



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

Posgrado en Ciencias de la Tierra.
Centro de Geociencias, Juriquilla, Querétaro.

**“MODELO DEL GRABEN DE JUCHIPILA A PARTIR
DE DATOS MAGNETOTELÚRICOS”.**

TESIS

que para optar por el grado de:
Maestro en ciencias de la Tierra
(Exploración Geofísica)

Presenta:
Oscar Avila Vargas.

Director de Tesis:
Dr. Fernando Corbo Camargo.
Centro de Geociencias

Jurado para examen de grado:
Dra. Claudia Aragón Galván. Instituto de Geofísica.
Dr. Luca Ferrari. Centro de Geociencias.
Dra. Elisa Fitz Díaz. Instituto de Geología.
Dr. Isidro Loza Aguirre. Universidad de Guanajuato.

Juriquilla, Querétaro, enero 2019.



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

“Declaro conocer el código de ética de la Universidad Nacional Autónoma de México, plasmado en la legislación universitaria. Con base en las definiciones de integridad y honestidad ahí especificadas, aseguro mediante mi firma al calce que el presente trabajo es original y enteramente de mi autoría.

Todas las citas de, o referencias a, la obra de otros autores aparece debida y adecuadamente señaladas, así como acreditadas mediante los recursos editoriales convencionales”.



Oscar Ávila Vargas

ÍNDICE GENERAL

AGRADECIMIENTOS.....	2
DEDICATORIA	3
1. RESUMEN.....	4
2. ABSTRACT.....	4
3. INTRODUCCIÓN.....	5
3.1. Objetivo.....	6
3.2. Hipótesis.	7
3.3. Justificación.....	7
3.4. Metas.	7
4. MARCO GEOLÓGICO.	8
4.1. Geología Regional.	9
4.1.1. Provincia Volcánica de la Sierra Madre Occidental.....	9
4.1.2. Pulsos post- ignimbríticos.....	10
4.1.3. Tectónica extensional en el sur de la SMOc.	10
4.2. Geología Local.....	11
5. MARCO TEÓRICO.....	15
5.1. Generalidades.....	15
5.2. Ecuaciones de Maxwell.....	16
5.3. Fundamentos del método magnetotelúrico.	17
5.3.1. Fuente de Señal y limitaciones del método.....	19
5.3.2. Profundidad de penetración.	21
5.3.3. Tensor de Impedancias.....	22
5.3.4. Polarización.....	22
5.3.5. Pseudo-secciones de fase.	23
5.3.6. Función de transferencia geomagnética.....	24
5.3.7. Vector de Inducción.....	24
5.3.8. Distorsión electromagnética.	24
5.3.9. Dimensionalidad y direccionalidad del medio.....	26
5.3.10. Tensor de fases.....	27
5.4. Fundamentos teóricos del método eléctrico (SEV).	29

5.4.1.	Ecuaciones fundamentales.	31
5.4.2.	Resistividad aparente.	33
5.4.3.	Dispositivos electródicos.	34
5.5.	Correlación entre datos eléctricos y datos magnetotelúricos.	36
5.6.	Inversión unidimensional y bidimensional de datos.	37
5.6.1.	1D.	37
5.6.2.	2D.	39
6.	METODOLOGÍA.	41
6.1.	Localización de los sondeos.	41
6.2.	Equipos de medición.	42
6.2.1.	Magnetotelúricos.	42
6.2.2.	Eléctricos.	43
6.3.	Procedimientos en campo.	43
6.3.1.	Adquisición de datos MT.	44
6.3.2.	Adquisición de datos eléctricos.	45
7.	PROCESAMIENTO E INVERSIÓN DE DATOS.	46
7.1.	Corrección de Static Shift e Inversión 1D.	47
7.2.	Direccionalidad y dimensionalidad geoelectrica.	48
7.3.	Inversión bidimensional.	53
8.	INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS.	65
9.	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.	77
10.	REFERENCIAS.	79
11.	ANEXOS.	84
11.1.	Curvas de resistividad y fase.	84
11.2.	Inversión 1D.	87
11.3.	Análisis de Dimensionalidad y direccionalidad.	90

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Entorno geológico que conforma la SMO, (Ferrari, et al., 2005). ..	8
Figura 2. Mapa tectónico de la parte norte de la SMOc con indicación de la edad de deformación extensional (Ferrari, et al., 2002).	11
Figura 3. Mapa geológico de la zona de estudio, (a) Servicio Geológico Mexicano, (b) Cartografiado por el equipo de geología del proyecto. Los círculos negros representan los sitios de muestreo con MT y SEV, los recuadros azules a las poblaciones principales y las líneas rojas corresponden a las fallas cartografiadas por EGP.	12
Figura 4. Columna estratigráfica de la zona de estudio (Martínez-Reséndiz, et al., 2018).	15
Figura 5. Rangos de resistividades de algunos geomateriales, (Lopez, 2004).	16
Figura 6. Distorsión de la magnetosfera debido a la interacción del viento solar.	19
Figura 7. Esquema representativo del espectro electromagnético. En el recuadro se muestran objetivos y profundidades de investigación del método magnetotelúrica (Martí, 2006).	20
Figura 8. Modelo 2D simple y concepto de polarización en MT (Teklesenbet, 2012).	23
Figura 9. Ejemplo de sondeo con corrimiento estático.	25
Figura 10. Esquema representativo de adquisición MT, donde los ejes (x , y , z) como generalmente se orientan al Norte magnético, los ejes (x' , y' , z) se encuentran rotados de acuerdo con el strike de la estructura y θ corresponde al ángulo entre los ejes x y x' (Martí, 2006).	26
Figura 11. Representación del tensor de fase (Caldwell, et al., 2004).	28
Figura 12. Ejemplo de diagramas polares del tensor de impedancia, donde se muestran la forma 1D, 2D y 3D (Berdichevsky y Dmitriev, 2002).	29
Figura 13. Esquema representativo de investigación con el método eléctrico (SEV) en horizontes resistivos.	30
Figura 14. Esquema general de un dispositivo tetraelectrónico de inducción de corriente al subsuelo para medición de la resistividad.	31
Figura 15. Principio del método de resistividad eléctrica.	33
Figura 16. Configuraciones tetraelectrónicas lineales más comunes de los métodos de prospección geoelectrica. (I) Dispositivo Schlumberger, (II) Dispositivo Wenner, (III) Dispositivo Dipolo – Dipolo, (IV) Dispositivo Polo – Dipolo.	35
Figura 17. Integración manual de datos eléctricos y magnetotelúricos, con lo que observa la mejora de resolución en los metros más someros de exploración (altas frecuencias).	37
<i>Figura 18. Mapa topográfico de la zona de estudio, donde se muestran las manifestaciones hidrotermales (triángulos morados y rojos), sitios investigados</i>	

<i>(esferas color negro), las ciudades y localidades principales con recuadros azules.</i>	41
.....	
Figura 19. a) Consola de adquisición, b) GPS, c) computadora portátil, d) sensores eléctricos, e) sensores magnéticos, f) cables para conexión de sensores magnéticos.....	42
Figura 20. Resistivimetro marca ABEM, modelo Terrameter SAS 1000.....	43
Figura 21. Arreglo tipo para la instalación de equipo para mediciones de MT.	45
.....	
Figura 22. Dispositivo tetraelectrodico Schlumberger empleado en los SEV's.	46
.....	
Figura 23. Curva de Resistividad y Fase de sondeo 5-6 como muestra de curvas obtenidas del software Winglink. (El resto de las curvas se muestran en el Anexo 11.1).....	47
Figura 24. Sondeo 3-2 donde se combinaron las mediciones de SEV con MT, se muestra el sondeo a) sin corrección y b) con corrección de static shift.	47
Figura 25. Inversión 1D del sondeo 3-5 en el modo invariante rotacional, solo se suman las curvas SEV y AMT como muestra del resultado, las inversiones con las respuestas SEV+AMT+MT se muestran en el Anexo 11.2.....	48
Figura 26. Análisis de dimensionalidad y direccionalidad del sondeo 3-3, el resto de los análisis se pueden encontrar en el Anexo 11.3.	49
Figura 27. a) Mapa de Elipses del tensor de fase, b) mapa de dirección de Strike y vectores de inducción (VI) a 10,400 Hz.....	49
Figura 28.a) Mapa de Elipses del tensor de fase a 10 Hz., b) mapa de dirección de Strike y vectores de inducción, a 10 Hz., c) Mapa de Elipses del tensor de fase a 0.01 Hz., d) mapa de dirección de Strike y vectores de inducción a 0.01 Hz.....	50
Figura 29. Histogramas de dimensionalidad de cada perfil (a – e) y del área de estudio (f).	51
Figura 30. Histograma angular de strike calculado con el tensor de fase de los sondeos 4-10 y 5-6 (STRIKE), así como histograma angular de vectores de inducción (VI), el resto de los análisis se pueden consultar en el Anexo 11.3	52
Figura 31. Mapa de elevaciones con respuestas de Strike (flechas negras) y vector de inducción (flechas rojas) en cada sondeo.....	53
Figura 32. Graficas de análisis para obtener el tau óptimo, la gráfica refleja la curva de la rugosidad en función del error cuadrático medio (RMS).....	54
Figura 33. Curva de iteraciones vs RMS por perfil con tau = 5 (óptimo).....	55
Figura 34. Mallado tipo para la inversión 2D.....	56
Figura 35. Comparativa de modelo de inversión bidimensional del perfil 1, sin rotación (a), media geométrica de los modos TE y TM (b) y (c) con rotación de sondeos al strike representativo del perfil (21° NE).....	57
Figura 36. Comparativa de modelo de inversión bidimensional del perfil 2, sin rotación (a), media geométrica de los modos TE y TM (b) y (c) con rotación de sondeos al strike representativo del perfil (23° NE).....	58

Figura 37. Comparativa de modelo de inversión bidimensional del perfil 3, sin rotación (a), media geométrica de los modos TE y TM (b) y (c) con rotación de sondeos al strike representativo del perfil (16° NE).....	59
Figura 38. Comparativa de modelo de inversión bidimensional del perfil 4, sin rotación (a), media geométrica de los modos TE y TM (b) y (c) con rotación de sondeos al strike representativo del perfil (32° NE).....	60
Figura 39. Comparativa de modelo de inversión bidimensional del perfil 5, sin rotación (a), media geométrica de los modos TE y TM (b). Vista de Sur (izquierda) a Norte (Derecha).....	61
Figura 40. Pseudo sección de Perfil 1, modo TE (a) y modo TM (b).	62
Figura 41. Pseudo sección de Perfil 2, modo TE (a) y modo TM (b).	63
Figura 42. Pseudo sección de Perfil 3, modo TE (a) y modo TM (b).	63
Figura 43. Pseudo sección de Perfil 4, modo TE (a) y modo TM (b).	64
Figura 44. Pseudo sección de Perfil 5, modo TE (a) y modo TM (b).	64
Figura 45. Perfil 1, Modelo con rotación al strike de 21° NE. (Los triángulos rojos indican alteraciones hidrotermales registradas por el equipo de hidrogeología del proyecto).....	67
Figura 46. Perfil 2, Modelo con rotación de sondeos al strike de 23° NE. (Los triángulos rojos indican alteraciones hidrotermales registradas por el equipo de hidrogeología del proyecto).	68
Figura 47. Perfil 3, Modelo con rotación de sondeos al strike de 16° NE. (Los triángulos rojos indican alteraciones hidrotermales registradas por el equipo de hidrogeología del proyecto).	69
Figura 48. Perfil 4, Modelo con rotación de sondeos al strike de 32° NE. (Los triángulos rojos indican alteraciones hidrotermales registradas por el equipo de hidrogeología del proyecto).	69
Figura 49. Perfil 5, Modelo al invariante. (Los triángulos rojos indican alteraciones hidrotermales registradas por el equipo de hidrogeología del proyecto).	70
Figura 50. Mapas de resistividad vs profundidad, 500, 1000 y 1300 msnm respectivamente.	71
Figura 51. Visualización topográfica de la geología cartografiada del área de investigación (Leapfrog academico).	71
Figura 52. Representación tridimensional de corte longitudinal en Perfil 1, (Leapfrog academico).	72
Figura 53. Representación tridimensional de corte longitudinal en Perfil 2, (Leapfrog academico).	72
Figura 54. Representación tridimensional de corte longitudinal en Perfil 3, (Leapfrog academico).	73
Figura 55. Representación tridimensional de corte longitudinal en Perfil 4, (Leapfrog academico).	73
Figura 56. Representación tridimensional de corte longitudinal en Perfil 5, vista desde el Oeste, (Leapfrog academico).	74

Figura 57. Representación tridimensional de corte longitudinal en Perfil 5, vista desde el Este, (Leapfrog academico).	74
Figura 58. Base de perfiles invertidos bidimensionalmente para generar pseudo modelo 3D, (Leapfrog academico).	75
Figura 59. Pseudo modelo 3D, vista S-N, (Leapfrog academico).	76
Figura 60. Pseudo modelo 3D, vista SW-NE, (Leapfrog academico).	76
Figura 61. Pseudo modelo 3D, vista W-E, (Leapfrog academico).	77

AGRADECIMIENTOS.

Al Dr. Fernando Corbo que además de aceptarme como alumno, me brindo su amistad y nunca claudico en su paciencia y dedicación para apoyarme en la ejecución del proyecto. La enseñanza, confianza y experiencia que transmitió durante el arduo proceso de la maestría fue vital para llegar a este punto. Por eso y más te agradezco.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, personal técnico y administrativo del centro de geociencias que colaboraron con el desempeño de sus funciones, apoyándome para el desarrollo de todas las actividades implícitas dentro de mi paso por el Posgrado de ciencias de la Tierra.

Al programa de becas nacionales del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por la beca otorgada que me ayudo a concluir mis estudios de maestría, especialmente al proyecto PAPIIT IV 100117 "Energía geotérmica no convencional en México: un estudio interdisciplinario en la parte suroriental de la Sierra Madre Occidental" que financió toda la investigación desarrollada. De igual manera al Posgrado por los apoyos económicos para la divulgación científica.

A Leapfrog académico que permitió la generación de mis pseudo modelos 3D.

A todos los Investigadores de las distintas áreas que colaboraron en el proyecto por la retroalimentación y aportaciones valiosas que permitieron llegar a los resultados obtenidos.

Al comité de titulación Dr. Fernando Corbo, Dra. Claudia Arango, Dr. Luca Ferrari, Dr. Isidro Loza y Dra. Elisa Fitz que mediante sus comentarios y observaciones aportaron mejoras a mi investigación.

A Félix, Salvador, Samuel y Héctor, que me apoyaron durante las campañas de adquisición, por su esfuerzo, ética y profesionalismo.

También a la comunidad estudiantil que hizo mas leve los momentos de estrés y tensión que te acompañan durante toda la trayectoria del posgrado.

Amigos y familiares que en todo momento te alientan a continuar mediante un consejo, charla o experiencia compartida. Gracias.

DEDICATORIA

A MIS PADRES

Por su comprensión, amor y paciencia....
este logro es de ustedes.

FAMILIA

Con cariño para los seres que se quedaron
en el camino y no lograron llegar a ver lo que
hoy es una realidad.

1. RESUMEN.

Esta investigación forma parte de un proyecto multidisciplinario que está orientado a la exploración de una zona de interés geotérmica no convencional ubicada en el graben de Juchipila. En este trabajo se presenta un modelo pseudo 3D elaborado a partir de la inversión bidimensional de mediciones geofísicas (SEV y MT) en los bordes y dentro del Graben de Juchipila, ubicado principalmente en el estado de Zacatecas, con pequeñas zonas dentro de los estados de Jalisco y Aguascalientes.

El graben es parte de un conjunto de estructuras extensionales que afecta la parte sur de la Sierra Madre Occidental el cual se formó durante la fase inicial del rift del Golfo de California; presenta una orientación principal NNE—SSW, está compuesto por rocas volcánicas y sedimentarias continentales del Eoceno, Oligoceno y Mioceno.

Para la generación del modelo se realizó la adquisición de 61 sondeos Magnetotelúricos (MT) y sondeos eléctricos verticales (SEV), dispuestos en 5 perfiles, con el fin de interpretar su geometría y control estructural para apoyar el modelado del sistema hidrotermal contenido en su interior. El modelo obtenido muestra una gran coherencia con el sistema de estructuras y fallas geológicas cartografiadas e interpretadas, identificando la base y los límites del graben, adicionalmente de contar con una clara relación con la presencia de anomalías hidrotermales documentadas en zonas con alta conductividad. Al NW del graben, se distingue claramente el contacto del relleno sedimentario con el basamento subyacente a profundidades que superan los 1,000 m, con valores de resistividad superiores a los 300 Ohm-m, siendo esta la zona más profunda del mismo. Para generar la inversión, a cada sondeo MT se le hizo un análisis del strike eléctrico, donde además de generar las inversiones 2D a dicho strike se calculó el determinante con el fin de distinguir y analizar sus diferencias. El algoritmo utilizado para la inversión 2D fue el de gradientes conjugados no lineales (NLCG) (Rodi and Mackie, 2001). También, a cada perfil se le realizó un análisis del parámetro de regularización (τ), el cual controla la rugosidad de los modelos de resistividad calculados; los valores altos de τ producen esencialmente modelos suavizados con un pobre ajuste de los datos, en tanto que los valores bajos de producen un buen ajuste, pero generan modelos con alta rugosidad y poco detalle, de aquí la importancia que encierra este procedimiento.

2. ABSTRACT.

This research is part of a multidisciplinary project that is oriented to the exploration of an area of unconventional geothermal interest located in the graben of Juchipila. In this work we present a pseudo 3D model developed from two-dimensional inversion of geophysical measurements (SEV and MT) at the edges

and within the Graben de Juchipila, located mainly in the state of Zacatecas, with small areas within the states of Jalisco and Aguascalientes.

The graben is part of a set of extensional structures that affect the southern part of the Sierra Madre Occidental which was formed during the initial phase of the Gulf of California rift; it presents a main orientation NNE-SSW, is composed of volcanic rocks and continental sedimentary Eocene, Oligocene and Miocene.

For the generation of the model, the acquisition of 61 Magnetotelluric (MT) and vertical electric soundings (SEV) probes was carried out, arranged in 5 profiles, to interpret their geometry and structural control to support the modeling of the hydrothermal system contained inside. The model obtained shows great coherence with the system of geological structures and faults mapped and interpreted, identifying the base and limits of the graben, in addition to having a clear relationship with the presence of hydrothermal anomalies documented in areas with high conductivity. At the NW of the graben, the contact of the sedimentary fill with the underlying base is clearly distinguished at depths exceeding 1,000 m, with resistivity values above 300 Ohm-m, this being the deepest zone of the same. To generate the investment, each MT survey was made an analysis of the electric strike, where in addition to generating the 2D investments to that strike, the determinant was calculated to distinguish and analyze their differences. The algorithm used for the 2D inversion was that of non-linear conjugate gradients (NLCG) (Rodi and Mackie, 2001). Also, an analysis of the regularization parameter (τ) was performed on each profile, which controls the roughness of the calculated resistivity models; the high values of τ produce essentially softened models with a poor adjustment of the data, while the low values produce a good fit, but generate models with high roughness and little detail, hence the importance of this procedure.

3. INTRODUCCIÓN.

El área de interés en este estudio corresponde al graben de Juchipila, localizado en la parte sur de la Sierra Madre Occidental, entre los estados de Zacatecas, Jalisco y Aguascalientes. Dicho graben se formó como resultado de la extensión del Eoceno tardío a Mioceno temprano, la litología está conformada por rocas ígneas intrusivas y extrusivas, así como sedimentarias continentales.

Se tiene la hipótesis sobre la existencia de anomalías termales asociadas con la presencia de rocas silíceas con altos contenidos de isótopos radiactivos, lo que puede propiciar el potencial geotérmico de un reservorio para la explotación de energía. Esta investigación, a partir de prospección geofísica, aportará información sobre el análisis de anomalías geoeléctricas del graben, delimitando el contacto entre la roca ígnea basal y el relleno sedimentario.

La prospección geofísica de exploración consiste en métodos indirectos que se basan en un conjunto de fundamentos físicos y matemáticos para investigar la estructura de la Tierra a diferentes escalas, por medio de mediciones efectuadas en la superficie resultando de utilidad para la búsqueda de yacimientos de petróleo, agua subterránea, minerales, etcétera. Los contrastes de propiedades físicas de materiales en el subsuelo se identifican como anomalías, que pueden ser asociadas a distintos fenómenos, aportando información valiosa del medio en estudio, por ejemplo en algunos casos, a partir de métodos geofísicos se logra determinar la distribución profunda de distintos tipos de rocas. En geotermia, la exploración geofísica proporciona información valiosa de las estructuras conductivas y resistivas de sistemas geotérmicos relacionados con temperaturas anómalas y otros atributos que inducen contrastes eléctricos importantes.

Derivado de que las técnicas geofísicas tienen distinta resolución y penetración de estudio, el método de exploración más conveniente se determina en función del alcance del proyecto. Para esta investigación se emplearon los métodos electromagnéticos (EM), ya que la resistividad eléctrica es de las propiedades físicas del subsuelo más afectadas por la presencia de fluidos y las condiciones en las que se encuentra el material, por lo que la ejecución de la geofísica permite obtener la distribución de resistividad en el subsuelo, así como interpretar geológicamente el comportamiento de las resistividades, relacionando los cortes geoelectrico y geológico.

Esta investigación se determina el espesor del relleno sedimentario contenido entre las estructuras de extensión del área descrita con antelación, a partir de la interpretación de modelos de inversión bidimensional de datos electromagnéticos adquiridos mediante las técnicas geofísicas SEV y MT. Lo anterior se logró con ayuda de la correlación de unidades geoelectricas con unidades geológicas, a través de los valores de resistividad. Paralelamente se realizó el análisis de la influencia de manifestaciones hidrotermales en zonas próximas a los sitios de muestreo que pueden generar anomalías resistivas en los modelos de inversión.

3.1. Objetivo.

Generar un modelo geométrico del graben de Juchipila para identificar el espesor del relleno sedimentario que sobreyace al estrato ígneo basal, a partir de la interpretación de datos electromagnéticos de amplio espectro (AMT y MT) y sondeos eléctricos verticales (SEV).

3.2. Hipótesis.

A través de métodos geofísicos de exploración, en particular Magnetotelúricos y Sondeos Eléctricos Verticales, se identificarán contrastes de resistividad eléctrica que permitirán obtener la geometría del graben, así como también anomalías de que puedan estar asociadas a la presencia de manifestaciones hidrotermales en la zona de estudio.

3.3. Justificación.

En el Graben de Juchipila no se cuenta con información sobre el espesor del relleno sedimentario, debido a que ningún pozo de extracción de agua en la zona tiene la profundidad necesaria para alcanzar el estrato basal que subyace a dicho relleno. Por este motivo, en esta investigación, se emplean metodologías geofísicas que aporten conocimiento sobre el espesor del relleno y la geometría del graben. El uso de equipos magnetotelúricos resulta una opción adecuada en este caso debido a su profundidad de exploración.

3.4. Metas.

Realizar sondeos con equipo de sondeo eléctrico vertical (SEV), audio magnetotelúrico (AMT) y magnetotelúrico (MT).

Hacer un procesamiento de los datos adquiridos en gabinete con el objeto de minimizar las afectaciones por ruido de la señal.

Generar inversiones unidimensionales y bidimensionales para cada uno de los sondeos muestreados.

Recopilar información geológica e hidrogeológica de la zona de estudio, buscando calibrar los resultados obtenidos con geofísica.

Integrar la información adquirida con los métodos geofísicos empleados.

Estimar la profundidad de contacto entre el basamento ígneo y el relleno sedimentario en cada sitio de muestreo para la generación de un modelo.

Analizar las anomalías resistivas resultantes y la posible relación con las manifestaciones hidrotermales de la zona.

Generar modelos bidimensionales de resistividades para cada perfil.

Generar un modelo pseudo - tridimensional de resistividades a partir de la interpolación de los perfiles geoeléctricos.

4. MARCO GEOLÓGICO.

La zona de estudio se localiza entre los límites estatales de Zacatecas, Jalisco y Aguascalientes. Del estado de Zacatecas comprende los municipios de Apozol, Juchipila, Moyahua de Estrada, Tabasco, Jalpa, Huanusco; en el estado de Jalisco el municipio de Yahualica y del estado de Aguascalientes, el municipio de Calvillo. El área se caracteriza por los cañones formados por la separación de las sierras de Morones y Nochistlán, pertenecientes a la Provincia Fisiográfica Sierra Madre Occidental (Raisz, 1964), en la porción poniente de la República Mexicana. La Sierra Madre Occidental (SMOc) se extiende desde la frontera norte con los Estados Unidos hasta la Faja Volcánica Transmexicana, colindando al poniente con el Golfo de California y al oriente con la Mesa Central. La parte sureste se caracteriza por presentar sierras, valles y depresiones orientados sensiblemente NNE—SSW, la geología está compuesta de andesitas, basaltos, riolitas, ignimbritas, calizas y lutitas.

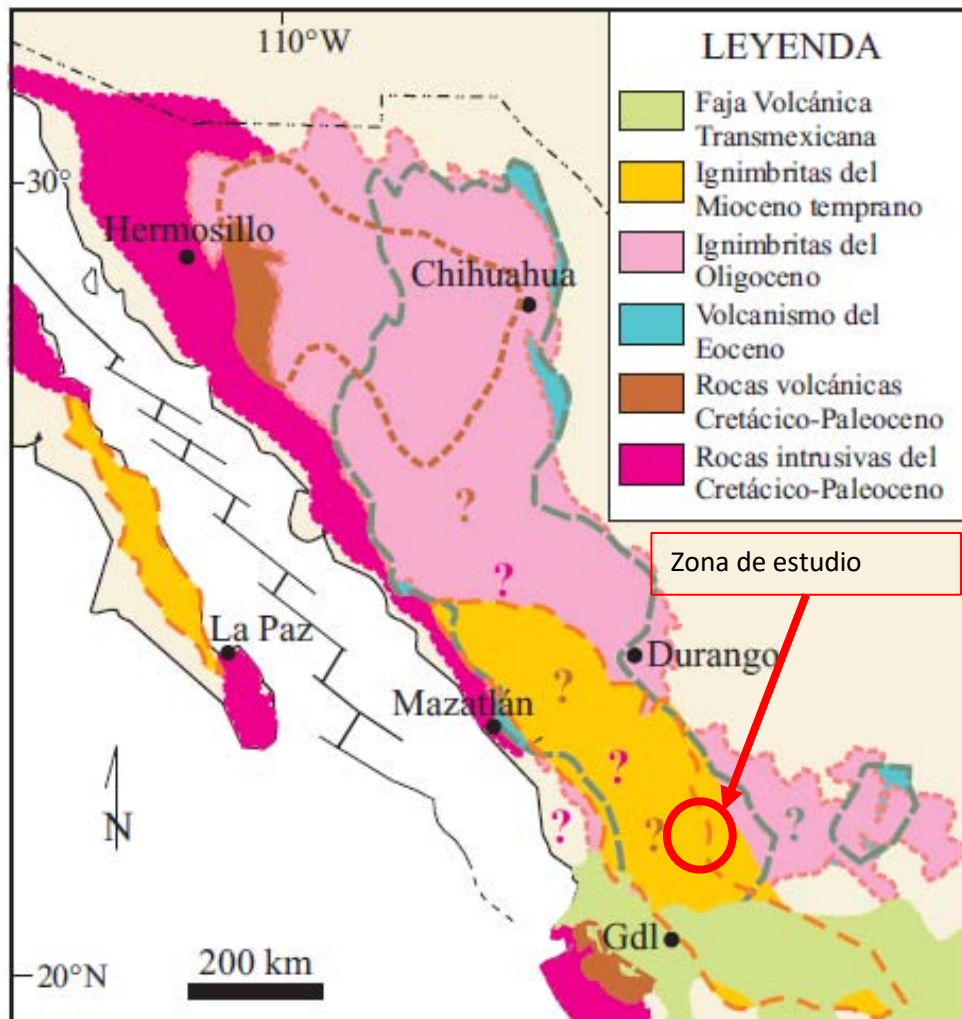


Figura 1. Entorno geológico que conforma la SMO, (Ferrari, et al., 2005).

4.1. Geología Regional.

4.1.1. Provincia Volcánica de la Sierra Madre Occidental.

La Sierra Madre Occidental (SMO) además de ser una de las provincias ígneas silíceas más grandes del mundo y la más grande del Cenozoico, es el resultado de distintos episodios magmáticos y tectónicos ocurridos durante el Cretácico-Cenozoico, asociados a la subducción de la placa de Farallón por debajo de la placa de Norteamérica y la apertura del Golfo de California. La geología está dominada por cinco conjuntos principales de rocas: 1) rocas plutónicas y volcánicas del Cretácico Superior-Paleoceno; 2) rocas volcánicas andesíticas y en menor medida, dacítico-riolíticas del Eoceno; 3) ignimbritas silíceas emplazadas en dos pulsos del Oligoceno Temprano y el Mioceno temprano; 4) coladas basáltico andesíticas extravasadas después de cada pulso ignimbrítico; 5) coladas de basaltos e ignimbritas alcalinas emplazados en la periferia de la SMOc en distintos episodios del Mioceno tardío, Plioceno y Cuaternario (Ferrari, et al., 2005).

1. *Magmatismo del Cretácico Tardío – Paleoceno.*

Dentro del sector sureste correspondiente a la zona de estudio, al sur oriente se encuentran afloramientos aislados de cuerpos intrusivos de edad Cretácico – Paleoceno en los bordes de SMOc (Zacatecas) la composición es granodiorítica de edades entre 74 ± 6 Ma (Mujica-Mondragón y Albarrán, 2005) y 77 ± 3 Ma (Solé, et al., 2007). La intrusión de dichos cuerpos se presenta en rocas sedimentarias marinas del Cretácico temprano. Al oeste no hay reporte de rocas magmáticas precenozoicas. Al sur no se observan afloramientos posiblemente debidos a la extensa cobertura de ignimbritas del Oligoceno y Mioceno temprano (Ferrari, et al., 2005).

2. *Magmatismo del Eoceno.*

Según lo reportado por Nieto-Samaniego, et al. (1999), en la parte sur de la SMO el vulcanismo del Eoceno se hace presente. Una secuencia de lavas andesíticas intensamente alteradas con una edad de 48.1 ± 2.6 Ma aflora en la base de la secuencia terciaria en la zona de Juchipila (Webber, et al., 1994); dicha secuencia se encuentra cubierta por areniscas rojizas y conglomerados con clastos de andesitas que la separan de las ignimbritas del Oligoceno – Mioceno (Ferrari, et al., 2005).

3. *Pulso ignimbrítico de Oligoceno – Mioceno temprano.*

En la porción sur de la SMO, las ignimbritas del Oligoceno temprano se encuentran aflorando principalmente hacia el oriente entre Aguascalientes, Zacatecas y el norte de Jalisco (Nieto, et al., 1999). Se reportó una edad de 29.1 ± 0.6 Ma para una ignimbrita de la sierra de Morones, en el área de Tlaltenango-Tlalpa, Zacatecas (Nieto-Obregon, et al., 1981). En esta área la secuencia oligocénica se caracteriza por tobas de flujo de cenizas con extensa distribución superficial y

espesor limitado, intercaladas con andesitas y conglomerados de tonalidad roja (Ferrari, et al., 2005). Hacia el occidente del graben se observan ignimbritas del Mioceno temprano probablemente subyacida por la secuencia del Oligoceno.

La porción suroeste de la SMOc, se encuentra cubierta por la secuencia de ignimbritas del Mioceno temprano. Ferrari, et al. (2002) describen la existencia de dos paquetes, la secuencia de Las Canoas y la del Nayar. La secuencia Las Canoas se correlaciona con afloramientos en el sur del graben de Bolaños y con ignimbritas de los *grabens* de Tlaltenango (23 Ma) y Juchipila (24-23 Ma) (Martínez-Reséndiz, 2016).

4.1.2. Pulsos post- ignimbríticos.

El volcanismo posterior a los pulsos ignimbríticos es más heterogéneo y disperso, generalmente bimodal y discontinuo que tiende a migrar hacia la región que ocupará el futuro Golfo de California (Ferrari, et al., 2005).

En el área de Huejuquilla, al SW de Zacatecas y N de Jalisco se han reportado coladas basálticas emplazadas después de las ignimbritas del Oligoceno temprano (Ferrari, et al., 2002). En rocas máficas que subyacen a la secuencia del Mioceno temprano se han reportado edades de 23 a 23.7 Ma, para las áreas de Jesús María, Las Canoas y Juchipila (Webber, et al., 1994).

4.1.3. Tectónica extensional en el sur de la SMOc.

En toda la mitad oriental de la SMOc la tectónica extensional dio inicio por lo menos en el Eoceno, provocando la formación de *grabens* limitados por fallas de alto ángulo que se han referido como parte de la orogenia del *Basin and Range* mexicano (Ferrari, et al., 2018).

Como se ilustra en la Figura 2, por la geometría y cinemática, la deformación al sur de la SMOc se agrupa en tres dominios principales: oriental, occidental y meridional (Ferrari, et al., 2002):

1. Dominio Oriental.

Los grábenes de Juchipila, Tlaltenango y Bolaños componen este dominio, su orientación NNE a N-S (Ferrari, et al., 2002) y longitud de entre 40 y 120 km., afectan ignimbritas del Oligoceno tardío o Mioceno temprano. Sus límites están dados por fallas normales de alto ángulo con desplazamientos normales (Nieto-Samaniego, et al., 1999) que cortan las ignimbritas del Mioceno temprano que resultaron de una extensión similar de dirección WNW a E-W.

2. Dominio Occidental.

Este dominio cubre los semigrábenes de Alica, Pajaritos y Jesús María, así como los sistemas de fallas normales de Pochotitán y San Pedro, de los que se puede considerar parte de la Provincia Extensional del Golfo. La dirección de las estructuras es N-S a NNW-SSE con un basculamiento en dirección ENE. Se infiere que la edad de estos semi-grábenes es de entre 23 y 18 Ma (Ferrari, et al., 2013).

3. Dominio Meridional.

El dominio meridional está formado por pliegues abiertos con arreglo escalonado, pequeñas cabalgaduras y fallas izquierdas desarrolladas en el Mioceno medio. La orientación de las estructuras es delimitada por una franja WNW-ESE en el límite de la SMOc con el bloque de Jalisco (Ferrari, et al., 2002).

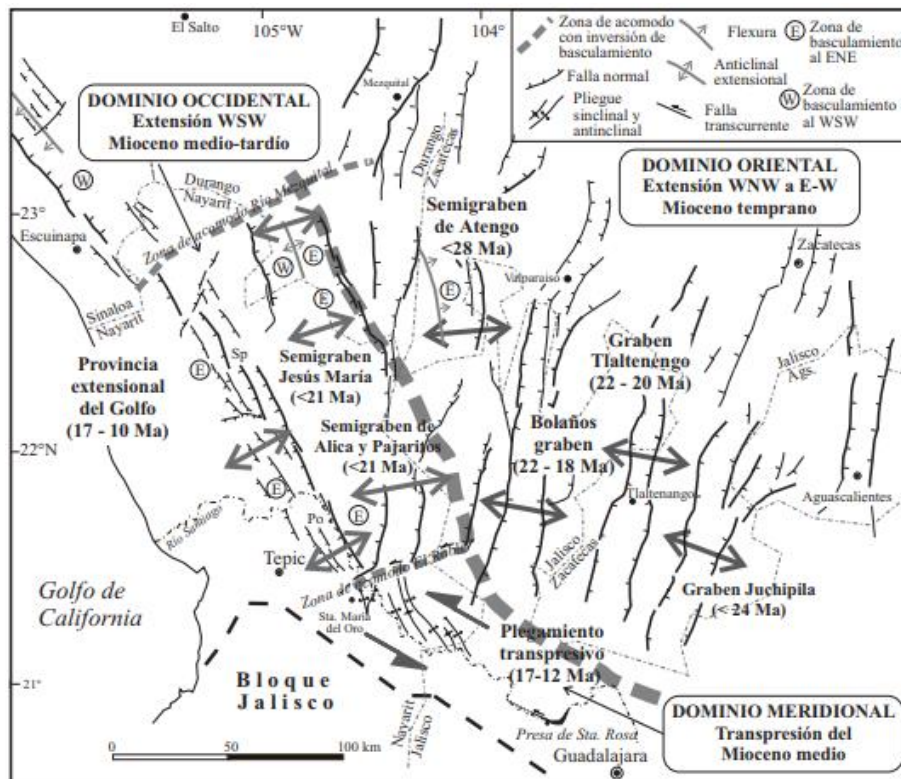


Figura 2. Mapa tectónico de la parte norte de la SMOc con indicación de la edad de deformación extensional (Ferrari, et al., 2002).

4.2. Geología Local.

En este apartado, gracias a la ayuda del equipo de geología que colabora con el proyecto multidisciplinario al que se encuentra adscrito este trabajo de investigación y con la carta geológica del Servicio Geológico Mexicano, se describen las características de las estructuras y unidades geológicas localizadas en la zona de estudio. En la parte (b) de la Figura 3 se visualiza el mapa actualizado de las unidades geológicas y del sistema de fallas presente en la zona de estudio con mayor detalle para el graden de Juchipila.

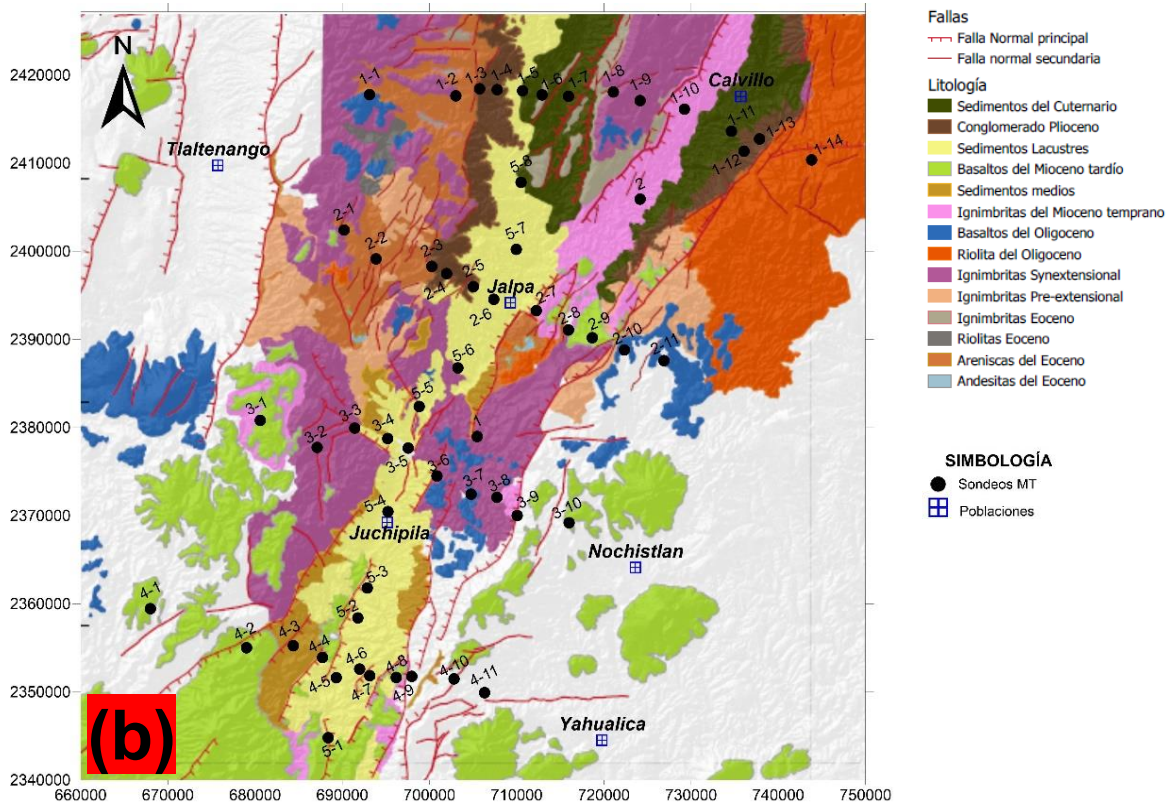
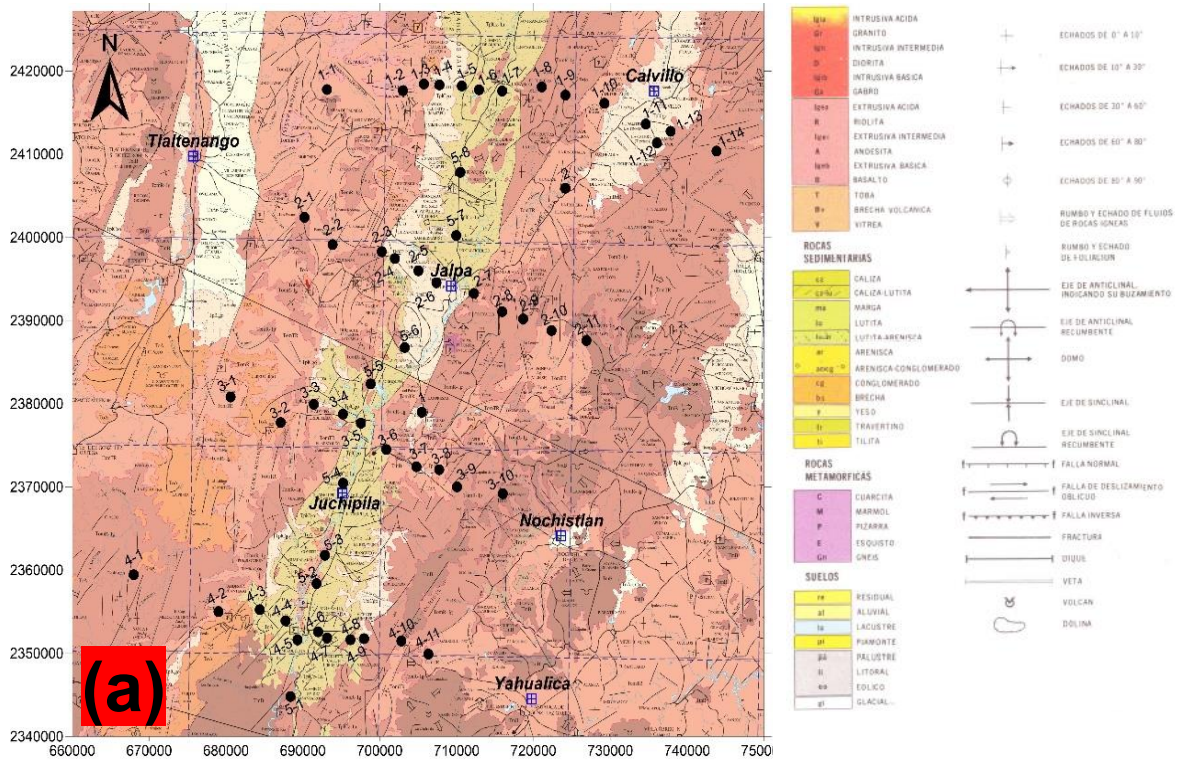


Figura 3. Mapa geológico de la zona de estudio, (a) Servicio Geológico Mexicano, (b) Cartografiado por el equipo de geología del proyecto. Los círculos negros representan los sitios de muestreo con MT y SEV, los recuadros azules a las poblaciones principales y las líneas rojas corresponden a las fallas cartografiadas por EGP.

Andesitas.

Las rocas más antiguas que afloran en el área de estudio son rocas de composición intermedia constituidas por andesitas y andesitas basálticas, (Webber, et al., 1994) con una edad de 48.1 Ma (Eoceno), en una sección cercana a Juchipila, Zac. se observan flujos andesítico – basálticos a andesíticos del Eoceno, esta unidad se encuentra sobreyacida por capas de areniscas rojas.

Ignimbritas del Eoceno

De acuerdo con Beltrán-Martínez, et al. (2018) y Martínez-Reséndiz, et al. (2018), en la parte norte del área de estudio se observan ignimbritas silíceas sobreyacidas por capas de arenisca rojas con edades de entre 37 a 47 Ma, producto del inicio del vulcanismo de la SMOc.

Areniscas del Eoceno.

Capas masivas de areniscas siliclasticas con cristales de plagioclasas fueron depositadas sobre superficies erosionadas localizadas en la parte noroeste del graben, con edades de deposición de 33 – 34 Ma (Martínez-Reséndiz, et al., 2018).

Ignimbritas del Oligoceno.

En los hombros del graben se localizan ignimbritas soldadas, ricas en cristales con poco contenido de líticos y pómez, su fechamiento indica edades de 32 – 30 Ma., se agrupan en el supergrupo volcánico superior (Ferrari, et al., 2005).

Toba San Miguel.

Depósitos de caída con estratificación planar tubular, intercaladas con capas de ceniza fina que contienen clastos de pómez tamaño lapilli, su edad es de ~29.8 Ma (Martínez-Reséndiz, et al., 2018). Esta unidad marca el inicio de la extensión tectónica del sitio.

Toba Boquillas.

Ignimbrita soldada soportada por matriz con litofisis, contiene fragmentos de pómez, escorias, líticos tamaño lapilli y cristales en menor cantidad, con edad de ~29.7 Ma (Martínez-Reséndiz, et al., 2018). El contacto de la unidad de la toba *San Miguel* es gradual sobre rocas volcanoclásticas (Roesler, et al., 1994).

Toba Indios.

Toba rica en líticos de tamaño lapilli a bloques, soportada por matriz de ceniza, poco consolidada no soldada. Contiene fragmentos de pómez angulosos, de edad ~30.1 Ma (Martínez-Reséndiz, et al., 2018). La toba *Los Indios* corresponde a la toba Anorthoclasa según (Krause, et al., 1986). Sin embargo, cambio el nombre ya que los flujos de ceniza que comprenden a estas tobas contienen más sanidina que anorthocalsas.

Domos y coladas riolíticas.

Considerado como el miembro superior de la secuencia volcánica superior se encuentran flujos y domos de riolitas asociadas a estructuras volcánicas, en algunos sitios se reconocen emisiones de carácter fisural que cortan a la toba subyacente. Se presenta en color rosa, café claro a grisáceo y al intemperizar toma una tonalidad rosa ocre, su estructura generalmente es en flujos muy delgados (foliación de flujo) a masiva muy compactas.

Estas rocas produjeron una edad de ~28 Ma (Beltrán-Martínez, et al., 2018).

Depósitos Sedimentarios.

Sedimentos asociados a la erosión y redepósito de las unidades de la SMO al interior del graben consisten en capas masivas de limolita arenosa siliciclástica color café intercaladas con capas de areniscas con gradación normal color café claro, observados en ambos lados del graben con edades máximas de ~32 Ma y 24 Ma (Martínez-Reséndiz, et al., 2018).

Lavas basálticas.

Coladas de basaltos microporfídicos con olivinos, plagioclasas y firma intraplaca asociada a fallas del borde del graben, con edad de 25.9 Ma (Martínez-Reséndiz, 2016). Los afloramientos son secuencias de brechas de color gris oscuro y rojizo, de estructura compacta y fracturada.

Ignimbrita Jalpa.

Flujo de cenizas de tonalidad rosado a blanco con facies distales, probablemente con procedencia del poniente, reportando una edad de ~23 Ma (Martínez-Reséndiz, et al., 2018), en algunas zonas se reconocen emisiones de carácter fisural (SGM, 2018).

Coladas Basálticas.

Gran volumen de lavas máficas con edad de 13.2 a 10.4 Ma de afinidad subalcalina extravasadas después de los pulsos ignimbriticos obstruyeron completamente el drenaje en la parte sur del graben, lo que provocó un lago (Martínez-Reséndiz, et al., 2018).

Sedimentos lacustres.

Sedimentos localizados al interior del graben asociados a un lago formado por la interrupción del cauce del río Juchipila debido al emplazamiento de basaltos, se conforma por capas masivas de lodolitas arenosas siliciclasticas color blanco intercaladas con capas de areniscas color café claro, con edades de entre 5.5 y 6.5 Ma (Carranza-Castañeda, et al., 2013).

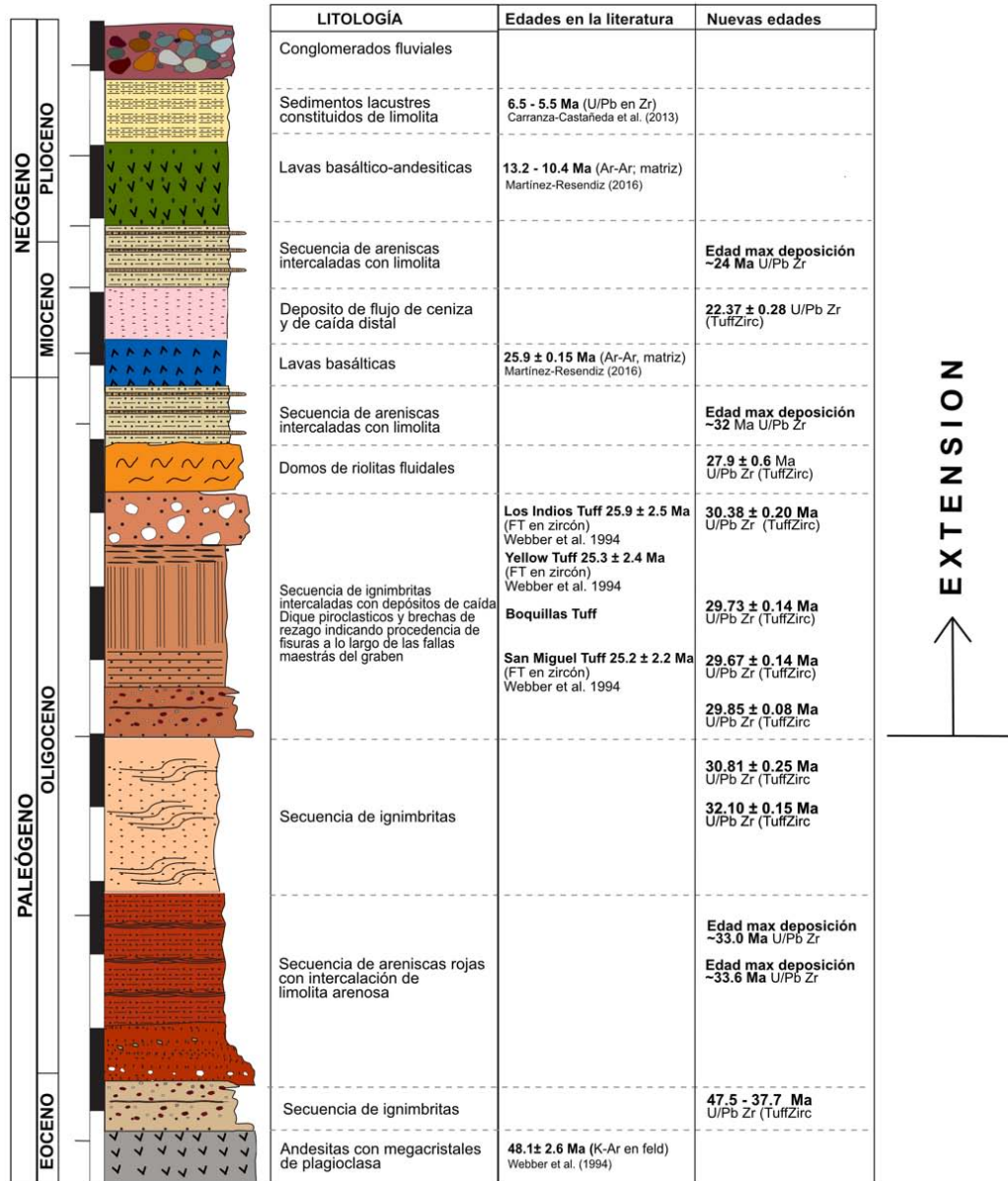


Figura 4. Columna estratigráfica de la zona de estudio (Martínez-Reséndiz, et al., 2018).

5. MARCO TEÓRICO.

5.1. Generalidades.

Los métodos geofísicos, son métodos de exploración no invasivos que se basan en la medición de propiedades físicas de los materiales de la corteza terrestre como la densidad, campo magnético, conductividad eléctrica, etcétera. La interpretación de resultados con base en los contrastes entre dichas propiedades y las anomalías observadas, permiten realizar modelos característicos en función de su distribución espacial. La elección del método siempre dependerá de la penetración y/o resolución que se busque para alcanzar el objetivo de investigación.

Existen distintas técnicas de exploración geofísica, entre las que se encuentran las eléctricas y electromagnéticas que calculan la resistividad de los materiales o en su caso inverso, la conductividad. A partir del cálculo de la resistividad eléctrica, en función de las características del medio, es posible determinar la profundidad del nivel freático, basamento rocoso, anomalías térmicas, variaciones en el perfil estratigráfico y delimitación de unidades geológicas.

La resistividad ρ es la resistencia eléctrica o grado de oposición que presenta particularmente un material a la circulación de corriente a través de él, siendo directamente proporcional a la longitud L del material resistivo e inversamente proporcional al área trasversal A del mismo (Orellana, 1982):

$$R = \rho \frac{L}{A} \quad \dots (5.1)$$

El comportamiento de la resistividad de una roca o sedimento se encuentra principalmente en función del grado de saturación de fisuras y/o poros, características del agua que contiene y composición mineralógica (Meju A. M., 2002).

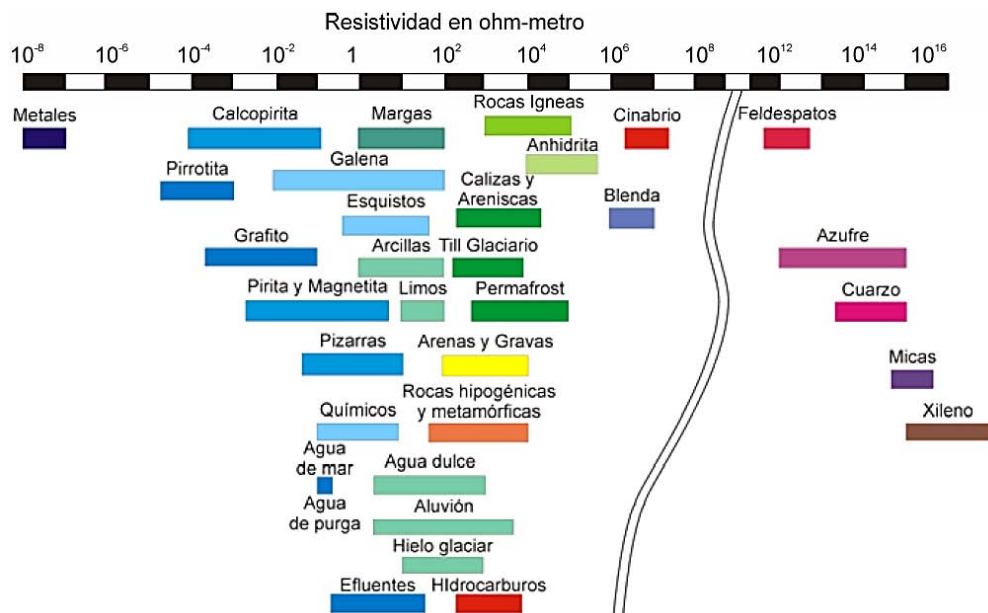


Figura 5. Rangos de resistividades de algunos geomateriales, (Lopez, 2004).

5.2. Ecuaciones de Maxwell.

Como se menciona en el apartado anterior, los métodos electromagnéticos (EM), permiten comprender el subsuelo a partir del estudio de la resistividad o conductividad eléctrica en las formaciones que lo componen. En los métodos electromagnéticos la propagación de la corriente se desarrolla en un medio tridimensional obedeciendo leyes físicas que describen su comportamiento (Orellana, 1982).

James Maxwell en 1873, realizó la compilación de ecuaciones matemáticas que representan las leyes de la física que describen cualquier fenómeno electromagnético. El campo electromagnético se describe mediante un campo vectorial eléctrico y otro magnético, mismo que mediante las ecuaciones de Maxwell puede ser representado en forma de un sistema de ecuaciones diferenciales (Zhdanov, 2009).

El conjunto de ecuaciones que describen el campo electromagnético en un medio conductor son enunciadas por la ley de Faraday (4.2), ley de Ampere (4.3), ley de Gauss para campo magnético (4.4) y ley de Gauss para campo eléctrico (4.5):

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \quad \dots (5.2)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} + \frac{\partial \mathbf{D}}{\partial t} \quad \dots (5.3)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad \dots (5.4)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = \eta \quad \dots (5.5)$$

Donde \mathbf{E} (V/m) es la intensidad de campo eléctrico, \mathbf{H} (A/m) es la intensidad de campo magnético, \mathbf{B} (T) es la inducción magnética, \mathbf{D} (C/m²) es el desplazamiento eléctrico, η (C/m³) es la densidad de la carga libre y \mathbf{J} (A/m²) es la densidad de corriente.

Para un medio lineal e isotrópico los campos pueden ser vinculados por las llamadas relaciones constitutivas de las ecuaciones de Maxwell, como:

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E} \quad \dots (5.6)$$

$$\mathbf{D} = \epsilon \mathbf{E} \quad \dots (5.7)$$

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H} \quad \dots (5.8)$$

Donde la densidad de corriente \mathbf{J} fue reescrita en función de la conductividad eléctrica σ , $\epsilon = \epsilon_r \epsilon_0$ (F/m) que es la permitividad dieléctrica y $\mu = \mu_r \mu_0$ (H/m) es la permeabilidad magnética. Tanto σ , ϵ y μ describen propiedades magnéticas y eléctricas de los materiales a través de los cuales los campos electromagnéticos se propagan (Teklesenbet, 2012).

5.3. Fundamentos del método magnetotelúrico.

El método Magnetotelúrico (MT), es una técnica geofísica que mide los campos electromagnéticos naturales en determinadas frecuencias, permite calcular la distribución de conductividad eléctrica del suelo.

Tikhonov (1950) y Cagniard (1953) definieron que la impedancia (\mathbf{Z} , relación entre los campos eléctrico y magnético, apartado 5.3.3) del subsuelo puede ser obtenida a partir de las variaciones de los campos magnéticos y eléctricos

simultáneamente sobre la superficie de la Tierra. Las impedancias, en función de la profundidad de penetración de los campos magnéticos a diferentes frecuencias, son empleadas para determinar la estructura eléctrica del subsuelo.

Con el estudio magnetoteléurico (MT) las variaciones de permitividad eléctrica y permeabilidad magnética de rocas son insignificantes en comparación de las variaciones de conductividad de grandes cantidades de roca, por lo que se asume valores de espacio libre ($\epsilon_0 = 8.85 \times 10^{-12} \text{ F m}^{-1}$ y $\mu_0 = 1.2566 \times 10^{-6} \text{ H m}^{-1}$), adicionalmente para que las ecuaciones se puedan aplicar y sean válidas se deben considerar las suposiciones descritas a continuación (Simpson y Bahr, 2005):

- a) Se obedecen las ecuaciones generales de Maxwell.
- b) La Tierra no genera energía electromagnética, solo la disipa o la absorbe.
- c) Todos los campos se pueden considerar conservativos y analíticos lejos de sus fuentes.
- d) Los campos electromagnéticos de fuente electromagnética natural empleados, son generados por sistemas de corriente ionosférica relativamente lejos de la superficie, pueden ser consideradas como ondas planas uniformes de incidencia vertical. La suposición tiene una excepción en los polos y en el ecuador.
- e) No hay acumulación de cargas libres en las capas de la tierra. En una tierra multidimensional las cargas se acumulan a lo largo de discontinuidades, lo que genera el fenómeno de corrimiento estático.
- f) Las cargas se conservan y el comportamiento de la tierra obedece la ley de Ohm.
- g) Las corrientes de desplazamiento son despreciables, lo que promueve el tratamiento de la inducción electromagnética en la Tierra como un proceso de difusión.
- h) Cualquier variación en las permitividades eléctricas y permeabilidades magnéticas de rocas son despreciables con respecto a las variaciones conductivas de rocas.

Con base en las condiciones descritas y tomando en cuenta las relaciones constitutivas, las ecuaciones de Maxwell pueden reescribirse en términos de las propiedades del medio (Zhdanov, 2009):

$$\nabla \times \mathbf{H} = \sigma \mathbf{E} + \epsilon \frac{\partial \mathbf{E}}{\partial t} \quad \dots (5.9)$$

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\mu \frac{\partial \mathbf{H}}{\partial t} \quad \dots (5.10)$$

$$\nabla \times \mathbf{E} = \mathbf{0} \quad \dots (5.11)$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{0} \quad \dots (5.12)$$

5.3.1. Fuente de Señal y limitaciones del método.

Las principales fuentes de energías magnetoteléuricas naturales son generadas por actividades meteorológicas (tormentas eléctricas, viento solar, etcétera), ya que estas producen ondas electromagnéticas que se propagan alrededor de la Tierra en diversos intervalos de frecuencia en función de las propiedades físicas del medio. Generalmente las señales que se encuentran por debajo de 1 Hz corresponden al flujo de corriente en las capas ionizadas alrededor de la Tierra (ruido magnético), mientras que las frecuencias superiores a 1 Hz son contribución en su mayoría por tormentas eléctricas (Vozoff, 1972).

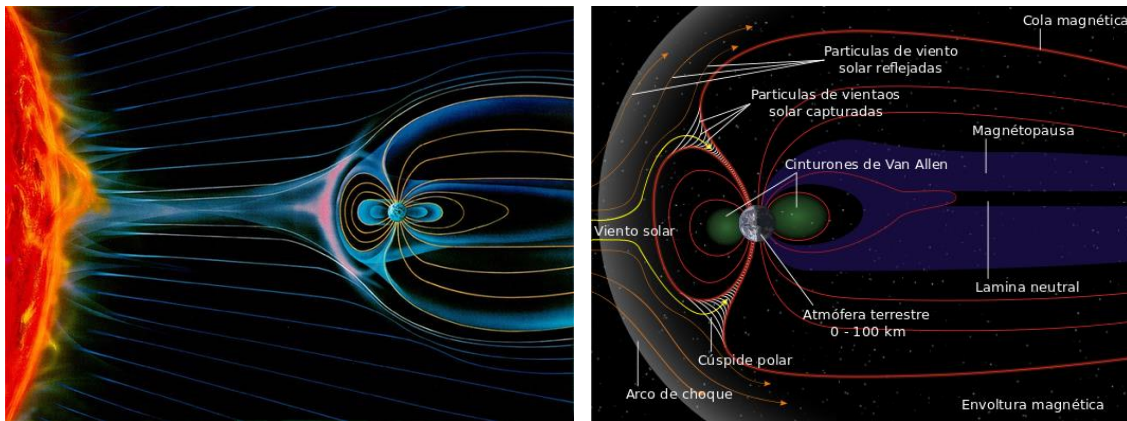


Figura 6. Distorsión de la magnetosfera debido a la interacción del viento solar.

Las mediciones del método MT oscilan en el rango de frecuencias que se localiza entre 10^{-4} y 10^4 Hz. Dentro de este amplio rango de frecuencias, usualmente se denominan sondeos audio-magnetoteléuricos (AMT) a las mediciones tomadas entre el rango de 10^4 y 1 Hz se, así como MT al rango entre 100 y 10^{-4} Hz.

En los sondeos AMT, al medir frecuencias altas a medias, por encima de 1 Hz se exploran metros someros del subsuelo, con buena resolución hasta 1 km de profundidad, mientras que en los sondeos MT las profundidades típicas de exploración son superiores a los 2 km de profundidad, incluso se puede estudiar la corteza media e inferior (Corbo, 2006).

Las variaciones electromagnéticas naturales tienen una magnitud baja para frecuencias entre 0.1 Hz y 10 Hz (banda muerta de MT) y suelen tener mala calidad en la adquisición de datos (Teklesenbet, 2012). Hasta finales de los 70's la adquisición de datos entre esta frecuencia era muy complicado, pero en la actualidad los equipos han superado esa limitante técnica, además con las estrategias mejoradas de adquisición (referencia remota) y procesamiento de datos (procesado robusto), la calidad de los datos puede llegar a tener un error menor al 2%, cuando se cuenta con una cantidad suficiente de datos (Ledo, 1996).

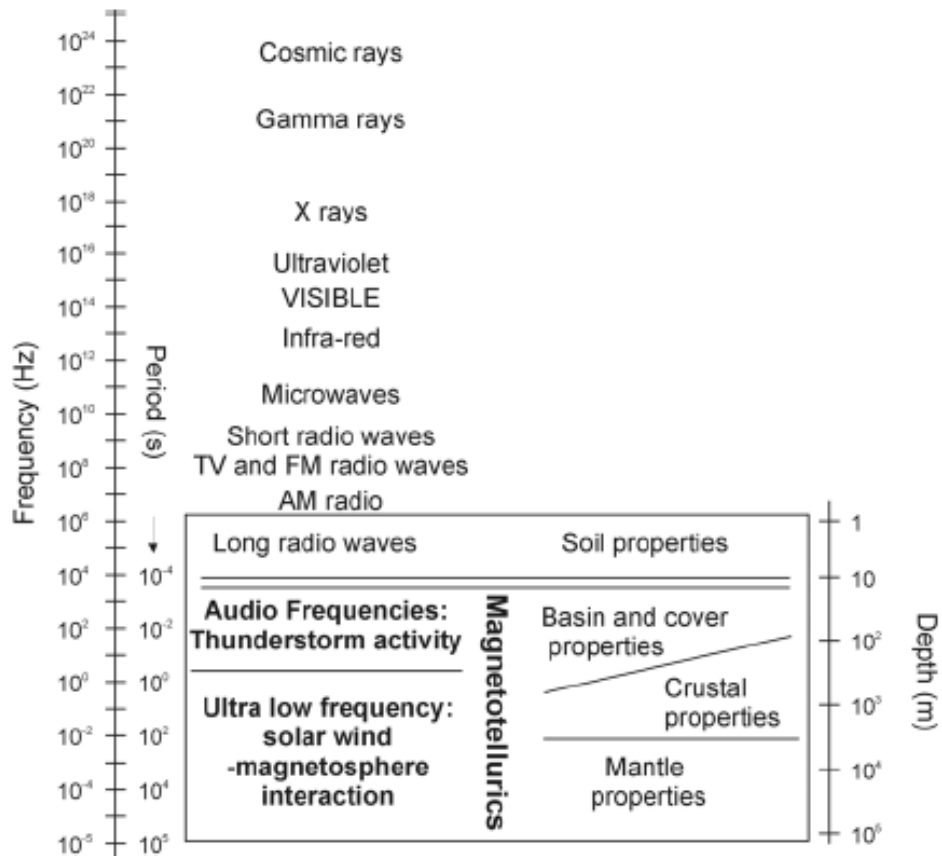


Figura 7. Esquema representativo del espectro electromagnético. En el recuadro se muestran objetivos y profundidades de investigación del método magnetotelúrica (Martí, 2006).

La referencia remota consiste en el registro simultaneo de los campos eléctrico y magnético en sitios distantes entre ellos, con el objeto de usar los campos magnéticos remotos en el análisis de los sondeos adquiridos para eliminar el ruido no coherente entre los campos eléctrico y magnético (Gamble, et al., 1979).

En el pasado el procesado de las series de tiempo se basaba en el método de regresiones por mínimos cuadrados y modelos estadísticos de distribución de residuos gaussianos (Sims, et al., 1971), pero debido a que este proceso es muy sensible a pequeñas cantidades de datos erráticos y a las desviaciones de los residuos de la distribución gaussiana, existe una gran posibilidad de que la función de transferencia tenga una estimación equivocada. Es por ello, que se desarrollaron los métodos robustos que eliminan la influencia de datos erráticos en las series de tiempo y las desviaciones de residuos de la distribución gaussiana (Chave y Smith, 1994). En la actualidad el objetivo principal es observar los efectos o distorsiones provocados por cuerpos locales y superficiales sobre las funciones de respuesta magnetotelúrica (tensor de impedancias).

En el método magnetotelúrico durante el proceso de interpretación de datos y obtención del modelo final, mediante el análisis de dimensionalidad se resuelven los cuestionamientos en cuanto a resolución y unicidad del modelo propuesto. La resolución se encuentra en función de la conductancia (producto de la conductividad del material σ por el espesor h de la capa) del material que se localiza por encima de la profundidad de investigación. En medios unidimensionales no es posible calcular la conductancia de un material inferior a la conductancia total de los materiales que sobreyacen a la capa de estudio ya que existe una ambigüedad al resolver el producto de ambas para determinar el espesor y conductividad de una capa, mientras que para medios bidimensionales y tridimensionales las variaciones laterales de conductividad crean distribuciones de carga y corriente que influyen en cada componente del tensor de impedancias (Ledo, 1996).

5.3.2. Profundidad de penetración.

La profundidad de penetración de los campos en la tierra es relacionada inversamente a la conductividad de las rocas. En una tierra uniforme los campos E y H decaen exponencialmente con respecto a la profundidad, entre mayor conductividad tenga el material, la profundidad de penetración es menor. La profundidad en cada campo decae a razón de e^{-1} de sus valores de superficie es denominada *skin depth* (profundidad de penetración) δ (Vozoff, 1972).

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu\sigma}} \quad [m] \quad \dots (5.13)$$

$$\delta = \frac{1}{2} \sqrt{\frac{\rho}{f}} \quad [Km] \quad \dots (5.14)$$

Donde ρ es la resistividad, f es la frecuencia, $\omega = 2\pi f$ y μ es la permeabilidad magnética que se considera igual a μ_0 (excepto donde existen materiales altamente magnéticos).

Cuando ρ es calculada a partir de los valores de los campos magnético y eléctrico, se denomina resistividad aparente, pero es importante diferenciar ρ que es una propiedad intrínseca de los materiales, mientras que ρ_a es la resistividad que un medio uniforme debe tener para dar respuesta del valor de impedancia, además de que depende la forma de medición (Castro, 2018).

5.3.3. Tensor de Impedancias.

En medios no estratificados, al medir los campos eléctrico y magnético en direcciones arbitrarias, la impedancia escalar correspondiente dependerá de la dirección del campo primario respecto de la estructura, propiedades eléctricas del medio, orientación de los ejes de medida y la polarización del campo primario (Ledo, 1996).

El concepto de tensor de impedancias (\mathbf{Z}) es una función que relaciona linealmente las componentes horizontales de los campos eléctrico (\mathbf{E}) y magnético (\mathbf{H}) para cada frecuencia de muestreo en direcciones ortogonales a la superficie de la tierra.

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad \dots (5.15)$$

Los elementos del tensor de impedancia son valores complejos con magnitud y fase, por lo que de acuerdo con la ecuación de la resistividad generalizada para un medio complejo se puede definir la magnitud de la resistividad (ρ) y la fase (ϕ) como se describe:

$$\rho_{ij} = \frac{1}{\omega\mu} |Z_{ij}|^2 \quad \dots (5.16)$$

$$\phi_{ij} = \tan^{-1} \left[\frac{\text{Im}(Z_{ij})}{\text{Re}(Z_{ij})} \right] \quad \dots (5.17)$$

5.3.4. Polarización.

La polarización, en un medio bidimensional (donde la conductividad no tiene variaciones en una componente horizontal), es la simplificación del tensor de impedancias a partir de alinear los canales de medición con el rumbo de las estructuras geoelectricas de la zona de estudio. Existen dos modos independientes de polarizaciones, transverso eléctrico (TE) y transverso magnético (TM).

El modo transverso eléctrico (TE) corresponde al caso en el que el *strike* se encuentra paralelo al campo eléctrico y perpendicular tanto al campo magnético como al plano vertical, mientras que el modo transverso magnético (TM) al caso donde el *strike* es paralelo al campo magnético y perpendicular tanto al campo eléctrico como al plano vertical (Figura 8).

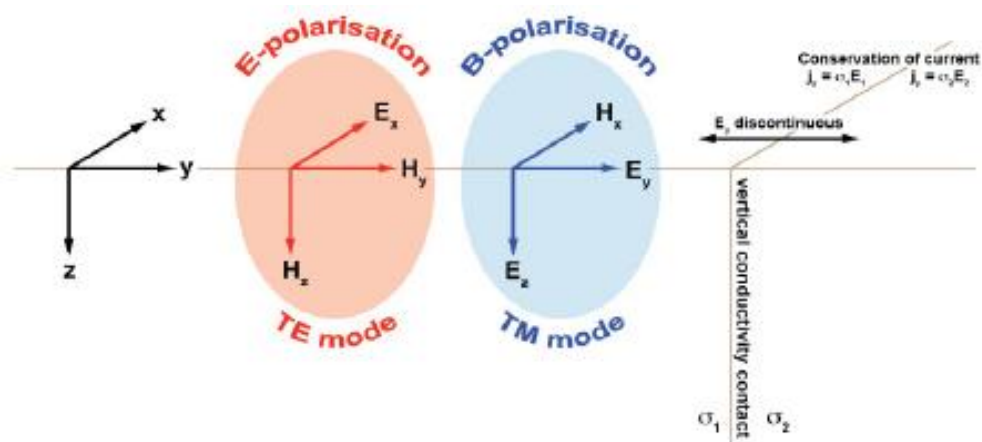


Figura 8. Modelo 2D simple y concepto de polarización en MT (Teklesenbet, 2012).

Los modos TE y TM se pueden describir a través de las siguientes relaciones de las componentes de los campos electromagnéticos (Teklesenbet, 2012):

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial E_x}{\partial y} = \frac{\partial B_z}{\partial t} = i\omega B_z \\ \frac{\partial E_x}{\partial z} = \frac{\partial B_y}{\partial t} = -i\omega B_y \\ \frac{\partial B_z}{\partial y} = \frac{\partial B_y}{\partial z} = \mu\sigma E_x \end{array} \right\} \text{polarización } \mathbf{E} \quad \dots (5.18)$$

$$\left\{ \begin{array}{l} \frac{\partial B_x}{\partial y} = -\mu\sigma E_z \\ \frac{\partial B_x}{\partial z} = \mu\sigma E_y \\ \frac{\partial E_z}{\partial y} = \frac{\partial E_y}{\partial z} = -i\omega B_x \end{array} \right\} \text{polarización } \mathbf{B} \quad \dots (5.19)$$

5.3.5. Pseudo-secciones de fase.

Las pseudo-secciones de fase consisten en generar una gráfica que permite visualizar los sondeos en el eje de las abscisas con respecto de las frecuencias en las ordenadas, mientras que en el eje z los valores de los ángulos de fase de los campos. Esto resulta de utilidad como apoyo cualitativo en el análisis e interpretación de resultados, para analizar el comportamiento de la tendencia de estructuras.

5.3.6. Función de transferencia geomagnética.

La función de transferencia geomagnética ó *Tipper* (T), es una magnitud vectorial compleja y es definida como la relación entre las dos componentes horizontales del campo magnético y su componente vertical.

El *tipper* proporciona información sobre los cambios laterales de la conductividad del medio, lo que permite encontrar la dirección horizontal en la cual el campo magnético es más coherente con H_z , que se conoce como vector de inducción magnética.

La relación de H_z con las componentes H_x y H_y se describe a cada frecuencia como (Naidu, 2012):

$$H_z = AH_x + BH_y \quad \dots (5.20)$$

La magnitud del *tipper* en cada banda de frecuencia está dada por:

$$T = \sqrt{(A^2 + B^2)} \quad \dots (5.21)$$

Y la fase (Vozoff, 1972):

$$\tan^{-1} \left[\sqrt{(A_r^2 + B_r^2) / (A_i^2 + B_i^2)} \right] \quad \dots (5.22)$$

5.3.7. Vector de Inducción.

Los vectores de inducción también llamados *vectores tipper* son representaciones de vectoriales complejas que relacionan las componentes vertical y horizontal del campo magnético. Debido a que los campos magnéticos verticales son generados por gradientes laterales de conductividad, los vectores de inducción pueden ser empleados para interpretar variaciones laterales de conductividad (Naidu, 2012).

Los vectores de inducción son indicadores sobre la dimensionalidad del medio ya que son independientes al campo eléctrico y las distorsiones electromagnéticas no lo afectan. Adicionalmente es un parámetro útil para determinar la direccionalidad del medio debido a que es ortogonal a la dirección del *strike* (Salas-Laguna, 2017).

5.3.8. Distorsión electromagnética.

La distorsión electromagnética se divide en dos efectos, efecto galvánico y efecto inductivo, ambos son alteraciones en la respuesta del campo eléctrico primario originadas por la acumulación de cargas en las interfases de contacto de

la litología; el efecto galvánico se produce con la presencia de cambios de conductividad, mientras que el efecto inductivo es generado, de acuerdo con la Ley de Faraday, por variaciones temporales del campo magnético que inducen corrientes (Jiracek, 1990).

1. Efecto inductivo.

Los efectos inductivos además de que van desapareciendo gradualmente con la disminución de la frecuencia, por definición son producto de la variación temporal del campo magnético primario, donde los campos magnéticos secundarios inducidos son adicionados al campo primario sin modificar la impedancia Z , ya que la variación de ambos campos se mantiene en fase, por lo que no resultan significativos en sondeos profundos (Jiracek, 1990).

2. Efecto galvánico.

El efecto galvánico es causado por cargas acumuladas en la litología superficial, de modo que generan un campo eléctrico anómalo que puede ser de la misma magnitud del campo de interés independientemente de la frecuencia. Este efecto es independiente de la frecuencia y puede ocasionar un desplazamiento de la curva de resistividad aparente sin afectar la fase, este fenómeno se conoce como corrimiento estático (Teklesenbet, 2012). No existe forma general analítica o numérica para determinar la causa o magnitud de desplazamiento, sin embargo, se han implementado de manera satisfactoria métodos de fuente controlada como los electromagnéticos transitorios (Sternberg, et al., 1988) y eléctricos verticales (Romo, et al., 1997), con el objeto de obtener la información de estructuras someras para realizar una corrección cercana del corrimiento estático.

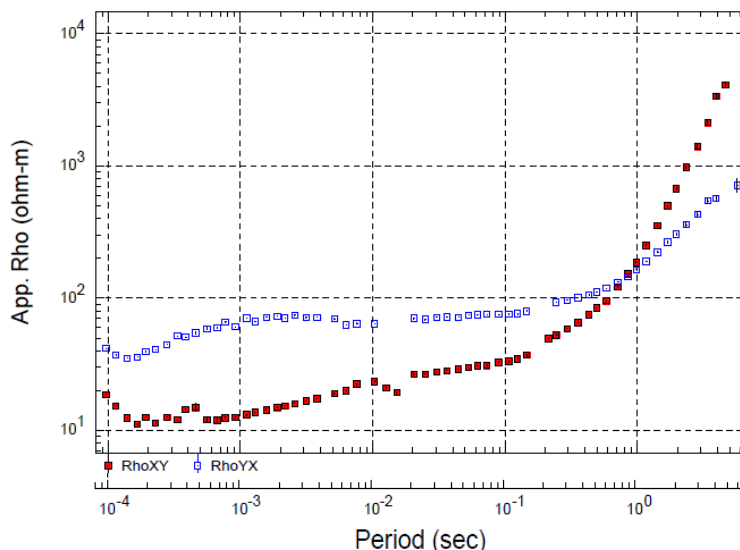


Figura 9. Ejemplo de sondeo con corrimiento estático.

5.3.9. Dimensionalidad y direccionalidad del medio.

Con el tensor de impedancias se puede realizar la interpretación de la estructura del subsuelo del área de estudio ya que contiene información acerca de la dimensionalidad y dirección del medio.

En el caso de medios homogéneos o unidimensionales, en donde la conductividad solo varía con la profundidad, los elementos Z_{xx} y Z_{yy} son cero y los elementos de la diagonal secundaria Z_{xy} y Z_{yx} son iguales, pero de signo opuesto como se muestra (Simpson y Bahr, 2005):

$$\begin{cases} Z_{xx} = Z_{yy} = 0 \\ Z_{xy} = -Z_{yx} \end{cases} 1D \quad \dots (5.23)$$

Para medios bidimensionales la conductividad varía a lo largo de la dirección horizontal y con la profundidad, Z_{xx} y Z_{yy} son iguales en magnitud, pero con signo contrario, mientras que Z_{xy} y Z_{yx} difieren entre sí:

$$\begin{cases} Z_{xx} = -Z_{yy} \\ Z_{xy} \neq -Z_{yx} \end{cases} 2D \quad \dots (5.24)$$

La dirección en la que la conductividad de un medio bidimensional no tiene variaciones es denominado **strike**. Por lo general, el *strike* de los ejes paralelo y perpendicular de la estructura no coinciden con los ejes de medición, por ello, se puede realizar una rotación del tensor de impedancias al ángulo θ a través del eje vertical, de esa manera se logra llevar las diagonales de las componentes del tensor magnetotelúrico a cero y los nuevos ejes quedan paralelos al *strike* geoelectrónico (Martí, 2006).

$$R = \begin{pmatrix} \cos\theta & \text{sen}\theta \\ -\text{sen}\theta & \cos\theta \end{pmatrix} \quad \dots (5.25)$$

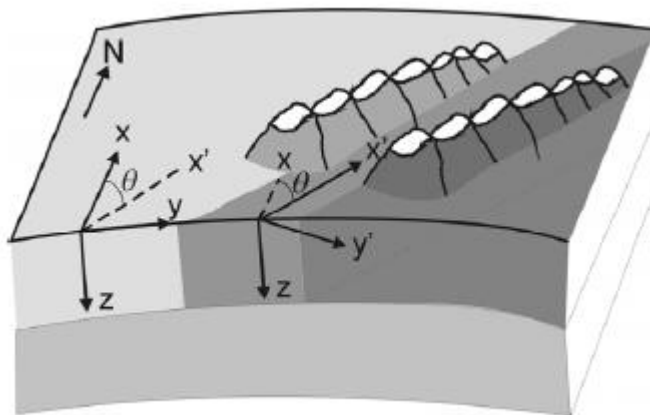


Figura 10. Esquema representativo de adquisición MT, donde los ejes (x, y, z) como generalmente se orientan al Norte magnético, los ejes (x', y', z) se encuentran rotados de acuerdo con el *strike* de la estructura y θ corresponde al ángulo entre los ejes x y x' (Martí, 2006).

Si todos los elementos del tensor tienen distintos valores, se trata de un medio tridimensional ya que significa que la variación de la resistividad es en todas las direcciones.

El *skew* es la medición del acoplamiento EM entre las variaciones de los campos eléctrico y magnético en la misma dirección. En el caso de una estructura 1D y cuando las mediciones se realizaron paralelas y perpendiculares a la estructura 2D, no hay acoplamiento, caso contrario para estructuras 3D, donde si existe acoplamiento exceptuando un punto de simetría radial (Naidu, 2012).

5.3.10. Tensor de fases.

La fase de un número complejo se define por medio de la relación de sus partes real e imaginaria. Esta relación puede generalizarse en una matriz o tensor complejo, es decir (Caldwell, et al., 2004):

$$\Phi = X^{-1}Y \quad \dots (5.26)$$

donde:

X^{-1} : es la matriz inversa de la parte real X del tensor de impedancia,

Y : es la parte imaginaria del tensor de impedancia,

Φ : es el tensor de fase magnetotelúrico.

El tensor de fase Φ se puede escribir, en un sistema de coordenadas cartesianas y en términos de sus componentes real e imaginario:

$$\begin{bmatrix} \Phi_{11} & \Phi_{12} \\ \Phi_{21} & \Phi_{22} \end{bmatrix} = \frac{1}{\det(X)} \begin{bmatrix} X_{22}Y_{11} - X_{12}Y_{21} & X_{22}Y_{21} - X_{12}Y_{22} \\ X_{11}Y_{21} - X_{21}Y_{11} & X_{11}Y_{22} - X_{21}Y_{12} \end{bmatrix} \quad \dots (5.27)$$

Donde $\det(X) = X_{11}Y_{22} - X_{21}Y_{12}$ es el determinante de X .

Si la conductividad solo tiene variaciones con la profundidad, el tensor de fase toma la siguiente forma:

$$\Phi_{1D} = \begin{bmatrix} Y_{1D}/X_{1D} & 0 \\ 0 & Y_{1D}/X_{1D} \end{bmatrix} = (Y_{1D}/X_{1D})I = \tan(\phi)I \quad \dots (5.28)$$

Donde I es la matriz identidad y ϕ esta caracterizada por una simple cantidad escalar igual a la tangente de la fase convencional de MT para una estructura 1D.

De (Bibby, 1986) se adopta que los invariantes empleados son los valores máximo y mínimo del tensor (Φ_{max}, Φ_{min}) y el ángulo *skew* se da por:

$$\Phi_{max} = (\Phi_1^2 + \Phi_3^2)^{1/2} + (\Phi_1^2 + \Phi_3^2 - \Phi_2^2)^{1/2} \quad \dots (5.29)$$

$$\Phi_{min} = (\Phi_1^2 + \Phi_3^2)^{1/2} - (\Phi_1^2 + \Phi_3^2 - \Phi_2^2)^{1/2} \quad \dots (5.30)$$

$$\beta = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{\Phi_{12} - \Phi_{21}}{\Phi_{11} + \Phi_{22}} \right) \quad \dots (5.31)$$

Este ángulo puede ser visto como una rotación y como una medida de la asimetría del tensor. β depende del *skew* del tensor ($\Phi_{12} - \Phi_{21}$), que es el invariante de la rotación, pero cambia de signo si se refleja el sistema de coordenadas.

$$\alpha = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{\Phi_{12} + \Phi_{21}}{\Phi_{11} + \Phi_{22}} \right) \quad \dots (5.32)$$

Añadiendo el valor α , que expresa la dependencia del tensor sobre el sistema coordenado y siendo que no es un invariante rotacional del tensor, el tensor de fase se puede expresar a través de la descomposición en valores singulares (*SVD*) en términos de los parámetros ($\Phi_{max}, \Phi_{min}, \beta$):

$$\Phi = R^T(\alpha - \beta) \begin{bmatrix} \Phi_{max} & 0 \\ 0 & \Phi_{min} \end{bmatrix} R(\alpha - \beta) \quad \dots (5.33)$$

Donde $R(\alpha + \beta)$ es la matriz de rotación.

$$R(\alpha + \beta) = \begin{bmatrix} \cos(\alpha + \beta) & \text{sen}(\alpha + \beta) \\ -\text{sen}(\alpha + \beta) & \cos(\alpha + \beta) \end{bmatrix} \quad \dots (5.34)$$

Si el tensor de fase es simétrico, el ángulo de asimetría es cero ($\beta = 0$), de modo que los valores Φ_{max}, Φ_{min} son iguales a sus eigenvalores. Los valores máximo y mínimo del tensor de fase indican las direcciones de polarización de los campos electromagnéticos.

Una elipse puede representar cualquier tensor bidimensional no simétrico de segundo orden y las cantidades Φ_{max}, Φ_{min} y β , tienen interpretaciones simples en términos de las propiedades de la elipse tensor (Figura 11). En particular, los ejes mayor y menor de la elipse representan los ejes principales y los valores del tensor con la orientación del eje mayor especificado por el ángulo $\alpha - \beta$ (Caldwell, et al., 2004).

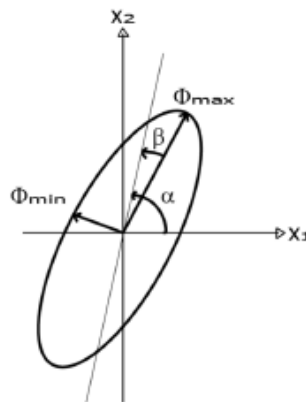


Figura 11. Representación del tensor de fase (Caldwell, et al., 2004).

Con el método del tensor de fase, estableciendo un rango para clasificar la dimensionalidad geoelectrica a partir del ángulo de asimetría β y el parámetro λ , que se define como la elipticidad del tensor de fase expresado como sigue:

$$\lambda = \frac{|\Phi_{\max} - \Phi_{\min}|}{\Phi_{\max} + \Phi_{\min}} \quad \dots (5.35)$$

Al realizar un análisis de la magnitud de Φ_{\max}, Φ_{\min} , se podrá determinar la geometría de la representación gráfica del tensor, teniendo un valor de β y un error de estimación pequeño. Durante este análisis, para la dimensionalidad, se consideró que si $\lambda < 0.2$, el medio es 1D, para diferenciar entre medios 2D y 3D se considera que, si $|\beta| > 3^\circ$ la dimensionalidad será tridimensional.

La Figura 12 muestra ejemplos de diagramas polares de tensores de impedancia donde se muestran las formas 1D, 2D y 3D (Berdichevsky y Dmitriev, 2002).

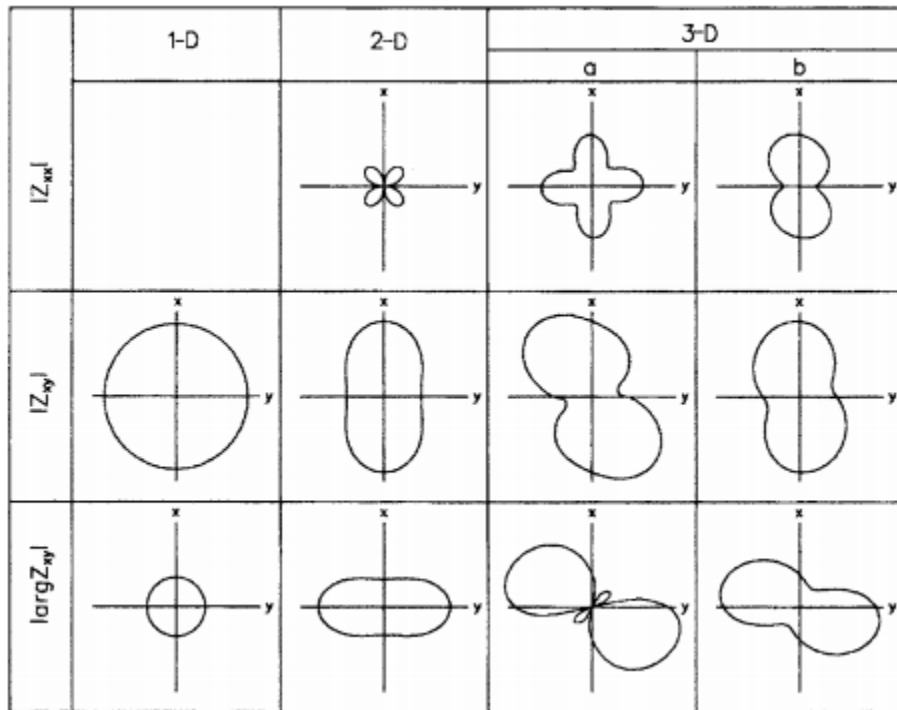


Figura 12. Ejemplo de diagramas polares del tensor de impedancia, donde se muestran la forma 1D, 2D y 3D (Berdichevsky y Dmitriev, 2002).

5.4. Fundamentos teóricos del método eléctrico (SEV).

Los métodos geofísicos que emplean un campo artificial generado a partir de corriente eléctrica continua para caracterizar el subsuelo, se denominan métodos eléctricos, son métodos de investigación vertical para encontrar resistividades del medio, mediante la instalación de electrodos para inyectar corriente al subsuelo y

otros para medir la respuesta, donde la profundidad de exploración depende del tipo de dispositivo electrodo que sea instalado.

En la modalidad de sondeos eléctricos verticales (SEV) tienen como principal objetivo la determinación de contrastes en la distribución vertical en profundidad de horizontes de resistividad aparente a partir de la medición de diferencias de potencial en superficie (Figura 13), siendo que la penetración de la corriente eléctrica depende de la separación de los electrodos. El método eléctrico también resulta útil ya que la resistividad puede ser asociada a parámetros geológicos que ayudan a estimar el nivel freático del subsuelo, grado de fracturamiento de rocas y en algunos casos características de los fluidos intersticiales. En la Figura 5, se muestran rangos de resistividades para algunos tipos de geomateriales.

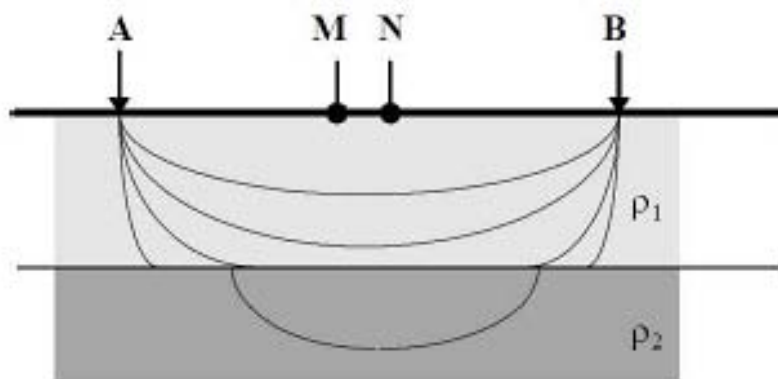


Figura 13. Esquema representativo de investigación con el método eléctrico (SEV) en horizontes resistivos.

Para lograr la medición del diferencial de potencial, es necesario saber que el principio básico de la prospección eléctrica se basa en la ley de Ohm (Ecuación 4.1) que permite describir las propiedades eléctricas en cualquier medio. Esta ley establece que al transmitir una corriente eléctrica I a través de un material conductor, la diferencia de potencial ΔV registrada entre las caras opuestas del material estará determinada directamente por la resistencia eléctrica R que presente el conductor:

$$V = RI \quad \dots (5.1)$$

Debido a que se trata de un método de investigación vertical, en función del incremento en la distancia entre los electrodos, la profundidad de investigación se modifica, obteniendo resistividades aparentes a distintas profundidades (Orellana, 1982).

5.4.1. Ecuaciones fundamentales.

Para establecer un campo eléctrico es necesario emplear un generador de corriente (batería) y mediante cables conectarlo a dos electrodos *A* y *B* clavados en el suelo, de este modo la corriente de intensidad I_A penetrará por *A* y recorrerá el subsuelo para después salir por I_B volviendo al generador para cerrar el circuito cumpliendo con $I_A + I_B = 0$ (Figura 14).

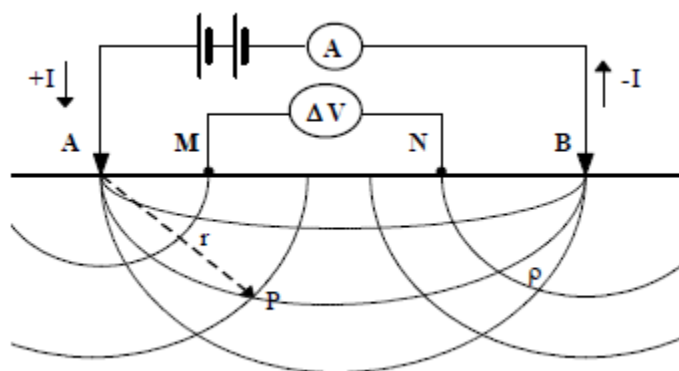


Figura 14. Esquema general de un dispositivo tetraelectrónico de inducción de corriente al subsuelo para medición de la resistividad.

Los métodos de corriente eléctrica no dependen de la temporalidad de los campos electromagnéticos y, considerando que se trata de campos estacionarios, las ecuaciones de Maxwell (4.2) a (4.5) pueden reescribirse:

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} \quad \dots (5.2)$$

$$\nabla \times \mathbf{E} = \mathbf{0} \quad \dots (5.3)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{E} = \frac{1}{\epsilon} \eta \quad \dots (5.4)$$

$$\nabla \cdot \mathbf{H} = \mathbf{0} \quad \dots (5.5)$$

De la ecuación (4.38) se observa que el campo eléctrico es conservativo o irrotacional que deriva en un escalar U , de modo que el campo electroestático puede ser descrito por el gradiente del potencial eléctrico U (Orellana, 1982):

$$\mathbf{E} = -\nabla U \quad \dots (5.6)$$

Las ecuaciones de Maxwell además de ser aplicables al flujo continuo de corriente directa también pueden ser empleadas para representar el efecto de las corrientes alternas a bajas frecuencias, tomando como despreciables las corrientes de desplazamiento y los efectos de inducción (Salas-Corrales, 2016).

Considerando a la tierra como un medio homogéneo e isotrópico, si combinamos la Ley de Ohm (ecuación 4.1), donde se dice que la densidad de

corriente J tiene la misma dirección que el campo eléctrico E en el mismo punto y es proporcional a la conductividad σ , con la ecuación de continuidad que se cumplirá en todos los puntos excepto en los electrodos (Orellana, 1982):

$$\nabla \cdot J = \nabla \cdot (\sigma E) = 0 \quad \dots (5.7)$$

Siendo la ecuación más general de la prospección eléctrica, al desarrollarla asumiendo que dentro de cada zona de conductividad uniforme será $\nabla \sigma = 0$, resulta la ecuación de Laplace (ecuación 4.43) la cual será válida en todo el semiespacio conductor, excepto en los electrodos y las superficies donde exista discontinuidad en la resistividad:

$$\nabla^2 U = 0 \quad \dots (5.8)$$

Combinando las ecuaciones 3.38 y 3.41, se obtiene la ecuación fundamenta de Poisson para campos electrostáticos:

$$\nabla^2 U(x, y, z) = -\frac{1}{\epsilon_0} \eta(x, y, z) \quad \dots (5.9)$$

La ecuación de continuidad para un punto en el espacio 3D y a un tiempo t definida por la ecuación delta de Dirac, está dada por (Salas-Corrales, 2016):

$$\nabla \cdot U(x, y, z, t) = -\frac{\partial}{\partial t} \eta(x, y, z, t) \delta(x) \delta(y) \delta(z) \quad \dots (5.10)$$

Por lo general las fuentes de corriente son puntuales en los sondeos de resistividad eléctrica, de manera que la corriente y la densidad de corriente sobre un volumen elemental alrededor ∇V de la fuente de corriente I , localizada en (x_s, y_s, z_s) están dadas por la relación (Dey y Morrison, 1979):

$$\nabla \cdot J = \left(\frac{I}{\Delta V} \right) \delta(x - x_s) \delta(y - y_s) \delta(z - z_s) \quad \dots (5.11)$$

Donde δ es la función delta de Dirac. Por tanto, la distribución del potencial en la tierra debido a una corriente puntual es:

$$-\nabla \cdot [\sigma(x, y, z) \nabla U(x, y, z)] = \left(\frac{I}{\Delta V} \right) \delta(x - x_s) \delta(y - y_s) \delta(z - z_s) \quad \dots (5.12)$$

La ecuación diferencial parcial, proporciona la distribución del potencial en el subsuelo para un medio isotrópico 3D no uniforme debido a una fuente puntual.

En un medio homogéneo, con una fuente puntual simple en la superficie, la corriente fluye radialmente con respecto de la fuente con el mismo valor de densidad de corriente J y el potencial tendrá una variación inversamente proporcional a la distancia. De acuerdo con estas condiciones las superficies equipotenciales tendrán una geometría de semiesferas y la corriente fluirá de manera ortogonal a ellas. El potencial esta dado por:

$$E = \frac{\rho l}{2\pi r^2} \quad \dots (5.13)$$

Definiendo r_1 y r_2 como las distancias desde el electrodo A hasta los puntos M y N (Figura 14), respectivamente se tiene:

$$U(r) = U_N^M = \frac{\rho l}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \quad \dots (5.14)$$

5.4.2. Resistividad aparente.

Como se mencionó en el apartado anterior, en los métodos eléctricos la corriente se inyecta por un par de electrodos y el objetivo es medir la diferencia de potencial del campo eléctrico en otro par de electrodos como se muestra en la Figura 15, para determinar la distribución espacial de la resistividad eléctrica ρ .

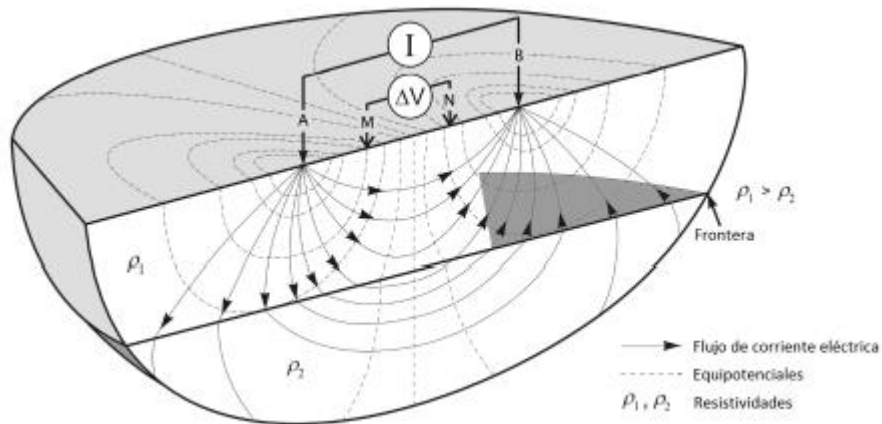


Figura 15. Principio del método de resistividad eléctrica.

De la ecuación 4.47, en un semiespacio homogéneo, al conocer la intensidad I inyectada al subsuelo entre los electrodos AB y la diferencia de potencial eléctrico ΔV entre MN , se puede obtener la resistividad del subsuelo mediante:

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I} [\Omega m] \quad \dots (5.15)$$

donde K es el factor geométrico de la configuración electródica (Orellana, 1982):

$$K = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} [m] \quad \dots (5.16)$$

Sin embargo, derivado de que el medio generalmente tiene un comportamiento heterogéneo, los valores de resistividad observada son aparentes, ya que las lecturas obtenidas se ven afectadas por el espesor y resistividad de cada estrato cruzado por la onda eléctrica.

5.4.3. Dispositivos electródicos.

Dentro de la variante de SEV en el método eléctrico, se han diseñado diferentes configuraciones electródicas o arreglos para la adquisición de datos de diferentes condiciones geológicas, los más comunes son los de tipo Wenner, Schlumberger, Dipolo – Dipolo y Polo – Dipolo., en los que se emplean cuatro electrodos alineados. La configuración idónea dependerá en todo momento del objetivo de estudio, condiciones del medio y de las capacidades del equipo.

1. Schlumberger.

Es una composición simétrica de los electrodos AMNB alineados (Figura 16.I), sensible a los cambios verticales de resistividad, en el que la distancia de los electrodos MN es mucho menor que la de los electrodos AB, donde el error será reducido. En la práctica se suele tomar $MN < AB/5$ (Orellana, 1982).

Para reescribir la ecuación (4.50), se denominará L a la distancia entre el electrodo A y el punto de origen (0), así como para la distancia entre el electrodo B y el punto de origen (0), en el entendido de que $OA = OB$, se tiene:

$$\rho_a = \pi \left(L^2 - \frac{a^2}{4} \right) \left(\frac{\Delta V}{Ia} \right) \quad \dots (5.17)$$

2. Wenner.

Los electrodos AMNB se instalan de manera equidistante (Figura 16.II), muy útil en la caracterización de estructuras horizontales, además de ser resistente a la presencia de ruido geológico a diferencia del dispositivo Schlumberger.

Con esta configuración la resistividad aparente puede ser calculada como:

$$\rho_a = 2\pi a \left(\frac{\Delta V}{Ia} \right) \quad \dots (5.18)$$

3. Dipolo – Dipolo.

Este arreglo se emplea comúnmente para la detección de estructuras verticales, discontinuidades y cavidades, el orden de los electrodos es distinto con

respecto a los dos anteriores, ya que el orden de los electrodos es ABMN, donde se debe tomar en cuenta que la separación entre los electrodos AB y MN será igual, así como la distancia entre los dos pares debe ser proporcional a la distancia de cada par (Figura 16.III).

Para este arreglo, el cálculo de la resistividad será:

$$\rho_a = \pi a(n + 2)(n + 1)(n) \left(\frac{\Delta V}{Ia} \right) \quad \dots (5.19)$$

El inconveniente con este arreglo es que el campo dipolar decrece con el cubo de la distancia entre los dipolos de corriente y tensión, de manera que se requieren detectores más sensibles que en los otros dispositivos.

4. Polo – Dipolo.

Este dispositivo resulta muy útil, ya que tiene una mayor profundidad de investigación con respecto a los arreglos descritos arriba, que permite detectar cualquier tipo de estructuras verticales. La configuración aleja un electrodo a la máxima distancia posible del resto de los electrodos (Figura 16.IV).

En este tipo de configuración la resistividad se expresa de la siguiente forma:

$$\rho_a = 2\pi \left(\frac{r(a + r)}{a} \right) \left(\frac{\Delta V}{I} \right) \quad \dots (5.20)$$

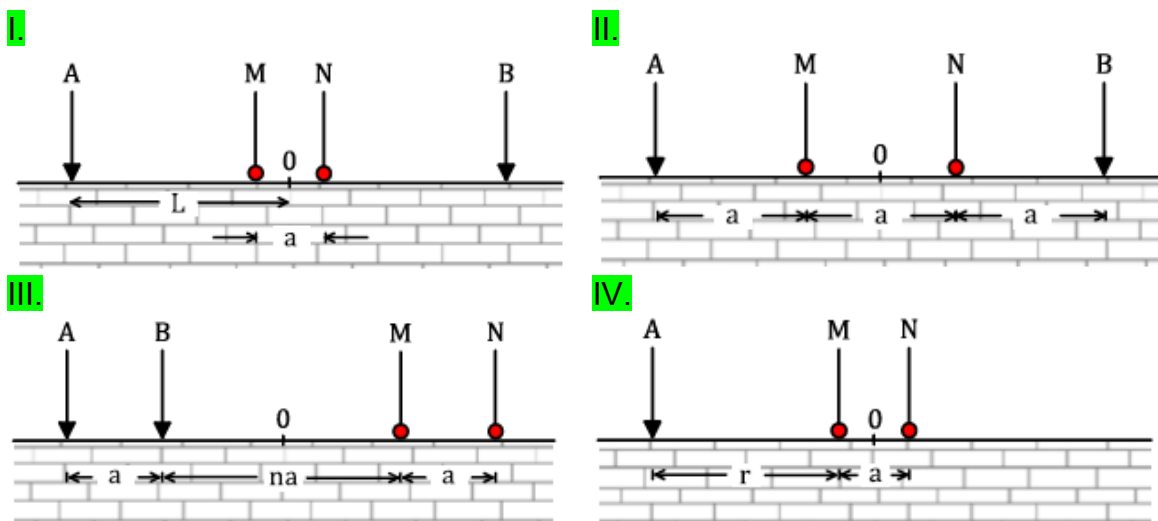


Figura 16. Configuraciones tetraelectrodo lineales más comunes de los métodos de prospección geoelectrica. (I) Dispositivo Schlumberger, (II) Dispositivo Wenner, (III) Dispositivo Dipolo – Dipolo, (IV) Dispositivo Polo – Dipolo.

5.5. Correlación entre datos eléctricos y datos magnetotelúricos.

Durante la adquisición, en los datos registrados se cuenta con la firma de la conductividad del suelo y se pueden extraer conclusiones de la estructura, aunque, derivado de las limitaciones de las técnicas de prospección no es posible caracterizar por completo el medio. La presencia de pequeños cuerpos tridimensionales someros y ruido geológico genera un inconveniente para la exploración geoelectrica.

Dicha problemática puede ser resuelta empleando varias técnicas geofísicas simultáneamente, sin embargo, la integración de los datos se dificulta para presentarlos de forma consistente. Por ejemplo, la correlación de datos eléctricos y electromagnéticos no es una solución trivial, ya que en el método de corriente continua los datos experimentales se muestran como resistividad aparente con respecto a la separación de los electrodos, mientras que en el método magnetotelúrico los datos de la resistividad aparente se presentan en función de la frecuencia.

De acuerdo con (Meju, 2005), empíricamente, se ha determinado para datos SEV con MT la relación:

$$t = 0.5\pi\mu\rho L^2 \quad \dots (5.21)$$

donde μ es la permeabilidad magnética (considerada igual a la de espacio libre $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \text{ s/m}$), L es la mitad de la longitud entre los electrodos extremos y ρ es la resistividad del suelo (que es inversa a la conductividad), misma que se aproxima convenientemente a la resistividad aparente ρ_a .

En la Figura 17 se puede observar la muestra de que, al combinar datos del SEV con MT, la curva de resistividad en función de la frecuencia mejora la resolución en las frecuencias altas de muestreo, es decir, mayor calidad en la definición de la información en los metros más someros del sitio de investigación.

Otro procedimiento para la correlación que se puede llevar a cabo consiste en realizar la inversión unidimensional de los datos de cada método y combinar el resultado de las curvas obtenidas, ya que el resultado de la inversión es una curva que muestra la resistividad en función de la profundidad.

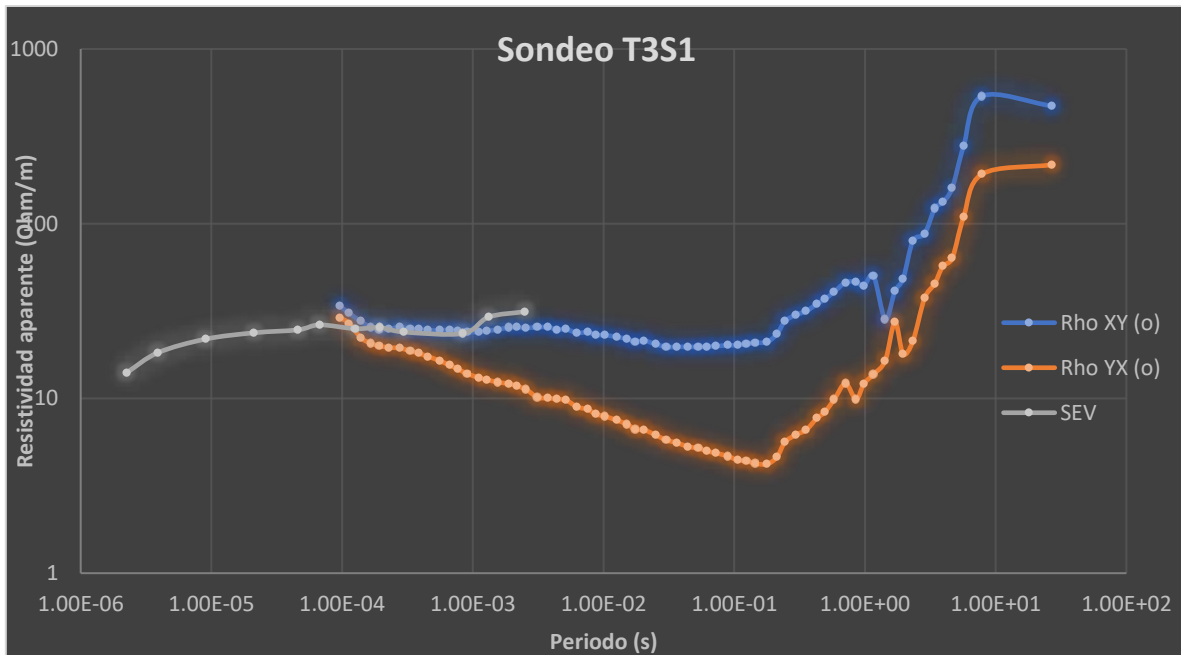


Figura 17. Integración manual de datos eléctricos y magnetoteléuticos, con lo que observa la mejora de resolución en los metros más someros de exploración (altas frecuencias).

5.6. Inversión unidimensional y bidimensional de datos.

La modelación matemática de las propiedades particulares en un medio investigado permite analizar fenómenos en la naturaleza, describiendo mediante ecuaciones diferenciales o integrales una postura de comportamiento de los procesos físicos. Con la premisa de que es posible la formulación matemática, se pueden realizar inversiones que permiten visualizar alternativas de solución para entender el problema.

En los métodos geofísicos existen varias soluciones para modelos de ajuste de los datos, algunas soluciones pueden no tener coherencia con las características geológicas reales del sitio, es por ello que siempre se busca que el modelo obtenido sea lo más simple posible, sin perder de vista que el modelo no debe tener características que no sean esenciales en la coincidencia de los datos (Constable, et al., 1987).

5.6.1. 1D.

Debido a que la inversión de datos puede derivar en más de una solución, el algoritmo *Occam* en la inversión unidimensional, permite obtener modelos suavizados sin rebasar el límite de la sobreinterpretación de datos.

Para lograr el modelo más suave posible, se introduce el concepto de rugosidad R (inverso del suavizado), que se define como la integral cuadrada de la primera y segunda derivada del parámetro de interés con respecto de la profundidad (Constable, et al., 1987):

$$R_1 = \int \left(\frac{d}{dz} m \right)^2 dz \quad \dots (5.22)$$

ó

$$R_2 = \int \left(\frac{d}{dz^2} m \right)^2 dz$$

donde m puede ser la resistividad o su logaritmo. La ecuación (3.57) logra ser más eficiente con un algoritmo basado en una serie de bloque o capas:

$$m(z) = m_i, \quad z_{i-1} < z \leq z_i, \quad i = 1, 2, \dots, N \quad \dots (5.23)$$

Representando la rugosidad como una serie discreta de diferencias de valores de resistividad:

$$R_1 = \sum_{i=2}^N (m_i - m_{i-1})^2$$

y

$$R_2 = \sum_{i=2}^{N-1} (m_{i+1} - 2m_i + 2m_{i-1})^2$$

Ahora se define un vector M de datos de campo d_1, d_2, \dots, d_M , que son las resistividades aparentes en diferente tiempo. La calidad de ajuste de los datos se evalúa a partir del criterio de mínimos cuadrados ponderados.

$$X^2 = \sum_{j=1}^M (d_j - F_j[m])^2 / \sigma_j^2 \quad \dots (5.24)$$

Donde $F_j[m]$ es la función que contiene los parámetros del modelo a minimizar y σ_j es la incertidumbre en el j-ésimo dato.

Buscando valores de rugosidad mínimas con un ajuste aceptable, sabiendo que existen más de una solución para el modelo ya que se trata de un problema no lineal, la solución general es:

$$d_j = F_j[m], \quad j = 1, 2, \dots, M \quad \dots (5.25)$$

O expresado en notación vectorial:

$$d = F[m] \quad \dots (5.26)$$

De lo anterior, el ajuste de los datos se puede expresar mediante:

$$X^2 = \|\underline{W}d - \underline{W}F[m]\|^2 \quad \dots (5.27)$$

Donde $\|\cdot\|$ es la norma Euclidiana y \underline{W} una matriz diagonal de tamaño $M \times M$ definida como:

$$\underline{W} = \text{diag} \left\{ \frac{1}{\sigma_1}, \frac{1}{\sigma_2}, \dots, \frac{1}{\sigma_M} \right\} \quad \dots (5.28)$$

Al emplear los multiplicadores de Lagrange, se tiene:

$$U = \|\partial m\|^2 + \mu^{-1} \{ \|\underline{W}d - \underline{W}F[m]\|^2 - X^{2*} \} \quad \dots (5.29)$$

Los valores externos de R se encontrarán en puntos estacionarios de U como antes. Si hablamos del gradiente se encontrarán vectores que hagan U sea estacionario y obedezca que (Salas-Corrales, 2016):

$$\mu^{-1}(\underline{W}J)^T \underline{W}Jm - \mu^{-1}(\underline{W}J)^T \underline{W}d + \partial^T \partial m = 0 \quad \dots (5.30)$$

Donde la matriz J de $M \times N$ es el Jacobiano o matriz gradiente, con esto es posible resolver el problema no lineal para m , el cual sometido a un esquema iterativo m_{k+1} , escogiendo un μ , de tal forma que la aproximación del desajuste X_k tienda lo más posible a X :

$$m_{k+1}(\mu) = \left[\mu \partial^T \partial + (\underline{W}J_k)^T (\underline{W}J) \right]^{-1} (\underline{W}J)^T \underline{W}d_k \quad \dots (5.31)$$

Y un desajuste del modelo m_{k+1} esta dado por:

$$X_{k+1}(\mu) = \|\underline{W}d - \underline{W}F[m_{k+1}(\mu)]\| \quad \dots (5.32)$$

De este procedimiento se obtiene la solución en una curva suavizada, por lo que es una opción para la correlación de datos magnetoteléuricos y eléctricos, ya que en la curva se visualiza la resistividad en función de la profundidad, resultando en un incremento de resolución del modelo desde los metros más someros.

5.6.2. 2D.

Cuando el medio es anisotrópico, es decir, que la corriente fluye en una o varias direcciones preferenciales, tiene una distorsión electromagnética relacionada y su dimensionalidad se ve afectada. Lo anterior define para el caso 2D, dos valores de resistividad y dos fases, una a lo largo de la estructura y otra ortogonal a ésta (Corbo, 2006).

En las inversiones bidimensionales, a partir de involucrar todos los datos de resistividad transversales, se generan modelos de la distribución espacial de resistividades aparentes en forma de secciones a profundidad, de manera que el

objetivo perseguido es el obtener un modelo idealizado del subsuelo que describa los parámetros medidos de la manera más clara posible (Díaz, 2010).

Rodi y Mackie (2001) desarrollaron un algoritmo para modelación 2D, el cual busca las soluciones regularizadas para el problema inverso minimizando la función objetivo, empleando el método iterativo de los Gradientes Conjugados No Lineales (NCLG). El problema inverso se define:

$$\mathbf{d} = \mathbf{F}(\mathbf{m}) + \mathbf{e} \quad \dots (5.33)$$

Donde \mathbf{d} es el vector de datos ($\mathbf{d} = [\mathbf{d}^1 \mathbf{d}^2 \dots \mathbf{d}^N]^T$, en el que cada \mathbf{d}^i puede ser el logaritmo de la amplitud o fase de la resistividad aparente para una polarización en particular (TE o TM)), \mathbf{m} es el vector de modelos o parámetros que define la función de resistividad ($\mathbf{m} = [\mathbf{m}^1 \mathbf{m}^2 \dots \mathbf{m}^N]^T$), \mathbf{e} es el vector de errores y \mathbf{F} es la función del modelo directo.

El problema inverso se puede resolver tomando una solución regularizada del modelo minimizando la función objetiva ψ definida como:

$$\psi(\mathbf{m}) = (\mathbf{d} - \mathbf{F}(\mathbf{m}))^T \mathbf{V}^{-1} (\mathbf{d} - \mathbf{F}(\mathbf{m})) + \lambda \mathbf{m}^T \mathbf{L}^T \mathbf{L} \mathbf{m} \quad \dots (5.34)$$

donde λ es el parámetro de regularización, \mathbf{V} es una matriz que actuará como la varianza del vector del error \mathbf{e} . El segundo término de ψ define la estabilidad funcional del espacio de modelos.

Para minimizar la función objetivo ψ , se emplea el algoritmo de los gradientes conjugados no lineales usando la variante Polak-Ribiere (Rodi y Mackie, 2001), determinada por una secuencia de minimizaciones univariadas a lo largo de las direcciones de la búsqueda calculadas:

$$\begin{aligned} \mathbf{m}_0 &= \text{dado} \\ \psi(\mathbf{m}_\ell + \alpha_\ell \mathbf{p}_\ell) &= \alpha \text{min} \psi(\mathbf{m}_\ell + \alpha \mathbf{p}_\ell) \quad \dots (5.35) \\ \mathbf{m}_{\ell+1} &= \mathbf{m}_\ell + \alpha_\ell \mathbf{p}_\ell, \quad \ell = 1, 2, \dots \end{aligned}$$

Para obtener las direcciones de búsqueda mediante iteraciones:

$$\begin{aligned} \mathbf{p}_0 &= -\mathbf{C}_0 \mathbf{g}_0 \\ \mathbf{p}_\ell &= -\mathbf{C}_\ell \mathbf{g}_\ell + \beta_\ell \mathbf{p}_{\ell-1}, \quad \ell = 1, 2, \dots \end{aligned}$$

Donde con la técnica de Polak-Ribiere:

$$\beta_\ell = \frac{\mathbf{g}_\ell^T \mathbf{C}_\ell (\mathbf{g}_\ell - \mathbf{g}_{\ell-1})}{\mathbf{g}_\ell^T \mathbf{C}_\ell \mathbf{g}_{\ell-1}} \quad \dots (5.36)$$

La cantidad $-\mathbf{C}_\ell \mathbf{g}_\ell$ es el paso de la dirección ascendente, minimizando la derivada direccional de ψ evaluada en \mathbf{m}_ℓ .

6. METODOLOGÍA.

6.1. Localización de los sondeos.

De acuerdo con el objetivo principal de esta investigación, se ubicaron 61 sondeos, repartidos en 5 perfiles, 4 de ellos alineados perpendicularmente al graben y uno más en el sentido axial. En cada sitio se realizó adquisición de un sondeo Eléctrico Vertical (SEV), un sondeo Magnetotelúrico de amplio espectro (AMT+MT).

La longitud del perfil 1 ubicado al Norte del graben es de 56 km, en el caso de los perfiles 2, 3 y 4 descendiendo hacia el Sur, tienen una longitud promedio de 42 km., mientras que el perfil 5, perpendicular a los primeros 4 y en dirección al graben, es de 80 km.

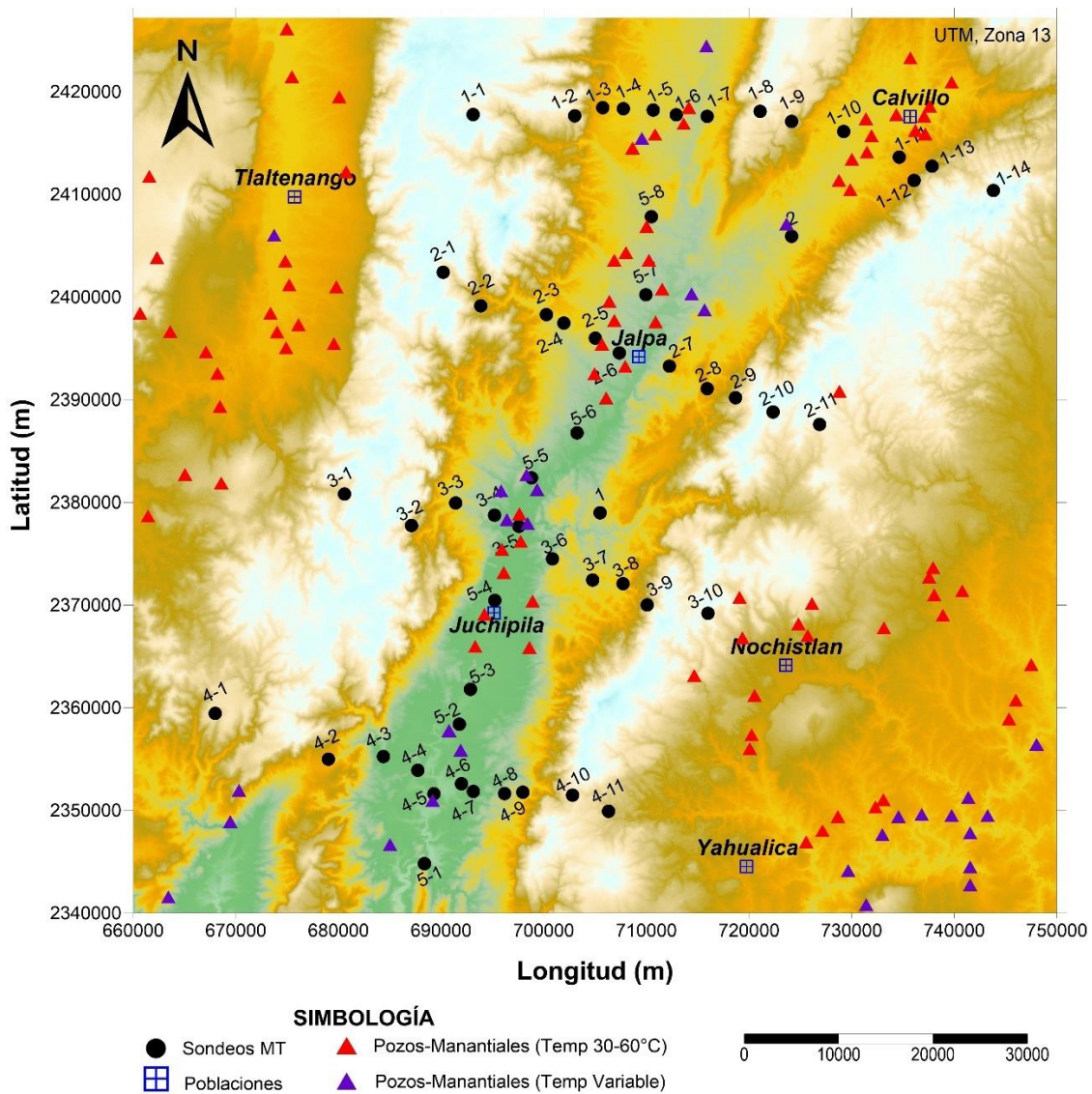


Figura 18. Mapa topográfico de la zona de estudio, donde se muestran las manifestaciones hidrotermales (triángulos morados y rojos), sitios investigados (esferas color negro), las ciudades y localidades principales con recuadros azules.

6.2. Equipos de medición.

6.2.1. Magnetotelúricos.

Para el estudio fueron empleados dos equipos de marca Phoenix modelo MTU-2000, conformados con una unidad de adquisición, filtrado y amplificación de señales electromagnéticas (EM) naturales. Adicionalmente de contar con un módulo de pre-procesado y almacenamiento de información, se complementa con un GPS, 6 sensores magnéticos (3 AMTC-30 y 3 MTC-50) y 5 electrodos porosos no polarizables (PE5), (Figura 19).

Los sensores magnéticos AMTC-30 para sondeos AMT con un rango de frecuencia de muestreo entre 10 000 Hz y 0.1 Hz, miden 82 cm. de largo por 6 cm. de diámetro, mientras que los sensores MTC-50H para MT miden 144 cm de largo por 6 cm. de diámetro con un rango de frecuencia de muestreo entre 400 Hz. y 50 000 segundos (2×10^{-5} Hz.).

Los electrodos porosos (PE5) tienen 13 cm de altura por 7.25 cm de diámetro, un peso de 0.75 kg. Ofrecen baja deriva, ruido y desplazamiento, 22.70 cm^2 de área de contacto en la superficie inferior con cerámica porosa, una respuesta plana de DC a 10 000 Hz y suspensión conductora que evita la polarización.

Los equipos se alimentan mediante baterías electrolíticas de arranque de 12V para su funcionamiento y la programación del equipo para la medición se realiza con ayuda de una computadora portátil con puerto USB, misma que sirve para la recopilación y almacenamiento de los datos cada que se concluya la adquisición en cada sondeo.

Para lograr la correcta instalación de los sensores y equipo, se empleó herramienta menor como palas, picos, barretas, kit de herramientas de mano, brújula de precisión, teodolito mecánico-óptico, multímetro, nivel de mano, charolas de plástico, agua, lona impermeable y un vehículo todoterreno para transporte de equipo y personal.

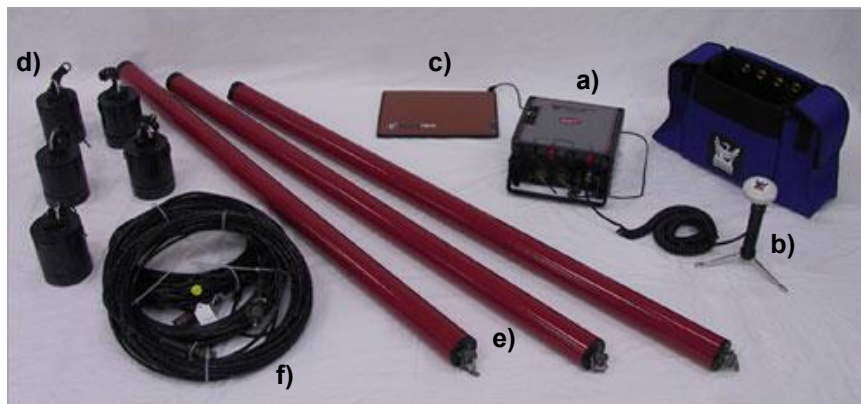


Figura 19. a) Consola de adquisición, b) GPS, c) computadora portátil, d) sensores eléctricos, e) sensores magnéticos, f) cables para conexión de sensores magnéticos.

6.2.2. Eléctricos.

Para la ejecución de los sondeos eléctricos verticales se empleó un resistivímetro modelo Terrameter SAS100 de marca ABEM (Figura 20), alimentado por una batería de 12V, permite la medición de resistividad de penetración profunda, con una salida suficiente para una separación de electrodos de hasta 2000 metros en función de las condiciones del medio de investigación. El equipo cuenta con circuitos de discriminación y programación de tensiones separadas de corriente continua, potenciales espontáneos y ruido de señal entrante.

Los electrodos empleados durante las mediciones están hechos de acero inoxidable de 40 cm de longitud y ½" de diámetro, mientras que para la conexión de los circuitos se cables de cobre calibre 12.



Figura 20. Resistivímetro marca ABEM, modelo Terrameter SAS 1000.

6.3. Procedimientos en campo.

La adquisición de datos fue desarrollada en tres campañas, durante el verano e invierno del 2017 y en el verano de 2018, cada una en promedio de 12 días. En las primeras dos campañas se midieron los perfiles ortogonales del 1 al 4, mientras que la tercera se dedicó al quinto perfil, así como también para la rectificación de algunos sitios de interés, en los que se tenía alguna incertidumbre.

Debido a que el planteamiento espacial de los sondeos fue realizado por vista satelital, fue necesario establecer comunicación directa con las autoridades y vecinos de la zona para solicitar los permisos pertinentes, considerando que la selección de los sitios de muestreo en campo se encontrara libre de ruido antropogénico.

6.3.1. Adquisición de datos MT.

Establecido el sitio idóneo, la orientación y posición donde se instalan los electrodos, que forman los dipolos norte-sur (**Ex**) y este-oeste (**Ey**), se realiza mediante el empleo de una brújula de alta precisión nivelada con trípode (similar a un teodolito o nivel fijo de topografía); los electrodos se instalan en pozos excavados de 30 cm. de profundidad y un diámetro de 10 a 12 cm., la longitud de los dipolos, es decir, la distancia entre los electrodos de los extremos en promedio fue de 50 m para ambos casos (**Ex** y **Ey**); es importante mencionar que para la instalación de los electrodos en los pozos, se preparó una mezcla viscosa a base de bentonita y agua dulce, con el objeto de mantener la humedad en el electrodo y reducir la resistencia de contacto en la interacción del terreno con el electrodo, así como la necesidad de cubrir los electrodos posteriormente de su instalación (puede ser con material producto de la excavación de los pozos) para evitar perturbaciones del campo.

Adicionalmente de los cuatro electrodos mencionados arriba, se requiere de la instalación de otro electrodo cercano a la consola con fines de protección electroica (conexión a tierra). Para la conexión de los electrodos con el equipo central se emplearon cables de baja resistencia conductiva con recubrimiento aislante.

La instalación de los sensores magnéticos (bobinas), se realizó en los cuadrantes delimitados por los dipolos eléctricos como se muestra en la Figura 21, donde también se efectuaron excavaciones para proteger las bobinas de alteraciones de temperatura y agentes externos, dos sensores se instalan en zanjas horizontales (**Hx** y **Hy**), mientras que la tercera en un pozo vertical (**H_z**). Es de vital importancia que las bobinas horizontales sean orientadas de acuerdo con la componente del campo magnético que medirán y que las tres en todo momento se encuentren niveladas, lo anterior garantiza que la adquisición sea satisfactoria. Por último, los sensores se conectan mediante cables blindados a la consola.

El siguiente paso en la instalación del equipo es colocar el GPS del equipo preferentemente protegido con rocas o suelo y colocar la batería de 12V. Como las mediciones de MT, por lo general fueron nocturnas de larga duración, el equipo se coloca sobre una lona para protegerlo de las condiciones climatológicas.

Toda vez que se tiene conectado en su totalidad el equipo, con la consola encendida se realiza una prueba de contacto entre los electrodos para verificar que la resistencia de contacto entre ellos sea homogénea y lo más baja posible. Posteriormente se realiza la programación para la adquisición, donde se configura el nombre del sitio, intervalo de adquisición en horario UTC, longitud de dipolos, ganancias, filtros, ventana de adquisición, declinación del lugar, tipo de sensores y modo de adquisición (AMT ó MT).

El registro de la señal se realiza a través de 5 canales independientes, de los cuales tres corresponden al campo magnético (**H_x**, **H_y**, **H_z**) y dos para el campo

eléctrico (E_x , E_y). En el caso de los sensores para AMT, la adquisición para las altas frecuencias tuvo una duración de 2 horas en promedio, mientras que para bajas frecuencias con las bobinas para MT la medición fue de por lo menos 15 horas.

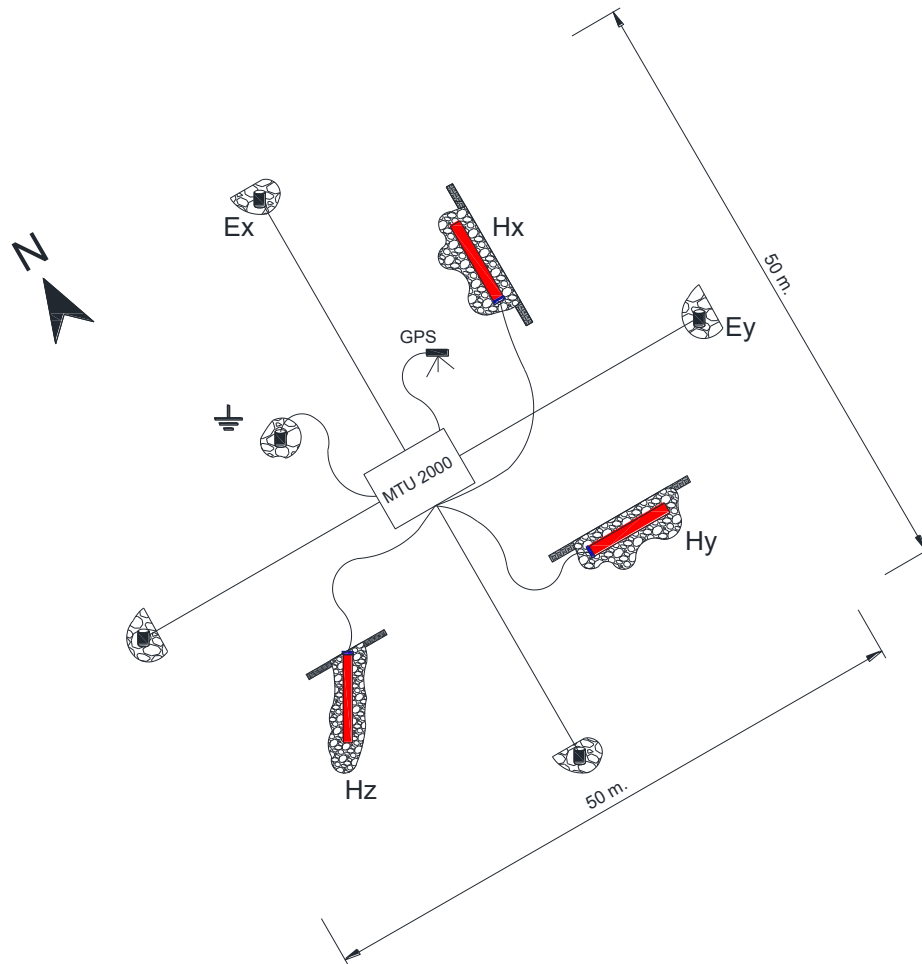


Figura 21. Arreglo tipo para la instalación de equipo para mediciones de MT.

6.3.2. Adquisición de datos eléctricos.

Como se menciona al inicio de este apartado (6.3), en el sitio elegido también se realiza un sondeo eléctrico vertical, con el que además de adquirir más información de los primeros metros del sitio, se busca lograr una corrección del *static shift*.

La instalación del método eléctrico con el dispositivo Schlumberger empleado, es relativamente simple, ya que consiste en instalar dos pares de electrodos, el primero **AB** que son de inyección de corriente eléctrica continua con separación L creciente y el segundo **MN** con una separación constante a que mide la diferencia de potencial generado por **AB** (Figura 22).

Las aperturas L que se consideraron para $AB/2$ fueron de 2, 3, 5, 8, 12, 15, 20, 25, 30, 50, 70 y 100 m., mientras que para MN la separación a fue de 2 m., de acuerdo con estos parámetros la profundidad de exploración se encuentra entre 40 y 50 metros.

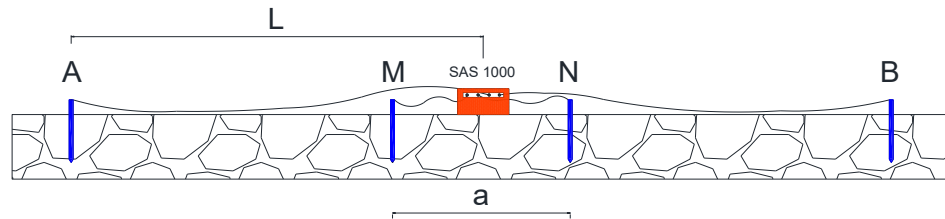


Figura 22. Dispositivo tetraelectrodico Schlumberger empleado en los SEV's.

7. PROCESAMIENTO E INVERSIÓN DE DATOS.

Los datos magnetotelúricos son adquiridos en series de tiempo para cada componente del campo magnético y eléctrico, donde cada componente es un canal (E_x , E_y , H_x , H_y y H_z). Para el procesado dichas series de tiempo se transforman al dominio de frecuencia, para lograrlo se empleó el paquete de computo de la empresa Phoenix Geophysics "SSMT2000", el cual emplea los coeficientes de Fourier para obtener la estimación de los productos cruzados entre las componentes H_x con E_y y H_y con E_x , con lo que se calculan las impedancias del tensor (Z_{xy} y Z_{yx}). El resultado son dos curvas de resistividad y dos de fase, después de rotarlas al *strike* geoléctrico, una corresponde a la dirección de estructuras (TE) y la otra es ortogonal (TM).

Dentro del procesamiento robusto, fue necesario trabajar con canales locales y remotos E y H en todas las frecuencias para realizar una edición de los productos cruzados, en algunos casos se analizaron de manera remota los sondeos con el objeto de reducir considerablemente el ruido en la señal de respuesta.

Consecutivamente, usando el software "MTedit" se realiza el acondicionamiento de las series de tiempo desechando manualmente los valores ruidosos, así como picos de alta o baja amplitud que no se encuentren dentro de una media del comportamiento de resistividad y fase del sondeo en cada frecuencia, con el objeto de obtener curvas más suaves. A partir de esta edición se exportan los archivos con una extensión "edi" que es reconocida por cualquier paquetería de inversión de datos MT.

Obteniendo la primera edición, con el software "Winglink", dentro del que se procede con el empalme de datos AMT y MT para generar un sondeo de amplio espectro que pueda ser analizado de manera más fina, eliminando los valores con desviación estándar elevada con base en un criterio fijo, para lograr observar una buena consistencia de resistividad y fase (Figura 23).

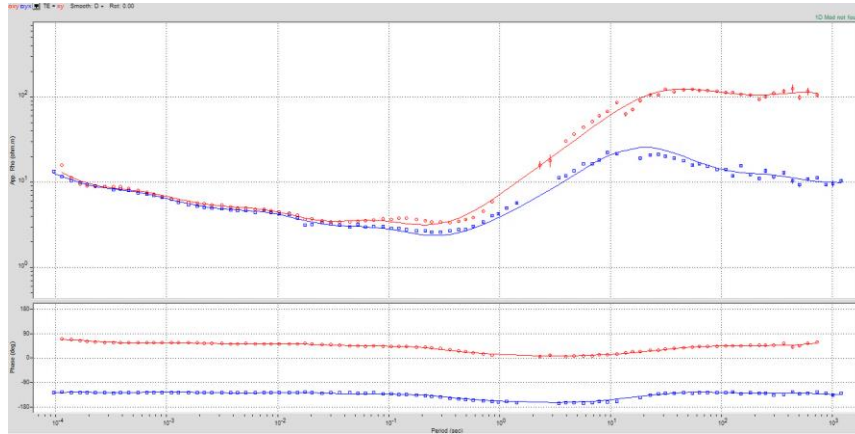


Figura 23. Curva de Resistividad y Fase de sondeo 5-6 como muestra de curvas obtenidas del software Winglink. (El resto de las curvas se muestran en el Anexo 11.1).

7.1. Corrección de Static Shift e Inversión 1D.

Como se mencionó en el apartado 5.5, existen varios métodos que resuelven el problema de distorsión galvánica. Además de revisar la geología, analizar las fases y comportamiento de las curvas MT cercanas, se realizó un sondeo eléctrico vertical en cada sitio. En donde, asumiendo que se trata de un medio unidimensional en los primeros metros de exploración, si no existiese corrimiento estático al inicio de las curvas en los modos TE y TM deberían de coincidir y pueden ser superpuestas generando información hasta la superficie. En la Figura 24 se combinaron las curvas del SEV y MT, donde fue necesaria la corrección del *static shift*.

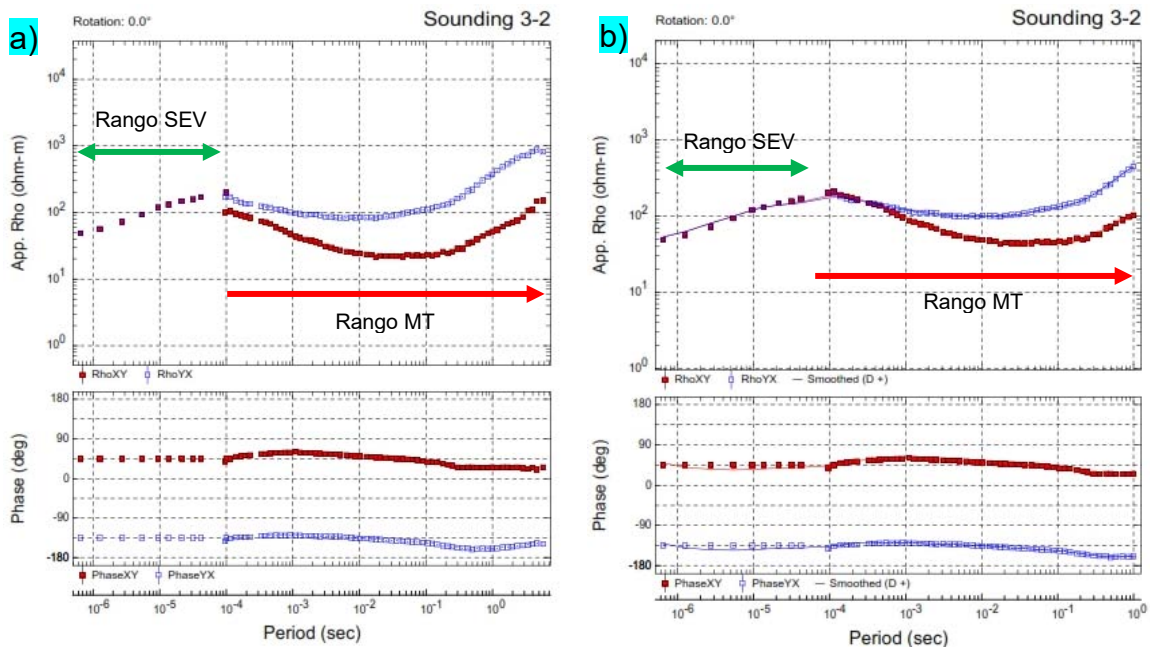


Figura 24. Sondeo 3-2 donde se combinaron las mediciones de SEV con MT, se muestra el sondeo a) sin corrección y b) con corrección de static shift.

Posterior a realizar la corrección galvánica y edición de los datos, una primera aproximación consiste en hacer la inversión 1D como se describe en el apartado 5.6.1, ya que el resultado permite observar unidades geoelectricas con un error mínimo. En la Figura 25 se puede observar el resultado de la inversión unidimensional del invariante para el sondeo 3-5, el resto de las inversiones realizadas se pueden visualizar en el Anexo 11.2.

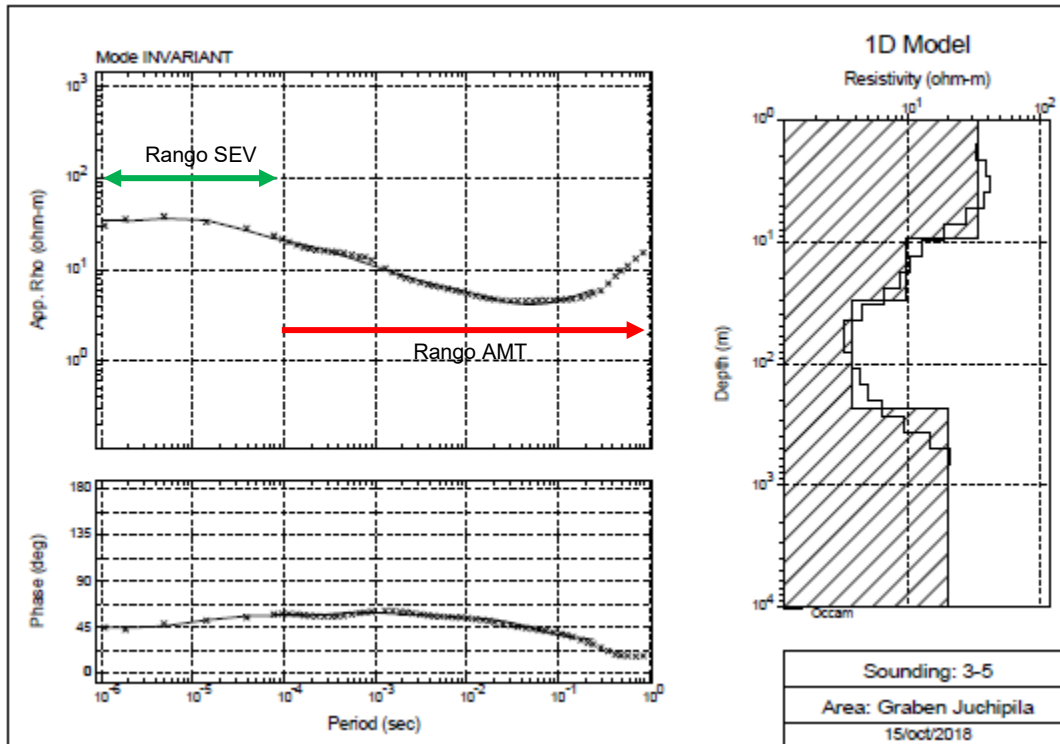


Figura 25. Inversión 1D del sondeo 3-5 en el modo invariante rotacional, solo se suman las curvas SEV y AMT como muestra del resultado, las inversiones con las respuestas SEV+AMT+MT se muestran en el Anexo 11.2

7.2. Direccionalidad y dimensionalidad geoelectrica.

Posteriormente, es necesario determinar la dimensionalidad geoelectrica en cada sondeo. En este caso, el método empleado es el del tensor de fase (Figura 26), que recordando lo descrito en la sección 5.3.10, para la dimensionalidad se considera que si $\lambda < 0.2$, el medio es 1D, así como para discernir entre medios 2D y 3D se considera que, si $|\beta| > 3^\circ$ la dimensionalidad será tridimensional.

De la misma forma se efectuó un análisis en tres distintos valores de frecuencia para visualizar en planta la descripción geométrica del tensor de fases, es decir, si el resultado es un círculo o en una elipse (grado de elipticidad). Las frecuencias a las que se ejecutaron los análisis fueron de 10400, 9.4 y 0.0092 Hz (Figura 27 y Figura 28).

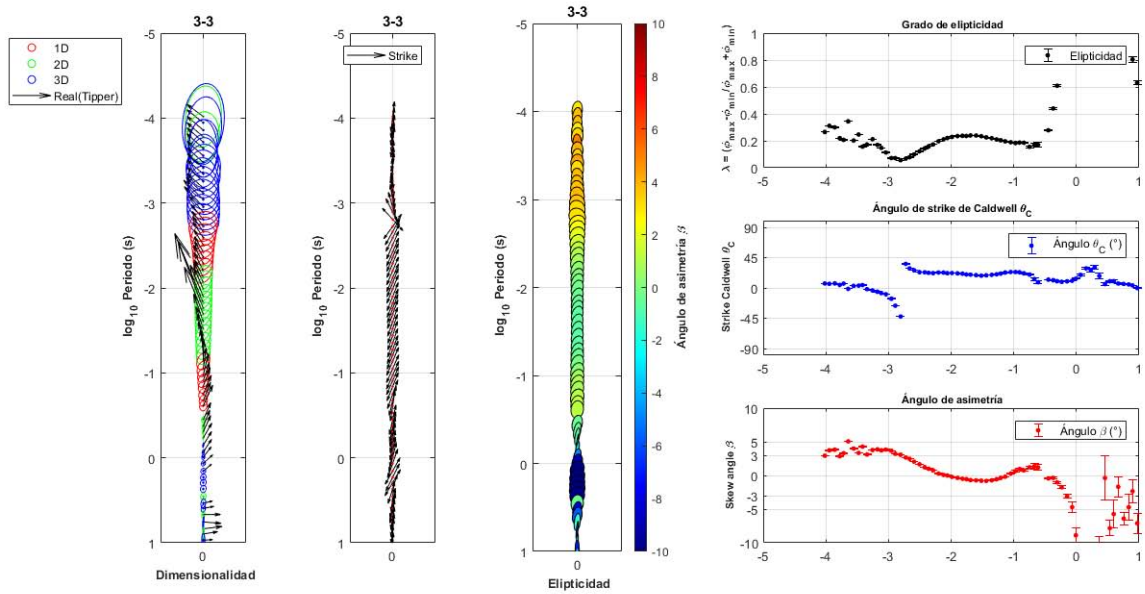


Figura 26. Análisis de dimensionalidad y direccionalidad del sondeo 3-3, el resto de los análisis se pueden encontrar en el Anexo 11.3.

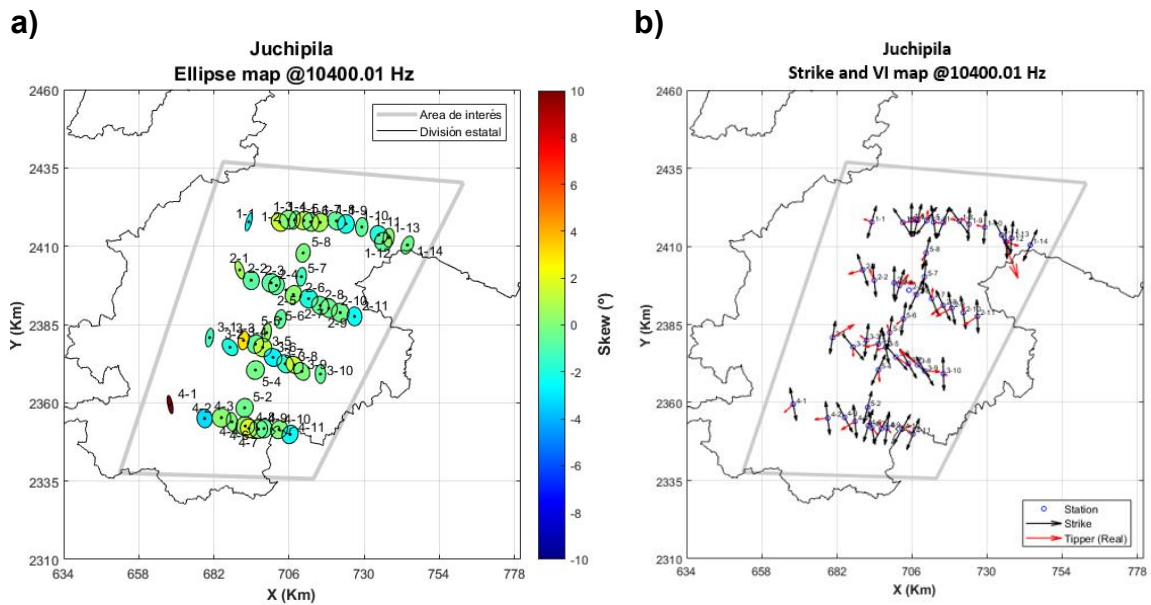


Figura 27. a) Mapa de Elipses del tensor de fase, b) mapa de dirección de Strike y vectores de inducción (VI) a 10,400 Hz.

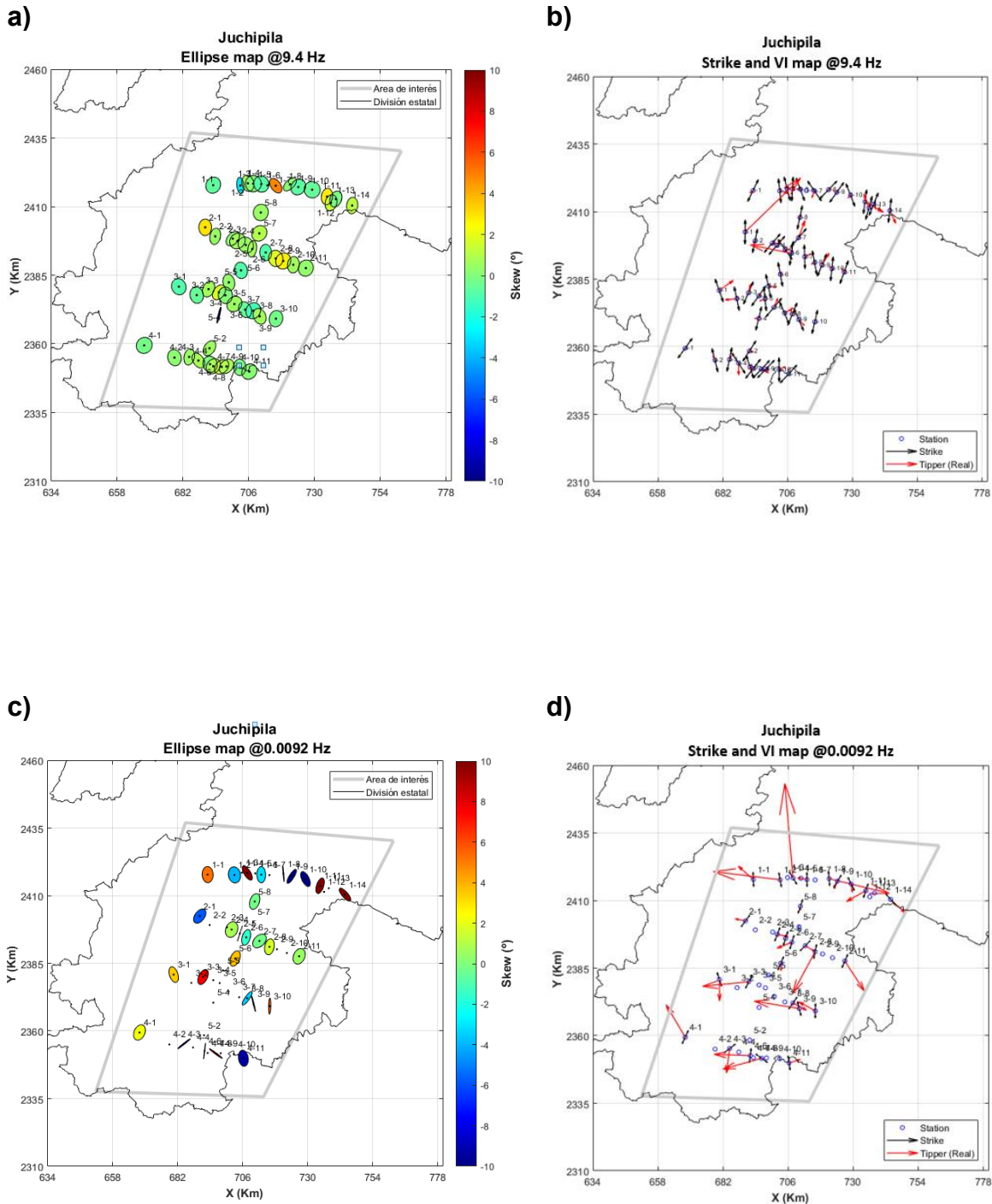
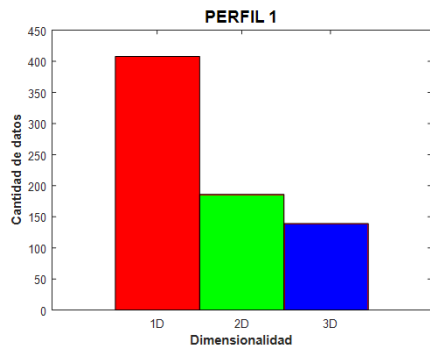
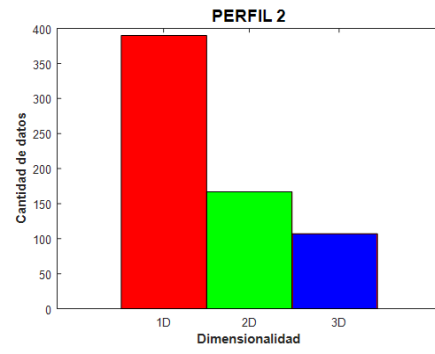


Figura 28.a) Mapa de Elipses del tensor de fase a 10 Hz., b) mapa de dirección de Strike y vectores de inducción, a 10 Hz., c) Mapa de Elipses del tensor de fase a 0.01 Hz., d) mapa de dirección de Strike y vectores de inducción a 0.01 Hz.

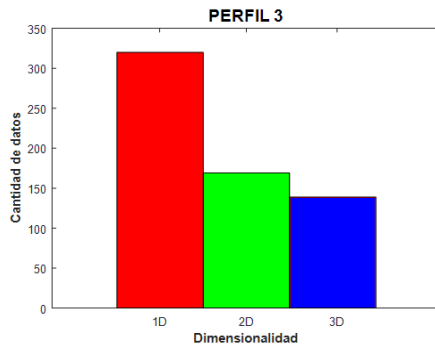
a)



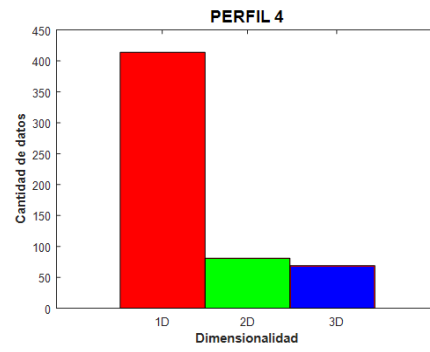
b)



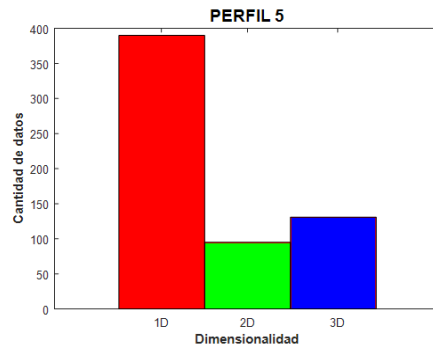
c)



d)



e)



f)

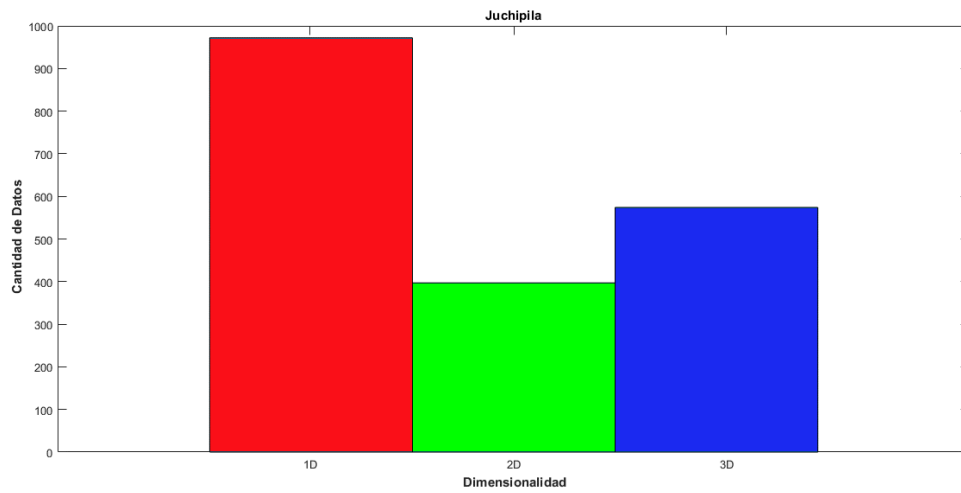


Figura 29. Histogramas de dimensionalidad de cada perfil (a – e) y del área de estudio (f).

Adicionalmente, se pueden obtener los histogramas de dimensionalidad con el código programado en el software Matlab llamado *MTdim* (Castro-Soto y Corbo-Camargo, 2016), donde se puede visualizar claramente la dimensionalidad predominante de todos los sondeos (Figura 29f).

De la misma manera, el código mencionado permite realizar un análisis de la dirección de strike calculada mediante el tensor de fase a través de un histograma angular (Figura 30) para cada estación, esta información se plasmó en un mapa de elevaciones (Figura 31) en el que se logra observar el comportamiento general de las respuestas electromagnéticas de los sondeos.

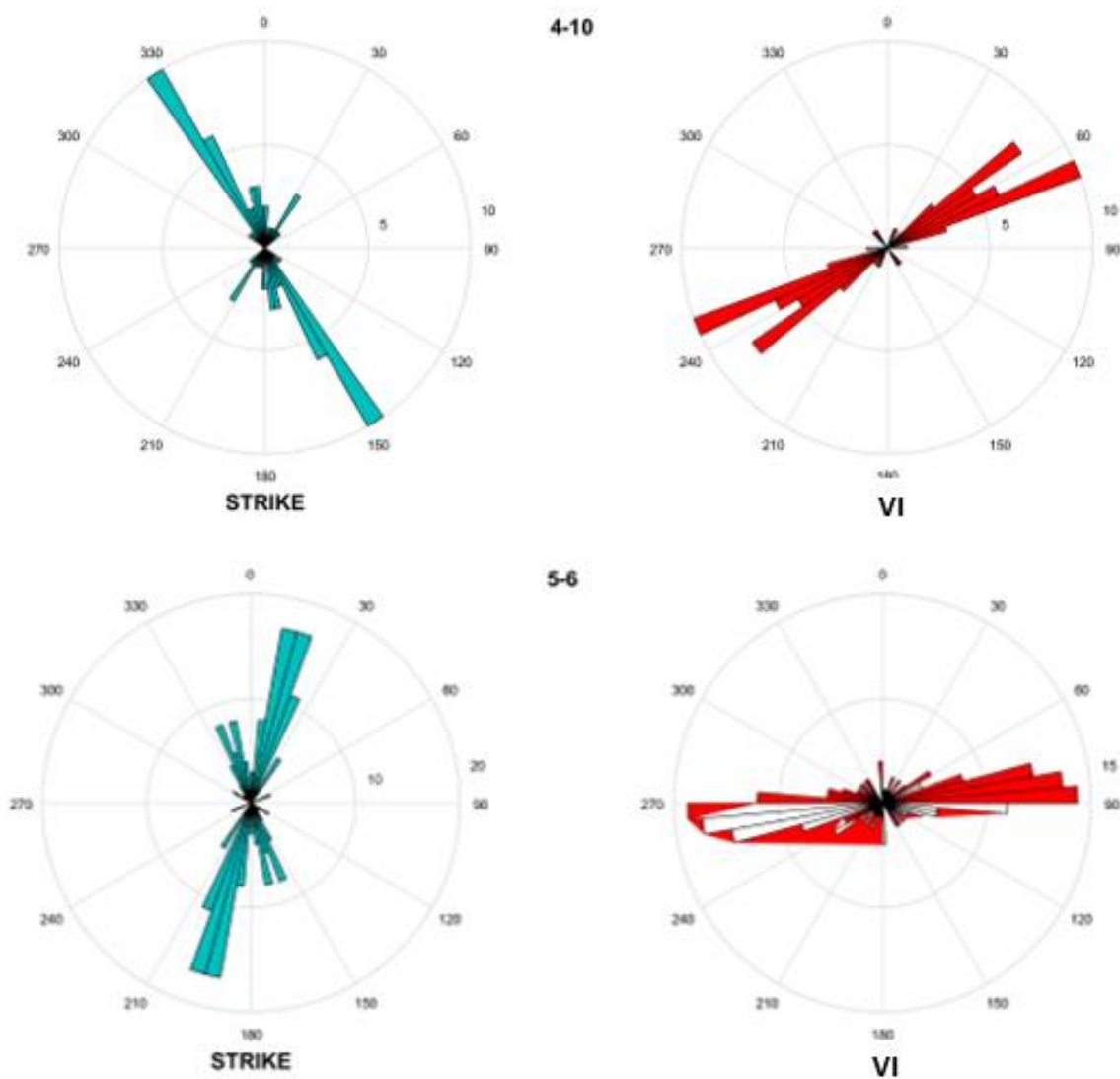


Figura 30. Histograma angular de strike calculado con el tensor de fase de los sondeos 4-10 y 5-6 (STRIKE), así como histograma angular de vectores de inducción (VI), el resto de los análisis se pueden consultar en el Anexo 11.3

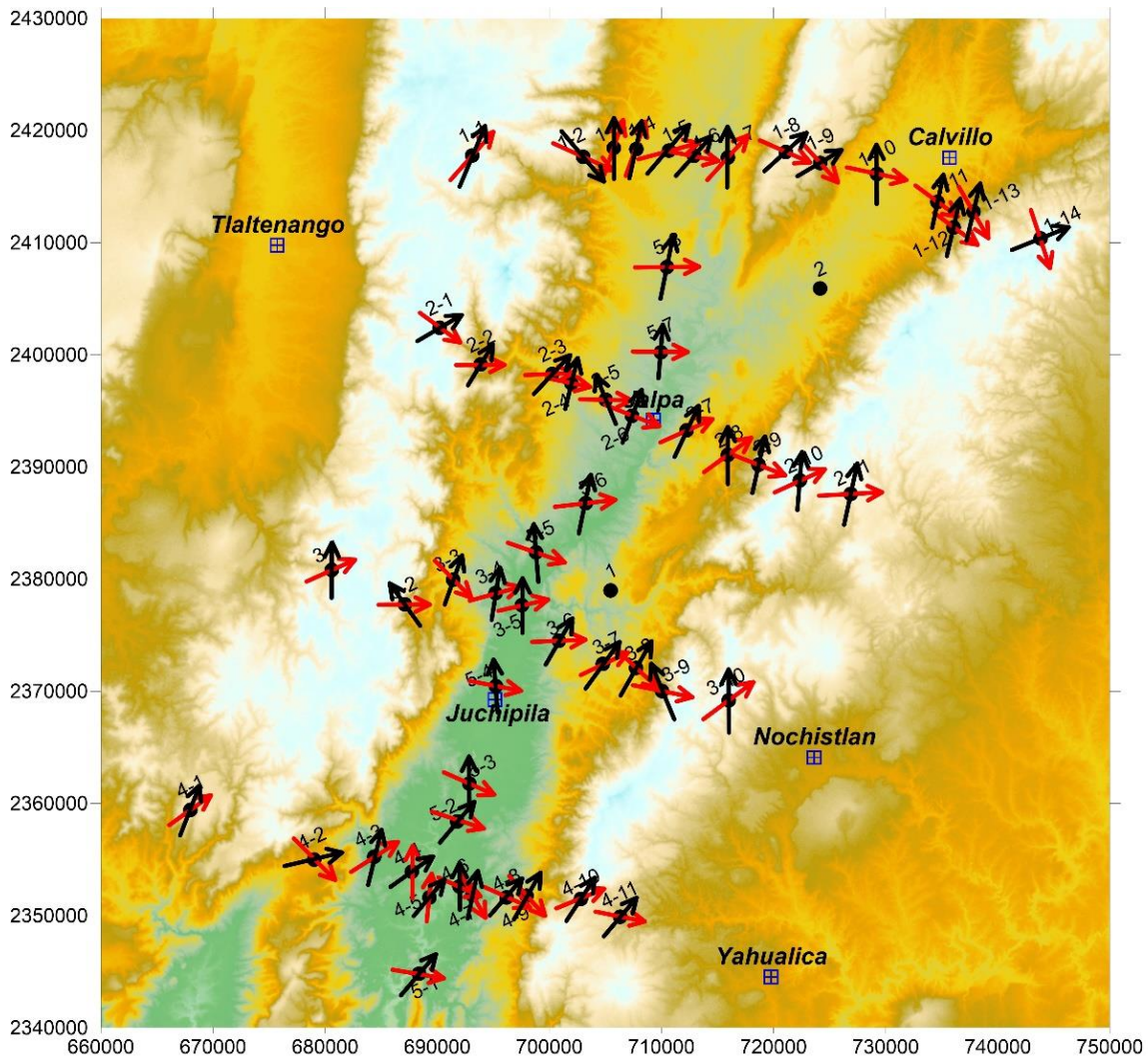


Figura 31. Mapa de elevaciones con respuestas de Strike (flechas negras) y vector de inducción (flechas rojas) en cada sondeo.

7.3. Inversión bidimensional.

Se hicieron inversiones 2D en cada perfil con el algoritmo de los gradientes conjugados no lineales, mencionado en el apartado 5.6.2 (Rodi y Mackie, 2001), utilizando los dos modos de polarización simultáneamente. Estas inversiones fueron realizadas a partir de iteraciones sobre una malla propuesta, la cual cuenta con separaciones verticales equidistantes entre los puntos de muestreo y filas horizontales crecientes con la profundidad. Las iteraciones realizadas, se traducen como la suma del desajuste de los datos incluyendo al parámetro tau para control del suavizado del modelo.

El parámetro tau (τ) es muy importante para realizar una buena inversión bidimensional, ya que es un parámetro de regularización referente al suavizado de la curva de resistividad, de modo que no es posible tomar un valor aleatorio que

represente la mejor solución del ajuste de los datos, por este motivo se realizó un análisis a base de prueba y error para determinar el tau óptimo que permita generar el modelo de la mejor calidad posible.

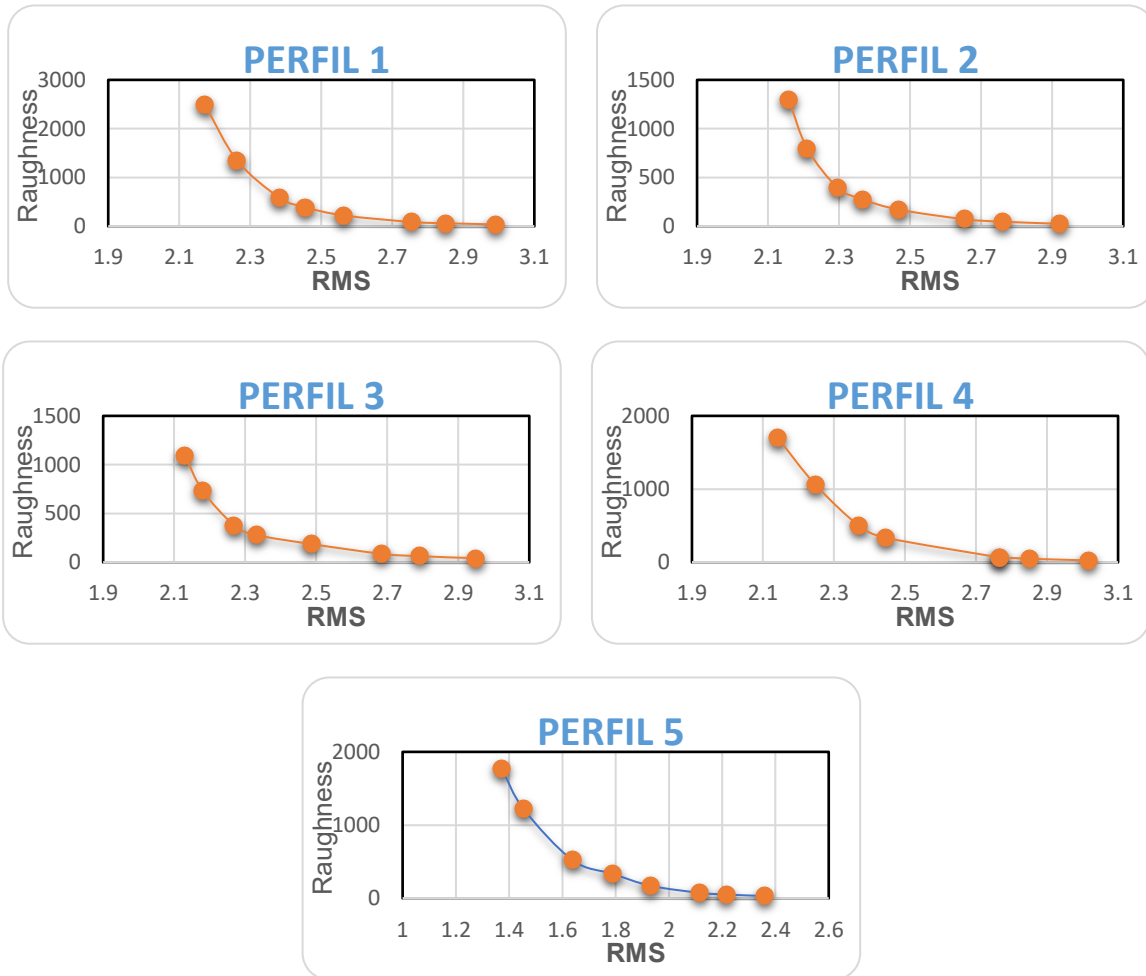


Figura 32. Graficas de análisis para obtener el tau óptimo, la gráfica refleja la curva de la rugosidad en función del error cuadrático medio (RMS).

En las curvas de la Figura 32, el tau óptimo se determina en el punto de quiebre de la curva, en este tenor la solución podría ser más que un solo valor aceptables (Türkoğlu, et al., 2015). Como se había dicho, es un método iterativo, para este caso se emplearon 50 iteraciones para cada dato de RMS obtenido. De acuerdo con los resultados obtenidos en las curvas descritas, se tomó el valor de 5 como el tau óptimo para la inversión bidimensional de todos los perfiles.

Para determinar el número de iteraciones idóneas que no genere una sobre iteración de datos, se realizó un análisis gráfico en cada perfil comparando el valor del error medio cuadrático contra el número de iteraciones, el resultado observado

es que el comportamiento de la curva no tiene cambios significativos después de la iteración No. 50, por lo que se consideró como valor máximo para el modelado de los perfiles.

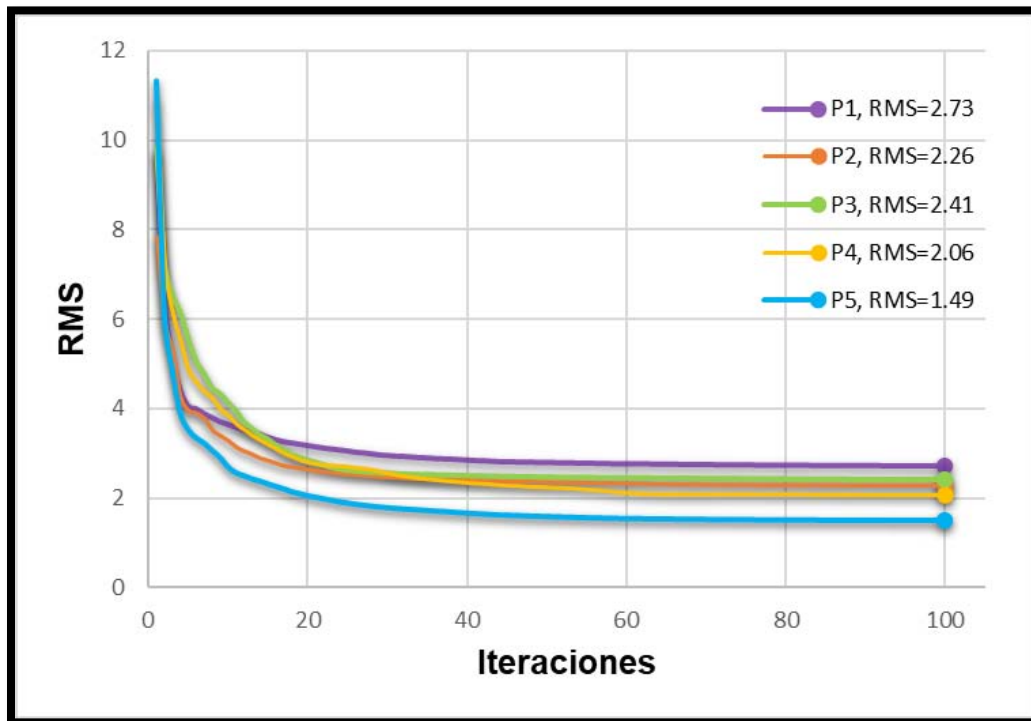


Figura 33. Curva de iteraciones vs RMS por perfil con $\tau = 5$ (óptimo).

El procedimiento descrito arriba nos ayuda a obtener un modelo con mejor ajuste representativo de todos los datos, de donde se obtienen tres opciones de inversión para los perfiles 1 a 4 y dos para el perfil 5. Una hipótesis fundamental para realizar una inversión 2D, es que el *strike* debe ser lo más ortogonal posible a la sección de estudio. Por lo que con objeto de verificar resultados y obtener la mejor solución para la investigación se efectuaron distintas inversiones. Para los perfiles 1 al 4 se consideró primeramente una inversión bidimensional sin rotación de los sondeos, una segunda empleando el determinante de los modos transversos eléctrico y magnético y una tercera realizando una rotación al *strike* correspondiente con la orientación preferencial de las estructuras del perfil. Para el perfil 5, al ser perpendicular a los anteriores y tener la orientación del graben, se obtuvieron las inversiones a 0° y al determinante debido a que la orientación de este perfil corresponde con la dirección preferencial del graben (Figura 35 a Figura 39).

Para generar el modelo bidimensional con rotación de los sondeos al ángulo de *strike* preferencial, se hizo un análisis en cada sondeo por perfil, considerando un *strike* representativo de cada sección, sobre el que fueron trazadas las

estructuras geológicas cartografiadas (del SGM y equipo de geólogos que participan en el proyecto del que forma parte esta investigación) para realizar un análisis de la dimensionalidad, direccionalidad y geología del sitio en cada sondeo. Se observó que las respuestas de la direccionalidad en algunos sondeos se encuentran influenciados por condiciones locales o regionales, por lo que en algunos casos se consideraron las respuestas ortogonales a las resultantes del cálculo por el método de Caldwell.

Para cada perfil se empleó la topografía correspondiente al sitio descargada de la U.S. Geological Survey con resolución de 30 X 30 m. Cada modelo fue trabajado sobre un mallado homogéneo inicialmente, en el que fueron insertadas en 4 y 7 columnas equidistantes entre si a lo largo de cada sección, mientras que las filas cuentan con diferente densidad, ya que en los primeros metros la separación es de 60 metros y a partir de los -200 m.s.n.m. la separación es de 200 m. Es importante mencionar que una saturación de celdas podría ocasionar que se generen artificios en el resultado del modelo.

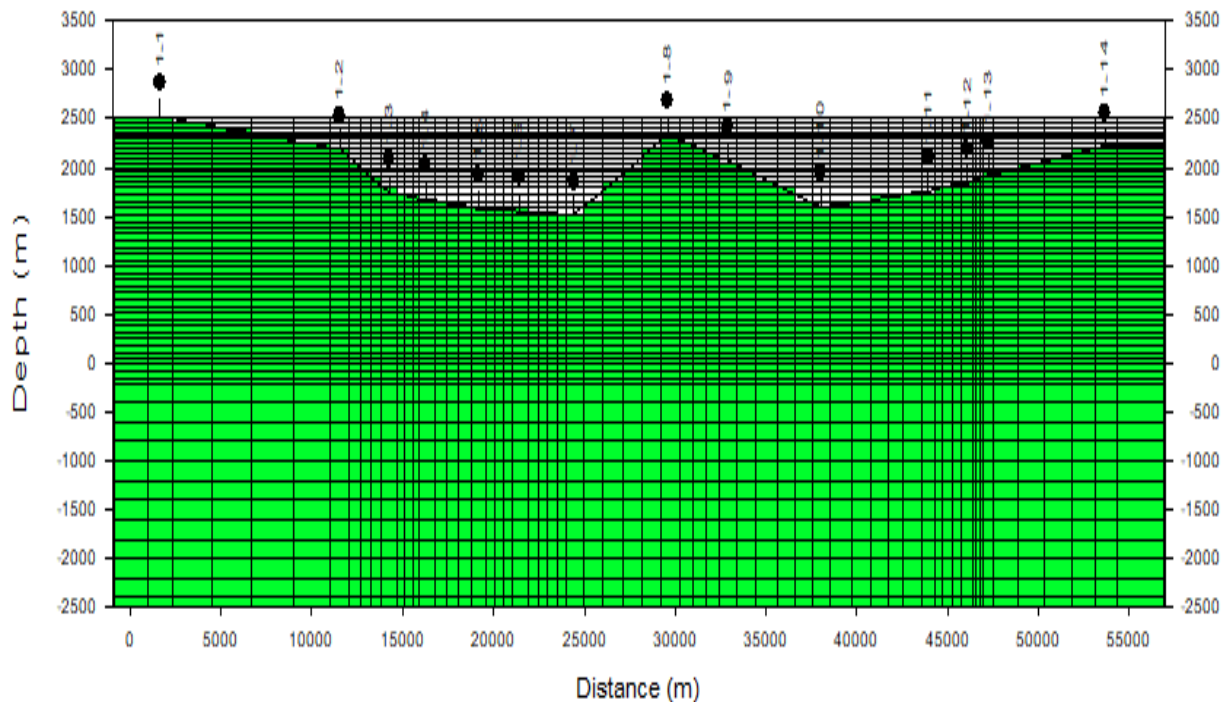


Figura 34. Mallado tipo para la inversión 2D.

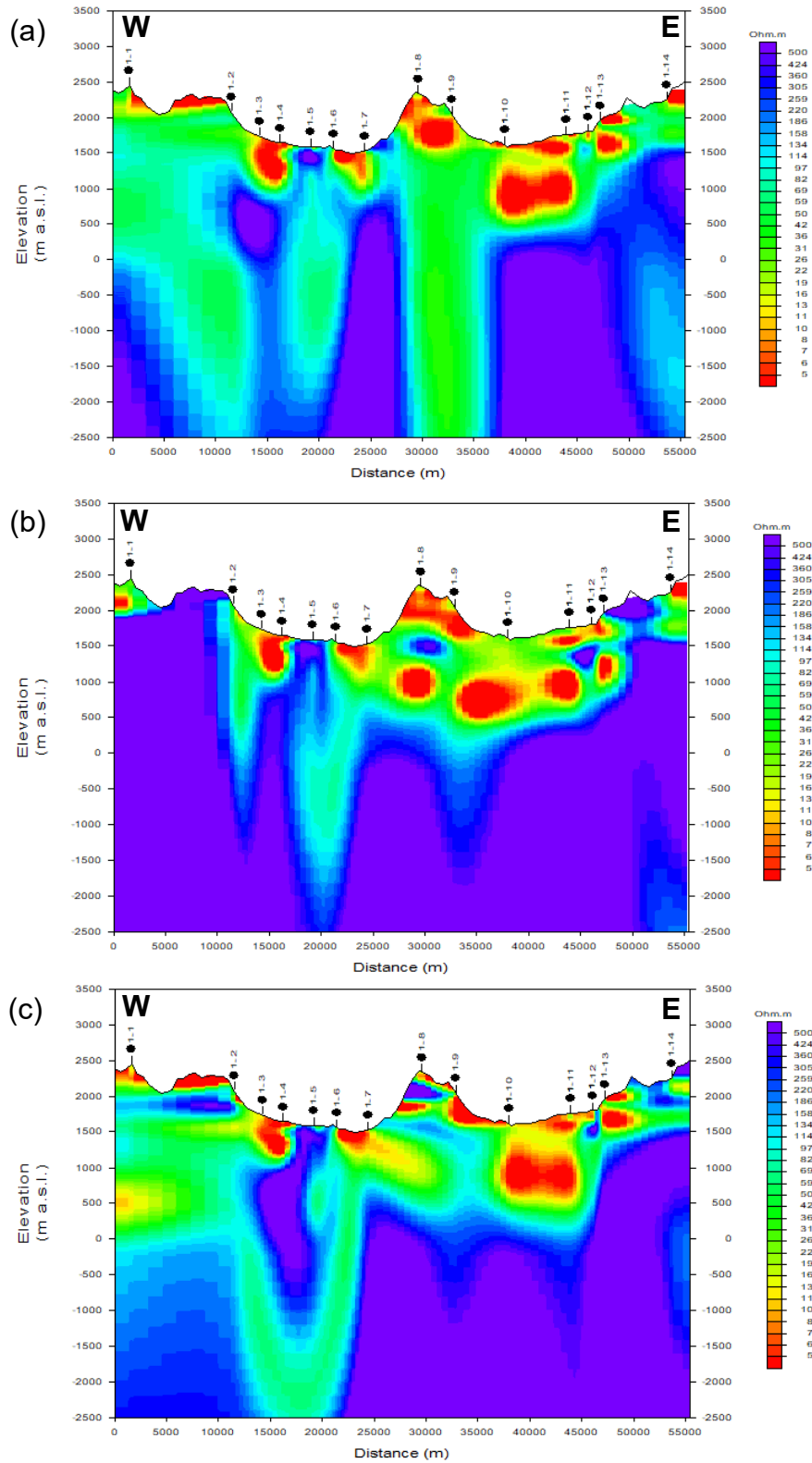


Figura 35. Comparativa de modelo de inversión bidimensional del perfil 1, sin rotación (a), media geométrica de los modos TE y TM (b) y (c) con rotación de sondes al strike representativo del perfil (21° NE).

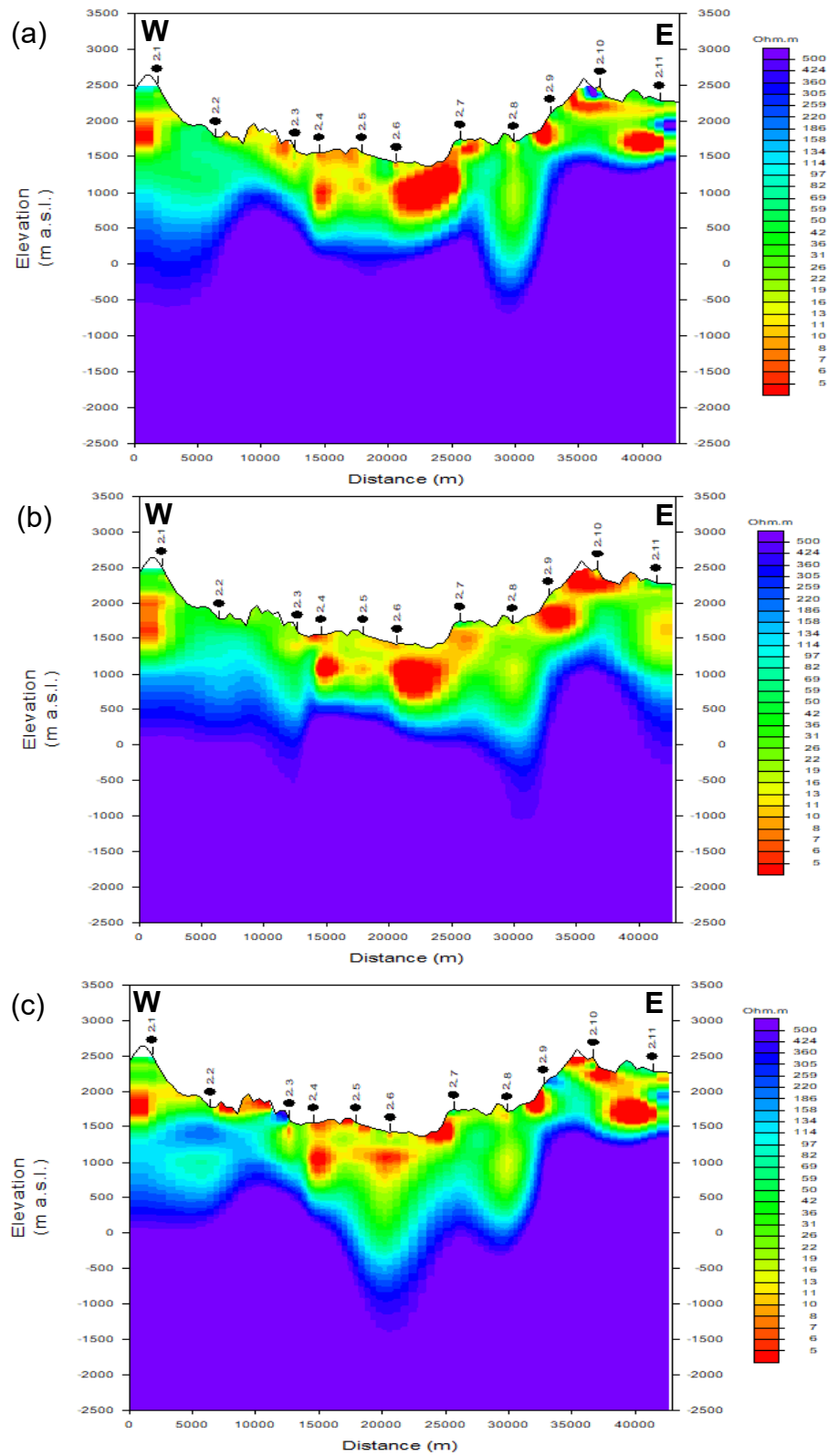


Figura 36. Comparativa de modelo de inversión bidimensional del perfil 2, sin rotación (a), media geométrica de los modos TE y TM (b) y (c) con rotación de sondeos al strike representativo del perfil (23° NE).

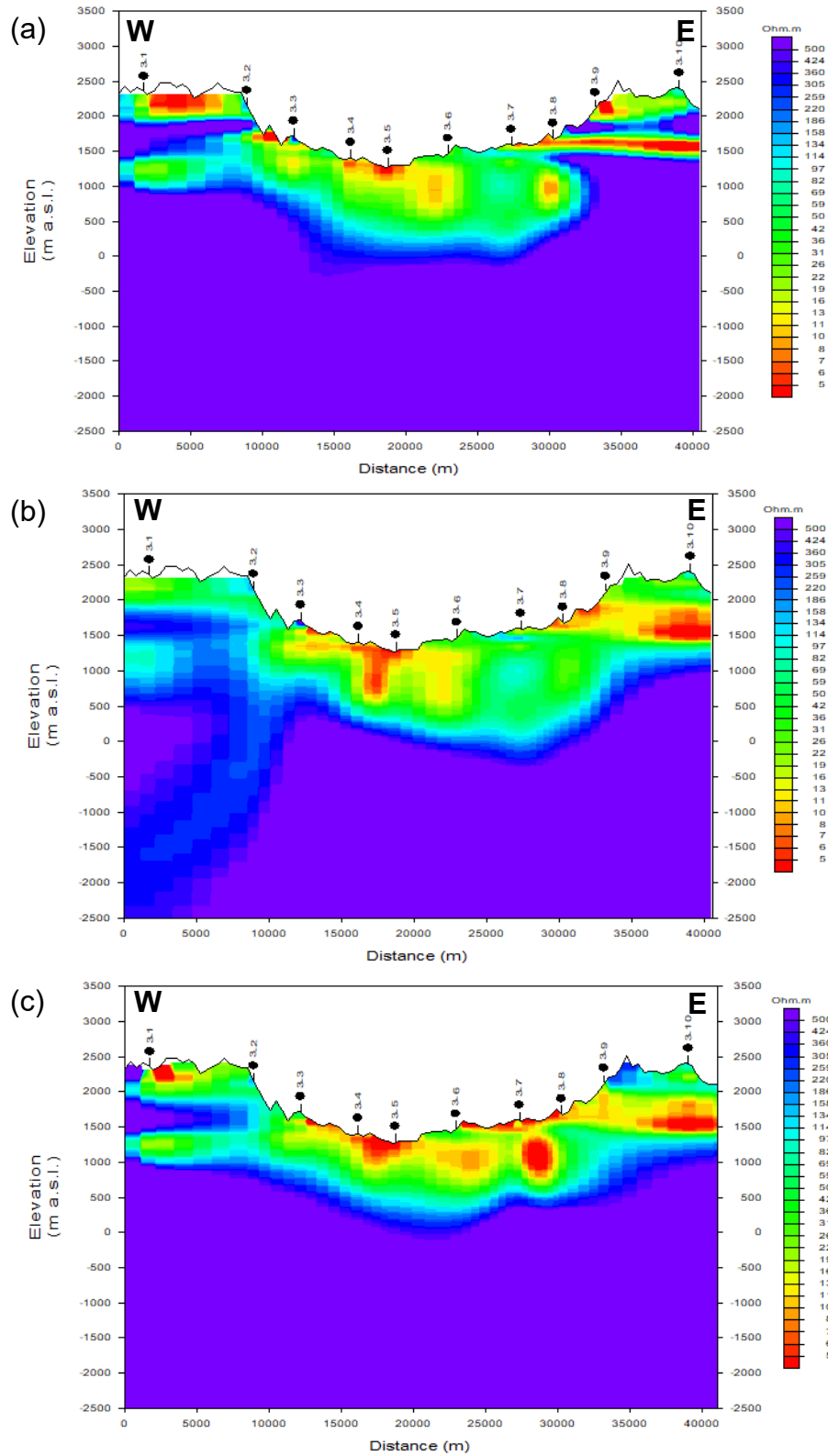


Figura 37. Comparativa de modelo de inversión bidimensional del perfil 3, sin rotación (a), media geométrica de los modos TE y TM (b) y (c) con rotación de sondeos al strike representativo del perfil (16° NE).

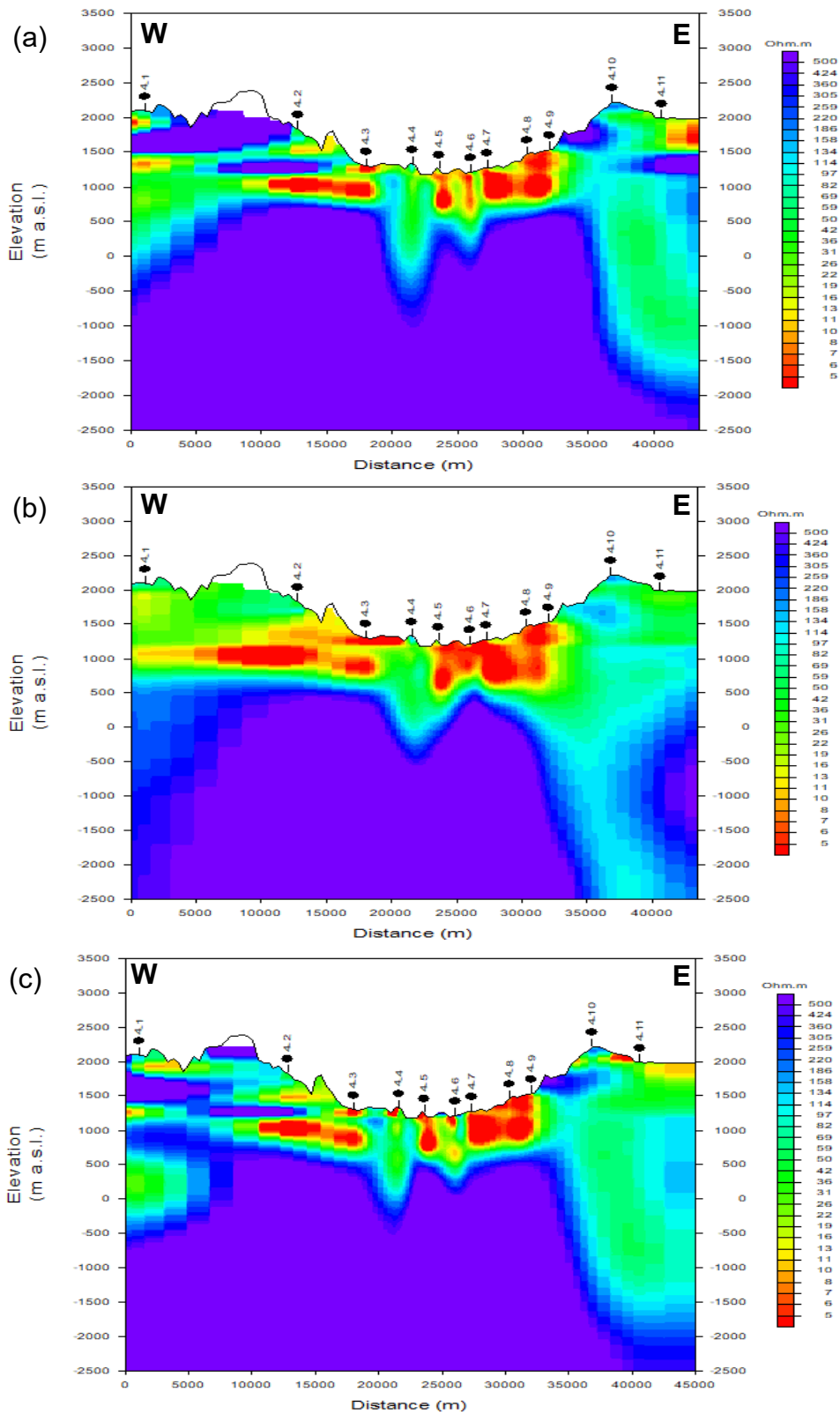


Figura 38. Comparativa de modelo de inversión bidimensional del perfil 4, sin rotación (a), media geométrica de los modos TE y TM (b) y (c) con rotación de sondeos al strike representativo del perfil (32° NE).

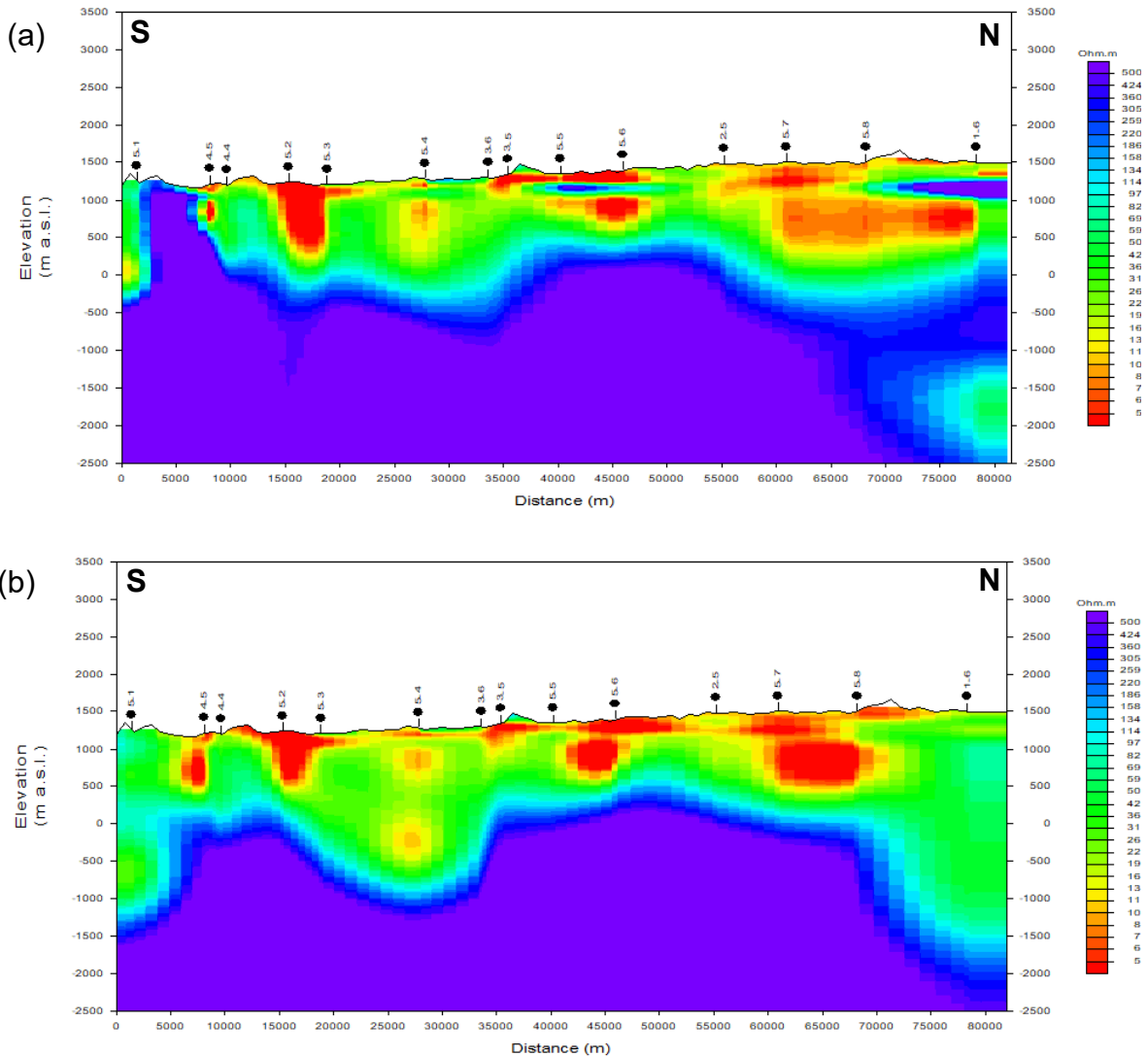


Figura 39. Comparativa de modelo de inversión bidimensional del perfil 5, sin rotación (a), media geométrica de los modos TE y TM (b). Vista de Sur (izquierda) a Norte (Derecha).

Con base en los resultados observados, los modelos rotados al *strike* en los perfiles 1 al 4 y el modelo determinante del perfil 5 muestran mejor ajuste con valores de RMS inferiores a 2.7, por lo que a partir de ellos se discuten e interpretarán los resultados para establecer el contacto entre el relleno sedimentario y la roca ígnea basal en los siguientes apartados.

De manera paralela se evaluó el grado de ajuste de los datos observados con respecto a los calculados mediante la representación de pseudo secciones donde la resistividad se presenta en función de la frecuencia (Figura 40 a Figura 44), en la columna derecha se tiene el modo transversal eléctrico (TE) y en el izquierdo el magnético (TM), en ambas curvas se muestra la respuesta observada de resistividad y fase, así como la calculada de ambas curvas.

Las pseudo secciones (Figura 40 a Figura 44) son la representación gráfica del parámetro medido directamente en campo con respecto al calculado después de la inversión, en este caso se muestran los valores de resistividad aparente y fase obtenidos a través del cálculo del tensor de impedancias. En el eje de las abscisas muestra la longitud del perfil en metros (m) y en el eje de las ordenadas el periodo en segundos (s). El objeto de la comparación de las respuestas es verificar que el ajuste estimado de RMS sea adecuado, así como observar el comportamiento entre los modos TE y TM.

Se constata la sensibilidad y certidumbre de los modelos obtenidos, ya que el ajuste es consistente al comparar las pseudo secciones calculadas con respecto a las observadas para la resistividad y fase de los 5 perfiles.

Con ayuda de las pseudo secciones se descarta que el medio sea unidimensional, ya que las curvas observadas con respecto a las calculadas de los modos TE y TM presentan diferencias particulares en el intervalo de periodos en estudio. En las pseudo secciones de resistividad se puede visualizar que hay zonas conductoras que también fueron observadas en los modelos de inversión bidimensional, además del contraste resistivo alrededor de 1 segundo asociado al contacto con el estrato basal.

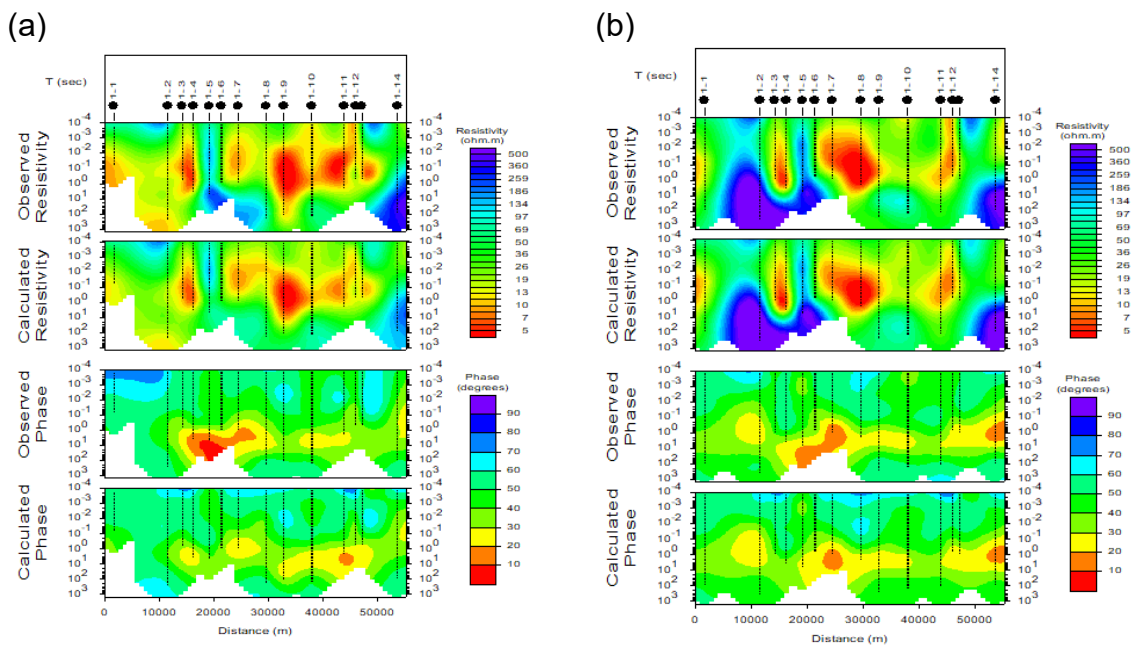


Figura 40. Pseudo sección de Perfil 1, modo TE (a) y modo TM (b).

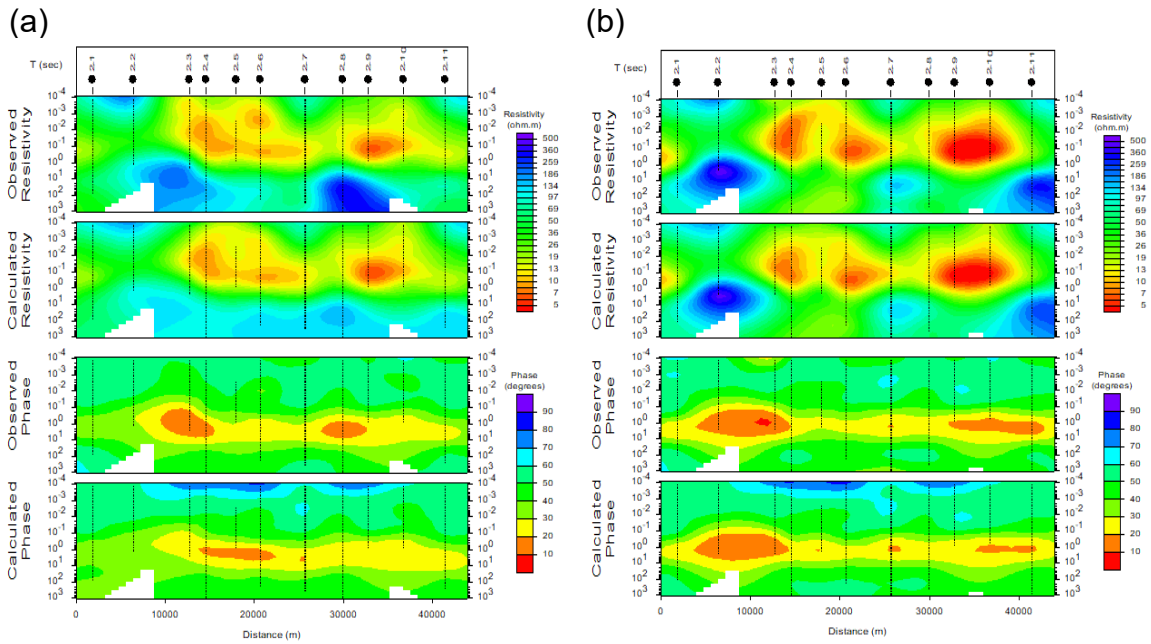


Figura 41. Pseudo sección de Perfil 2, modo TE (a) y modo TM (b).

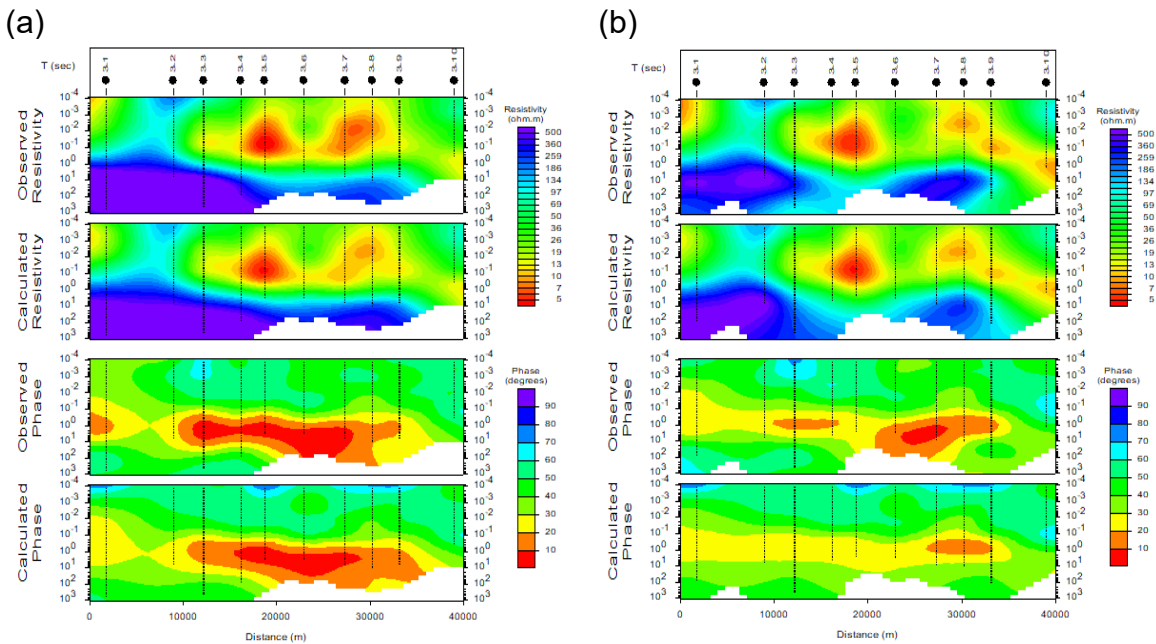


Figura 42. Pseudo sección de Perfil 3, modo TE (a) y modo TM (b).

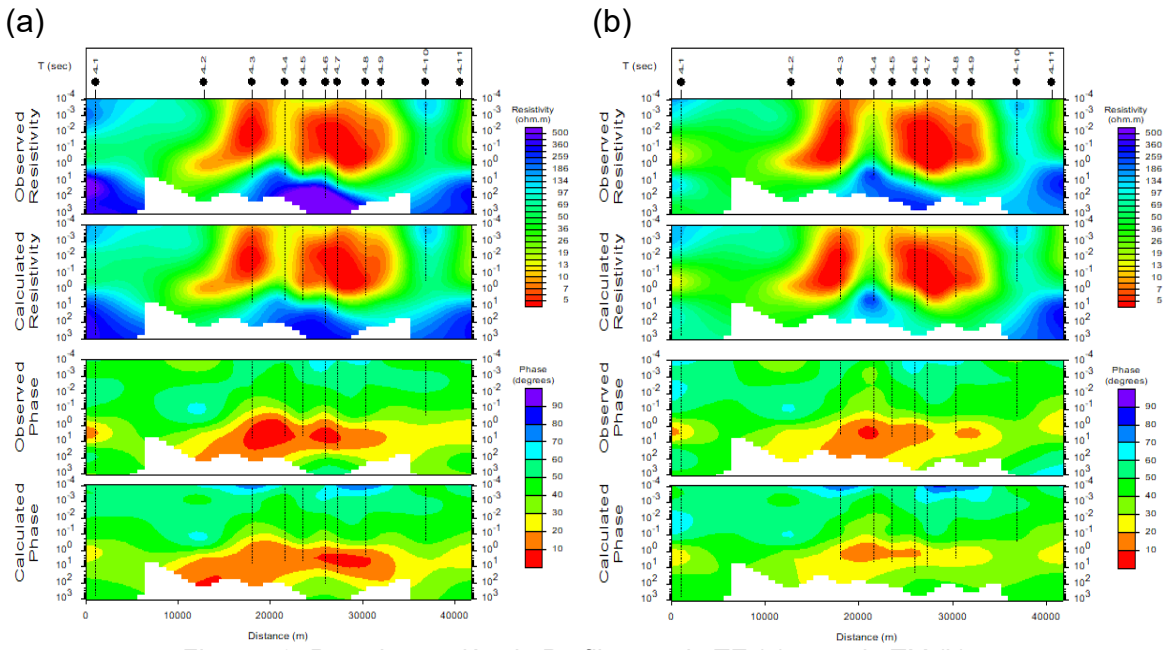


Figura 43. Pseudo sección de Perfil 4, modo TE (a) y modo TM (b).

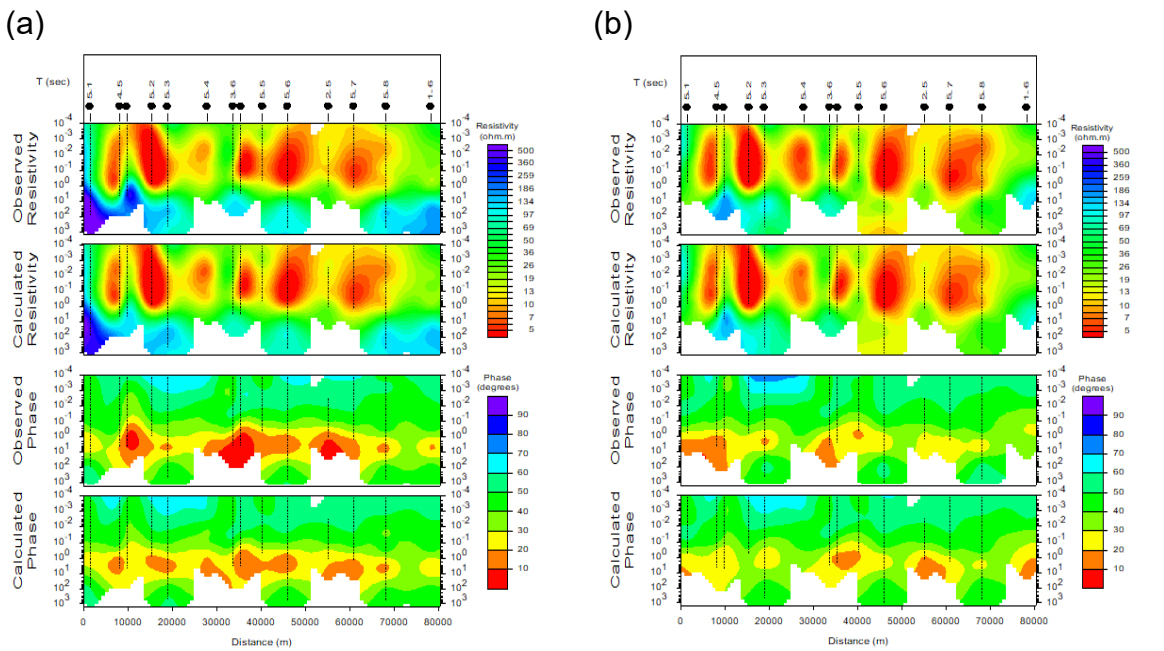


Figura 44. Pseudo sección de Perfil 5, modo TE (a) y modo TM (b).

8. INTERPRETACIÓN DE RESULTADOS.

A partir de la integración de la información de los dos métodos geofísicos (SEV y MT), se obtuvo muy buen detalle de las resistividades eléctricas desde la superficie. De lo anterior, deriva la detección de discontinuidades y/o anomalías asociadas a diferentes unidades geológicas, elementos estructurales y/o heterogeneidades en el subsuelo. Además de resolver los efectos del corrimiento estático en algunos casos particulares mediante el empalme de las curvas (Meju, 2005).

Toda vez que la corrección galvánica fue realizada en los casos donde fue necesario, al realizar el análisis de dimensionalidad se observó que el comportamiento de las curvas de los perfiles es mayormente unidimensional, sin embargo, se presentan cambios de dirección en los vectores de inducción en función de la profundidad. Dada la complejidad geológica del área y bajo la premisa de considerar el medio bidimensional, ya que la inversión unidimensional no logra resolver variaciones abruptas a profundidad, la solución fue calculada mediante la inversión de gradientes conjugados no lineales (*NLCG*).

Se acota que, derivado de que los trabajos del equipo de geología del proyecto (EGP) están en proceso, la geología del área de estudio fue complementada con la información de la carta del SGM. A continuación, se muestran los modelos de inversión 2D evaluados con rotación de cada sondeo al *strike* geoelectrico calculado para cada perfil, donde se identifican fallas y estructuras geológicas cartografiadas por el SGM y EGP (Figura 3). Las **líneas negras** para estructuras cartografiadas por el equipo de geología del proyecto, las **líneas grises** en estructuras reportadas solo por el SGM y las **líneas discontinuas** para señalar anomalías resistivas que pueden asociarse a estructuras sepultadas (Figura 45 a Figura 49).

Por otro lado, el equipo de hidrogeología que participa en este proyecto, exploró y reportó la ubicación de manifestaciones hidrotermales localizadas en el área de estudio (Figura 18), que presentan temperaturas de entre 30 a 60°C en superficie; de lo que se infiere que en profundidad se puede encontrar agua con mayor grado de calentamiento, las cuales probablemente sean enfriadas con aguas de baja temperatura al emerger a través del medio.

En los modelos se distinguen contrastes resistivos con profundidades variables hasta los 2000 metros, denotando que se trata de un medio heterogéneo, lo que es correlacionable con el graben basado en la geología de la zona, ya que se trata de una estructura asimétrica y segmentada con un sistema importante de fallas.

Las respuestas de los modelos se asocian a 5 unidades geoelectricas que son asociadas con materiales presentes en la zona de acuerdo con la descripción

geológica (Apartado 4.2). La **unidad 1** con valores de resistividad menores a $5\Omega\text{-m}$ corresponde a arcillas y materiales con alto grado de alteración hidrotermal. Está alteración puede ser debida a fluidos termales que provienen desde el subsuelo y que generan descensos importantes en la resistividad eléctrica, un ejemplo es la esmectita que se forma a partir de los 50°C (Browne, 1978), (Cumming, et al., 2000), (Ussher, et al., 2000) y (Anderson, et al., 2000). Es importante resaltar que en la zona existen diferentes balnearios de aguas termales con temperaturas de hasta 60°C (Figura 18). La **unidad 2** se relaciona con depósitos sedimentarios (fluviales, lacustres y conglomerados), areniscas e ignimbritas alteradas fracturadas y distintos grados de saturación, con valores de resistividad de 5 a $12\ \Omega\text{-m}$. La **unidad 3** es asociada a ignimbritas y basaltos con grado de fracturación media y erosión, la resistividad oscila entre 12 y $50\ \Omega\text{-m}$. La **unidad 4** se compone por tres tipos de ignimbritas (Ignimbritas del Mioceno, Ignimbritas del Eoceno e Ignimbritas de 29 Ma), riolitas y andesitas con resistividades entre 50 y $100\ \Omega\text{-m}$, que indican un menor grado de fracturamiento con respecto a las unidades 2 y 3. Por último la **unidad 5** se identifica como el estrato basal consolidado de origen ígneo compuesto por rocas plutónicas y volcánicas del Cretácico Superior-Paleoceno (Ferrari, et al., 2005), en donde la resistividad supera los $250\ \Omega\text{-m}$. Como estrato basal se define, en esta investigación, a la roca base del graben de Juchipila y Calvillo, relacionado con resistividades (superiores a $250\ \Omega\text{-m}$) asociadas probablemente con la disminución en la cantidad de fracturas de la unidad volcánica, por lo tanto, menor permeabilidad y menor capacidad de almacenamiento de fluidos.

Con base en lo observado, resulta complicado definir claramente el límite del estrato basal con el relleno del graben, derivado del grado de fracturamiento (ligado directamente con la permeabilidad del medio), la presencia de fluidos en las fracturas y el complejo sistema estructural, sin embargo, se obtienen aproximaciones muy cercanas con los modelos de inversión.

En el perfil No. 1 (Figura 45), existe un límite vertical producto de la extensión tectónica de la zona, generando una bifurcación del graben de Juchipila en la que al oriente da lugar al graben Calvillo, el cuál encuentra sus fronteras al poniente en una falla estructural cartografiada por el SGM entre los sondeos 1-9 y 1-10, mientras que al oriente por una estructura interpretada a partir del comportamiento resistivo del modelo entre los sondeos 1-12 y 1-13; al interior de este graben se encuentran las unidades 1 y 2 embebidas en la unidad 3, con una cuña de la unidad 4 que aflora en la zona superior de este graben entre los sondeos 1-12 y 1-13. El espesor estimado del relleno es de 1600 metros. En el lado poniente (gaben de Juchipila) las unidades presentes son las que se identifican con los números 1, 2 y 3, con presencia de las unidades 4 y 5 asociadas con una falla estructural importante cartografiada recientemente por el equipo de geología entre los sondeos 1-4 y 1-5, del mismo modo el graben se delimita en sus fronteras mediante fallas evidenciadas por los contrastes resistivos y el sistema de fallas que lo afectan, al oriente entre los sondeos 1-7 y 1-8 y al poniente en el sondeo 1-2; a partir de los 1200 metros de

profundidad, se observa una anomalía que tiende a profundizar en conjunto con los contrastes de las estructuras geológicas marcadas, la respuesta geoelectrica indica un material altamente resistivo que puede ser identificado como una zona de transición de material ígneo, principalmente conformado de ignimbritas del Eoceno. Esta anomalía puede asociarse también con alteraciones mineralógicas e hidrotermales, por lo que con cierto grado de incertidumbre se infiere que el relleno oscila entre 1100 y 1600 metros de profundidad al centro del graben.

Adicionalmente, al poniente del perfil No. 1, de acuerdo con el muestreo de aguas realizado por el equipo de geoquímica de este proyecto, se localiza la zona con mayor grado de alteración mineral e hidrotermal del graben, que no permite identificar claramente el contacto basal. Entre los sondeos 1-1 y 1-2, a 2300 metros de profundidad en promedio, con base en la disminución del valor de la resistividad, se infiere que existe una disminución en el grado de consolidación de la roca base que subyace a una intercalación de ignimbritas y basaltos de fracturación media.

Del perfil No. 2 (Figura 46) se visualiza que las fronteras del relleno están constituidas por fallas denotadas por contrastes resistivos. Al Oeste emerge a unos 2500 metros del sondeo 2-2, mientras que al Este se localiza entre los sondeos 2-9 y 2-10, con una profundidad promedio inferida de 1000 metros. Dentro de este se identifican las unidades 1 y 2 contenidas en la unidad 3, además de observar la presencia de un afloramiento de la unidad 4 bajo el sondeo 2-3 que podría tener conexión con la estructura que limita la frontera del graben.

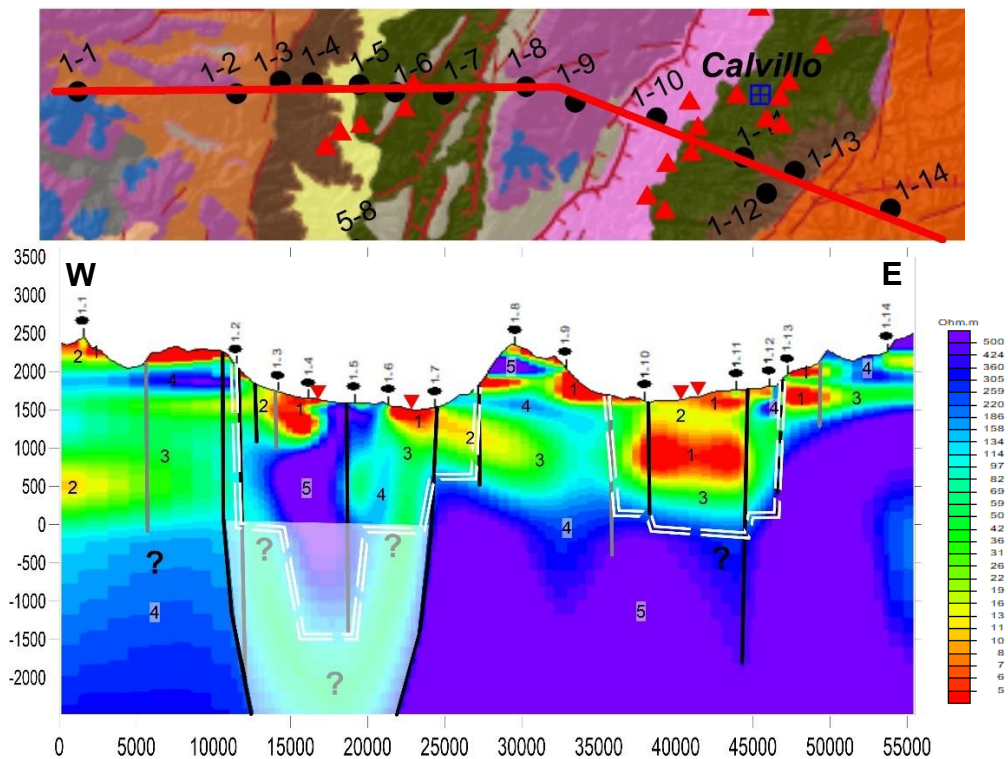


Figura 45. Perfil 1, Modelo con rotación al strike de 21° NE. (Los triangulos rojos indican alteraciones hidrotermales registradas por el equipo de hidrogeología del proyecto).

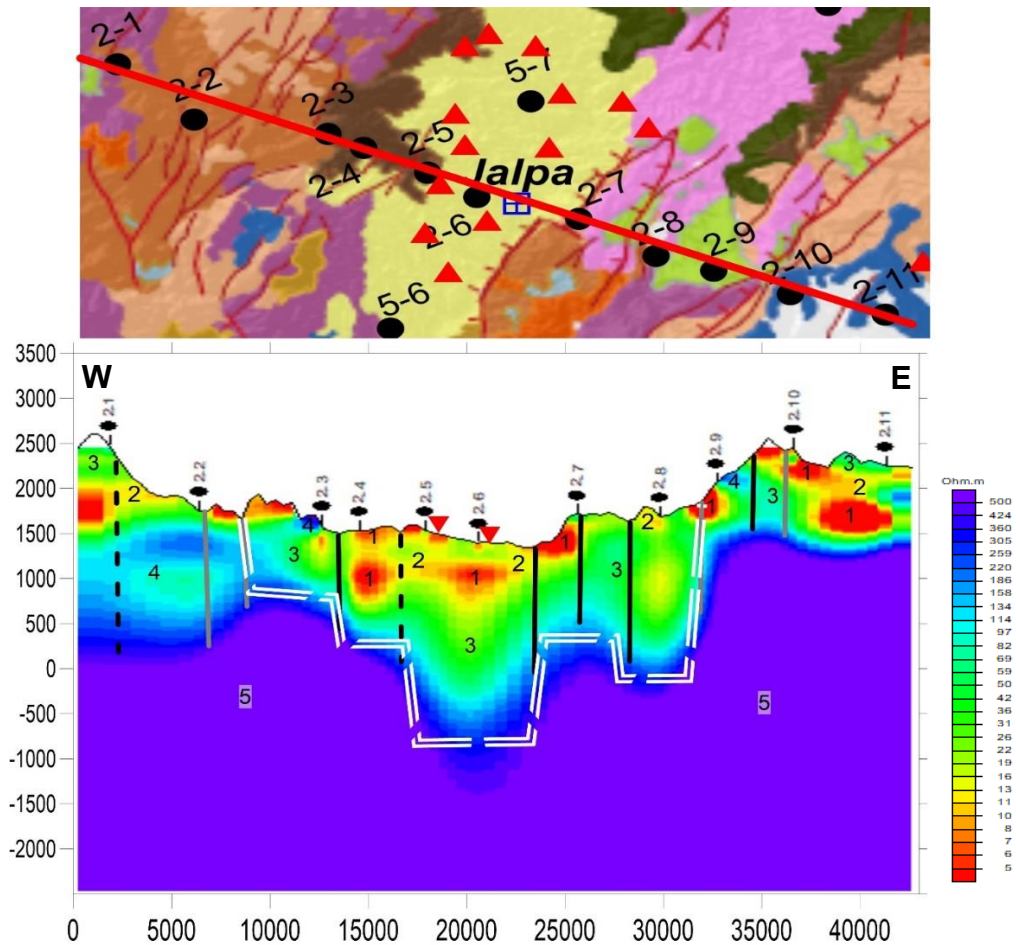


Figura 46. Perfil 2, Modelo con rotación de sondeos al strike de 23° NE. (Los triángulos rojos indican alteraciones hidrotermales registradas por el equipo de hidrogeología del proyecto).

En el perfil No. 3 (Figura 47), el graben encuentra sus límites en el sondeo 3-9 al oriente y al poniente aproximadamente a 2500 metros del sondeo 3-3, ambas fronteras coinciden con las fallas principales del sistema, el relleno está compuesto mayormente por la unidad 3 con intercalaciones aisladas de las unidades 1 y 2 hasta los 800 metros máximo. La profundidad promedio del contacto entre el relleno y el estrato basal se encuentra a los 1000 metros.

Al relleno del perfil No. 4 (Figura 48) lo limitan las estructuras que emergen en el sondeo 4-2 al Oeste y entre los sondeos 4-9 y 4-10 al Este, la profundidad promedio estimada es de entre 800 y 1000 metros; en este perfil la intercalación de las unidades 1, 2 y 3 componen el relleno, observando inclusiones de la unidad 4 en las fronteras del relleno y entre los sondeos 4-3 y 4-4.

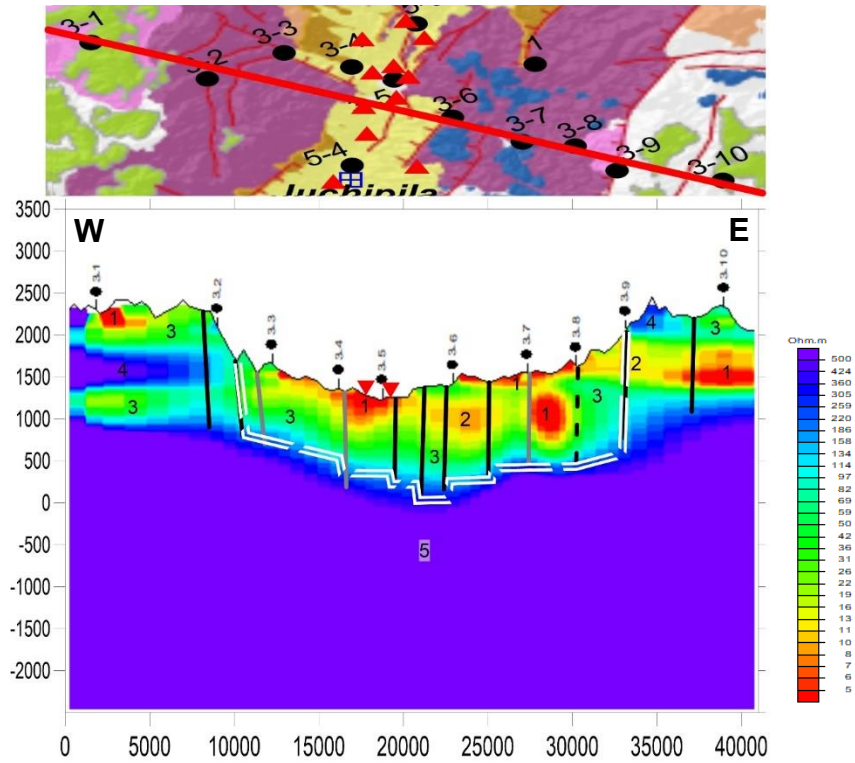


Figura 47. Perfil 3, Modelo con rotación de sondeos al strike de 16° NE. (Los triángulos rojos indican alteraciones hidrotermales registradas por el equipo de hidrogeología del proyecto).

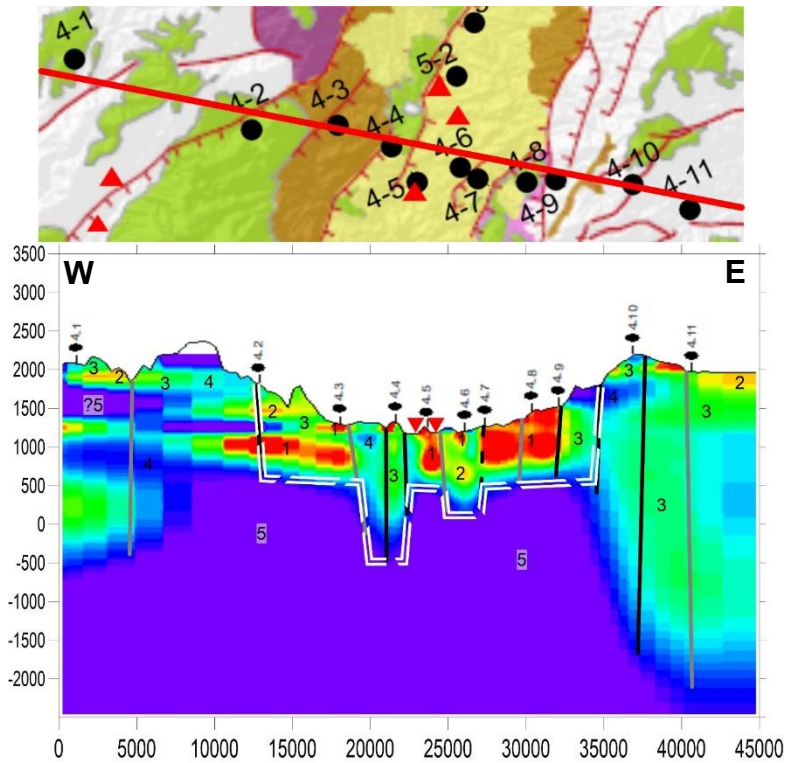


Figura 48. Perfil 4, Modelo con rotación de sondeos al strike de 32° NE. (Los triángulos rojos indican alteraciones hidrotermales registradas por el equipo de hidrogeología del proyecto).

El perfil 5 (Figura 49) permite observar la coherencia que existe entre las respuestas electromagnéticas de los modelos en los perfiles 1 al 4, ya que al cruzarlos en los pseudo modelos tridimensionales (Figura 58 a Figura 61) los espesores del relleno se correlacionan entre ellos, en adición de que los contrastes resistivos no manifiestan variaciones importantes. De igual manera, este perfil permite visualizar las variaciones en el espesor del relleno relacionado con la segmentación del graben y las distintas unidades volcánicas contenidas al sur del mismo.

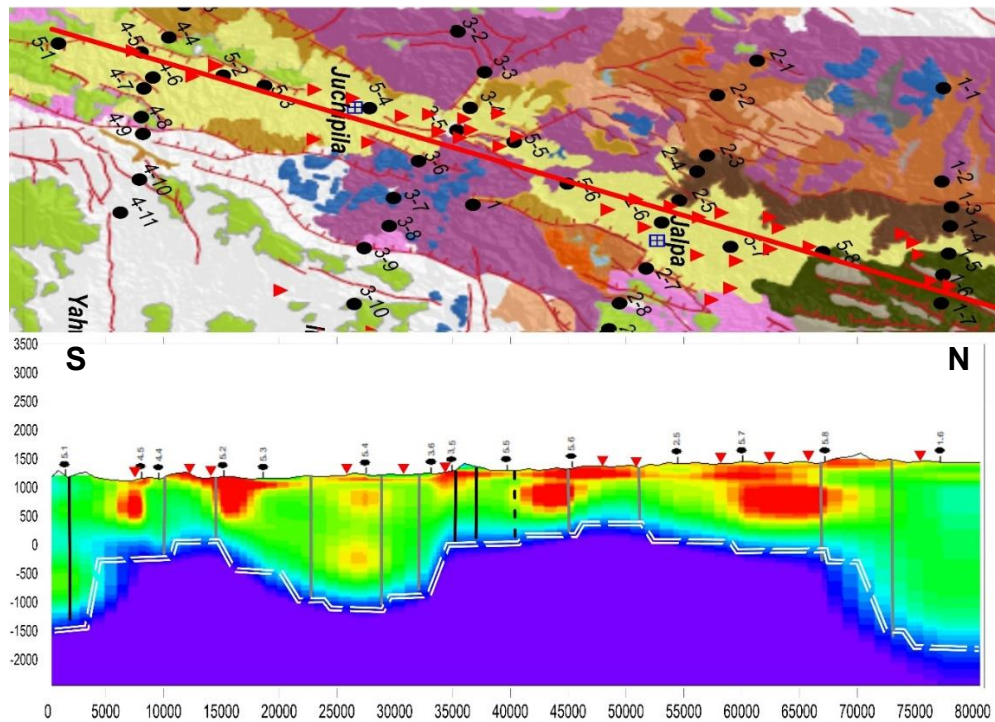


Figura 49. Perfil 5, Modelo al invariante. (Los triangulos rojos indican alteraciones hidrotermales registradas por el equipo de hidrogeología del proyecto).

Con base en lo descrito, la profundidad a la que se encuentra el contacto basal con el relleno sedimentario oscila en los 1000 metros en el graben de Juchipila, mientras que para el graben de Calvilla es de 1600 metros. Para todos los modelos se observa que en promedio entre los 500 y 800 metros de profundidad existe un cambio de resistividad asociada al fracturamiento y grado de saturación del material, lo anterior por las intercalaciones entre las unidades 1, 2, 3 y 4.

La Figura 50 muestra la representación gráfica de la resistividad en función de la elevación de los modelos (500, 1000 y 1300 m.s.n.m. respectivamente en el orden de izquierda a derecha), con lo que puede visualizarse el comportamiento de los contrastes resistivos. Se observa la delimitación del graben en los extremos de los perfiles con altos resistivos, mientras que, en el centro, el incremento en la respuesta conductiva muestra el relleno de la estructura, comprobando que el espesor del mismo oscila entre 500 y 800 m.

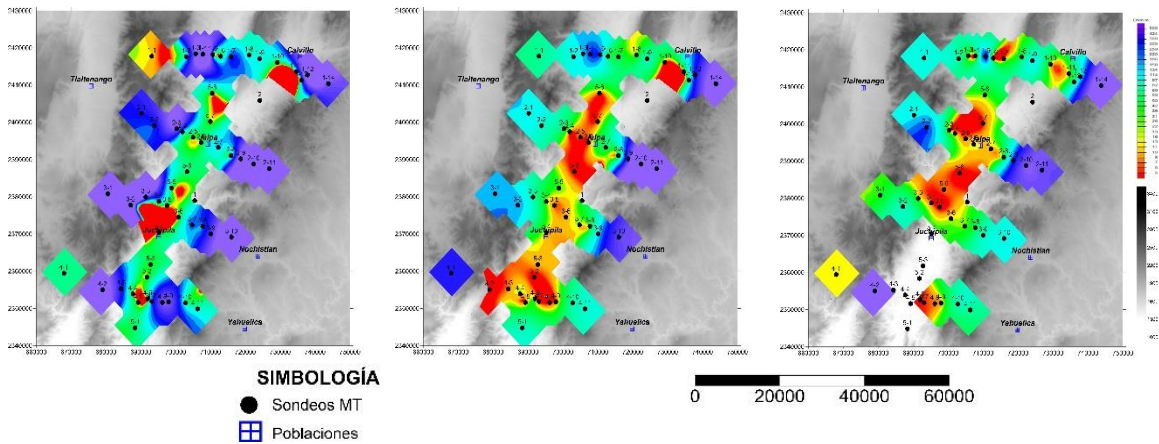


Figura 50. Mapas de resistividad vs profundidad, 500, 1000 y 1300 msnm respectivamente.

De la Figura 52 a la Figura 57 se muestran cortes de representaciones tridimensionales en los perfiles estudiados, en los que se distingue claramente la relación de los modelos geoelectricos con la geología del área, es posible verificar que se relacionan coherentemente a lo largo de los perfiles, desde la topografía hasta las estructuras geológicas contenidas en el graben.

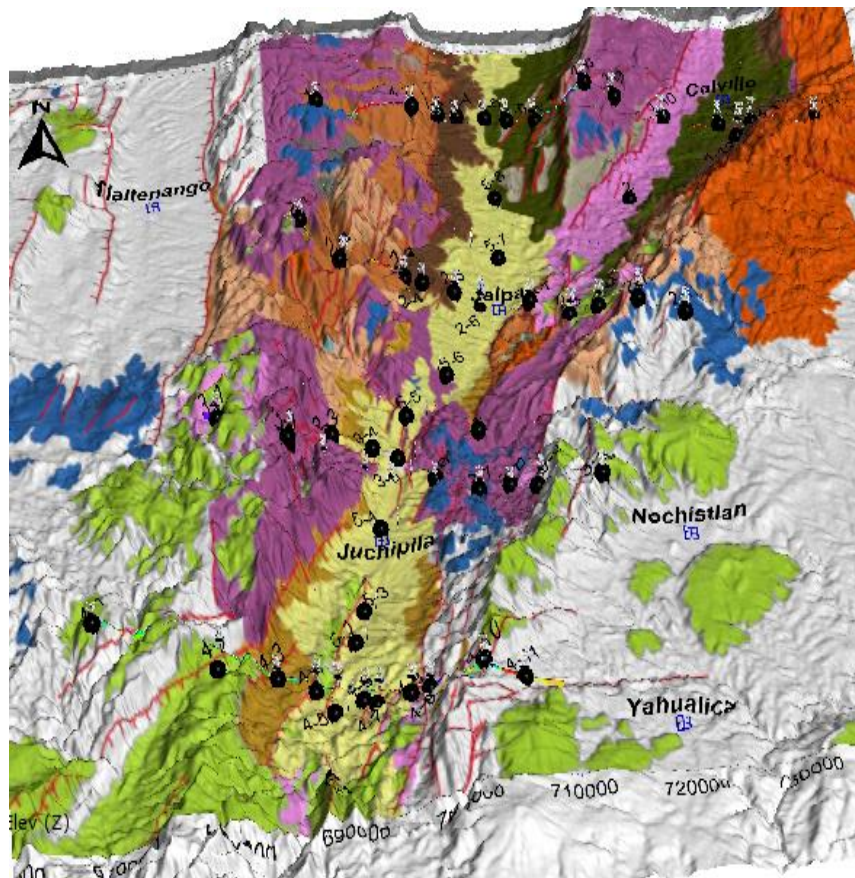


Figura 51. Visualización topográfica de la geología cartografiada del área de investigación (Leapfrog académico).

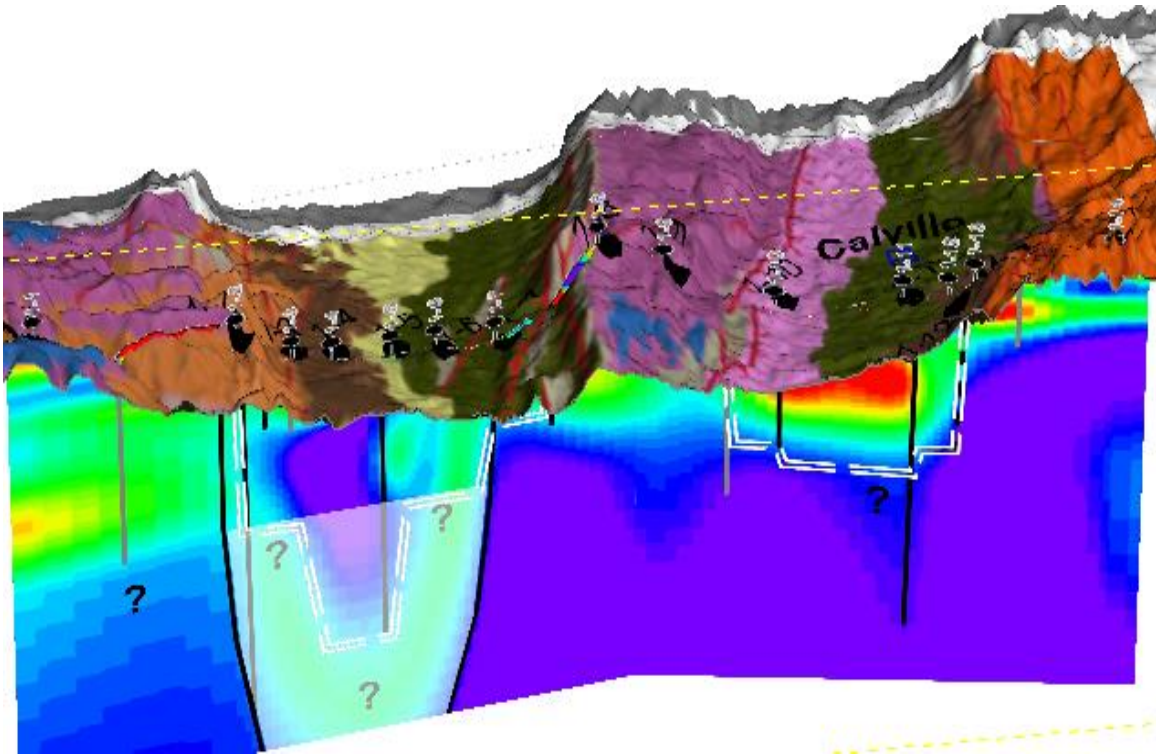


Figura 52. Representación tridimensional de corte longitudinal en Perfil 1, (Leapfrog academico).

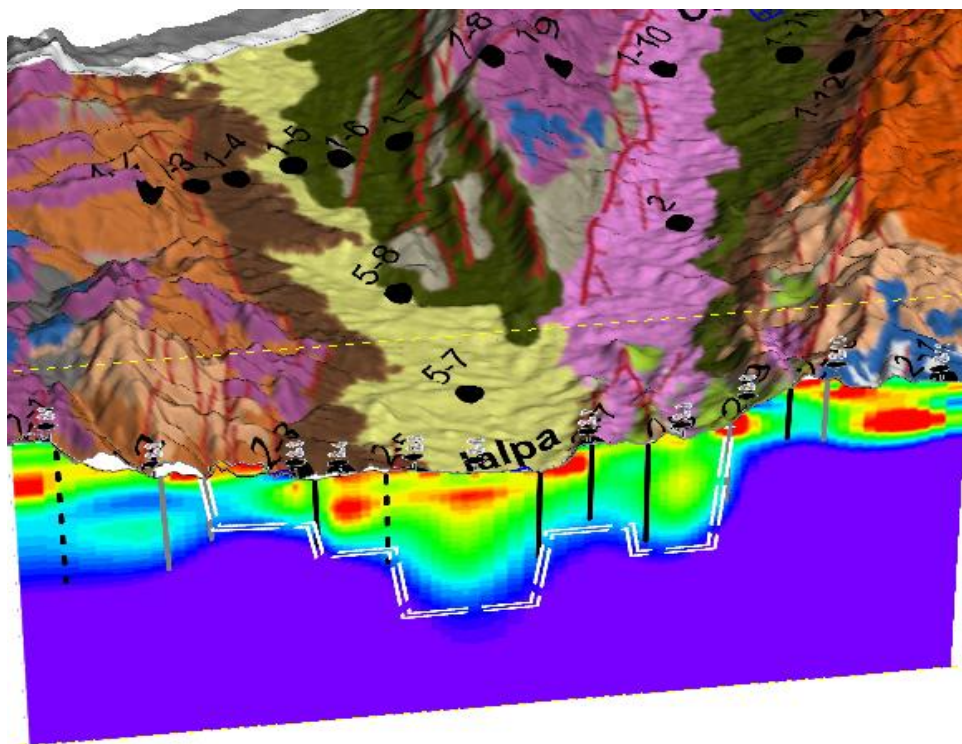


Figura 53. Representación tridimensional de corte longitudinal en Perfil 2, (Leapfrog academico).

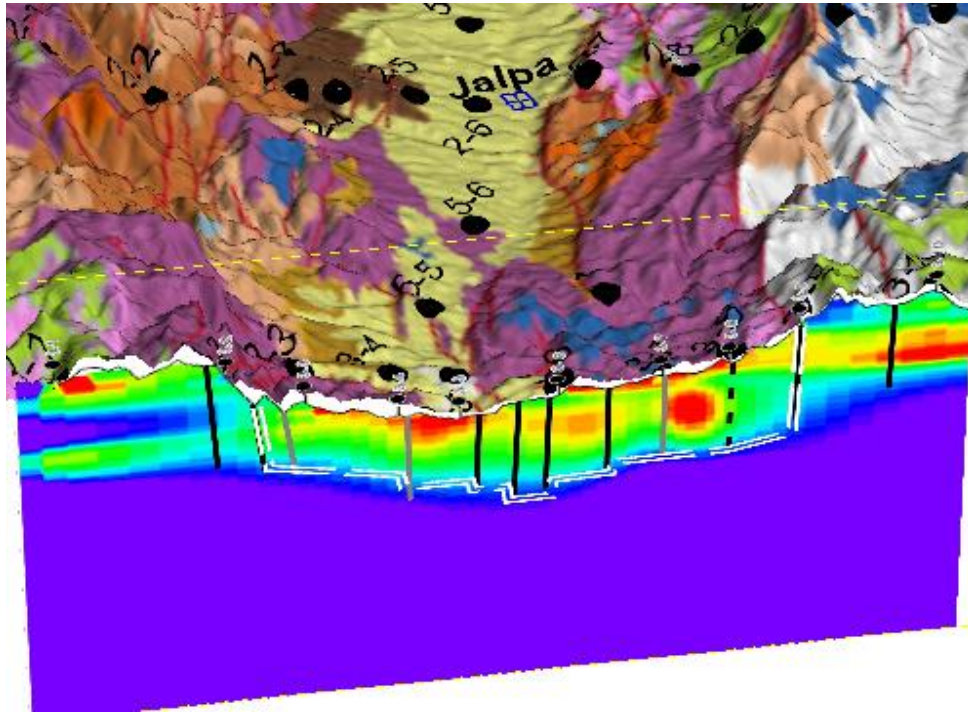


Figura 54. Representación tridimensional de corte longitudinal en Perfil 3, (Leapfrog academico).

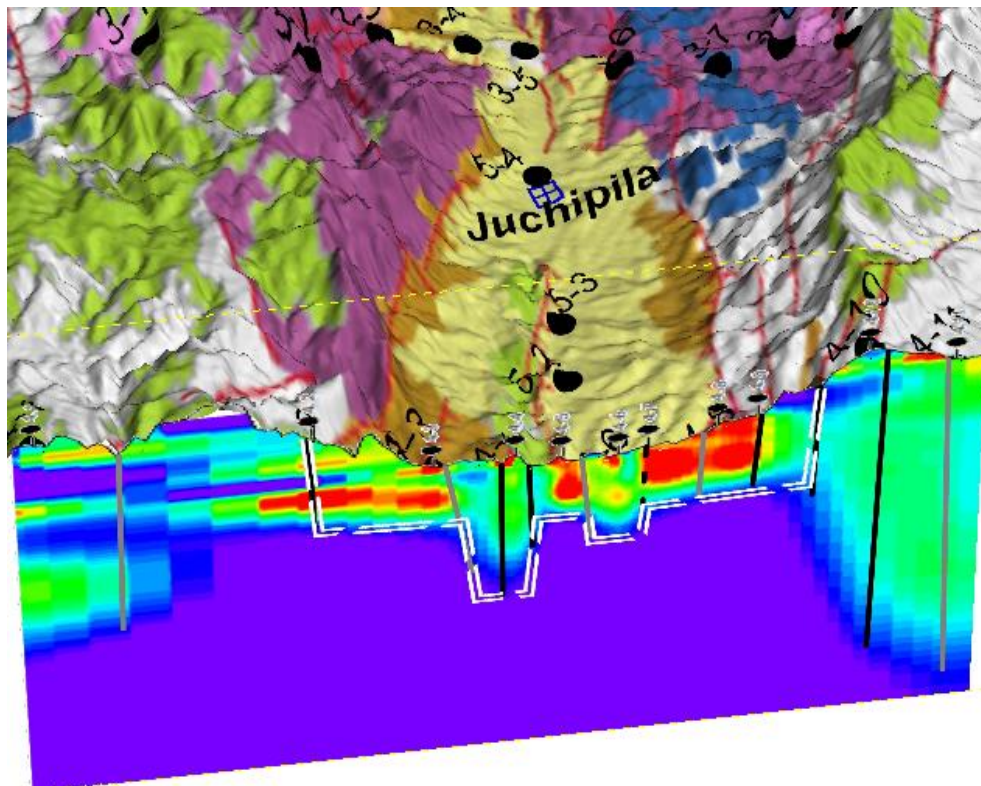


Figura 55. Representación tridimensional de corte longitudinal en Perfil 4, (Leapfrog academico).

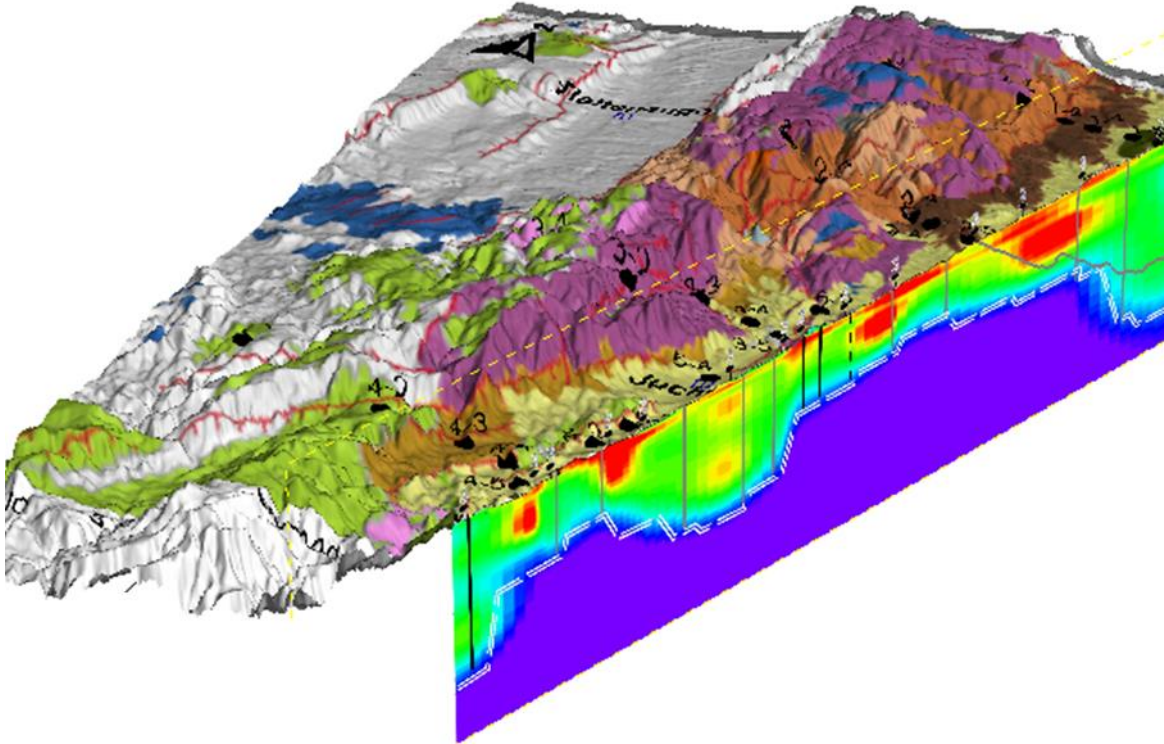


Figura 56. Representación tridimensional de corte longitudinal en Perfil 5, vista desde el Oeste, (Leapfrog academico).

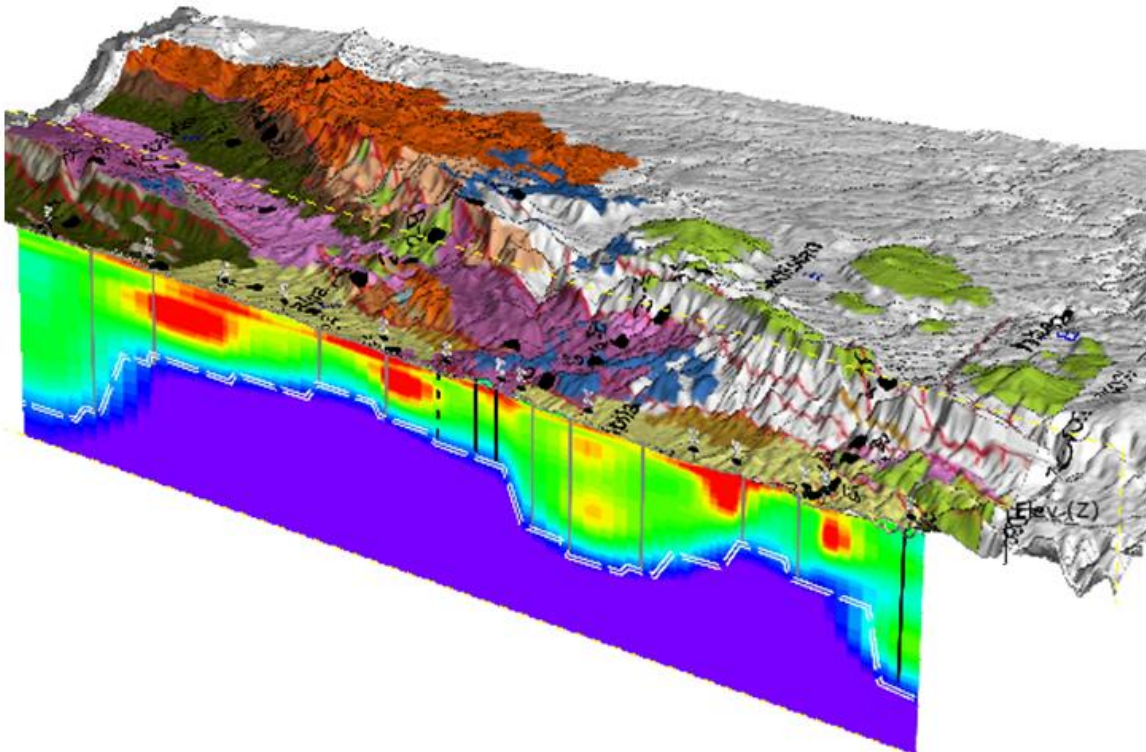


Figura 57. Representación tridimensional de corte longitudinal en Perfil 5, vista desde el Este, (Leapfrog academico).

A partir de las inversiones bidimensionales se creó un modelo pseudo-3D con interpolación lineal generando distintas perspectivas (Figura 58 a Figura 61), que representan la interfase de las distintas unidades geológicas en función de los valores de profundidad, donde se logra visualizar el volumen estimado que ocupa el relleno dentro del graben.

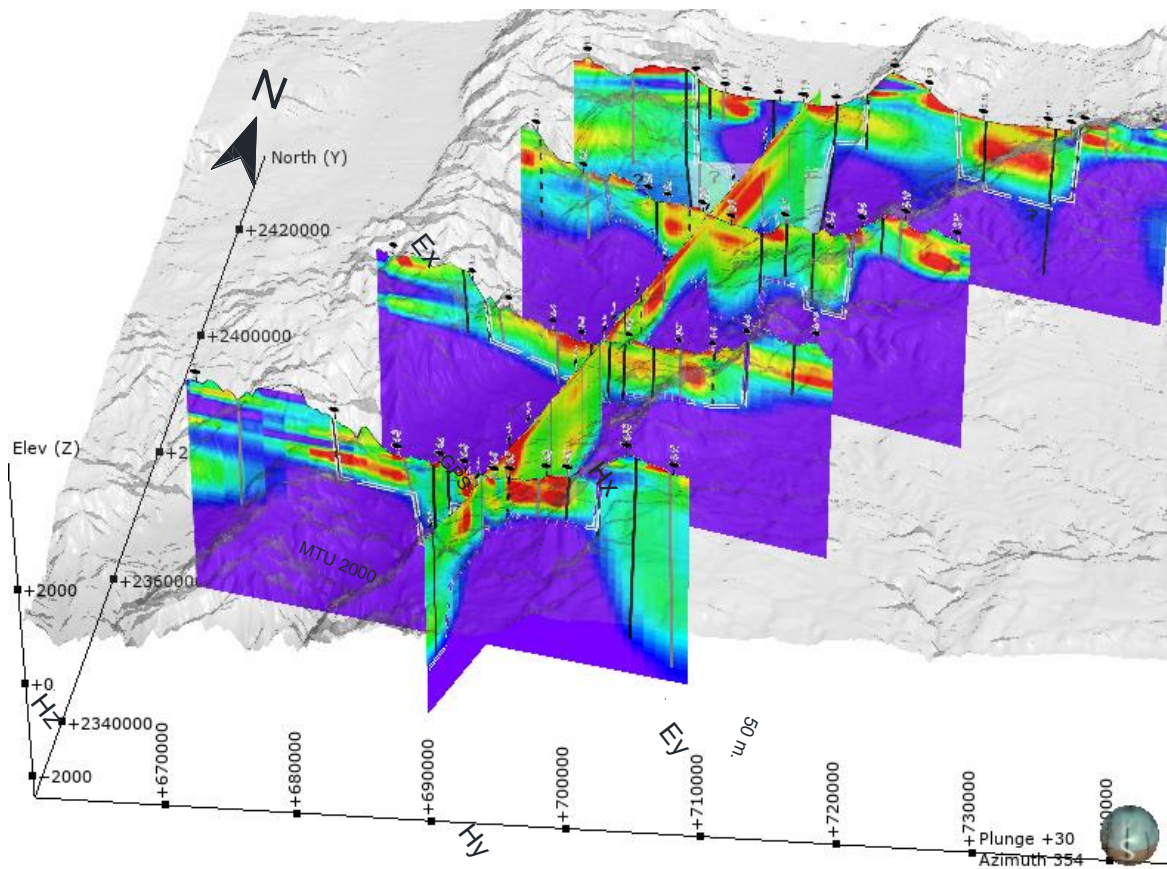


Figura 58. Base de perfiles invertidos bidimensionalmente para generar pseudo modelo 3D, (Leapfrog academico).

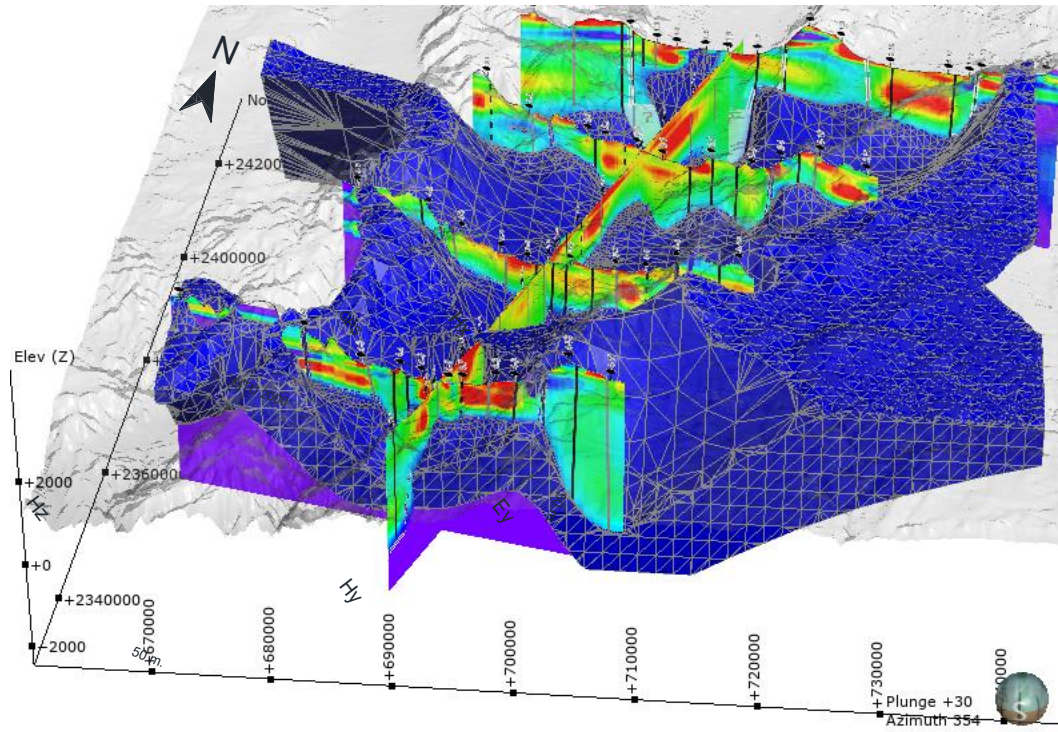


Figura 59. Pseudo modelo 3D, vista S-N, (Leapfrog academico).

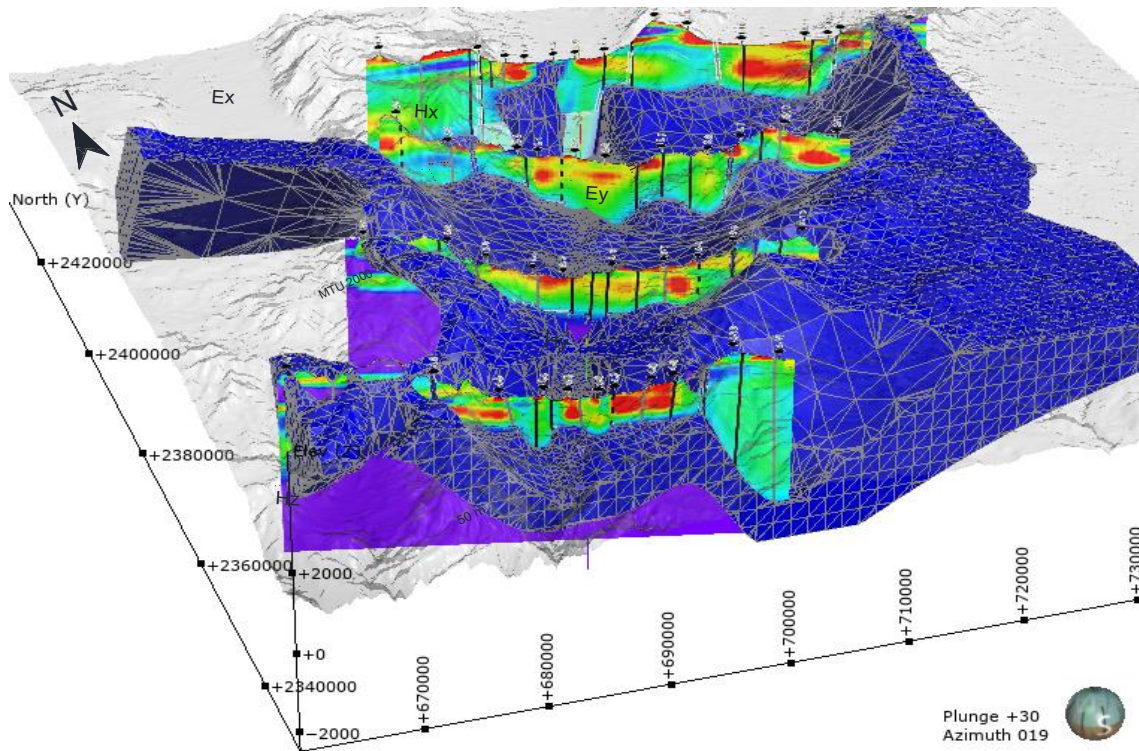


Figura 60. Pseudo modelo 3D, vista SW-NE, (Leapfrog academico).

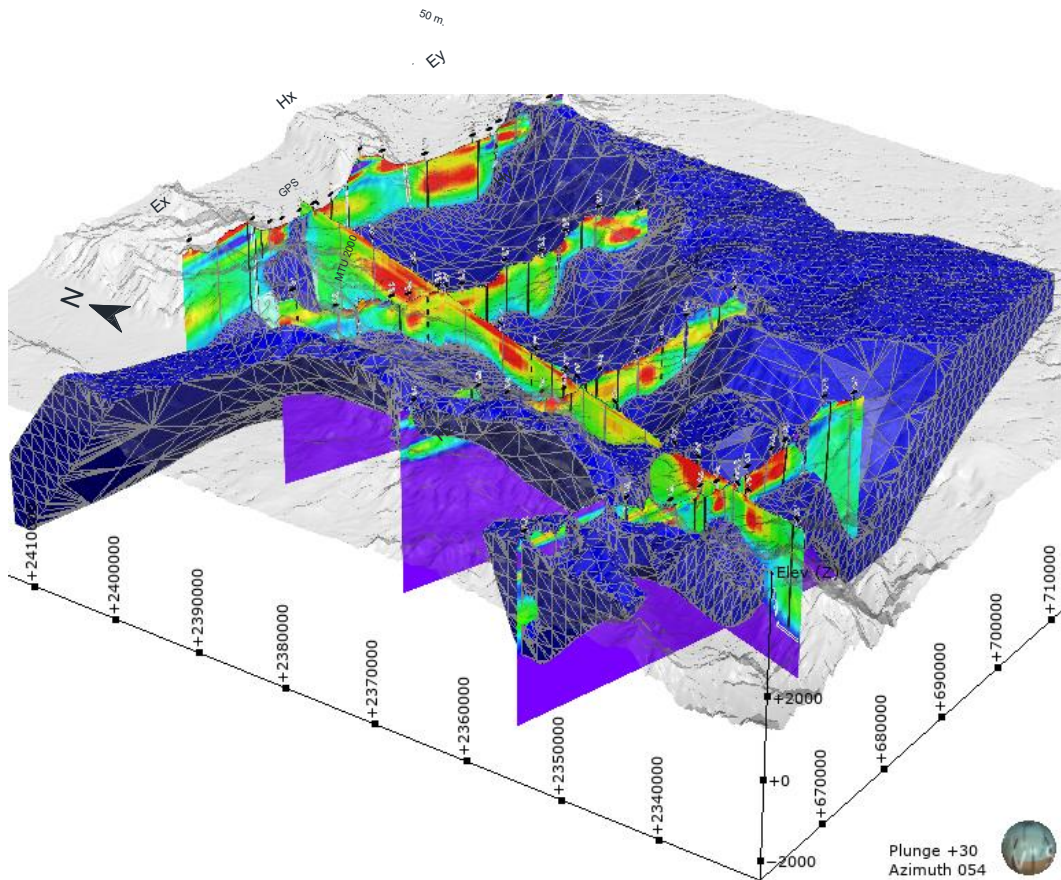


Figura 61. Pseudo modelo 3D, vista W-E, (Leapfrog academico).

9. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

El método magnetotelúrico AMT-MT, en exploración geofísica representan una gran herramienta debido a su versatilidad y el amplio rango de profundidades que incluye en su espectro de investigación, mostrando buena densidad de información para realizar interpretaciones coherentes y muy aproximadas con las condiciones geológicas del medio, sin embargo, tiene una limitante de resolución en los primeros metros de exploración.

La técnica en este proyecto empleando el método eléctrico (SEV) en su arreglo tipo Schlumberger, transformado la respuesta a función temporal del periodo de MT, resulta una alternativa muy práctica para complementar la información somera en los sitios de estudio, permitiendo con ello elevar la resolución de la interpretación y verificar que la adquisición no tenga alteraciones por distorsión galvánica.

La adquisición de los 61 sitios investigados, aportan conocimiento geológico de la zona, ya que se logró configurar el contacto entre el basamento y el relleno sedimentario del graben con una muy buena aproximación. Se determinaron los espesores promedio del relleno, para el caso del graben de Juchipila alrededor de

los 1000 metros, mientras que de 1600 metros para el graben de Calvillo. Por otro lado, se logró visualizar claramente las fronteras que delimitan el graben en cada perfil, el contacto con la roca base y la correlación que presentan con el sistema estructural de la geología local, además de que el contraste resistivo sugiere que existe un cambio en las condiciones de consolidación de las rocas. La roca base en los modelos se observa con una resistividad superior a los 100 Ω -m. La respuesta de los modelos evidencia un alto grado de alteración ya que las unidades geoelectricas se empalman entre sí en la mayor parte de la zona del relleno.

En la zona existen manifestaciones hidrotermales identificadas (Figura 18) que permite corroborar que existe una alteración hidrotermal (ejemplo de la esmectita que se forma a partir de los 50°C, Browne (1978))2000) que se asocian claramente con zonas de baja resistividad en los modelos de inversión. Es importante mencionar que, en la zona norponiente del graben (poniente del perfil No. 1) donde se presenta el mayor grado de alteración mineral e hidrotermal (determinado por el equipo de geoquímica del proyecto), se presenta una anomalía conductiva que se profundiza.

El graben tiene una orientación de hasta 23° al NE respecto al norte magnético con base en la dirección preferencial del flujo electromagnético, por otro lado, de acuerdo con el análisis de dimensionalidad realizado, muestra un comportamiento muy heterogéneo, de donde se infiere que se trata de una complejidad estructural en la zona asociada a los eventos geológicos de extensión y el sistema de fallas.

Siendo la estabilidad de los modelos favorable y un RMS menor al 2.7%, en adición con la buena aproximación del comportamiento comparado con las fallas geológicas cartografiadas, se afirma que los resultados de las inversiones bidimensionales son consistentes.

La correlación de las unidades geoelectricas con la geología cartografiada es aceptable, tomando en cuenta las condiciones observadas en los afloramientos del área, donde se registró la existencia de materiales fracturados con alteraciones minerales e intercalaciones en su estratificación, así como distintos grados de saturación en función de la profundidad, lo que es asociado a la posible presencia de dos acuíferos confinados dentro del relleno sedimentario.

El estudio multidisciplinario en el que esta investigación participa se encuentra en desarrollo por lo que se recomienda que al contar con la información del proyecto completa, se retome el análisis de los datos y se integre con afán de generar un modelo recalculado.

10. REFERENCIAS.

- Anderson, E.; Crosby, D. y Ussher, G. (2000). Bulls-eye!—Simple resistivity imaging to reliably locate the geothermal reservoir. . In Proceedings of the 2000 World Geothermal Congress, Kyushu–Tohoku, Japan, May (pp. 909-914).
- Beltrán-Martínez, B. C., Loza-Aguirre, I., y Ferrari, L. (2018). Estratigrafía y estructura de la porción septentrional del Graben de Juchipila, estados de Zacatecas y Aguascalientes. Reunión Anual UGM 2018, SE01-11, 0394.
- Berdichevsky, M.N. y Dmitriev, V.I. (2002). *Magnetotellurics in the context of the theory of ill-posed problems*. Society of Exploration Geophysicists, USA, 215 pp.
- Bibby, H.M. (1986). Analysis of multiple source bipole-quadripole resistivity surveys using the apparent resistivity tensor. *Geophysics*, 51(4): 972-983.
- Browne, P.R.L. (1978). *Hydrothermal alteration in active geothermal fields*. Annual review of earth and planetary sciences, 6(1), 229-248.
- Cagniard, L. (1953). *Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting*. *Geophysics*, 18(3), 605-635.
- Caldwell, T.G., Bibby, H.M. y Brown, C. (2004). *The magnetotelluric phase tensor*. *Geophysical Journal International*, 158(2), 457-469.
- Carranza-Castañeda, O.; Aranda-Gómez, J.J., Wang, X. e Iriondo, A. (2013). *The early-late hemphillian (hh2) faunal assemblage from Juchipila basin, state of Zacatecas, Mexico, and its Biochronologic correlation with other hemphillian Faunas in central Mexico*. *Contribution in Science*, 521:13-49.
- Castro-Soto, C.D. (2018). Modelo geofísico del acuífero cuenca de la Independencia. Tesis Maestría, Posgrado en Ciencias de la Tierra, UNAM, 124 pp.
- Castro-Soto, C.D. y Corbo-Camargo, F. (2016). MTDIM - A MATLAB-based code for the visualization on geoelectric dimensionality estimation. Universidad Nacional Autónoma de México. <https://www.researchgate.net/project/MTDIM-A-MATLAB-based-code-for-the-visualization-on-geoelectric-dimensionality-estimation>
- Chave, A.D., & Smith, J.T. (1994). *On electric and magnetic galvanic distortion tensor decompositions*. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 99(B3), 4669-4682.
- Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) (2015). Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Jalpa - Juchipila (3209), Estado de Zacatecas. Subdirección General Técnica, Gerencia de aguas subterráneas, 28 pp.
- Constable, S.C., Parker, R.L. y Constable, C.G. (1987). *Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data*. *Geophysics*, 52, 3, 289-300.

- Corbo-Camargo F. (2006). Modelo Geofísico del acuífero Guaraní: zona comprendida entre Uruguay y Argentina. Tesis Maestría, Posgrado en ciencias de la Tierra, UNAM, 152 pp.
- Cumming, W.; Nordquist, G. y Astra, D. (2000). *Geophysical exploration for geothermal resources: an application for combined MT-TDEM*. In SEG Technical Program Expanded Abstracts 2000. Society of Exploration Geophysicists. (pp. 1071-1074).
- Dey, A. y Morrison, H.F. (1979). *Resistivity Modelling for arbitrarily shaped two-dimensional structures*. Geophysical Prospecting, 44, 753-780.
- Díaz, A. E. (2010). Implementación del código Zondres2D para la modelación directa e inversa de datos de tomografía de resistividad eléctrica 2D. Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., y Rosas-Elguera, J. (2002). *Ignimbrite flareup and deformation in the southern Sierra Madre Occidental, western Mexico—implications for the late subduction history of the Farallon Plate*. Tectonics, 21(4), 10.1029/2001TC001302.
- Ferrari, L., López-Martínez, M., Orozco-Esquivel, Bryan, S., Duque-Trujillo, J., Lonsdale, P. y Solari, L. (2013). *Late Oligocene to Middle Miocene rifting and synextensional magmatism in the southwestern Sierra Madre Occidental, México: The beginning of the Gulf of California rift*. Geosphere, 9(5), 1161-1200. doi:10.1130/GES00925.1.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Bryan, S. E., Lopez-Martinez, M., y Silva-Fragoso, A. (2018). *Cenozoic magmatism and extension in western Mexico: Linking the Sierra Madre Occidental silicic large igneous province and the Comondú Group with the Gulf of C. California rift*. Earth-Science Reviews, 183, 115-152.
- Ferrari, L.; Valencia-Moreno, M. y 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), 343-378.
- Gamble, T. D., Goubau, W. M., y Clarke, J. (1979). Magnetotellurics with a remote reference. Geophysics, 44(1), 53-68.
- Jiracek, G.R. (1990). *Near-surface and topographic distortions in electromagnetic induction*. Surveys in geophysics, 11(2-3), 163-203.
- Krause, K.M., Fernandez, L.A. y Simmons, W.B. (1986). *The Juchipila volcanic sequence and caldera complex: Oligocene rhyolitic volcanism in the Sierra Madre Occidental, Juchipila Zacatecas, Mexico*. Geologic Society of America Abstracts with programs, Vol. 18, No. 5, pp. 368.
- Ledo F.J. (1996). Aplicación del método magnetotelúrico al estudio de la estructura litosférica de los Pirineos. Departmanet de Geologia Dinámica, Geofísica i Paleontología, Universitat de Barcelona, pp. 196.

- Lopez-Hidalgo A. y Volponi, F.S. (2004). La Tomografía geoelectrica como herramienta de diagnóstico ambiental del subsuelo en la industria del petróleo y del gas. Facultad de Cs. Exactas, Físicas y Naturales. Universidad Nacional de San Juan, pp. 24.
- Martí i Castells, A. (2006). *Magnetotelluric investigation of geoelectrical dimensionality and study of the central Betic Crustal Structure*, A. Tesis Doctoral. Universitat de Barcelona. Department de Geodinamica i Geofísica, pp. 307.
- Martínez-Reséndiz, E.V. (2016). Petrología y Geoquímica del Vulcanismo Máfico del Mioceno en la porción Sur de la Sierra Madre Occidental. Tesis licenciatura. Unidad Multidisciplinaria de docencia e investigación. Tesis Licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México, pp. 148.
- Martínez-Reséndiz, E.V.; Ferrari, L.; Loza-Aguirre, I. (2018). Estudio geológico de la parte sur del Graben de Juchipila. Reunión Anual UGM 2018, SE01-10, 0484.
- Meju, M.A. (2002). *Geoelectromagnetic exploration for natural resources: Models, case studies and challenges*. Surveys in Geophysics 23:133-205.
- Meju, M.A. (2005). *Simple relative space-time scaling of electrical and electromagnetic depth sounding arrays: implications for electrical static shift removal and joint DC-TEM data inversion with the most-squares criterion*. Geophysical Prospecting, 53, 467-479, Lancaster University, UK.
- Mujica-Mondragón, M. R. y Albarrán, J.J. (2005). Estudio petrogenético de las rocas ígneas y metamórficas del Altiplano Mexicano. Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección Técnica de Exploración, Proyecto C-1156 (reporte interno), pp. 83.
- Naidu, G.D. (2012). *Deep Crustal Structure of the Son-Narmada-Tapti Lineament, Central India*. Springer, Berlin, pp. 147.
- Nieto-Obregon, A.F., Ferrari, L., Alaniz-Alvaréz S.A., Labarthe-Hernández, G., y Rosas-Elguera, J. (1999). *Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental volcanic province, Mexico*. Geological Society of America Bulletin, 111(3), 347-363.
- Nieto-Obregón, J., Delgado-Argote L., y Damon, P.E. (1981). Relaciones petrológicas y geocronológicas del magmatismo de la Sierra Madre Occidental el Eje Neovolcánico en Nayarit, Jalisco y Zacatecas. Asociación de Ingenieros de Minas, Metalurgistas y Geólogos de México, Memoria Técnica, XIV, 327-361.
- Orellana, E. (1982). Prospección Geoelectrica en corriente continua. Biblioteca Técnica Philips, Madrid, España.
- Paz-López, I. (2016). Propuesta metodológica para la estimación de volúmenes potenciales de almacenamiento en zonas semiáridas: caso Graben Juchipila, Zac. - Calvillo, Ags. Tesis Maestría. Instituto Potosino de Investigación científica y tecnológica, A.C., San Luis Potosí, S.L.P.

- Raisz, E. (1964). *Landforms of Mexico*. Cambridge, Mass, US Office of Naval Research, Geography Branch.
- Rodi, W. y Mackie, R. (2001). Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. *Geophysics*, 66(1), pp. 174-187.
- Roesler, A.T., Fernandez, A.L. y Enciso de la Vega, S. (1994). *Geology and stratigraphy of the Tepechitlan area, Zacatecas, Mexico*. Boletín Departamento de Geología Uni-Son, Vol. 11, No. 1, p. 31-62.
- Romo, J.M., Flores, C., Vega, R., Vázquez, R., Pérez-Flores M.A., Gómez-Treviño, F.J., Esparza, F.J., Quijano, J.E. y García, V.H. (1997). *A closely spaced magnetotelluric study of the Ahuachapan-Chipilapa geothermal fields, El Salvador*. *Geothermics* 26, 627-656.
- Salas-Corrales, J.L. (2016). Integración de métodos eléctricos y electromagnéticos para la prospección de aguas subterráneas: caso de estudio en la localidad de Amealco, Querétaro. Tesis Maestría. Universidad Nacional Autónoma de México, pp 101.
- Salas-Laguna, J. (2017). Estudio magnetotelúrico para la caracterización de una porción del acuífero Cerritos - Villa Juárez en San Luis Potosí. Tesis Ing. Geofísica. Universidad Nacional Autónoma de México, pp. 61.
- Software Leapfrog Academico, Universidad Nacional Autónoma de México (2018), <https://www.leapfrog3d.com>
- SGM. (2018). Jalpa F13-D27, Escala 1:50000, estados de Zacatecas, Jalisco y Aguascalientes. Subdirección de Geología, Servicio Geológico Mexicano.
- Silva-Fragoso, A. (2015). Tectónica y vulcanismo bimodal en la zona de transición entre la Sierra Madre Occidental y la Faja Volcánica Trans-Mexicana al norte de Guadalajara, Jalisco. Tesis Licenciatura. UNAM, pp. 118.
- Simpson, F. y Bahr, K. (2005). *Practical Magnetotellurics*. Cambridge University Press, Cambridge, U.K., pp. 254.
- Sims, W.E, Bostick Jr, F.X. y Smith, H.W. (1971). The estimation of magnetotelluric impedance tensor elements from measured data. *Geophysics*, 36(5), 938-942.
- Solé, J., Salinas, J.C., González-Torres, E. y Cendejas-Cruz, J.E. (2007). Edades K/Ar de 54 rocas ígneas y metamórficas del occidente, centro y sur de México. *Revista mexicana de ciencias geológicas*, 24(1), 104-119.
- Sternberg, B.K., Washburne, J.C. y Pellerin, L. (1988). *Correction for the static shift in magnetotellurics using transient electromagnetic soundings*. *Geophysics*, vol. 53(11), p. 1459-1468.
- Teklesenbet, A.B. (2012). *Multidimensional inversion of MT data from Alid Geothermal area, Eritrea. Comparison with geological structures and identification of a*

geothermal reservoir. Tesis Doctoral. Faculty of Earth Sciences, University of Iceland, pp. 120.

Tikhonov, A.N. (1950). On determining electric characteristics of the deep layers of the earth's crust. *Dokl. Acad. Nauk. SSSR*, 73, 295-297.

Türkoğlu, E., Unsworth, M., Bulut, F. y. Çağlar, I. (2015). *Crustal structure of the North Anatolian and East Anatolian Fault Systems from magnetotelluric data*. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 241, 1-14.

Ussher, G., Harvey, C., Johnstone, R. y Anderson, E. (2000). *Understanding the resistivities observed in geothermal systems*. In *proceedings world geothermal congress*, pp. 1915-1920, Kyushu.

Vozoff, K. (1972). *The magnetotelluric method in the exploration of sedimentary basins*. *Geophysics*, 37(1), 98-141.

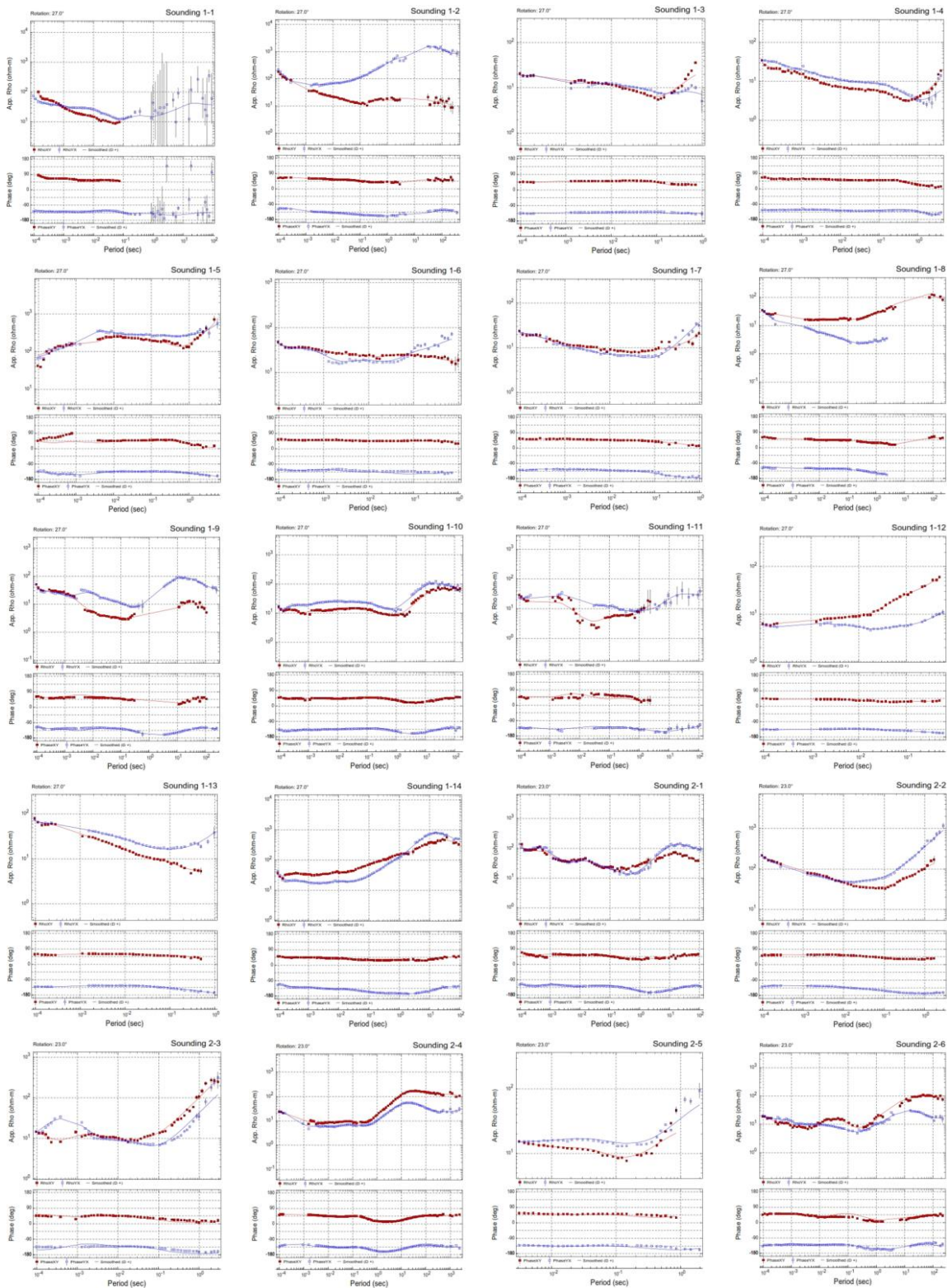
Wangsness, K. R. (2001). *Campos Electromagnéticos*. Universidad de Arizona. Editorial Limusa, pp. 681.

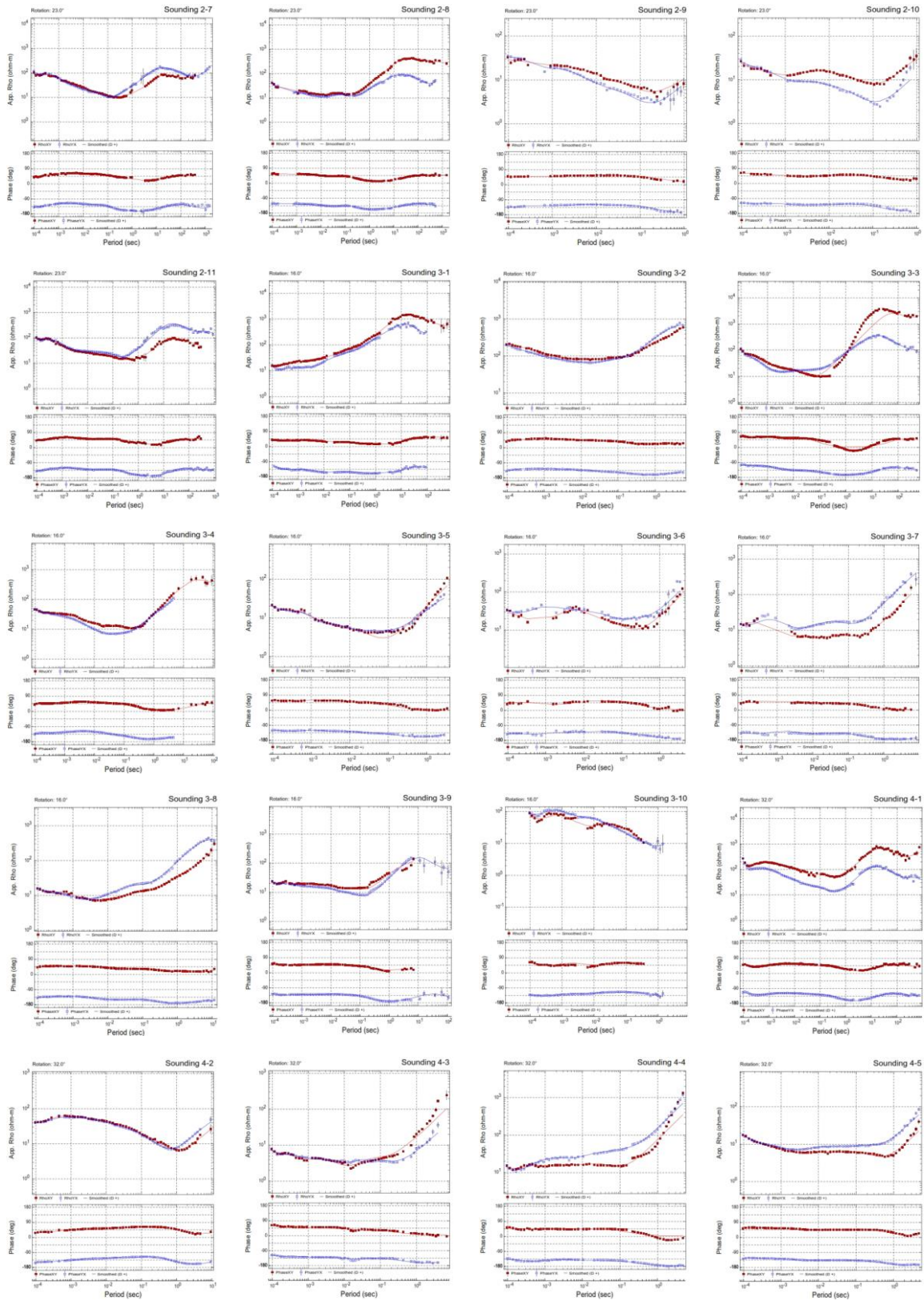
Webber, K.L., Fernández, L.A., y Simmons, W.B. (1994). *Geochemistry and mineralogy of the Eocene-Oligocene volcanic sequence, southern Sierra Madre Occidental, Juchipila, Zacatecas, Mexico*. *Geofísica Internacional*, 33(1), 77-89.

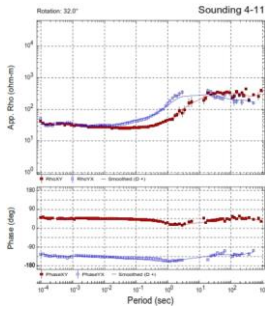
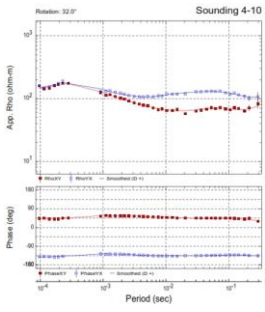
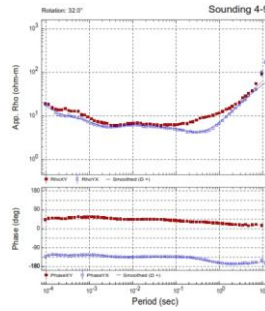
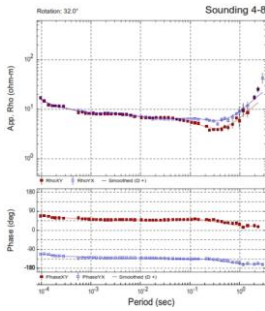
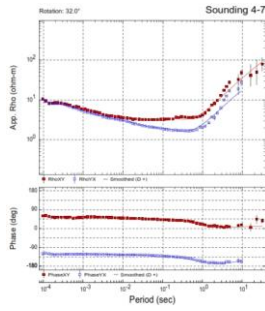
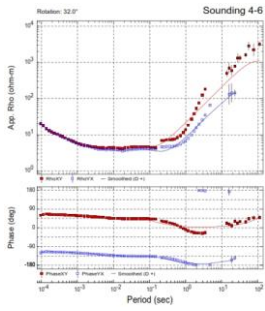
Zhdanov, M.S. (2009). *Geophysical Electromagnetic Theory and Methods*. Vol. 43, Elsevier.

11. ANEXOS

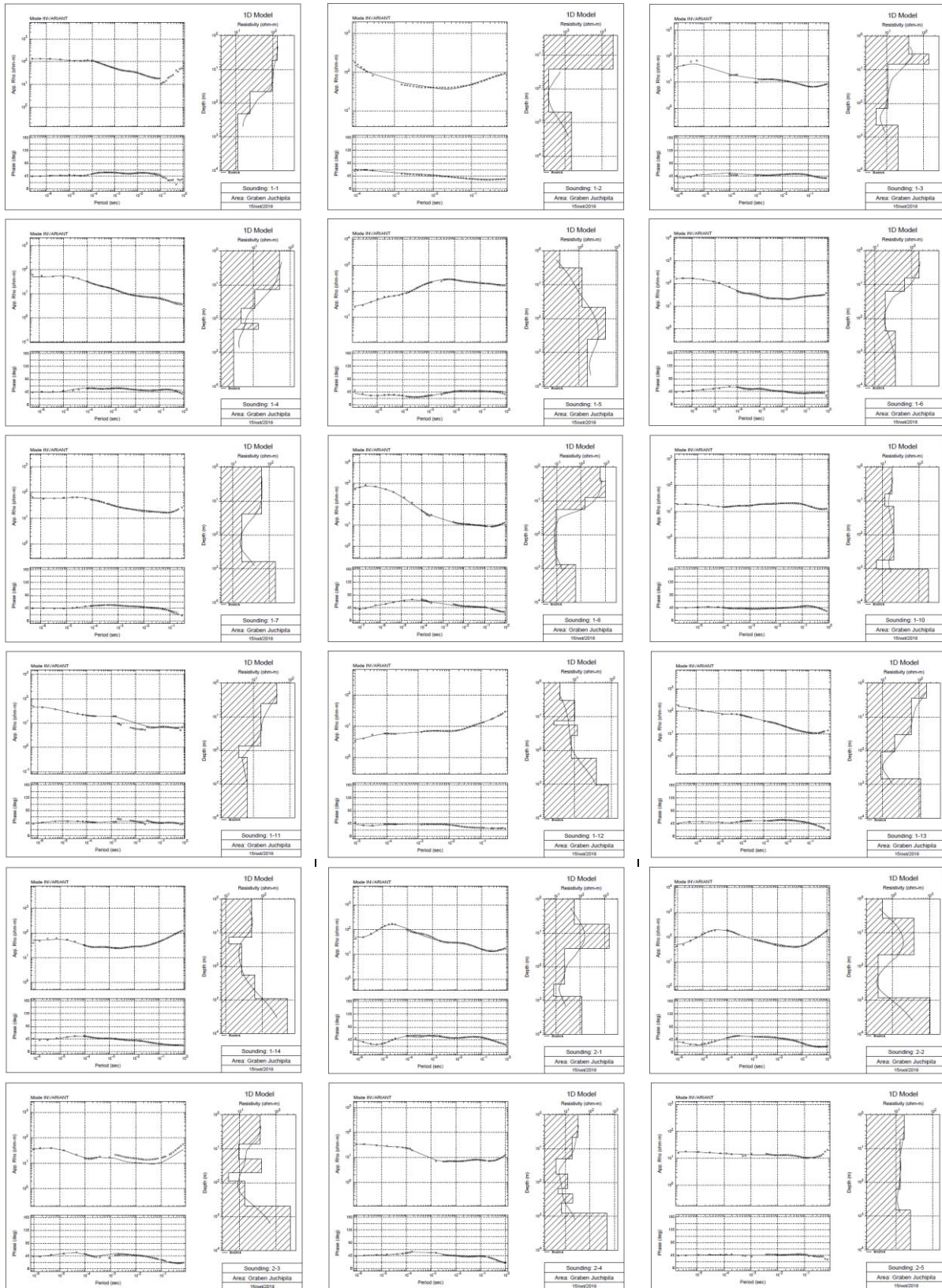
11.1. Curvas de resistividad y fase.

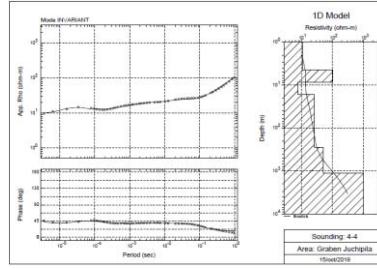
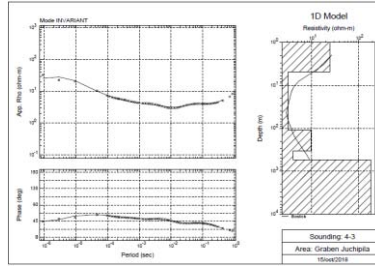
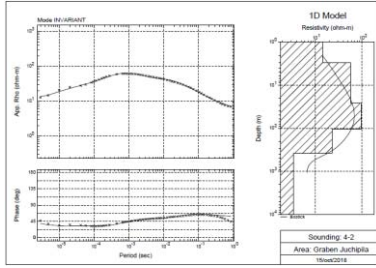
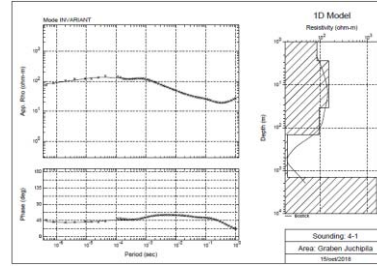
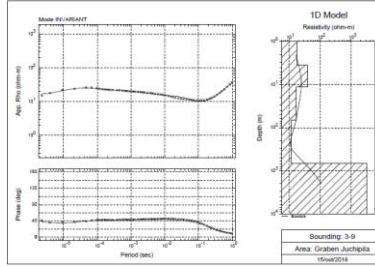
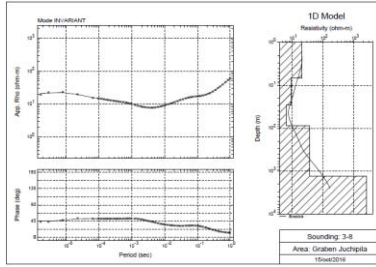
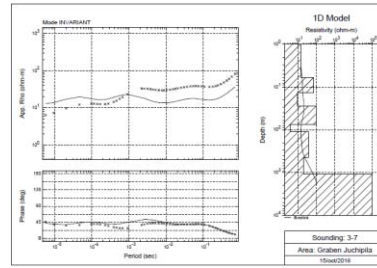
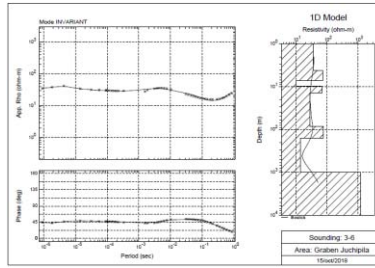
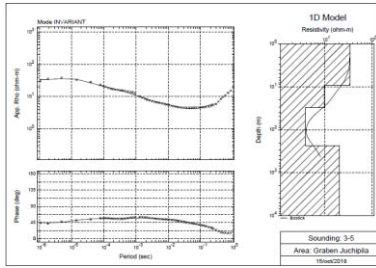
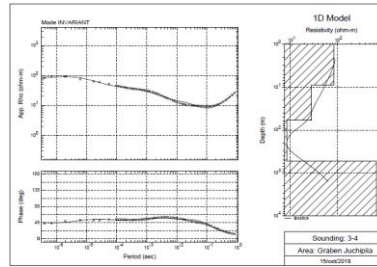
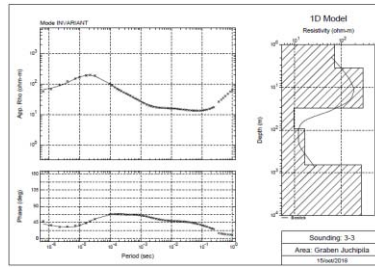
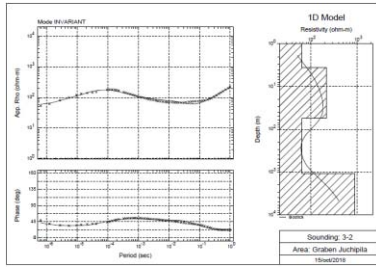
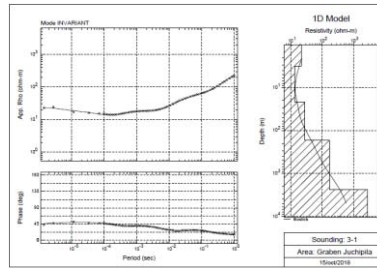
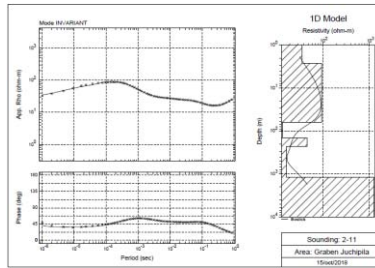
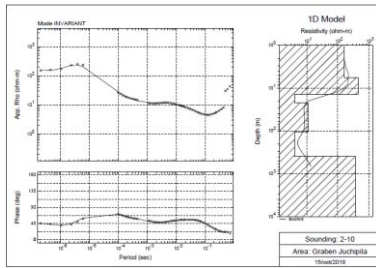
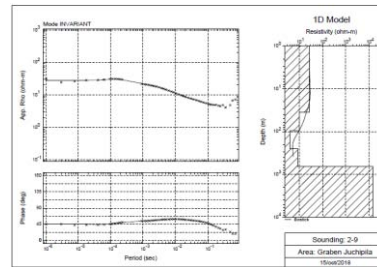
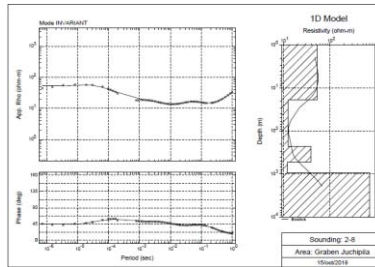
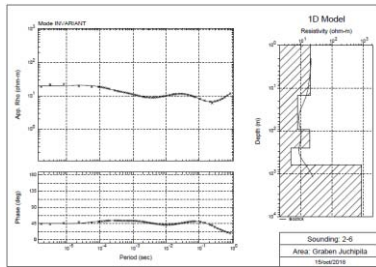


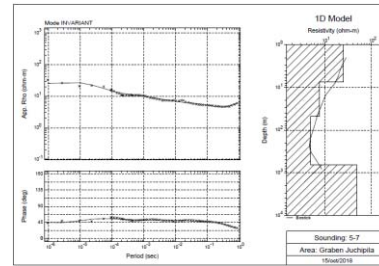
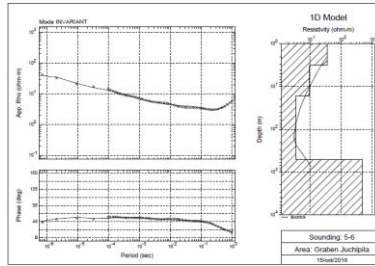
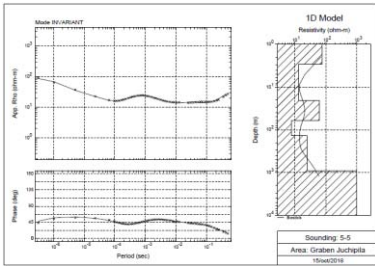
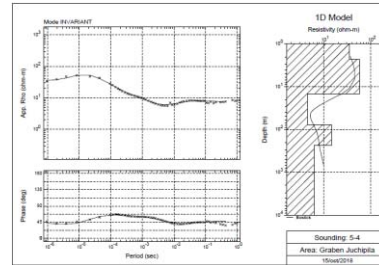
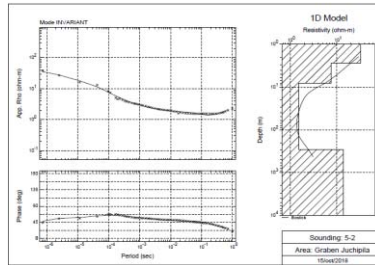
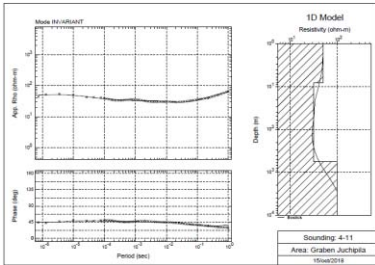
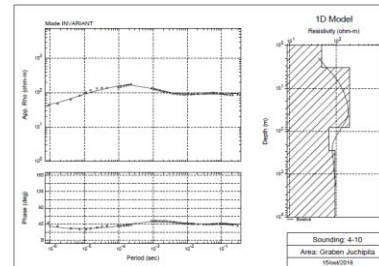
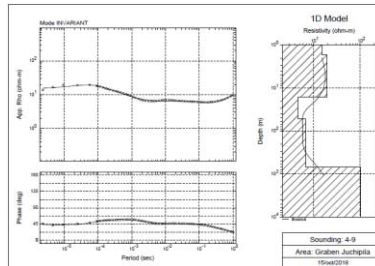
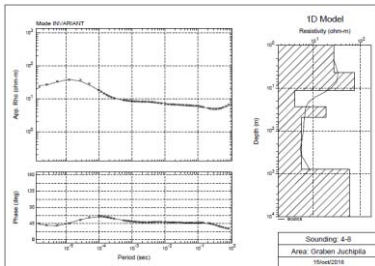
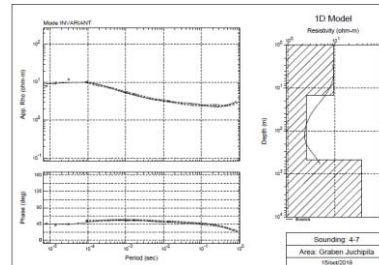
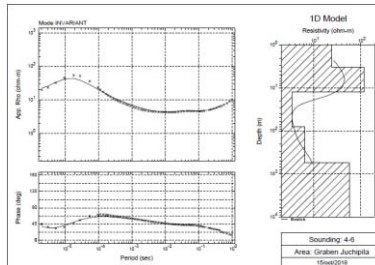
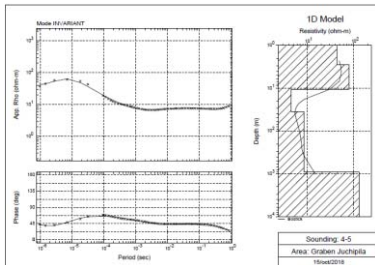




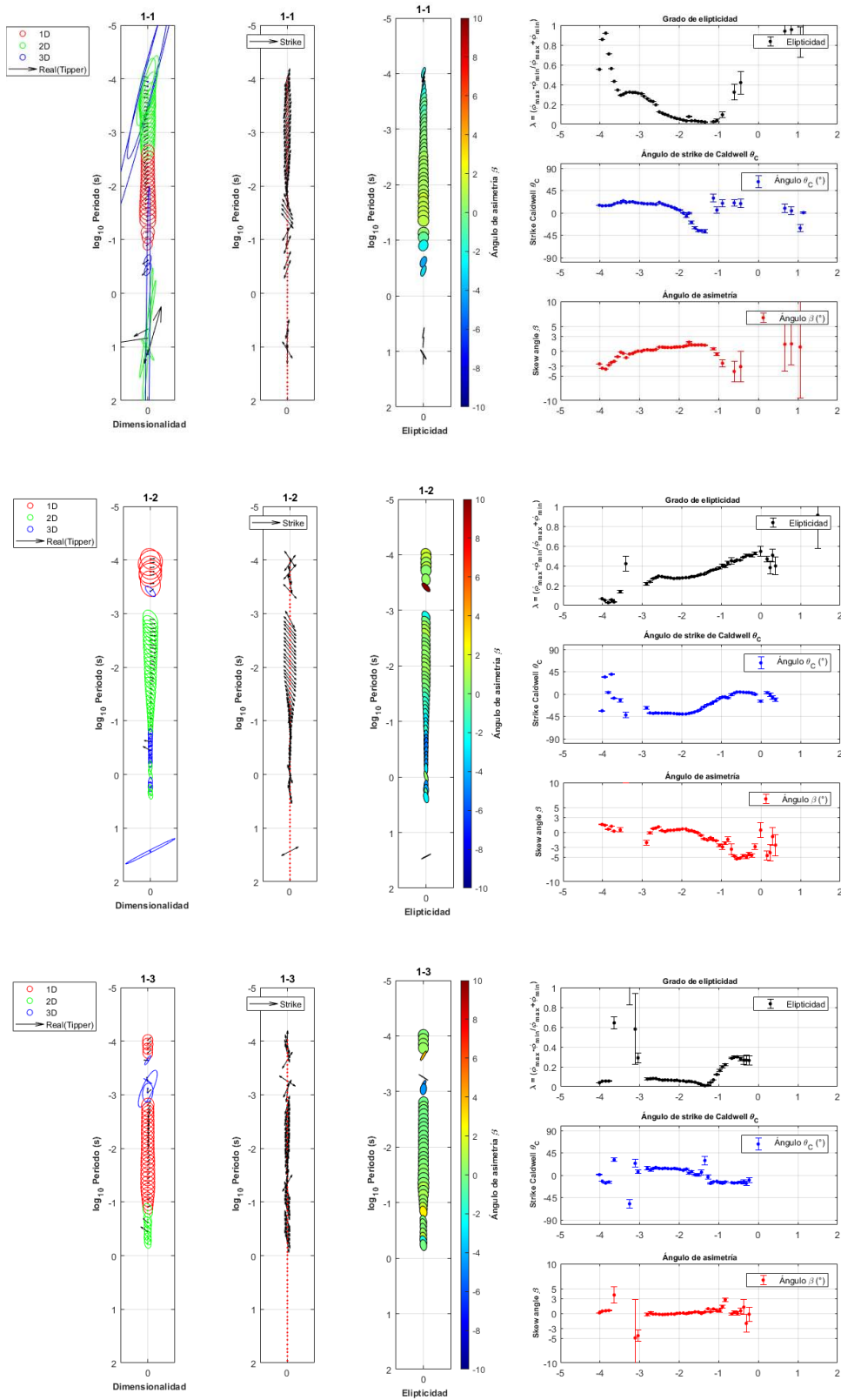
11.2. Inversión 1D.

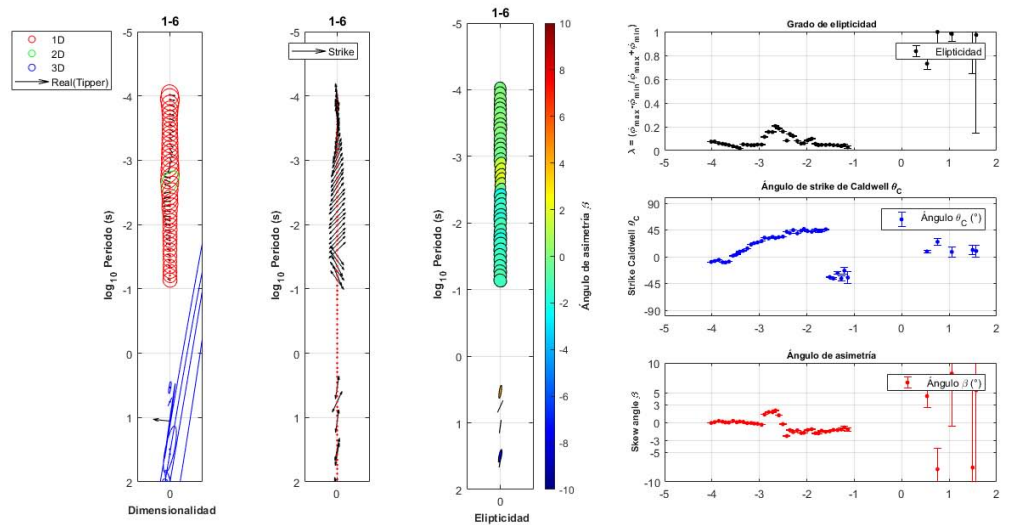
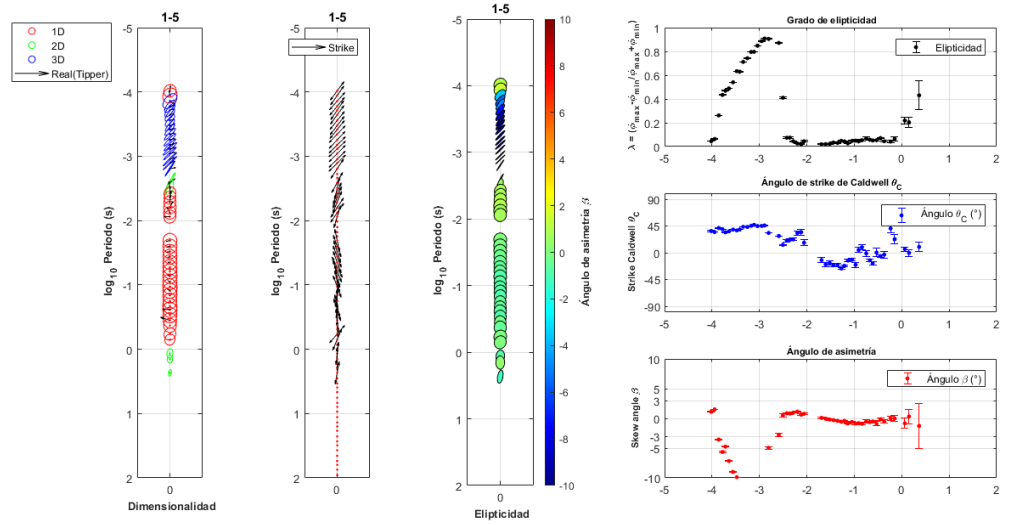
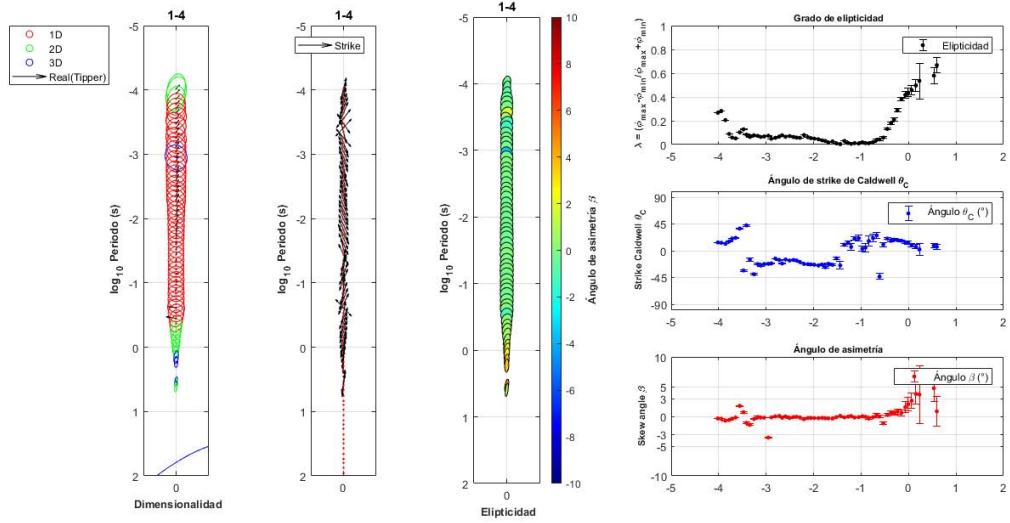


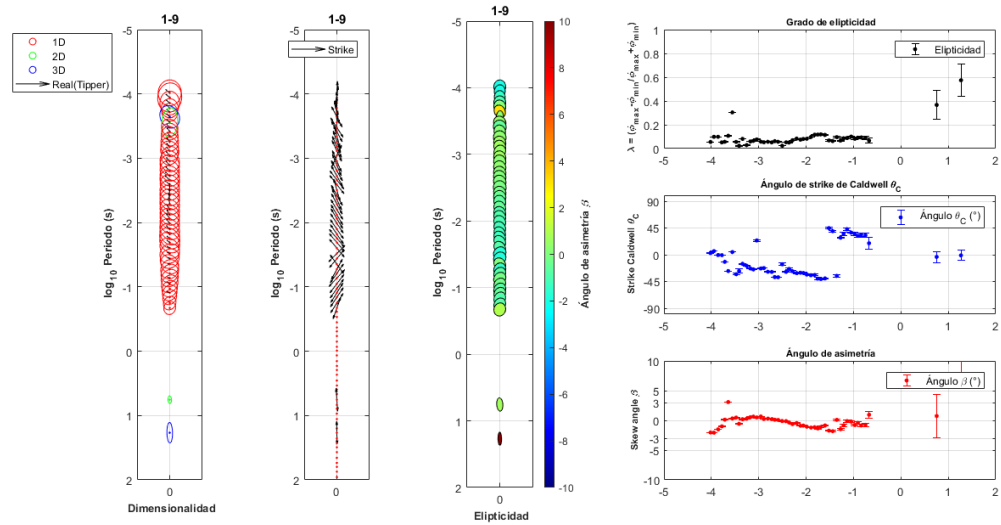
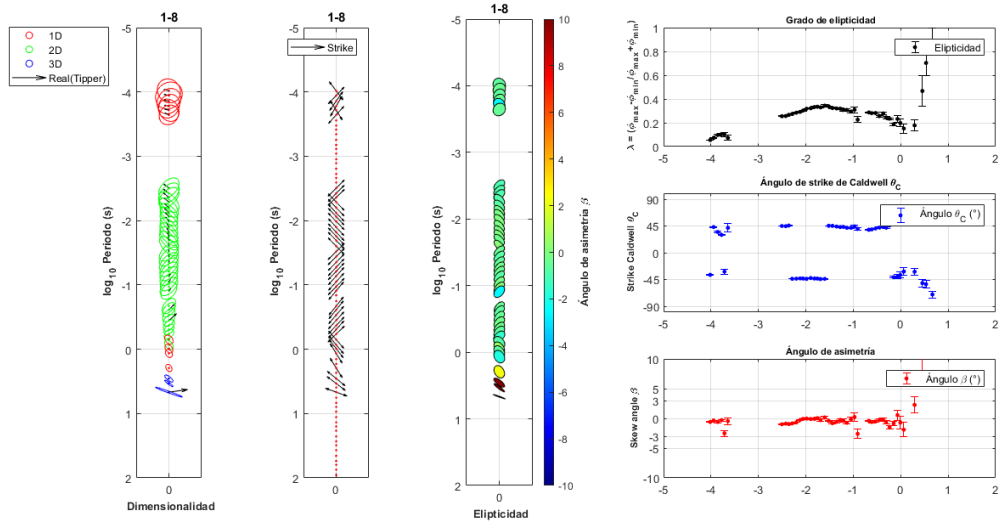
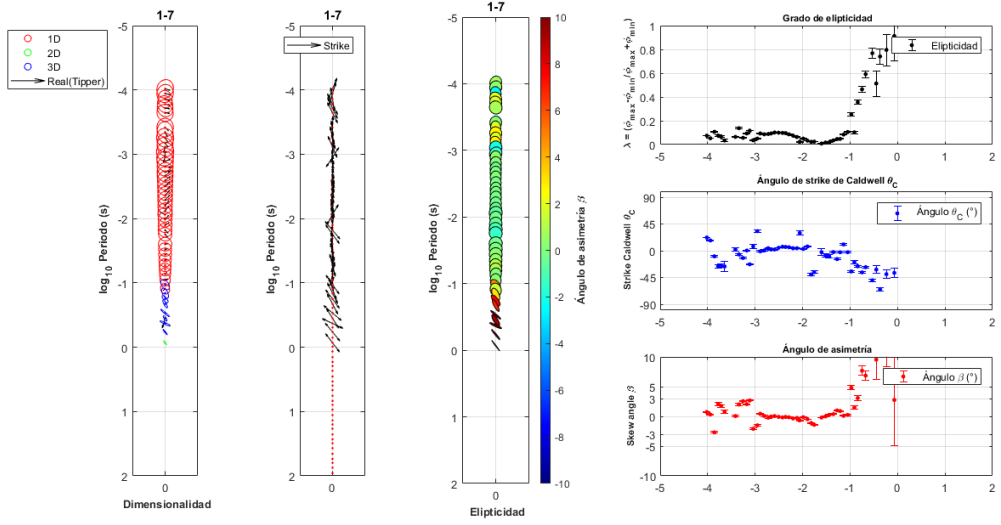


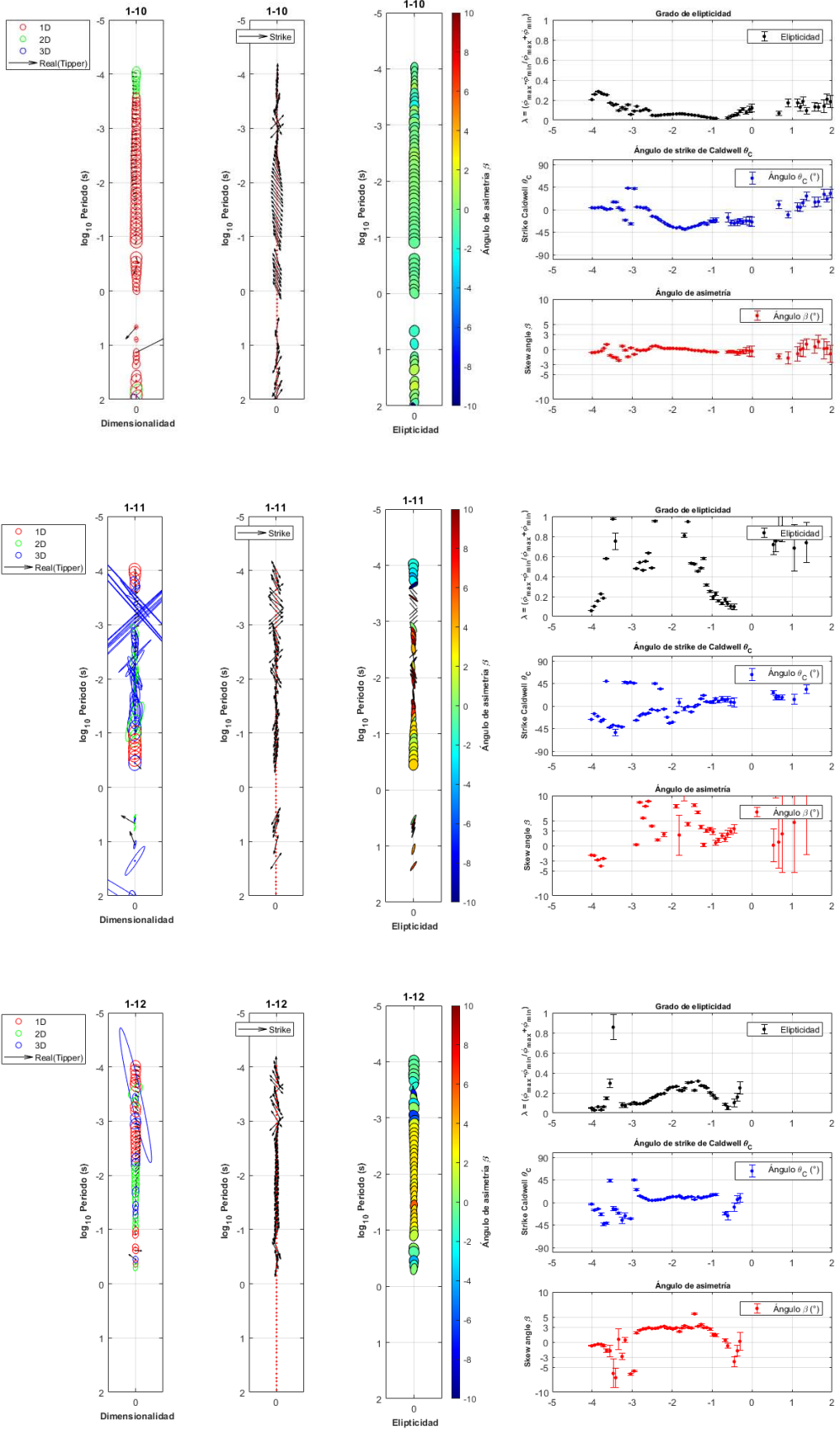


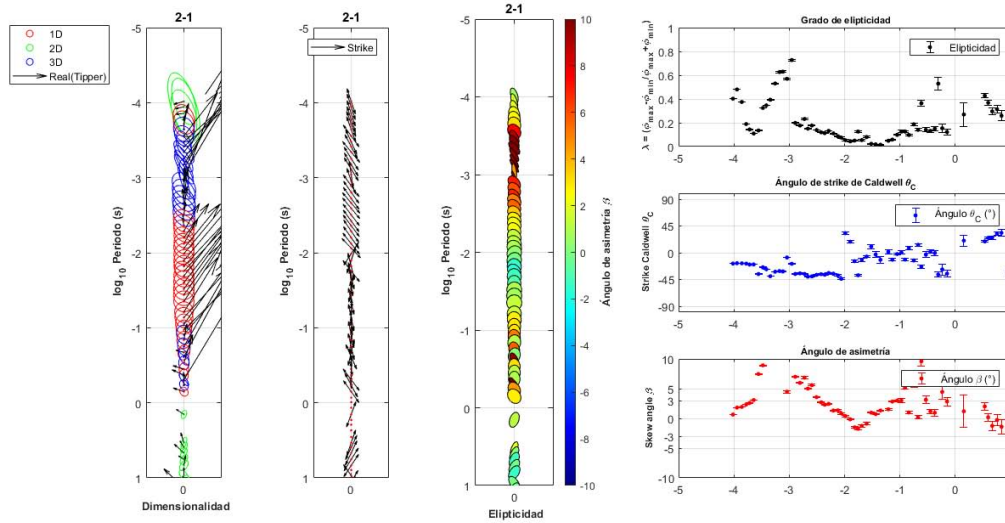
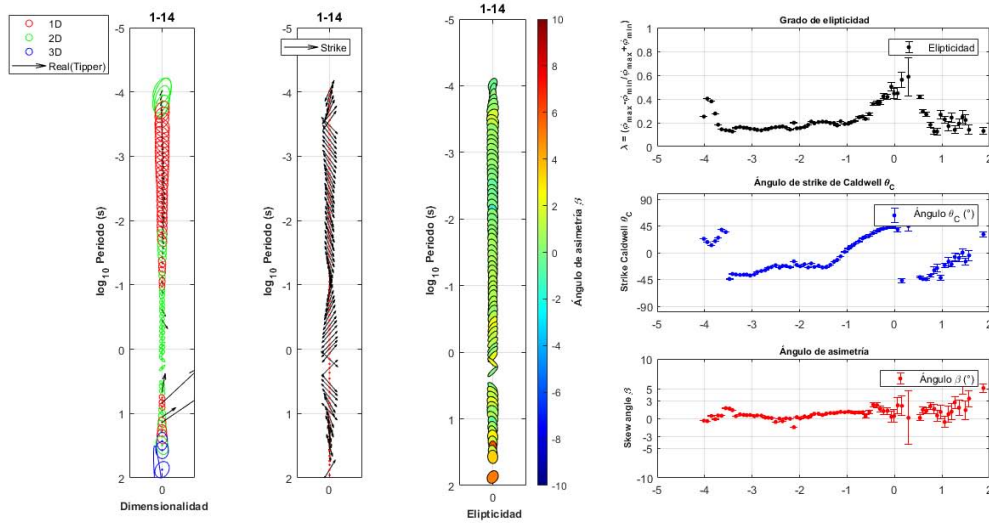
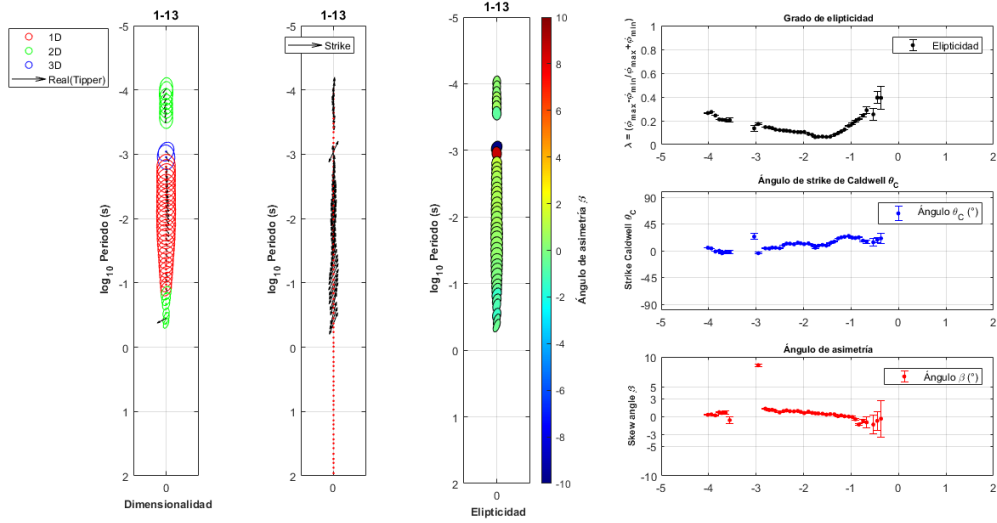
11.3. Análisis de Dimensionalidad y direccionalidad.

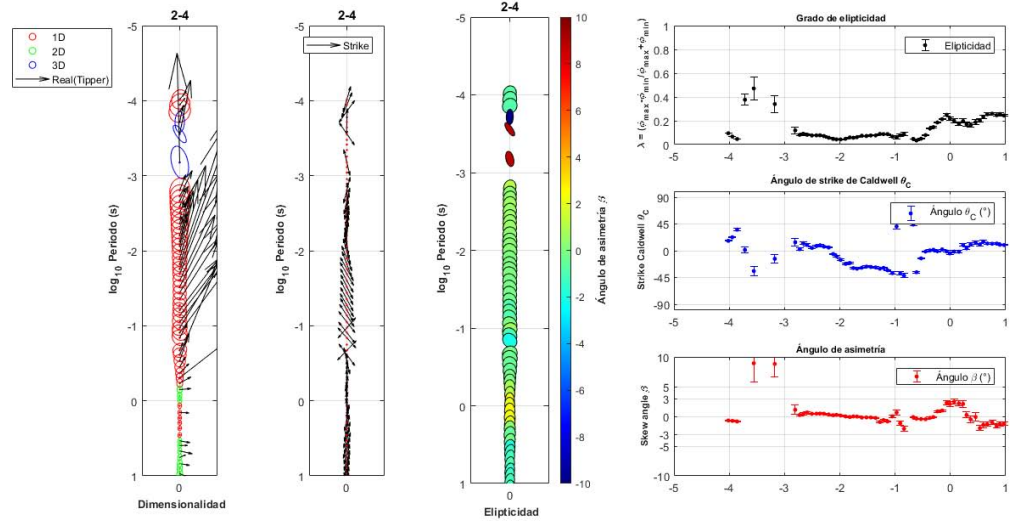
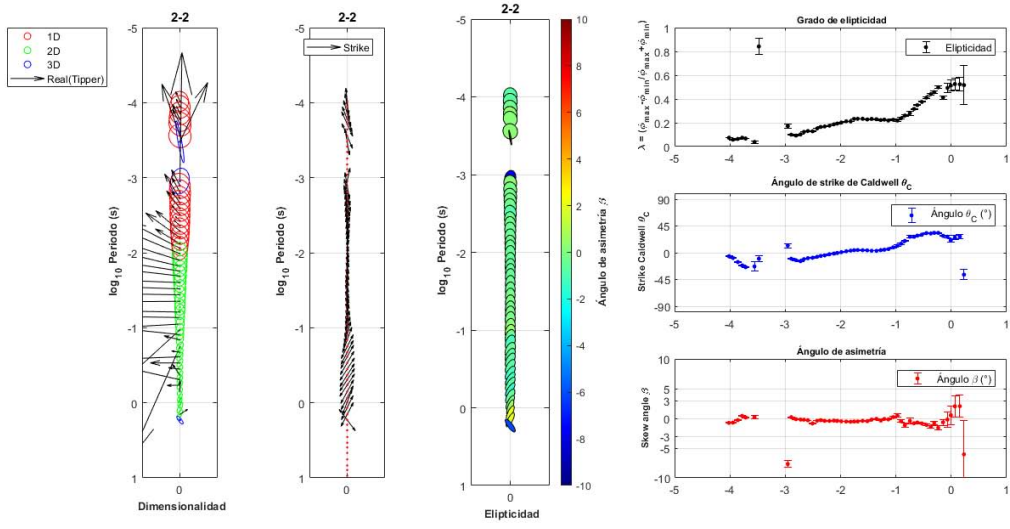
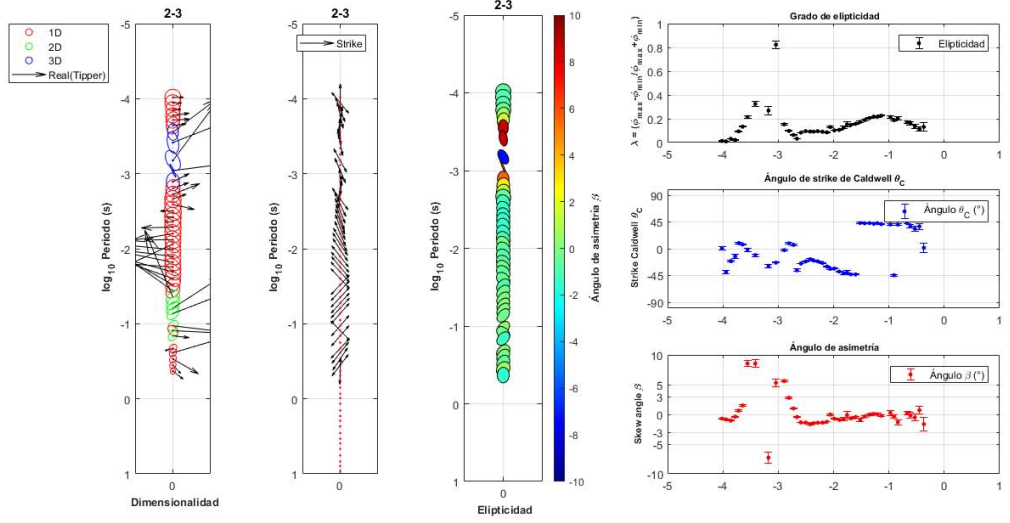


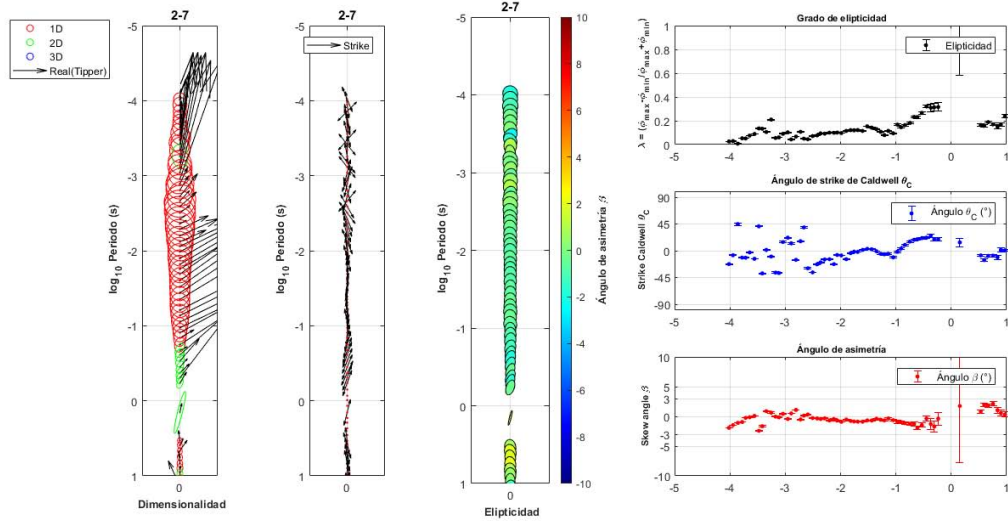
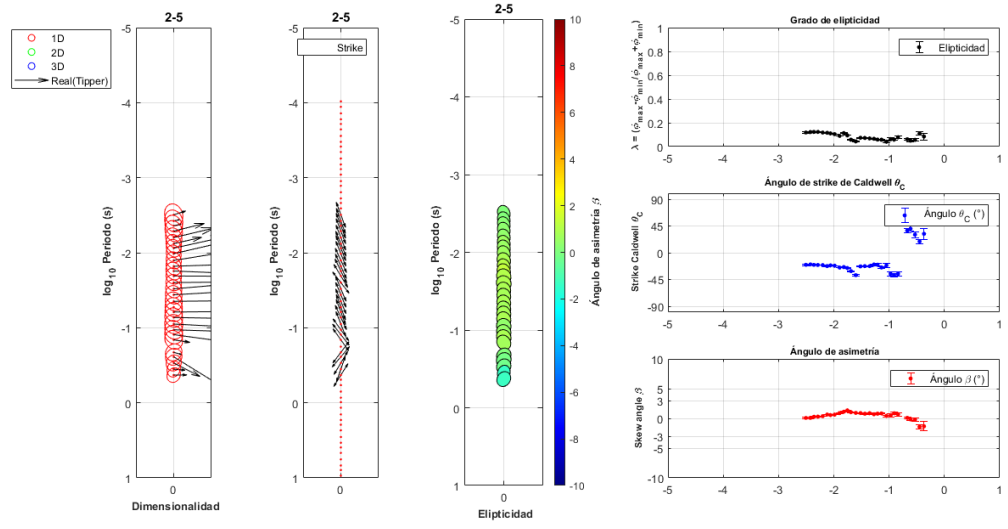
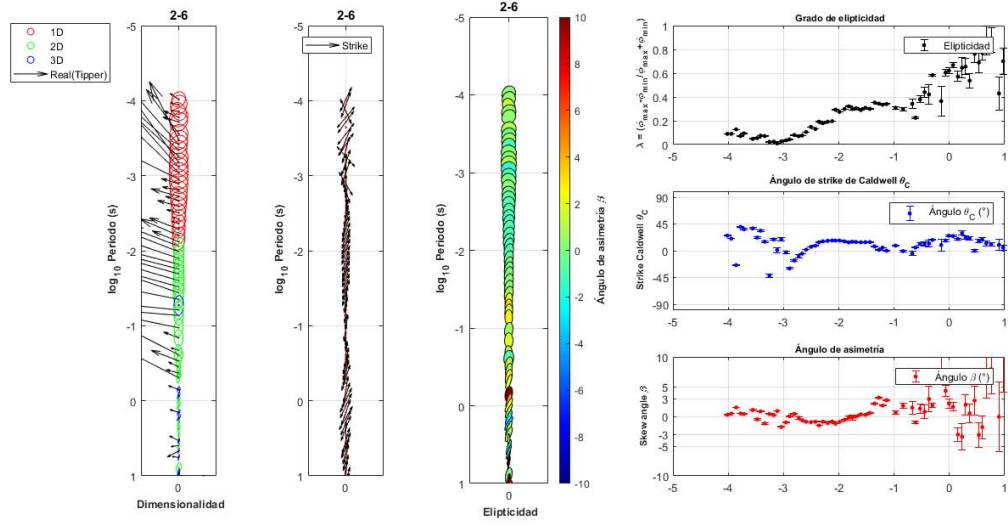


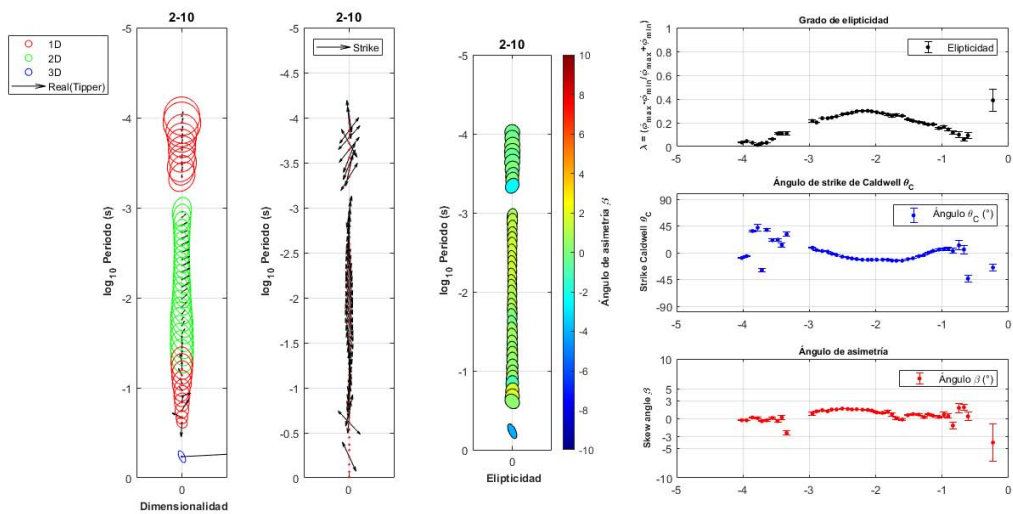
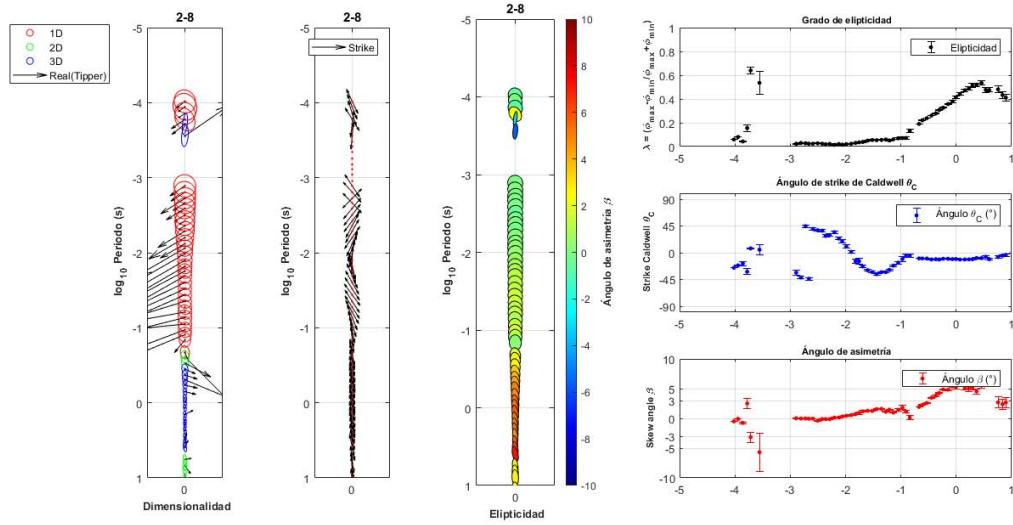
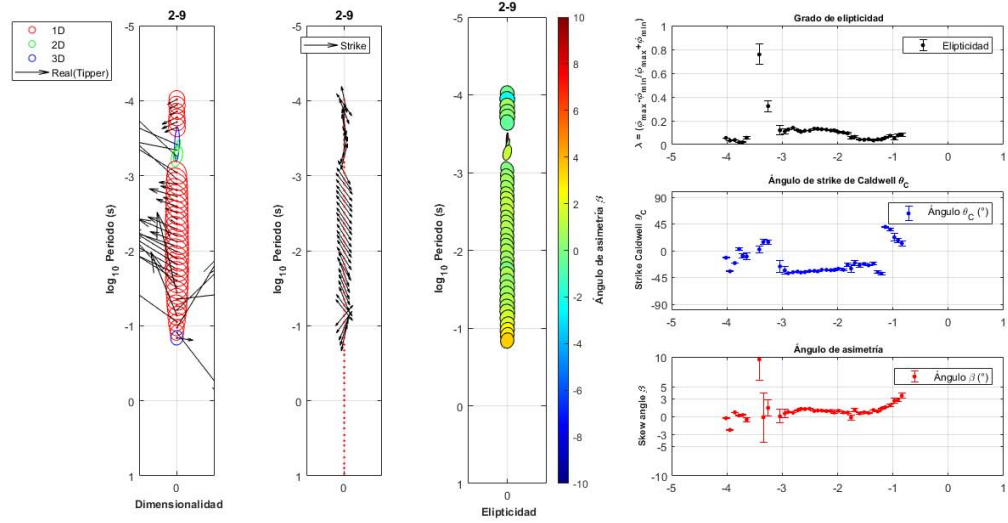


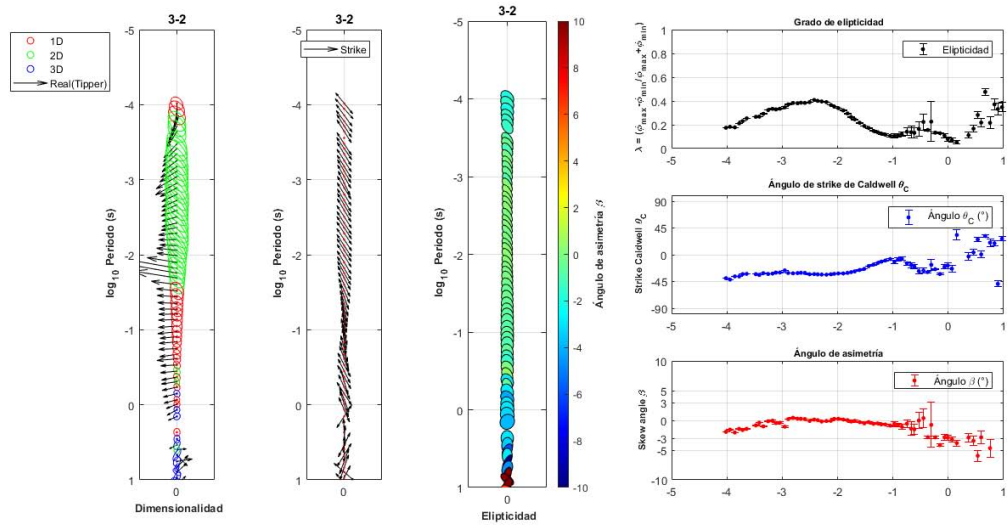
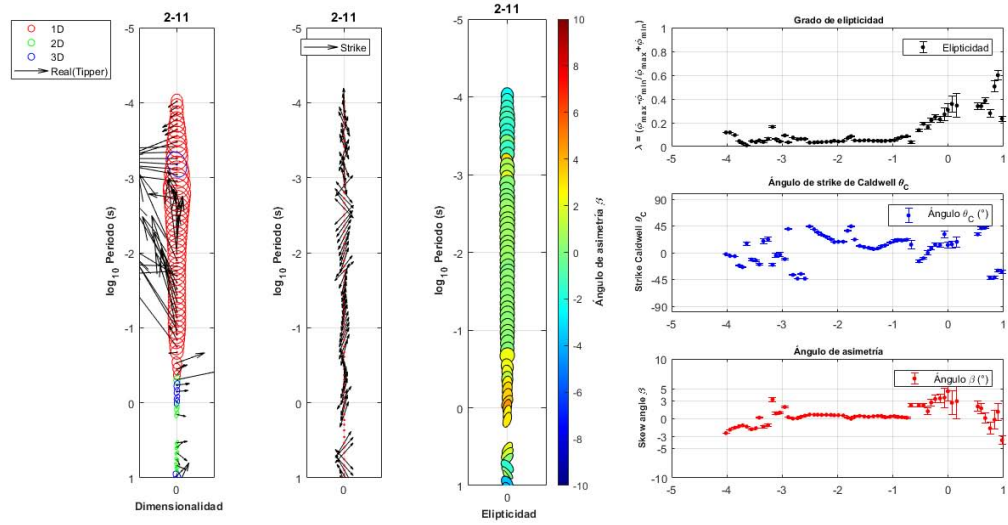
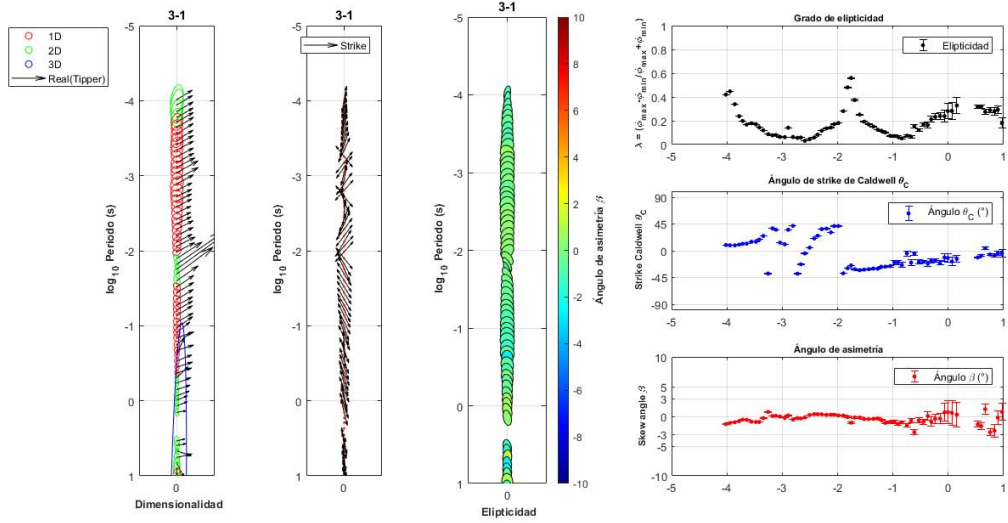


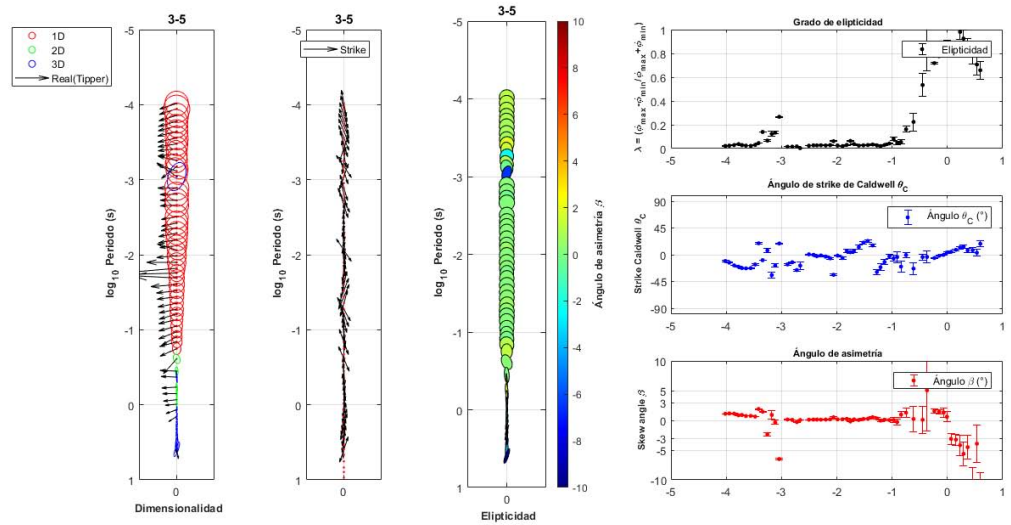
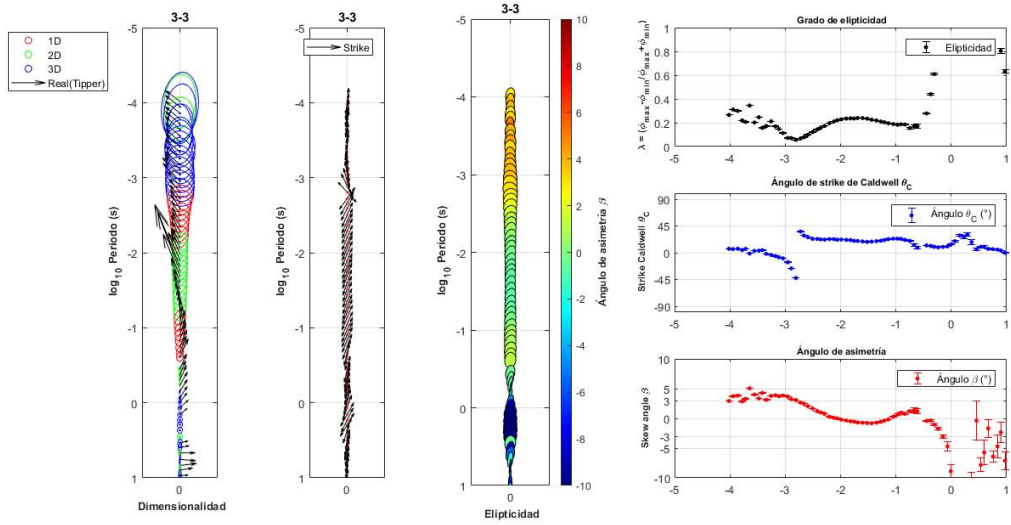
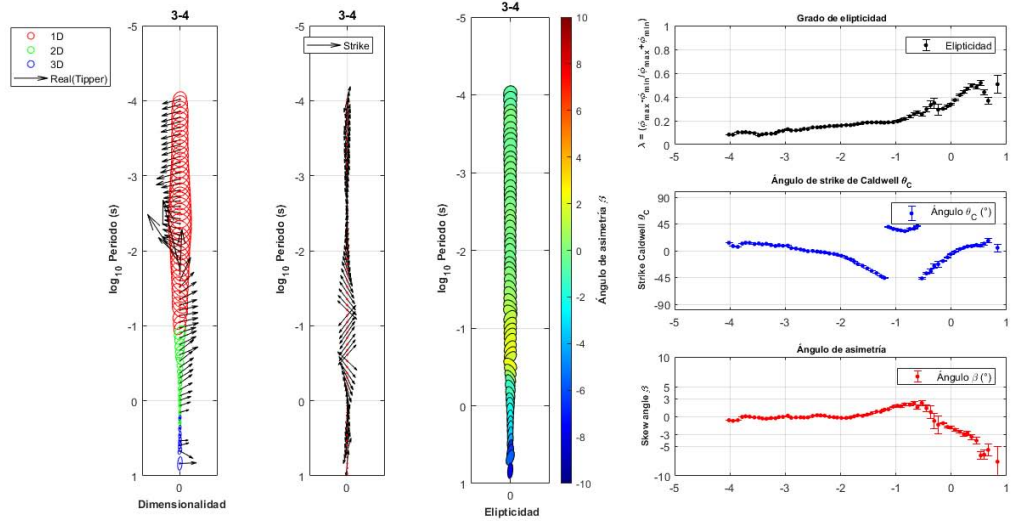


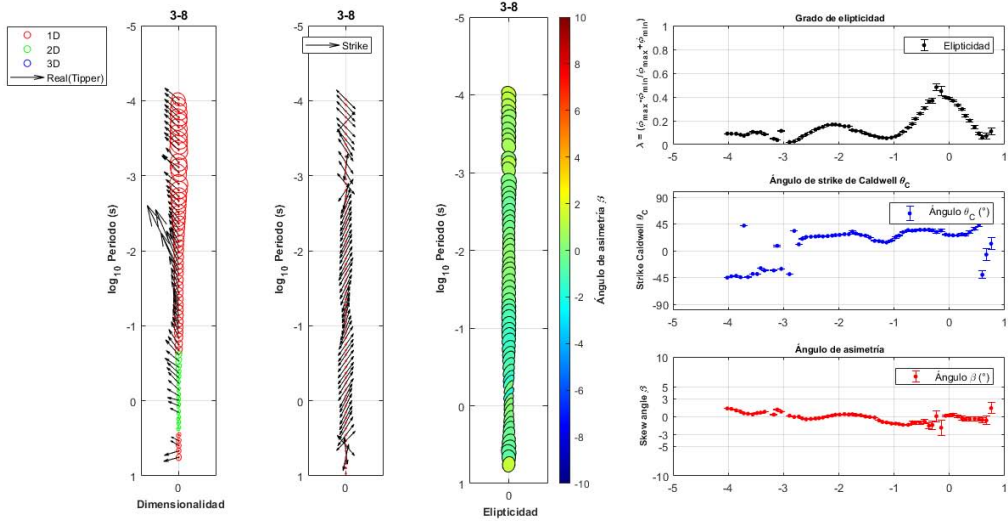
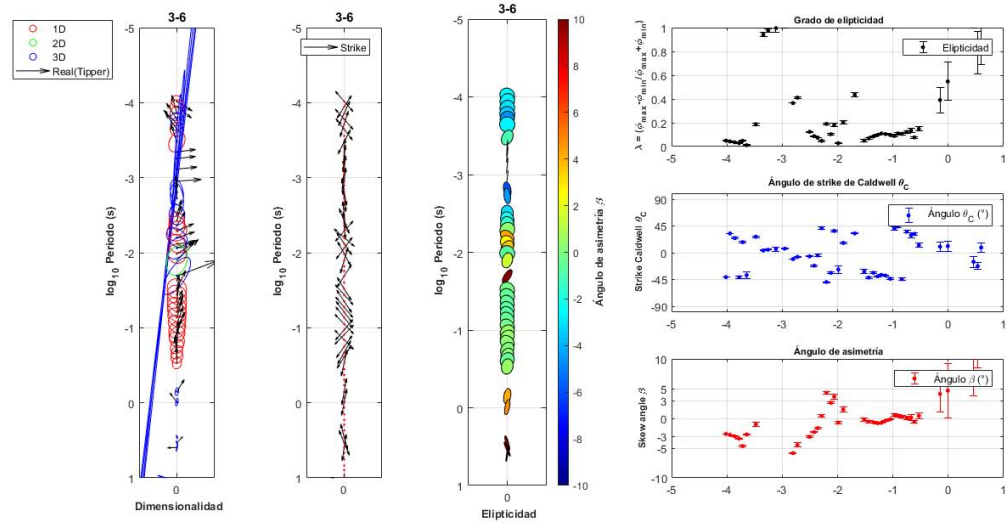
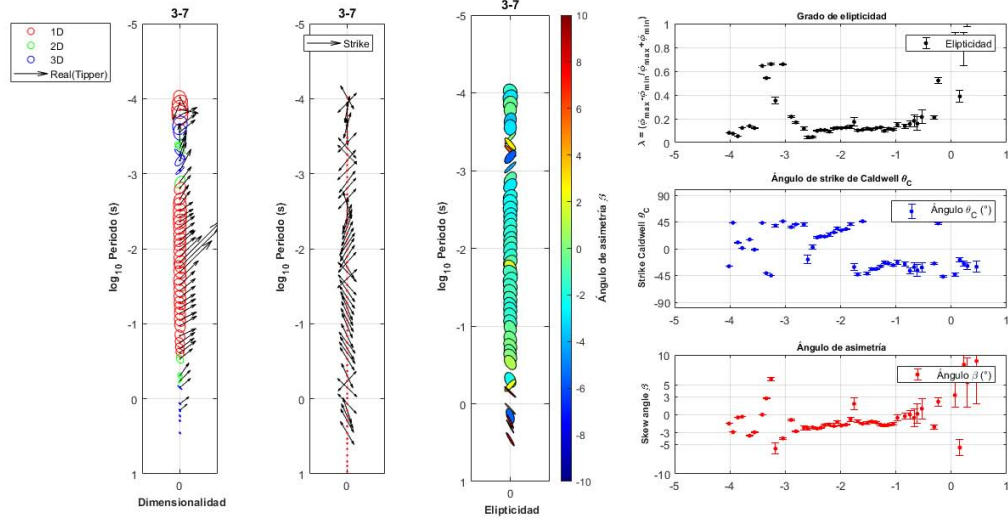


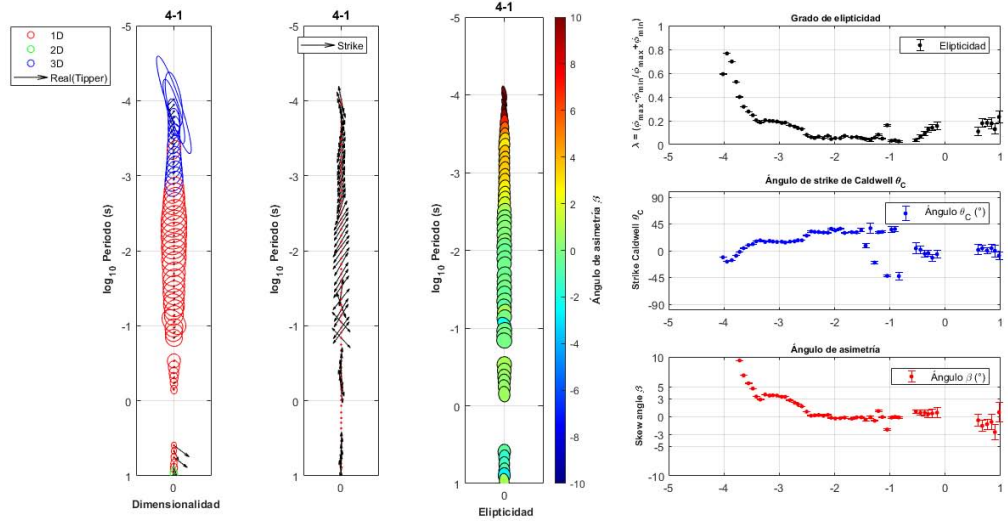
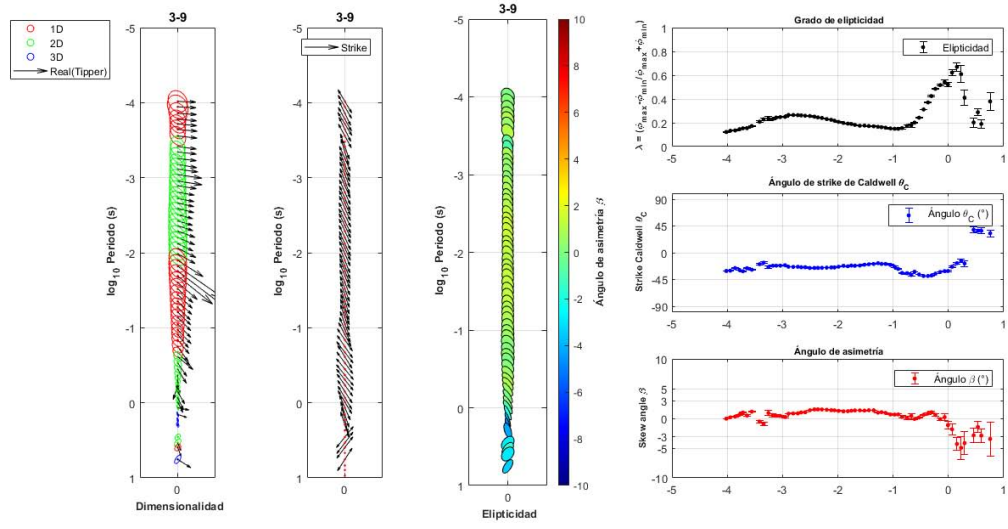
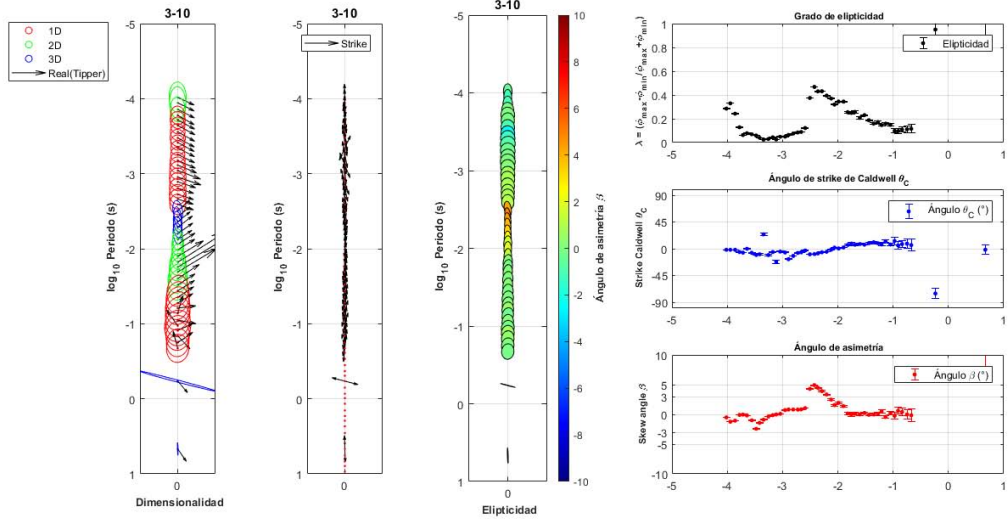


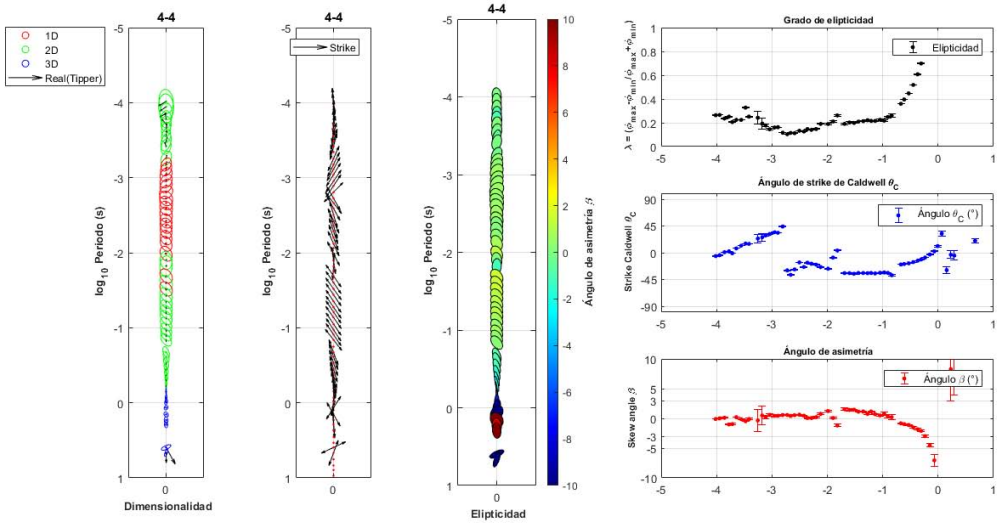
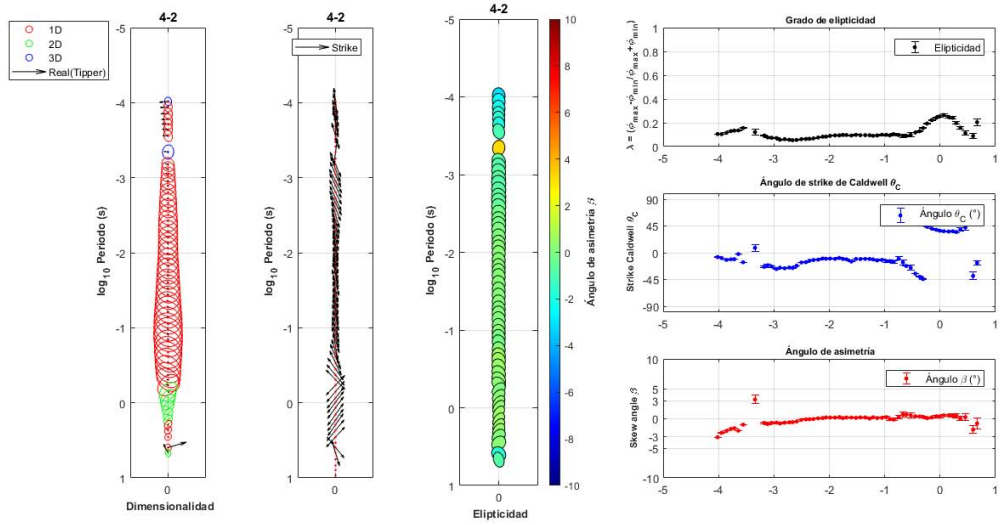
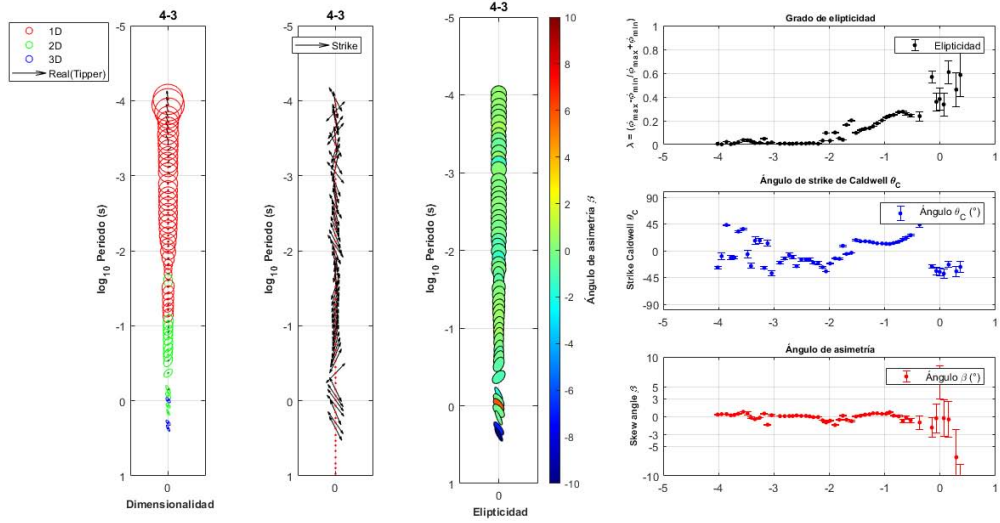


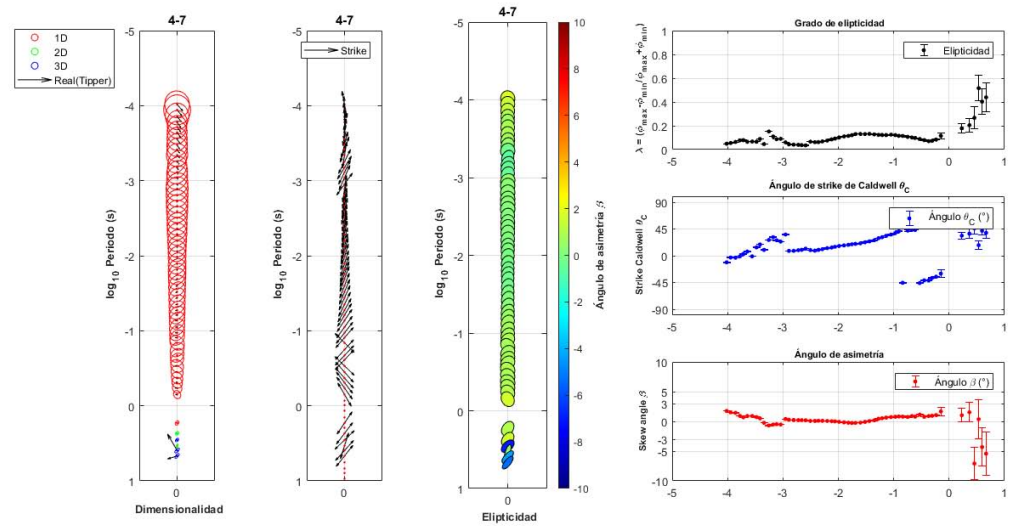
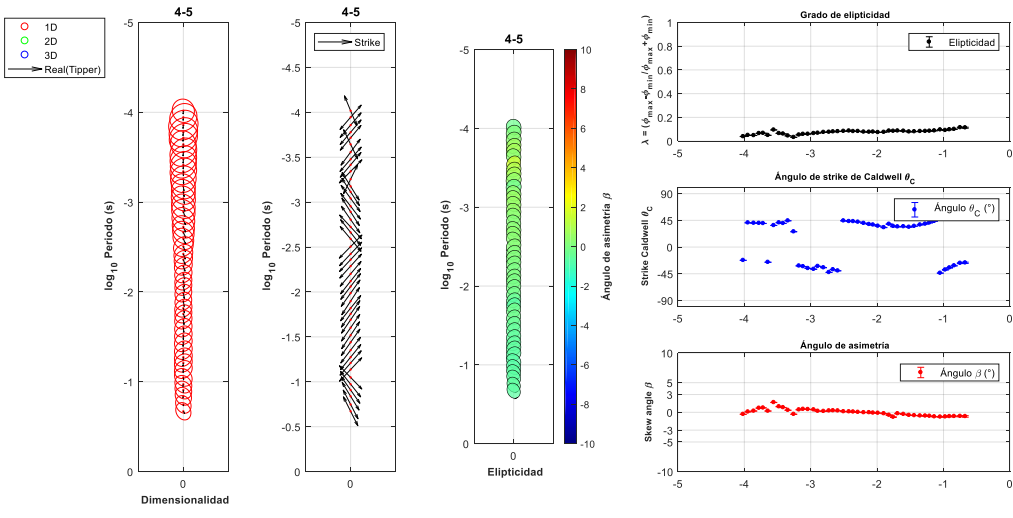
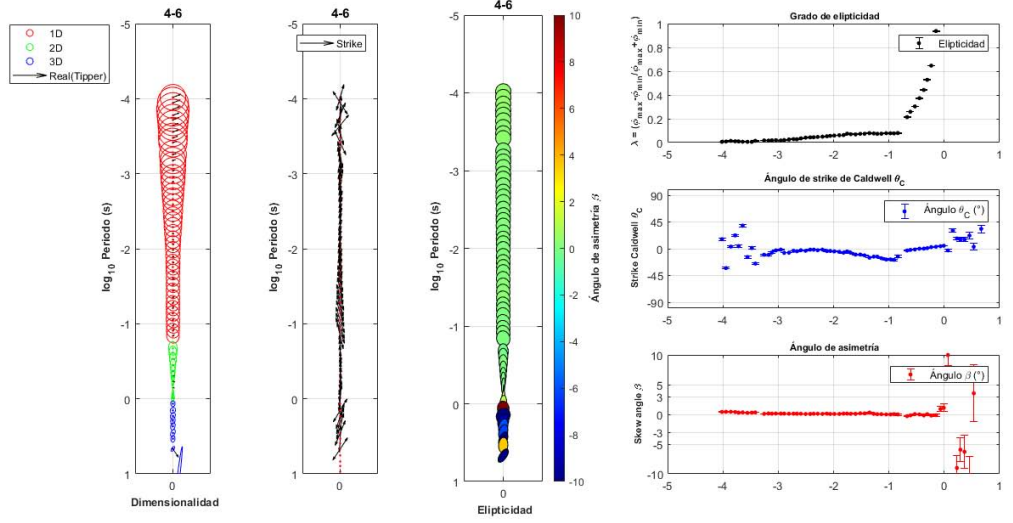


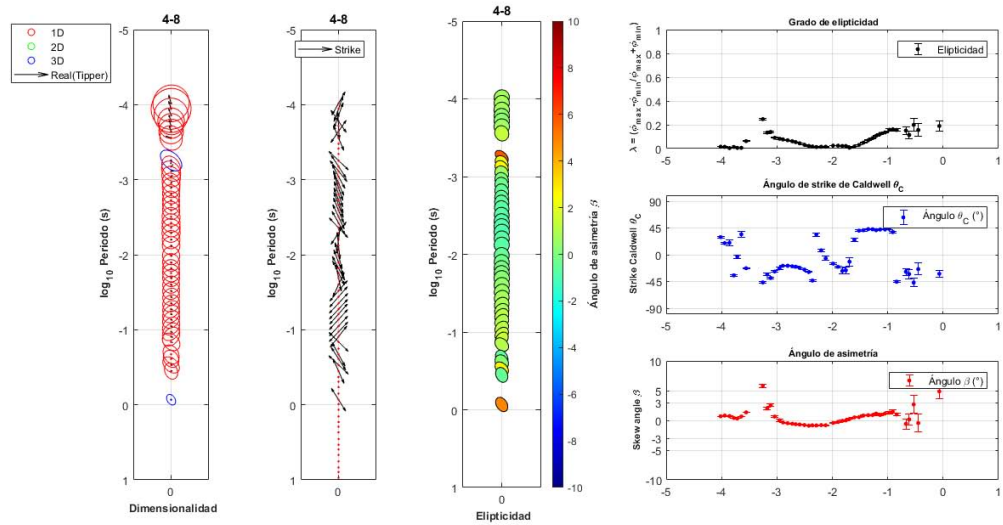
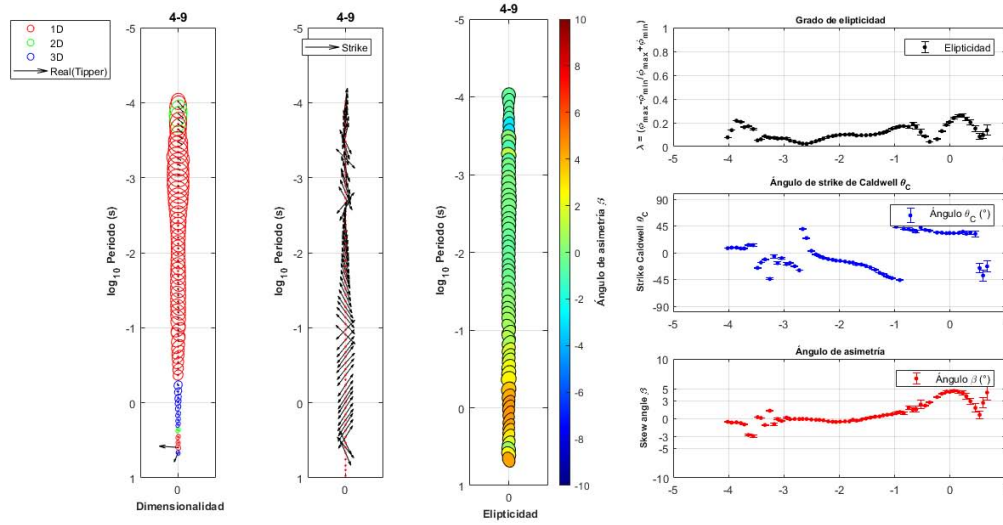
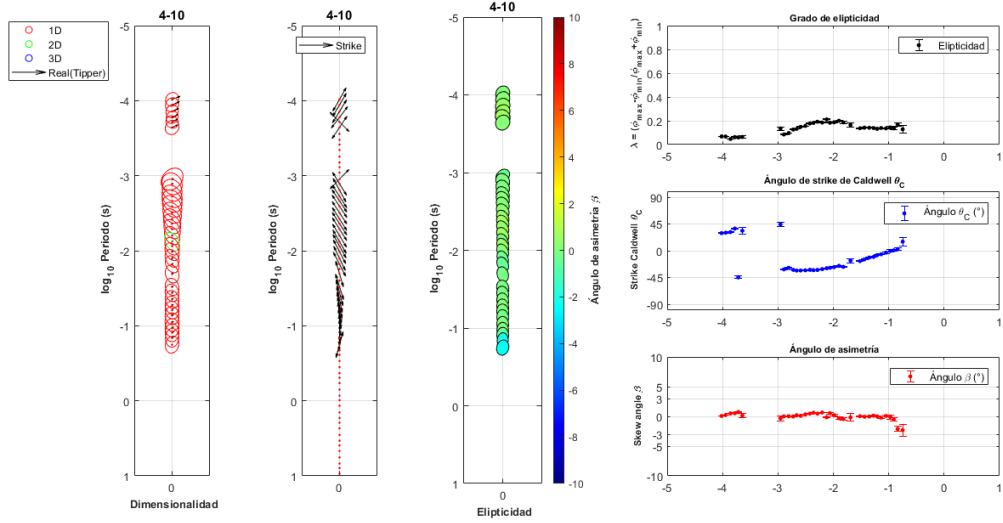


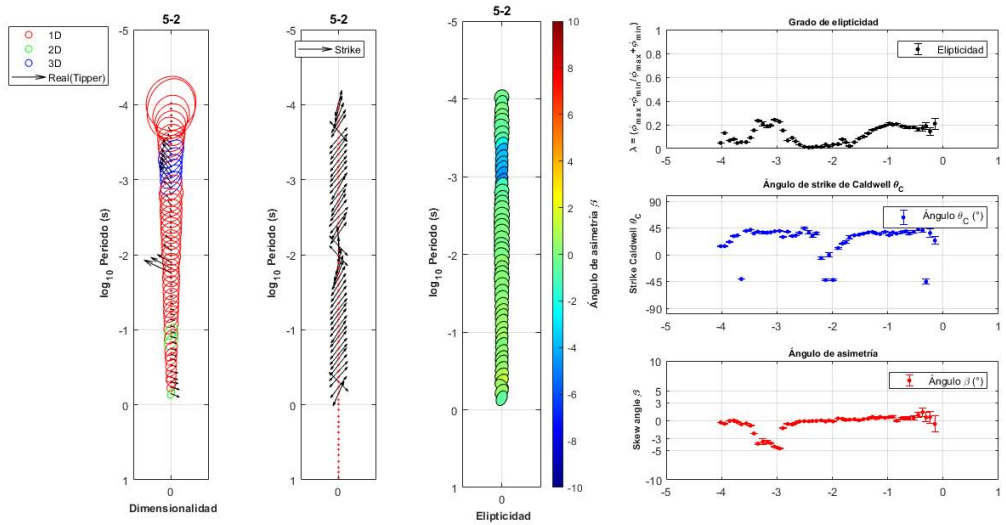
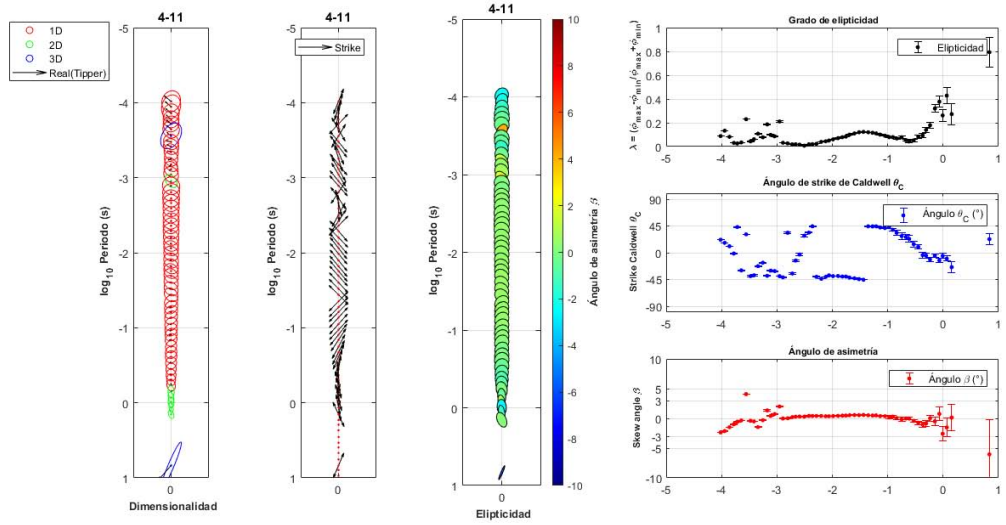
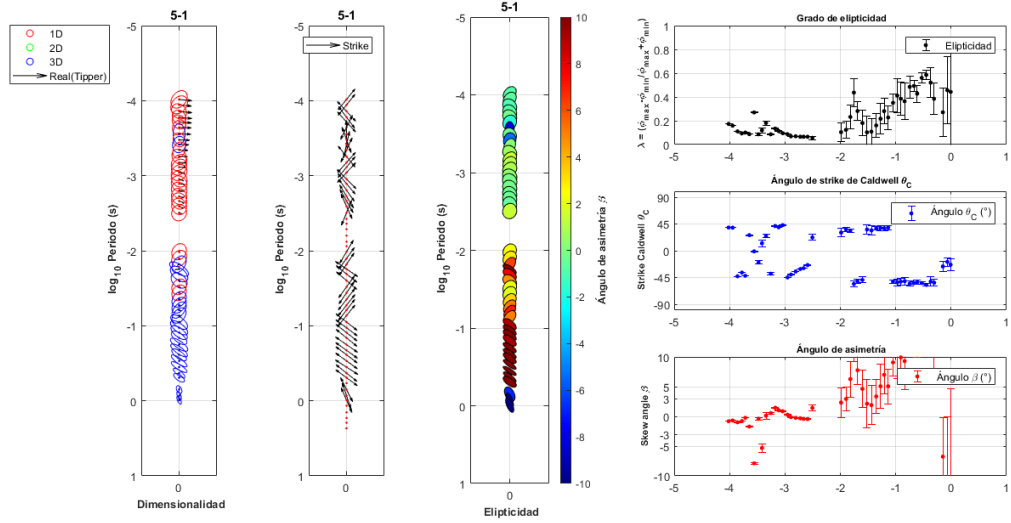


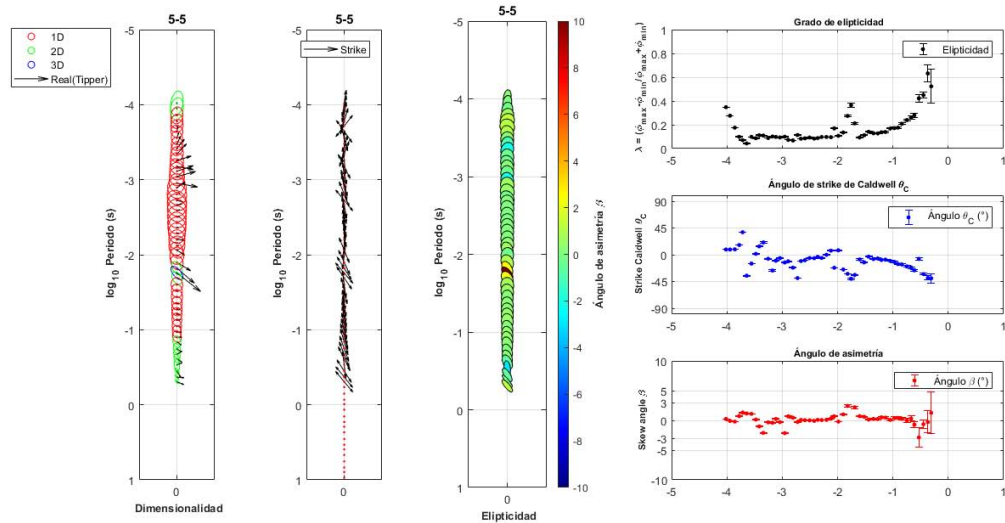
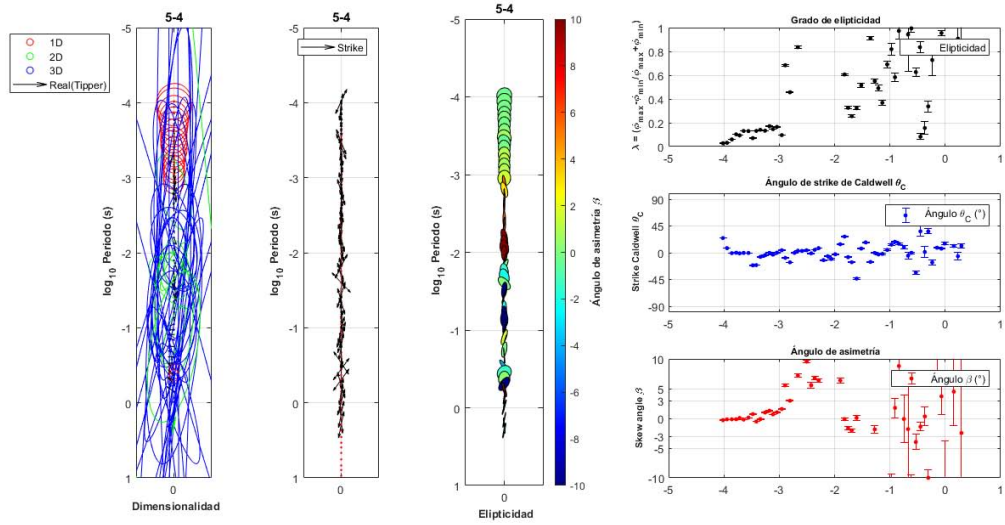
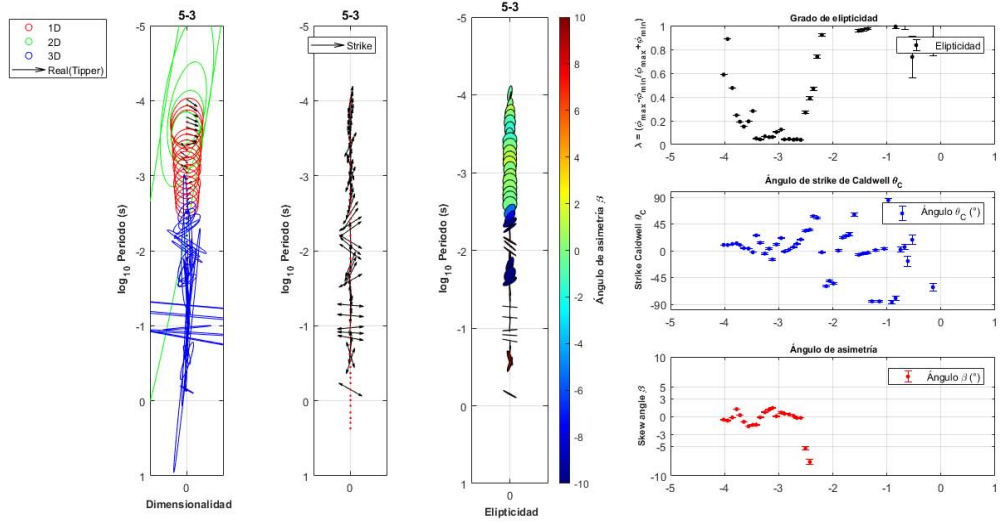


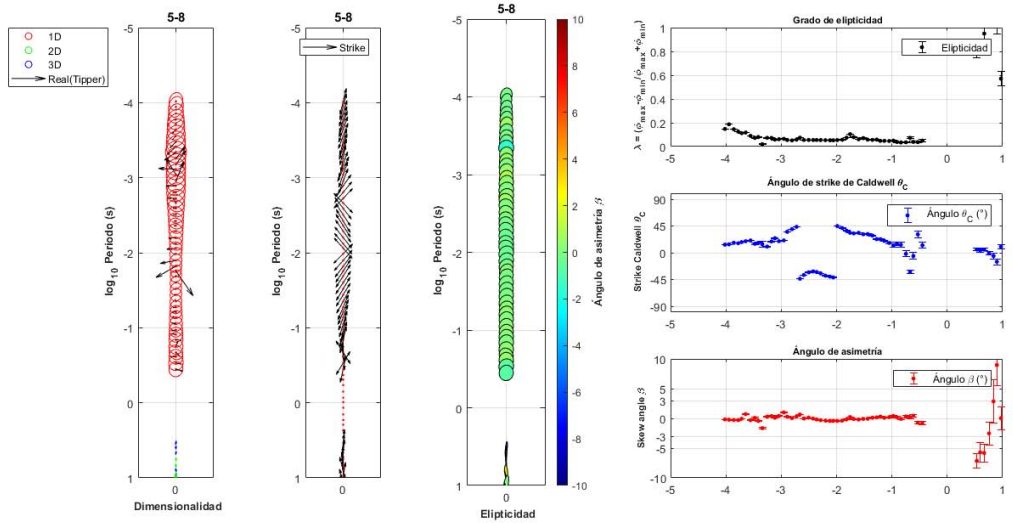
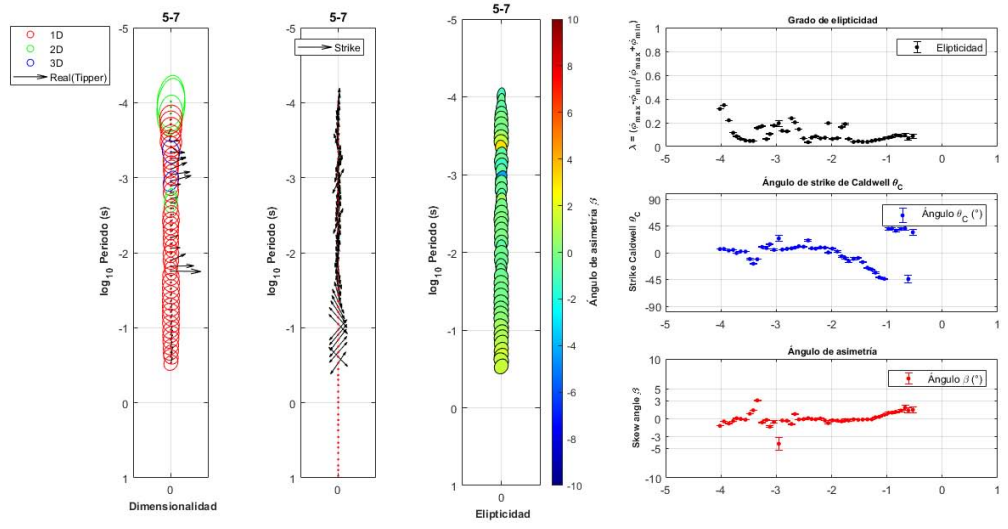
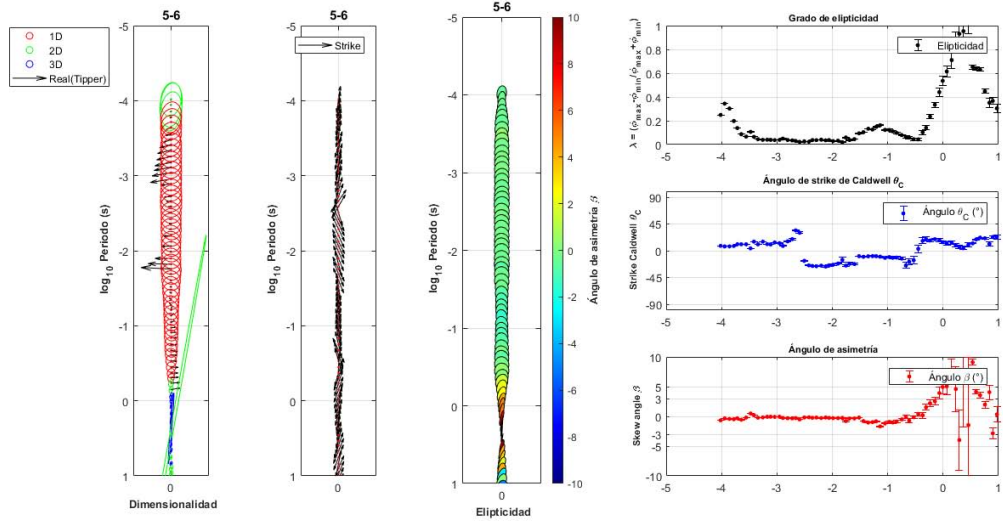












Strike

Tipper

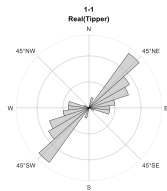
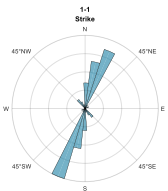
Strike

Tipper

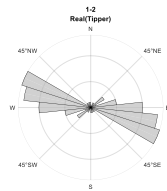
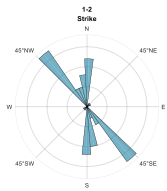
Strike

Tipper

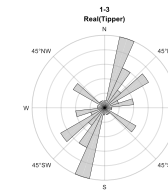
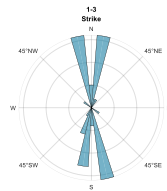
Sondeo 1-1



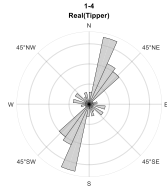
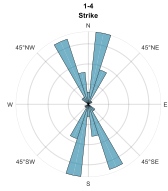
Sondeo 1-2



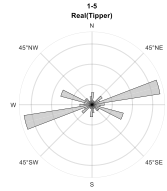
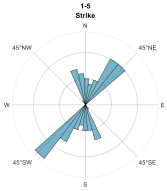
Sondeo 1-3



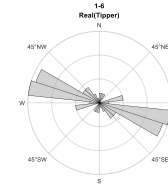
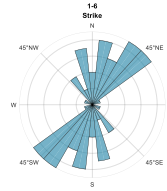
Sondeo 1-4



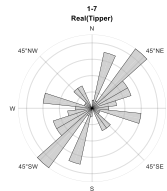
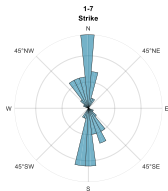
Sondeo 1-5



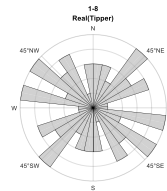
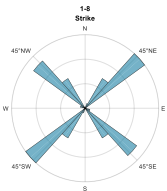
Sondeo 1-6



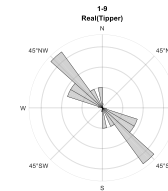
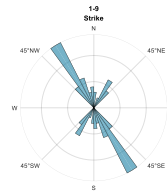
Sondeo 1-7



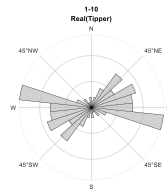
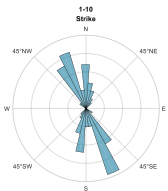
Sondeo 1-8



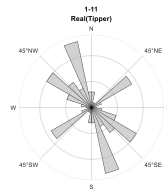
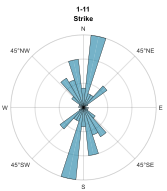
Sondeo 1-9



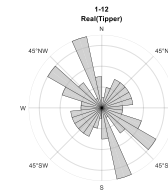
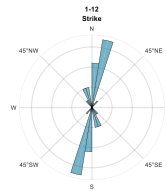
Sondeo 1-10



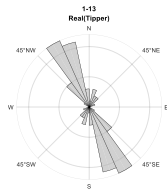
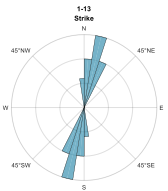
Sondeo 1-11



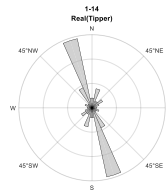
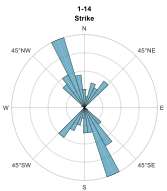
Sondeo 1-12



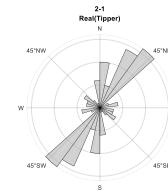
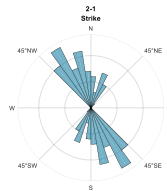
Sondeo 1-13



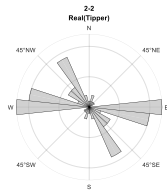
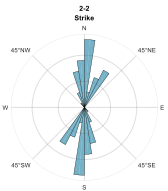
Sondeo 1-14



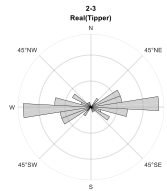
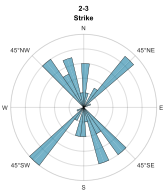
Sondeo 2-1



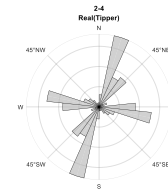
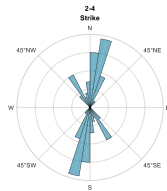
Sondeo 2-2



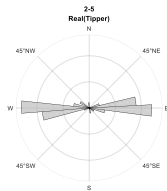
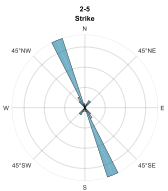
Sondeo 2-3



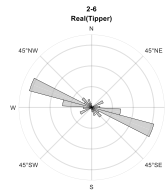
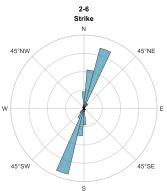
Sondeo 2-4



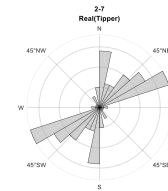
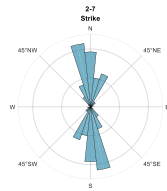
Sondeo 2-5

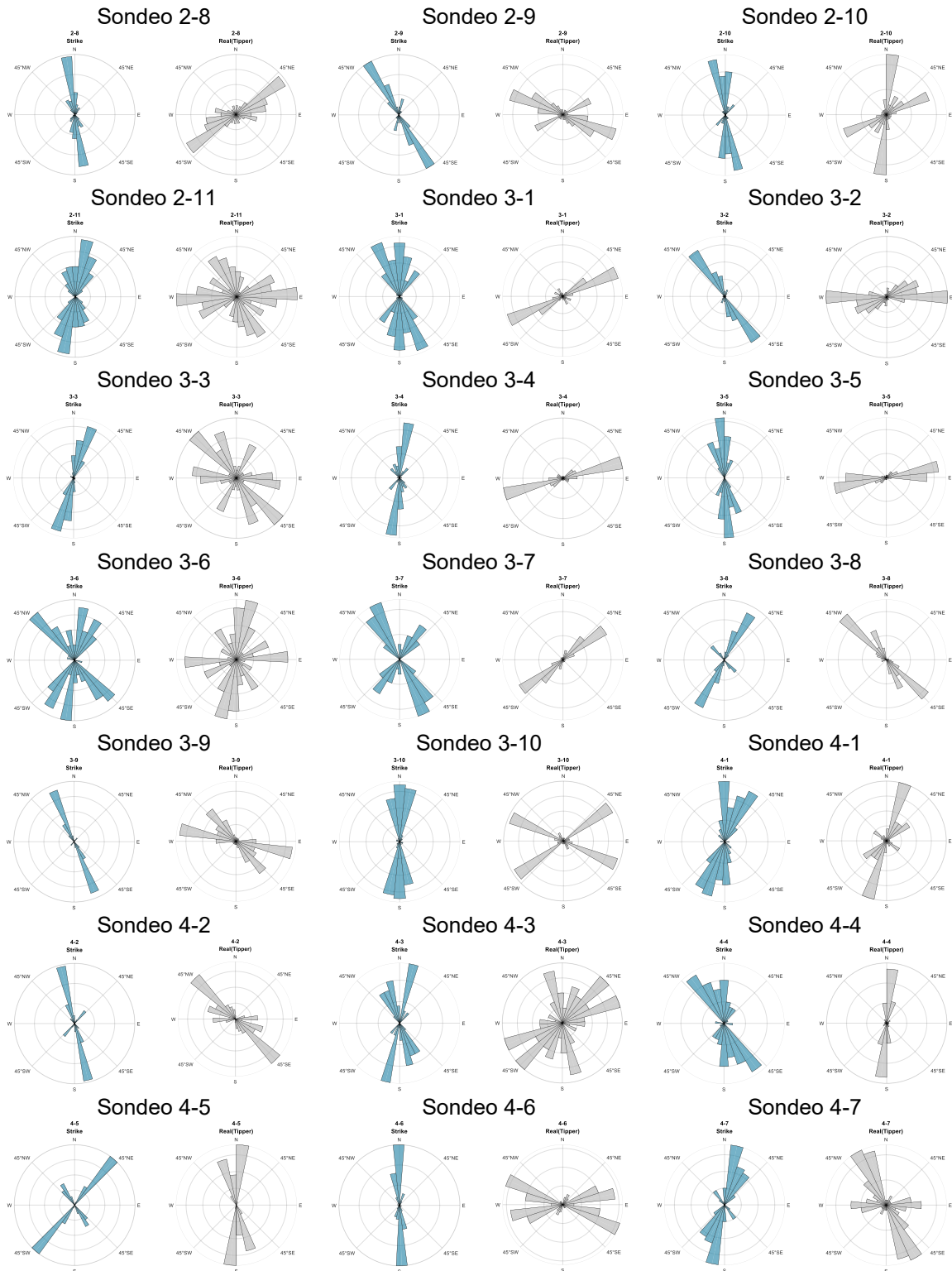


Sondeo 2-6

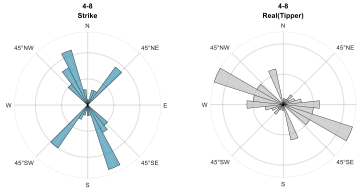


Sondeo 2-7

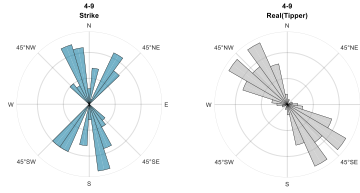




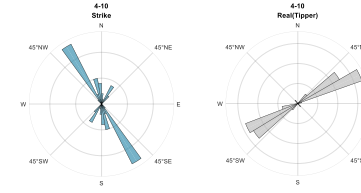
Sondeo 4-8



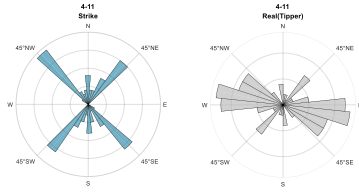
Sondeo 4-9



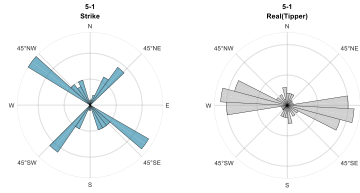
Sondeo 4-10



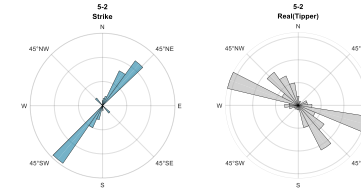
Sondeo 4-11



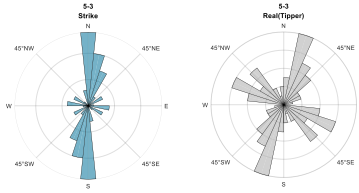
Sondeo 5-1



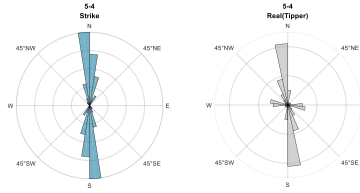
Sondeo 5-2



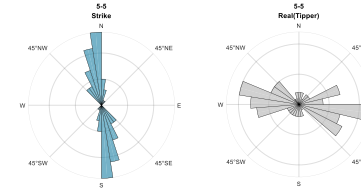
Sondeo 5-3



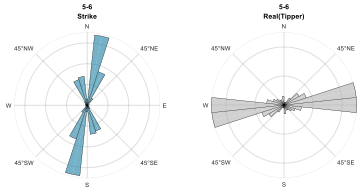
Sondeo 5-4



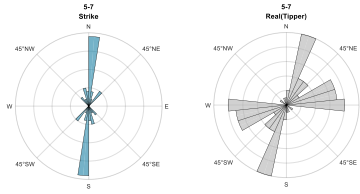
Sondeo 5-5



Sondeo 5-6



Sondeo 5-7



Sondeo 5-8

