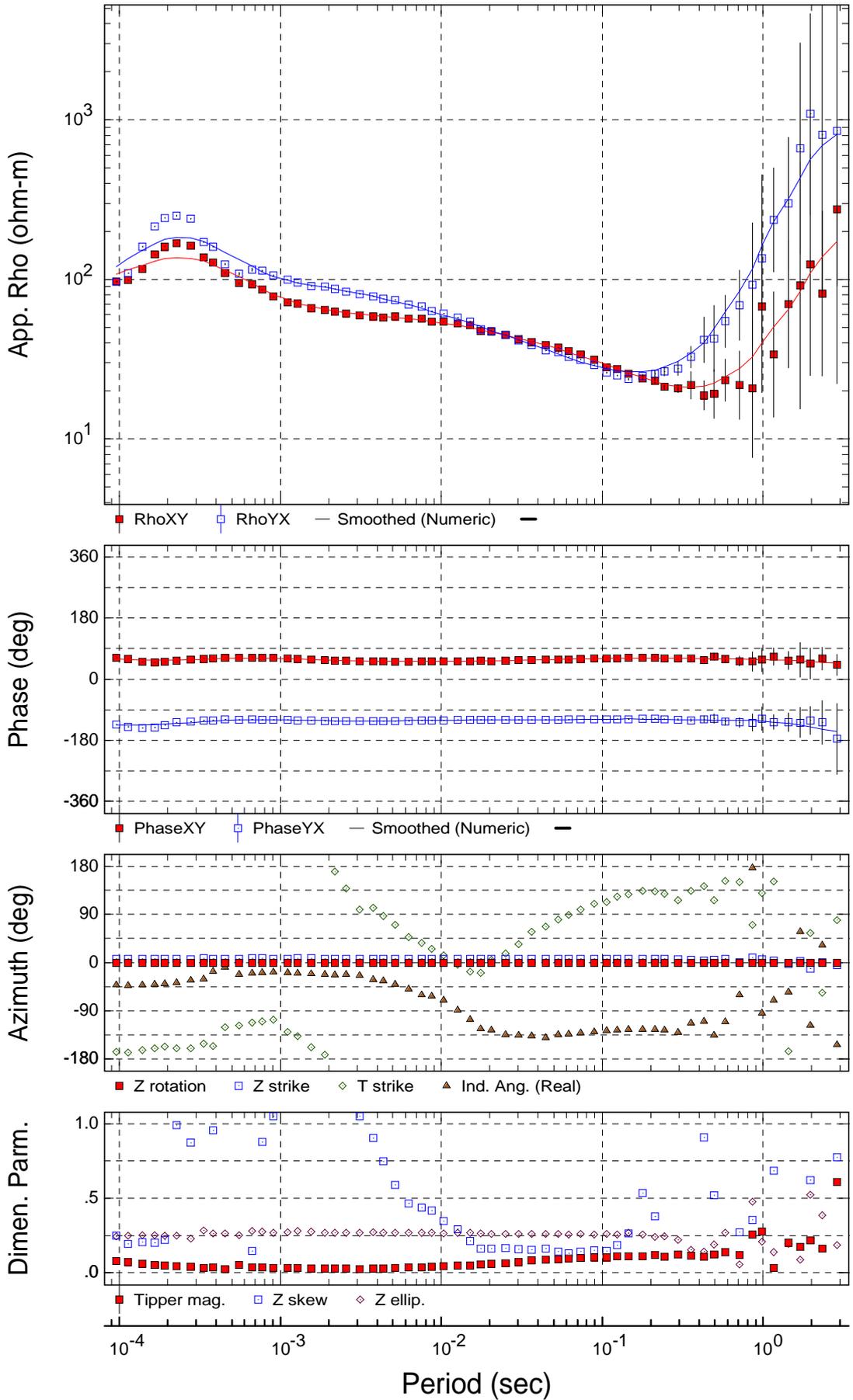
Rotation: 0.0°

# Sounding LP42



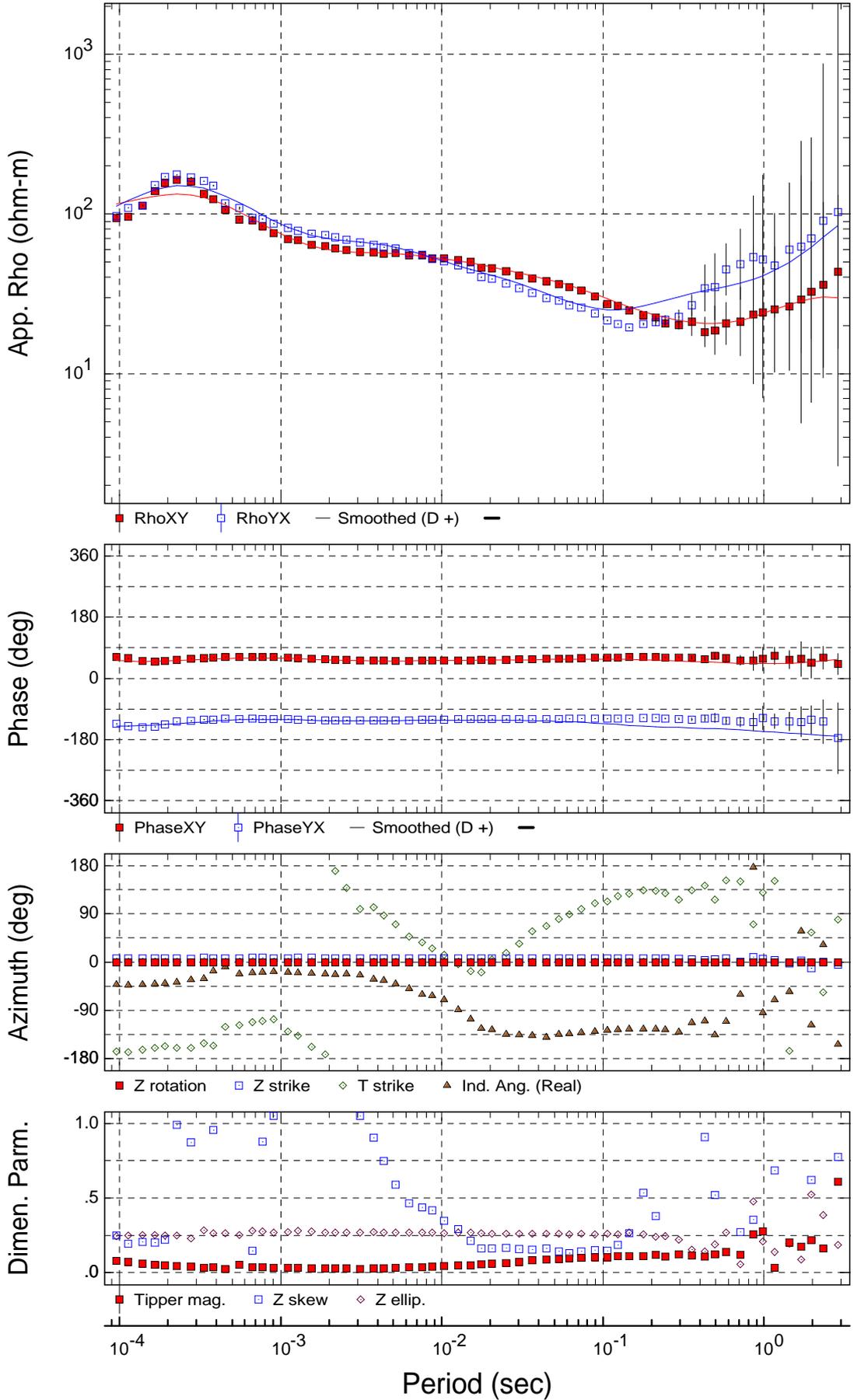
Rotation: 0.0°

# Sounding LP43



Rotation: 0.0°

# Sounding LP44



Anexo 3. Diagramas polares para cada sondeo en función de sus frecuencias.

ANEXO. DIAGRAMAS POLARES EN FUNCION AL ESPECTRO DE FRECUENCIAS DE CADA SONDEO QUE CONFORMA CADA PERFIL DE LA CALDERA LA PRIMAVERA

LP01MT		SONDEO										
		LP04	LP03	LP05	LP06	LP07	LP01	LP02	LP08	LP10	LP23	LP22
Frecuencia (Hz)	100 Hz											
	10Hz											
	1 Hz											
	0.1 Hz											
	0.01 Hz											
	0.001 Hz											

LP02MT		SONDEO												
		LP20	LP21	LP23	LP22	LP10	LP11	LP24	LP25	LP13	LP14	LP09	LP19	LP44
Frecuencia (Hz)	100 Hz													
	10Hz													

	1 Hz														
	0.1 Hz														
	0.01 Hz														
	0.001 Hz														

LPO3MT		SONDEO							
Frecuencia (Hz)		LP18	LP17	LP16	LP29	LP15	LP14	LP09	LP19
	100 Hz								
	10 Hz								
	1 Hz								
	0.1 Hz								

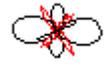
	0.01 Hz									
	0.001 Hz									

LP01MT		SONDEO								
Frecuencia (Hz)		LP28	LP16	LP29	LP14	LP13	LP25	LP11	LP10	
	100 Hz									
	10 Hz									
	1 Hz									
	0.1 Hz									
	0.01 Hz									
	0.001 Hz									

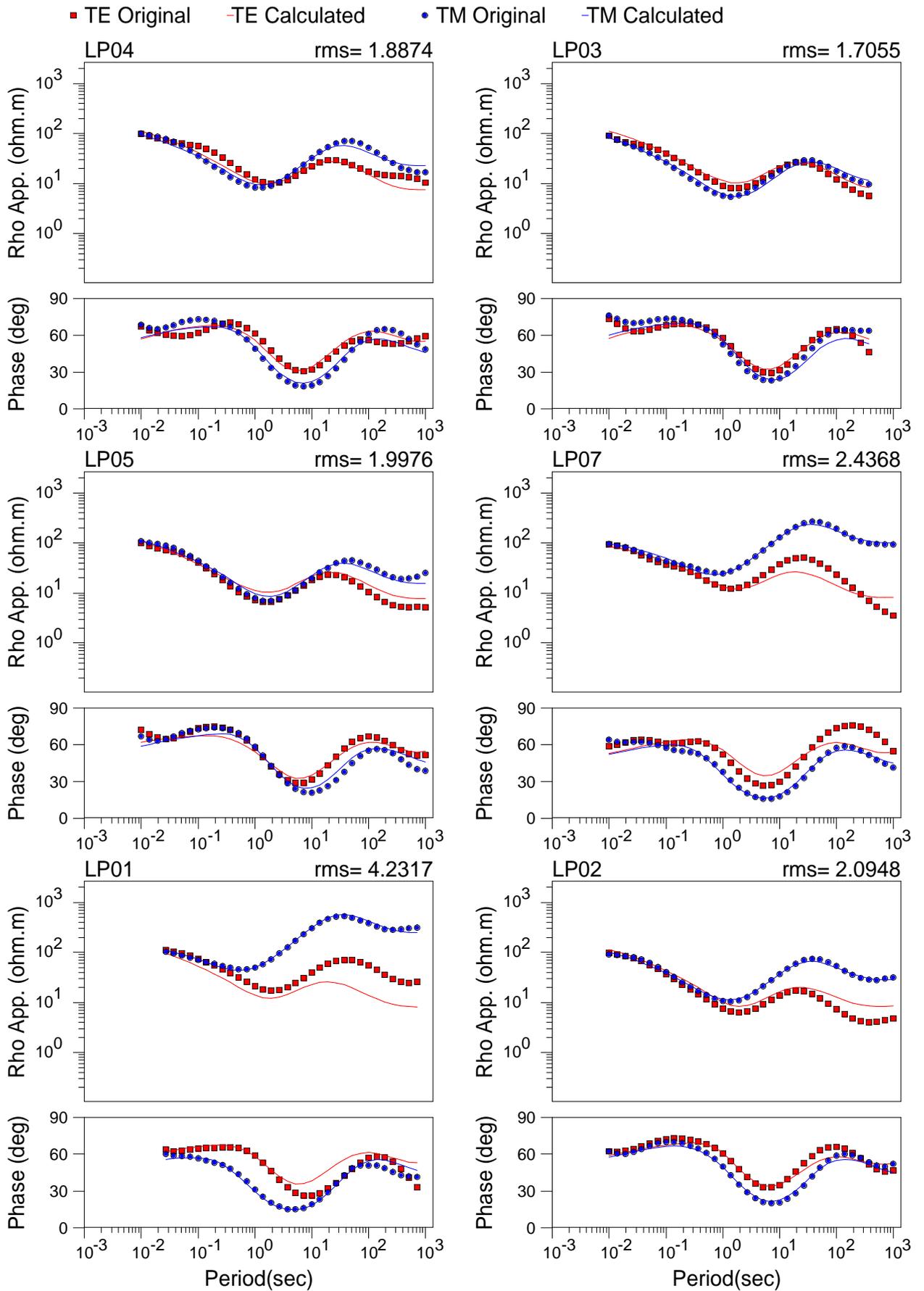
LP05MT		SONDEO								
Frecuencia (Hz)		LP33	LP34	LP35	LP36	LP31	LP32	LP28	LP27	LP26
	100 Hz									
	10 Hz									
	1 Hz									
	0.1 Hz									
	0.01 Hz									
	0.001 Hz									

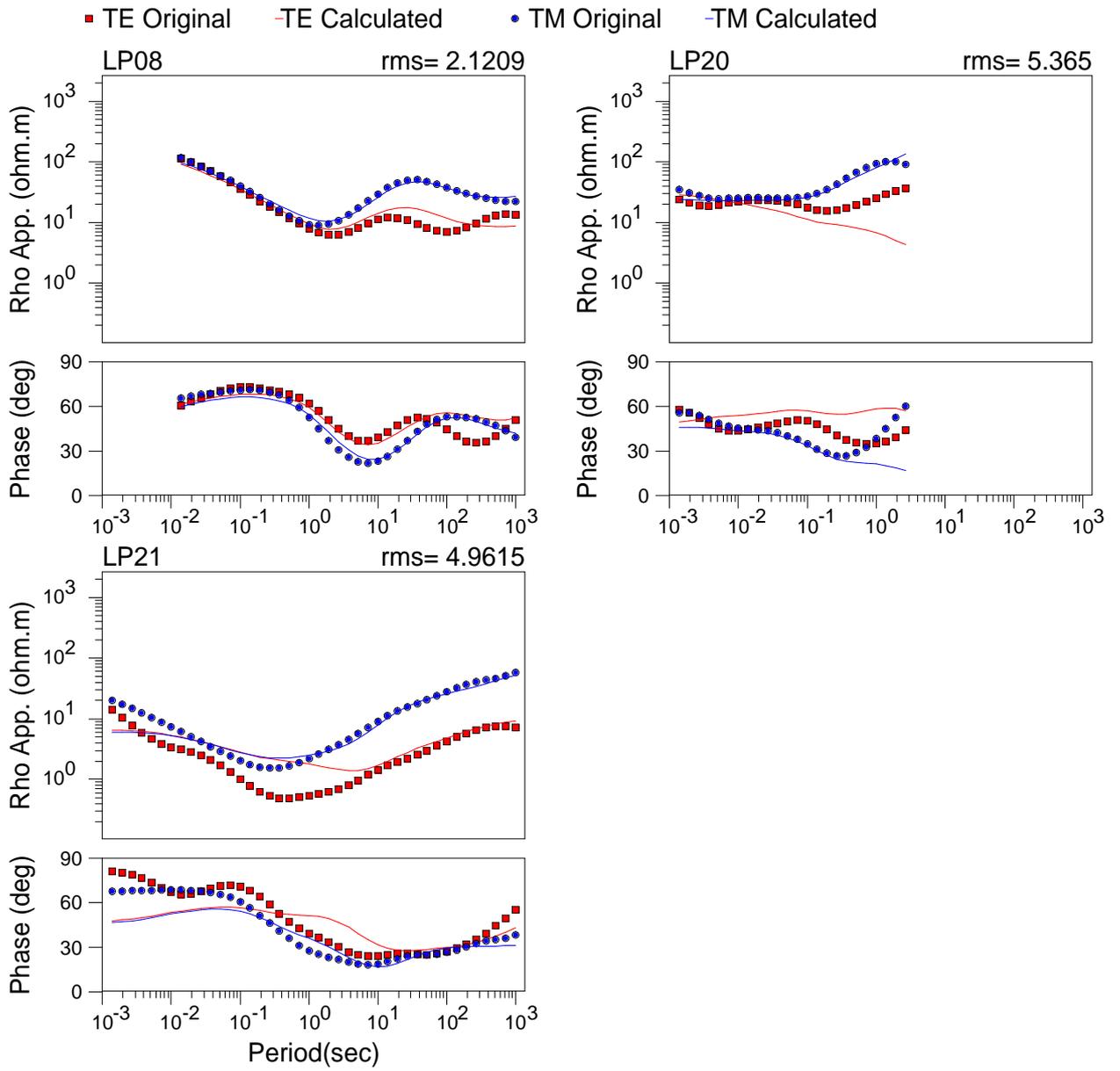
LP06MT		SONDEO		
Frecuencia (Hz)		LP30	LP31	LP32
	100 Hz			
	10 Hz			
	1 Hz			
	0.1 Hz			
	0.01 Hz			
	0.001 Hz			

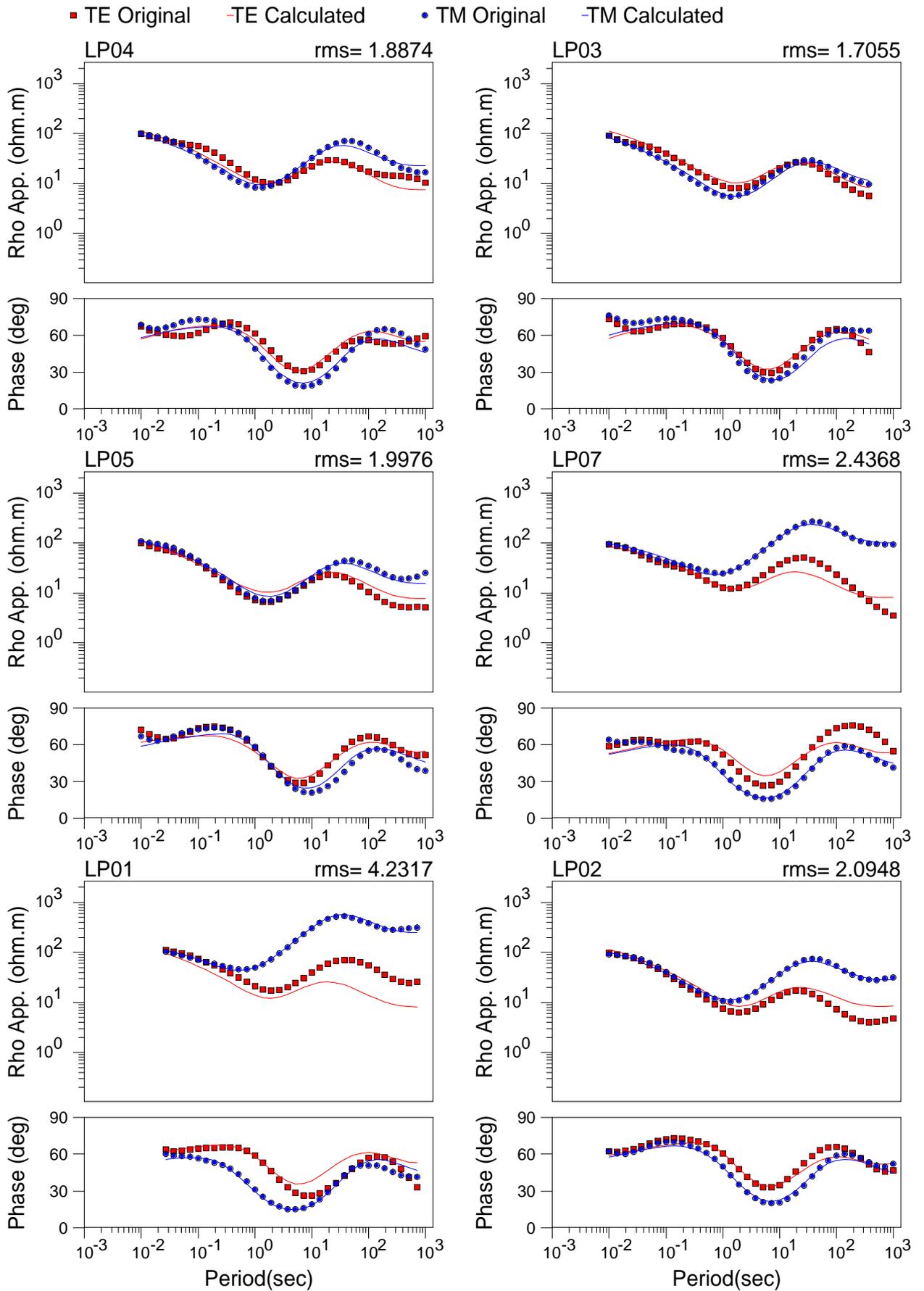
LP07MT		SONDEO					
Frecuencia (Hz)		LP35	LP36	LP37	LP43	LP39	LP40
	100 Hz						
10 Hz							

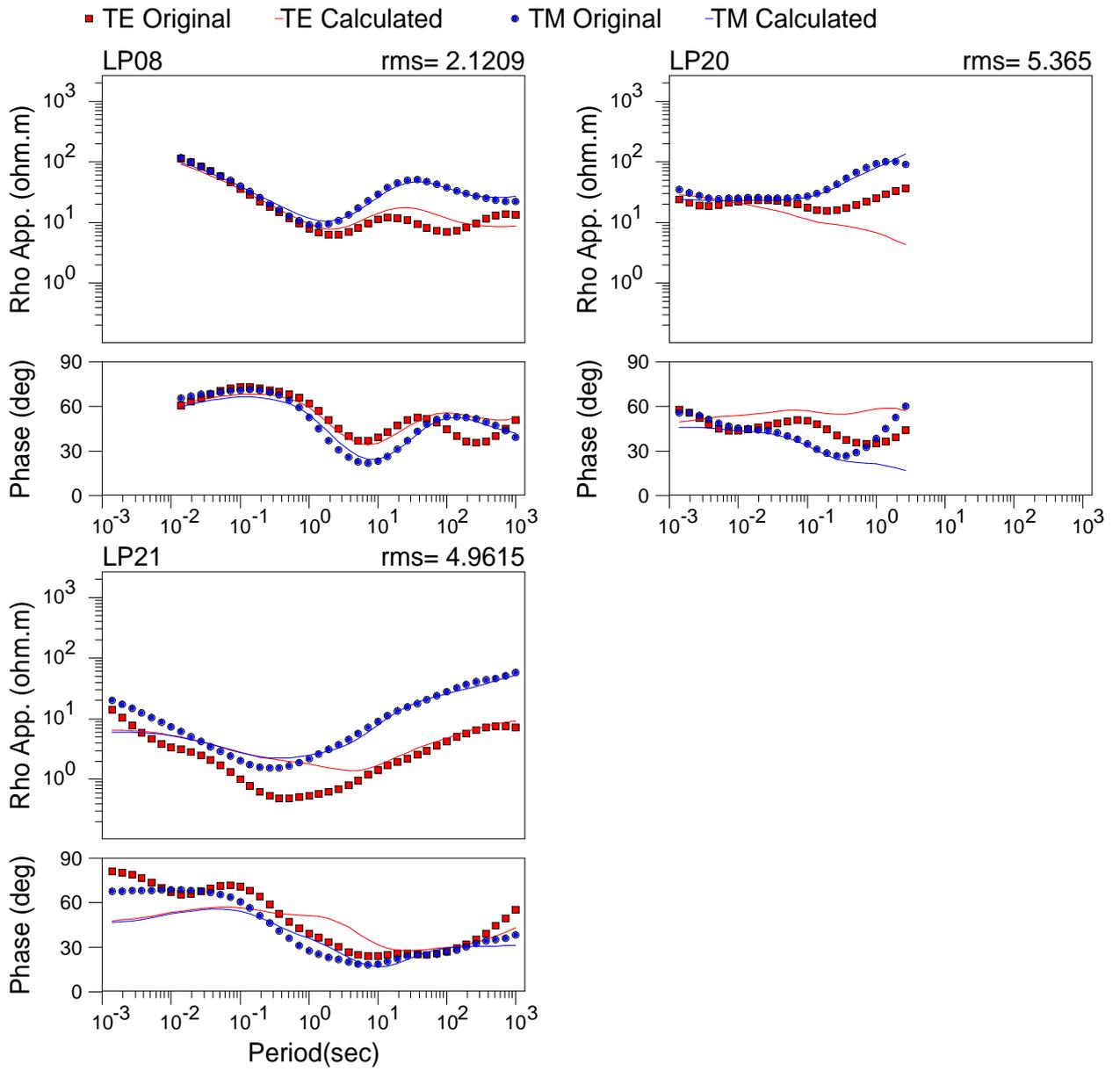
	1 Hz						
	0.1 Hz						
	0.01 Hz						
	0.001 Hz						

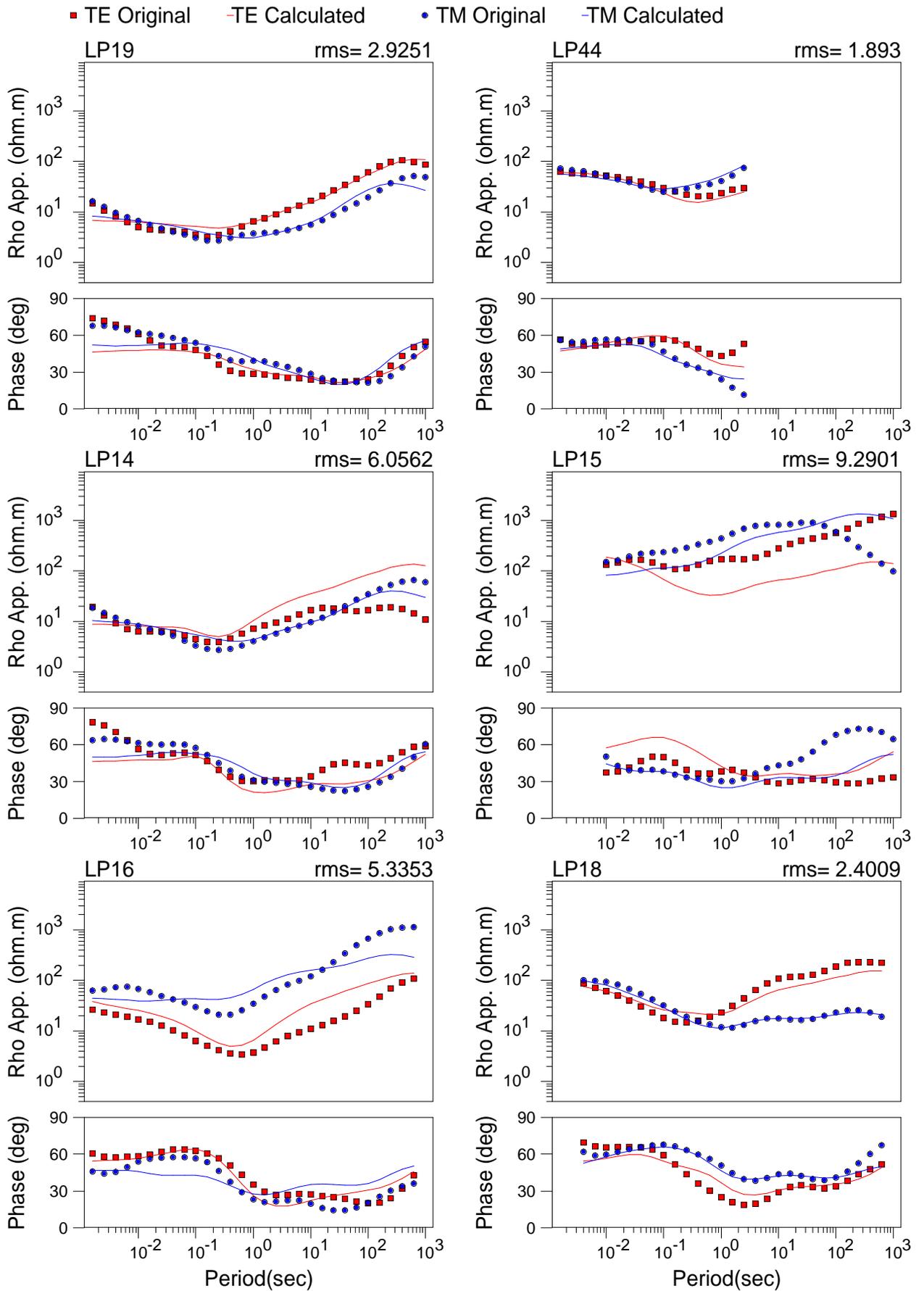
Anexo 4. Ajuste de curvas que conforman cada perfil.

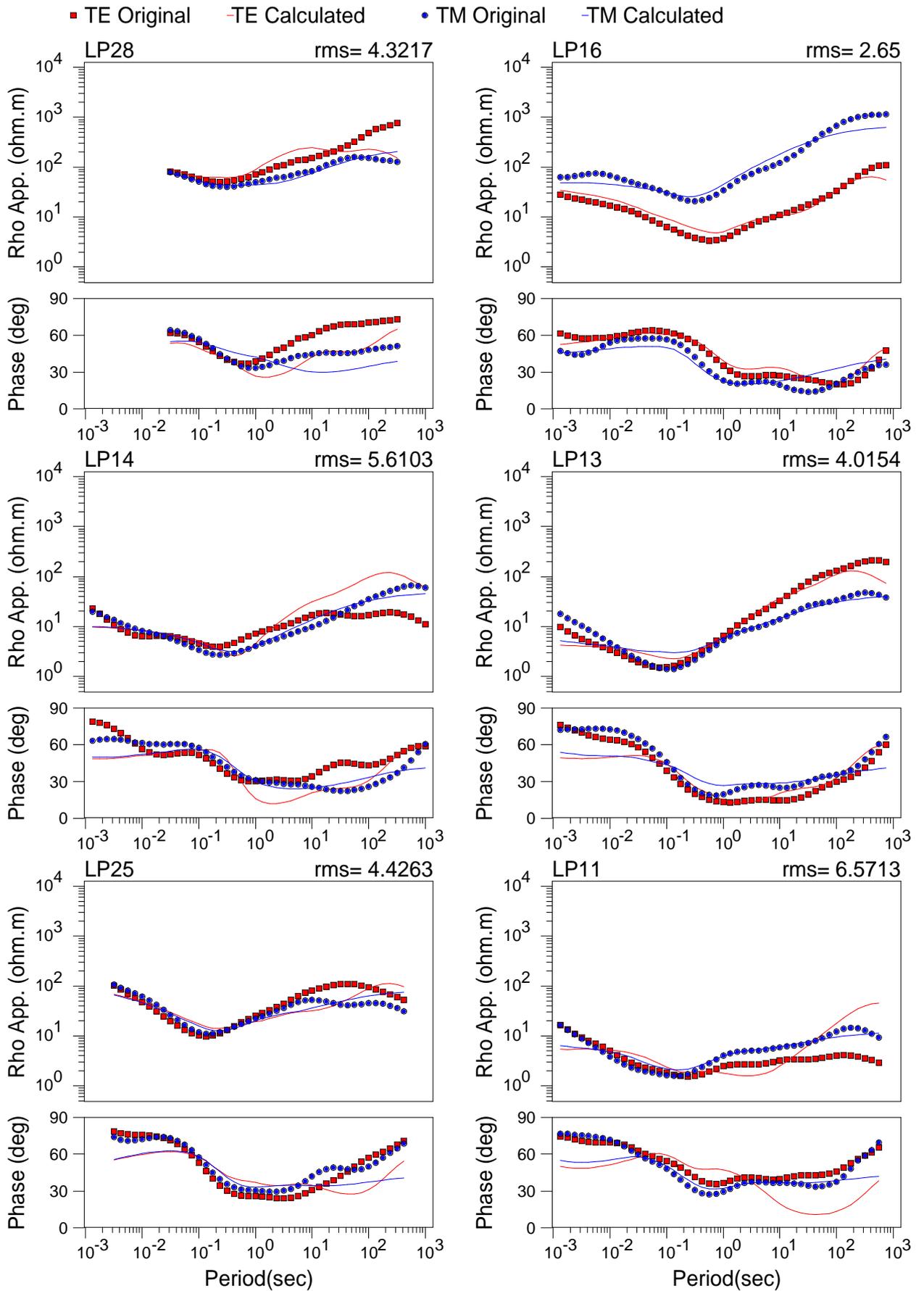




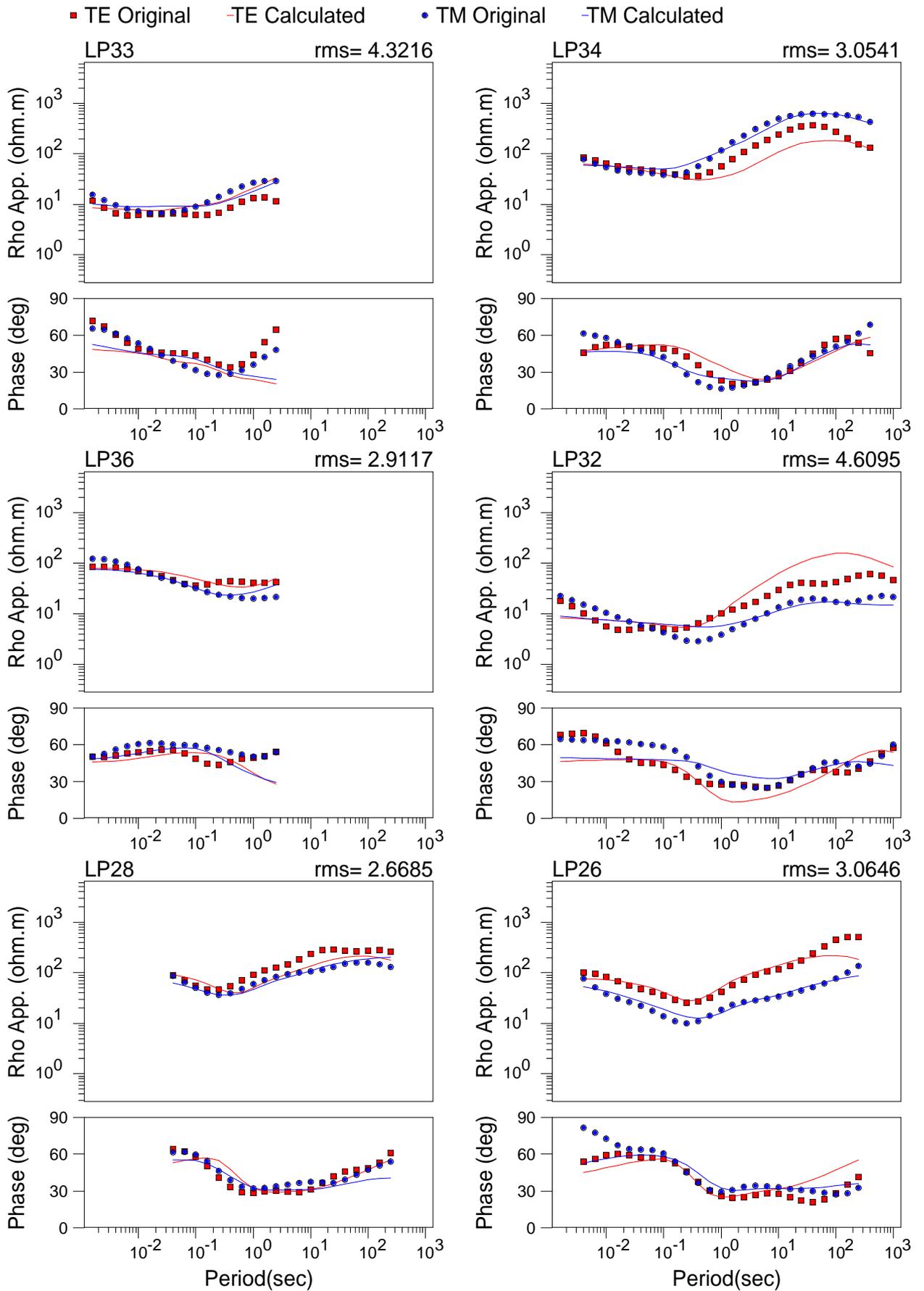


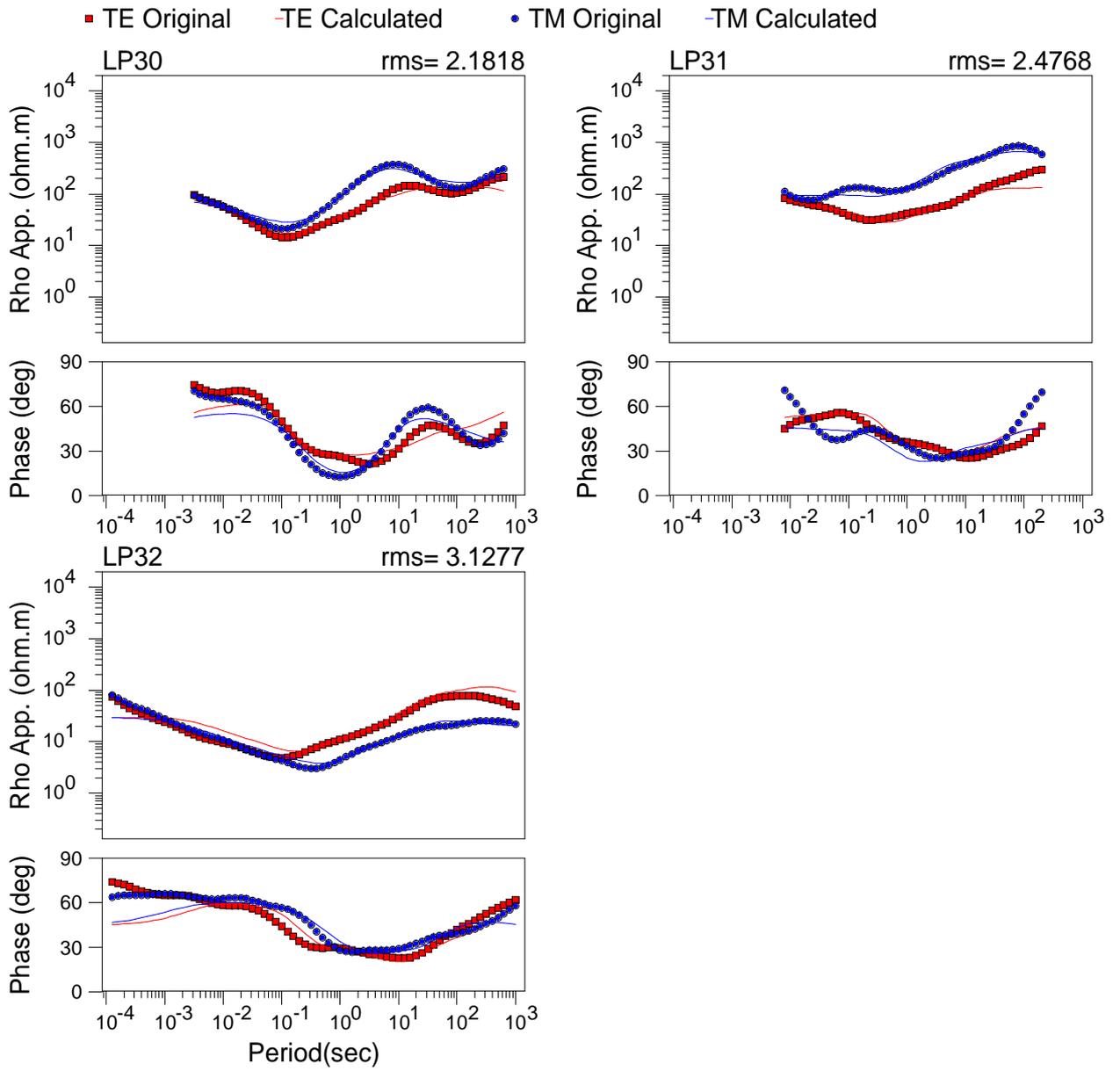




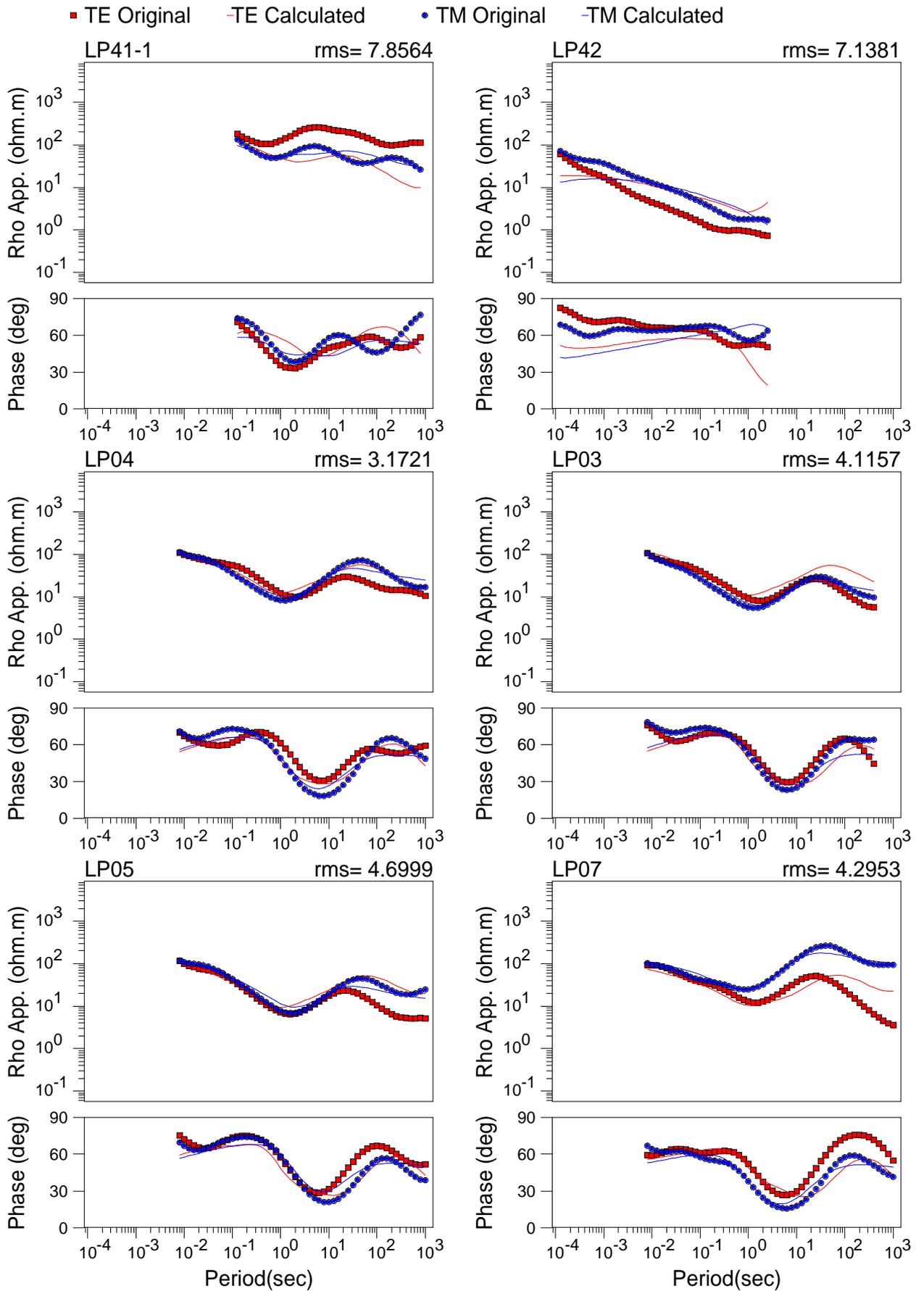


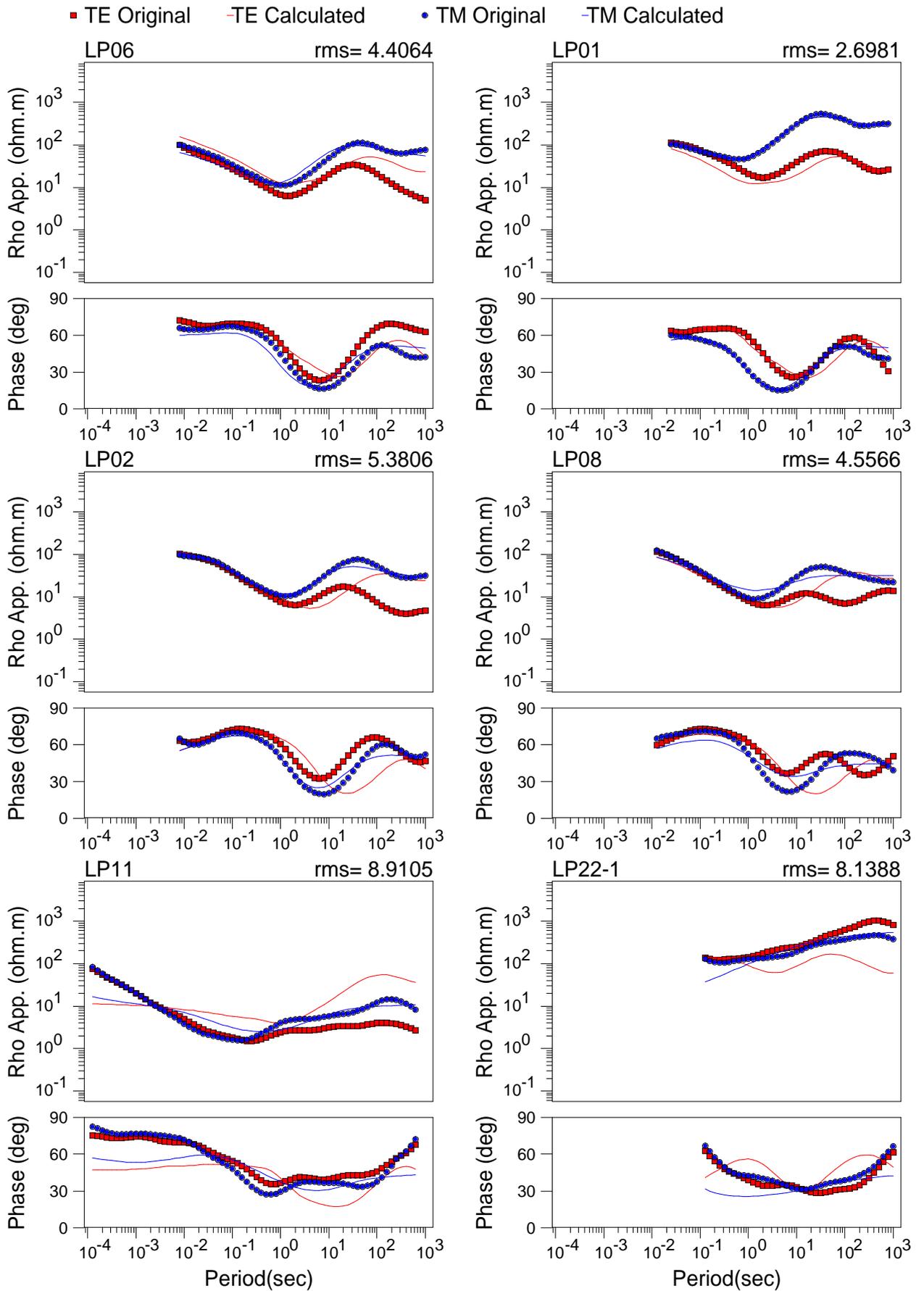


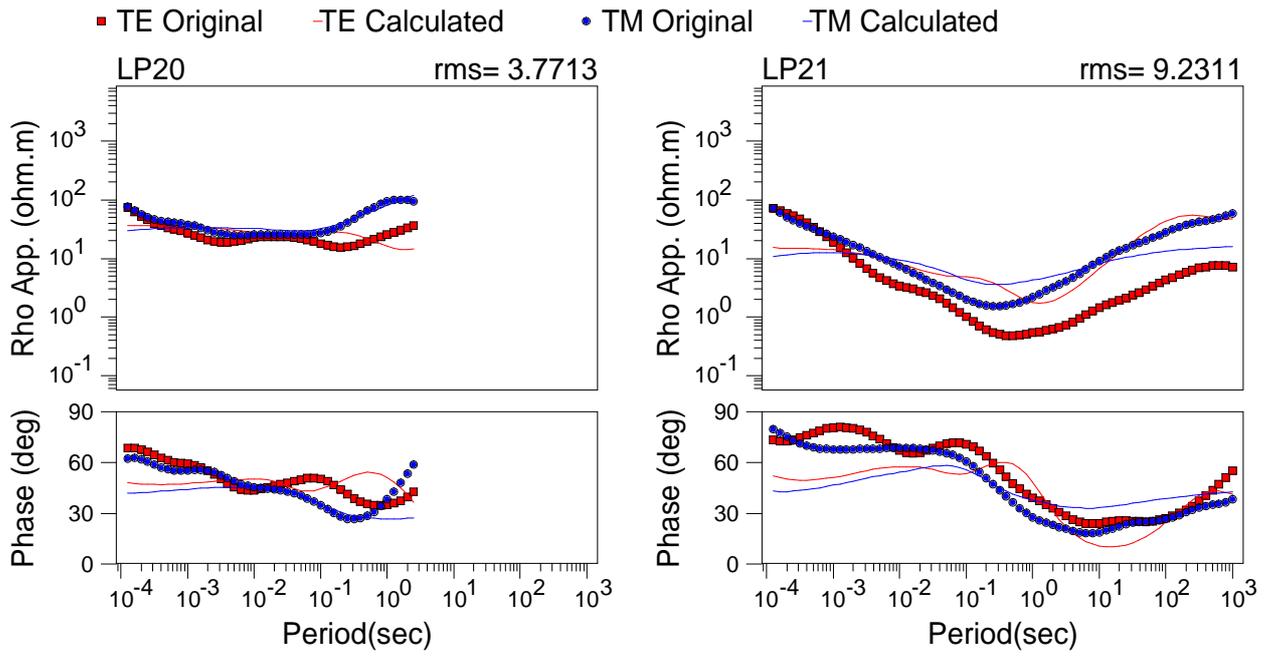




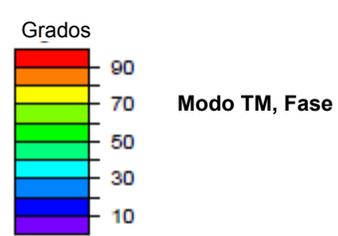
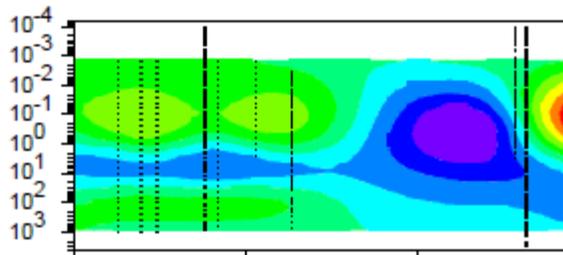
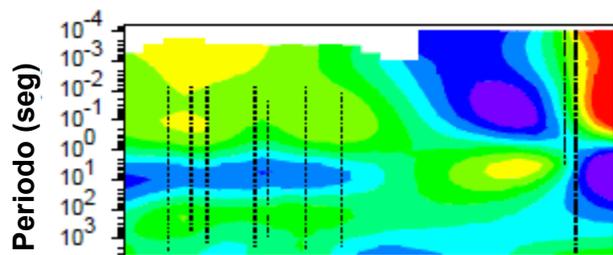
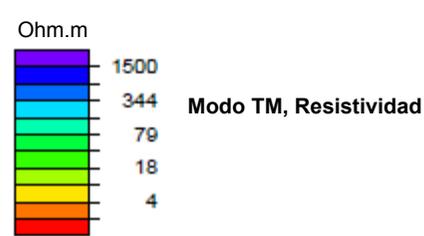
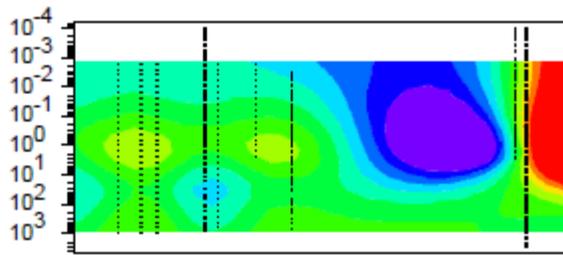
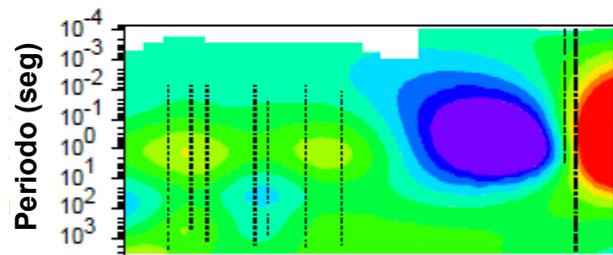
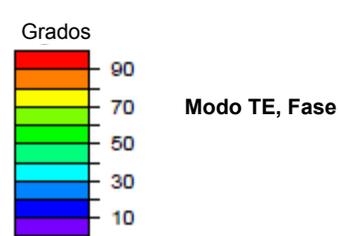
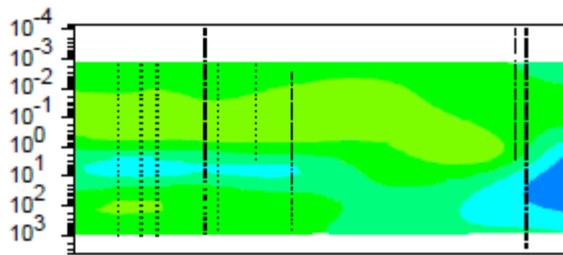
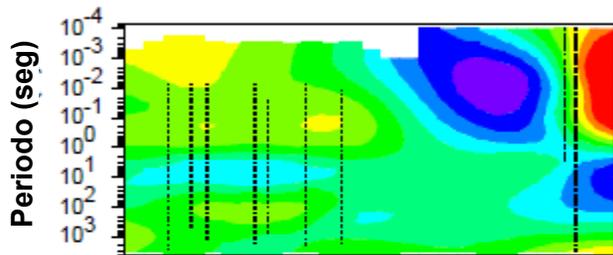
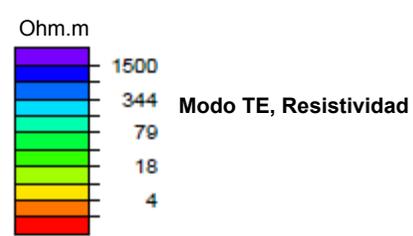
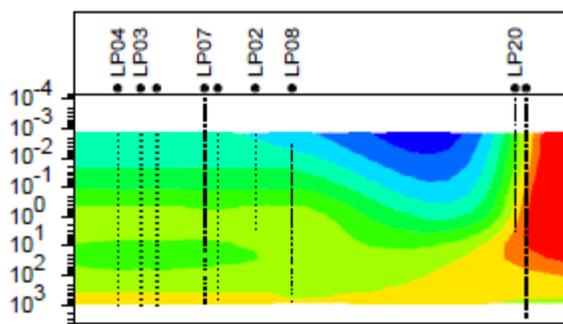
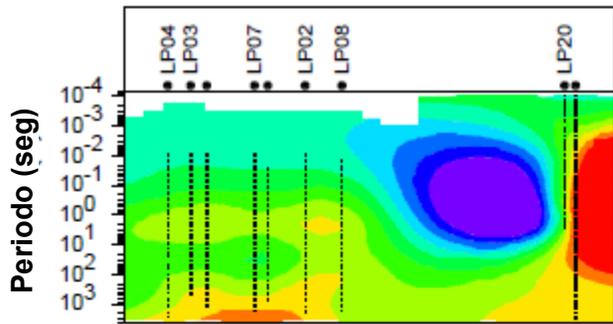






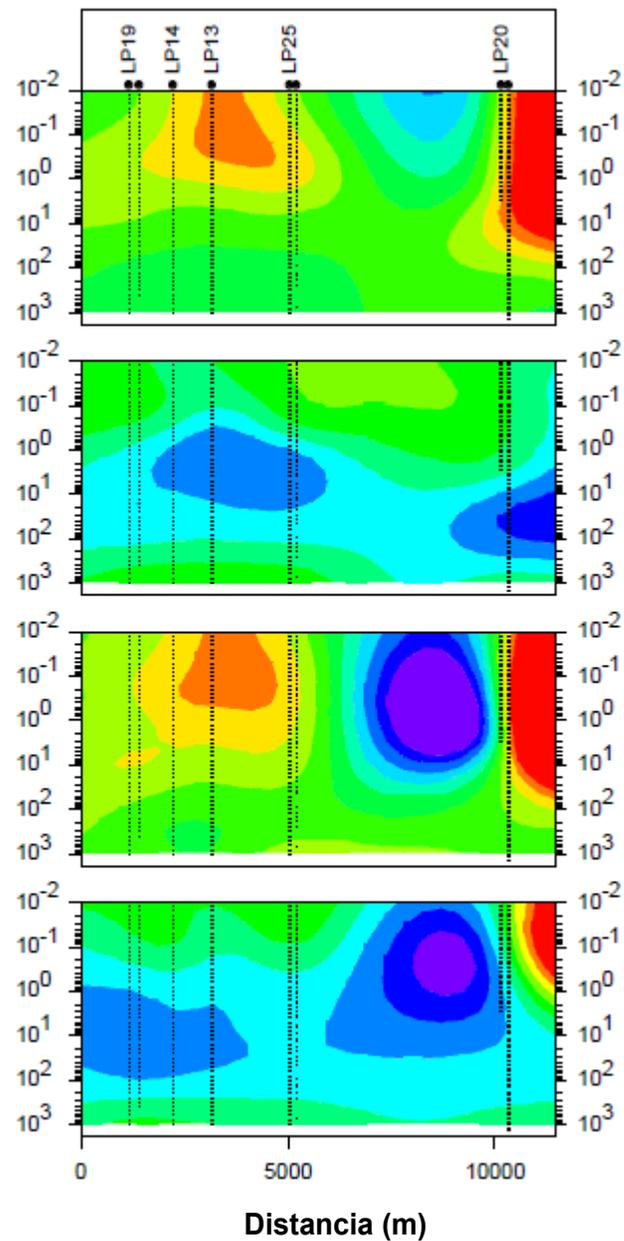
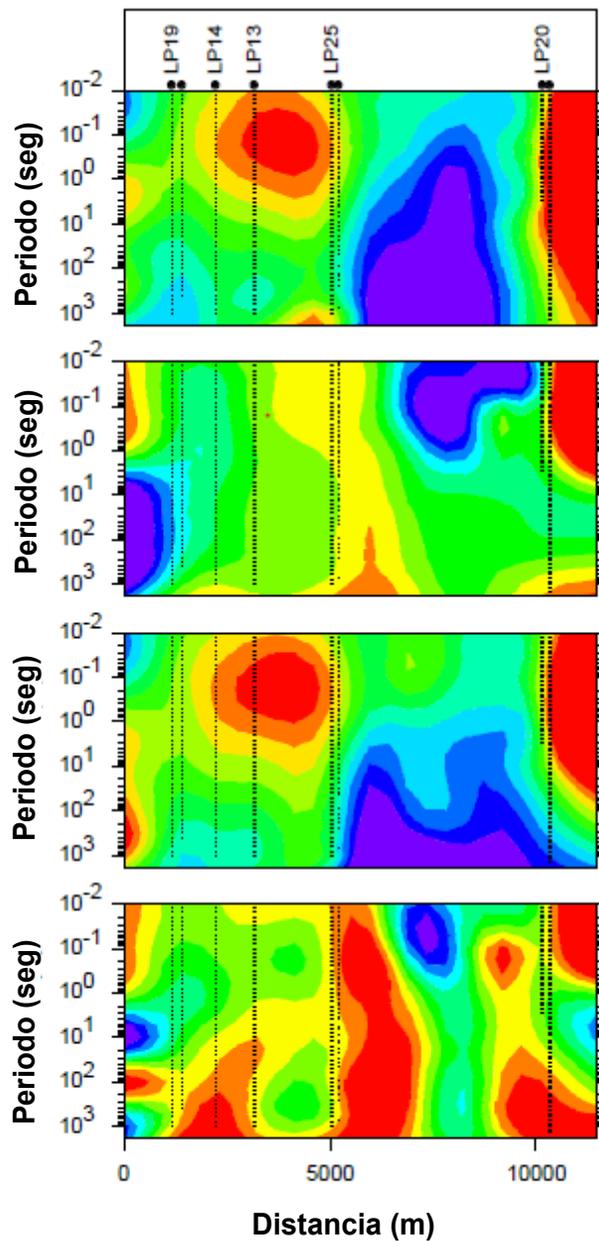


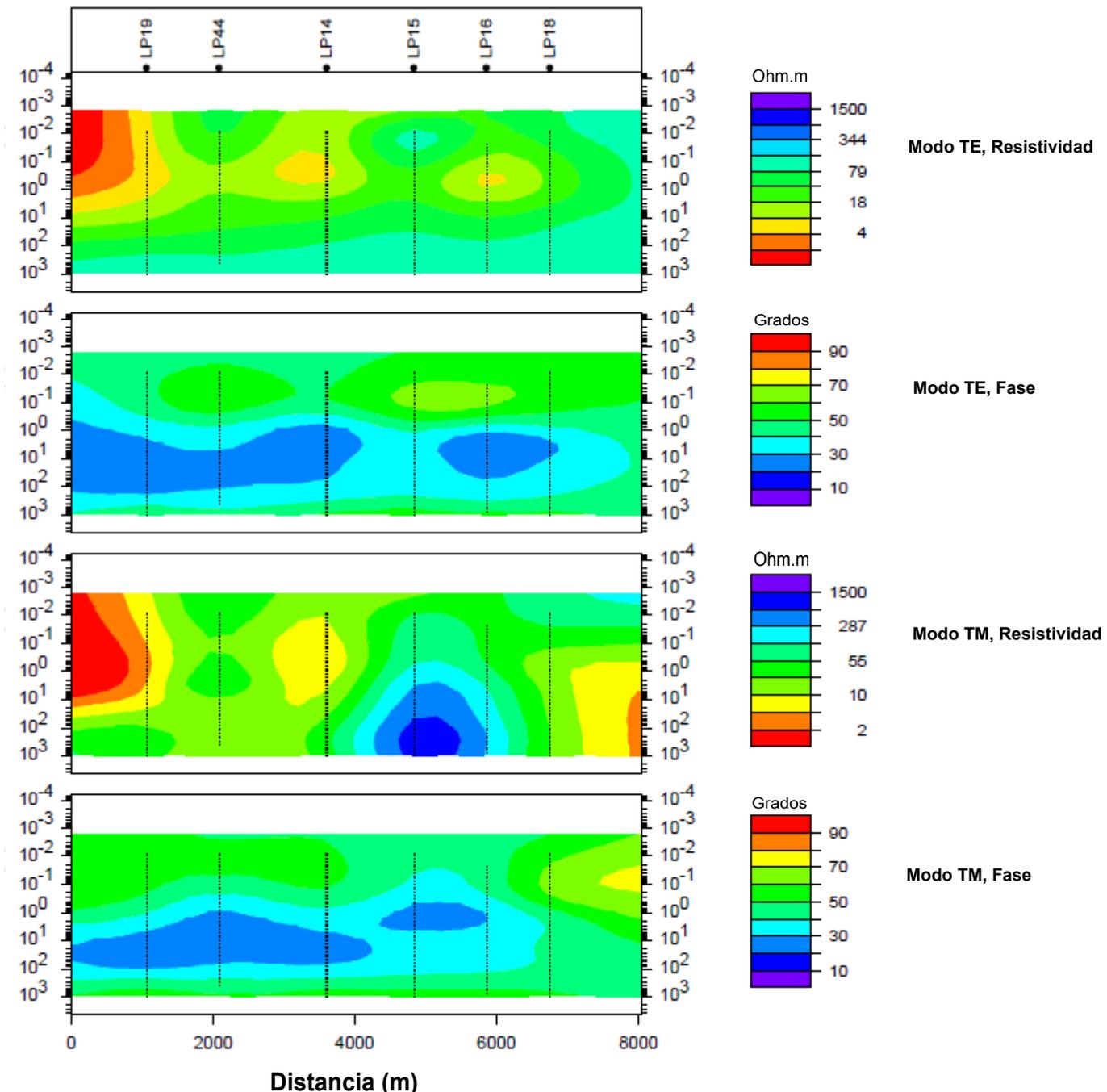
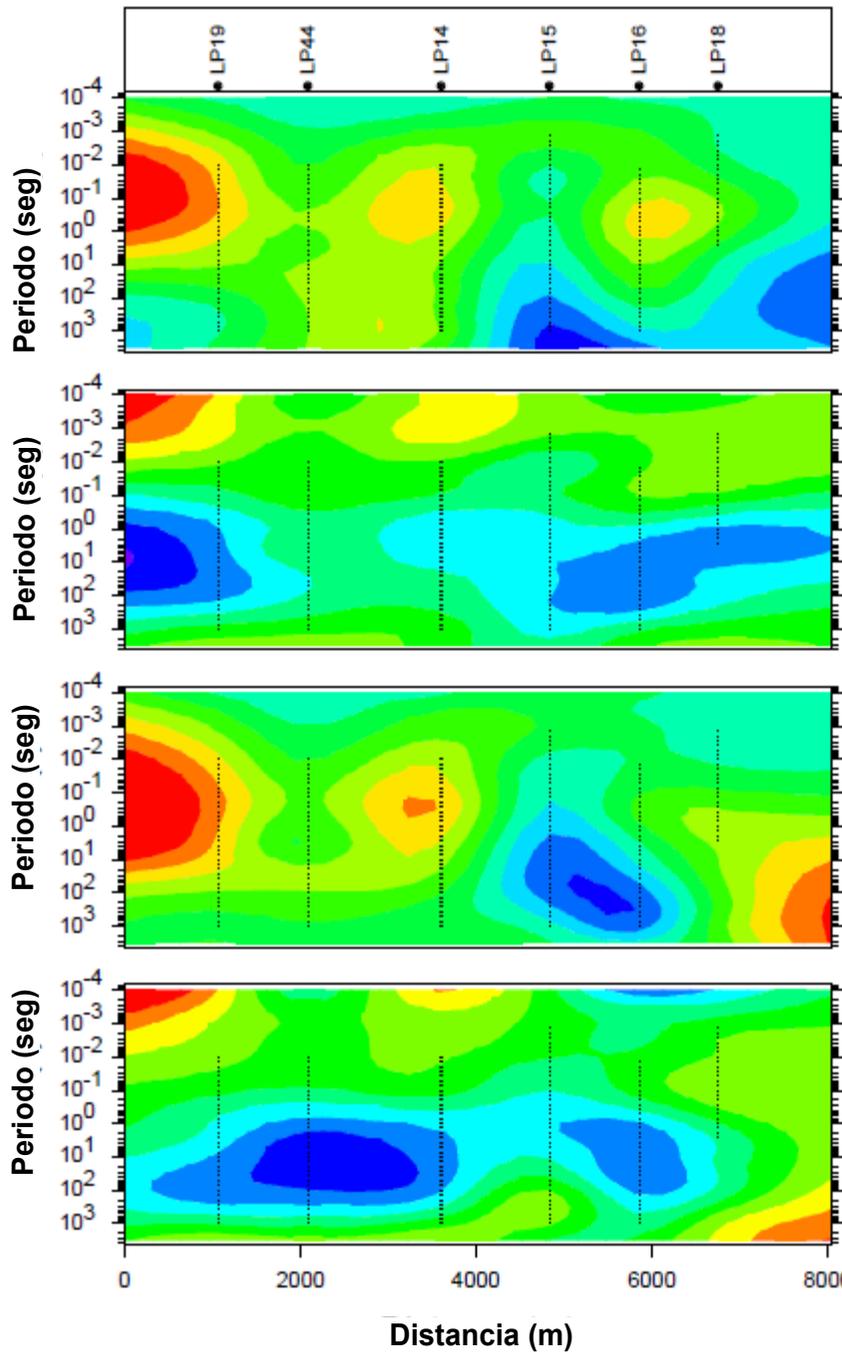
Anexo 5. Pseudosecciones con respuesta observada y calculada de cada perfil MT.

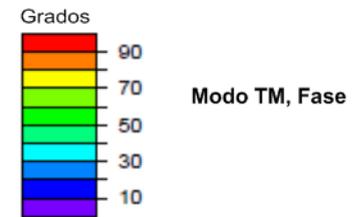
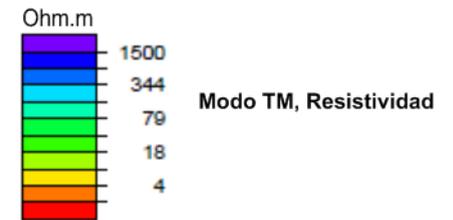
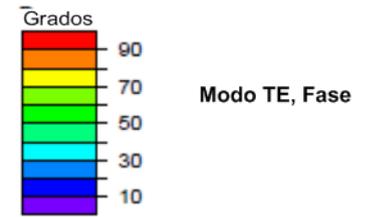
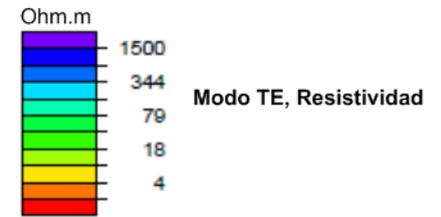
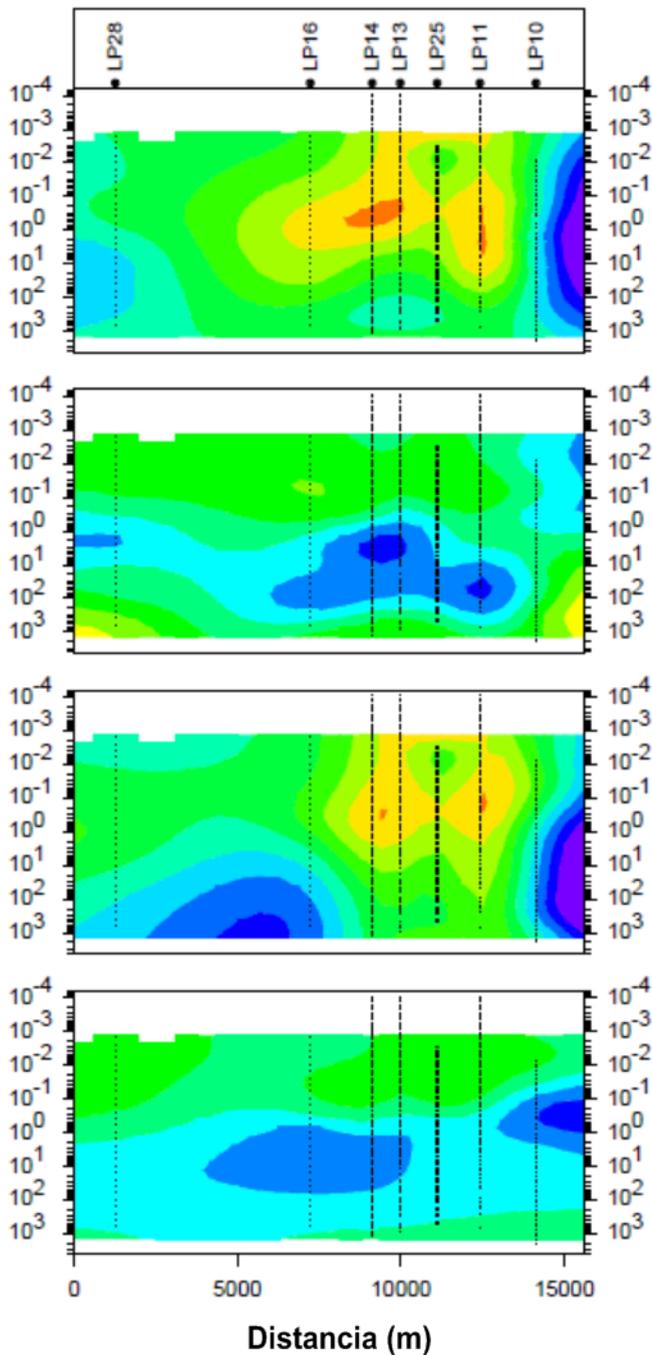
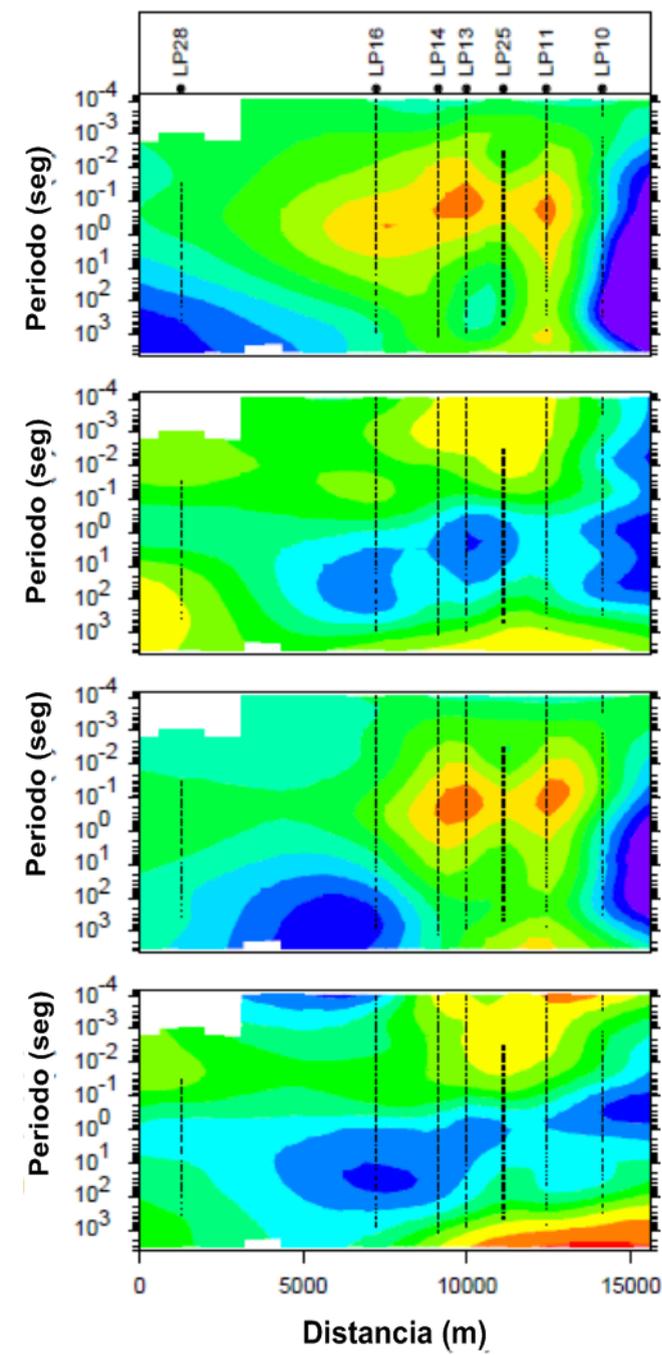


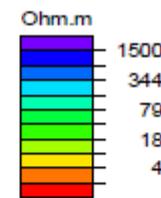
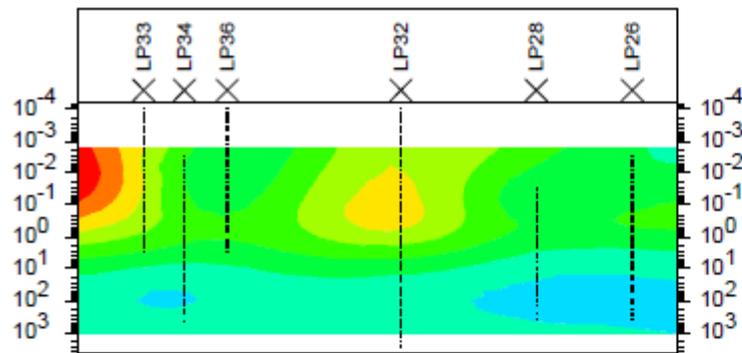
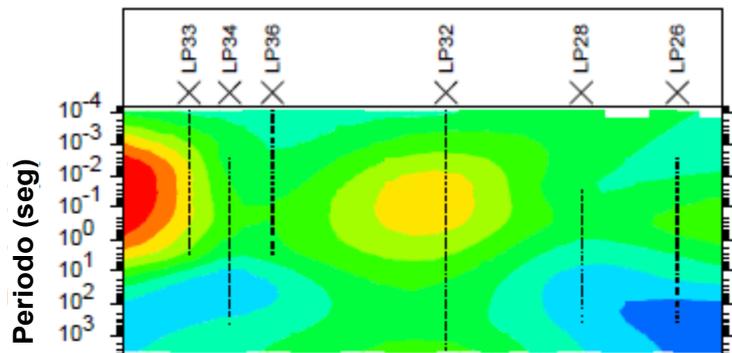
Distancia (m)

Distancia (m)

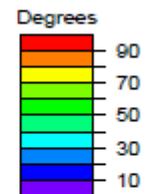
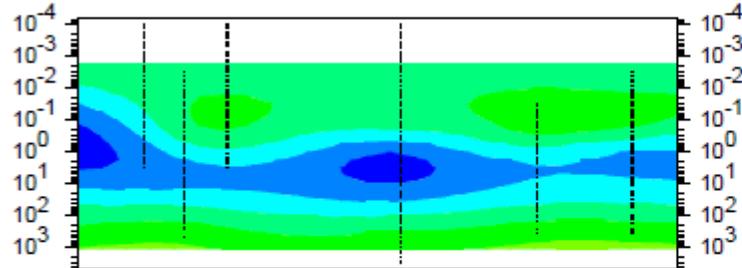
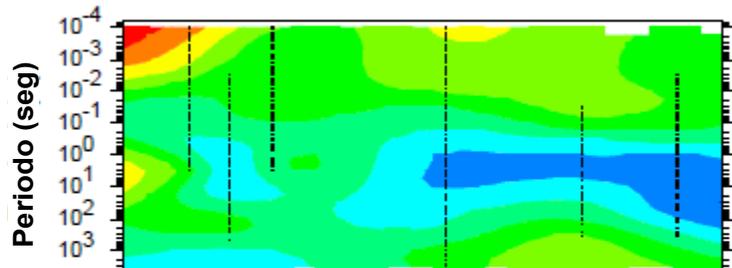




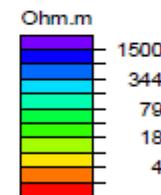
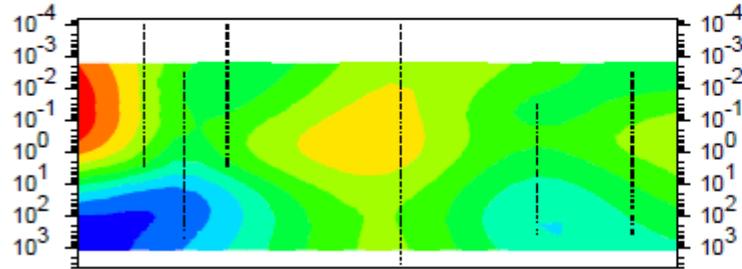
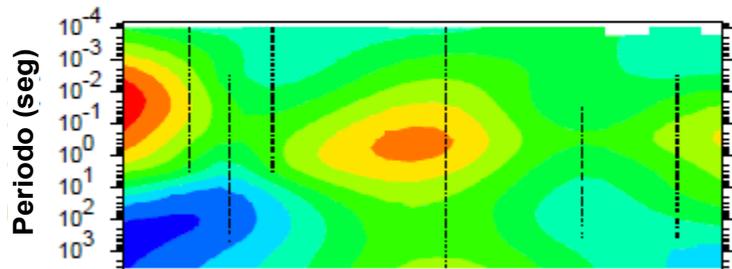




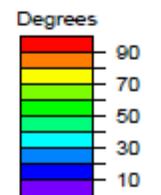
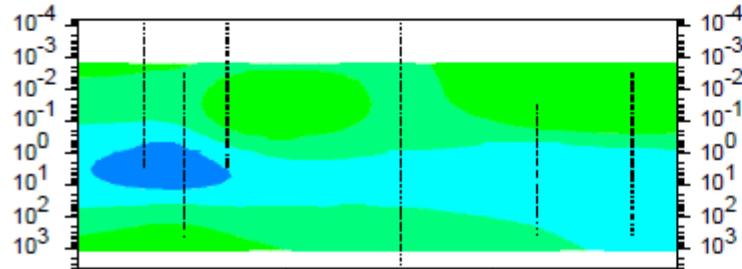
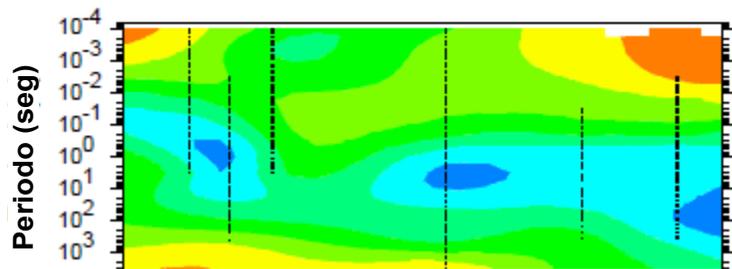
Modo TE, Resistividad



Modo TE, Fase



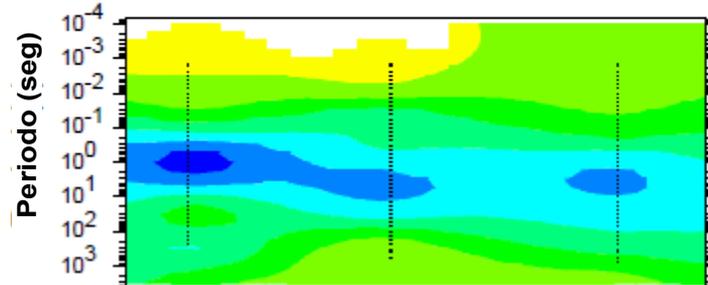
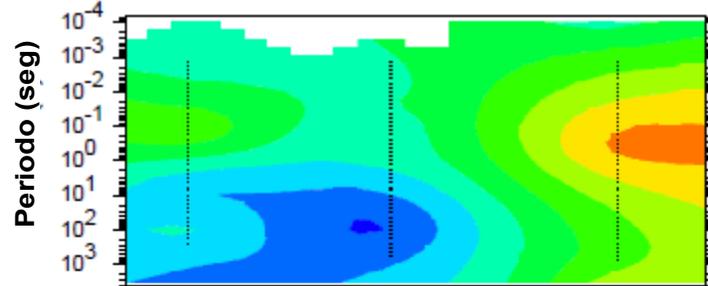
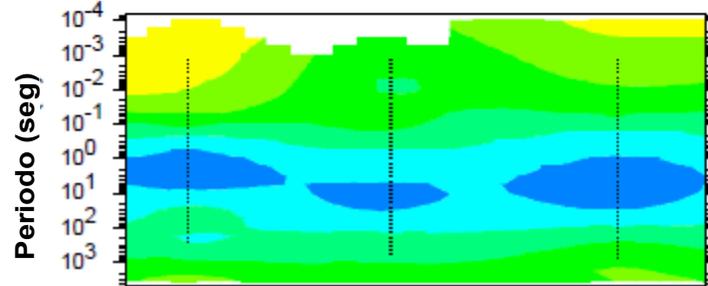
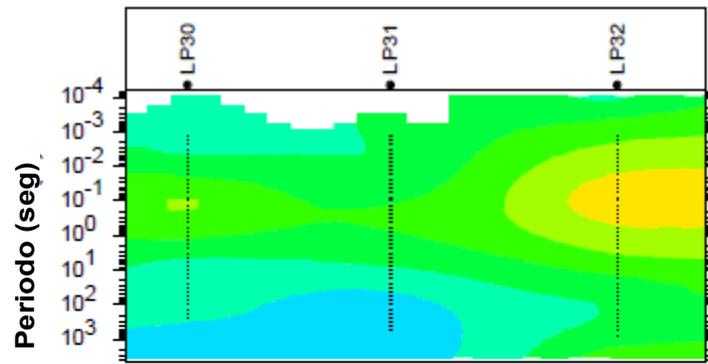
Modo TM, Resistividad



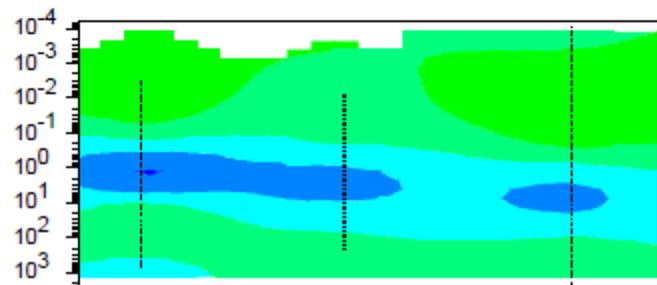
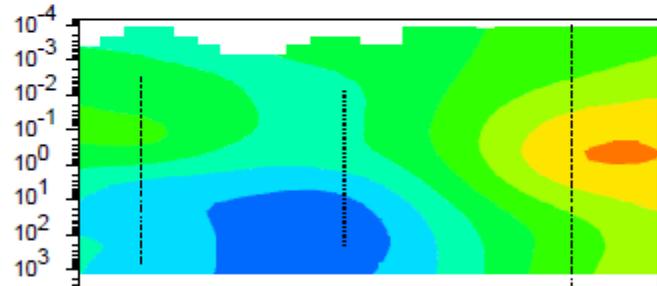
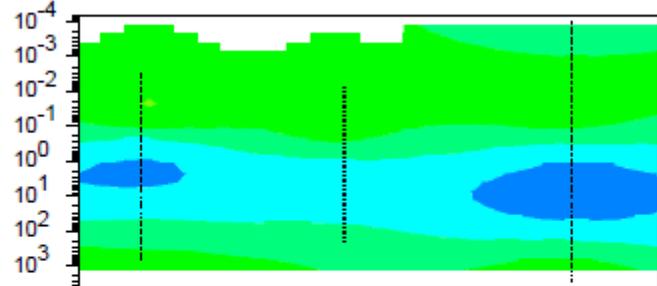
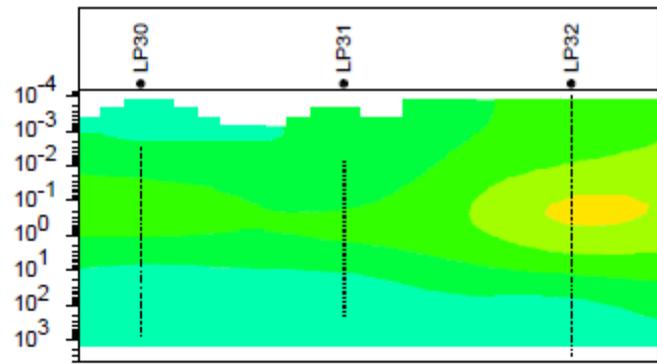
Modo TM, Fase

Distancia (m)

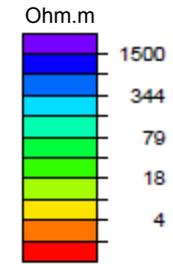
Distancia (m)



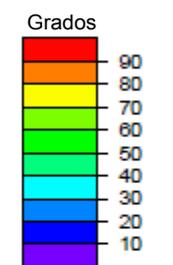
Distancia (m)



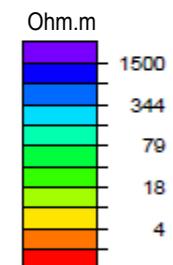
Distancia (m)



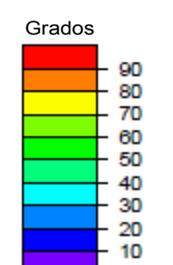
Modo TE, Resistividad



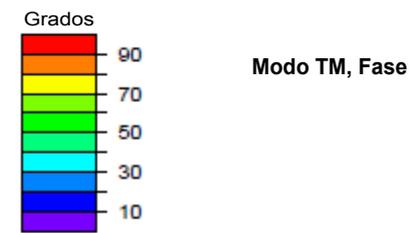
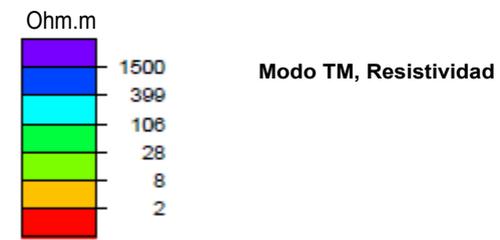
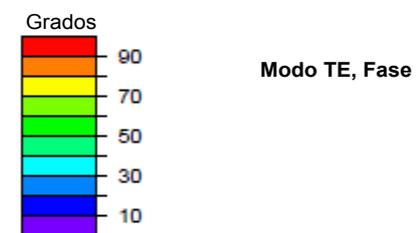
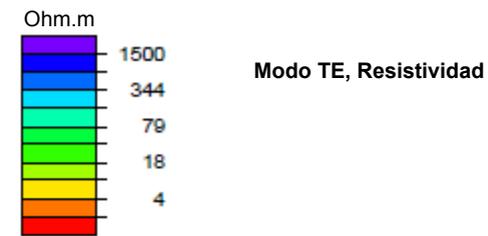
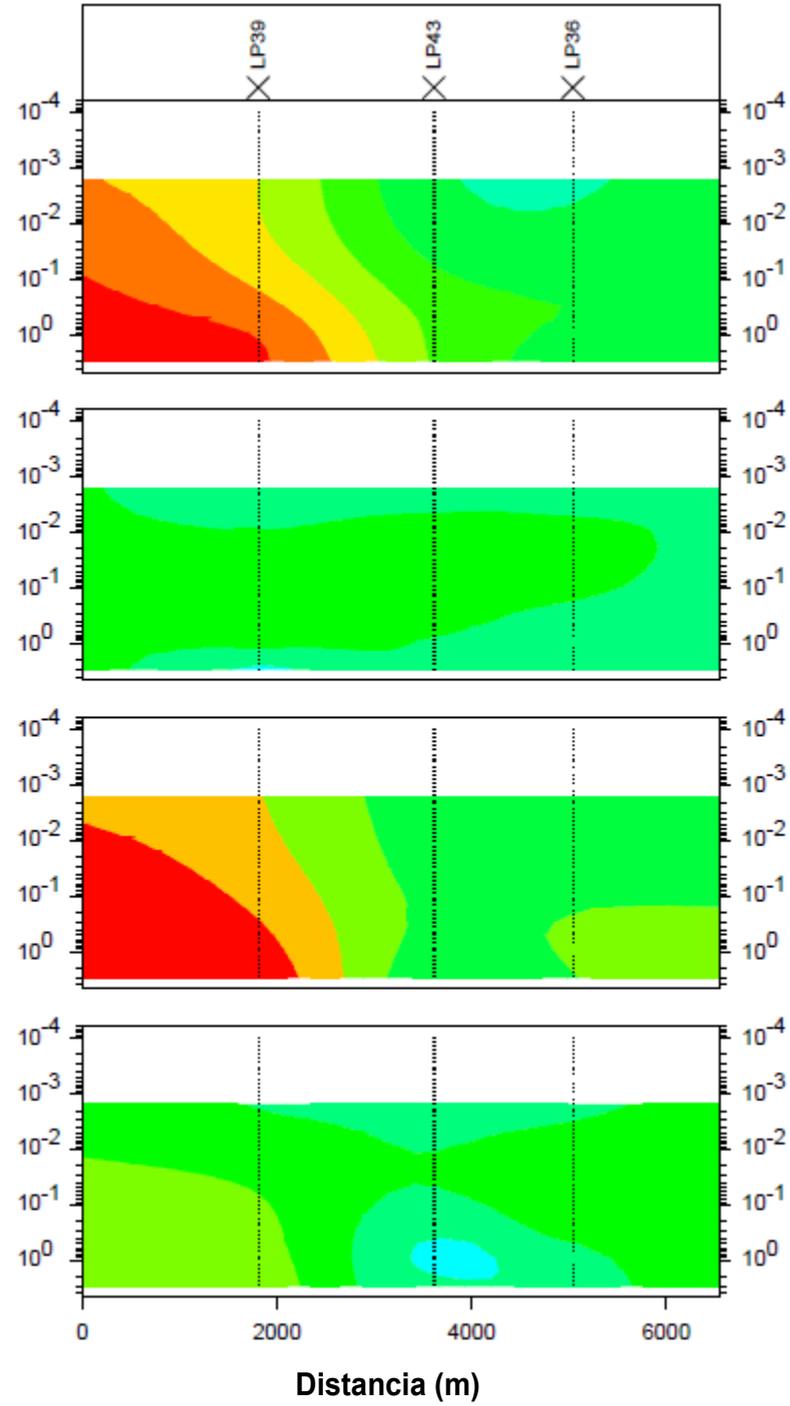
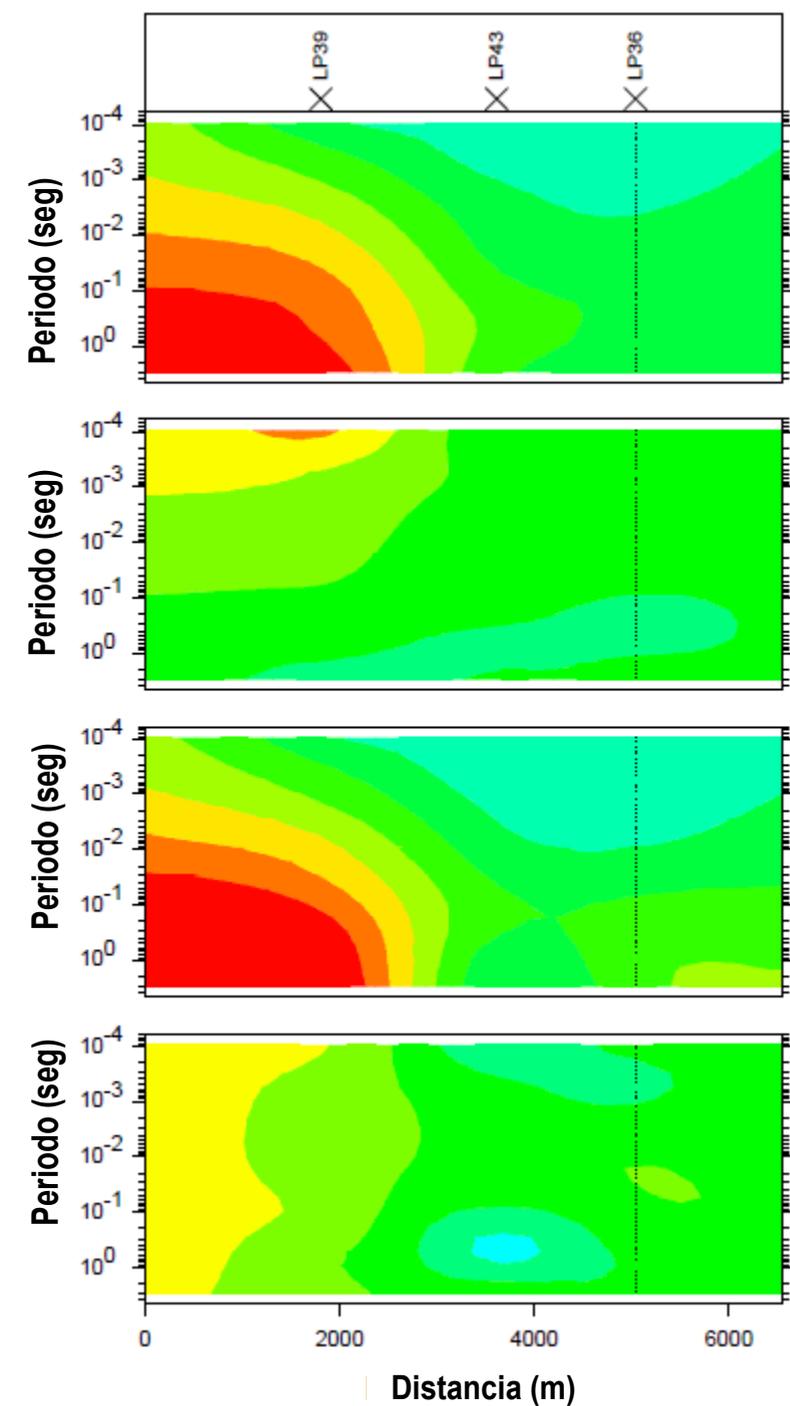
Modo TE, Fase

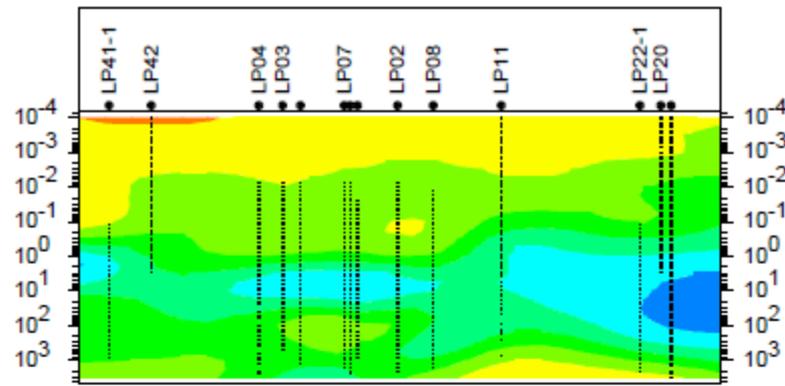
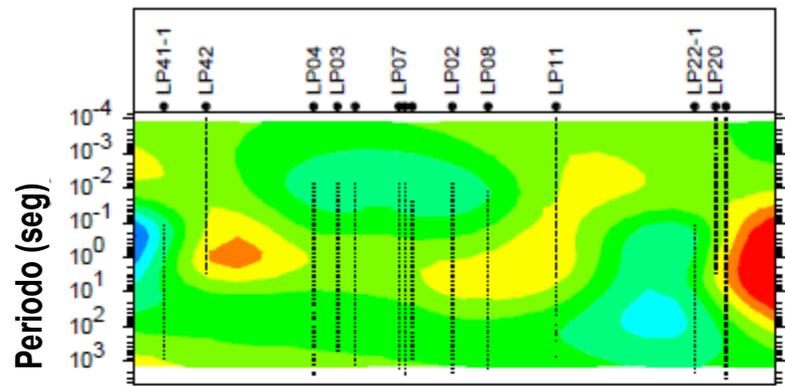


Modo TM, Resistividad

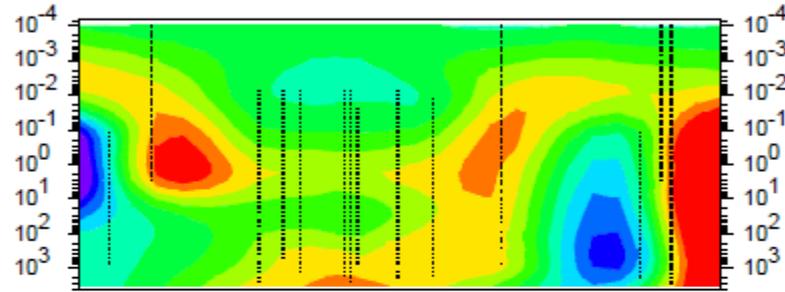
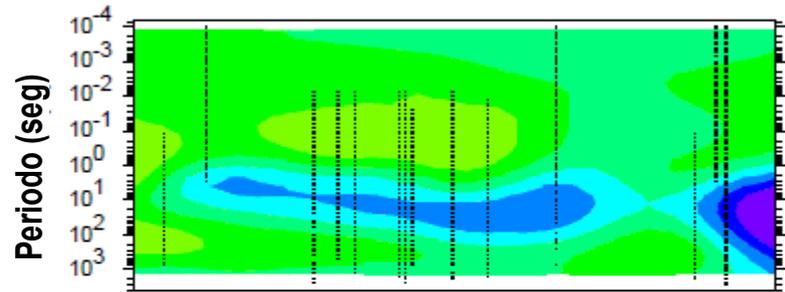


Modo TM, Fase

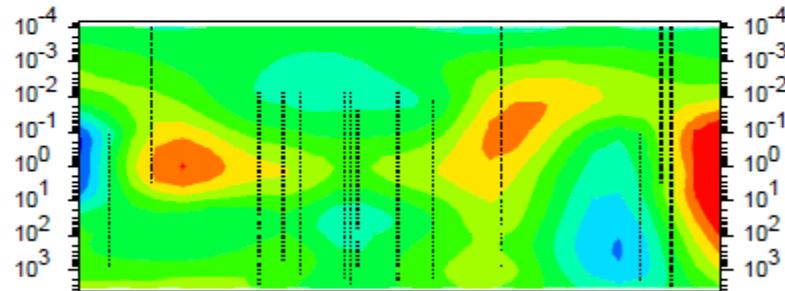
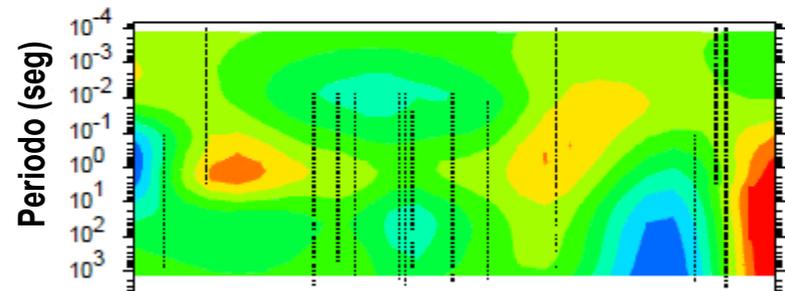




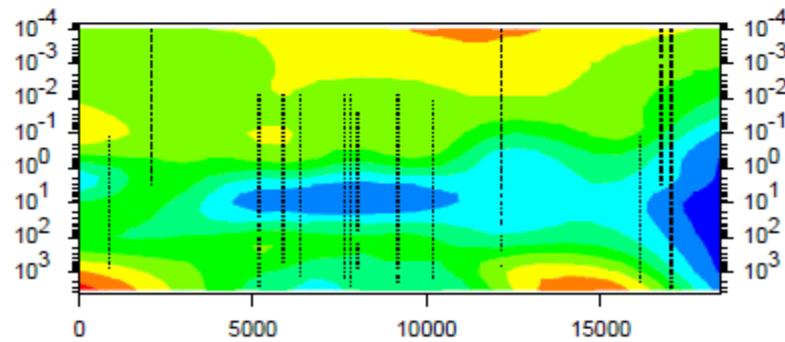
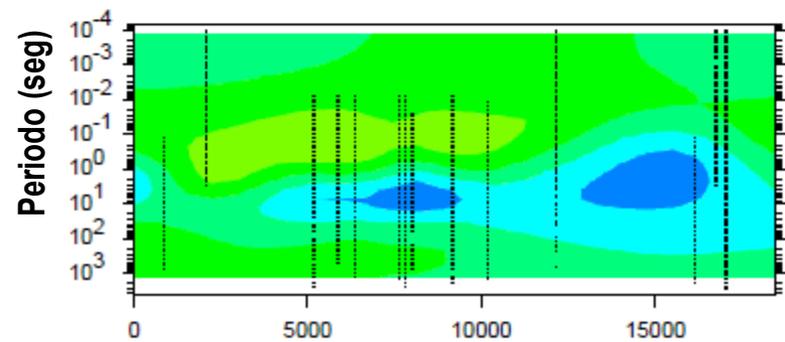
Modo TE, Resistividad



Modo TE, Fase



Modo TM, Resistividad

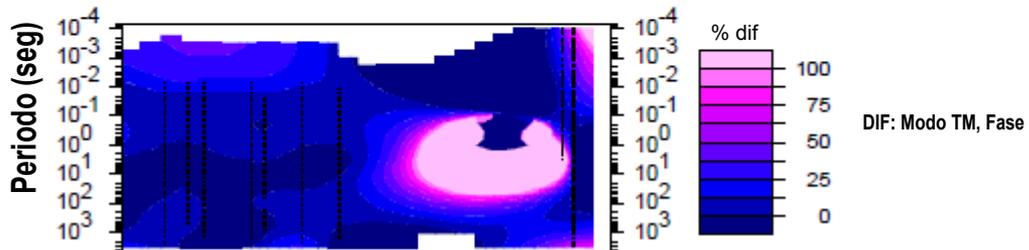
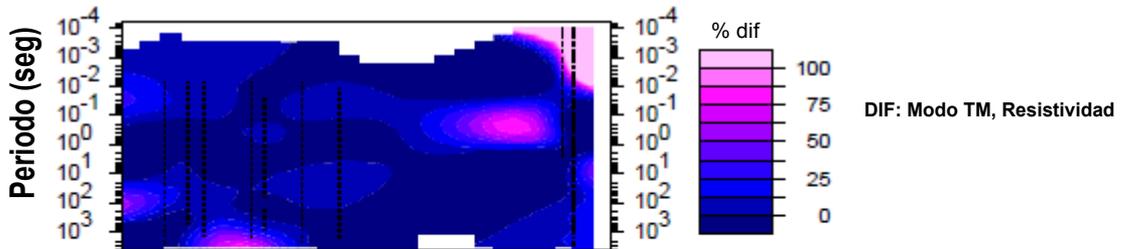
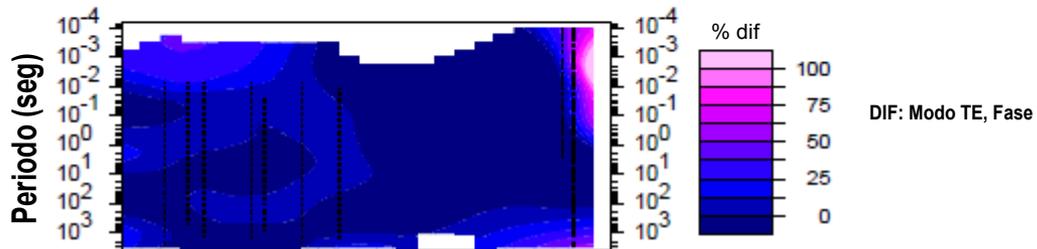
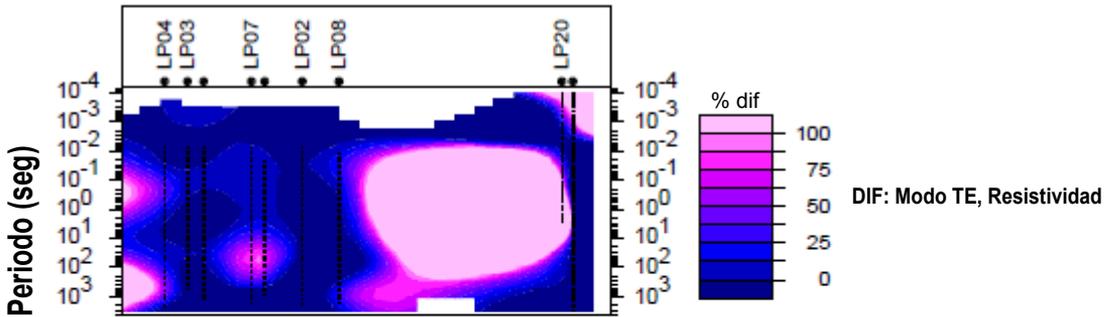


Modo TM, Fase

Distancia (m)

Distancia (m)

Anexo 6. Diferencia de pseudosecciones con respuesta observada y calculada de cada perfil MT.



Distance (m)

