



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

**POSGRADO CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA
GEOFÍSICA DE LA TIERRA SÓLIDA**

**Métodos de exploración geofísica somera aplicados para la
caracterización de inhumaciones: caso experimental y real.**

T E S I S

Que para optar por el grado de Maestro en Ciencias de la Tierra

PRESENTA:

QUIROZ SUÁREZ DIEGO

Directora de Tesis:

Dra. Ana Luz Caccavari Garza (Instituto de Geofísica, UNAM)

Miembros del jurado:

Dr. René Chávez Segura (Instituto de Geofísica, UNAM)

Dr. Mirsha Quinto Sánchez (Licenciatura en Ciencia Forense, UNAM)

Dra. Denisse Argote Espino (Instituto Nacional de Antropología e Historia)

Dr. Carlos Molina Gallego (Universidad Antonio Nariño, UAN)

Ciudad Universitaria, CDMX, Octubre, 2020



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



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.

A Yessmín Antillón Erives[†]

*Este proyecto no estaría completo
sin tu participación.
Gracias por tu apoyo y por tu franqueza.*

Agradecimientos

A mi familia que de manera incondicional siempre me brinda su apoyo, gracias.

Quiero agradecer de manera especial al Dr. José Luis Silván y a su grupo de trabajo, así como a las autoridades de Centro Geo. José Luis, gracias por incluirnos en tu proyecto y por la confianza que nos brindaste desde el primer día.

También quiero agradecer a la maestra Guadalupe Garza por la confianza de brindarme el espacio de trabajo; maestra sin su ayuda este proyecto no hubiera sido posible.

Al Dr. José Ortega, quien fungió como miembro de mi comité de evaluación de posgrado; doc, agradezco mucho sus aportaciones y críticas, fueron muy valiosas y me ayudaron a mejorar mi trabajo.

También quiero agradecer a la Dra. Claudia Arango y al Mtro. José Luis Salas por facilitarme el equipo, enseñarme a manejarlo y a procesar sus datos.

Quiero agradecer al Dr. Gerardo Cifuentes y las autoridades de la carrera de Geociencias de la ENES unidad Morelia. Profe muchas gracias por invitarme a participar en sus proyectos, por siempre enseñarme algo nuevo y por compartir momentos y situaciones fuera de lo académico, por la paciencia que me ha tenido desde la licenciatura, y por supuesto, por estar siempre pendiente del desarrollo de este trabajo, así como por todas sus recomendaciones.

Le agradezco al Mtro. Esteban Hernández, quien siempre me permitió usar los equipos, además de proporcionarme un espacio dentro del Servicio Magnético. Esteban, gracias por siempre tener tiempo para mí, pese a tu apretada agenda, por ayudarme con mis dudas académicas y a veces existenciales, gracias por ser un maestro y un amigo.

A la Dra. Denisse Argote, le agradezco por sus valiosos comentarios, sugerencias, tiempo dedicado y actitud positiva hacia este trabajo.

Así mismo agradezco al Dr. Carlos Molina que desde el primer día mostró mucho interés y entusiasmo en este proyecto. Carlos gracias por tú tiempo y por todas las críticas y aportaciones que me hiciste, todas me ayudaron a mejorar mi trabajo.

Agradezco al Dr. Mirsha Quinto, que siempre estuvo atento al desarrollo de este proyecto y por sus valiosas aportaciones hechas a esta tesis, agradezco también a los integrantes del Laboratorio de Antropología y Odontología Forense. Mirsha, gracias por invitarme a participar en tus proyectos y por invitarme cada semestre a dar una charla a tus alumnos.

Al Dr. René Chávez quien siempre se mostró entusiasmado con mi proyecto; doc, gracias por invitarme a participar en tantos proyectos, por sus consejos, por sus valiosos comentarios y sugerencias para esta tesis y de siempre.

A mi asesora de tesis, la Dra. Ana Caccavari, por confiar en mí y darme la oportunidad de trabajar con este apasionante tema. Ana por tu amistad, apoyo, por tu tiempo, paciencia y por guiarme en todo momento durante la elaboración de este trabajo, por alentarme a hacer cosas nuevas, por haber defendido este proyecto y por las innumerables salidas a trabajo de campo, ¡gracias!

Quiero reconocer a todos los estudiantes de servicio social, estancia y verano científico que realizaron trabajo de campo en este proyecto: Rodrigo, Jesica, Wendy, Abner, Ramón, Linette, Yahaira y Juan Carlos, aprendí mucho trabajando con ustedes, gracias.

A mis compañeros y amigos, Balam Molina, Héctor Octavio Augusto, Shamara Cruz, Nain Vera, María Fortuna, Alex Paredes, Walter Antonio, Diana Vargas, Tania Santiesteban, Alex Rodríguez, Vianney López, Gaby Hernández, Néstor López, Lau Huitzil, Luis Alexis y Rebeca Cerizola con ustedes compartí horas de estudio, desvelos, angustias, risas y momentos increíbles, gracias por su amistad y solidaridad.

Por último, quiero agradecer a Conacyt, al Posgrado en Ciencias de la Tierra, al Instituto de Geofísica, al Servicio Magnético y a la Universidad Nacional Autónoma de México por la educación gratuita y de calidad que recibí.

ÍNDICE

1. INTRODUCCIÓN	3
1.1. <i>Objetivos</i>	5
1.2. <i>Hipótesis</i>	5
2. ANTECEDENTES	6
2.1 <i>Geofísica somera</i>	8
2.2 <i>Señal y Ruido</i>	8
2.3 <i>Prospecciones geofísicas aplicadas en ciencia forense</i>	9
2.4 <i>Variables para considerar en la geofísica forense</i>	11
3. MÉTODOS DE PROSPECCIÓN GEOFÍSICA	13
3.1 <i>Tomografía de resistividad eléctrica (TRE)</i>	13
3.1.1 Arreglo electródico: dipolo-dipolo	16
3.1.2 Arreglo electródico: ecuatorial dipolo-dipolo	18
3.1.3 Arreglo electródico: mínimo acoplamiento (MC)	18
3.2 <i>Tomografía de resistividad eléctrica capacitiva (TREC)</i>	19
3.3 <i>Radار de penetración terrestre (GPR)</i>	21
3.4 <i>Conductividad electromagnética (FDEM)</i>	24
3.5 <i>Magnetometría</i>	26
4. CASOS DE ESTUDIO	28
4.1 <i>Caso experimental: campo de pruebas</i>	28
4.1.1 Localización y descripción del campo de pruebas	29
4.1.2 Muestro y adquisición de los datos	33
4.1.3 Análisis y procesamiento de los datos	37
4.1.4 Resultados	57
4.1.5 Discusión de los resultados	73
4.2 <i>Caso real: Parque Funeral el Vergel</i>	85
4.2.1 Localización y descripción del Parque Funeral	85
4.2.2 Muestreo y adquisición de los datos.	88
4.2.3 Análisis y procesamiento de los datos	91
4.2.4 Resultados	94
4.2.5 Discusión de los resultados	99
5 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	101
BIBLIOGRAFÍA	108
ANEXOS	114

ÍNDICE DE FIGURAS

FIGURA 1. INYECCIÓN DE CORRIENTE POR MEDIO DE ELECTRODOS PUNTUALES PARA UN ARREGLO TETRA-ELECTRÓDICO AB-MN.	15
FIGURA 2. ESQUEMA DE CONFIGURACIÓN ELECTRÓDICA PARA UN ARREGLO AB-MN DIPOLO-DIPOLO PARA N=5.	17
FIGURA 3. ESQUEMA DEL ARREGLO ELECTRÓDICO ECUATORIAL DIPOLO-DIPOLO	18
FIGURA 4. ESQUEMA DEL ARREGLO ELECTRÓDICO MÍNIMO ACOPLAMIENTO (AC).	19
FIGURA 5. ESQUEMA DE CONFIGURACIÓN DIPOLO-DIPOLO DEL RESISTIVÍMETRO CAPACITIVO OHMMAPPER DE GEOMETRICS, PARA 3 NIVELES DE INVESTIGACIÓN.	21
FIGURA 6. PROPAGACIÓN DE LAS ONDAS ELECTROMAGNÉTICAS EN EL MEDIO.	23
FIGURA 7. ESQUEMA DE CAMPO ELECTROMAGNÉTICO: (A) CAMPOS GENERADOS POR LAS BOBINAS TX Y RX, (B) SISTEMA DE BOBINAS.	25
FIGURA 8. MEDICIÓN EN MODO GRADIÓMETRO MAGNÉTICO.	27
FIGURA 9. CROQUIS DE UBICACIÓN DE LAS FOSAS SIMULADAS.	31
FIGURA 10. CONTENIDO DE CADA UNA DE LAS FOSAS.	32
FIGURA 11. TÉCNICAS DE PROSPECCIÓN GEOFÍSICA SOMERA EMPLEADAS: 1) RESISTIVÍMETRO OHMMAPPER MODO TX-RX3, MODELO G-858 DE GEOMETRICS INC. 2) MAGNETÓMETRO DE CESIO MODO GRADIENTE VERTICAL, MODELO G-858 DE GEOMETRICS INC., 3) RADAR DE PENETRACIÓN TERRESTRE CON ANTENA 400 MHZ, SIR 3000 DE GSSI, 4) FDEM CONDUCTIVÍMETRO DE INDUCCIÓN ELECTROMAGNÉTICA CMD-2 DE GF-INSTRUMENTS.	34
FIGURA 12. DIRECCIÓN DE LOS SONDEOS DE TREC.	35
FIGURA 13. DIRECCIÓN DE LOS SONDEOS DE GPR.	36
FIGURA 14. DIRECCIÓN DE LOS SONDEOS DE MAGNETOMETRÍA Y FDEM.	38
FIGURA 15. VISUALIZACIÓN DE SECUENCIAS TREC Y DE RESISTIVIDAD APARENTE CON EL SOFTWARE MAGMAP.	39
FIGURA 16. A) DISTRIBUCIÓN DE DATOS DE RESISTIVIDAD APARENTES CON VALORES EXTREMOS O ATÍPICOS (OUTLIERS), B) DISTRIBUCIÓN DE DATOS DE RESISTIVIDAD APARENTE SIN OUTLIERS, C) DISTRIBUCIÓN DE DATOS SIN OUTLIERS Y CON FILTRO DE MEDIA MÓVIL.	39
FIGURA 17. PROCESO DE INVERSIÓN PARA DATOS DE LA CAMPAÑA 1, LÍNEA 2 DIRECCIÓN ESTE-OSTE, REALIZADO CON EL SOFTWARE RES2DINV DE GEOTOMO. EL MODELO DE RESISTIVIDAD REAL SE OBTUVO CON 5 ITERACIONES Y CON UN ERROR DEL 6.0 %.	41
FIGURA 18. CORRECCIÓN ESTÁTICA: A) RADARGRAMA SIN CORRECCIÓN ESTÁTICA, B) RADARGRAMA CON UN CORTE DE 8.329 NS DE CORRECCIÓN ESTÁTICA.	42
FIGURA 19. CORRECCIÓN POR DC, A) RADARGRAMA SIN ELIMINACIÓN DC, B) RADARGRAMA CON ELIMINACIÓN DC.	43
FIGURA 20. FILTRO PASA BANDAS.	44
FIGURA 21. AJUSTE POR HIPÉRBOLA DE DIFRACCIÓN.	45
FIGURA 22. GANANCIA, CON MÉTODO DE INVERSE AMPLITUDE DECAY.	46
FIGURA 23. FILTRADO DE DATOS DE CMD-2	47
FIGURA 24. DATOS DE CAMPO MAGNÉTICO DE LA BASE Y SU REGRESIÓN LINEAL.	49
FIGURA 25. CALCULADORA DE CAMPO MAGNÉTICO DE LA NOAA.	49
FIGURA 26. MATRIZ DE DATOS EMPLEADO EN EL SOFTWARE OASIS MONTAJ.	51
FIGURA 27. A) MAPA DE GRADIENTE MAGNÉTICO VERTICAL, PARA VALORES DE CAMPO TOTAL. B) MAPA DE GRADIENTE MAGNÉTICO VERTICAL Y REDUCCIÓN AL POLO MAGNÉTICO PARA VALORES DE CAMPO TOTAL.	51
FIGURA 28. MAPA DE GRADIENTE MAGNÉTICO VERTICAL Y REDUCCIÓN AL POLO MAGNÉTICO CON CONTINUACIÓN ASCENDENTE A 0.75 M PARA VALORES DE CAMPO TOTAL.	53
FIGURA 29. A) MAPA DE GRADIENTE MAGNÉTICO VERTICAL Y REDUCCIÓN AL POLO MAGNÉTICO CON CONTINUACIÓN ASCENDENTE A 0.75 M Y SEÑA ANALÍTICA. B) MAPA DE ANOMALÍA RESIDUAL.	54
FIGURA 30. DIRECCIÓN DE LOS SONDEOS DE TREC.	57
FIGURA 31. TIMELAPSE COMPARATIVO DE LA LÍNEA 2 CON DIRECCIÓN ESTE-OESTE PARA LAS 4 CAMPAÑAS DE TRABAJO.	58

FIGURA 32. TIMELAPSE COMPARATIVO DE LA LÍNEA 2 CON DIRECCIÓN SUR-NORTE PARA LAS 4 CAMPAÑAS DE TRABAJO.	59
FIGURA 33. COMPARACIÓN DE LAS 9 LÍNEAS DE LA CAMPAÑA 3 EN DIRECCIÓN ESTE-OESTE.	61
FIGURA 34. DISTRIBUCIÓN DE RADARGRAMAS PARA LAS CUATRO CAMPAÑAS DE TRABAJO.	62
FIGURA 35. TIMELAPSE COMPARATIVO DE LA LÍNEA 2 CON DIRECCIÓN ESTE - OESTE PARA LAS 4 CAMPAÑAS DE TRABAJO.	63
FIGURA 36. TIMELAPSE COMPARATIVO DE LA LÍNEA 2 CON DIRECCIÓN SUR-NORTE PARA LAS 4 CAMPAÑAS DE TRABAJO.	64
FIGURA 37. DIRECCIÓN DE LOS SONDEOS CMD Y GMV.	65
FIGURA 38. COMPARACIÓN DE SONDEOS DE CMD PARA VALORES DE CONDUCTIVIDAD, RESISTIVIDAD Y COMPONENTE EN FASE PARA LA CAMPAÑA CERO.	66
FIGURA 39. COMPARACIÓN DE SONDEOS DE CMD PARA VALORES DE CONDUCTIVIDAD, RESISTIVIDAD Y COMPONENTE EN FASE PARA LA CAMPAÑA UNO.	67
FIGURA 40. MAPA DE GRADIENTE MAGNÉTICO VERTICAL CON CORRECCIÓN POR CAMPO TOTAL MÁS REDUCCIÓN AL POLO MAGNÉTICO PARA LA CAMPAÑA CERO.	69
FIGURA 41. MAPA DE GRADIENTE MAGNÉTICO VERTICAL CON CORRECCIÓN POR CAMPO TOTAL MÁS REDUCCIÓN AL POLO MAGNÉTICO MÁS CONTINUACIÓN ASCENDENTE A 0.75 M Y SEÑAL ANALÍTICA PARA LA CAMPAÑA CERO.	70
FIGURA 42. MAPA DE ANOMALÍA MAGNÉTICA OBTENIDAS CON UN SENSOR, CON CORRECCIÓN POR CAMPO TOTAL MÁS REDUCCIÓN AL POLO MAGNÉTICO PARA LA CAMPAÑA DOS.	71
FIGURA 43. MAPA DE ANOMALÍA MAGNÉTICA OBTENIDAS CON UN SENSOR, CON CORRECCIÓN POR CAMPO TOTAL MÁS REDUCCIÓN AL POLO MAGNÉTICO MÁS CONTINUACIÓN ASCENDENTE A 0.75 M Y SEÑAL ANALÍTICA PARA LA CAMPAÑA DOS.	72
FIGURA 44. COMPARACIÓN ENTRE LA L2 DE LA C0 Y C1.	73
FIGURA 45. LÍNEAS CON DIRECCIÓN SUR-NORTE PARA LA CAMPAÑA 3.	74
FIGURA 46. RASGOS DE IDENTIFICACIÓN DE LAS FOSAS.	76
FIGURA 47. CAMPAÑA 1, LÍNEAS 1, 2, 3, 4 Y 5 DIRECCIÓN SUR-NORTE.	77
FIGURA 48. TIMELAPSE DE LOS PERFILES DE CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA	80
FIGURA 49. MAPA DE ANOMALÍA MAGNÉTICA, SECCIÓN NORTE DEL CAMPO DE PRUEBAS, PARA LA CAMPAÑA CERO.	81
FIGURA 50. MAPA DE ANOMALÍA MAGNÉTICA, SECCIÓN SUR DEL CAMPO DE PRUEBAS, PARA LA CAMPAÑA CERO.	82
FIGURA 51. MAPA DE ANOMALÍA MAGNÉTICA, SECCIÓN NORTE DEL CAMPO DE PRUEBAS, PARA LA CAMPAÑA DOS.	83
FIGURA 52, MAPA DE ANOMALÍA MAGNÉTICA, SECCIÓN SUR DEL CAMPO DE PRUEBAS, PARA LA CAMPAÑA DOS.	84
FIGURA 53. LOCALIZACIÓN DEL PARQUE FUNERAL EL VERGEL. CROQUIS DE LA REJILLA DE TRABAJO.	86
FIGURA 54. REJILLA DE TRABAJO DENTRO DEL PARQUE FUNERAL EL VERGEL.	87
FIGURA 55. CONFIGURACIÓN ELECTRÓDICA EN MODALIDAD DE ROLL-ALONG.	88
FIGURA 56. PUNTOS DE ATRIBUCIÓN DE TRE 2D EN MODALIDAD DE ROLL-ALONG.	89
FIGURA 57. ARREGLO ELECTRÓDICO 3D.	90
FIGURA 58. PUNTOS DE ATRIBUCIÓN DE TRE 3-D.	90
FIGURA 59. SONDEO DE GPR SOBRE LA FOSA COMÚN.	91
FIGURA 60. COMPARACIÓN ENTRE LOS PERFILES BIDIMENSIONALES DE TRE Y GPR.	95
FIGURA 61. PSEUDO 3D DE GPR.	97
FIGURA 62. RESULTADOS DE TOMOGRAFÍA DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA 3D.	98

Resumen

En el presente trabajo se muestran dos casos de estudio de geofísica somera. El primero, el caso experimental se realizó con el objetivo de comparar los métodos de tomografía de resistividad eléctrica capacitiva (TREC), el radar de penetración terrestre (GPR), los sondeos de magnetometría en su modalidad de gradiente magnético vertical (GMV) y los sondeos de conductividad electromagnética (CMD). Para ello, en un campo de pruebas ubicado en la alcaldía de Milpa Alta en la CDMX, se realizaron siete excavaciones someras menores a 1.5 m de profundidad, donde se inhumaron seis cadáveres de cerdos. Posteriormente, se caracterizó el cambio de los parámetros físicos y químicos de las fosas y su contenido en el subsuelo durante 15 meses. El monitoreo del subsuelo se llevó a cabo mediante 4 campañas de trabajo. Para cada uno de los métodos de prospección empleados se contemplaron parámetros como la profundidad, las dimensiones de las fosas y la cantidad de cerdos inhumados. Los resultados de cada prospección se compararon y analizaron con la finalidad de encontrar patrones o rasgos anómalos, los cuales podrían ser atribuidos a perturbaciones naturales o antrópicas. También se evaluó como están variables cambian con el tiempo y la temporada del año.

El segundo caso de estudio consistió en la caracterización geofísica del subsuelo de la fosa común del Parque Funeral El Vergel, en la ciudad de Morelia, Michoacán. La caracterización de la fosa común se desarrolló en un contexto geológico diferente al caso experimental y con una cantidad mayor de restos de cadáveres inhumados. Los métodos utilizados fueron de prospección de tomografía de resistividad eléctrica galvánica 2D y 3D (TRE) y radar de penetración terrestre 2D y pseudo 3D. Los resultados de cada prospección también se analizaron para encontrar patrones o rasgos anómalos atribuibles a perturbaciones naturales o antrópicas del sitio.

Abstract

In this document, we present two cases of study of near surface geophysics. The first case was an experimental work executed to compare the methods of capacitive electrical resistivity tomography, ground-penetrating radar, magnetometry soundings in its vertical magnetic gradient mode, and electromagnetic conductivity soundings. To achieve this goal, we carried out seven shallow excavations, less than 1.5 m deep, and buried six corpses of pigs. The test field is in the municipality of Milpa Alta in Mexico City.

Subsequently, we characterized the change in the physical and chemical parameters of the trenches and their content in the subsoil for 15 months. The subsoil monitoring took place through 4 work campaigns. For each of the used prospecting methods, we considered parameters such as depth, pits dimensions, and the number of pigs buried. The results were compared and analyzed to find patterns or anomalous features, which could be attributed to natural or anthropic disturbances. We also evaluated how these variables change with time and the season of the year.

The second case of the study consisted of the geophysical characterization of the subsoil of the common grave of the Parque Funeral El Vergel, in the city of Morelia, Michoacán. We developed a characterization of the mass grave in a geological context different from the experimental case and with a greater quantity of remains of buried corpses. The methods used were 2D and 3D galvanic electrical resistivity tomography prospecting and 2D and pseudo-3D ground-penetrating radar. The results of each survey were also analyzed to find patterns or anomalous features attributable to natural or anthropic disturbances at the site.

1. INTRODUCCIÓN

La prospección geofísica somera se basa en la medición de contrastes de propiedades físicas y químicas debidas a las diferencias que existen en densidad, resistividad y conductividad eléctricas, susceptibilidad magnética y composición mineralógica de los constituyentes del suelo (Telford *et al.*, 1990; Reynolds, 2011). Estas técnicas involucran la localización de estructuras y anomalías complejas por lo general subsuperficiales, tanto geológicas como antrópicas (López-Hidalgo *et al.*, 2002).

La aplicación de métodos geofísicos de exploración somera son una herramienta importante en la búsqueda de estructuras enterradas con valor arqueológico, histórico y antropológico, ya que son métodos no destructivos, por lo que ayudan a reducir la pérdida de evidencia física y el tiempo de la excavación (Santos *et al.*, 2003). Siendo la prospección magnética es la técnica más documentada y extendida para su aplicación en sitios arqueológicos. La aplicación de ésta inició en 1958 por Aitken (Telford, *et al.*, 1990). Esta técnica se emplea comúnmente para el mapeo de cimientos antiguos y localización de hornos y fogatas; también es usada para la ubicación de suelos alterados por actividad humana.

Los métodos geofísicos de exploración se utilizan como estudios previos a las excavaciones y en la documentación de los sitios. Su reciente incorporación en las técnicas de búsqueda forense hace que aún sea necesario trabajar en mejorar y optimizar los resultados que se pueden obtener. En México, los trabajos que incorporan esta metodología son escasos (Talavera-González *et al.*, 2000).

A la fecha, uno de los métodos que más se ha utilizado en arqueología forense es el Radar de Penetración Terrestre (GPR, por sus siglas en inglés) (Molina Gallego 2016); este permite la caracterización de las propiedades físicas del subsuelo y la estimación de su distribución espacial en función de la profundidad. Se pueden estudiar magnitudes físicas como la permitividad dieléctrica relativa (ϵ_r), la impedancia eléctrica (z) y la velocidad (v) de propagación de las ondas electromagnéticas (EM), asumiendo que el medio geológico se comporta como un dieléctrico disipativo (Centeno-Salas *et al.*, 2014). La meseta GPR ocurre generalmente en la gama de frecuencias de 1 a 1000 MHz (Annan, 2003). El GPR ha

demostrado ser una técnica geofísica recomendable en investigaciones arqueológicas, antropológicas y forenses por no ser destructiva ni invasiva (Talavera *et al.*, 2000; Pringle *et al.*, 2012; Fenning & Donnelly, 2014; Barone *et al.*, 2015).

La Magnetometría determina las propiedades magnéticas de los materiales, de ahí que se puedan detectar anomalías en función de las diferencias de los contrastes debidos a la susceptibilidad magnética (Reynolds, 2011). Las medidas de susceptibilidad magnética generan un campo magnético de corriente alterna de baja intensidad, que producen cambios de susceptibilidades positivas y negativas. Estas lecturas usualmente aumentan con la presencia de minerales ferromagnéticos como la magnetita, la roca volcánica y otros materiales hechos por el hombre como la cerámica, entre otros (Molina Gallego, 2016).

La resistividad eléctrica (ρ) ha sido ampliamente utilizada en casos arqueológicos (Jervis *et al.*, 2009; Iriarte-Sierra, 2010, Chavez *et al.*, 2017; Cifuentes-Nava *et al.*, 2017), para la detección de estructuras y de entierros antiguos, y en experimentos controlados. Sin embargo, las principales variables del entorno ambiental pueden afectar la detección de los objetivos, incluida la humedad del suelo, el tipo de suelo y la salinidad (Molina Gallego, 2016). La resistividad es una importante propiedad eléctrica que diferencia distintos tipos de materiales, según la capacidad de cada uno de ellos para permitir o resistir el paso de corriente eléctrica. Esta es medida para determinar la presencia de agua, sedimentos, minerales, cavidades y rocas. El método de resistividad de acoplamiento capacitivo es una técnica que inyecta una corriente alterna (AC) en el suelo y mide el potencial resultante a través de un sensor capacitivo sin acoplamiento galvánico (Kuras *et al.*, 2005). La profundidad de investigación es directamente proporcional con la resistividad del medio e inversamente con la frecuencia (efecto Skin-depth) (Qifei *et al.*, 2014).

La conductividad eléctrica del suelo utiliza corrientes inducidas magnéticamente a bajas frecuencias. Es posible mapear la conductividad del terreno a una profundidad aproximada de 6 metros, por lo que este método presenta ciertas ventajas en la exploración arqueológica (McNeill, 1980); dichas ventajas pueden derivarse de trabajar a valores bajos de número de inducción.

1.1. Objetivos

Con base con los fundamentos teóricos de los métodos de prospección geofísica, se busca:

- Aplicar diferentes metodologías geofísicas para determinar la presencia y posición a profundidad de fosas y restos enterrados cercanos a la superficie a partir de la detección de anomalías geofísicas.
- Identificar rasgos en el subsuelo que permitan asociarse con las fosas, así como diferencias entre las fosas con cerdos y las vacías.
- Evaluar la relación de las anomalías geofísicas con el tiempo y la cantidad de lluvia, y los cambios provocados por estas variables exógenas.
- Comparar los resultados de caracterizar diferentes parámetros físicos de las rocas para identificar cuál metodología es la más sensible a cambios generados por las fosas.
- Determinar la viabilidad de los métodos de exploración geofísica somera como una herramienta auxiliar en la búsqueda de fosas e inhumación clandestinas.

1.2. Hipótesis

Las estructuras enterradas en el subsuelo alteran las propiedades físicas de los materiales en la interfaz suelo-subsuelo, ya sea por la remoción de material o por los cuerpos antropogénicos que se depositen. Algunas de estas propiedades físicas son: resistividad eléctrica, susceptibilidad magnética, conductividad eléctrica y reflexión de ondas de radar. Estas propiedades son susceptibles a variaciones estacionales, cambios laterales y de profundidad.

Por lo tanto, mediante las técnicas de prospección geofísicas propuestas se podrían caracterizar las geometrías de los cuerpos enterrados y las anomalías que producen en estas propiedades. Estas podrían ser procesadas e interpretadas para apoyar los estudios arqueológicos, así como para optimizar los tiempos de búsqueda, asegurando la mínima destrucción del contexto arqueológico-forense. Es decir, permite observar y preservar las relaciones espaciales de los vestigios enterrados, así como brindar una aproximación del estado físico en el que se encuentran; todo ello con la finalidad de planear la excavación optimizando recursos y reduciendo el daño.

2. ANTECEDENTES

La prospección geofísica somera aplicada en arqueología inicia en 1946 con la aplicación del método de corriente continua por Atkinson en Inglaterra (Barba P. & Rodríguez, 1991). En México estas se aplicaron por primera vez en 1947, permitiendo la localización en Tepexpan, Estado de México, de los restos óseos de una mujer prehistórica (Matos-Moctezuma, 2014).

El desarrollo de equipos geofísicos ha permitido el mejoramiento y calidad de los resultados y su gradual incorporación en investigaciones arqueológicas, ya que la excavación de un yacimiento arqueológico es un proceso meticuloso y lento, para tener un registro de toda la información útil, dado que la excavación es destructiva y sólo permite una única oportunidad de lectura (Santos, *et al.*, 2003). Por ello, los métodos geofísicos permiten saber con antelación la localización de estructuras y restos, facilitando de ese modo, el proceso de excavación (Brito & Carreras, 2005).

Teniendo en cuenta el enorme coste de una excavación a nivel de recursos humanos y tiempo, los métodos geofísicos pueden resultar de gran valor, ya que la principal aportación de estos es obtener información que permita definir el área a excavar ya que encontrar cuerpos que posiblemente fueron asesinados, enterrados y ocultados, es problemático, y actualmente tiene bajas tasas de éxito para las agencias de aplicación de la ley y colectivos de búsqueda (Pringle, *et al.*, 2020; Sánchez M., s/a).

Por el contrario, se han obtenido interesantes resultados para la arqueología, sobre todo en la detección de estructuras soterradas correspondientes a sitios históricos (Aguilera, *et al.*, 2006; Buscaglia, 2001; Domenico, *et al.*, 2004; Montes, *et al.*, 2012)

La recuperación de los restos humanos constituye la fase inicial y más importante del trabajo de campo en la antropología, metodología bien descrita en diferentes protocolos de exhumación, como la Guía Práctica para la Recuperación y Análisis de Restos Humanos del del Comité Internacional de la Cruz Roja, la Guía Forense para la Investigación, Recuperación y Análisis de Restos Óseos del Equipo Argentino de Antropología Forense, y el Protocolo de Minnesota sobre la Investigación y Muertes Potencialmente Ilícitas, recomendado por el Alto

Comisionado de las Naciones Unidas para los Derechos Humanos (Quiles & Miquel, 2015), las cuales sugieren la aplicación de los métodos geofísicos someros para la ubicación de los potenciales lugares de enterramiento clandestino (Equipo Argentino de Antropología Forense (EAAF), 2020; Comité Internacional de la Cruz Roja, 2017; Naciones Unidas, 2017).

En la actualidad y desde hace varias décadas, países como Inglaterra, Estados Unidos, Australia, Irlanda, Escocia, Italia, Holanda, Argentina y Colombia vienen trabajando e incorporando varias disciplinas de las Ciencias de la Tierra para ser aplicadas en el campo de la arqueología y las ciencias forenses; entre éstas se encuentran la geología y la geofísica somera (Sagripanti, *et al.*, 2013; Barone, *et al.*, 2015; Fenning & Donnelly, 2014; Pringle, *et al.*, 2012; 2020).

En Colombia, desde el año 2012, el doctor en Geociencias Calos Molina Gallego de la Universidad Antonio Nariño ha desarrollado una metodología para la búsqueda de fosas a partir de la interpretación de datos tomados con métodos geofísicos de alta resolución, a poca profundidad. Su objetivo a largo plazo es proporcionar soluciones científicas al tema de búsqueda de personas desaparecidas en Colombia, sumado a la ineficiencia de los métodos empleados por los organismos de investigación del Estado (Gallón, 2015).

Por otro lado, el Equipo Argentino de Antropología Forense y Organismos Nacionales de Derechos Humanos de Argentina desarrollan metodologías geológicas-geofísicas para la exploración de sitios potenciales de enterramientos clandestinos de personas. De igual forma el doctor en Ciencias Guillermo Sagripanti, miembro del Equipo de Geología Forense de la Universidad Nacional de Río Cuarto, afirma que “desde hace algunos años, los antropólogos forenses dedicados a la búsqueda e identificación de personas desaparecidas e integrantes del Poder Judicial, tienen la necesidad de la participación de especialistas en Ciencias de la Tierra en la etapa de exploración del subsuelo para la ubicación de sitios de enterramientos clandestinos de personas” (Área de comunicación de Ciencias Exactas, 2016; https://www.unrc.edu.ar/unrc/n_comp.cdc?nota=29841).

En México, la incorporación de las técnicas de prospección geofísicas en los trabajos de ámbito forense es muy reciente, por lo que las investigaciones de este tipo son escasas y poco estudiadas. El experimento “*El radar de penetración en contextos forenses: una herramienta geofísica para la investigación interdisciplinaria*”

de Talavera *et al.* (2000) es, hasta el momento el único caso de estudio documentado. Sin embargo, agrupaciones sociales como el Grupo de Investigación en Antropología Social y Forense, en su Guía de Búsqueda de Personas Desaparecidas con enfoque en la Verdad y la Justicia (2019), sugieren diferentes herramientas de búsqueda para fosas clandestinas, como el GPR y las mediciones de resistividad del subsuelo.

2.1 Geofísica somera

Según Butler (2005), el primer reto de la geofísica somera es definir el rango de profundidad que establece el límite entre lo que es considerado somero y profundo. Este límite está en función del trabajo de investigación que se esté realizando. Para el especialista en geotecnia, la caracterización de los cimientos debajo de estructuras críticas o el mapeo de roca puede llegar hasta los 30 metros de profundidad, mientras que en una investigación arqueológica rara vez se superan los 10 metros.

Por otro lado, la escala y resolución espacial a la que se enfrentan los métodos geofísicos de prospección somera es muy compleja. Esto se debe principalmente a que los trabajos de prospección están enfocados a mapear la parte cuya erosión antrópica es muy elevada debido a la intensa actividad humana. En otras palabras, sobre la superficie de la corteza, el suelo es asfaltado, perforado y excavado, se construyen estructuras y se extienden tuberías subterráneas; es aquí donde se sustenta toda la infraestructura humana. Aquí radica la principal dificultad para desarrollar trabajos de geofísica somera, ya que las propiedades físicas de los materiales que constituyen el subsuelo y que son medibles con las técnicas geofísicas son altamente propensas a alterarse con el *ruido* generado por los objetos antrópicos depositados. Esto conduce a desafíos técnicos muy diferentes a los retos enfrentados por las aplicaciones tradicionales de la geofísica para el mapeo geológico regional y para las exploraciones profundas. Es por esta razón que, mientras más superficial se encuentre el objetivo de estudio, más compleja es su caracterización.

2.2 Señal y Ruido

La variación de los campos físicos no sólo se debe a la existencia de un contraste de propiedades físicas en el subsuelo, sino también a otras causas como las producidas artificialmente por la presencia de líneas de alta tensión (aéreas y subterráneas), vías de tren, rejas metálicas, raíces de árboles, tuberías enterradas,

muros de piedra con minerales magnéticos y vehículos (Reynolds, 2011) Estas perturbaciones indeseadas para los fines de exploración geofísica se denominan *ruido*, mientras que las variaciones que llevan la información generada por la presencia de cuerpos o estructuras asociados con el objetivo buscado se denominan *señal*. El ruido puede enmascarar o distorsionar las señales al sobreponerse a éstas puesto que, en la práctica, el ruido puede ser parte de la señal.

El ruido no sólo es generado por las acciones del hombre, denominado *ruido antrópico*, sino que también existe el producido por la presencia de heterogeneidades del material superficial o próximo a la superficie, por tormentas eléctricas, tormentas magnéticas, ruido instrumental y por perturbaciones de tipo aleatorio. Naturalmente, algunas perturbaciones son críticas para algunos métodos y nulos para otros (González-Orías, 2003).

2.3 Prospecciones geofísicas aplicadas en ciencia forense

Las primeras investigaciones en geología forense trataban solamente sobre el uso del suelo o sedimentos que se adhirieron a los zapatos de un sospechoso y se buscaba relacionar con la escena de un delito (Bass & Jefferson, 2004). En la actualidad, la aplicación de las diversas disciplinas “geo” incluye otros elementos de suelo o roca, utilizando técnicas analíticas para establecer la culpabilidad o inocencia de los sospechosos (Sagripanti *et al.*, 2013).

Por lo tanto, la geología-geofísica forense es la aplicación de conocimientos de las Ciencias de la Tierra para aportar pruebas o evidencias válidas a investigadores de la escena de hechos delictivos y antropólogos forenses, ya sea para orientar o para esclarecer problemas de carácter penal, humanitario, crímenes de guerra y medio ambientales. Se aplica en lo que respecta a la búsqueda de la verdad y la justicia, ya sea para dar argumentos a la querrela o a la defensa (Ruffell & McKinley, 2008; Molina Gallego, 2016; Grupo de Investigaciones en Antropología Social y Forense, 2019).

De manera más puntual, los métodos geofísicos de prospección somera necesitan un contraste físico detectable entre el objetivo y el material de fondo (Reynolds, 2011) y aunque se utilizan más habitualmente en aplicaciones arqueológicas, estos métodos se han utilizado con diversos grados de éxito para

localizar fosas clandestinas de víctimas de homicidio en investigaciones de búsqueda criminal (Dupras, *et al.*, 2006; Ruffell & McKinley, 2008; Schultz & Martin, 2012), en tumbas sin marcar en panteones, (Bevan B. , 1991; Davis, *et al.*, 2000; Koppenjan, *et al.*, 2004) y en investigaciones de asesinatos para localizar entierros clandestinos poco profundos (Calkin *et al.*, 1995; Nobes, 2000; Santos *et al.*, 2003; Congram, 2008).

Existen varios casos de investigación forense muy conocidos, donde equipos multidisciplinarios conformados por antropólogos forenses, ingenieros geólogos, geofísicos, historiadores y arqueólogos han realizado trabajos de búsqueda para localizar los restos de personajes como los de Ernesto “Che” Guevara y sus compañeros de guerrilla, quienes fueron inhumados clandestinamente en Vallegrande, Bolivia, en 1967. En la búsqueda de sus restos, hecha en 1995, se llevaron a cabo diferentes etapas de trabajos de prospección con GPR, magnetometría, tomografía de resistividad eléctrica y análisis de imágenes aéreas que permitieron reducir zonas cuyas anomalías geofísicas pudieran ser relacionadas con un entierro (Pérez-Martínez *et al.*, s/a; Ariet *et al.*, 1996; Ortega *et al.*, 1997).

La integración de los resultados de los trabajos geofísicos que se ejecutaron en las áreas seleccionadas de la región de Vallegrande y a partir de la reconstrucción histórica, el procesamiento de imágenes aéreas y de la información fotogramétrica, permitieron que el 28 de junio de 1997 fueran hallados los restos del grupo de guerrilleros (Georgina-Mayo, 2016).

Otro caso conocido fue la búsqueda de la tumba del poeta y dramaturgo español Federico García Lorca, quien murió fusilado por las autoridades franquistas y su cuerpo fue enterrado en una fosa común anónima. La búsqueda de dicha fosa se realizó en varias etapas; la última estuvo a cargo de la empresa *Cóndor Geo-radar*, que prospectó la zona que históricamente había sido asociada con el enterramiento del poeta; un parque público en Alfacar, donde se cree fueron enterrados los restos del poeta (García-Colero, 2009). La empresa *Cóndor Geo-radar* mostró la existencia una anomalía geofísica en el subsuelo que se relacionó con la existencia de una fosa que concordaba con los relatos históricos del evento.

Por otro lado, la Fundación de Antropología Forense de Guatemala realizó en 2001 diversas investigaciones forenses empleando los métodos geofísicos someros de GPR, resistividad eléctrica y localizadores electromagnéticos con el fin de localizar

alteraciones estratigráficas en los suelos de los diferentes municipios del país, permitiendo comprobar lugares donde se establecieron cementerios clandestinos en los cuales fueron sepultadas víctimas del conflicto armado. (Santos *et al.*, 2003).

Hoy en día, en Argentina un grupo de docentes e investigadores en geología y geofísica de las universidades de Río Cuarto y San Luis (UNRC-UNSL) comenzó a trabajar por petición de los arqueólogos y antropólogos forenses en la búsqueda e identificación de personas desaparecidas durante la dictadura militar. Esto a partir de reconocer que el profesional en Ciencias de la Tierra posee aptitudes como el conocimiento del medio natural y la capacidad para la interpretación de anomalías en el subsuelo, consideradas características básicas para este tipo de búsqueda ya que las mismas pueden ser generadas por potenciales enterramientos (Sagripani *et al.*, 2013).

También, se han llevado a cabo estudios geofísicos sobre entierros simulados para recopilar datos de control (France, 1992; Pringle, *et al.*, 2012; 2020; Molina Gallego, 2016) y predecir qué respuestas geofísicas podrían obtenerse en los casos de búsqueda, aunque la respuesta real varía tanto temporalmente como entre los sitios de estudio. Algunas pruebas de control geofísico también han recopilado datos repetidos (*time laps*) (Schultz & Martin, 2012; Molina Gallego, 2016), ya que es importante comprender el cambio temporal y las posibles consecuencias que este cambio pueden tener en los parámetros físicos y químicos del suelo de la fosa, la influencia de los productos de descomposición (Pringle, *et al.*, 2015) y las variaciones en el contenido de humedad del suelo (Jervis & Pringle, 2014).

2.4 Variables para considerar en la geofísica forense

Se puede considerar que hay dos tipos de variables en los trabajos de geofísica forense: las variables físicas y las variables éticas.

Las variables físicas están dadas a partir de las consideraciones de resolución y profundidad necesaria para *iluminar* el subsuelo y, con ello, delimitar las anomalías prospectadas para hacer la correcta correlación de las dimensiones y las características del objeto buscado. Hay que recordar que en el ámbito forense se trabaja con lo desconocido y donde es muy importante hacer-conocer la reconstrucción del caso de estudio, ya que la decisión de intervenir o no en un lugar se basa en la evaluación de todos los datos disponibles. Es por esto por lo que la

labor de exploración arqueológica y geofísica forense debe nutrirse de la información recolectada en una fase de Investigación Forense Preliminar. Esta debe incluir información sobre los eventos a investigar, el universo de víctimas y el tipo y ubicación de posibles sitios de interés (ALAF, 2017).

Por otro lado, Aguilera (2006) explica que, durante la intervención antrópica del medio natural, como en el caso de una excavación para el enterramiento de cuerpos, se modifican las condiciones naturales de los materiales del subsuelo y su entorno, generando alteraciones en el medio físico. Estas pueden ser detectadas y delimitadas en forma indirecta mediante la aplicación de técnicas geológicas-geofísicas apropiadas, sin provocar alteraciones en el estado en que se encuentran los sedimentos. Es por esta razón que para la correcta elección de los métodos geofísicos se debe tener muy claro el contexto geológico y urbano, la temporada del año en la que se hacen los estudios y la antigüedad de la fosa.

Los conocimientos y métodos que se aplican en investigaciones geológicas-geofísicas convencionales han sido adaptados para colaborar en este tipo de búsquedas. Las evidencias de intervención antrópica en la superficie con motivo de una excavación son las que pierden su expresión rápidamente, mientras que las que afectan la parte superior del perfil del suelo pueden reconocerse aún después de varias décadas y ser ubicadas utilizando métodos geológicos-geofísicos. El equipo de investigación dedicado a la exploración de sitios potenciales de enterramientos de personas debe ser interdisciplinario, ya que contar con la mayor cantidad de datos y opiniones aumenta la posibilidad de hallazgo (Área de comunicación de Ciencias Exactas, 2016; https://www.unrc.edu.ar/unrc/n_comp.cdc?nota=29841).

Las consideraciones éticas que se deben tomar ante todo el procedimiento deben ser guiado por los protocolos internacionales de manejo de cadáveres, entre ellos:

- 1) El protocolo de la Organización Panamericana de la Salud (OPS) para el Manejo de cadáveres en situaciones de desastre.

- 2) El protocolo del Comité Internacional de la Cruz Roja (CICR) para la gestión de cadáveres en situaciones de desastre: Guía práctica para equipos de respuesta, (Organización Panamericana de la Salud - Organización Mundial de la Salud, 2009).

3. MÉTODOS DE PROSPECCIÓN GEOFÍSICA

El conocimiento de las propiedades físico - químicas de los materiales que conforman el subsuelo es la base para que las técnicas de prospección geológica y geofísica puedan ser aplicadas a la solución de diversos problemas.

Para entender la relación entre la geología y las técnicas de prospección geofísica es necesario entender el comportamiento de las propiedades electromagnéticas de las rocas.

Un campo electromagnético puede definirse por cuatro campos vectoriales, \vec{E} , \vec{B} , \vec{D} y \vec{H} donde:

\vec{E} es la intensidad del campo eléctrico V/m , \vec{B} es la inducción magnética Wb/m^2 o *Tesla*, \vec{D} es el desplazamiento dieléctrico o densidad de flujo eléctrico. C/m^2 y \vec{H} es la intensidad del campo magnético en A/m .

Por otro lado, el conocimiento de las propiedades electromagnéticas es fundamental cuando se trabaja con métodos eléctricos y magnéticos de exploración, ya que el comportamiento físico de las rocas depende de las propiedades electromagnéticas de ellas. Estas propiedades son controladas principalmente por la **permitividad dieléctrica** (constante dieléctrica), la **permeabilidad magnética**, la **conductividad eléctrica** o su recíproco la resistividad y la **susceptibilidad magnética** (Saarenketo, 1998) y su relación con los minerales, forma, volumen y relleno de los poros (generalmente agua o aire) que contienen las rocas (Orellana, 1982).

3.1 Tomografía de resistividad eléctrica (TRE)

El estudio de Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE) 2D o 3D, comúnmente encontrado en la bibliografía como ERT, abreviación de Electrical Resistivity Tomography, es un método que permite investigar la variación a profundidad y lateralmente del parámetro físico llamado resistividad (ρ), la cual depende del contenido y clase de minerales, fluidos en los poros de las rocas, saturación, sales disueltas y porosidad (Telford *et al.*, 1990).

Considerando el sistema conformado por un semiespacio con resistividad infinita que representa la atmósfera de la Tierra y subyaciendo está otro semiespacio de resistividad ρ que simboliza el subsuelo. Para establecer un campo eléctrico en dicho sistema es preciso un generador de corriente que debe estar conectado a dos electrodos delgados (varillas metálicas) llamados A y B , considerados *electrodos puntuales* debido a la comparación entre su tamaño y el semiespacio subsuelo; estos deben ser clavados en la superficie del terreno, donde una corriente de intensidad I_A penetrará por el electrodo A en el subsuelo y, después de recorrerlo, saldrá por el electrodo B con intensidad I_B , volviendo al generador para cerrar el circuito como se ilustra en la figura 1.

Para realizar los estudios de *TRE* se parte del supuesto de que el subsuelo se compone de varias zonas. Dentro de cada una de ellas la resistividad es constante y están separadas entre sí por superficies límite planas; es decir, el subsuelo se va a considerar un semiespacio homogéneo e isótropo.

En esta técnica de *TRE* se emplea un arreglo tetra-electrónico *AM-NB*, también llamado cuadripolo, donde A y B son el dipolo de electrodos puntuales que inyecta la corriente y M y N son el dipolo de electrodos puntuales que mide la diferencia de potencial creada por A y B (figura 1), donde la resistencia es calculada por la Ley de Ohm (Edwards, 1977).

La resistencia medida varía en función de la distancia y la geometría entre los electrodos, por lo que se normaliza con un factor de corrección geométrica, denominado K , que convierte la medida de resistencia en resistividad aparente (Geometrics, 1999). Existen diferentes arreglos, dispositivos o configuraciones electrónicas de *AM-NB*; cada uno de estos diferentes arreglos tiene su factor geométrico K el cual, como ya se mencionó, depende únicamente de la geometría del arreglo electrónico en unidades de longitud.

La fórmula general para el cálculo del factor geométrico de un arreglo tetra-electrónico *AMNB* se expresa como:

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

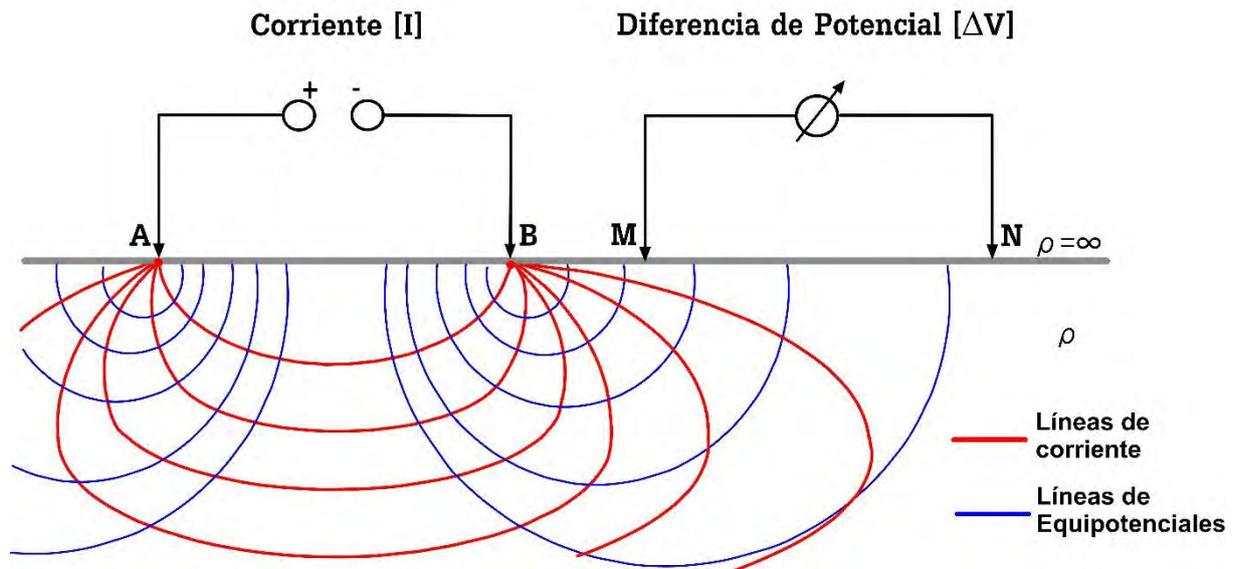


Figura 1. Inyección de corriente por medio de electrodos puntuales para un arreglo tetraelectrónico AB-MN.

Como en la realidad el subsuelo es heterogéneo y anisótropo, la medición de la resistividad resultará en una resistividad *aparente* (ρ_a) que está en función de todos los valores de resistividad del sitio y las distancias entre los electrodos *AM-NB*. En general, ésta no corresponde a ninguna resistividad medida de manera puntual y depende del grado de fracturación que poseen las rocas y el porcentaje de agua que rellena las fracturas del terreno. Es la variable experimental que expresa los resultados de las mediciones en la mayoría de los métodos geoelectrónicos y es la que se toma como base para la interpretación (Constantino-Rodríguez, 2011; Orellana, 1982).

Estos arreglos están enfocados a mapear diferentes estructuras que serán representadas con contornos en una pseudosección. Los contornos son la interpolación de los puntos de medición también llamados puntos de atribución. Dichos puntos son las lecturas de la resistividad aparente hecha por el cuadripolo *AM-NB* y se calculan al centro del arreglo electrónico utilizado.

Una característica de los métodos eléctricos es que, al aumentar la distancia entre *AM-NB*, también se incrementa la capacidad de penetrar en el subsuelo. En función del espacio entre electrodos puede establecerse una relación entre profundidad de investigación y resolución como se ve en la figura 2. A mayor espaciado de electrodos, la profundidad alcanzada es mayor, pero la resolución disminuye.

A la pseudosección que presenta la distribución aproximada de la resistividad aparente del subsuelo se le aplica un algoritmo de modelación e inversión para obtener así una imagen eléctrica, es decir, un modelo de resistividad *verdadera* del subsuelo.

La profundidad a la que se sitúa cada medida de resistividad es un tema de cierta ambigüedad, dado que ésta no solo depende de la disposición de los electrodos (más espaciados, mayor profundidad), sino también del modelo geológico y de sus propiedades eléctricas, geometría del cuerpo anómalo y contaminación por ruido (Dahlin & Zhou, 2004). Por otro lado, factores como la porosidad, el grado de saturación de agua y la concentración de sales generan una superposición en los valores de resistividad de las diferentes clases de rocas y suelos (López-Hidalgo *et al.*, 2002).

Finalmente, el programa de inversión, además de transformar las resistividades aparentes a reales, también situará cada medida de profundidad aparente a una profundidad media o real, la cual es determinada al integrar la sensibilidad con la profundidad (Edwards, 1977).

3.1.1 Arreglo electródico: dipolo-dipolo

En principio, los cuatro electrodos *AM-NB* pueden adoptar cualquier disposición geométrica sobre el plano que representa la superficie del terreno, por lo que se han desarrollado diversos tipos de arreglos electródicos: lineales, simétricos, asimétricos, ecuatoriales y de gradiente o combinaciones de ellos con el objetivo de definir características particulares del subsuelo (Dahlin & Zhou, 2004; Vargas, 2015).

Para cualquier dispositivo es posible calcular la resistividad aparente ρ_a mediante una ecuación como la siguiente:

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \quad (2)$$

en donde ΔV [V] es la diferencia de potencial medida entre los electrodos *M* y *N*, *I* es la corriente en [A] inyectada al terreno por los electrodos *A* y *B*, y *K* es el factor geométrico que ya se ha explicado anteriormente.

Las características del arreglo Dipolo-Dipolo están en función del espaciamiento *a* que es constante y separa a los electrodos que conforman a cada uno de los dipolos

(AB y MN), además del factor n que relaciona la longitud de separación de dichos dipolos con el número de niveles que dictarán la profundidad de investigación, (figura 2).

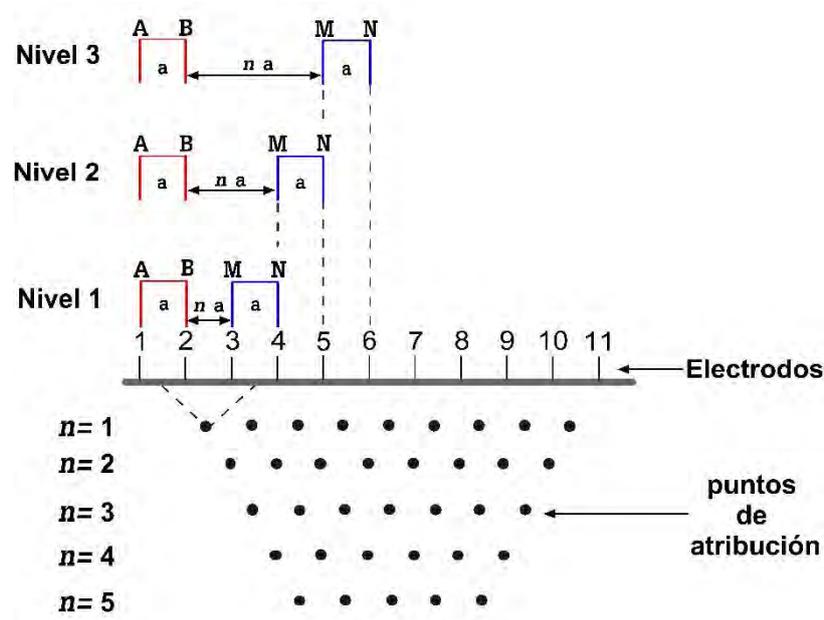


Figura 2. Esquema de configuración eléctrica para un arreglo AB-MN Dipolo-Dipolo para $n=5$.

El dispositivo Dipolo-Dipolo posee una profundidad muy somera de investigación y buena cobertura de datos horizontales; por ello es muy sensible a cambios de resistividad horizontal, pero relativamente insensible a cambios verticales. De este modo, es útil en la prospección de estructuras verticales como cavidades o muros enterrados, pero es relativamente ineficiente en detectar estructuras horizontales como capas sedimentarias (Edwards, 1977; Constantino-Rodríguez, 2011).

Los valores más importantes de sensibilidad se ubican entre los dipolos de potencial y corriente. Esto significa que este conjunto es muy sensible entre cada par de dipolos. De manera general, los valores más altos de sensibilidad se encuentran cerca de los electrodos (López-Hidalgo *et al.*, 2002).

Las fuentes de ruido en prospección eléctrica se deben al mal contacto entre el electrodo y el terreno o a heterogeneidades geológicas de pequeña escala (Dahlin & Loke, 1998). A estas fuentes se añaden las disminuciones en la intensidad de la señal debidas a la longitud de los cables y a la disminución en la magnitud de los potenciales registrados para aberturas muy grandes.

3.1.2 Arreglo electródico: ecuatorial dipolo-dipolo

Como se mencionó anteriormente, los electrodos pueden adoptar cualquier disposición geométrica sobre el plano que representa la superficie del terreno. Los arreglos están siempre en función de la distancia entre los electrodos y posición de los electrodos de corriente con respecto a los de potencial.

Los dipolos de corriente y potencial están dispuestos en perfiles paralelos y alineados, donde A y B quedan ubicados en los extremos de cada uno de los perfiles y M y N son los electrodos siguientes a A y B . Los electrodos de potencial se desplazarán una posición cada vez hasta llegar al extremo del perfil. Posteriormente, se repite el procedimiento avanzando una posición los electrodos de potencial sobre sus respectivas líneas. Esta secuencia de medición siempre mantiene la separación eléctrica y va aumentando en factores de a (figura 3) (Vargas, 2015).

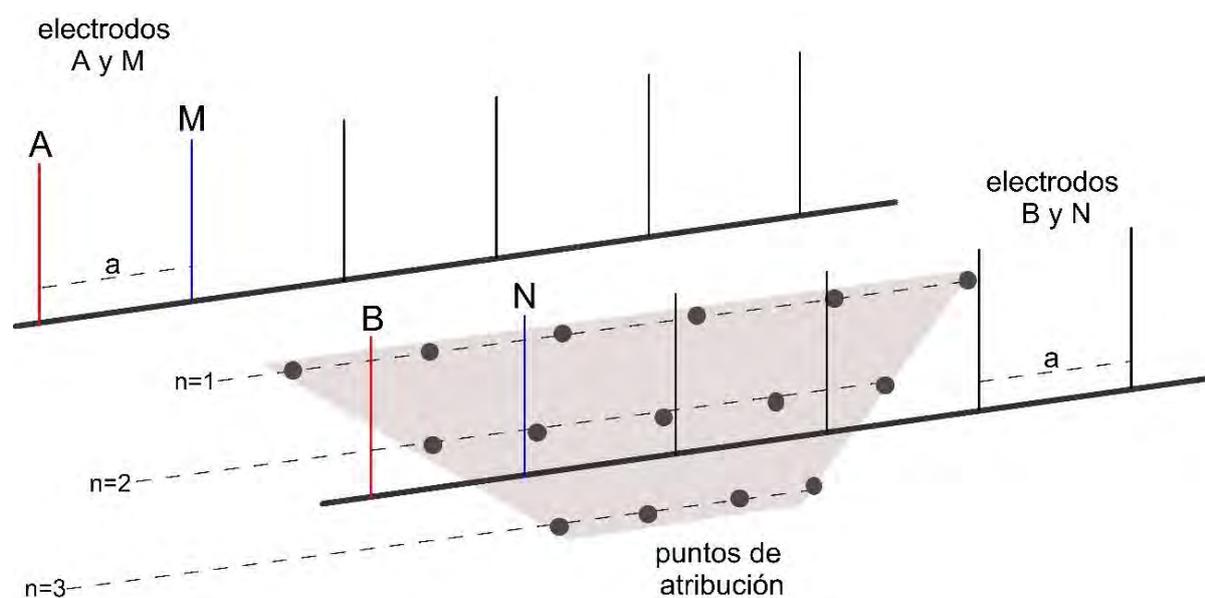


Figura 3. Esquema del arreglo electródico Ecuatorial Dipolo-Dipolo

3.1.3 Arreglo electródico: mínimo acoplamiento (MC)

Esta configuración mantiene dos líneas paralelas igual que el arreglo ecuatorial dipolar, pero los electrodos de potencial tienen una secuencia distinta. Mantiene dos líneas paralelas entre sí con los electrodos MN estando en la misma línea del electrodo de corriente A y avanza una posición hasta terminar. En otras palabras, los electrodos A, M, N se encuentran alineados sobre un mismo perfil y en el perfil

paralelo sólo se encuentra el electrodo de corriente *B*. *M* y *N* avanzan una posición hasta recorrer todo el perfil; posteriormente se cambia el dipolo de potencial al perfil paralelo junto a *B* y se repite el recorrido. Al terminar ambos lados, los electrodos de corriente *A* y *B* avanzan una posición y se repite el proceso (figura 4) (Vargas, 2015).

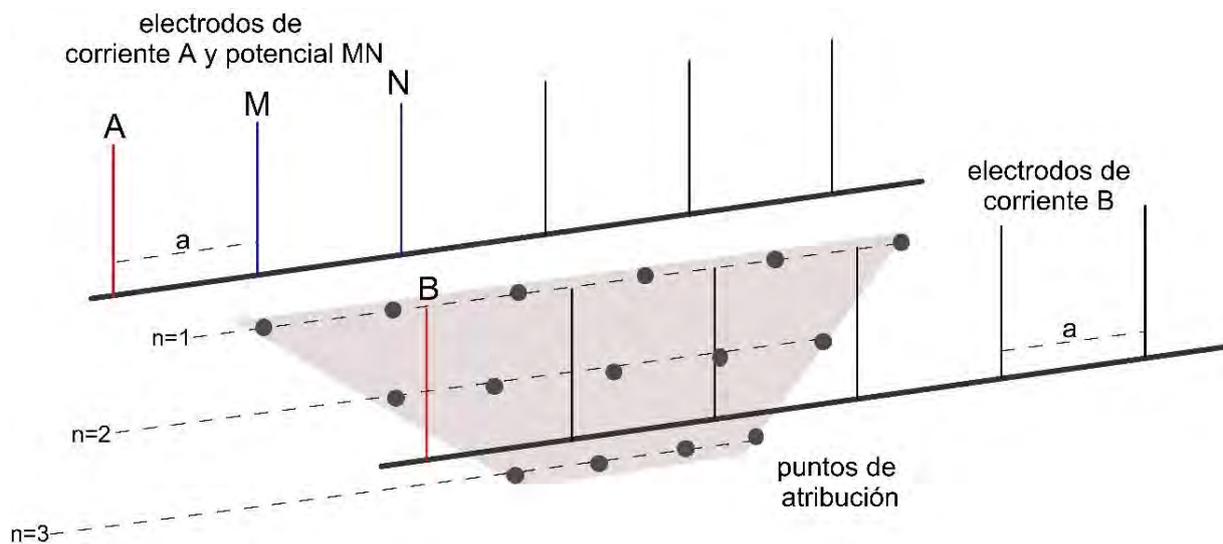


Figura 4. Esquema del arreglo eléctrico Mínimo Acoplamiento (AC).

3.2 Tomografía de resistividad eléctrica capacitiva (TREC)

El método de Tomografía Resistividad Eléctrica Capacitiva (*TREC*) se basa en el principio de medición de las técnicas de corriente continua convencionales (*TRE*). Utilizan un arreglo geométrico de cuatro electrodos puntuales para determinar el valor de la resistencia, descrito anteriormente, con la excepción de que los electrodos son cambiados por sensores de acoplamiento capacitivo, los cuales emplean una corriente alterna y cables llamados electrodos de línea que funcionan como un electrodo capacitivo (Kura *et al.*, 2005).

Este método emplea dos tipos de sensores de acoplamiento capacitivo: un transmisor con dos cables o electrodos de línea conectados a él que inyectan una corriente alterna al subsuelo y otro sensor receptor con sus respectivos electrodos de línea que miden la diferencia de potencial

La única configuración de la *TREC* es el arreglo en línea Dipolo-Dipolo que permite una alta resolución lateral. Al igual que en el método galvánico, mientras más lejanos estén los dipolos receptores del dipolo transmisor, se obtiene una mayor

profundidad de investigación; es decir, se tiene un nivel de profundidad por cada receptor, siendo el dipolo receptor Rx3 el que más profundiza por su mayor separación con el dipolo transmisor Tx (figura 5).

Los dipolos transmisor y receptor están separados por una cuerda no conductora de longitud constante, la cual asigna el factor na con el que se asocian los niveles y profundidad de investigación. Garman & Purcell (2004) proponen que la profundidad máxima a la que se pueden obtener datos es aproximadamente el 15% de la longitud del espaciamiento total entre los dipolos y la longitud de los cables.

Otro parámetro importante que se debe considerar para calcular la profundidad de investigación es el efecto skin depth, el cual es directamente proporcional con la resistividad del medio e inversamente con la frecuencia. El efecto skin-depth se puede considerar una “unidad eléctrica de profundidad” y sus unidades son los metros (Nabighian, 1988; Niu *et al*, 2014).

El skin-depth es un criterio comúnmente utilizado para determinar la penetración de las ondas electromagnéticas; por lo tanto, representa la atenuación de estas. Una onda electromagnética reduce su amplitud por un factor de $1/e$ (es decir, 37%) de su valor superficial (Telford, 1990). En otras palabras, si la distancia desde el transmisor hasta el receptor es mayor que el skin-depth, no hay suficiente señal para ser detectada por el receptor.

Al igual que con el método galvánico, la resistividad aparente se calcula multiplicando el factor geométrico (disposición de los dipolos) por el voltaje medido en el receptor, normalizando este producto por el valor de corriente del transmisor.

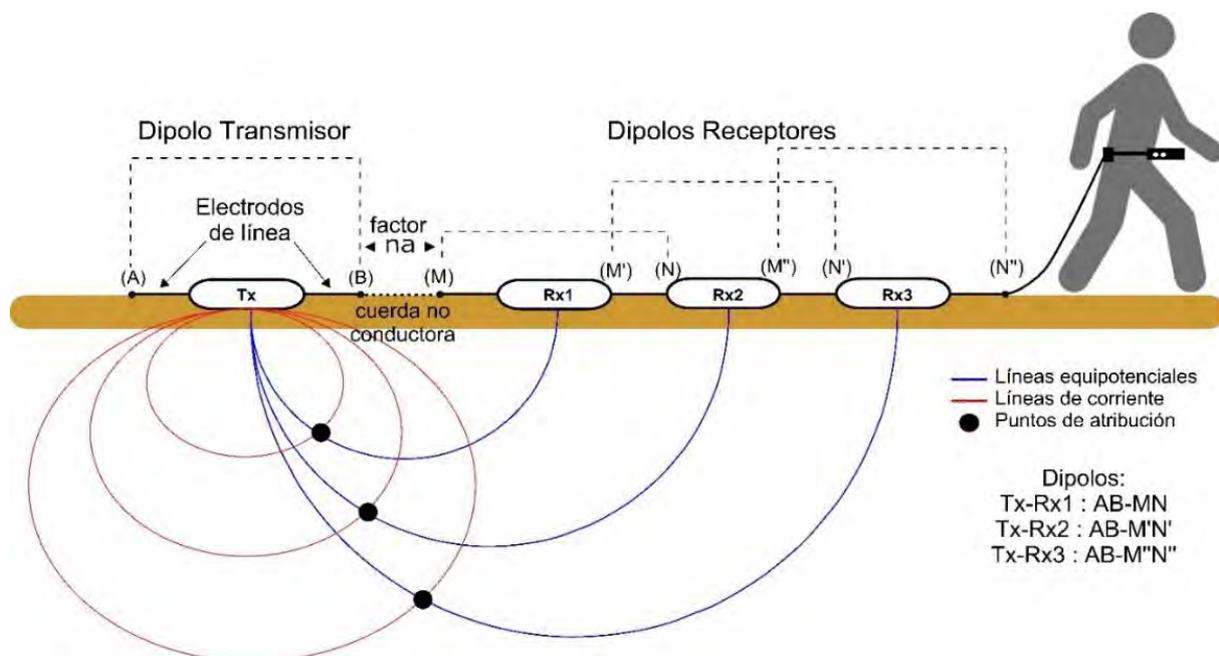


Figura 5. Esquema de configuración Dipolo-Dipolo del resistímetro capacitivo OhmMapper de Geometrics, para 3 niveles de investigación.

3.3 Radar de penetración terrestre (GPR)

El GPR es una técnica de prospección geofísica que emplea pulsos electromagnéticos, los cuales son transmitidos en el terreno para caracterizar las estructuras del subsuelo, tanto naturales como antrópicas. Por su gran capacidad de proveer información de alta resolución, actualmente tiene aplicaciones en la ingeniería civil, en geotecnia, en arqueología, en estudios de contaminación del suelo y en la determinación de espesores de capas de hielo, entre otras (Blancas-Vázquez, 2000).

El GPR emplea un sistema de pulsos electromagnéticos de banda ancha que está diseñado específicamente para que el medio por el que se propaga la energía sea el subsuelo o cualquier otro medio material. Los pulsos electromagnéticos cortos emitidos van a incidir en heterogeneidades del medio con contrastes dieléctricos (interfaces), provocando reflexiones, refracciones y difracción de las ondas, las cuales son captadas por la antena transmisora-receptora (Tx-Rx) para tomar imágenes subsuperficiales (Martín-Gutiérrez, 2004), figura 6.

Los pulsos de la antena transmisora-receptora viajan a velocidades proporcionales a las características del material por el que se va propagando. La caracterización electromagnética del medio se realiza a través de 3 parámetros:

- **Permitividad dieléctrica** ϵ (F/m) o constante dieléctrica es una constante de proporcionalidad entre la intensidad del campo eléctrico externo aplicado y el vector desplazamiento.
- **Permeabilidad magnética** μ (H/m) o constante magnética, este parámetro relaciona la inducción magnética con la intensidad de campo magnético; es la medida de la capacidad o habilidad de magnetización de un sedimento. Si un sedimento contiene pocas partículas magnéticas, la susceptibilidad será baja; en caso contrario, será alta.
- **Conductividad eléctrica** σ [S/m] caracteriza el movimiento de carga libre (creando corriente eléctrica) cuando hay un campo eléctrico presente. La resistencia al flujo de carga conduce a la disipación de energía.

Estos parámetros se definen mediante las denominadas ecuaciones constitutivas (Mohr & Taylor, 2000; Lapazaran, 2004).

$$\vec{J} = \sigma \vec{E} \quad (3)$$

$$\vec{D} = \epsilon \vec{E} \quad (4)$$

$$\vec{B} = \mu \vec{H} \quad (5)$$

Las ecuaciones constitutivas (3), (4) y (5) proporcionan una descripción macroscópica (o comportamiento promedio) de cómo las moléculas responden en masa a la aplicación de un campo EM (Blancas-Vázquez, 2000).

Otras condiciones como la densidad, porosidad del suelo, contenido de agua, temperatura y la cantidad de sal disuelta modifican la velocidad del recorrido de la onda y es una propiedad del terreno expresada como la constante dieléctrica relativa del material, K (que no es la misma K del factor geométrico de TRE). La atenuación de la onda electromagnética en un medio depende directamente de la K del material. K es una medida de qué tan bien ese material almacena una carga eléctrica (Lee-Miller, 2002).

Cuando el pulso alcanza una interfaz eléctrica, la velocidad del pulso cambia y parte de la energía se devuelve a la antena receptora, mientras que el resto avanza (figura 6). La cantidad de energía que se refleja en la antena es directamente proporcional al cambio electromagnético en la interfaz, y el tiempo de viaje del pulso reflejado es proporcional a la profundidad de la interfaz (Doolittle, 1987). En otras palabras, a partir de los tiempos de retardo de las ondas reflejadas y de la velocidad

de propagación de las ondas en el material por el que se desliza la antena, se deduce la profundidad a la que se encuentra el cuerpo reflector.

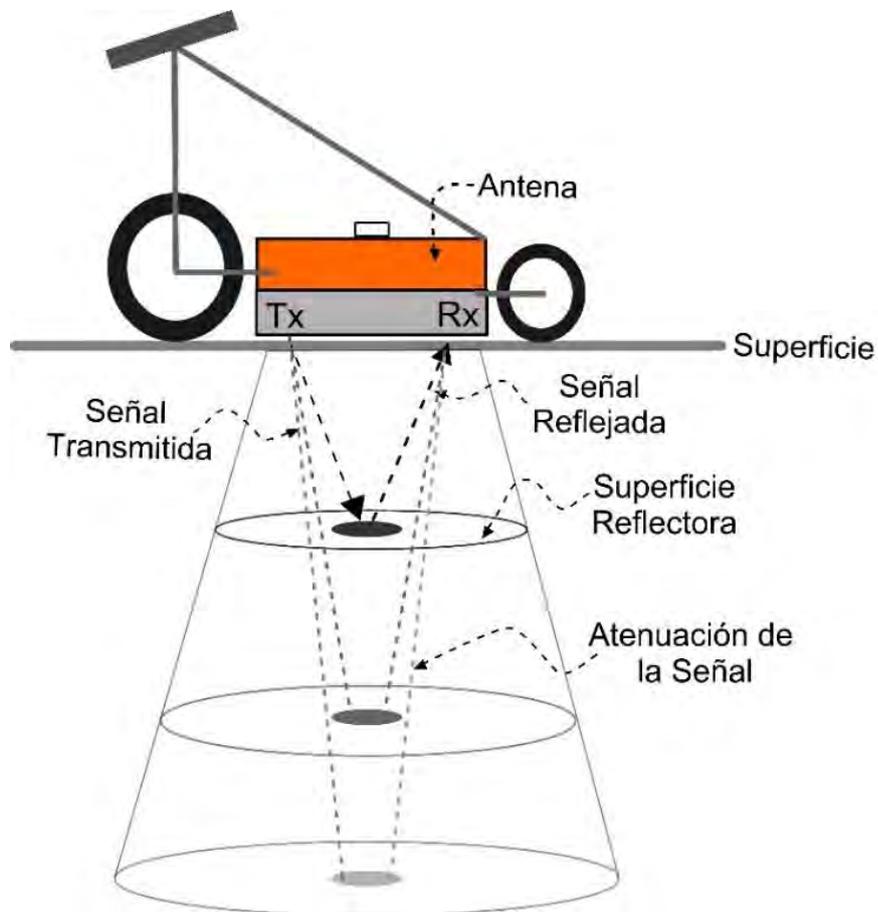


Figura 6. Propagación de las ondas electromagnéticas en el medio.

Cuanto más nítido sea el contraste entre las propiedades dieléctricas de los medios, más fuerte será el reflejo. La porción de la onda que progresa se difundirá sobre un área más grande, lo que reducirá su energía por unidad de área de superficie. La profundidad de penetración y la resolución depende del tipo de antena empleada para una adquisición en particular. Las antenas blindadas permiten un mejor control del ruido y de las reflexiones y una profundidad media de 5-10 m. Esta técnica es relativamente rápida de implementar, lo que a su vez reduce los costos de trabajo de campo y puede ser usado para medir el subsuelo desde unos pocos centímetros hasta varios metros (Lee-Miller, 2002).

3.4 Conductividad electromagnética (FDEM)

Dentro del conjunto de técnicas electromagnéticas de campo próximo y artificial se encuentra el método electromagnético en el dominio de las frecuencias, (*FDEM*, por sus siglas en inglés). Este consiste en un sistema que trabaja con un par de bobinas, transmisora (*Tx*) y receptora (*Rx*), de ondas electromagnéticas en el dominio de frecuencias, donde la profundidad de investigación está en función de la frecuencia y cuyo parámetro físico medido es la conductividad (σ) (Milsom, 2003; Sansón-Vera, 2013).

Dos aspectos importantes que considerar en los métodos electromagnéticos son:

- La naturaleza del campo electromagnético primario, distinguiendo entre los del campo natural o artificial (el hombre es quien lo genera).
- La distancia a la que se encuentre el receptor con respecto al origen del campo primario. En este sentido tenemos los de campo próximo o campo lejano.

Los dispositivos encargados de generar el campo electromagnético primario, es decir, donde el operador controla al transmisor, permiten definir las características de dicho campo.

Los *FDEM* son sistemas que trabajan con un transmisor y un receptor móviles de ondas electromagnéticas. A través del transmisor, que es una bobina por la que circula una corriente alterna sinusoidal de frecuencia f (Hz), se genera un campo electromagnético primario H_p (campo externo, primario o inductor) que se propaga libremente tanto por la superficie como por el interior del terreno. Este campo está formado por una componente magnética y otra eléctrica ortogonales entre sí, y a su vez es perpendicular a la dirección de propagación de la onda, como se ilustra en la figura 7.

En presencia de un cuerpo conductor, la componente magnética del campo primario provoca la aparición de unas corrientes inducidas, que a su vez generan un campo magnético secundario H_s o campo inducido (figura 7).

Este campo secundario, junto con el campo primario que circula libremente por la superficie del terreno, serán detectados por la bobina receptora dando lugar a un campo resultante diferente tanto en fase como en amplitud con respecto al campo

primario, lo que proporcionará información acerca del tamaño y conductividad eléctrica del elemento conductor.

El sistema más común en los métodos electromagnéticos en el dominio de la frecuencia consta de dos bobinas coplanares en posición horizontal o vertical separados una distancia S . Las bobinas pueden ser descritas como horizontal, vertical, coplanar, coaxial u ortogonal, dependiendo si se sitúan en el mismo plano, eje axial o si son perpendiculares entre sí (McNeill, 1980).

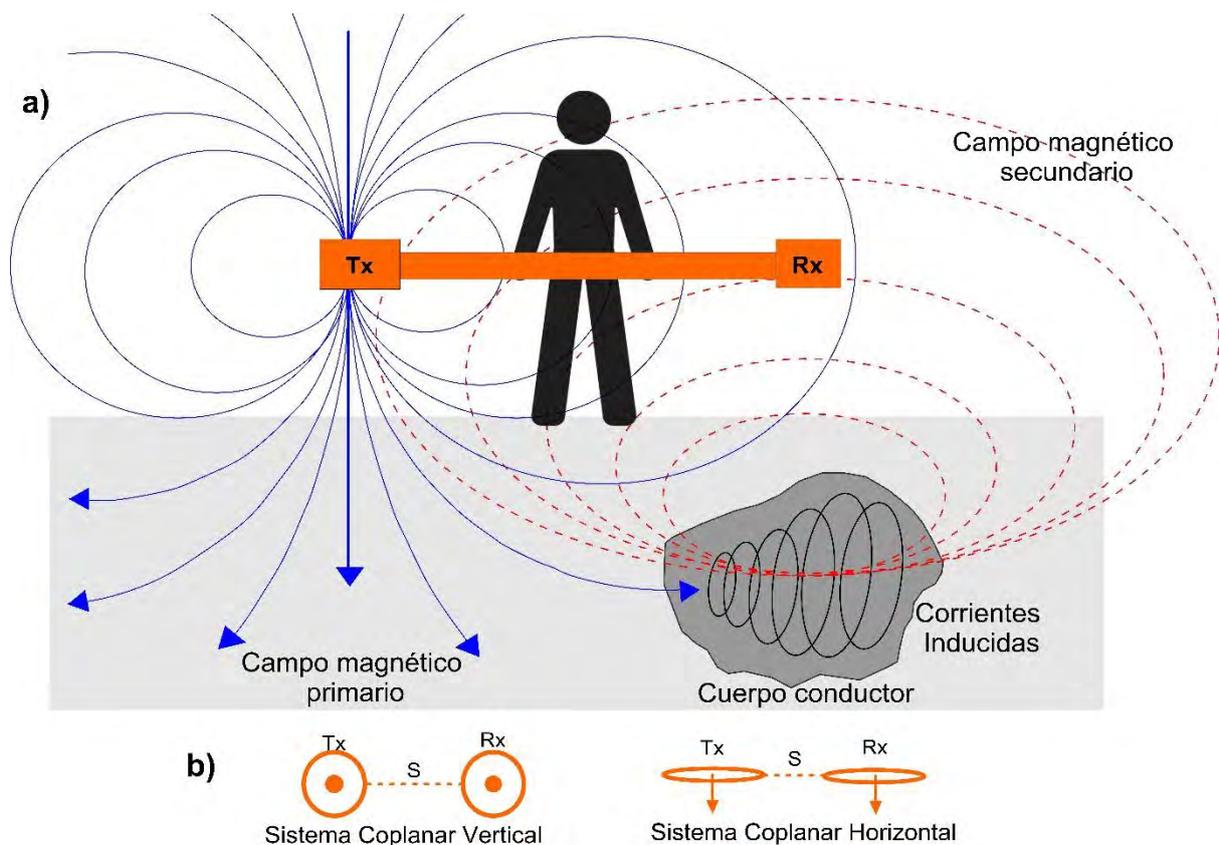


Figura 7. Esquema de campo electromagnético: (a) campos generados por las bobinas Tx y Rx, (b) sistema de bobinas.

La respuesta electromagnética observada en el receptor es una fuerza electromotriz inducida producto de la suma de la interacción del campo primario H_p y el campo secundario H_s , opuesto al primario. Cuando ese campo penetra en el material, induce dentro del mismo una corriente eléctrica que consecuentemente genera un campo secundario. Ese campo secundario no está restringido al interior del medio y, en general, se extiende más allá del mismo. Sus características

dependen tanto del campo primario como de la conductividad eléctrica y la susceptibilidad magnética del medio (*Martinelli & Osella, 2006*).

En los sistemas *FDEM*, la corriente transmitida es una onda sinusoidal o cuadrada cuya amplitud depende de la impedancia, voltaje y capacidad de la bobina transmisora. La fuerza electromotriz es una cantidad compleja que consta de una parte real o componente en fase con respecto al campo primario y su parte imaginaria o componente en cuadratura, desfasada $\pi/2$ del campo emitido por el transmisor.

Cuando la resistividad del medio es muy alta, la intensidad de las corrientes inducidas es poca y domina la parte imaginaria, la cual está relacionada proporcionalmente con la conductividad del subsuelo (límite resistivo).

El caso contrario ocurre cuando el medio posee una conductividad elevada o, en su defecto, se trabaja con altas frecuencias. En este escenario sólo existe la componente en fase y la función de respuesta, inversamente proporcional a la conductividad, tiende a la unidad; es decir, el campo magnético secundario alcanza la máxima respuesta que es capaz de producir (límite inductivo). Entonces, la respuesta en el receptor estará definida por los parámetros geométricos del sistema (*Butler, 2005; Sansón-Vera, 2013*).

3.5 Magnetometría

Debido a su estructura, la Tierra se comporta como un dínamo que genera un campo eléctrico que a su vez induce un campo magnético, dirección norte-sur coincidente con el eje de rotación de la Tierra (*Lanza & Meloni, 2006*). El campo magnético inducido por corrientes eléctricas, lo que implica que pueden ser caracterizados por sus líneas de flujo o líneas de fuerza, variando en intensidad de los polos al ecuador. Los diferentes materiales que componen el subsuelo, estructuras y objetos varían en su capacidad de ser magnetizados, debido principalmente por la cantidad de elementos ferromagnéticos (*Telford et al, 1990; Argote-Espino, 2002*).

El grado al cual un material es magnetizado por un campo magnético se le denomina susceptibilidad magnética (χ), que es la medida de un material susceptible de ser magnetizado (*Reynolds, 2011*), de ahí que se puedan detectar anomalías en

función de las diferencias o contrastes debidos a la susceptibilidad magnética de cada material.

Al presentarse un campo magnético, además del de la Tierra, se produce un alineamiento parcial de los electrones. Esta inducción magnética debida a la aplicación de un campo externo permite medir directamente la fuerza magnética con un magnetómetro de tipo precesión protónica (*PPM*, por sus siglas en inglés), (Telford *et al*, 1990). En las investigaciones arqueológicas, el magnetómetro mide la suma vectorial de los campos magnéticos local y terrestre, que están en función del contraste magnético que se genera entre un objeto y el contexto que lo encierra (Argote Espino, 2002), (figura 8).

Las lecturas magnéticas usualmente aumentan por combinación de minerales magnéticos como la magnetita y minerales ferromagnéticos, sino que también pueden reflejar alteraciones que han sido causadas por la actividad humana (Reynolds, 2011; Molina Gallego, 2016).

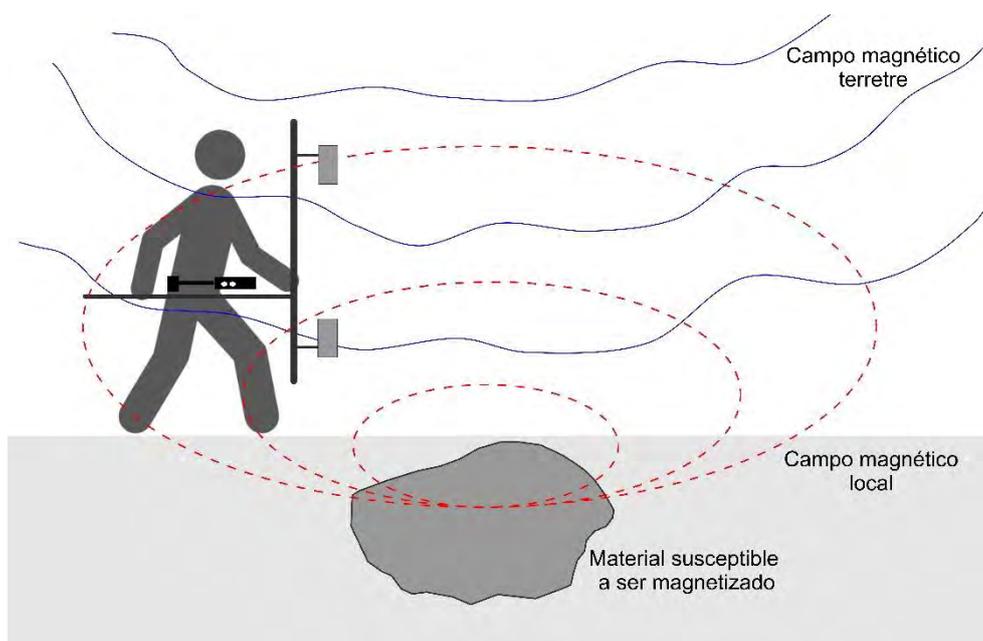


Figura 8. Medición en modo gradiente magnético vertical.

La efectividad de los estudios magnéticos en la arqueología depende de la alteración de las propiedades magnéticas en los suelos ocasionada, por ejemplo, por la presencia de hornos o materiales con metales férricos. Los restos arqueológicos usualmente presentan anomalías magnéticas que van de 1 a 20 nT. Antiguas estructuras calcinadas presentan anomalías magnéticas que van de los 10 a los 1000

nT. Anomalías magnéticas de objetos ferrosos, incluyendo escoria por fundición de hierro pueden llegar a presentarse en el orden de los 20 a los 2000 nT (Weymouth , 1986; Godio A., 2005).

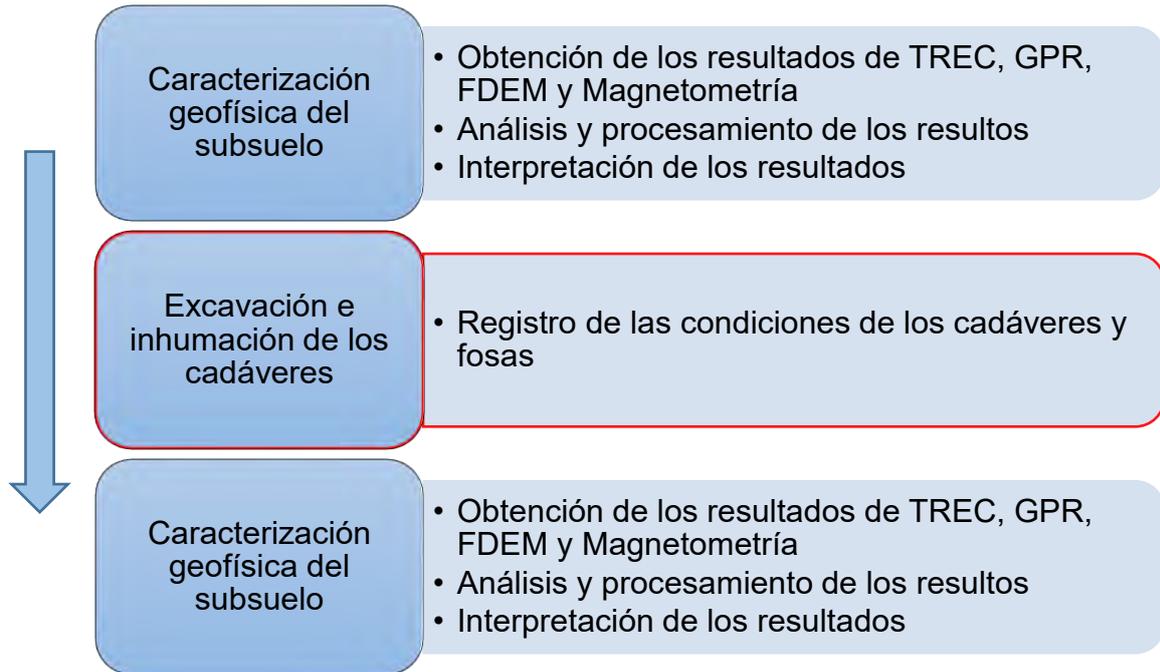
El magnetómetro puede ser usado en modo diferencial, utilizando dos magnetómetros, o en modo gradiométrico, donde un solo instrumento toma medidas simultáneas usando dos sensores en una configuración vertical de manera que se mide el gradiente magnético entre los sensores. El objetivo de ambos modos es el remover los efectos de fuertes gradientes locales y la variación diurna. El gradiente vertical ofrece una mejor manera de detectar fuentes magnéticas cercanas a la superficie a diferencia de las mediciones de campo total (Scollar *et al.* 1990).

4. CASOS DE ESTUDIO

4.1 Caso experimental: campo de pruebas

En el caso experimental se diseñó un campo de pruebas, en que se utilizaron cadáveres de cerdos para simular siete entierros clandestinos, cada uno de ellos contó con características diferentes, como: dimensiones, profundidad, cantidad de cadáveres y condiciones de estos. Durante 15 meses se realizaron perfiles de tomografía de resistividad eléctrica capacitiva (TREC), sondeos de conductividad electromagnética, radar de penetración terrestre (GPR) y mediciones de magnetometría, con lo que se caracterizaron 4 diferentes parámetros físicos del subsuelo y la alteración de estos debido al proceso de descomposición del material orgánico de los cadáveres, teniendo lecturas antes de realizar las inhumaciones y posterior a ellas. Mediante los resultados obtenidos se analizó y evaluó el uso de estas técnicas de prospección somera.

Metodología del estudio



4.1.1 Localización y descripción del campo de pruebas

El caso experimental se planeó en el predio de San Bartolomé Xicomulco, en la alcaldía de Milpa Alta, CDMX. En este sitio se diseñó un campo de pruebas con un área de 462 m², donde se excavaron siete fosas con diferentes dimensiones y profundidades, simulando entierros clandestinos (Tabla 1, figuras 9 y 10). Para ello, se utilizaron e inhumaron cadáveres completos de cerdos domésticos, todos muertos por eutanasia.

En las siete fosas simuladas se distribuyeron e inhumaron un total de seis cadáveres de cerdos (figuras 9 y 10). Según Tibbett & Carter (2008), los cerdos tienen una composición química similar, tamaño corporal, tejido del cuerpo, proporciones de grasa y tipos de piel y pelo similar al de los seres humanos, lo que semeja el proceso de descomposición del cuerpo humano. Por otro lado, la utilización de cerdos es común en este tipo de experimentos (Molina-Gallego, 2016).

La variación de los contenidos de las fosas se dispuso de la siguiente forma: hay fosas con dos cadáveres, fosas con un cadáver y fosas vacías o de control. Otros parámetros importantes en este experimento son los utilizados para reproducir diferentes contextos; para ello, se empleó ropa y cal (óxido de calcio), quedando de la siguiente manera:

Tabla 1. Contenido y distribución de las fosas.

Fosa	Contenido	Dimensiones	Coordenadas (lat-long)
		(ancho, largo, profundidad) [m]	
1	Vacía (control)	1.5 x 2.5 x 0.85	19°12'26.94"N - 99° 3'24.72"O
2	ropa (control)	1.2 x 2.5 x 1.2	19°12'26.90"N - 99° 3'24.46"O
3	2 cerdos	1.2 x 2.5 x 0.9	19°12'27.12"N - 99° 3'24.65"O
4	Vacía (control)	1.1 x 2.4 x 1.4	19°12'27.07"N - 99° 3'24.45"O
5	Cerdo con ropa	1.7 x 2.7 x 1.4	19°12'27.25"N - 99° 3'24.41"O
6	Cerdo con cal	1.5 x 2.4 x 1	19°12'27.45"N - 99° 3'24.31"O
7	2 cerdos con cal	1.2 x 3.5 x 1.3	19°12'27.51"N - 99° 3'24.65"O

Con el propósito de caracterizar las variaciones químicas, físicas y geológicas que se generen debido a los diferentes contenidos antrópicos depositados en las fosas, se buscó generar diferentes entornos en los entierros, intentando cubrir las condiciones más comunes en las cuales se han detectado las fosas en México. Cada fosa tenía diferente contenido y cantidad de cuerpos; además, cada una de ellas variaba en sus dimensiones y profundidad (con un rango de entre los 0.8 m y 1.4 m), por lo que todas superan los 0.5 m reportados en trabajos similares en Reino Unido (Hunter & Cox, 2005). Es muy importante mencionar que todas las fosas se rellenaron con el mismo material excavado.

Geológicamente, la alcaldía de Milpa Alta se encuentra dentro de la Formación Chichinautzin, la cual está conformada por un conjunto de conos monogenéticos y productos volcánicos asociados a una formación reciente, es decir, del Cuaternario (Rodríguez & López, 2006).

El grupo Chichinautzin se define como flujos de lava, brechas y capas de ceniza. Debido a lo antes mencionado, gran parte de los casi 280 Km² del territorio de Milpa Alta está conformado principalmente por rocas de origen volcánico, divididas en cinco unidades geológicas: a) ígnea extrusiva básica - Cuaternario, b) volcanoclástico - Neógeno, c) ígnea extrusiva básica - Neógeno, d) ígnea extrusiva ácida - Cuaternario y e) aluvión -Cuaternario (depósitos recientes) (Mora-Chaparro, 2011). El pueblo de San Bartolomé Xicomulco se localiza sobre flujos andesíticos (Guilbaud *et al*, 2015).

En el norte de la delegación se presentan suelos clase Feozem Háplico y Litosol. El suelo está formado básicamente por depósitos de lavas escoráceas, aglomerados y piroclásticos gruesos y finos que presentan alta permeabilidad (Órgano de Difusión del Gobierno de la Ciudad de México, 2016).



Figura 9. Croquis de ubicación de las fosas simuladas.



FOSA 1
control



FOSA 2
control



FOSA 3
2 cerdos



FOSA 4
control



FOSA 5
1 cerdo con ropa



FOSA 6
cerdo con cal



FOSA 7
2 cerdos

Figura 10. Contenido de cada una de las fosas.

4.1.2 Muestro y adquisición de los datos

Se realizaron 4 etapas de prospección (tabla 2) combinando las 4 técnicas geofísicas descritas anteriormente (figura 11), con el propósito de caracterizar el subsuelo del campo de pruebas para obtener datos en diferentes temporadas del año.

El día 27 de junio de 2017, previo a la realización de las fosas experimentales, se realizó una primera campaña de medición con las 4 técnicas de prospección, con el objetivo de tener un modelo geofísico del subsuelo del campo de pruebas sin las perturbaciones generadas por las fosas. Posteriormente, ya con las fosas excavadas se realizaron 3 series de mediciones, lo que generó una matriz de datos con la que se construyó una curva de mediciones en relación con el tiempo.

Dichas campañas de prospección se realizaron durante el periodo de tiempo de 15 meses, en cada una de estas campañas se caracterizó el subsuelo del campo de pruebas con la combinación de los 4 métodos que se describen a continuación y se ilustran en la figura 11.

La excavación e inhumación de los cerdos se realizó el jueves 14 de septiembre de 2017. Se buscó que las campañas de trabajo posteriores correspondieran a diferentes estaciones del año, para así recabar datos con diferente respuesta debido a la temporalidad y poder comparar cada una de ellas, observando así sus posibles cambios. Cada una de estas campañas de trabajo se nombraron como: Campaña 0, Campaña 1, Campaña 2 y Campaña 3.

Tabla 2. Calendario de trabajo.

CAMPAÑA	MAGNETOMETRÍA	TREC	GPR	CMD
0	22 de junio de 2017	22 de junio de 2017	22 de junio de 2017	22 de junio de 2017
	14 de septiembre de 2017, excavación e inhumación			
1	9 de octubre de 2017	9 de octubre de 2017	27 de septiembre de 2017	27 de septiembre de 2017
2	18 de abril 2018	22 de febrero de 2018	22 de febrero de 2018	22 de febrero de 2018
3	6 de diciembre de 2018	27 septiembre de 2018	27 de septiembre de 2018	2 de agosto de 2018

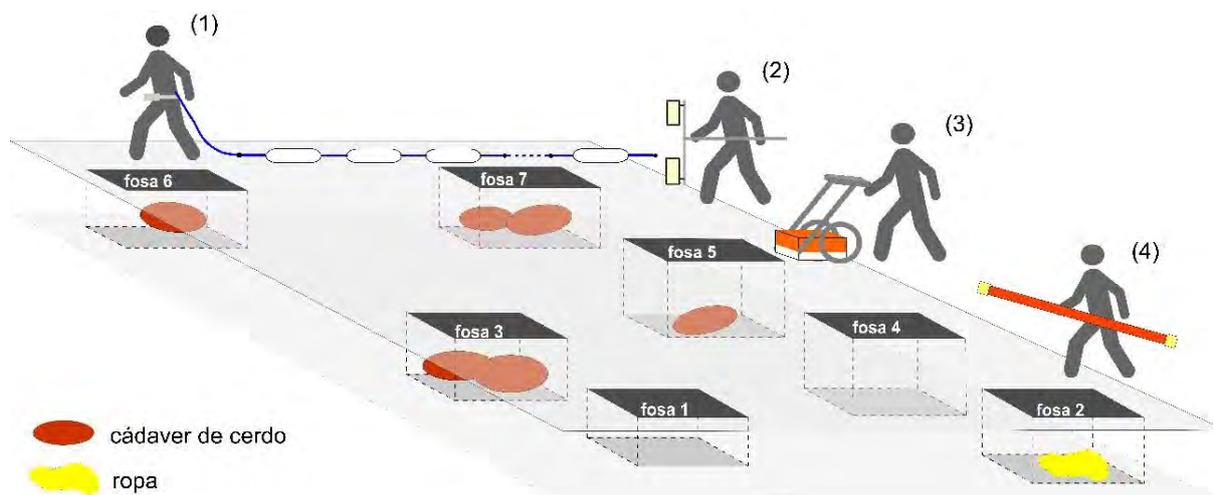


Figura 11. Técnicas de prospección geofísica somera empleadas: 1) Resistivímetro OhmMapper modo Tx-Rx3, modelo G-858 de Geometrics Inc. 2) Magnetómetro de Cesio modo gradiente vertical, modelo G-858 de Geometrics Inc., 3) Radar de penetración terrestre con antena 400 MHz, SIR 3000 de GSSI, 4) FDEM Conductivímetro de inducción electromagnética CMD-2 de Gf-Instruments.

- **Perfiles de tomografía de resistividad eléctrica capacitiva (TREC)**

La *TREC* miden la variación de la resistividad (ρ) eléctrica en función de la profundidad y la distancia. Los perfiles se realizaron empleando el resistivímetro capacitivo OhmMapper modelo G-858 de la marca Geometrics, cuya única configuración electródica es la dipolo-dipolo (Geometrics, 1999). Durante las campañas de trabajo se usaron los mismos parámetros de configuración del resistivímetro, muestreo en modo discreto a un intervalo de 0.5 m y con 1 s de medición, 3 dipolos receptores y longitud de 0.5 m entre el dipolo transmisor y el primer receptor. Además, cada perfil bidimensional de *TREC* se midió siempre sobre el mismo lugar, de tal manera que los perfiles 2, 4, 6 y 8 en dirección este-oeste se realizaron sobre las fosas y los perfiles restantes 1, 3, 5, 7 y 9 sobre los espacios vacíos entre ellas. También se realizaron sondeos en dirección sur-norte, donde los sondeos 2 y 4 se realizaron sobre las fosas como se ilustra en la figura 12.



Figura 12. Dirección de los sondeos de TREC.

- **Radar de penetración terrestre (GPR)**

Para los sondeos realizados de GPR se utilizó el equipo SIR 3000 de la marca Geophysical Survey System con una antena blindada de 400 MHz en modo monoestático para permitir que la energía electromagnética penetre en su totalidad, con una ventana de tiempo de observación de 50 ns

Como ya se mencionó, el GPR transmite ondas de radiofrecuencia a través del subsuelo. Cuando éstas llegan a una interfase de dos materiales con propiedades electromagnéticas diferentes, como la constante dieléctrica (ϵ) y permeabilidad magnética (μ), parte de estas ondas electromagnéticas se reflejan, refractan y otras se difractan. Esta sucesión de eventos se repite en intervalos de tiempo formando el radargrama (Ponce, *et al.* 2004).

Los sondeos de GPR se realizaron en 4 perfiles con dirección este – oeste, que se midieron sobre las secciones con fosas. En la dirección sur - norte se realizaron 5 perfiles, donde el perfil 1 pasa sobre la fosa 6, el perfil 2 pasa sobre las fosas 1, 3 y 6; y el perfil 4 pasan sobre las fosas, 2, 4, 5 y 7 (figura 13).



Figura 13. Dirección de los sondeos de GPR.

- **Sondeos de prospección magnetométrica**

Se realizaron en un mallado de líneas paralelas con dirección sur - norte a un metro de separación entre ellas (figura 14). Los sondeos consistieron en medir el componente vertical del campo magnético dentro del área de estudio y separar las perturbaciones que producen estructuras o cuerpos sobre el campo preexistente y, con esto, poder conocer el campo magnético debido exclusivamente a la susceptibilidad magnética (χ) que las estructuras subsuperficiales o cuerpos antrópicos enterrados generan (Bossuet *et al.*, 2001). Para el levantamiento de los datos magnéticos se utilizó un magnetómetro MagMapper modelo G-858 de la marca Geometrics en su modalidad de gradiente magnético vertical (GMV), con sensores de Cesio y una separación entre sensores de 1 m. El objetivo era medir la diferencia del

valor absoluto magnético total entre dos posiciones sobre la superficie del terreno, además de reducir las variaciones temporales del campo magnético, las señales de alta frecuencia, y el ruido antropogénico producto por los materiales ferromagnéticos, objetos metálicos y campos eléctricos.

- **Sondeos de conductividad electromagnética, FDEM**

Las mediciones se basan en la cuantificación de un campo magnético inducido (orientado). El campo magnético medido está conformado por una parte imaginaria, proporcional a la conductividad del subsuelo, y una parte real determinada por las propiedades magnéticas mostradas en el campo primario (Sansón-Vera, 2013). Se dispuso de un conductímetro de inducción electromagnética CMD de la compañía Gf Instruments, Geophysical Equipment and Services, con el objetivo de obtener mediciones puntuales de conductividad (σ) aparente del subsuelo y conocer la distribución espacial de dicha propiedad del campo de pruebas a través de una visualización en planta. Se trabajó en líneas paralelas con dirección norte-sur a un metro de separación entre ellas (figura 14), con la configuración de bobinas verticales coplanares (VCP) a una distancia de separación entre transmisor y receptor de 1.89 m (CMD-2), con una frecuencia de muestreo de 0.5 s y adquisición en forma continua. El equipo se usó a una altura promedio de 1.2 m por encima del nivel del terreno.

4.1.3 Análisis y procesamiento de los datos

- **Tomografía de resistividad eléctrica capacitiva TREC 2D**

El primer *software* que se empleó para analizar los datos de la TREC fue el MAGMAP v 5.04 de la empresa GEOMETRICS (figura 21), el cual permite:

- visualizar los archivos .BIN de datos de resistividad medidos,
- ajustar la cantidad y la longitud de los dipolos empleados,
- ajustar el tamaño de muestreo con el que se realizó el sondeo TREC,
- genera imágenes de resistividad aparente o pseudo perfiles de resistividad y
- permite exportar el archivo .BIN a un archivo .DAT.

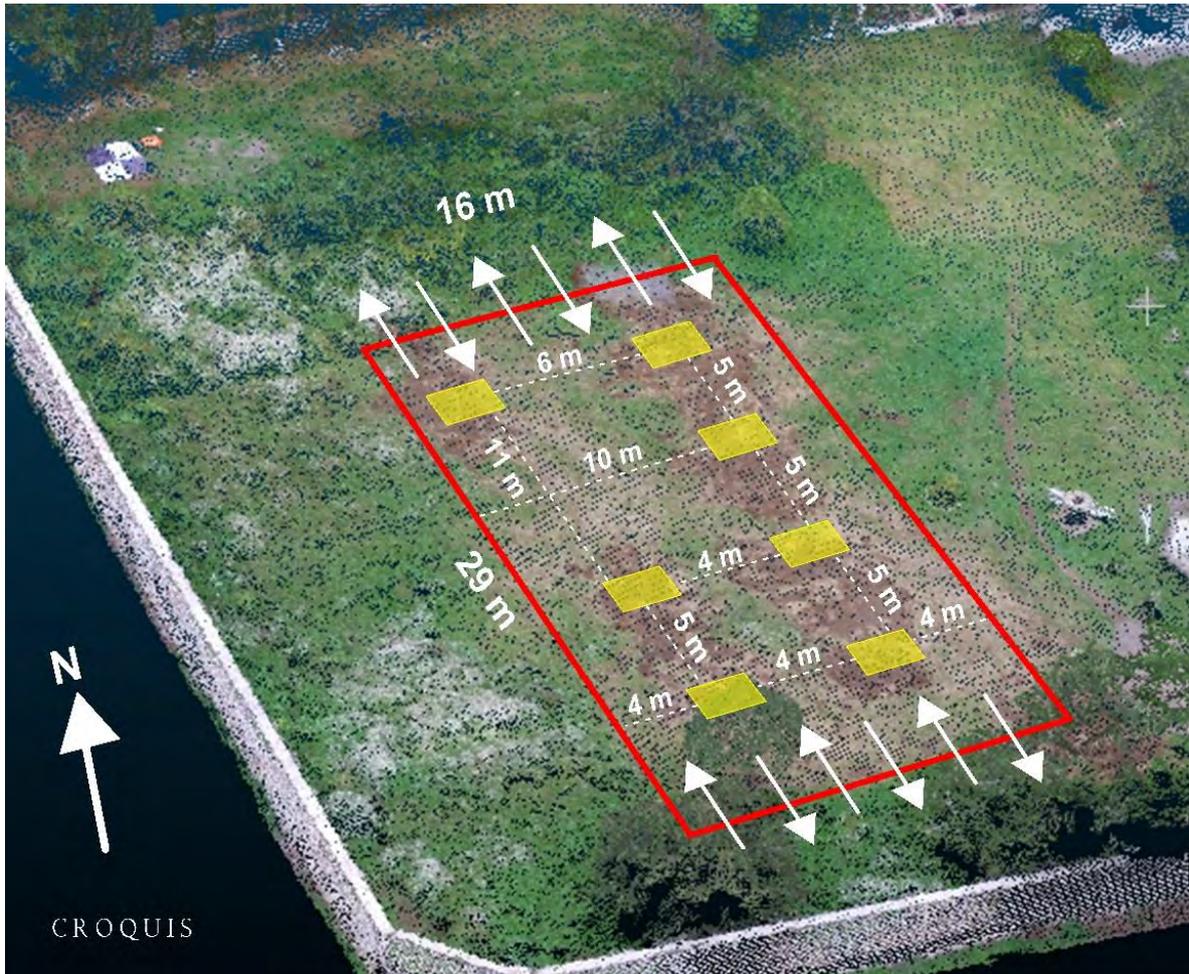


Figura 14. Dirección de los sondeos de magnetometría y FDEM.

Los datos de la *TREC* se analizaron y trabajaron con el formato .DAT, que contienen la información de la posición de las lecturas, su profundidad y su valor de resistividad aparente medido de cada uno de los puntos de medición (figura 15).

Para obtener una mayor resolución de los datos de *TREC*, la separación entre los sensores TX y RX1 se dispuso a 0.5 m ya que entre más corta sea esta distancia es mayor su resolución, pero la relación señal-ruido se ve afectada por ruido que es inducido por el mismo transmisor (Quiroz, 2016). Por otro lado, la geología del sitio (principalmente ígnea) arrojó valores de resistividad altos más los errores de medición, asociados a la rugosidad del terreno y al muestreo, además de la existencia de valores extremos o atípicos (outliers). Por esta razón, se aplicó un filtro de media móvil para suavizar los datos y tener una imagen más delimitada de las estructuras (Aguirre & Esteves, 2014), figura 16.

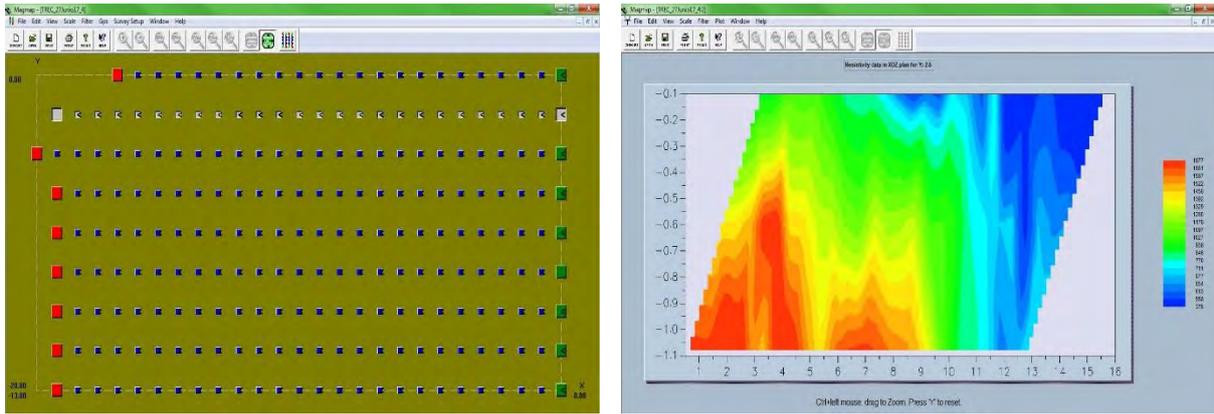


Figura 15. Visualización de secuencias TREC y de resistividad aparente con el software MAGMAP.

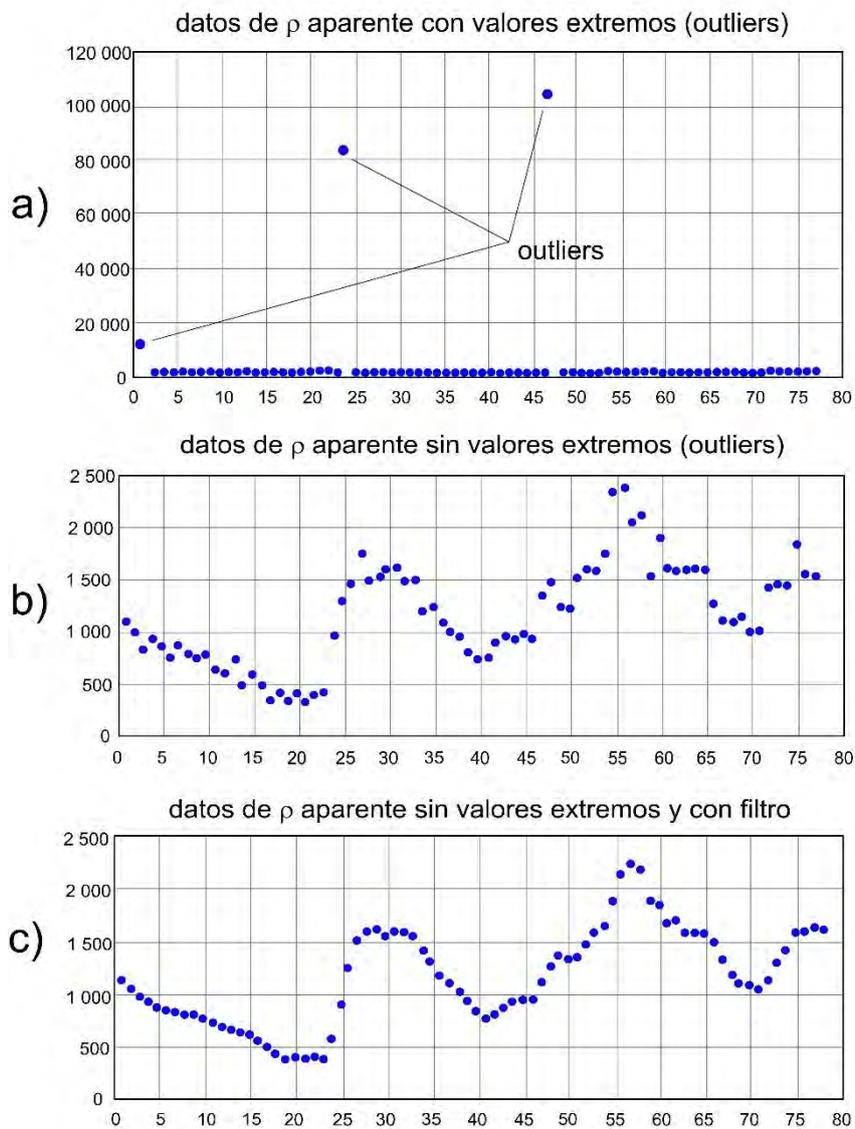


Figura 16. a) distribución de datos de resistividad aparentes con valores extremos o atípicos (outliers), b) distribución de datos de resistividad aparente sin outliers, c) distribución de datos sin outliers y con filtro de media móvil.

La finalidad de la inversión de los datos para una *TREC* es hallar un modelo de distribución de resistividades reales de una sección del subsuelo que se ajuste con las mediciones de resistividad obtenidas sobre el subsuelo (Loke & Baker, 1996b).

Para calcular una imagen de resistividad real de datos mediante el método de *TREC*, hay que llevar a cabo un procedimiento de inversión que produce un modelo que da un ajuste “óptimo” para los datos y satisface cualquier restricción prescrita en el modelo. Desafortunadamente, un ajuste óptimo puede ser interpretado como “subjetivo” (Constantino-Rodríguez, 2011).

Para obtener el modelo de distribución de resistividades invertido, se necesita definir una función objetivo que reproduzca las mediciones hechas en campo para un cierto nivel de incertidumbre de los datos (% de error). Así, el procedimiento numérico requiere tres elementos:

- un modelo directo que calcula la resistencia para secciones 2D o 3D,
- una función objetivo que indica los criterios del modelo de ajuste que será adoptada,
- y un algoritmo de búsqueda que determina la forma en la cual el modelo óptimo de resistividad es encontrado.

La inversión 2D esta basada en el criterio de mínimos cuadrados que divide la superficie del subsuelo en un número de bloques rectangulares. La resistividad de estos bloques se ajusta de una manera iterativa para minimizar la diferencia entre los valores medidos y los calculados de la resistividad (Loke & Baker, 1996b).

Dahlin *et al.* (2002) mencionan que el método de mínimos cuadrados se utiliza para determinar la resistividad de los bloques en el modelo de inversión para los datos adquiridos en campo. Este método se basa en la siguiente ecuación:

$$(J_i^T J_i + \lambda_i C) \Delta r_i = J_i^T g_i - \lambda_i C^T C r_{i-1}$$

donde i es el número de iteración, J_i es la matriz Jacobiana de las derivadas parciales, g_i es el vector que contiene la diferencia entre los algoritmos de los valores medidos y calculados de la resistividad aparente, λ_i es el factor de amortiguamiento, Δr_i es el vector que contiene los cambios en los valores del modelo de resistividad para cada iteración, y r_{i-1} son los valores del modelo de resistividad previos en cada iteración.

El filtro de rugosidad C es usado para el ajuste suavizado del modelo de resistividad resultante con el fin de impedir soluciones inestables y extremas. El factor de amortiguamiento determina la importancia relativa dada para reducir el desajuste de datos y la suavidad del modelo (Ellis & Oldenburg, 1994). El método de diferencia finita (Dey & Morrison, 1979) se utilizó para calcular los valores de resistividad aparente, así como los elementos de la matriz Jacobiana (McGillivray & Oldenburg, 1990) para el modelo de inversión.

La inversión de los datos *TREC* se realizó con el software RES2DINV de Geotomo (figura 17), donde también se hizo un pos-filtrado eliminando spikes o puntos malos. Lo anterior se realiza con el fin de suavizar las líneas y evitar que estos picos enmascaren los valores más bajos o altos, según sea el caso. El método de inversión robusto se utilizó ya que es el que mejor funciona para datos ruidosos (Urbietá-Gómez, 2001).

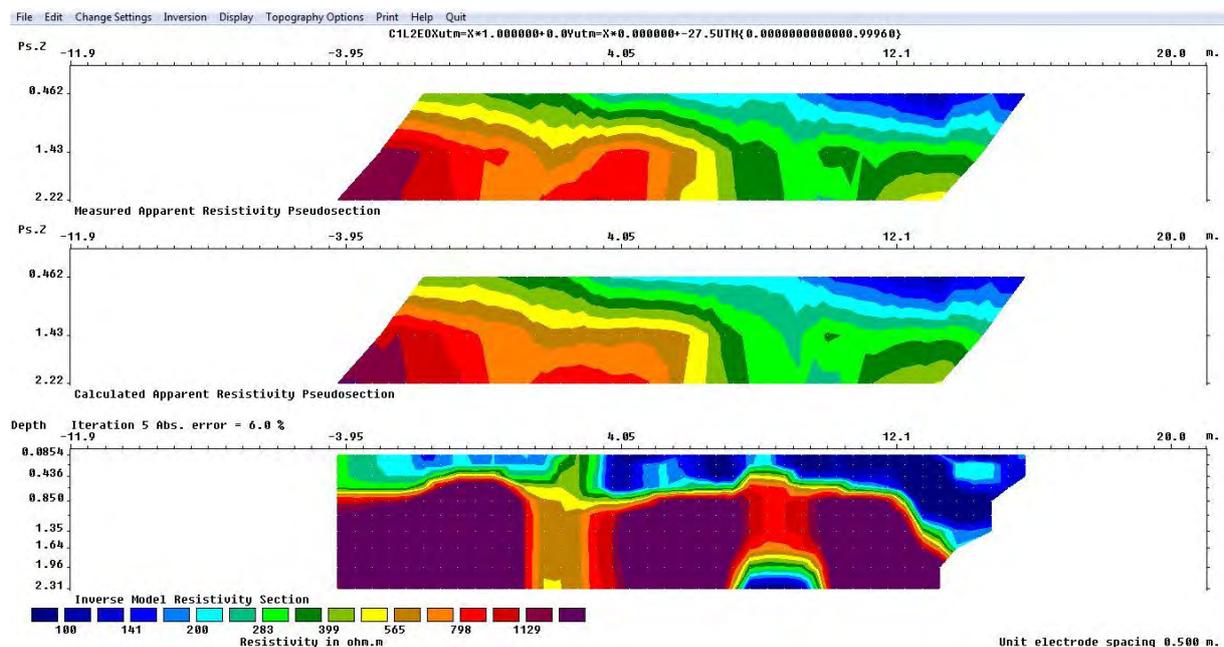


Figura 17. Proceso de inversión para datos de la Campaña 1, línea 2 dirección Este-Oeste, realizado con el software RES2Dinv de Geotomo. El modelo de resistividad real se obtuvo con 5 iteraciones y con un error del 6.0 %.

- **Radar de penetración terrestre**

El *software* empleado para procesar los datos de GPR fue el MatGPR R3.1 de distribución libre, el cual tiene las herramientas necesarias para trabajar y analizar la información de los sondeos realizados con el GPR.

Como ya se mencionó anteriormente, la presencia de material heterogéneo en el subsuelo va a generar ruido en las señales emitida y recibida por la antena del GPR, lo que deriva en una distorsión de dicha señal. Por consiguiente, la información obtenida tendrá aberraciones que deben ser corregidas, eliminadas o minimizadas.

La primera corrección que se aplicó a los sondeos o *radargramas* de GPR fue de corrección estática, ya que idealmente todas las trazas deben comenzar su registro en el mismo instante de la emisión del pulso electromagnético, aunque en la realidad las trazas no siempre tienen un comienzo uniforme. El propósito de esta corrección es ubicar a todas las trazas en el mismo origen de tiempo.

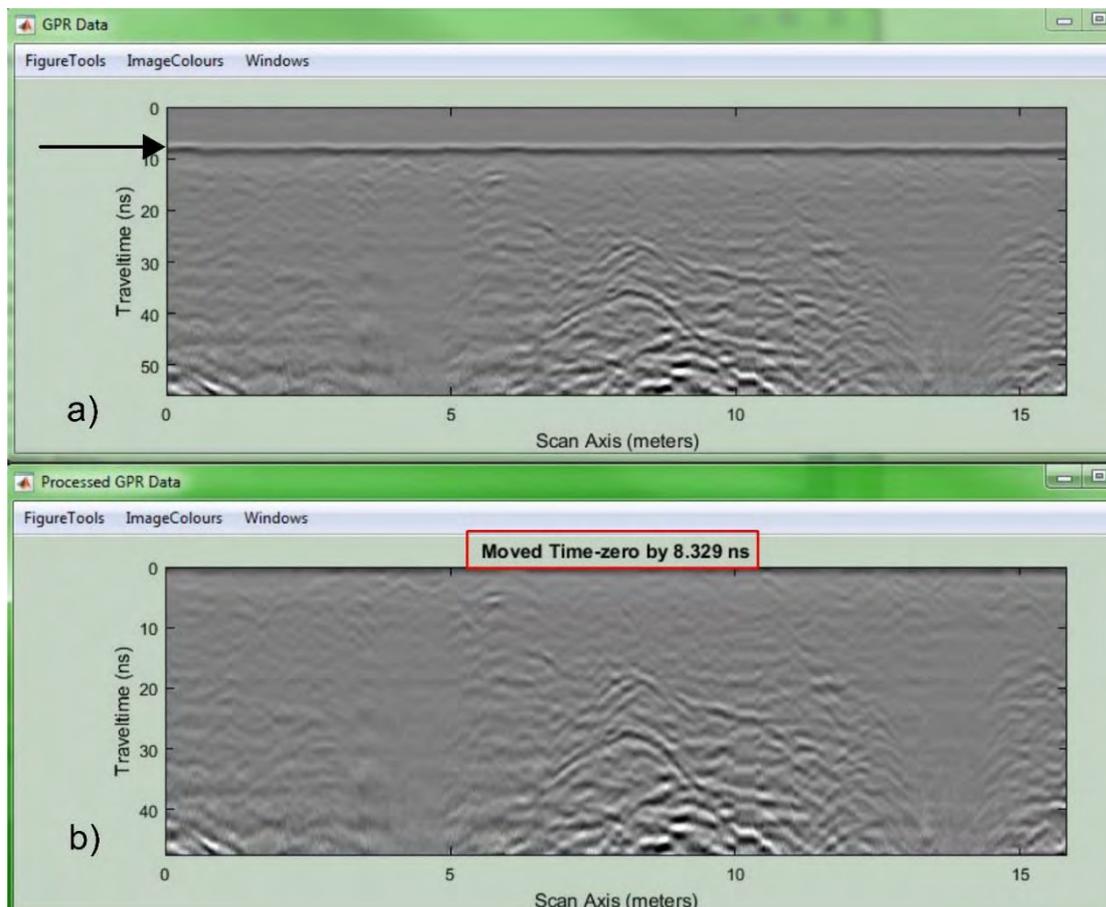


Figura 18. Corrección Estática: a) radargrama sin corrección estática, b) radargrama con un corte de 8.329 ns de corrección estática.

En la figura 18 (a) se observa las perturbaciones de las trazas, las cuales son originadas por diferentes causas como son las variaciones bruscas de topografía que afectan el acoplamiento de la antena con el suelo y retardos esporádicos en el disparo del pulso, por mencionar algunas.

Otra corrección que se aplicó a estos sondeos es la eliminación DC. Habitualmente los datos de GPR presentan una componente continua, conocida como desplazamiento DC. La saturación que produce la gran amplitud de ondas directas recibidas genera una ondulación a lo largo de cada traza, que decae lentamente. Esto aporta al espectro de la traza una componente de baja frecuencia adicional a la continua, misma que se debe eliminar (figura 19).

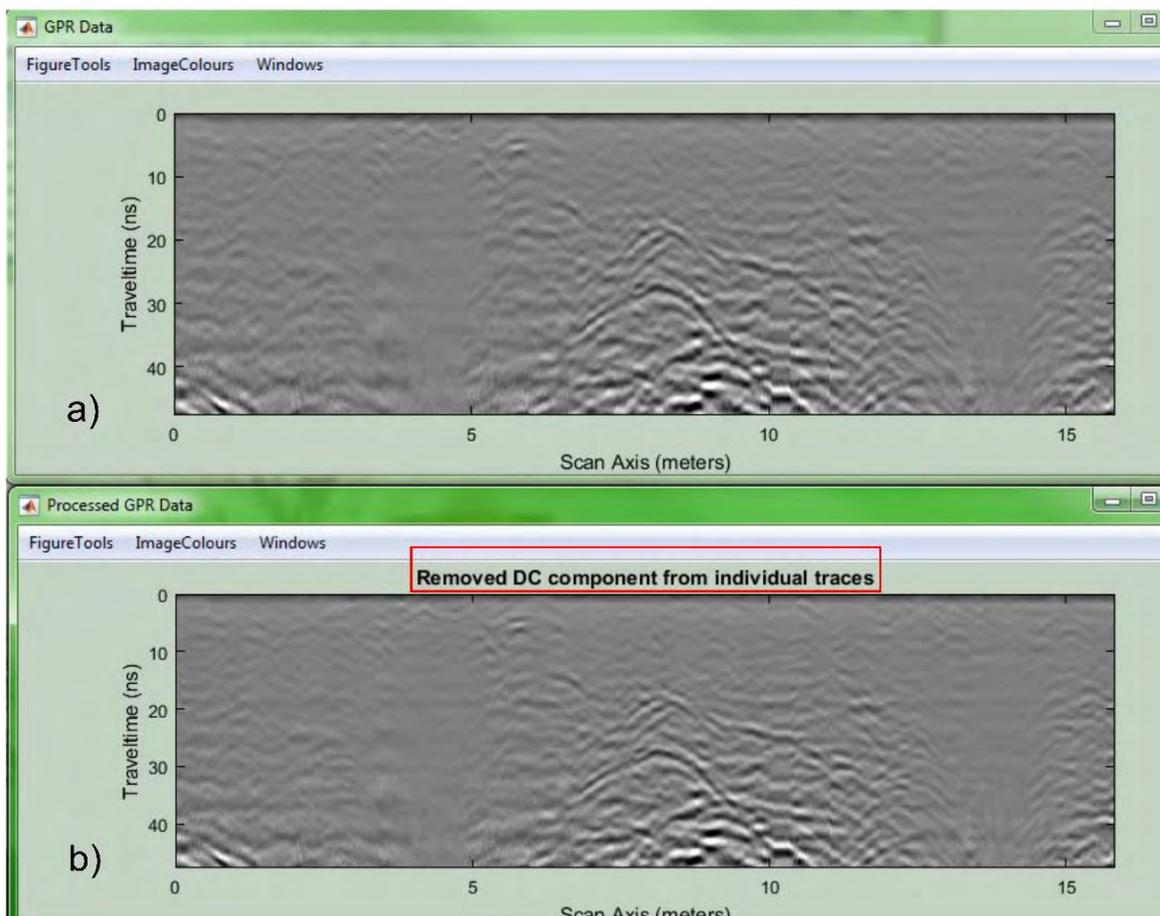


Figura 19. Corrección por DC, a) radargrama sin eliminación DC, b) radargrama con eliminación DC.

Una vez que se aplicaron estas correcciones, se procedió al filtrado con el propósito de eliminar del radargrama todo ruido posible, buscando conservar el margen de frecuencias donde la señal domina y optimizando la relación señal-ruido.

El software MatGPR cuenta con diferentes filtros en frecuencia: pasa bajas, pasa bandas, pasa altas, rechaza banda y NOTCH; estos sirven para extraer o eliminar ciertas frecuencias no deseadas, dejando solamente frecuencias de señales con sentido geológico.

El filtro que se empleó fue el pasa bandas; este elimina los extremos superior e inferior del espectro, dejando sólo la banda central de la onda del pulso electromagnético que contiene la mayor cantidad de información, como se ilustra en las figuras 20.

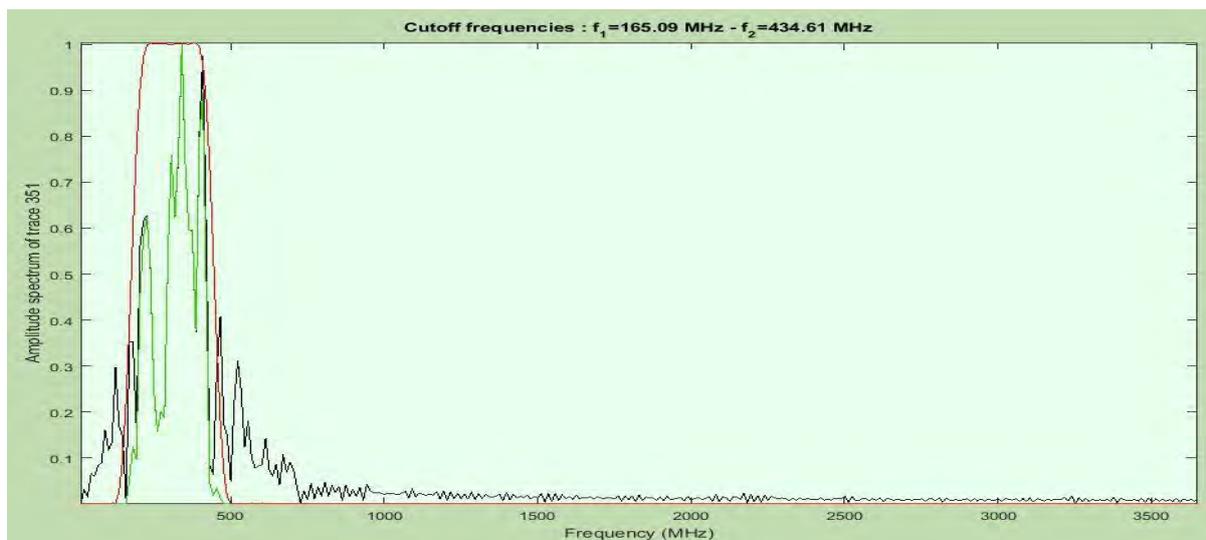


Figura 20. Filtro pasa bandas.

Este software tiene la herramienta Fit Diffraction Hyperbola con la cual se puede conocer la profundidad de los materiales u objetos reflectores. Esta transformación de tiempo en ns a profundidad en m se logra ajustando una hipérbola a un difractor puntual u objeto de sección transversal circular. Los parámetros que se involucran en el proceso de ajuste de la hipérbola son la velocidad del semiespacio, el radio del objetivo y su ubicación (figura 21). La forma de la hipérbola depende de la profundidad (o el tiempo) y de la velocidad de propagación de la onda en el medio; con estos parámetros es posible calcular la profundidad real alcanzada (Lapazaran Izargain, 2004).

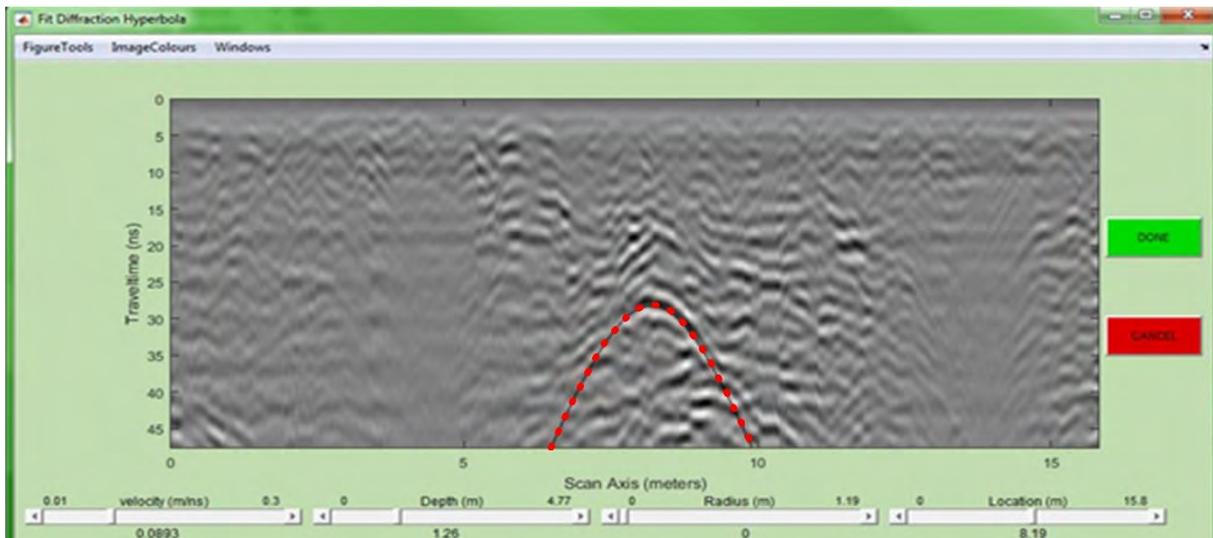


Figura 21. Ajuste por hipérbola de difracción.

Una vez que las señales del radargrama se filtraron, se procedió a realizar otro paso de procesamiento; se aplicó una función de ganancia empírica con la función Inverse Amplitude Decay que compensa exactamente la atenuación media o mediana observada en los radargramas del GPR (figura 28). El procedimiento es el siguiente:

- Calcula la señal analítica para todas las trazas en la sección GPR, de ahí su amplitud instantánea.
- Calcula una función de atenuación de amplitud media y mediana; es decir, la amplitud instantánea media y mediana de todas las trazas en la sección, respectivamente.
- Calcula modelos empíricos de atenuación, los que se ajustan aumentando o disminuyendo el grado de la función para obtener una curva de ganancia óptima.
- La función de ganancia es el inverso normalizado del modelo de disminución de amplitud y produce una serie de ruido blanco prácticamente real, al tiempo que conserva las amplitudes de señal relativas; es decir, la función inversa se aplica a

cada traza, manteniendo la variación de amplitud lateral y mejorando las amplitudes en una traza.

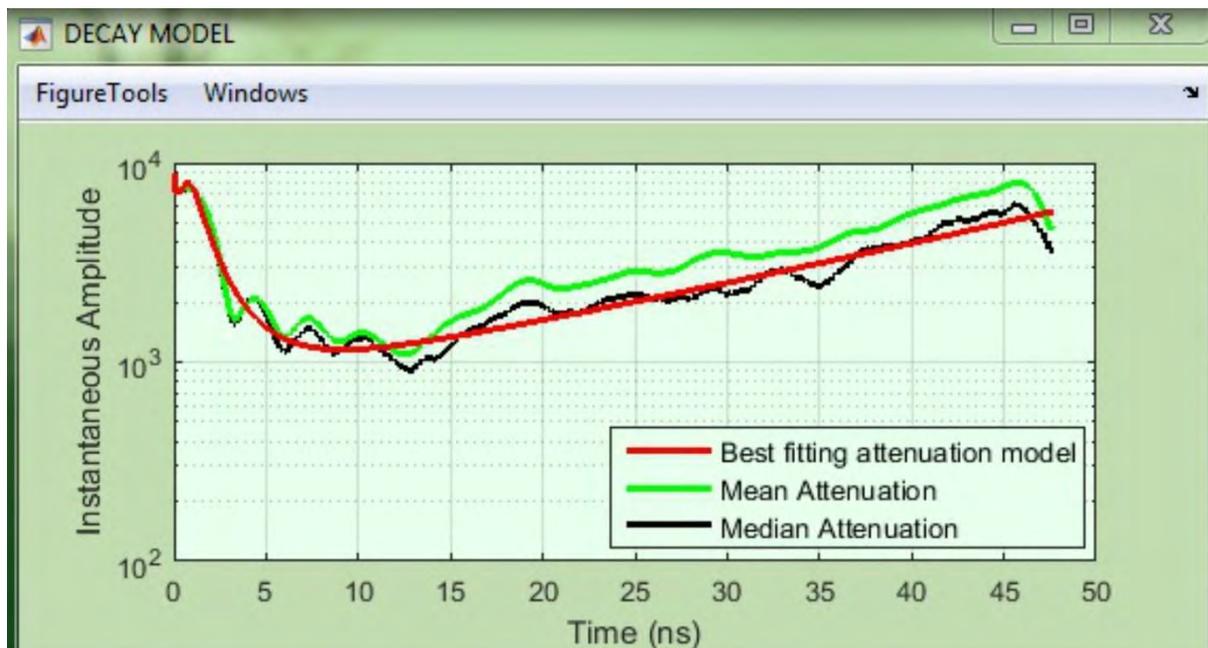


Figura 22. Ganancia, con método de Inverse Amplitude Decay.

Este proceso se realizó a cada uno de los radargramas hechos en las 4 etapas.

- **Método FDEM**

Como ya se mencionó anteriormente, equipo utilizado fue el CMD-2 con una configuración de muestreo cada 0.5 s y arreglo de bobinas VCP. Este equipo es muy sensible a la contaminación de su señal por perturbaciones o fuentes de ruido. Por esta razón, el primer paso para analizar estos datos fue seleccionar y eliminar los valores de conductividad negativas que pueden ser generados por objetos metálicos muy pequeños que se encuentran en la superficie o muy cercana a ella. Otro tipo de valores que se eliminaron fueron los picos, valores extremadamente altos o bajos (outliers) que salen de rango y que son generados por cambios de velocidad cuando el operador camina o por balancear el equipo al medir.

Posterior a la eliminación de los valores extremos, se aplicó un filtrado de tipo media móvil que remueve el ruido y conserva la señal, lo que nos ayuda a suavizar los datos (Aguirre & Esteves, 2014), figura 23.

Una vez filtrados, los datos se interpolaron con el método geoestadístico de Kriging, el cual está basado en modelos estadísticos que incluyen la autocorrelación,

es decir, las relaciones estadísticas entre los puntos medidos. Gracias a esto, no solo se tiene la capacidad de producir una superficie de predicción, sino que también proporcionan alguna medida de certeza o precisión de las predicciones.

Este método presupone que la distancia o la dirección entre los puntos de muestra reflejan una correlación espacial que puede utilizarse para explicar la variación en la superficie. El método Kriging ajusta una función matemática a una cantidad especificada de puntos o a todos los puntos dentro de un radio específico para determinar el valor de salida para cada ubicación.

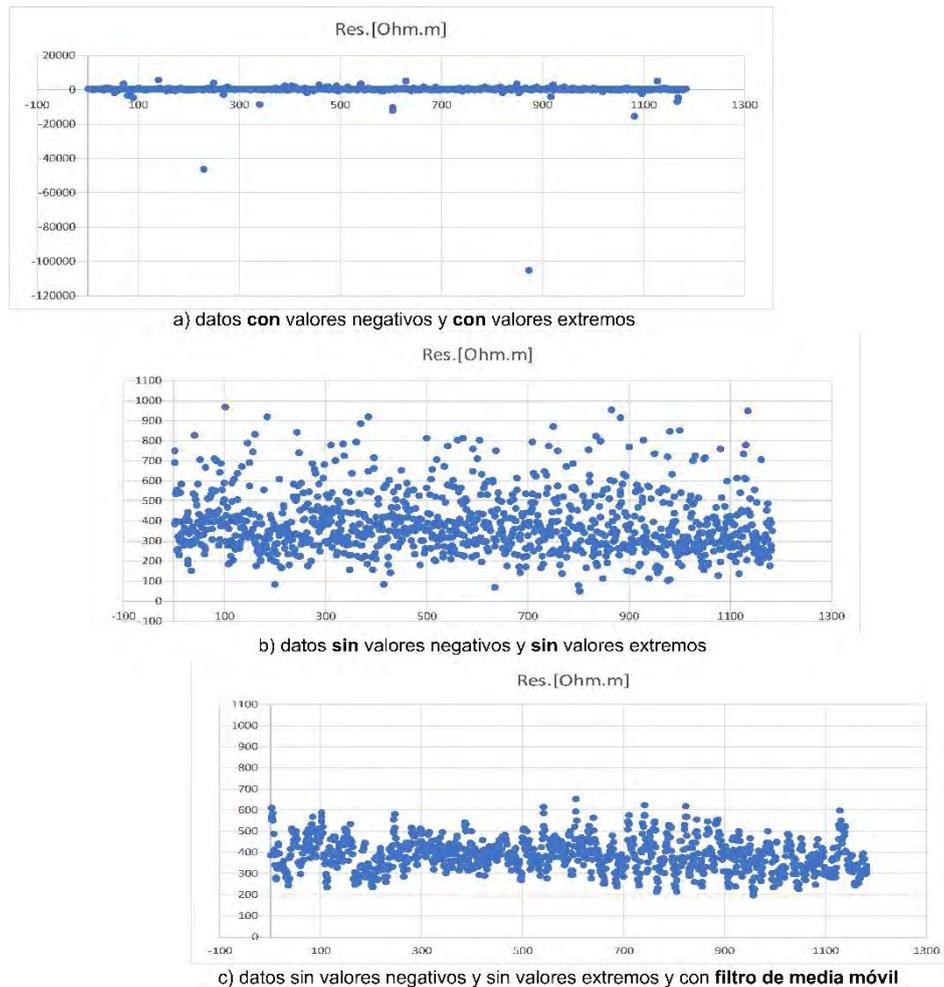


Figura 23. Filtrado de datos de CMD-2

- **Magnetometría**

Como se ha mencionado anteriormente, los datos obtenidos durante la exploración magnética son el resultado de la suma de diferentes fuentes, entre las que destacan:

- campo magnético terrestre,
- campo magnético externo (efectos en la ionosfera),
- efecto de cuerpos profundos,
- efecto de cuerpos someros,
- ruido,
- efecto de la estructura o cuerpo de interés (objetivo)

Los datos obtenidos mediante esta técnica deben ser corregidos y/o reducidos para ir quitando estas fuentes o efectos que acompañan la señal magnética del cuerpo de interés.

La primera corrección que se aplicó a los datos fue por variación diurna, que es la expresión de la contribución cortical del campo geomagnético. Para hacer esta corrección se debe tener una estación base que este midiendo los valores del campo geomagnético durante un tiempo mayor al levantamiento, es decir, antes de comenzar a realizar los perfiles. Para este proyecto, por su cercanía, se utilizaron como base los datos del observatorio magnético de Teoloyucan (OMT). Con estos datos se hizo un modelo matemático de la forma:

$$F = (m * t) + b$$

Se efectuó una regresión lineal con el método de mínimos cuadrados, posteriormente, a los resultados del modelo matemático (figura 24) se sumaron algebraicamente los datos de la base (OMT), para cada tiempo de lectura del levantamiento magnético; este valor se expresa como:

$$\delta F = base - modelo matemático$$

Otra corrección que se aplicó a los datos fue por latitud, que es la corrección geomagnética que remueve el efecto del campo geomagnético de referencia. El método más riguroso es con el uso del Campo Geomagnético de Referencia Internacional (*IGRF*, por sus siglas en inglés), que expresa el campo geomagnético no perturbado en términos de 120 coeficientes armónicos esféricos de orden $N = 10$ e incluye términos temporales para corregir la variación secular (Simón-Velázquez, 2019). El *IGRF* predice los valores del campo, extrapolando ascendentemente los esféricos armónicos derivados de los datos de un observatorio.

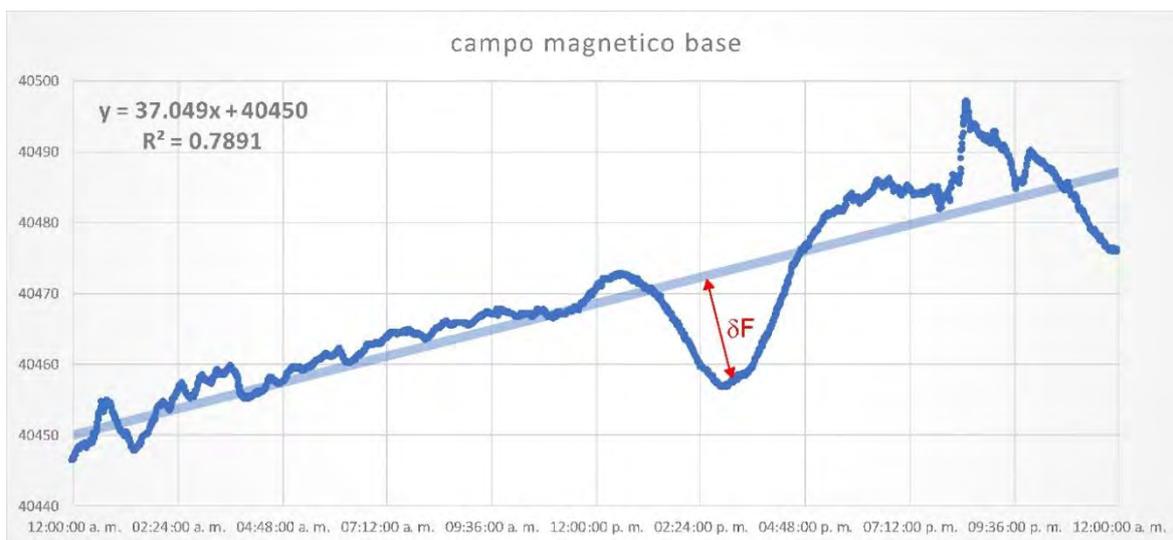


Figura 24. Datos de campo magnético de la base y su regresión lineal.

Este valor de *IGRF* se obtuvo de la página de la National Oceanic and Atmospheric Administration, (NOAA) dentro de la sección Magnetic Field Calculators (figura 25).

The screenshot shows the NOAA Magnetic Field Calculator interface. The input fields are: Latitude: 19.2076 (S/N), Longitude: 99.0568 (W/E), Elevation: 2180 Meters (GPS/Sea level). The Model is set to IGRF (1590-2024). Start Date: Year 2018, Month 12, Day 15. End Date: Year 2018, Month 12, Day 15. Step size: 1.0. Result format: HTML (selected). A Calculate button is visible at the bottom.

Figura 25. Calculadora de campo magnético de la NOAA.

Por último, para obtener el mapa de anomalía magnética o campo total, se realizó una corrección más, dónde se hizo otra suma algebraica de modo que la anomalía de campo total se obtiene de la siguiente forma:

$$\Delta F = F_{obs} - F_{IGRF} - \delta F$$

donde F_{obs} es el valor de los datos observados, F_{IGRF} es el valor por obtenido por IGRF y δF es la corrección por variación diurna.

Posterior a esta etapa de correcciones, se empleó el software Oasis Montaj 8.3.3 de Geosoft, con el cual se aplicó la reducción al polo magnético (*RTP*, por sus siglas en inglés) a los datos de campo total. Este procedimiento matemático se utiliza para remover el efecto de distorsión de la variabilidad de la inclinación y declinación del vector de magnetización a los datos de la anomalía magnética. Es decir, convierte los datos de campo magnético a la forma en que los datos se verían si la magnetización fuera vertical. Así las anomalías magnéticas serán reubicadas sobre sus respectivos cuerpos causativos y los cuerpos simétricos producirán anomalías simétricas (Bevan, 2006; Escorza-Reyes, 2010).

La aplicación del filtro de *RTP* recalcula la anomalía de campo total que sería observado sobre un polo norte magnético, donde el campo de inducción y magnetización están orientados verticalmente hacia el centro de la Tierra. Las anomalías ubicadas en latitudes magnéticas bajas tienen un comportamiento dipolar y un desfase de sus fuentes causantes. El proceso de la reducción al polo transforma la anomalía a un monopolo que se encuentra sobre la fuente causante, reduciendo el nivel de complejidad al momento de interpretar este tipo de anomalía (Simón-Velázquez, 2019).

Como se mencionó anteriormente, la forma que se empleó durante la adquisición de los datos fue de gradiente magnético vertical (GMV), el cual mide la diferencia en la intensidad total del campo magnético entre dos sensores idénticos separados por un metro de distancia. El resultado de esta diferencia (resta) entre los sensores es el punto medio entre ellos que reduce los efectos de ruido de características de longitud de onda larga y se enfatizan las anomalías de fuentes poco profundas (Reynolds, 2011).

Por lo tanto, los datos que se emplearon en el software Oasis Montaj fueron los valores del sensor superior (TOP1), los valores del sensor inferior (bottom1), el valor de su GMV (VTR_GRAD_1) y el valor de las coordenadas (X, Y) de cada punto de lectura (figura 26).

X	Y	URT GRAD 1	TOP1	bottom1
494038.6000	2123805.900	207.903000000	94.148324320	302.051324300
494038.4755	2123805.361	188.665500000	81.388824320	270.054324300
494038.3510	2123804.822	150.738333300	63.797654320	214.535994300
494038.2265	2123804.284	72.675833330	30.932994320	103.608824300
494038.1020	2123803.745	-30.745166670	2.030324317	-28.714845680
494037.9776	2123803.206	-132.633333300	0.707654317	-131.925675700
494037.8531	2123802.667	-185.638333300	36.783994320	-148.854345700
494037.7286	2123802.129	-172.736333300	110.547324300	-62.189005680
494037.6041	2123801.590	-78.257333330	203.544994300	125.287654300
494037.4796	2123801.051	69.366666670	290.924994300	360.291654300
494037.3551	2123800.512	208.175166700	347.218654300	555.393824300

Figura 26. Matriz de datos empleado en el software Oasis Montaj.

Con los datos se realizaron 3 mapas de campo total, uno con los valores del sensor superior, otro con los datos del sensor inferior y un mapa más con el GMV. Esto se realizó para cada una de las 4 fechas de trabajo, figura 27 (a).

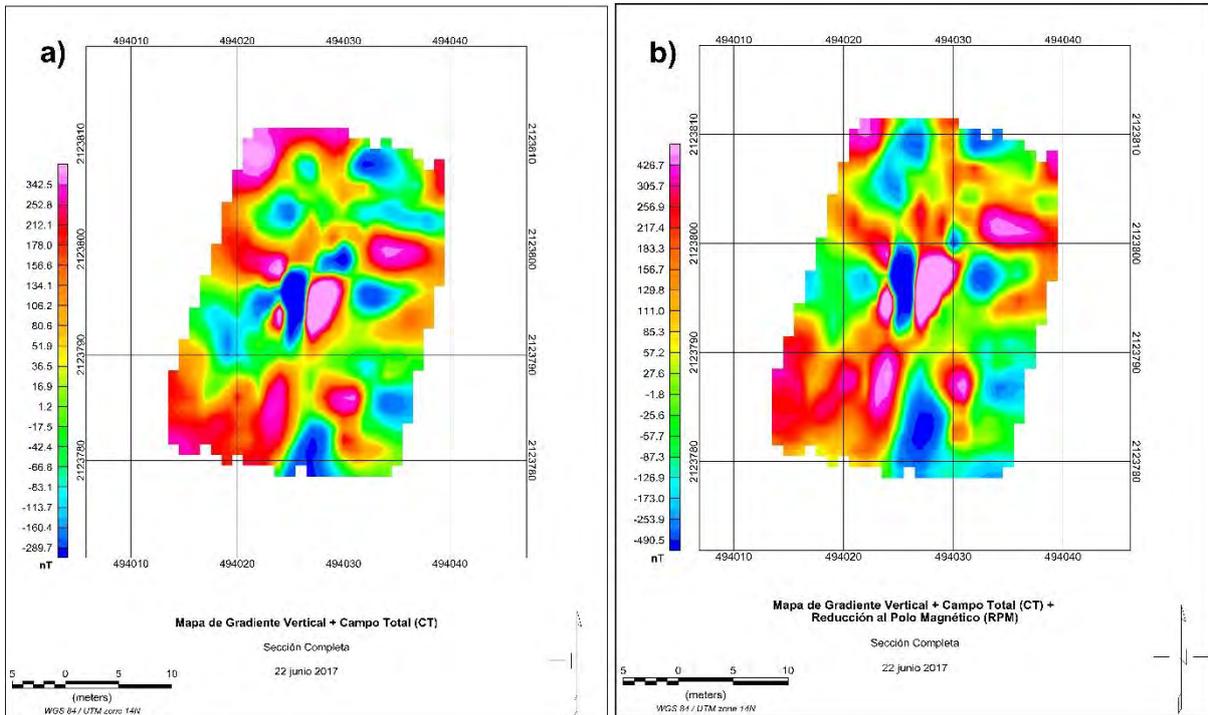


Figura 27. a) Mapa de gradiente magnético vertical, para valores de campo total. b) Mapa de gradiente magnético vertical y reducción al polo magnético para valores de campo total.

A los mapas de campo total que resultaron de ingresar los datos de la figura 27 (a) en el software Oasis Montaj, se procedió a aplicar la reducción al polo magnético (RTP), explicado anteriormente, figura 27 (b).

A los mapas que resultaron de la aplicar la RTP, se les hizo el proceso de continuación Analítica Ascendente de campos potenciales, que consiste en trasladar la información $g_0(x, y, z = 0)$ definida en el plano S_1 al plano S_2 localizado arriba del plano original S_1 . En el caso de que no existan fuentes entre las dos superficies, la nueva función potencial $g(x, y, z)$ satisface a la ecuación de Laplace $\nabla^2 g(x, y, z) = 0$ (Grant & West, 1965).

Este proceso de continuación ascendente elimina las anomalías más superficiales y ruidos, dando como resultado un mapa más suavizado que el original y puede usarse en la separación de anomalías. El resultado de esta transformación facilita la identificación de las anomalías y estructuras regionales, como principales cuerpos magnéticos, lineamientos regionales (figura 28).

La continuación ascendente se probó para varias alturas a 0.75 m, 1.25 m, 1.75 m, 2.25 m y 3 m, esto con el objetivo de encontrar un modelo magnético óptimo.

Otra corrección que se aplicó a los mapas fue el denominado Señal Analítica, figura 29 (a), que se define como una combinación del gradiente horizontal y vertical de la anomalía magnética. La señal analítica tiene la forma de las fuentes que producen los cuerpos, pero no de la dirección magnetizante (Blakely, 1996).

La señal analítica puede ser útil para localizar los bordes de los cuerpos con magnetización remanente y en áreas de latitud magnética bajas (Hilarío-Huerta, 2017).

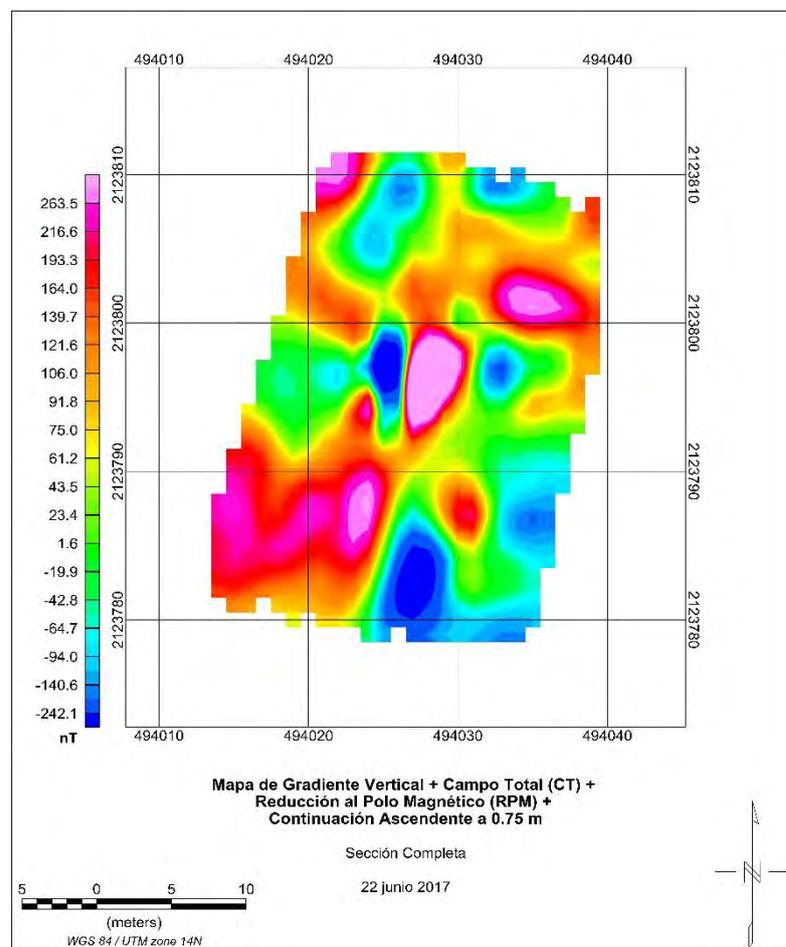


Figura 28. Mapa de gradiente magnético vertical y reducción al polo magnético con continuación ascendente a 0.75 m para valores de campo total.

La señal analítica de un perfil se define como:

$$sa = \sqrt{(dz * dz + dx * dx)}$$

donde dz es la derivada vertical y dx es la derivada horizontal.

La derivada vertical se calcula usando la *FFT* (Transformada Rápida de Fourier). La derivada horizontal se calcula mediante la aplicación de un filtro de convolución en el dominio del espacio. La señal analítica se evalúa a partir de estos dos conjuntos de datos.

También se calculó la anomalía residual, que se expresa como la suma de dos componentes: el campo regional (algunas ocasiones se refiere a este campo como “no deseado”) y el residual (conocido como el campo que produce el objetivo de interés). Este proceso busca diferenciar el efecto provocado por fuentes profundas y dimensiones extensas (regional), de fuentes someras y de dimensiones relativamente

pequeñas (residual). Este valor se obtiene al sustraer el regional de los datos observados (Simón-Velázquez, 2019), figura 29 (b).

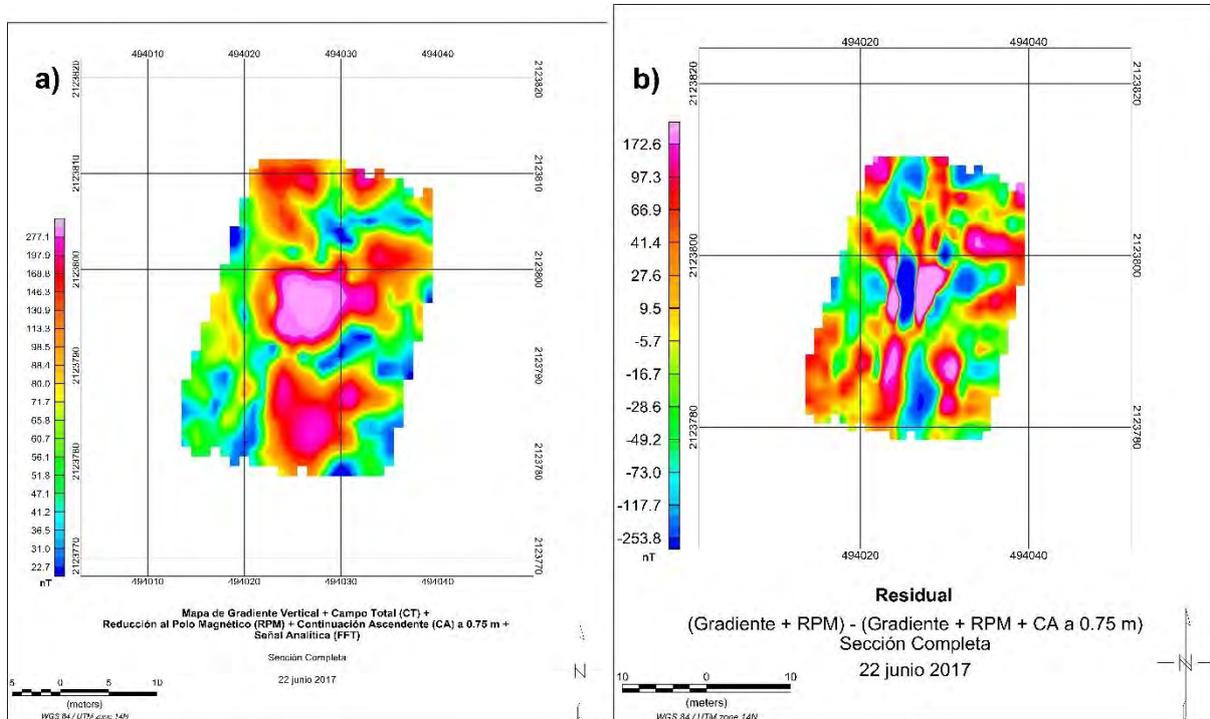


Figura 29. a) Mapa de gradiente magnético vertical y reducción al polo magnético con continuación ascendente a 0.75 m y seña analítica. b) mapa de anomalía residual.

En las tablas 3 y 4 se muestran el resumen de las correcciones, filtros y reducciones aplicados a los datos de prospección magnetométrica.

Tabla 3. A) y B) Resumen de correcciones, filtros y reducciones realizadas para las fechas 22 de junio de 2017, 9 de octubre de 2017 y 6 de diciembre de 2018.

A)

Mapa completo de GMV Campo Total	Mapa del sensor inferior, BOTTOM, Campo Total	mapa del sensor superior, TOP Campo Total	Mapa de GMV sección NORTE Campo Total	Mapa de GMV sección SUR Campo Total
Mapa GMV + RTP	Mapa BOTTOM+ RTP	Mapa TOP + RTP	Mapa GMV NORTE + RTP	Mapa GMV SUR + RTP
Mapa GMV + RTP + CA 0.75	Mapa BOTTOM + RTP + CA 0.75	Mapa TOP + RTP + CA 0.75	Mapa GMV NORTE + RTP + CA 0.75	Mapa GMV SUR + RTP + CA 0.75
Mapa GMV + RTP + CA 1.25	Mapa BOTTOM + RTP + CA 1.25	Mapa TOP + RTP + CA 1.25	Mapa GMV NORTE + RTP + CA 1.25	Mapa GMV SUR + RTP + CA 1.25
Mapa GMV + RTP + CA 1.75	Mapa BOTTOM + RTP + CA 1.75	Mapa TOP + RTP + CA 1.75	Mapa GMV NORTE + RTP + CA 1.75	Mapa GMV SUR + RTP + CA 1.75
Mapa GMV + RTP + CA 2.25	Mapa BOTTOM + RTP + CA 2.25	Mapa TOP + RTP + CA 2.25	Mapa GMV NORTE + RTP + CA 2.25	Mapa GMV SUR + RTP + CA 2.25
Mapa GMV + RTP + CA 3	Mapa BOTTOM + RTP + CA 3	Mapa TOP + RTP + CA 3	Mapa GMV NORTE + RTP + CA 3	Mapa GMV SUR + RTP + CA 3
Mapa completo de GMV Campo Total + SA	Mapa del sensor inferior, BOTTOM + Campo Total + SA	mapa del sensor superior, TOP Campo Total + SA	Mapa de GMV sección NORTE Campo Total + SA	Mapa de GMV sección SUR Campo Total + SA
Mapa GMV + RTP + SA	Mapa BOTTOM + RTP + SA	Mapa TOP + RTP + SA	Mapa GMV NORTE + RTP + SA	Mapa GMV SUR + RTP + SA
Mapa GMV + RTP + CA 0.75 + SA	Mapa BOTTOM + RTP + CA 0.75 + SA	Mapa TOP + RTP + CA 0.75 + SA	Mapa GMV NORTE + RTP + CA 0.75 + SA	Mapa GMV SUR + RTP + CA 0.75 + SA
Mapa GMV + RTP + CA 1.25 + SA	Mapa BOTTOM + RTP + CA 1.25 + SA	Mapa TOP + RTP + CA 1.25 + SA	Mapa GMV NORTE + RTP + CA 1.25 + SA	Mapa GMV SUR + RTP + CA 1.25 + SA
Mapa GMV + RTP + CA 1.75 + SA	Mapa BOTTOM + RTP + CA 1.75 + SA	Mapa TOP + RTP + CA 1.75 + SA	Mapa GMV NORTE + RTP + CA 1.75 + SA	Mapa GMV SUR + RTP + CA 1.75 + SA
Mapa GMV + RTP + CA 2.25 + SA	Mapa BOTTOM + RTP + CA 2.25 + SA	Mapa TOP + RTP + CA 2.25 + SA	Mapa GMV NORTE + RTP + CA 2.25 + SA	Mapa GMV SUR + RTP + CA 2.25 + SA
Mapa GMV + RTP + CA 3 + SA	Mapa BOTTOM + RTP + CA 3 + SA	Mapa TOP + RTP + CA 3 + SA	Mapa GMV NORTE + RTP + CA 3 + SA	Mapa GMV SUR + RTP + CA 3 + SA

B)

Mapa Completo Residual GMV – CA 0.75	Mapa Residual NORTE GMV – CA 0.75	Mapa Residual SUR GMV – CA 0.75
Mapa Completo Residual GMV + RTP – CA 0.75	Mapa Residual NORTE GMV + RTP – CA 0.75	Mapa Residual SUR GMV + RTP – CA 0.75

Para la fecha del 15 de abril de 2018, el trabajo de magnetometría no se realizó en la modalidad de gradiente, por lo que sólo se trabajó con un solo sensor de cesio del equipo *MagMapper* modelo *G-858*, y se resume en la Tabla 6.

Tabla 4. Resumen de correcciones, filtros y reducciones realizadas para la fecha 15 de abril de 2018.

Mapa completo - sensor superior Campo Total	Mapa Sección Norte – Campo Total	Mapa Sección Sur – Campo Total
Mapa completo CT + RPM	Mapa Sección Norte CT + RPM	Mapa Sección Sur CT + RPM
Mapa completo CT + RPM + CA a 1.75 m	Mapa Sección Norte CT + RPM + CA a 1.75 m	Mapa Sección Sur CT + RPM + CA a 1.75 m
Mapa completo CT + RPM + CA a 2.25 m	Mapa Sección Norte CT + RPM + CA a 2.25 m	Mapa Sección Sur CT + RPM + CA a 2.25 m
Mapa completo CT + RPM + CA a 3 m	Mapa Sección Norte CT + RPM + CA a 3 m	Mapa Sección Sur CT + RPM + CA a 3 m
Mapa completo - sensor superior CT + SA	Mapa Sección Norte – CT + SA	Mapa Sección Sur – CT + SA
Mapa completo CT + RPM + SA	Mapa Sección Norte CT + RPM + SA	Mapa Sección Sur CT + RPM + SA
Mapa completo CT + RPM + CA a 1.75 m + SA	Mapa Sección Norte CT + RPM + CA a 1.75 m +SA	Mapa Sección Sur CT + RPM + CA a 1.75 m +SA
Mapa completo CT + RPM + CA a 2.25 m + SA	Mapa Sección Norte CT + RPM + CA a 2.25 m + SA	Mapa Sección Sur CT + RPM + CA a 2.25 m + SA
Mapa completo CT + RPM + CA a 3 m + SA	Mapa Sección Norte CT + RPM + CA a 3 m + SA	Mapa Sección Sur CT + RPM + CA a 3 m + SA

Mapa completo Residual CT – CT + RPM + CA 1.75	Mapa Sección Norte Residual CT – CT + RPM + CA 1.75	Mapa Sección Sur Residual CT – CT + RPM + CA 1.75
Mapa completo Residual CT + RPM – CT + RPM + CA 1.75	Mapa Sección Norte CT + RPM – CT + RPM + CA 1.75	Mapa Sección Sur CT + RPM – CT + RPM + CA 1.75

4.1.4 Resultados

La nomenclatura empleada para llamar, ubicar e identificar a cada sondeo de TREC y GPR, es C# de campaña, L# número de línea y EO-SN que indican la dirección con la que se midió. Y para las campañas de CMD y magnetometría sólo se empleó C# de campaña.

En el Anexo 1 se muestra el intervalo de valores de resistividad para rocas y minerales.

- **Tomografía de resistividad eléctrica capacitiva (TREC)**

Las secciones de TREC que se midieron en las C0, C1, C2 y C3, se levantaron en las direcciones de este – oeste y sur - norte como se muestra en las figuras 12 y 30.

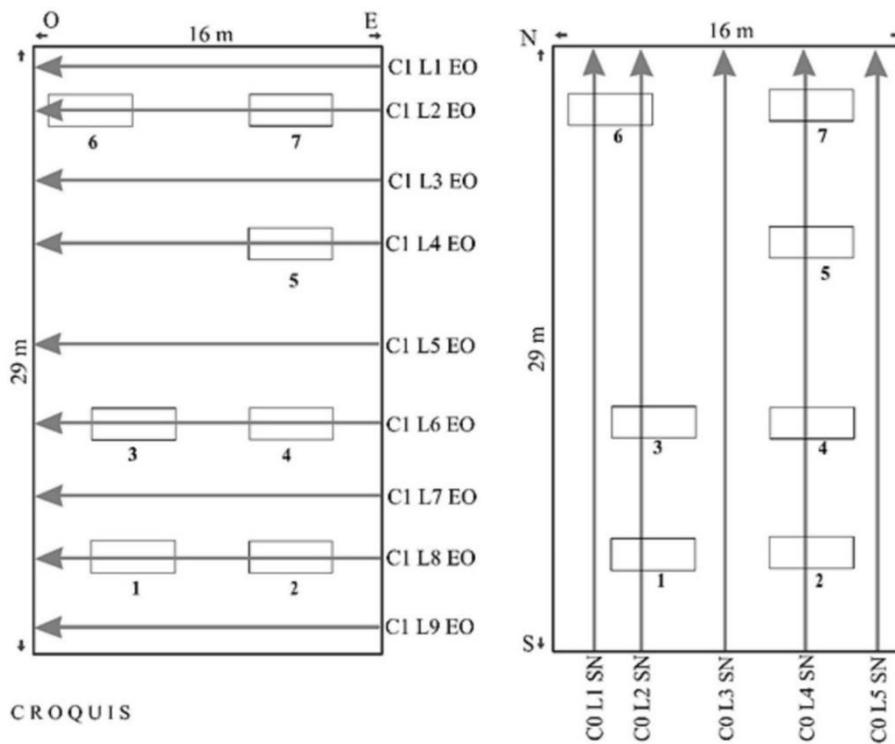


Figura 30. Dirección de los sondeos de TREC.

La figura 32 muestra el *timelapse* de la línea 2 con dirección sur-norte (L2 SN) durante las 4 campañas.

Estos sondeos se realizaron de modo que los perfiles de TREC atravesaron las fosas por su cara más angosta, cuyo promedio de ancho es de 1.2 m (tabla 3).

El perfil C0 L2 SN no caracterizó el sitio donde se excavó posteriormente la fosa 6.

Los perfiles C1 L2 SN y C2 L2 SN presentan similitudes en los contornos geoelectricos, pero presentan una débil señal que se puede asociar a la fosa 1 con el sitio de las excavaciones.

Por otro lado, el perfil C3 L2 SN muestra con más claridad las anomalías geoelectricas en la posición donde se localizan las fosas. Las variaciones observadas en estos perfiles muestran valores menores a 10^3 ohm*m para las anomalías asociadas a las fosas y mayores a este valor para los sitios inalterados.

En la figura 33 se observan las 9 líneas de TREC hechas para la campaña 3 con dirección este-oeste. En recuadros rojos se muestran las anomalías geoelectricas que se asocian a las 7 fosas excavadas; estas anomalías, así como las anteriores, se caracterizan por tener valores de resistividad más bajos que los que se encuentran en los materiales de su entorno. Además, existe cierta geometría que puede deberse a corte del subsuelo hecho por la máquina que realizó las fosas.

Por otro lado, las anomalías geoelectricas se observan con claridad en las tercera y última campaña de trabajo.

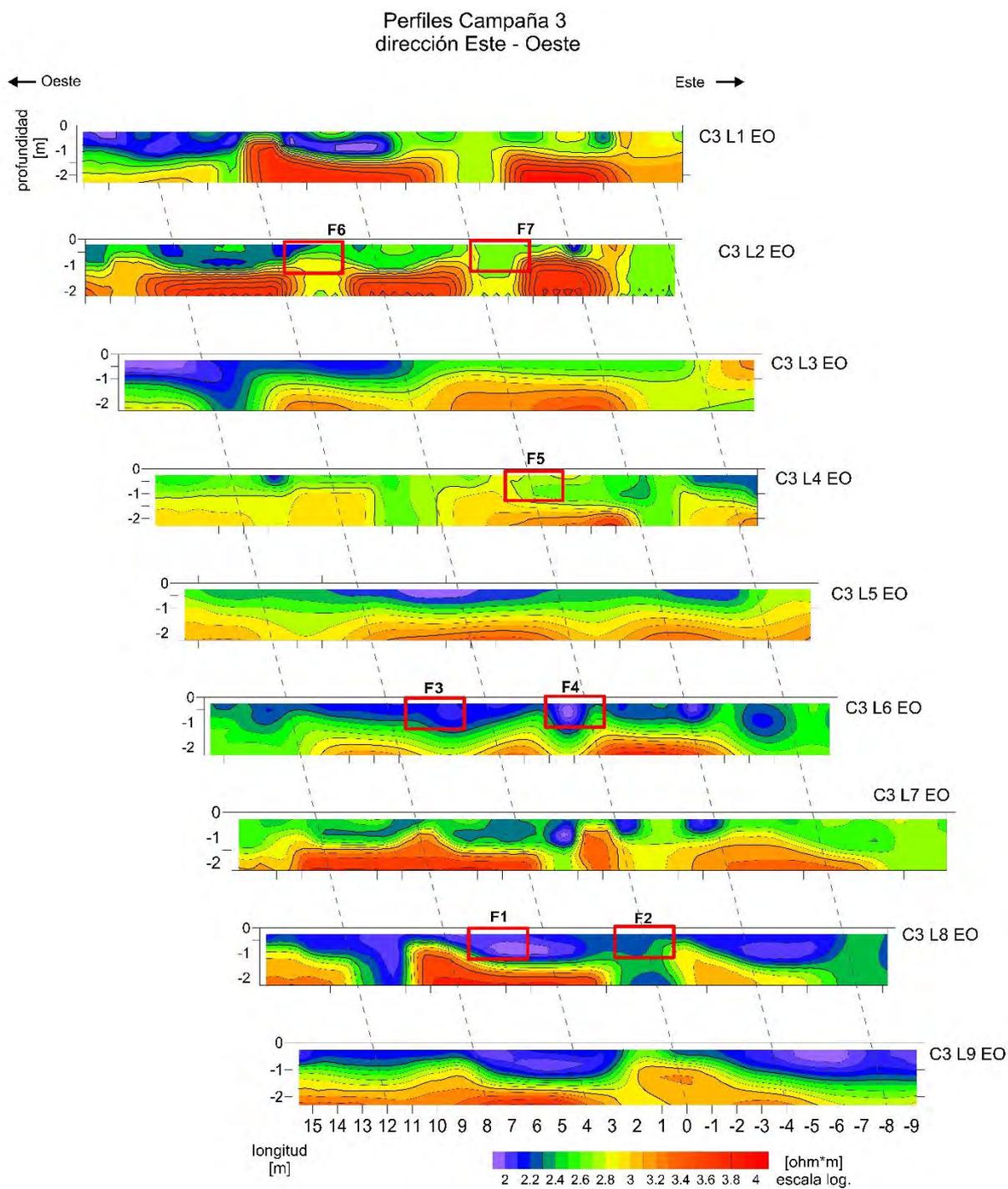


Figura 33. Comparación de las 9 líneas de la campaña 3 en dirección este-oeste.

- **Radar de penetración terrestre**

Para las campañas de GPR se obtuvieron un total de 4 radargramas en dirección este – oeste y 5 en dirección sur – norte, para cada una de las campañas de trabajo caracterizando los sitios marcados como fosas, como se ilustra en las figuras 13 y 34.

Al igual que los sondeos de TREC, los radargramas realizados durante la C0 se midieron antes de las inhumaciones, por lo que los recuadros rojos del perfil C0 L2 EO de la figura 35 sitúan a las fosas 6 y 7 en la posición donde se excavaron posteriormente. En este radargrama se observan los rasgos que corresponden al material geológico sin las perturbaciones antrópicas.

En el radargrama C1 L2 EO de la figura 35, se observan cortes o discontinuidades en los contornos geológicos que pueden ser asociadas a perturbaciones generadas por los cortes en el subsuelo hechos durante las inhumaciones; también se nota una pérdida de energía EM en la parte central de ambas fosas. Estas perturbaciones corresponden en posición a las fosas 6 y 7.

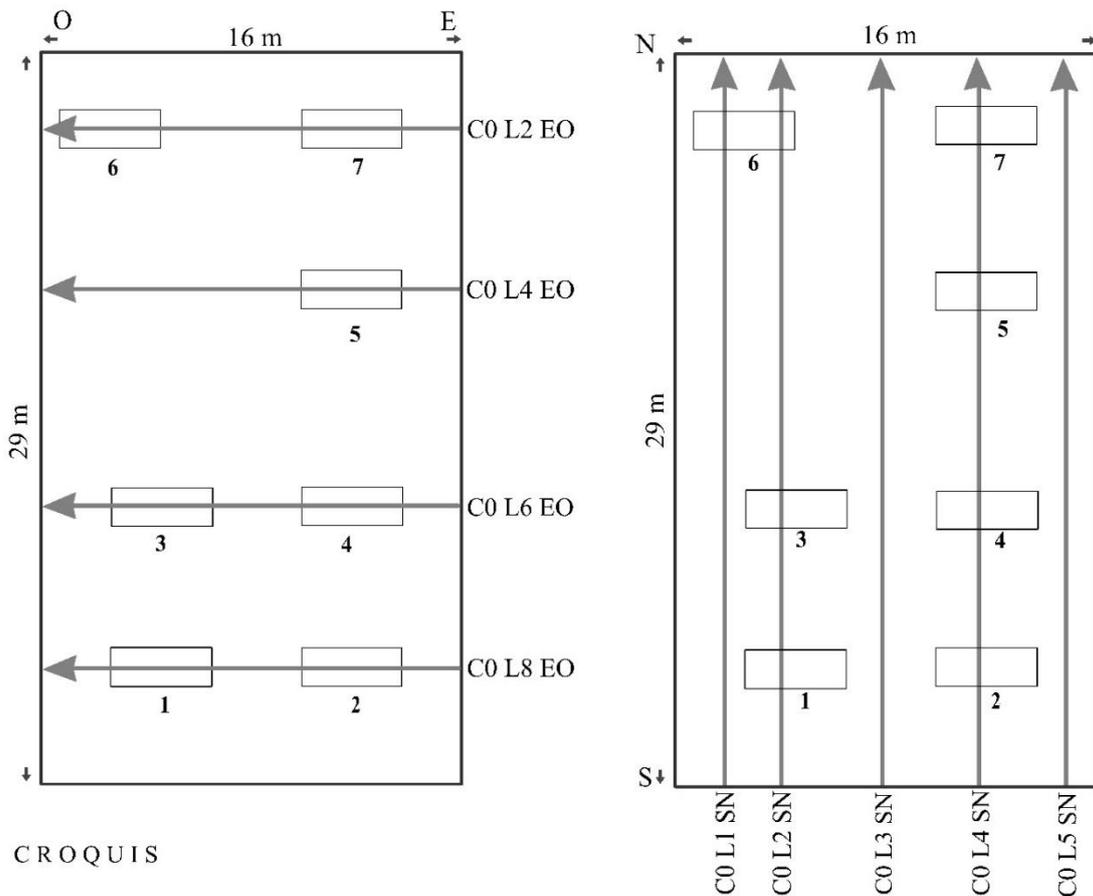


Figura 34. Distribución de radargramas para las cuatro campañas de trabajo.

Comparación de la Línea 2
dirección este-oeste
para las campañas 0, 1, 2 y 3

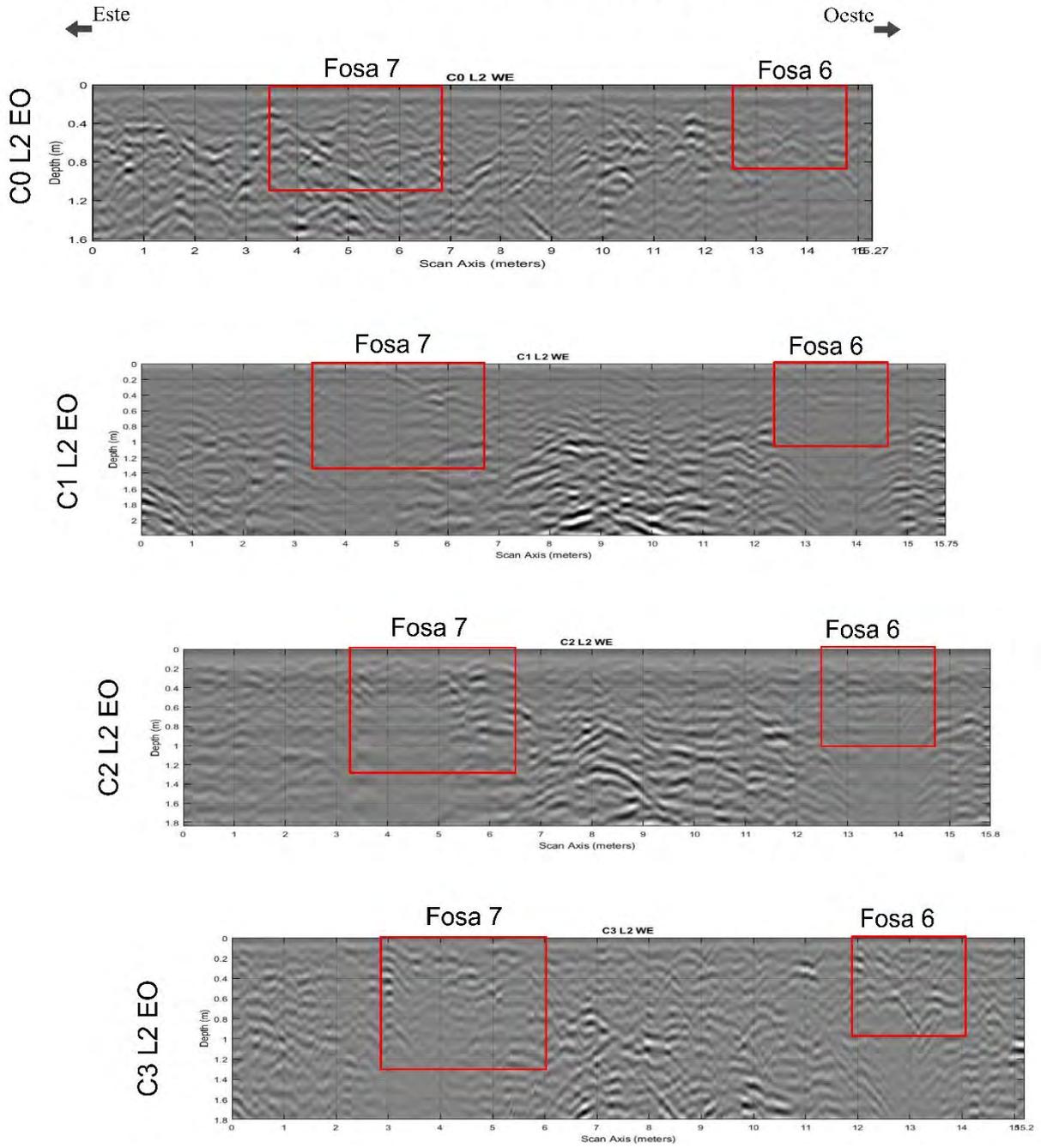


Figura 35. Timelapse comparativo de la línea 2 con dirección este - oeste para las 4 campañas de trabajo.

Para los radargramas C2 L2 EO y C3 L2 EO también se observan las perturbaciones asociadas a los cortes en el subsuelo, además de la pérdida de EM. Estas anomalías corresponden en posición a las fosas como en los radargramas anteriores.

El *timelapse* de la figura 35 muestra 4 radargramas para la L2 EO, los cuales presentan rasgos geológicos similares que se asocian tanto a las fosas como a las estructuras geológicas que no fueron alteradas con las excavaciones. Los recuadros rojos en cada uno de estos radargramas enmarcan a las fosas 6 y 7 haciendo notar tanto los cortes en el subsuelo como la pérdida de EM.

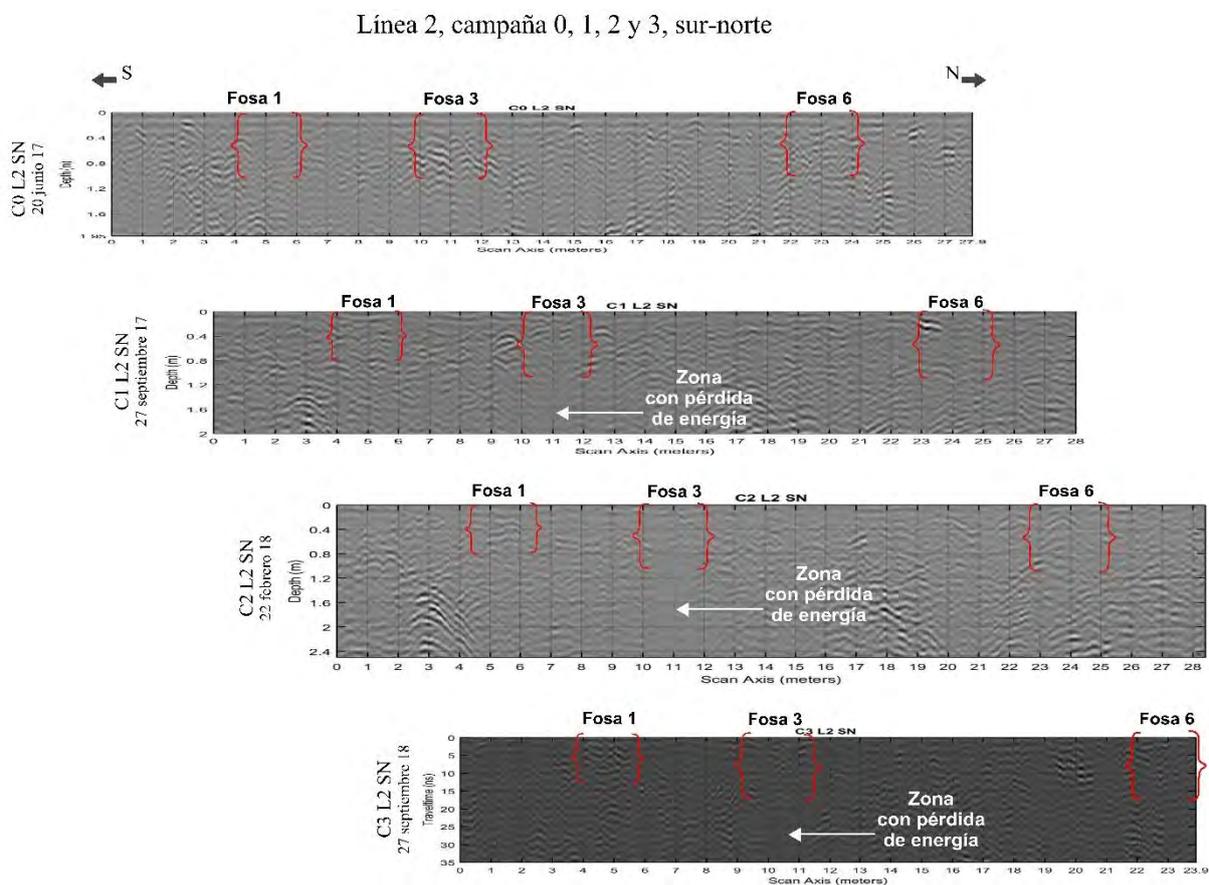


Figura 36. *Timelapse* comparativo de la línea 2 con dirección sur-norte para las 4 campañas de trabajo.

La figura 36 muestra el *timelapse* para L2 SN, donde se observan los cortes de la excavación y los cambios generados por estos, correspondiendo en posición y dimensiones a las fosas 1, 3 y 6. Los recuadros rojos se sitúan en cada fosa y tienen

las dimensiones establecidas en la Tabla 2; además, están a escala según cada radargrama.

- **Método FDEM**

Los sondeos de la Campaña 0 de CMD se realizaron en dirección sur- norte en ambos sentidos (figuras 14 y 37). El perfil de resistividades aparentes (ρ_a) está en un rango de 400 a 1050 Ohm*m y análogamente se observan los valores de conductividad que están dentro del rango de 0.0009 a 0.003 S*m, a una profundidad aproximada de 1.5 m. Por último, se representa la componente en fase de la respuesta electromagnética; ésta es una respuesta relacionada con la susceptibilidad magnética de los materiales (Sansón-Vera, 2013). Estos mapas resaltan los efectos superficiales del terreno; la componente es una cantidad adimensional, por lo que se mide en parte por miles (ppt, por sus siglas en inglés).

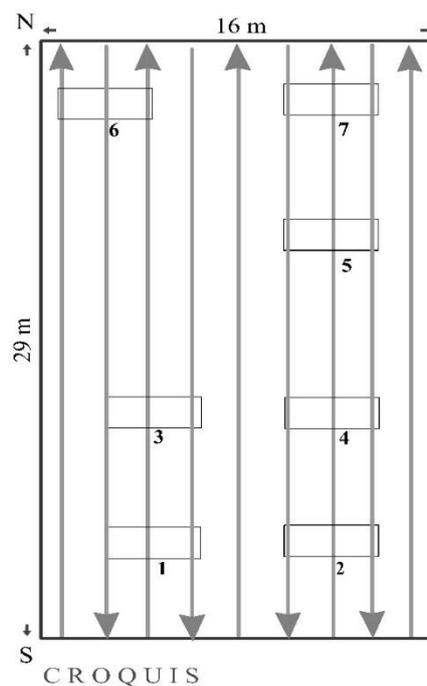


Figura 37. Dirección de los sondeos CMD y GMV.

En la figura 38 se muestran los mapas de resistividad y conductividad a una profundidad promedio de 1.5 m, para la campaña 0. Se observan los contornos geoelectricos de la geología antes de las excavaciones, así como el mapa de la componente en fase. En los recuadros rojos se señalan las posiciones de las 7 fosas.

La Campaña 1 de CMD se realizó con la misma configuración y se hizo el mismo recorrido hecho en la C0 (figura 39). Este perfil de resistividades aparentes tiene un rango de valores de 280 a 640 Ohm*m y una profundidad aproximada de 1.5 m.

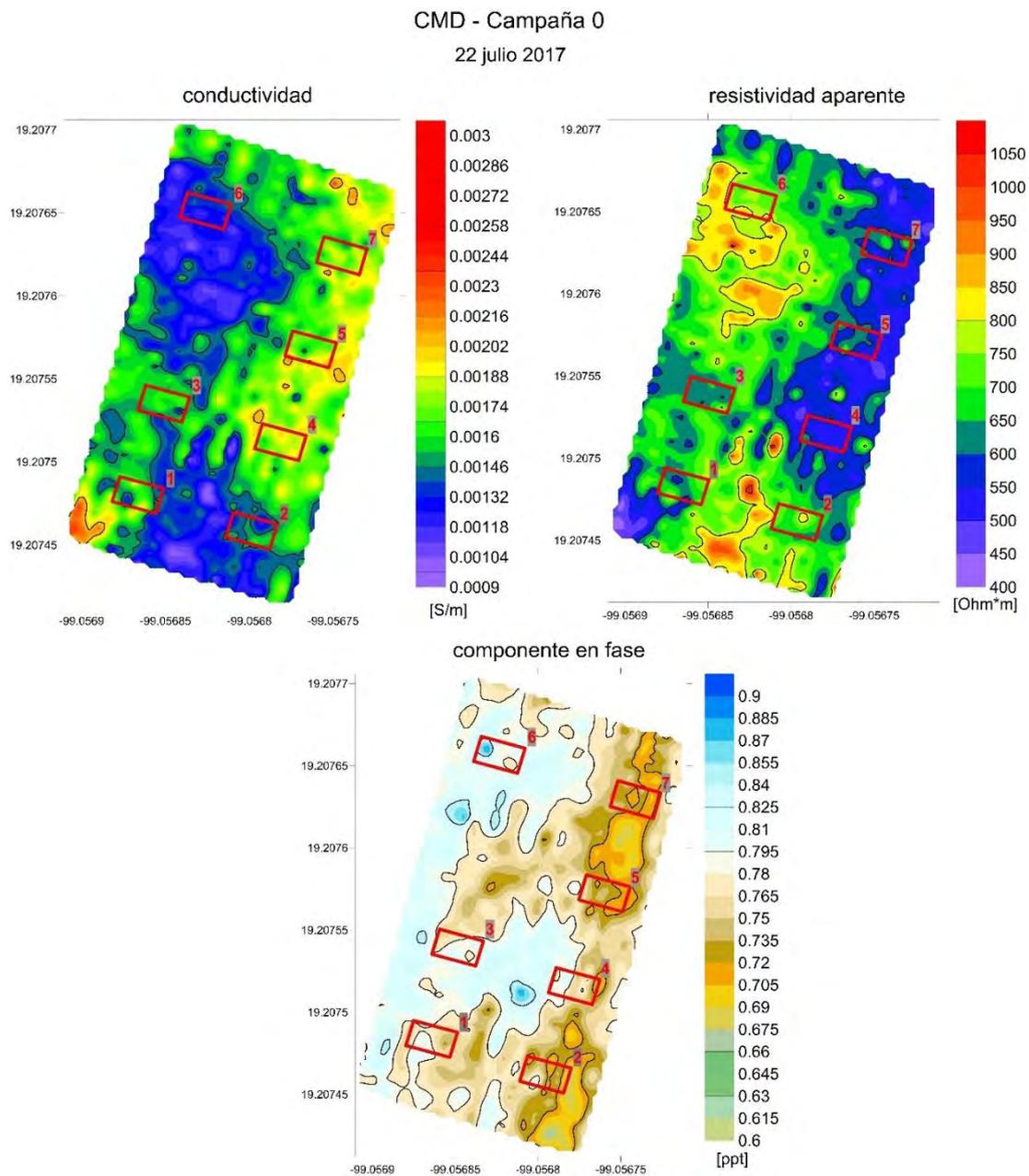


Figura 38. Comparación de sondeos de CMD para valores de conductividad, resistividad y componente en fase para la campaña cero.

En la figura 39 se muestran los contornos geoelectricos correspondientes a los valores de resistividad, conductividad y a la componente en fase para la campaña 1. Se observa una similitud con los principales cuerpos geológicos de la C0, pero no se observan anomalías que puedan asociarse a cada una de las 7 fosas.

En la Campaña 2 de CMD se repitió el mismo procedimiento de las campañas C0 y C1, y los valores obtenidos de resistividad aparente están en el rango de 350 a 590 Ohm*m y una profundidad aproximada de 1.5 m.

En la Campaña 3 también se repitió el mismo procedimiento de las campañas C0, C1 y C2, y los valores obtenidos de resistividad aparente están en el rango de 300 a 500 Ohm*m y una profundidad aproximada de 1.5 m.

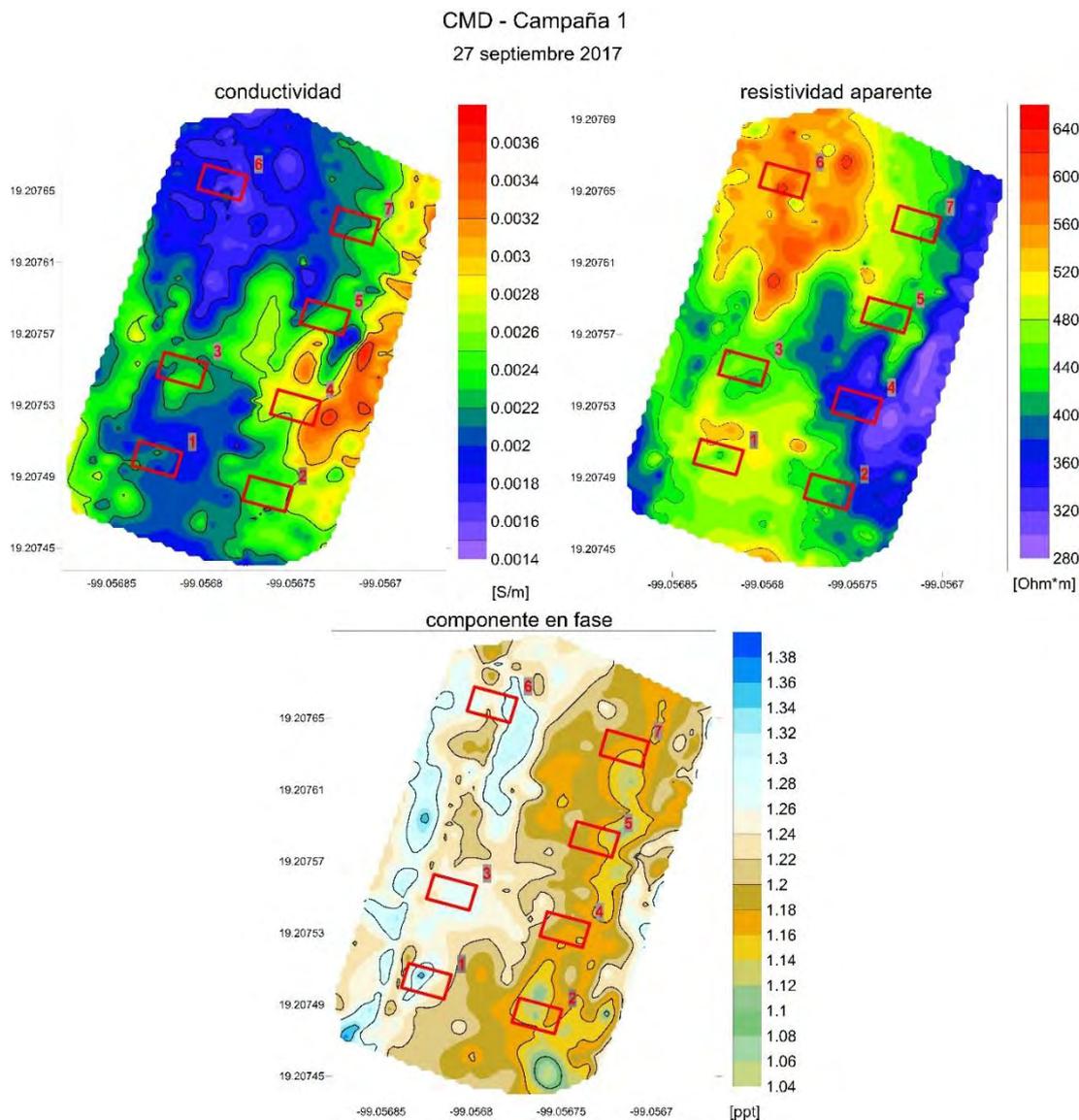


Figura 39. Comparación de sondeos de CMD para valores de conductividad, resistividad y componente en fase para la campaña uno.

- **Magnetometría**

Los sondeos de GMV se realizaron en dirección sur-norte en ambos sentidos (figuras 14 y 37). Como se explicó anteriormente, se aplicaron varios filtros y correcciones con la intención de eliminar la señal magnética no deseada, producto de fuentes de ruido, y de resaltar las anomalías producidas por las excavaciones.

Los resultados de la caracterización del subsuelo para la C0 se muestran en la figura 40, donde se aplicó la corrección por campo total y la reducción al polo magnético a los datos de GMV.

En la parte central de este mapa de la C0 se observa un dipolo con un alto contraste de valores de susceptibilidad magnética que van -490 a 426 nT y otro más en la parte sur del mismo.

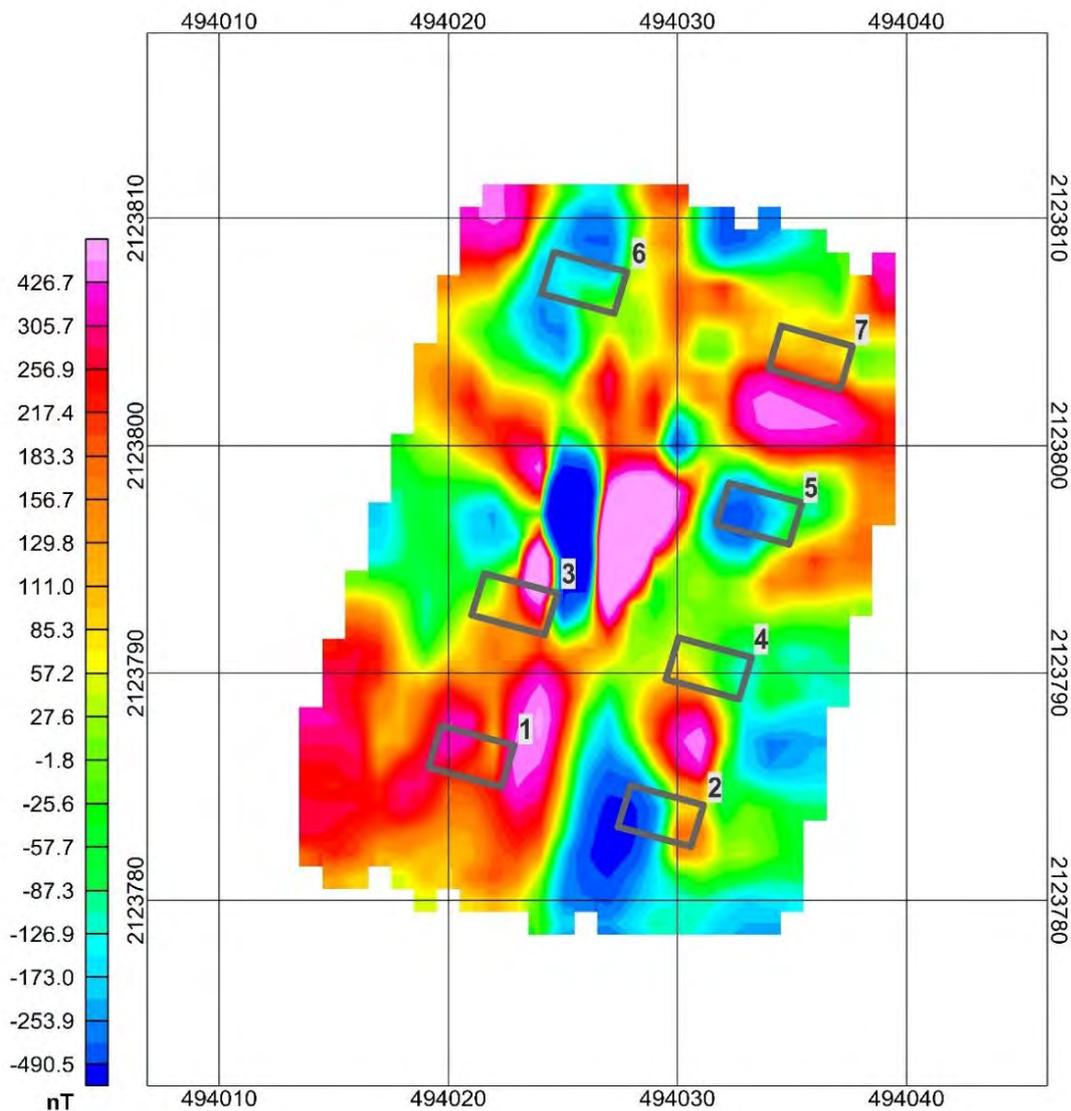
Los recuadros en gris indican la posición de las 7 fosas.

La figura 41 muestra los resultados de aplicar la corrección por campo total y la reducción al polo magnético, continuación ascendente a 0.75 m y señal analítica a los datos de GMV. En esta figura se muestran las anomalías magnéticas que resultaron por aplicar la señal analítica a los dipolos vistos en la figura 40.

Para la C1 de magnetometría se repitió el mismo proceso de adquisición y procesamiento empleado en la C0; los resultados no muestran cambios en los valores magnéticos con respecto a la C0.

Los resultados que se muestran en la figura 42 corresponden a la C2; estos se obtuvieron con un sensor, por lo que no es un GMV y su rango de valores de susceptibilidad magnética se encuentra entre los -1223 a 1005 nT. En este mapa también se observan dos dipolos magnéticos, uno en la parte central del campo de pruebas y otro más en la parte sur, ambos con una alta correspondencia a los dipolos de la C0 (figura 40).

En la figura 43 se muestra el mapa con las correcciones de continuación ascendente a 0.75 m y señal analítica aplicados a los datos del mapa de campo total con reducción al polo magnético de la C2 (figura 42). En este mapa también se observan las anomalías provocadas por los dipos magnéticos que se observaron en la C0. Dichas anomalías tienen un alto valor de susceptibilidad magnética.



**Mapa de Gradiente Vertical + Campo Total (CT) +
Reducción al Polo Magnético (RPM)**

Sección Completa

22 junio 2017

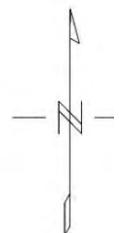
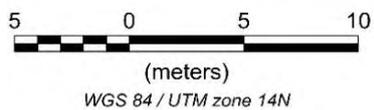
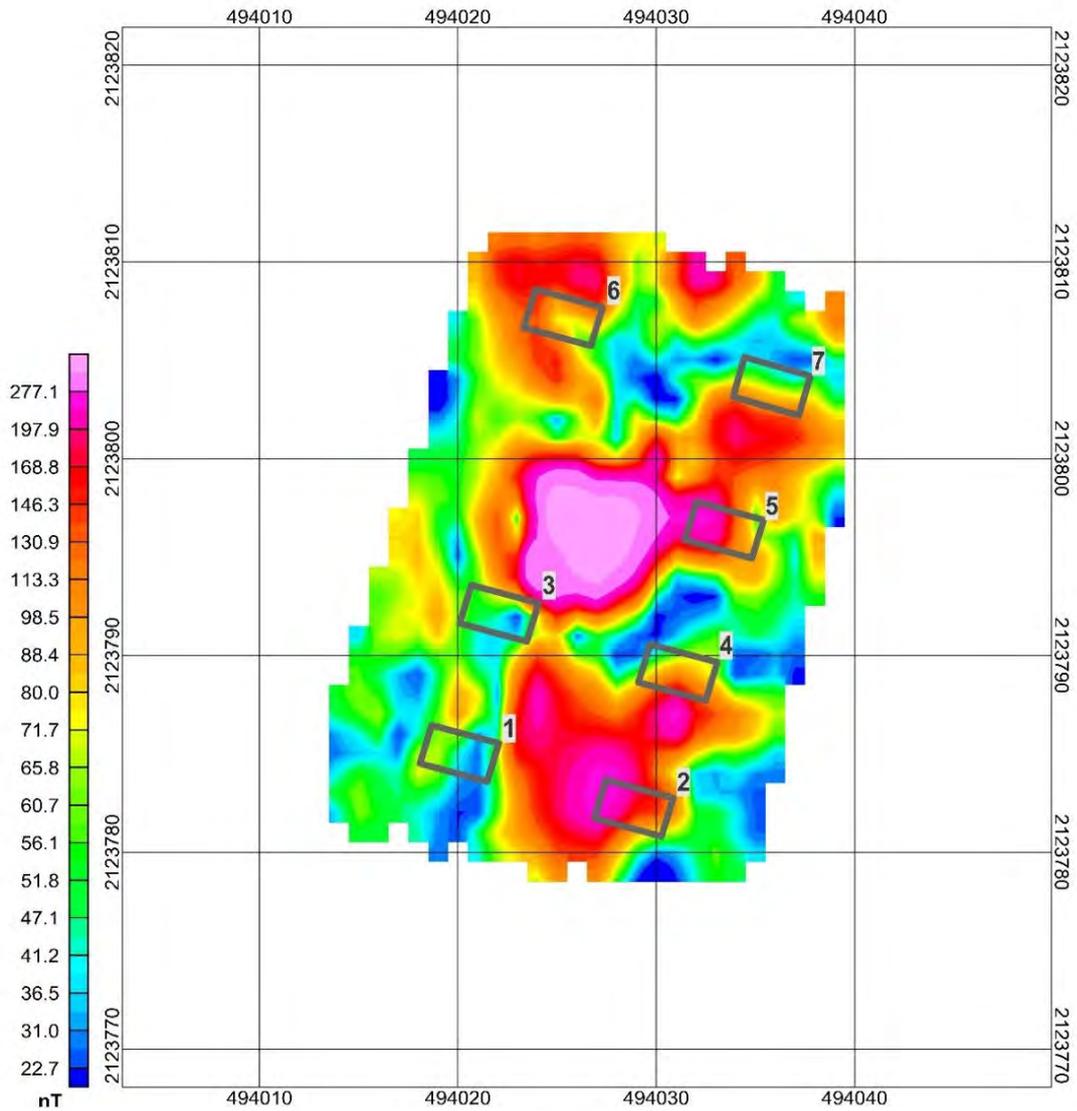


Figura 40. Mapa de gradiente magnético vertical con corrección por campo total más reducción al polo magnético para la campaña cero.



**Mapa de Gradiente Vertical + Campo Total (CT) +
Reducción al Polo Magnético (RPM) + Continuación Ascendente (CA) a 0.75 m +
Señal Analítica (FFT)**

Sección Completa

22 junio 2017

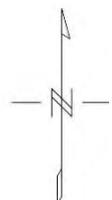
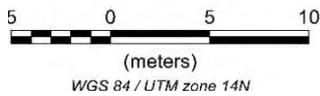
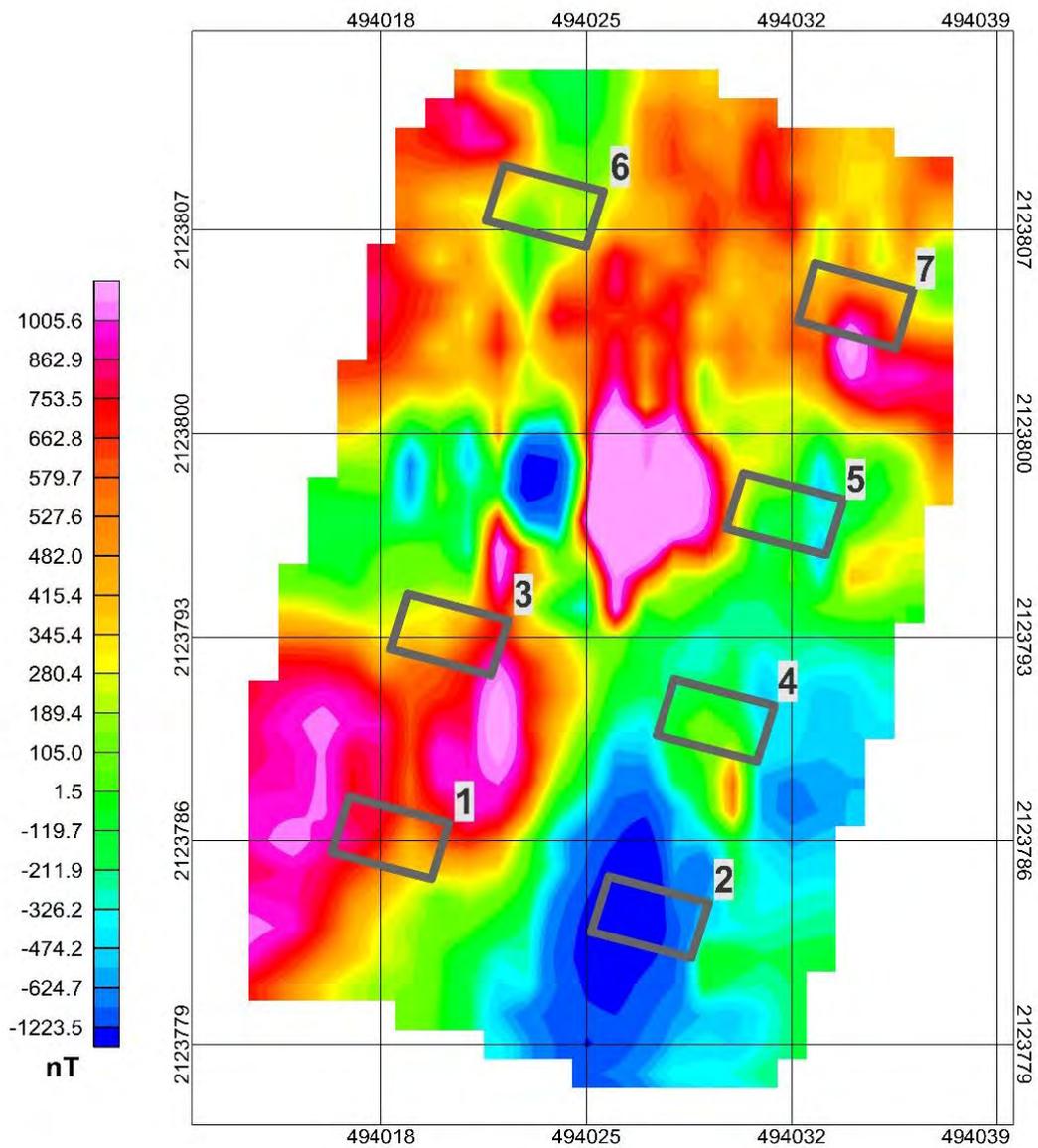
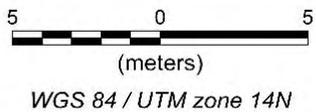


Figura 41. Mapa de gradiente magnético vertical con corrección por campo total más reducción al polo magnético más continuación ascendente a 0.75 m y señal analítica para la campaña cero.



Campo Total + Reducción al Polo Magnético



18 abril 2018

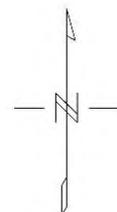


Figura 42. Mapa de anomalía magnética obtenidas con un sensor, con corrección por campo total más reducción al polo magnético para la campaña dos.

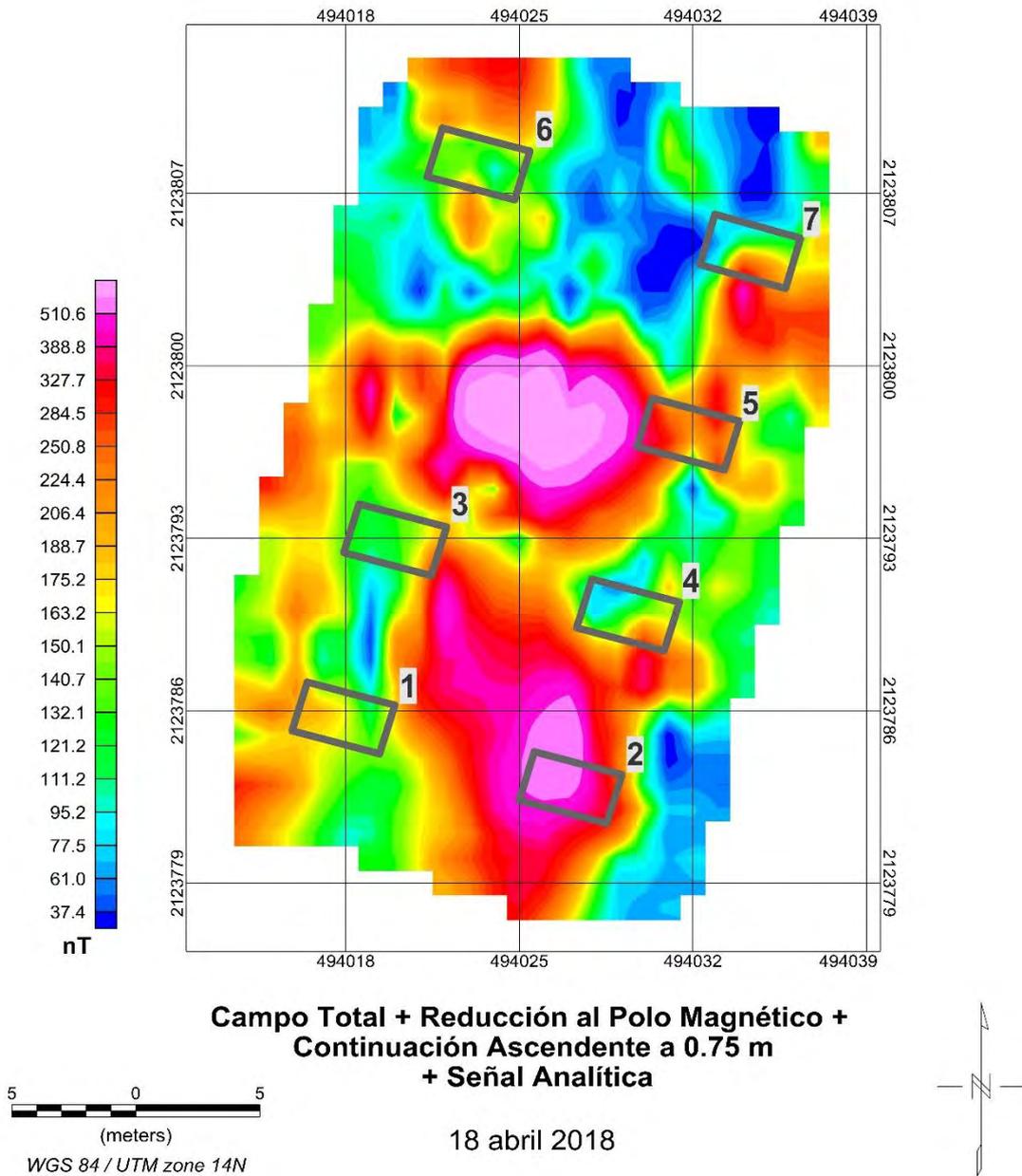


Figura 43. Mapa de anomalía magnética obtenidas con un sensor, con corrección por campo total más reducción al polo magnético más continuación ascendente a 0.75 m y señal analítica para la campaña dos.

Para los datos de la C3 se repitió el mismo proceso de adquisición y procesamiento empleado en la C0. Los resultados no muestran cambios en los valores magnéticos con respecto a la C0.

Después de aplicar a los datos de magnetometría todas las combinaciones de filtros y correcciones que se establecieron en las tablas 3 y 4, no fue posible detectar alguna respuesta magnética que se pueda asociar a las fosas excavadas.

4.1.5 Discusión de los resultados

- **Tomografía de resistividad eléctrica capacitiva**

En el análisis de los perfiles de TREC se buscaron patrones que permitieran identificar los rasgos de las fosas, como: anomalías o cambios en los valores de resistividad, que éstas mantengan una distancia entre ellas que corresponda a la distancia de las fosas para hacer una asociación con los cortes en el subsuelo. Estos rasgos nos indican un cambio de interfaz en el medio.

En la figura 44 se muestra el perfil C0 L2 EO, el cual presenta valores de resistividad que van de $10^{2.8}$ - $10^{3.7}$ ohm*m y que corresponden a rocas de tipo andesítico, material geológico abundante en la zona (anexo 1). Los contornos geoelectricos de este perfil se observan casi de manera horizontal los cuales aumentan su valor de resistividad con la profundidad. Esto se debe a que, entre más se profundiza, los cuerpos rocosos son de mayor tamaño; esta relación se comprobó durante las excavaciones, (anexo 2, imagen 1).

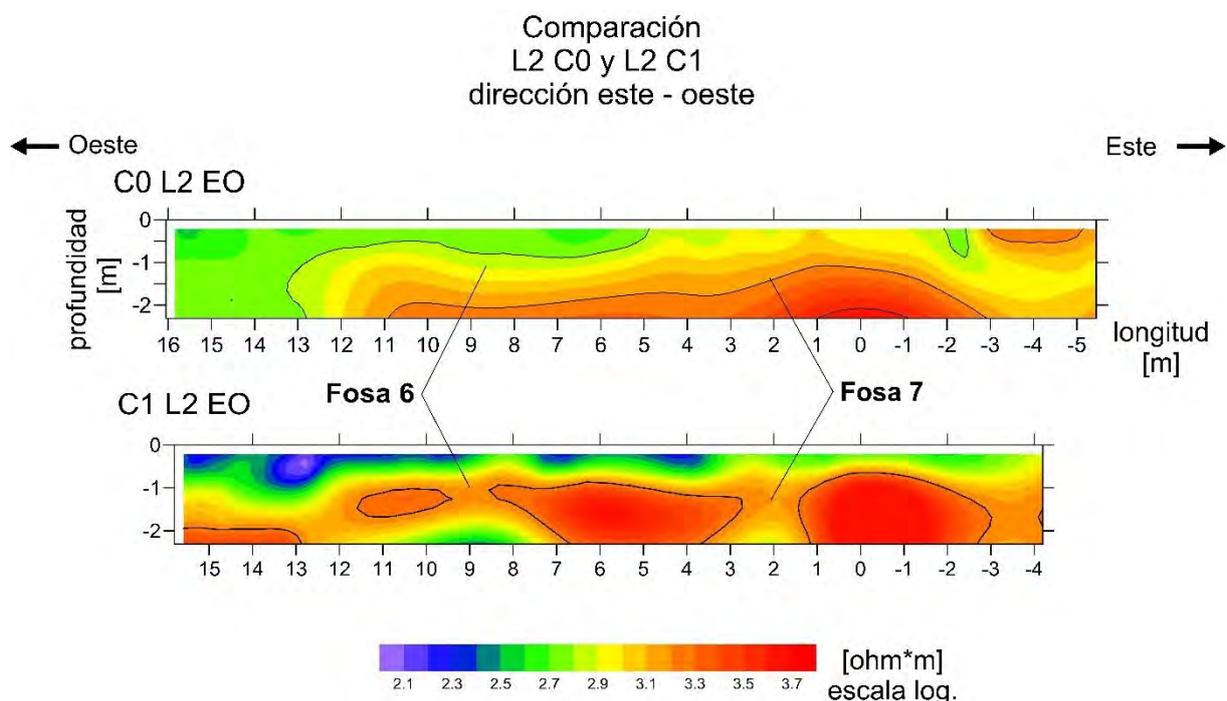


Figura 44. Comparación entre la L2 de la C0 y C1.

El perfil C1 L2 EO de la figura 44 muestra variaciones geoelectricas que se pueden asociar las fosas 6 y 7, ya que estas variaciones se localizan en la posición

El perfil C3 L4 SN de la figura 45 muestra una ligera variación de la resistividad en la posición de la fosa 2, la cual es una fosa vacía y tiene una profundidad de 1.2 m por 1.2 m de ancho. En la posición de la fosa 4 tampoco se observa un contraste claro de los valores de resistividad; esta fosa es de control, por lo que está vacía y tiene una profundidad de 1.4 m por 1.1 m de ancho. La fosa 5 sí generó un contraste en los valores de resistividad; esta fosa cuenta con un cerdo en su contenido y dimensiones de 1.7 de ancho por 1.4 m de profundidad. La fosa 7 también generó un contraste en los valores de resistividad; ésta tiene 2 cerdos en su contenido y cuenta con dimensiones de 1.3 m de ancho por 1.2 de profundidad.

Las fosas 1, 2 y 4, menos profundas y vacías, son las que generaron un contraste o variación en los contornos geoelectricos casi nulo. Esta respuesta se observó tanto en dirección sur – norte como en dirección este – oeste para las 3 campañas posteriores a las inhumaciones (figuras 32 y 45).

Las fosas 3, 5, 6 y 7 que contienen cerdos generaron un contraste o variaciones en los contornos geoelectricos claros, principalmente en los perfiles con dirección este – oeste y los perfiles en dirección sur – norte, mostrándose una débil variación geoelectrica para estas fosas (figura 31 y 33).

Por lo tanto, las fosas que contienen cerdos generaron una anomalía detectable. Además, estas variaciones fueron más claras para los sondeos de TREC de la campaña 3 (27 de septiembre de 2018). Esto puede estar relacionado con la cantidad de lluvia acumulada para ese momento (anexo 3), 120 mm de precipitación siendo el segundo mes más lluvioso para el año 2018 (Servicio Meteorológico Nacional, 2020), y las fosas probablemente tuvieron una dinámica hídrica diferente en comparación con las zonas inalteradas.

- **Radar de penetración terrestre**

En el análisis de los radargramas se buscaron patrones que permitieran identificar los rasgos de las fosas, como: los cortes en el subsuelo con las dimensiones de las fosas y la pérdida o saturación de la señal EM (figura 46). Estos rasgos nos indican un cambio de interfaz en el medio.

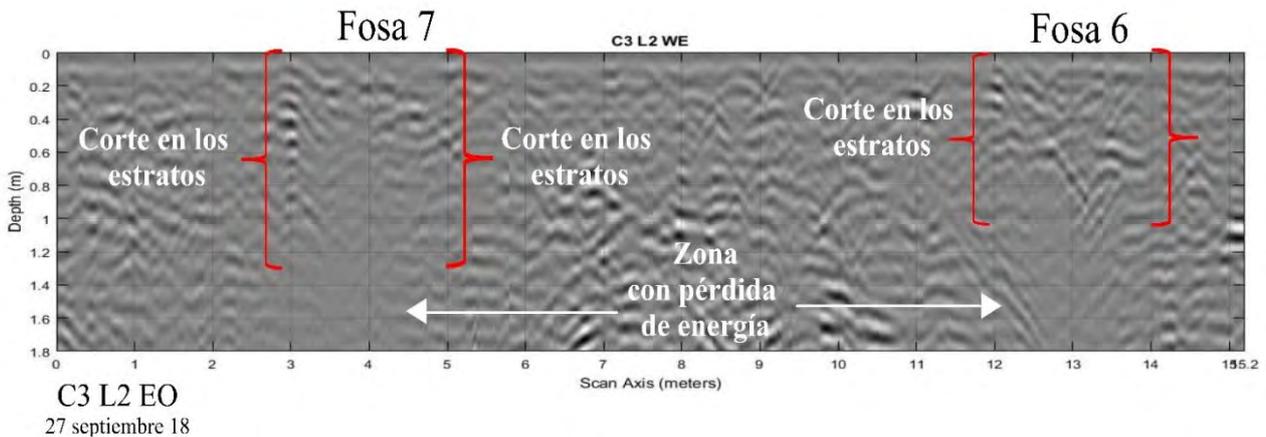


Figura 46. Rasgos de identificación de las fosas.

En la figura 35, el radargrama C0 L2 EO tiene una longitud de 15.27 m y una profundidad de 1.6 m. Se muestra en línea punteada el sitio donde se localizan las fosas 6 y 7 antes de ser excavadas. En este perfil se observan los reflectores asociados a las rocas que de manera natural se encontraban ahí.

En la misma figura, el radargrama C1 L2 EO (posterior a las inhumaciones) tiene una longitud de 15.75 m y una profundidad de 2.2 m, superior a la profundidad de las fosas. En los recuadros rojos se muestran cortes en el subsuelo con una profundidad mayor a un metro y una separación entre los cortes cercana a los 3 metros, que corresponden a las dimensiones de la fosa 7. En el otro recuadro rojo es posible observar otro par de cortes a una distancia mayor a 2 metros entre ellos con una profundidad de un metro que corresponden a las dimensiones de la fosa 6; también se observa una pérdida de la señal EM al centro de las fosas. Las zonas no excavadas e inalteradas muestran reflectores que se asocian a la geología local.

En el radargrama C2 L2 EO de la misma figura (35) tiene una longitud de 15.8 m y 1.8 m de profundidad. También muestra los cambios de velocidad de la onda EM asociados a los cortes en el subsuelo que se observan en los recuadros rojos; estos tienen las dimensiones de cada una de las fosas 6 y 7. En este radargrama también

es visible la pérdida de señal EM. Las anomalías asociadas a los cortes del subsuelo corresponden en posición a las anomalías reportadas en C1 L2 EO.

El último radargrama C3 L2 EO de la figura 35 tiene una longitud de 15.2 m y una profundidad de 1.8 m. Este perfil también muestra los rasgos del corte en el subsuelo que corresponden en dimensiones y posición a las fosas 6 y 7, correspondiendo a las anomalías reportadas en C1 L2 EO y C1 L2 EO, pero el efecto por la pérdida de la señal es menor. Por otro lado, las zonas no excavadas muestran rasgos similares.

Los perfiles L4, L6 y L8 con dirección EO de las campañas 1, 2 y 3 también mostraron anomalías en los radargramas que se asocian a las fosas siendo evidentes los cortes en los estratos como los que se muestran en la figura 35.

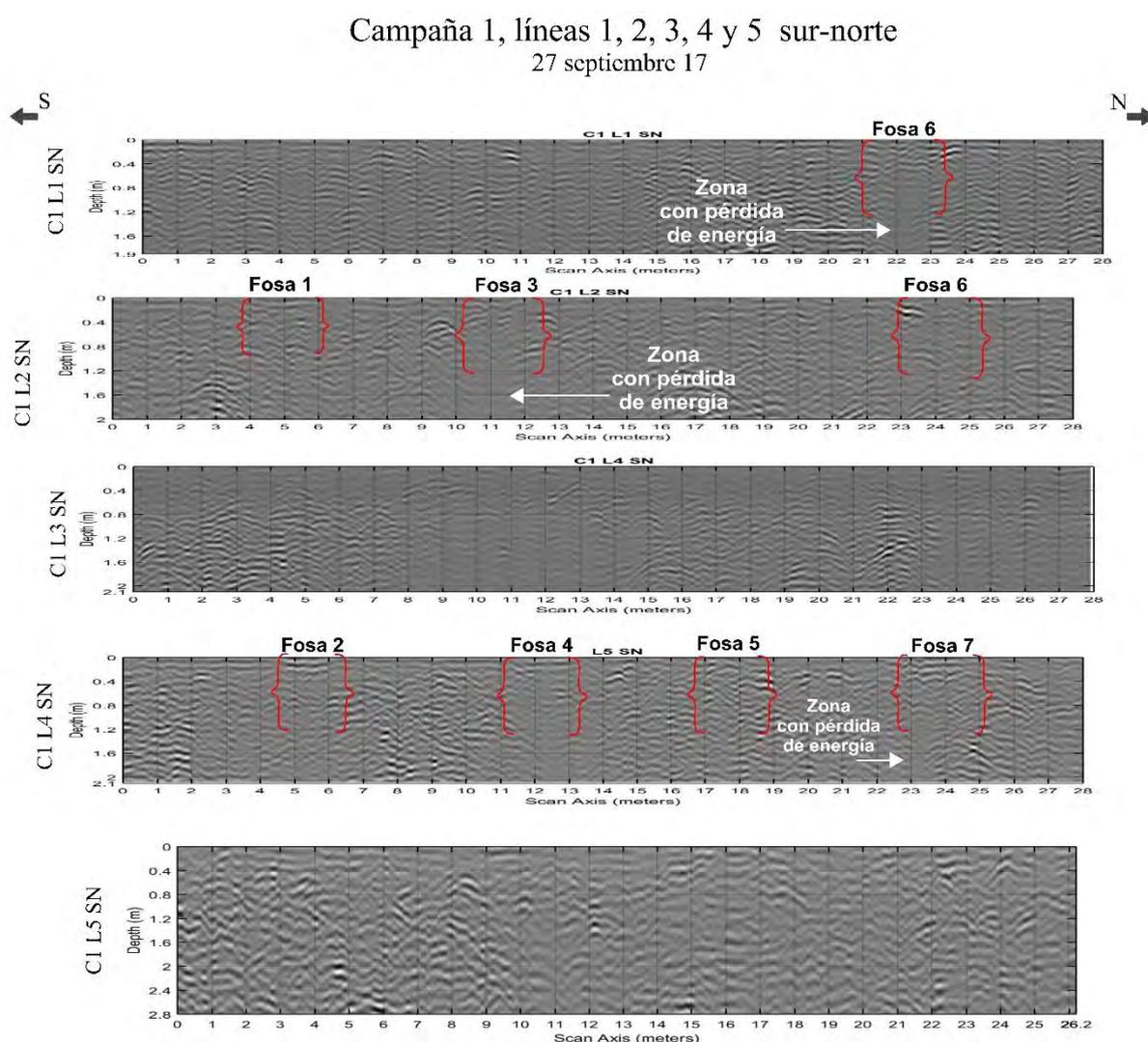


Figura 47. Campaña 1, líneas 1, 2, 3, 4 y 5 dirección sur-norte.

En la figura 36 se muestran los perfiles con dirección sur-norte de la línea 2 de las campañas 0, 1, 2, y 3 que cruzan las fosas 1, 3 y 6. De igual manera, se observan los rasgos originados por la excavación.

El radargrama C0 L2 SN tiene una longitud de 27.9 m y una profundidad de 1.95 m. En el recuadro rojo se muestran las dimensiones de las 3 fosas y su posición correspondiente y también se observan los reflectores asociados a las rocas que de manera natural se encontraban ahí.

Por otro lado, en el radargrama C1 L2 SN (de 28 m de longitud y una profundidad de 2 m) es posible observar dentro de los recuadros rojos los cortes hechos en el subsuelo. También hay pérdida de la señal, principalmente en la fosa 3 que contiene 2 cerdos y un poco en la fosa 6 que contiene 1 cerdo.

El radargrama C2 L2 SN tiene 28.5 m de longitud y una profundidad de 2.4 m y muestra los rasgos de las fosas; se observan los cortes en el subsuelo y la pérdida de la energía en las fosas 3 y la 6.

Por último, el radargrama C3 L2 SN tiene una longitud de 23.9 m y muestra con mayor contraste los cortes en el subsuelo; sólo bajo la fosa 3 se observa una pérdida de energía.

Las figuras 35 y 36 muestran el cambio en el tiempo de la L2 EO y L2 SN, respectivamente. En ellas se observan cortes claros en el subsuelo que corresponden a cada una de las fosas, además en la mayoría de éstas es posible notar una pérdida o saturación EM.

En la figura 47 se muestran los radargramas de la campaña 1 en dirección sur – norte, donde también es posible notar los cortes en el subsuelo y las anomalías que producen las excavaciones. Estos cortes son visibles en las otras campañas y en ambas direcciones como se ha mencionado. Al igual que los sondeos TREC, las anomalías son más claras en las campañas 2 y 3.

- **Método FDEM**

La figura 48 muestra los resultados de conductividad eléctrica de las 4 etapas de trabajo. En las imágenes se observa el contraste del material geológico, el predominantemente de baja conductividad en tonos fríos y en tonos más cálidos el material de mayor valor de conductividad.

Los resultados de la campaña 1 de CMD muestran una similitud con los contornos geoelectricos de la campaña 0. Los recuadros rojos señalan la posición de las fosas; se observa que las fosas 1, 3 y 6 se localizan en el material de baja conductividad y las fosas 2, 4, 5 y 7 en el material de mayor conductividad.

El mapa de la campaña 2 también muestra una correspondencia en la distribución de los materiales geológicos que se observaron en las campañas anteriores. Asimismo, los resultados de la campaña 3 muestran esta relación con los valores de conductividad y su distribución.

Estos perfiles de conductividad muestran los contornos geoelectricos asociados a la geología del sitio; los valores particularmente bajos se pueden asociar al material andesítico (tabla 1) del lugar. La profundidad de investigación que se alcanzó es de aproximadamente 1.5 m, sobrepasando las profundidades de todas las fosas del campo de pruebas, por lo que no fue posible observar algún indicio o un posible reflejo geoelectrico de las mismas.

En las figuras 38 y 39 se pueden ver los resultados para la resistividad eléctrica y la componente en fase, los cuales son similares a los resultados de conductividad escritos anteriormente, ya que no presentan variaciones geoelectricas que puedan ser asociadas a las 7 fosas excavadas.

Conductividad

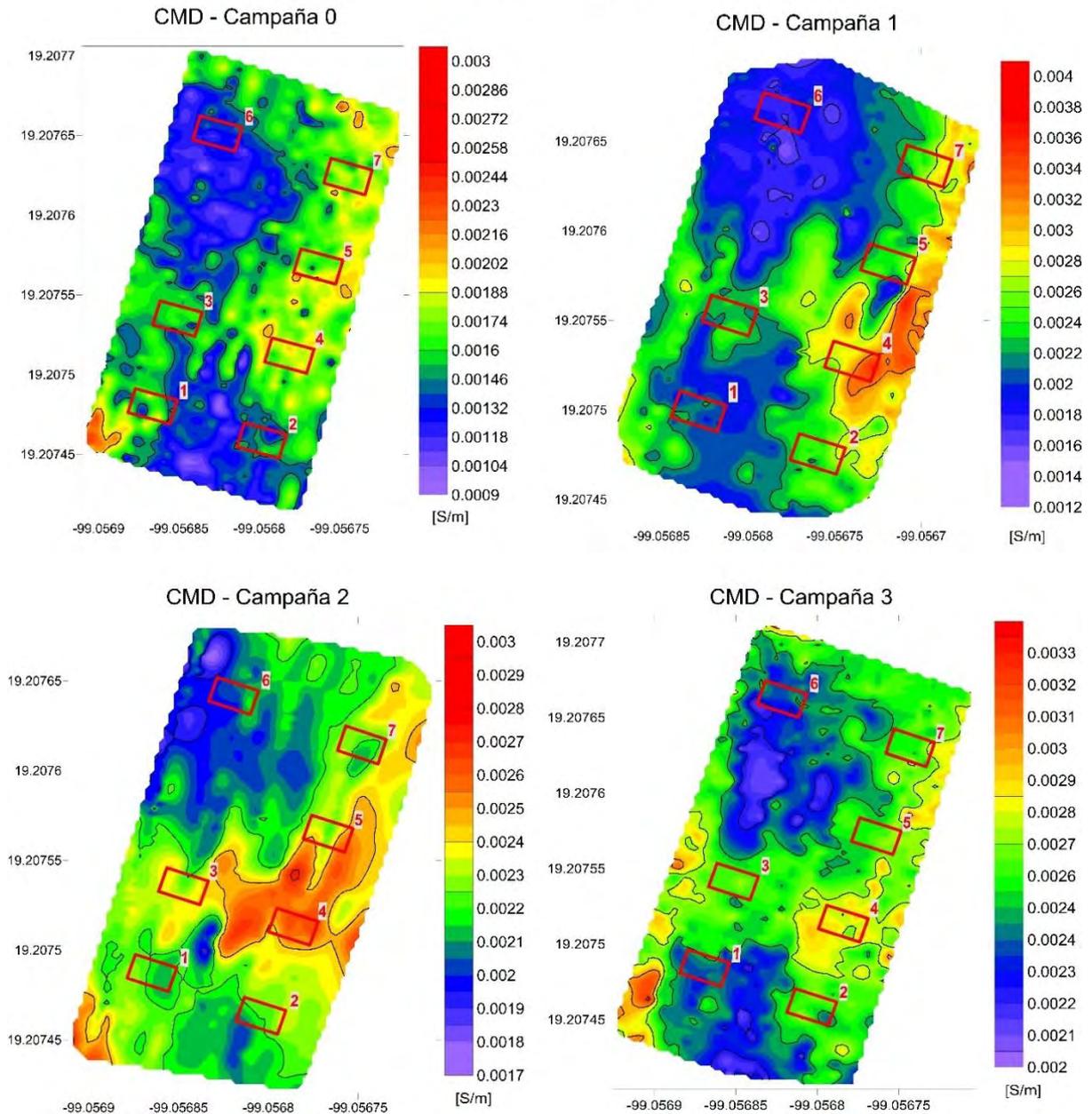


Figura 48. Timelapse de los perfiles de conductividad eléctrica

- **Magnetometría**

En los resultados de la prospección magnetométrica, mostrados anteriormente en las figuras 40, 41, 42 y 43, se observa una anomalía magnética al centro y sur del campo de pruebas. Estas anomalías de alto valor magnético cubren una región considerable del sitio y no permiten observar una perturbación magnética que se pueda asociar a las fosas.

Con el objetivo de eliminar la anomalía central de las figuras 41 y 43, se procedió a cortar en 3 secciones la información de los mapas: norte, central y sur, descartando la sección central. De este modo, la sección norte del mapa quedó sólo con las fosas 6 y 7 y la sección sur con las fosas 1, 2 y 4; con esto se intentó suprimir el efecto de la anomalía que se encuentra en la sección central. En las figuras 49, 50, 51 y 52 se muestran ambas secciones para la C0 y la C2; en ellas se observa la disminución del valor máximo de susceptibilidad y el reajuste de las anomalías magnéticas.

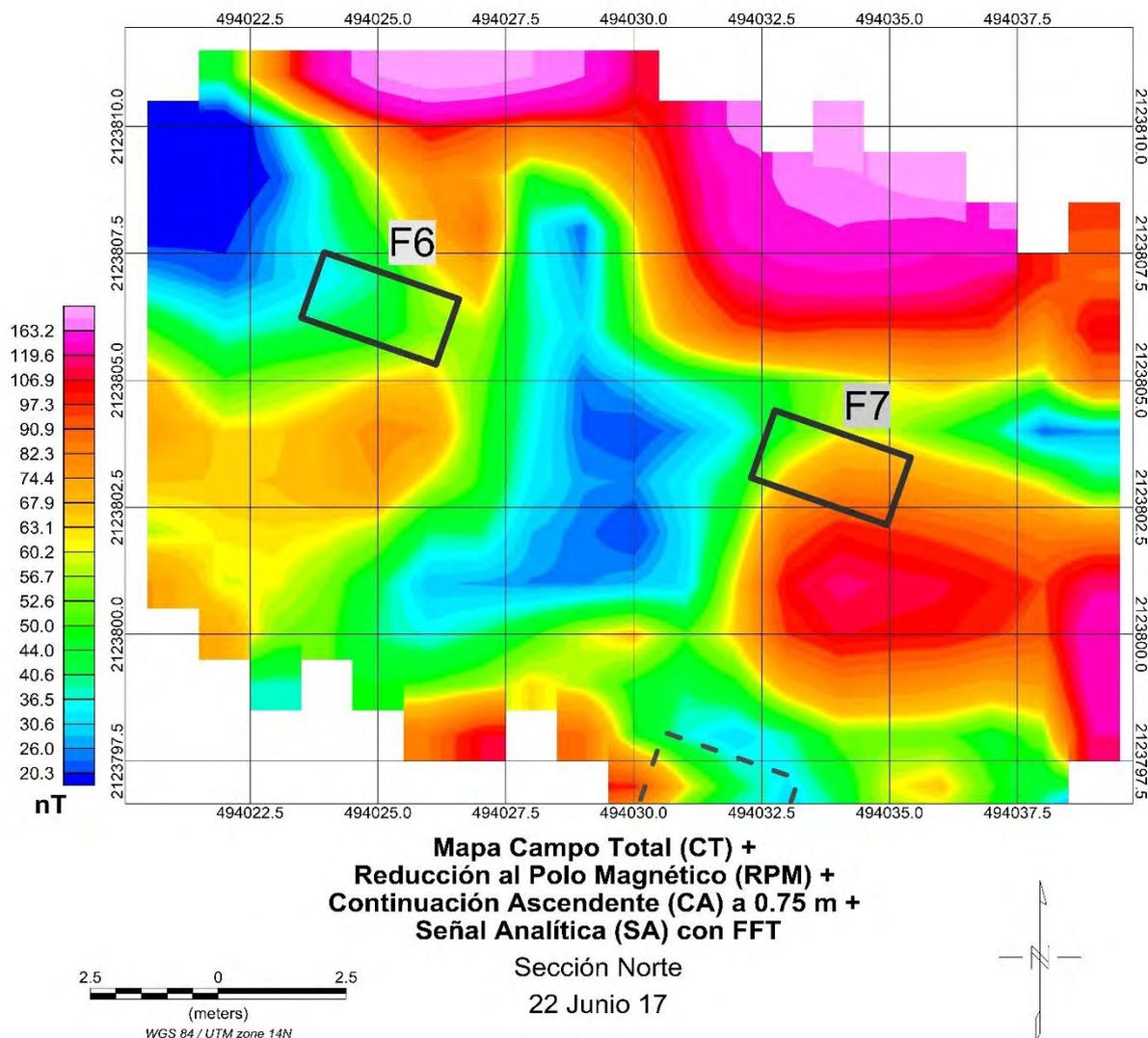


Figura 49. Mapa de anomalía magnética, sección norte del campo de pruebas, para la campaña cero.

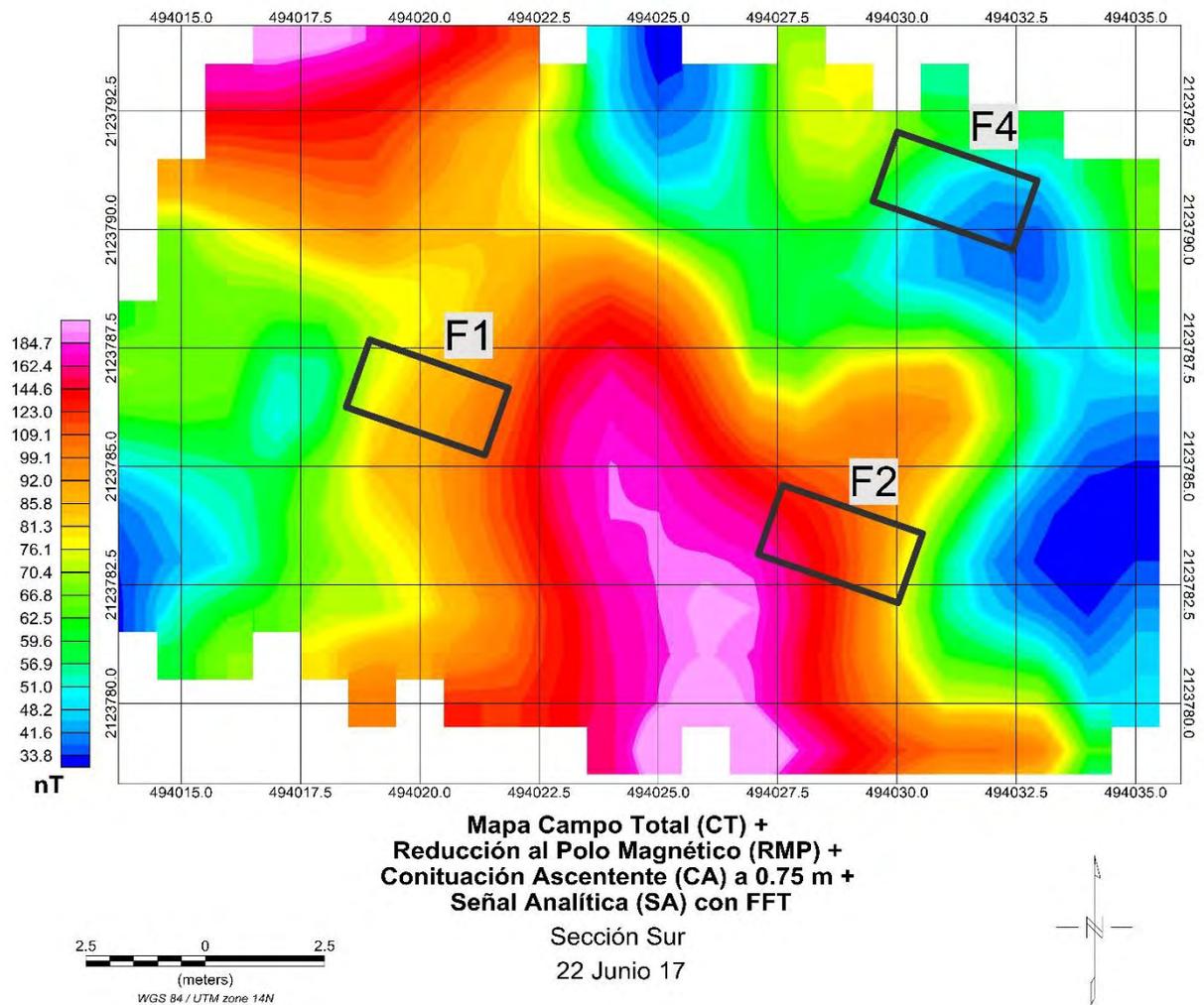


Figura 50. Mapa de anomalía magnética, sección sur del campo de pruebas, para la campaña cero.

Las figuras 55 y 56 corresponden a la caracterización magnética de la zona norte y sur respectivamente de la campaña 0 de trabajo. Ambas figuras redujeron su intervalo de valores de susceptibilidad en aproximadamente 100 nT en comparación con la figura 47.

En las figuras 51 y 57 se muestran las secciones norte y sur, respectivamente, del mapa de anomalía magnética de la figura 43. En ellas también hubo una reducción a los valores de susceptibilidad magnética: 200 nT para la sección norte y 100 nT para la sección sur.

En la figura 51 se señalan las fosas 6 y 7. Sin embargo no es posible observar una perturbación magnética que se pueda asociar a ellas, ya que los nuevos máximos

magnéticos siguen siendo valores altos que posiblemente enmascaran las perturbaciones generadas por las excavaciones.

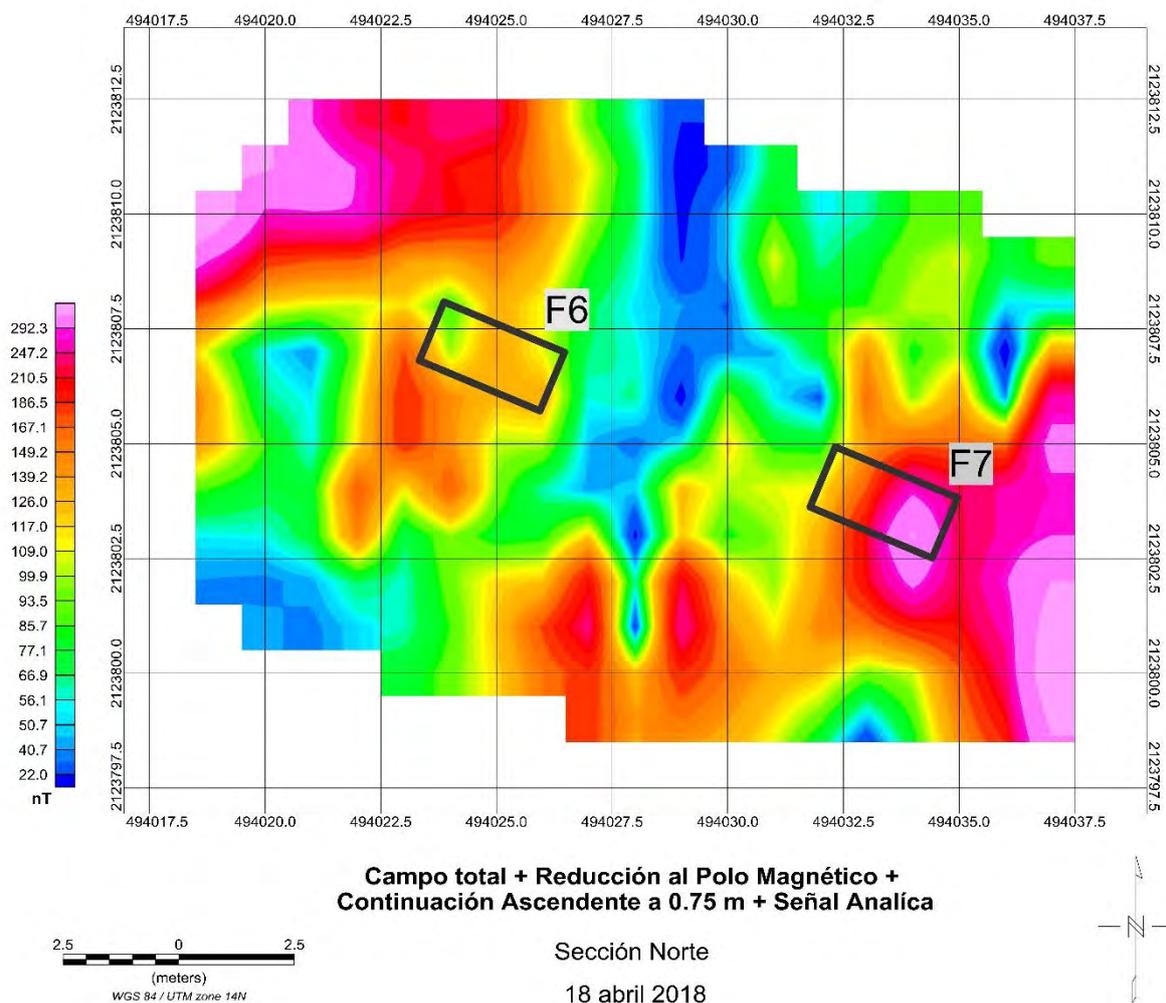


Figura 51. Mapa de anomalía magnética, sección norte del campo de pruebas, para la campaña dos.

En la figura 52 se muestra el mapa de la sección sur del mapa de la figura 43. En esta figura tampoco es visible alguna perturbación magnética asociada a alguna de las 3 fosas de la sección sur de la zona de estudio.

Al igual que en los sondeos realizados con el CMD, la geología del sitio está conformada principalmente por material ígneo y minerales ferromagnéticos, lo que influyó en los sondeos de prospección magnética con un sensor o en su modalidad de GMV. Otras metodologías de investigación en la búsqueda de fosas reales y simuladas, han utilizado con éxito tanto el CMD como el GMV (e.g. Molina Gallego, 2016; Sagripanti *et. al.*, 2013; Juerges *et. al.*, 2010; Pringle *et al.*, 2012; Fenning &

Donnelly, 2014), lo que sugiere que este material con valores de susceptibilidad altos enmascaró las respuestas con valores de susceptibilidad bajos, no permitiendo distinguir las anomalías producidas por las fosas.

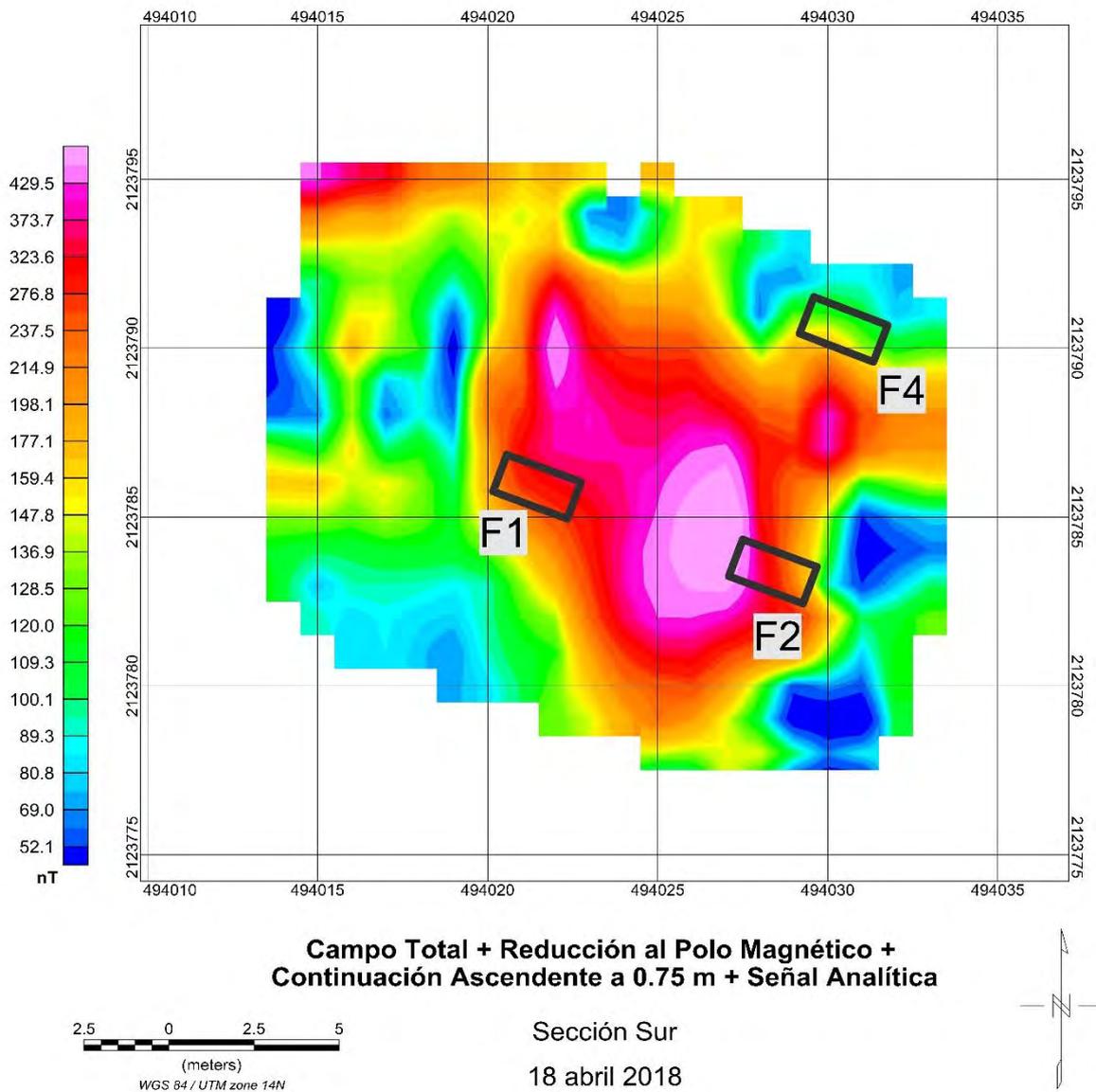


Figura 52, Mapa de anomalía magnética, sección sur del campo de pruebas, para la campaña dos.

4.2 Caso real: Parque Funeral el Vergel

El caso real se diseñó en una de las fosas comunes del Parque Funeral El Vergel, donde, por normativa se inhuman 5 cadáveres apilados dentro de una fosa. El contexto de estas inhumaciones permitió hacer un estudio donde se combinaron las metodologías de tomografía de resistividad eléctrica (TRE) en las modalidades 2D y 3D y radar de penetración terrestre (GPR), con esto se obtuvieron resultados de alta resolución, que permiten complementar las pruebas realizadas en el caso experimental (sección 4.1 Caso experimental: campo de pruebas).



4.2.1 Localización y descripción del Parque Funeral

El Parque Funeral El Vergel se localiza al suroeste de la zona limítrofe de la ciudad de Morelia, Michoacán (14Q 2,176,556 N - 14Q 264,887 E). El Parque Funeral está asentado en una planicie aluvial del cuaternario con roca ígnea extrusiva del Plioceno-Cuaternario y del Neógeno. Tiene lluvias en verano y es de humedad media (INEGI, 2009). El lugar ha servido de panteón por varios años, lo que ha resultado

en la remoción de las rocas, dejando sedimentos poco consolidados dentro del Parque Funeral.

En la parte sur del Parque Funeral se localiza una zona que sirve como fosa común; en ella se depositan los cadáveres que no son identificados o que nadie reclama.

Las dimensiones promedio de las fosas son de 2 metros de largo por 1.1 metro de ancho y 1.5 metro de profundidad con una separación entre fosas de 1.4, donde son inhumados 5 cuerpos apilados, cada uno dentro de una bolsa plástica.



Figura 53. Localización del Parque Funeral el Vergel. Croquis de la rejilla de trabajo.

El Parque Funeral presenta condiciones geológicas distintas a las que se tuvieron en el campo de pruebas. Así mismo, las fosas tienen dimensiones menores y mayor cantidad de cadáveres humanos.

La caracterización geofísica del sitio se llevó a cabo con los métodos geofísicos de Tomografía de Resistividad Eléctrica galvánica en sus modalidades bidimensional y tridimensional y de Radar de Penetración Terrestre, también en modalidad

bidimensional y pseudo – tridimensional, lo que permitió investigar y comparar la fiabilidad de estos métodos de prospección.

Para esto se delimitó una zona de trabajo o rejilla de 5.5 metros x 2 metros, de tal manera que la fosa con los cinco cadáveres quedó casi al centro, como se ilustra en las figuras 53 y 54.

Sobre esta rejilla se dispusieron dos líneas paralelas de electrodos de acero con los cuales se realizaron cuatro tomografías de resistividad eléctrica tridimensional. Dos de ellas con una separación entre electrodos de 0.25 m y dos más a una separación de 0.5 m en la modalidad de *roll-along* al 50%.

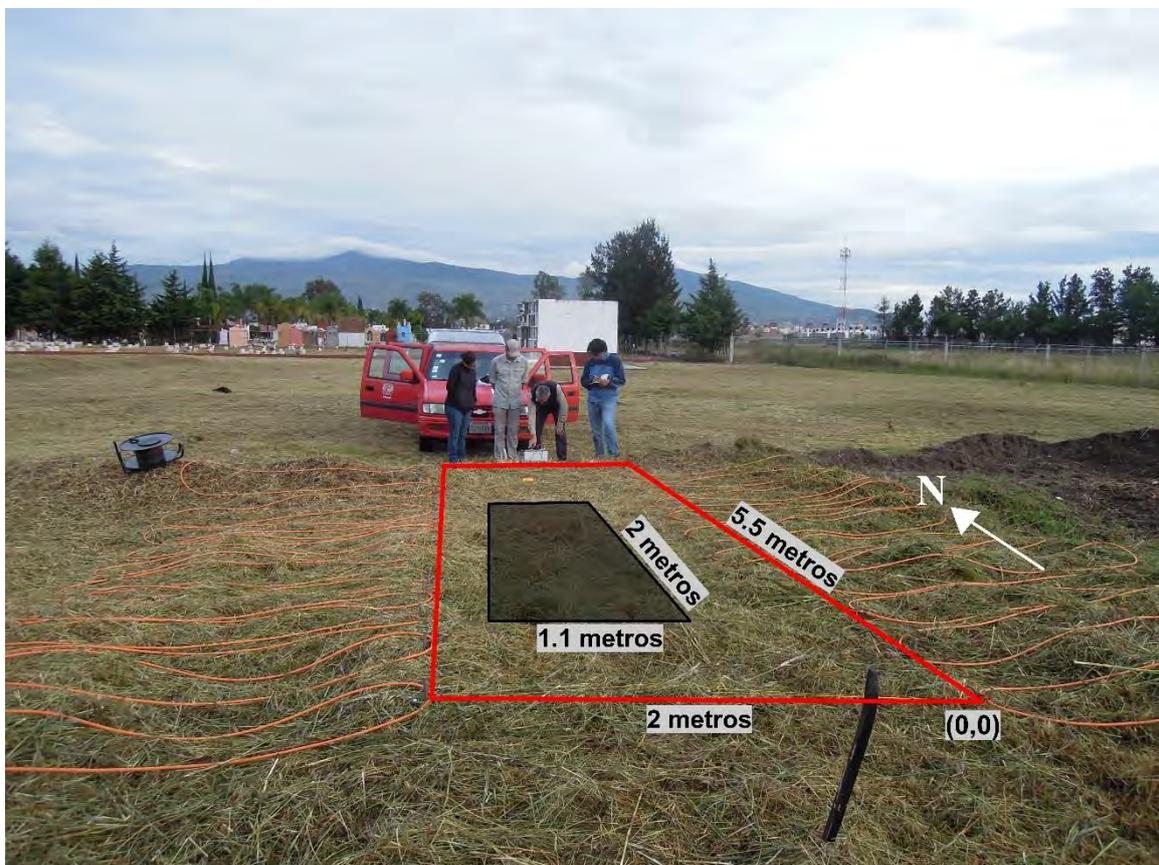


Figura 54. Rejilla de trabajo dentro del Parque Funeral El Vergel.

4.2.2 Muestreo y adquisición de los datos.

- Tomografía de resistividad eléctrica 2D (TRE 2D)

La técnica TRE 2D que se utilizó en este caso de estudio fue en su forma galvánica; es decir, se utilizaron 24 electrodos de acero que inyectan de manera puntual la corriente eléctrica (I), la cual se ha descrito anteriormente.

También se realizó un tendido de TRE 2D con separación electródica de 0.4 metros y con 23.6 m de longitud a lo largo y sobre 13 fosas que integran la fosa común del Parque Funerario el Vergel, como se ilustra en la figura 55.

Cabe destacar que, para este estudio, se utilizó la técnica de multi – electrodo llamada *roll-along*, la cual permite medir perfiles de mayor longitud. La técnica se basa en ir desplazando electrodos en segmentos desde la parte inicial del mismo hacia la parte central (traslape al 50%). En otras palabras, de los 24 electros, se mueven los primeros 12, quedando el electrodo 13 como el electrodo 1 y el segmento de 12 electrodos se coloca al final del tendido, y así sucesivamente hasta alcanzar la longitud deseada.

De esta manera se buscó que el perfil de TRE 2D mapeara la 13 fosas.

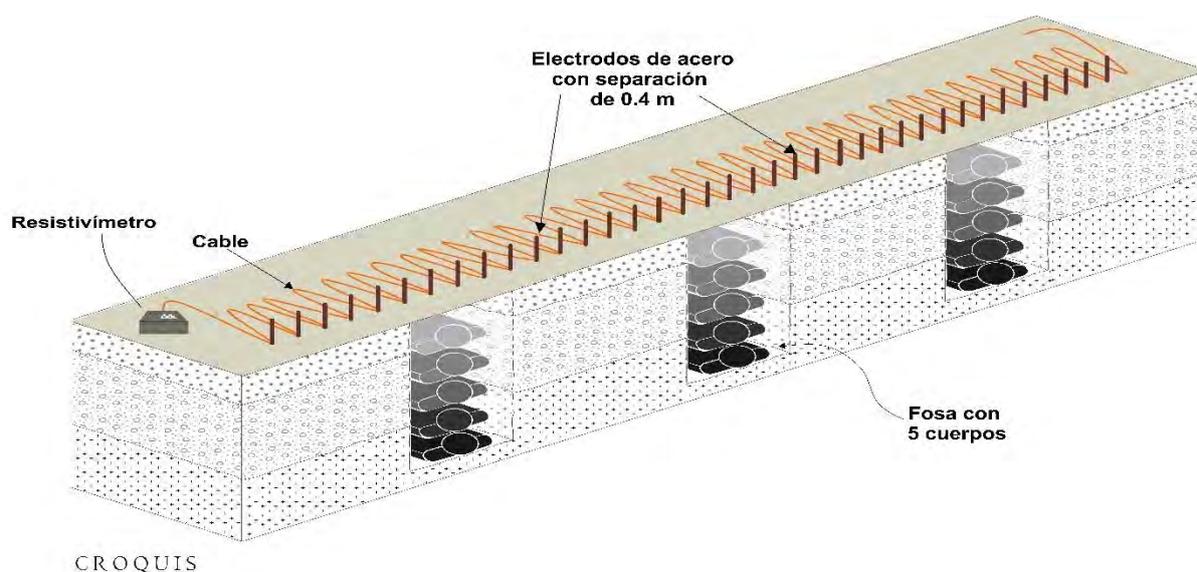


Figura 55. configuración electrónica en modalidad de *roll-along*.

Mientras mayor sea el traslape en la modalidad de *roll-along*, la densidad de datos o puntos de atribución es también mayor, reduciendo las zonas sin información (figura 56).

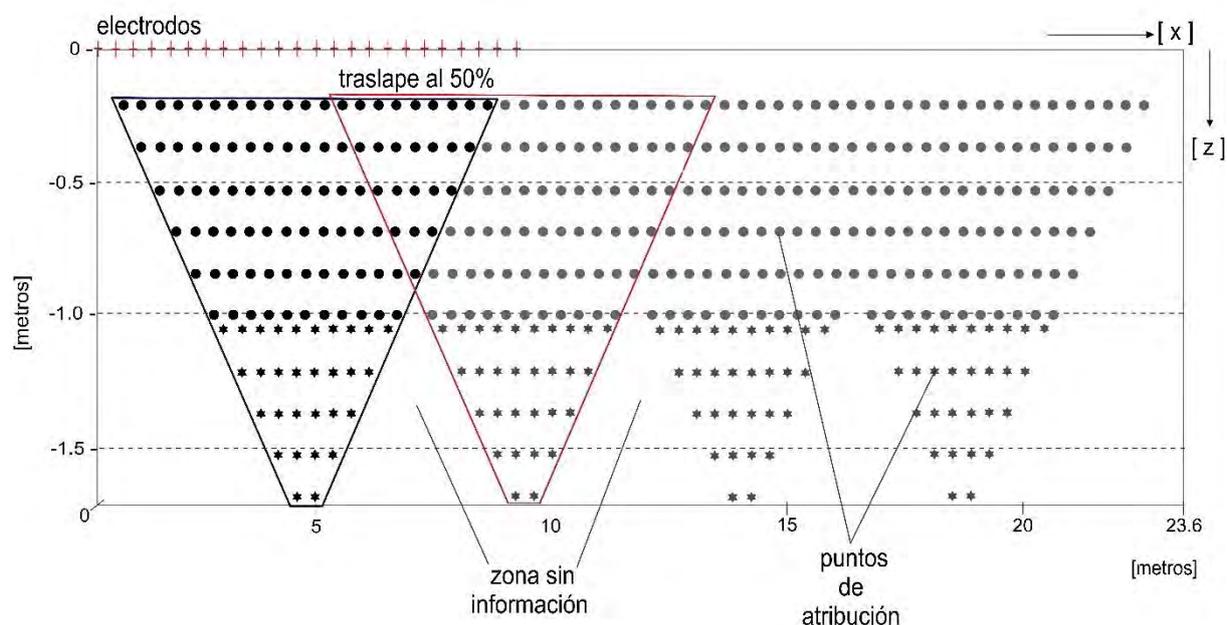


Figura 56. Puntos de atribución de TRE 2D en modalidad de roll-along.

- Tomografía de resistividad eléctrica tridimensional (TRE 3D)

La técnica TRE 3D que se utilizó también fue en su forma galvánica, la cual se ha descrito anteriormente. Únicamente se empleó para mapear la rejilla de trabajo de la figura 60, esto con la finalidad de obtener las lecturas con una menor distancia entre ellas.

De acuerdo con las ecuaciones de potencial para un semiespacio homogéneo es posible utilizar cualquier disposición de electrodos para mapear el subsuelo (figuras 57 y 58), permitiendo crear nuevos arreglos o combinaciones de ellos con el objetivo de definir características particulares del subsuelo. Es por este motivo por lo que se usaron las siguientes configuraciones electródicas: Ecuatorial Dipolo-Dipolo (figura 3) descrita en la sección 3.1.2 y la configuración de mínimo acoplamiento (figura 4) también descrita en la sección 3.1.3.

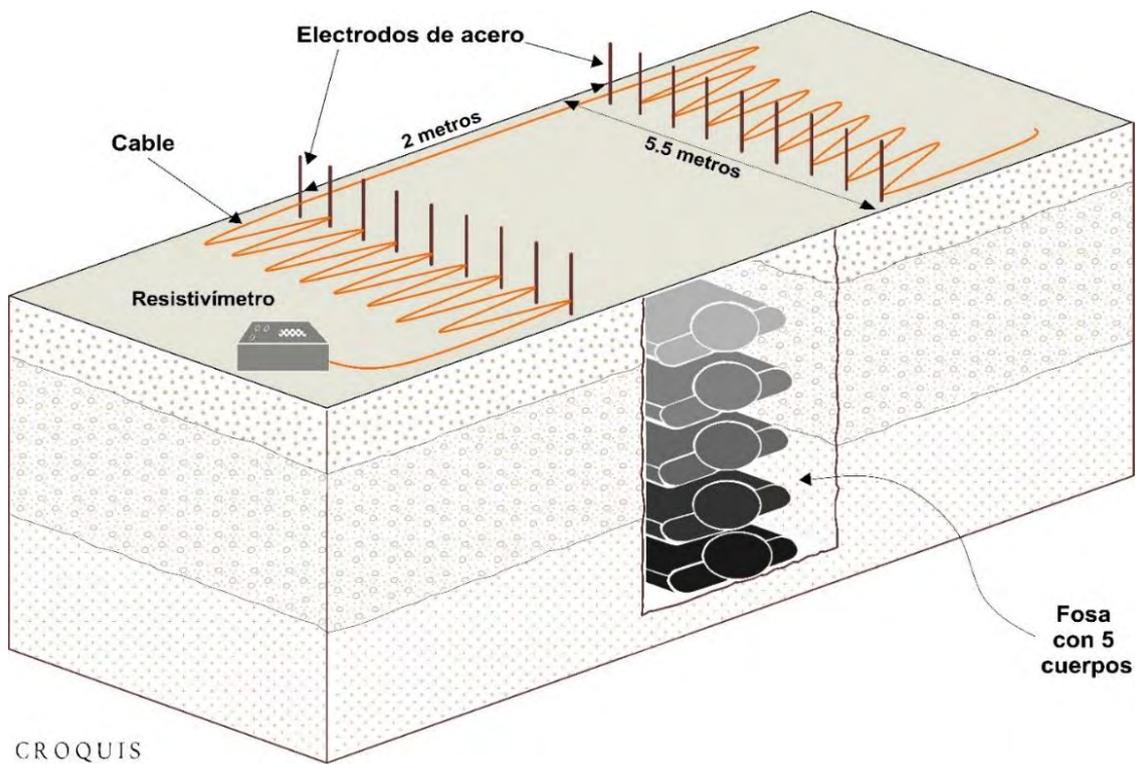


Figura 57. Arreglo eléctrico 3D.

Al sumar las cuatro combinaciones de las dos configuraciones eléctricas EQ y MA se obtuvieron puntos de medición en diferentes lugares y profundidades dentro de la rejilla, y directamente sobre la fosa con cadáveres (figura 58).

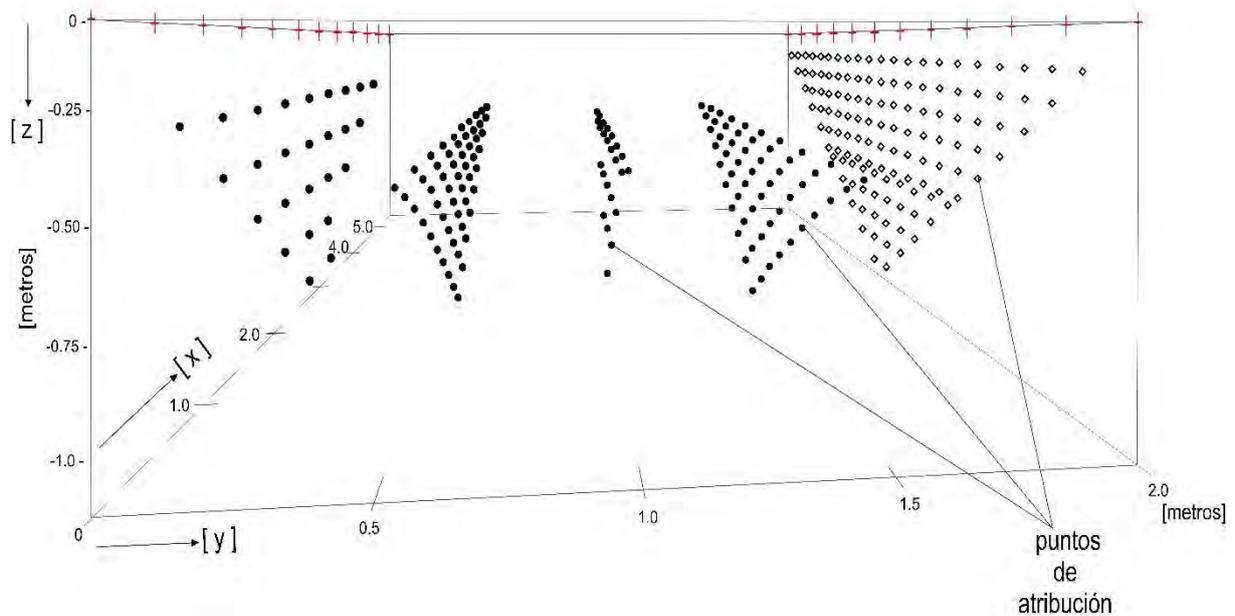


Figura 58. Puntos de atribución de TRE 3-D.

- Radar de penetración terrestre 2D y pseudo 3D

La otra técnica que se empleó fue Radar de Penetración Terrestre. Al igual que en el caso teórico, se empleó el equipo GSSI Sir 3000 con la antena de 400 MHz.

Se midió un perfil de 25.5 m de longitud que atravesó 13 fosas con restos de 5 cadáveres en cada una de ellas. Este perfil de GPR pasó por el mismo lugar por el que se midió el perfil de TRE 2D (figura 59).

También se realizaron 5 líneas de radar paralelas dentro de la rejilla o zona de estudio; cada línea se localizó a una distancia de 0.5 m, coincidiendo con líneas de las lecturas hechas con el TRE.

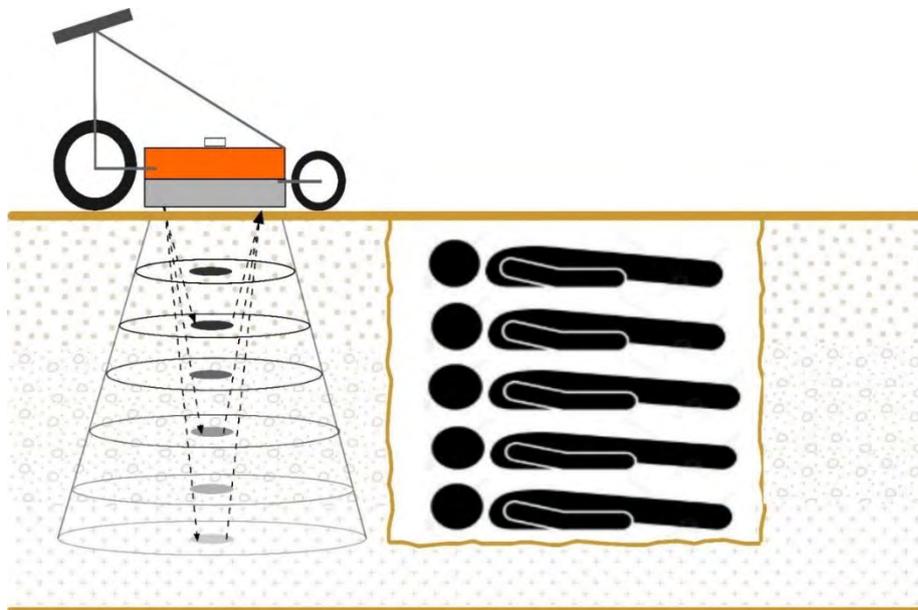


Figura 59. Sondeo de GPR sobre la fosa común.

4.2.3 Análisis y procesamiento de los datos

- **Tomografía de resistividad eléctrica galvánica TRE 2D y 3D**

Los datos de los perfiles de TRE 2D y 3D se trabajaron con archivos **.URF** (*Universal Resistivity data File*) que contiene la información de número y posición de los electrodos, secuencia de mediciones, valor de resistividad aparente medida, valor de corriente inyectada y la desviación estándar.

Una vez creados estos archivos, se empleó software *EarthImager 2D y 3D*, de *Advanced Geosciences, Inc. (AGI)*, para aproximar un modelo de resistividades reales del subsuelo a partir de los valores de resistividad aparente medidas *in situ*.

Los parámetros empleados para la inversión 2D de los datos fueron establecidos con base en el contenido de ruido de estos (valores muy altos o bajos de resistividad aparente, *outliers*). Debido al bajo número de *outliers*, se utilizó el modelo suavizado de inversión. Además, se modeló empleando el método de elemento finito para obtener modelos más exactos. Por otro lado, se empleó un número de divisiones de malla de 3. Se utilizaron 8 iteraciones para obtener un error cuadrático medio (RMS) menor o igual a 10 %; por otra parte, se estableció un intervalo de resistividad mínima y máxima de entre 5 y 60 ohm*m.

- **Radar de Penetración Terrestre**

Los datos de GPR fueron tratados con el software *GPRsoft* de *Geoscanners AB* y procesados de manera individual a partir de una secuencia convencional que consiste principalmente en: la corrección por posición, filtrado en frecuencia, ganancia, deconvolución y, en algunos casos, migración.

Se aplicó la corrección por posición o corrección estática, ya que la mayoría de las trazas no comienzan su registro en el mismo instante de la emisión del pulso. Las correcciones estáticas consisten en la unificación de un origen de tiempos, ubicándolas en el instante correcto. Con esta corrección se ajustan todas las trazas para mantener el mismo instante de inicio.

El filtrado consistió en eliminar del radargrama todo el ruido posible. El filtro debe conservar el margen de frecuencias donde la señal domina, optimizando la relación señal-ruido. De forma genérica puede realizarse una clasificación de los filtros en filtros unidimensionales y filtros bidimensionales.

El filtro unidimensional se aplica sobre cada traza de manera individual, realizando en todas ellas la misma operación. Son, por tanto, filtros que afectan exclusivamente a la dimensión vertical.

Filtros bidimensionales, filtrados en las dimensiones horizontal y vertical, aunque el filtro horizontal también se cataloga dentro de este grupo. Con este filtro se elimina del radargrama aquello que resulte común a todas las trazas y pueda ser considerado

como ruido sistemático que provenga del propio GPR. Esto se realiza mediante la sustracción de la traza media de todo el perfil (*background removal*).

También se aplicó la corrección por ganancia. En los datos de GPR, el pulso transmitido se atenúa y sufre los efectos de divergencia esférica según atraviesa el subsuelo, por lo que es necesario aplicar una ganancia a los datos de modo que restablezca las amplitudes en función de la profundidad. De este modo, además se consigue que la amplitud de las ondas de interés aumente respecto a las más superficiales. Los tipos más usuales de ganancia son *automatic gain control*, que pretende establecer un valor cuadrático medio a lo largo de la traza aumentando así la amplitud de las señales más débiles, y la ganancia exponencial, que multiplica la amplitud por un factor que crece exponencialmente con el tiempo de trayecto.

El proceso de deconvolución que se aplicó a los registros se utilizó para incrementar su resolución vertical comprimiendo en las trazas la forma de onda del pulso emitido.

La deconvolución se utiliza para transformar $y(t)$ (señal de salida), con la intención de que se asemeje a la secuencia reflectiva $h(t)$ (impulso) y, por tanto, incrementa la resolución vertical de la traza. Sin embargo, no siempre resulta positivo el uso de la deconvolución ya que, en ocasiones, factores como el desconocimiento real del pulso y la no linealidad del sistema la afectan.

Por último, el proceso de migración es una operación de inversión que reajusta las posiciones de los elementos del radargrama para que las reflexiones y difracciones se trasladen a su posición real, incrementando la resolución espacial. Este proceso corrigió las distorsiones geométricas inherentes al propio método, haciendo que el radargrama sea más parecido a la imagen del subsuelo.

4.2.4 Resultados

- **Resultados de TRE y GPR**

Esta campaña de trabajo se realizó en 10 de noviembre de 2017, y en la figura 60 se muestran los resultados de los perfiles bidimensionales de GPR y TRE. Estos perfiles se realizaron atravesando 13 fosas y se midió sobre la misma línea para poder realizar una comparación entre ellos.

Los datos de TRE 2D muestran un rango de valores muy reducido, que va de los $10^{0.65}$ - $10^{1.75}$ ohm*m, siendo los valores de resistividad más bajos los que se asocian a las fosas.

Los contornos geoelectricos de mayor resistividad se asocian a material geológico más consolidado, es decir, al material que ha sido poco alterado en las excavaciones.

En la figura 60, los resultados de TRE muestran 13 anomalías con valores bajos de resistividad a una profundidad promedio de 1 m y una separación entre ellas 1.5 m aproximadamente.

Los resultados del perfil de GPR muestran perturbaciones en el subsuelo que se asocian en posición y profundidad a las 13 fosas, las cuales corresponden con las anomalías de TRE. Además, se observan anomalías verticales o cortes en el subsuelo como la que se señala en las líneas rojas.

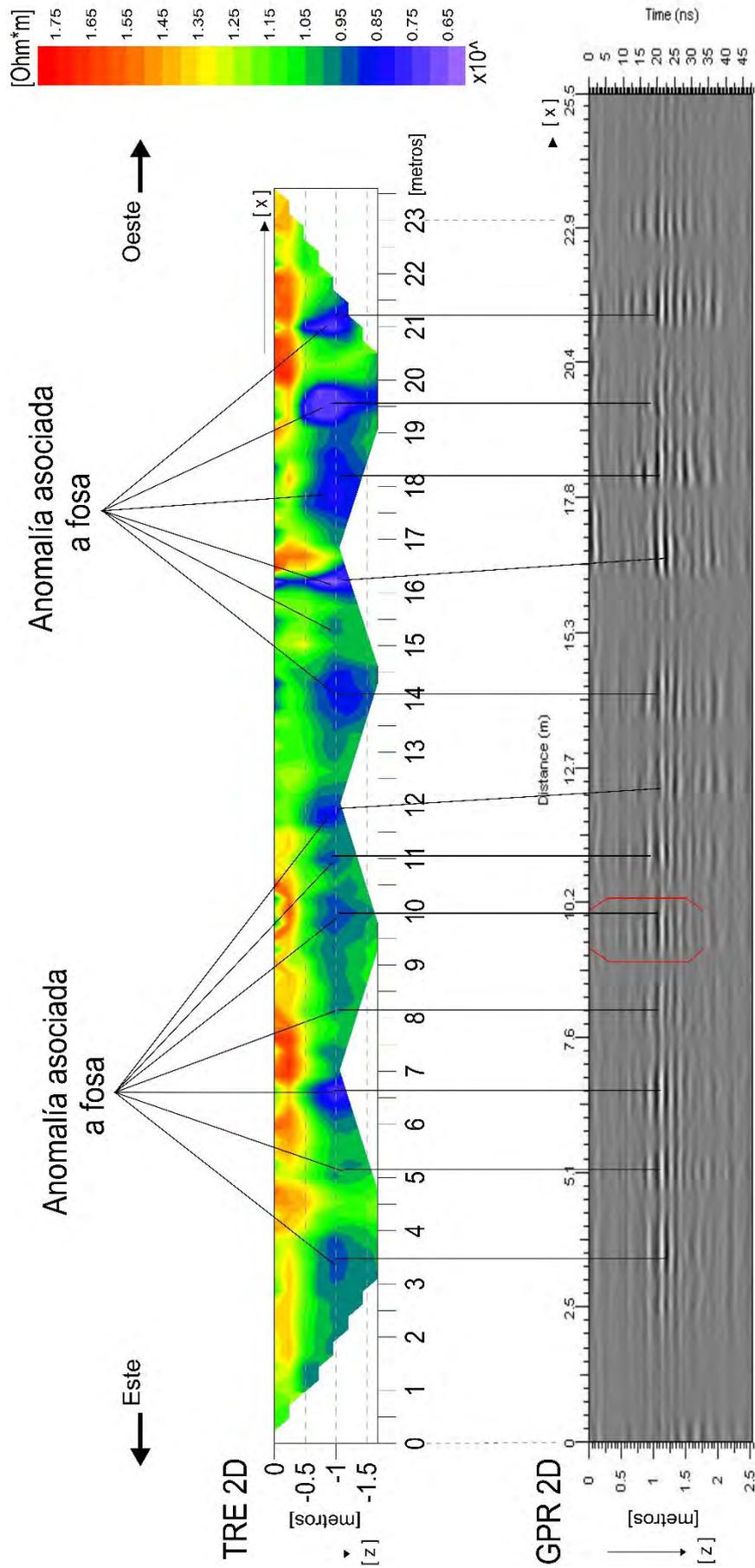


Figura 60. Comparación entre los perfiles bidimensionales de TRE y GPR.

- **Resultados de GPR pseudo 3D**

La campaña de trabajo para los sondeos 3D se realizó el 29 de septiembre de 2017. En la figura 61 se muestran los resultados correspondientes a 5 perfiles paralelos que se realizaron sobre la rejilla de trabajo y se muestran como un cubo pseudo 3D. Este se generó de la interpolación de los 5 radargramas de GPR. En el a) se observa el cubo pseudo 3D; en el b) se muestra el plano XZ de este cubo, siendo el eje X de 5.5 m y el eje Z superior a los 2 m de profundidad. Entre las líneas verdes se pueden ver cortes verticales o discontinuidades en el subsuelo con una separación aproximada de 2 metros. En el c) se observa el plano XY, donde el eje Y supera los 1.8 m de longitud. Las líneas verdes tienen la misma posición que en el b), y entre ellas es posible notar un contraste de superficies reflectoras. El plano YZ del d) se observan entre las líneas rojas y, de manera poco clara, las discontinuidades en el subsuelo.

- **Resultados de TRE 3D**

En la figura 62 se muestran los resultados de TRE 3D. En ella se observa que el rango de valores de resistividad en escala lineal corresponde a los valores del perfil 2D. El cubo 3D del a) muestra las caras exteriores de dicho cubo y, por ello, los contornos geoelectricos sólo se aprecian de manera superficial.

Para obtener información al centro del cubo, se suprimieron los valores resistividad mayores a 7 Ohm*m y mantuvieron los valores menores a este, como se ilustra en el b). En este inciso se puede observar el material de muy baja resistividad que se encuentra distribuido al centro de la rejilla con preferencia hacia el oeste.

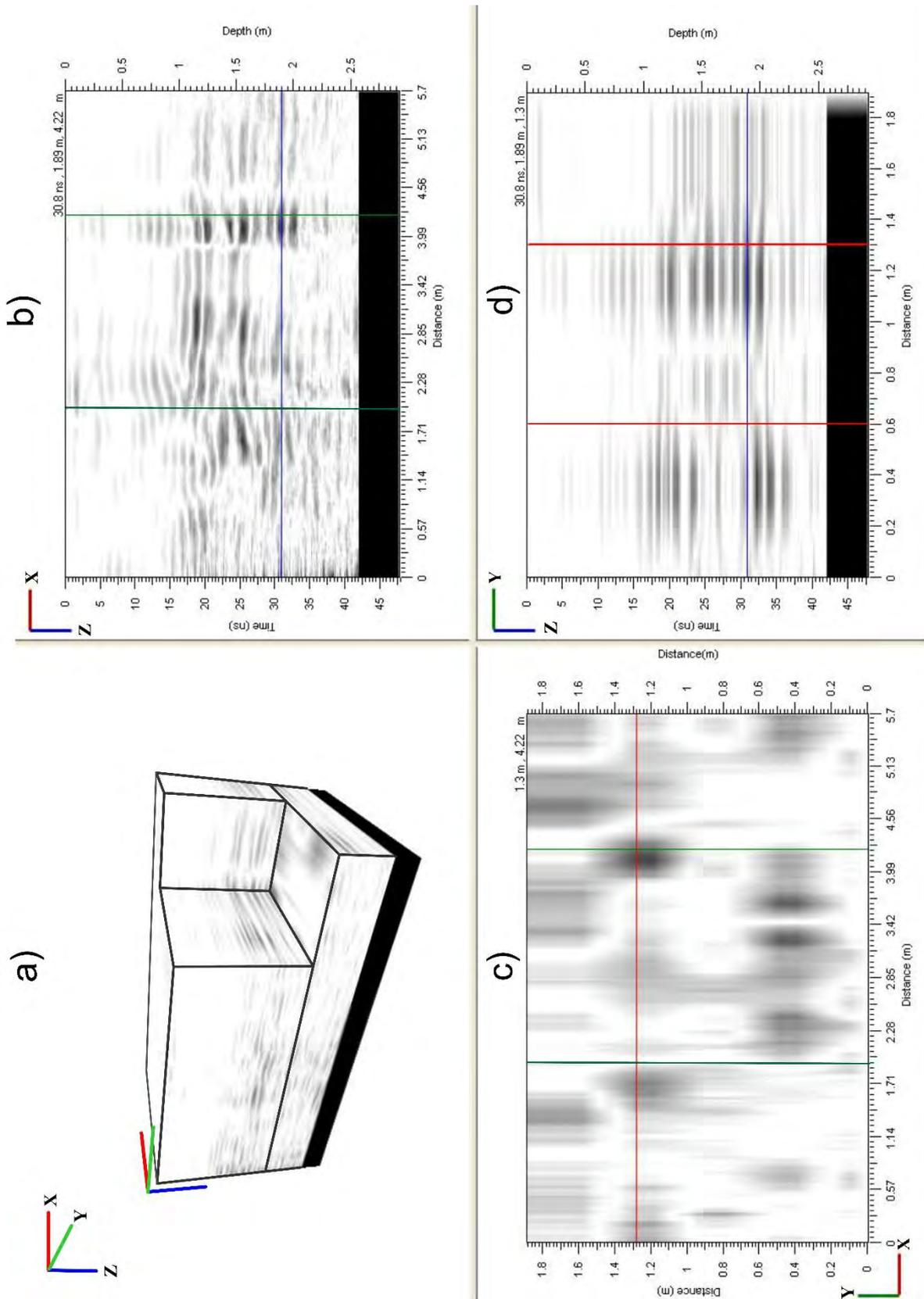


Figura 61. Pseudo 3D de GPR.

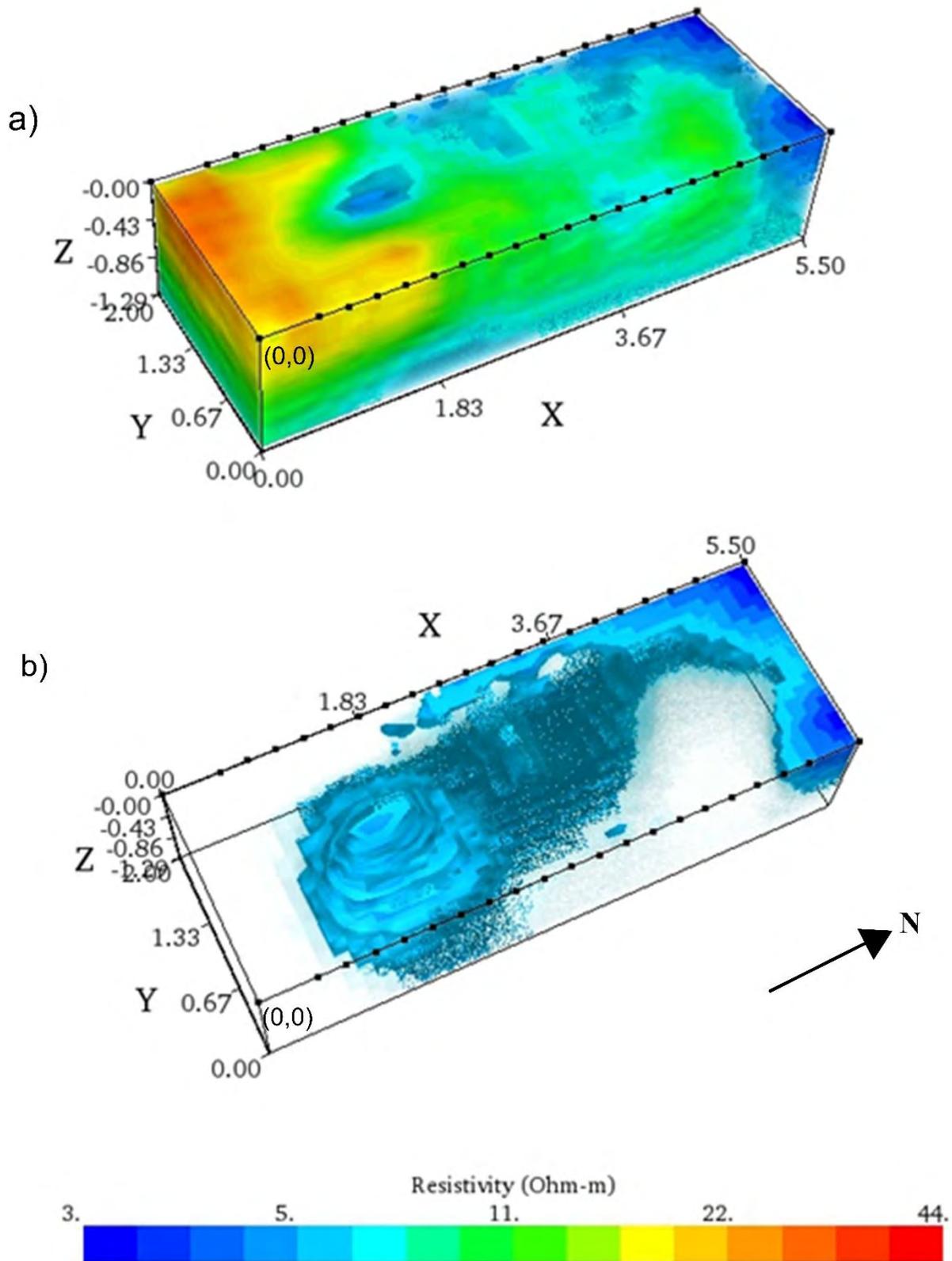


Figura 62. Resultados de tomografía de resistividad eléctrica 3D.

4.2.5 Discusión de los resultados

Como se ha mencionado anteriormente, cada fosa contiene restos de 5 cadáveres apilados dentro de ella, donde la profundidad de los cadáveres oscila entre los 0.4 y 1.5 m de profundidad para los restos más someros y el más profundo, respectivamente.

El contexto geológico del Parque Funeral a diferencia del campo de pruebas de Milpa Alta no contiene rocas ígneas de gran tamaño con alto contenido ferromagnético, por lo que existe una reducción considerable al ruido y a valores de resistividad altos. Por otro lado, el alto contenido de materia orgánica dentro de las fosas puede ser un factor que acentúe los contrastes de resistividad.

En los resultados de TRE 2D de la figura 60 se observan variaciones geoelectricas que van de $10^{0.85} - 10^{1.75}$ ohm*m. Estas zonas de baja resistividad se asocian a las fosas, ya que existe una correspondencia en posición con estas y alcanzan una profundidad de hasta 1.5 m. Los valores de resistividad altos (tonos cálidos) se localizan en la parte más superficial y rodeando los contornos geoelectricos de tonos fríos. Este material resistivo se encuentra más consolidado y se relaciona con material poco alterado al momento de realizar las excavaciones.

En la figura 60 también se tiene el perfil de GPR que se realizó sobre la misma línea de TRE 2D. Este radargrama muestra anomalías verticales en el material geológico, señaladas en el recuadro rojo. Estos son un indicio de cortes o cambios de interfaz en el medio, como los que se observaron en los radargramas del campo de pruebas (figura 46).

Las anomalías del radargrama de la figura 60 son observables desde la superficie y tienen una mayor concentración entre el metro y el 1.5 m de profundidad. Además, tienen una correspondencia con las anomalías de resistividad del perfil TRE 2D. Esta correspondencia de las anomalías aumenta la certidumbre en los resultados y confirma que la combinación de estas metodologías mejora la calidad de estos.

En b) de la figura 61 se muestra el plano XZ donde se observan con más claridad los cortes o cambios de interfaz en el medio enmarcados con las líneas verdes. Estos cortes tienen dimensiones muy cercanas a las dimensiones de la fosa que se mapeó. El c) muestra la anomalía en el plano XY, la cual está enmarcada entre las líneas

verdes. Se observa que la anomalía está descentrada con respecto al centro de la rejilla de trabajo y es más evidente en la parte inferior de la imagen.

La imagen del d) no es muy clara y no se puede precisar la anomalía de la fosa como en los incisos anteriores. Pero las tres imágenes en su conjunto permitieron el análisis de los radargramas en diferentes perspectivas y mejoran la interpretación de los resultados.

En la figura 62 se muestran los resultados de TRE 3D. En ella se observa que el intervalo de valores de resistividad corresponde a la escala que se obtuvo en la TRE 2D (figura 60).

En la sección sur del plano superficial del cubo de resistividades del a), se distingue un material geológico con valores de resistividad entre los 22 y 44 Ohm*m en escala lineal que contrasta con los valores menores a 11 Ohm*m que se distribuyen en la parte oeste y sur del cubo en el mismo plano.

Al excluir los valores de alta resistividad de los resultados obtenidos con la metodología TRE 3D, se mostraron los contornos geoelectricos más conductores. En el b) se muestran los materiales menores a 7 Ohm*m, los cuales en su mayoría se localizan en profundidad y con un sesgo en dirección oeste, por lo que esta anomalía corresponde a la fosa que se mapeó y que se describió en las figuras 53 y 54. Esta anomalía en conjunto con los resultados del cubo pseudo 3D de GPR, confirman la existencia de materiales con propiedades electromagnéticas diferentes a las de su entorno.

La correspondencia de las anomalías detectadas con ambos métodos aumenta la certidumbre en los resultados y confirma que la combinación de estas metodologías mejora la calidad de los mismos.

5 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

En este capítulo se presentan las conclusiones que se obtuvieron del análisis de los resultados que se mostraron anteriormente. Con estas conclusiones se puede tener una visión clara de las características de cada una de las metodologías empleadas en este trabajo.

La primera parte de este capítulo corresponde a las conclusiones y recomendaciones del trabajo hecho en el campo de pruebas. Posteriormente, se muestran las conclusiones y recomendaciones correspondientes a los resultados del trabajo hecho en el Parque Funeral El Vergel.

▪ **Conclusiones del campo de pruebas**

Los resultados que se analizaron del método de tomografía de resistividad eléctrica capacitiva (TREC) demuestran lo siguiente:

- La anomalía geoelectrica que produjeron las fosas se detectó con mayor claridad en los sondeos dirección este – oeste que en los sondeos dirección sur – norte. Esto se debe a que la resolución del equipo empleado no fue suficiente para detectar las fosas con dimensiones pequeñas.
- La cantidad materia orgánica es otro factor que permitió identificar las anomalías, ya que, a mayor cantidad de cerdos contenidos, el contraste geoelectrico de la fosa y su entorno fue más claro. Además, se observó que este contraste se acentúa en los meses con mayor cantidad de lluvia; análogamente los meses secos muestran contrastes geoelectricos ligeros y poco claros.
- No hay una evidencia para determinar que el tiempo que transcurrió entre la campaña 1 de trabajo y la campaña 3 afectó o atenuó la respuesta geoelectrica de las fosas.
- Los perfiles de TREC muestran un gradual aumento en los valores de resistividad a partir de los 0.5 m.
- Los altos valores de resistividad eléctrica detectados en el sitio corresponden a valores de material ígneo muy consolidado, el cual generó ruido natural en las secciones de la TREC y probablemente enmascaró el contraste que las anomalías de las fosas generaron, evitando que éstas sean más claras.

Los resultados que se analizaron del método de radar de penetración terrestre (GPR) demuestran lo siguiente:

- Los radargramas permitieron la identificación clara de líneas verticales de pliegues o superficies refractoras en el subsuelo que señalan el contorno de las fosas.
- Estas líneas verticales son visibles desde la superficie y se van atenuando con la profundidad debido a que la energía EM se va perdiendo por la cantidad de ruido geológico. Estas líneas son visibles en las 3 campañas de trabajo.
- Algunas fosas mostraron una pérdida de la energía EM al fondo de estas. Esto se relaciona con la saturación o acumulación de líquido en el fondo de la fosa ya que el material rocoso del fondo puede propiciar a que la filtración se haga más lenta.
- El GPR permitió observar un aumento de superficies refractoras a partir de los 0.5 m de profundidad, asociadas a la gran cantidad de rocas ígneas que de manera natural se encuentran depositadas en el sitio. Estas señales se asumen como ruido geológico.
- La resolución obtenida con el GPR permitió observar las anomalías producidas por las excavaciones, las que se precisan con más claridad que en los perfiles de TREC.

Los resultados que se analizaron de los sondeos de conductividad electromagnética (CMD) demuestran lo siguiente:

- Los sondeos de conductividad electromagnética mostraron un plano de contornos geoelectricos a una profundidad aproximada de 1.5 m. Estos sondeos mostraron la misma tendencia de valores geoelectricos en todas las campañas y no mostraron una respuesta o perturbación por las fosas o su contenido.
- Los resultados de la componente en fase muestran una relación en la distribución de los contornos con los cuerpos conductores y/o resistivos. Esta distribución de contornos geoelectricos tiene una ligera variación que depende de la cantidad de lluvia o saturación en el subsuelo.
- Con este método de exploración no fue posible observar una anomalía geoelectrica que se pueda asociar a las excavaciones de las fosas en ninguna

de las 3 campañas de trabajo. Esto se debe a los altos valores de resistividad eléctrica (o valores bajos de conductividad) del sitio y que la profundidad del sondeo sobrepasó las profundidades de las fosas.

Los resultados que se analizaron de los sondeos de magnetometría demuestran lo siguiente:

- La caracterización de la susceptibilidad magnética del subsuelo mostró un intervalo de valores muy amplio en todas las campañas de trabajo alcanzando valores muy altos debido al contexto geológico.
- Los mapas completos de GMV y los que se realizaron con un solo sensor mostraron la existencia de un cuerpo geológico que genera una fuente magnética con altos valores de susceptibilidad, la cual no fue posible filtrar o atenuar. El dipolo que generó dicho cuerpo geológico enmascaró contrastes o valores bajos de susceptibilidad magnética.
- Los mapas que se cortaron para eliminar esta fuente magnética con altos valores de susceptibilidad tampoco mostraron una fuente o perturbación que se pueda asociar a las excavaciones.
- La geología local, principalmente rocas ígneas andesíticas, dificultó la identificación de perturbaciones magnéticas de baja intensidad.

Es importante resaltar que la geología del sitio complicó las lecturas de las metodologías geofísicas aplicadas, generando ruido geológico. La temporalidad tuvo una influencia en los métodos electromagnéticos, acentuando los contornos geoelectrónicos y las anomalías asociadas a las fosas.

La TREC mostró resultados satisfactorios para mapear las fosas de mayores dimensiones y poco satisfactorios para las fosas más someras o de dimensiones pequeñas. Se recomienda usar una distancia menor entre los dipolos para mejorar la resolución de los perfiles.

En el contexto geológico del campo de pruebas, los sondeos de conductividad electromagnética no lograron mapear una respuesta que se pueda asociar con las fosas. Se sugiere hacer pruebas de esta metodología en lugares con condiciones

geológicas diferentes y con una distancia más corta entre las bobinas del equipo para prospectar un plano más somero.

Los sondeos de magnetometría con un sensor o con la modalidad de GMV no lograron mapear una respuesta que se pueda asociar con las fosas. Se sugiere hacer pruebas de esta metodología en lugares con condiciones geológicas diferentes.

La caracterización de dos o más propiedades físicas – químicas del subsuelo aumenta la certidumbre y reduce los errores de los resultados, además de facilitar la interpretación. Por esto, se recomienda emplear la combinación de al menos dos métodos de exploración geofísica somera que sean los más adecuados según las exigencias de la geología del sitio.

▪ **Conclusiones del Parque Funeral el Vergel**

Con los resultados que se obtuvieron para los datos de tomografía de resistividad eléctrica 2D (TRE), se concluye lo siguiente:

- Los perfiles TRE 2D muestran las anomalías que generan las fosas. En los contornos geoeléctricos se observan de manera clara las variaciones en los valores de resistividad.
- La geología del sitio, sin rocas y con el subsuelo húmedo, permitió tener valores de resistividad muy bajos en el subsuelo.
- La resolución que alcanzó el equipo y la metodología empleada permitieron diferenciar con claridad las anomalías geoeléctricas que generan las fosas del resto de su entorno. Además, las anomalías corresponden en profundidad a las fosas y son equidistantes entre sí; también se observa que los valores de resistividad más altos se localizan en la superficie o cercana a ella y rodean los valores bajos.

Con los resultados que se obtuvieron para los datos de radar de penetración terrestre (GPR), se concluye lo siguiente:

- El GPR mostró con claridad anomalías en los radargramas que corresponden a las fosas.

- Las anomalías se identifican por líneas o cortes verticales en el subsuelo y corresponden a los límites de las fosas, además de ser equidistantes entre sí y tener la misma profundidad.
- Por otro lado, al no encontrarse rocas en el sitio, hay una considerable reducción de ruido, por lo que las fosas generan el mayor contraste en el radargrama haciéndose más evidentes.

Con los resultados que se obtuvieron para los datos de radar de penetración terrestre (GPR) pseudo 3D, se concluye lo siguiente:

- La construcción del cubo pseudo 3D de GPR permitió observar la anomalía que producen los 5 cuerpos apilados dentro de la fosa en 3 diferentes perspectivas. En el plano XZ de este cubo se observan con claridad los cortes del subsuelo y la profundidad que estos alcanzan. El plano XY no muestra las anomalías tan claras debido a la interpolación de los radargramas, pero logra mostrar la anomalía de la fosa en la posición donde ésta se localiza. El plano YZ es poco claro debido a la interpolación de esta perspectiva.

Con los resultados que se obtuvieron para los datos tomografía de resistividad eléctrica (TRE) 3D, se concluye lo siguiente:

- La construcción del cubo 3D de resistividad eléctrica mostró con más claridad la anomalía que produce la fosa, debido a que los puntos de atribución quedaron distribuidos dentro de ella.
- Se observa también que los valores de resistividad están en un rango muy bajo que corresponden a la misma escala del perfil TRE 2D.
- En el cubo 3D se observa una anomalía de bajo valor de resistividad que tienen una forma alargada en dirección sur norte y que está ligeramente desplazada al oeste. Esta anomalía se asocia a los restos de los 5 cuerpos apilados dentro de ella.

En este caso de estudio, la geología del Parque Funeral el Vergel permitió obtener resultados de las lecturas de TRE y GPR en sus modalidades 3D y pseudo 3D con muy poco ruido geológico.

La TRE 2D mostró resultados óptimos debido a su mayor resolución y a las condiciones de humedad y la geología favorable que se encontró.

El cubo pseudo 3D de GPR muestra en el plano XZ los cortes del subsuelo con mucha claridad. Se recomienda que se realicen los perfiles de GPR más cercanos entre sí para mejorar los valores en la interpolación y tener imágenes más claras en sus 3 planos.

Los resultados del cubo 3D de resistividad mostraron imágenes más claras de las anomalías y de su contenido. Los resultados de alta resolución se deben a la densidad de puntos de atribución que genera esta metodología.

La combinación de 2 métodos de prospección geofísica, bidimensionales o tridimensionales, aumenta la certidumbre de los resultados.

En resumen:

Este trabajo demuestra que los métodos de prospección geofísica somera son una herramienta no invasiva ni destructiva que se puede emplear en la caracterización del subsuelo para la localización de fosas e inhumaciones clandestinas.

La elección del método debe estar en función del objetivo de búsqueda, de la geología del sitio ya que componentes presentes en el subsuelo, como minerales impermeables o ferromagnéticos pueden alterar las señales emitidas y recibidas por los equipos de prospección geofísica, como sucedió en los métodos de gradiente magnético vertical (GMV) y conductividad magnética (FDEM) en el caso experimental, por otro lado, la temporada del año en la que se realizan los sondeos, es un factor importante.

Los resultados obtenidos sugieren que se emplee al menos dos métodos que caractericen diferentes parámetros físicos de las rocas y el subsuelo con el fin de disminuir las ambigüedades en los resultados.

Por la urgencia en la labor de buscar fosas y el alto riesgo que se tiene al realizar esta actividad, se recomienda combinar estas técnicas geofísicas con técnicas percepción remota y fotogrametría. Además, es importante seguir haciendo pruebas con otros métodos de exploración geofísica en otras regiones que tengan diferentes condiciones geológicas y climáticas.

El propósito de los métodos prospección geofísica somera es reducir un área de búsqueda grande a un número manejable de áreas de interés más pequeñas que luego pueden someterse a un examen más completo. En consecuencia, una buena encuesta geofísica debe reducir las potenciales áreas de hallazgo sin excluir ninguna característica razonable de interés forense.

BIBLIOGRAFÍA

- Aguilera, D., Giaccardi, A., Carrara, M., De Grandis, N., Membrives, D., & Codega, D. (2006). Prospección geoelectrica en manzana 38 del Parque Arqueológico "SFLV". *Estudios de Arqueología Histórica*. Río Grande, Tierra de Fuego: Congreso de Arqueología Histórica Argentina.
- Aguilera, D., Giaccardi, A., Membrives, A., Carrara, M., & De Grandis, N. (2006). Santa Fe la Vieja, Arqueología de los siglos XVI y XVII. *Geofísica aplicada a la Arqueología de Santa Fe La Vieja*, Cap 7, 9p.
- Aguirre Díaz, J. P., & Esteves Robles, S. (2014). *Análisis y eliminación de ruido en Tomografía Eléctrica Resistiva*. Tesis UNAM.
- ALAF-Asociación Latinoamericana de Antropología Forense. (2017). *Guía latinoamericana de buenas prácticas para la aplicación en antropología forense*. Comité Internacional de la Cruz Roja.
- Annan, A. P. (2003). *Ground Penetrating Radar Principles, Procedures and Applications*. Canada: Sensors & Software Inc.
- Área de comunicación de Ciencias Exactas. (25 de agosto de 2016). *UNRC-Universidad Nacional de Río Cuarto*. Obtenido de Geólogos de la UNRC colaboran en la búsqueda de personas desaparecidas: https://www.unrc.edu.ar/unrc/n_comp.cdc?nota=29841
- Argote Espino, D. L. (2002). *Caracterización geofísica de sitios arqueológicos: medio rural y urbano*. Ciudad de México: Tesis UNAM.
- Ariet, M., González, J., & Sánchez, L. (1996). *Reconstrucción histórica de los hechos relacionados con el enterramiento del Comandante Ernesto "Che" Guevara y sus compañeros de guerrilla, caídos en Bolivia*. La Habana: Instituto de Medicina Legal, PRELA.
- Barba P., L., & Rodríguez, M. E. (1991). La prospección arqueológica o para qué sirve el diagnóstico clínico. *Antropología y técnica*, 239-257.
- Barone, P. M., Swanger, K. J., Stanley-Price, N., & Thursfield, A. (2015). Finding graves in a cemetery: preliminary forensic GPR investigations in the Non-Catholic Cemetery in Rome (Italy). *Elsevier*, 5.
- Bass, B., & Jefferson, J. (2004). *La Granja de Cadáveres*. España: Alba.
- Bevan, B. (1991). The search for graves. *Geophysics*, 56.
- Bevan, B. (2006). *Understand Magnetic Maps*. Virginia: Geosight.
- Blakely, R. J. (1996). *Potential theory in gravity and magnetic applications*. United Kingdom: Cambridge University Press.
- Blancas-Vázquez, J. E. (2000). *Principios y aplicaciones del método de radar de penetración terrestre (GPR)*. Ciudad de México: Tesis de Licenciatura, UNAM.
- Bossuet, G., Camerlynck, C., Brehonnet, C., & Petit, C. (2001). Magnetic prospecting of diachronic structures (Antiquity to First World War) on the site of the Sanctuary of Ribemont-sur-Ancre (Somme, France). *Archaeological Prospection*, 67-77.
- Brito Schimmel, P., & Carreras, C. (2005). *Aplicación de métodos geofísicos en arqueología: una recopilación sobre el actual estado de la cuestión en España*. Scientific Heritage.
- Buscaglia, S. (2001). *Métodos geofísicos y propiedades del registro arqueológico*. *Arqueología no intrusiva en el sitio de Floridablanca (Pto. San Julián, Pcia. de Santa Cruz)*. Facultad de Filosofía y Letras. UBA. MS.

- Butler, D. K. (2005). *Near-Surface Geophysics*. Society of Exploration Geophysicists.
- Calkin, S., Allen, R., & Harriman, M. (1995). Buried in the basement - Geophysics role in a forensic investigation. *SEG*.
- Campbell, W. (1997). *Introduction to Geomagnetic Fields*. New York: Cambridge University Press.
- Centeno Salas, F., Flores García, W., Gutierrez Calderon, R., & Carreon, D. (2014). Multiresolution analysis based on Mallat pyramidal algorithm applied to GPR data. *15th International Conference on Ground-Penetrating Radar (GPR)*, (págs. 647-650).
- Chavez, R. E., Tejero, A., Argote, D., Cifuentes, G., Hernández-Quintero, J. E., & García-Serrano, A. (2017). Interior Imaging of El Castillo Pyramid, Chichen Itza, Mexico, Using ERT-3D Methods: Preliminary Results. *Geofísica Internacional*, 10.
- Cifuentes-Nava, G. (2009). *Monitoreo Geomagnético del Volcán Popocatepetl*. Posgrado Ciencias de la Tierra, UNAM.
- Cifuentes-Nava, G., Cabrer-Torres, R., Tejero-Andrade, A., Hernández-Quintero, E., García-Serrano, A., Chávez-Segura, R., . . . Cervantes-Solano, M. (2017). Tomografía de Resistividad Eléctrica 3D en la Catedral de Morelia, México. *Arqueología Iberoamericana*, 8.
- Comité Internacional de la Cruz Roja. (2017). *Guía Práctica para la Recuperación y Análisis de Restos Humanos*. Lima Perú.
- Congram, D. (2008). A clandestine burial in Costa Rica: prospection and excavation. *Forensic Sci.*, 53.
- Constantino-Rodríguez, L. D. (2011). *Método de Tomografía Eléctrica para Determinar Estructuras Volcánicas*. Tesis UNAM.
- Dahlin, T., & Loke, M. (1998). Resolution of 2D Wenner resistivity imaging as assessed by numerical modelling. *Journal of Applied Geophysics*, 237-249.
- Dahlin, T., & Zhou, B. (2004). A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays. *Geophysical Prospecting*, 379-398.
- Dahlin, T., Berntone, C., & Loke, M. H. (2002). A 3D Resistivity Investigation of a contaminated site at Lernacken, Sweden. *Geophysics*, 67.
- Davis, J., Heginbottom, J., Annan, P., Daniels, R., Berdal, B., Bergan, T., & Duncan, K. (2000). Ground penetrating radar surveys to locate 1918 Spanish flu victims in permafrost. *Journal of Forensic Sciences*, 45.
- Dey, A., & Morrison, H. F. (1979). Resistivity modeling for arbitrarily shaped threedimensional structures. *Geophysics*, 753-780.
- Dobrin, B. M., & Savit, C. H. (1988). *Introduction to Geophysical Prospecting*. McGraw-Hill.
- Domenico, C., D'Emilio, M., Di Salvia, S., Lapenna, V., Ragosta, M., & Rizzo, E. (2004). Magnetic mapping, ground penetrating radar surveys and magnetic susceptibility measurements for the study of the archaeological site of Serra di Vaglio (southern Italy). *Journal of Archaeological Science*, 31.
- Doolittle, J. (1987). Using Ground-penetrating Radar to Increase the Quality and Efficiency of Soil Surveys. *Soil Survey Techniques*(20).
- Dupras, T. L., Schultz, J. J., Wheeler, S. M., & Williams, L. J. (2006). *Archeological Approaches*. Taylor & Francis Group.
- Edwards, L. S. (1977). A Modified Pseudosection for Resistivity and IP. *Geophysics*, 42: 1020-1036.
- Ellis, R. G., & Oldenburg, D. W. (1994). Applied geophysical inversion. *Geophysical Journal International*, 5 - 11.

- Equipo Argentino de Antropología Forense (EAAF). (2020). *Guía forense para la investigación, recuperación y análisis de restos óseos*. Unión Europea.
- Escorza-Reyes, M. (2010). *Magnetometría de la Isla Socorro, Archipiélago de las Revillagigedo*. Ciudad de México: Tesis UNAM.
- Fenning, P., & Donnelly, L. (2014). Geophysical techniques for forensic investigation. *Geological Society, London*, 11.
- France, D. (1992). A multidisciplinary approach to the detection of clandestine graves. *J. Forensic Sci.*
- Gallón, J. (16 de abril de 2015). *Vice*. Obtenido de Cazador de fosas: https://www.vice.com/es_co/article/gq79jj/cazador-de-fosas
- García Colero, J. (7 de octubre de 2009). *ABC.es*. Obtenido de <https://www.abc.es/20091007/cultura-/primera-imagen-fosa-lorca-200910062234.html>
- Garman, M. K., & Purcell, S. F. (2004). Applications for Capacitively Coupled Resistivity Surveys in Florida. *The Leading Edge*, 697-698.
- Geometrics. (1999). *OhmMapper TR1 Operation Manual*. San Jose, CA.: Geometrics Inc.
- Georgina-Mayo. (24 de febrero de 2016). *La Red 21*. Obtenido de <http://www.lr21.com.uy/comunidad/1277837-jorge-gonzalez-perez-che-guevara-cuba-medicina-forense>
- Godio A., P. (2005). Integrated Data Processing for Archeological Magnetic Surveys. En *The Meter Reader, The Leading Edge (TLE)* (págs. 1138-1144). Italia.
- González-Orias, R. A. (2003). *Geofísica Aplicada, Práctica, Métodos Geoelectricos*. La Paz: Geofisi-K Cs.
- Grant, F. S., & West, G. F. (1965). *Interpretation Theory in Applied Geophysics*. McGraw-Hill.
- Grupo de Investigaciones en Antropología Social y Forense. (2019). *Guía de búsqueda de personas desaparecidas con enfoque en la verdad y la justicia*. CDMX: Colectiva Hermanas de la Sombra.
- Guilbaud, M.-N., Arana-Salinas, L., Siebe, C., Barba-Pingarrón, L. B., & Ortiz, A. (2015). *Volcanic stratigraphy of a high-altitude Mammuthus columbi (Tlacotenco, Sierra Chichinautzin), Central Mexico*. Springer.
- Hilario-Huerta, N. (2017). *Prospección Magnetométrica en la zona de Plazuelas, Guanajuato*. Ciudad de México: Tesis-UNAM.
- Igel, J. (2008). The small-scale variability of electrical soil properties-influence on GPR Measurements. *12th International conference on Ground Penetrating Radar*, (pág. 10). Birmingham, UK.
- INEGI. (2009). *Prontuario de Información Geográfica municipal de los Estados Unidos Mexicanos*. Clave geoestadística 16053.
- Iriarte-Sierra, L. (2010). *Imágenes 3D de tomografía eléctrica en la zona arqueológica de Pahñú, Edo. de Hidalgo*. Ciudad Universitaria, México: Tesis UNAM.
- Jervis, J. R., Pringle, J. K., & Tuckwell, G. (2009). Time-lapse resistivity surveys over simulated clandestine graves. *Forensic Science International*, 7.
- Jervis, J., & Pringle, J. (2014). A study of the affect of seasonal climatic factors on the electrical resistivity response of three experimental graves. *J. Applied Geophysics*.
- Jol, M. H. (2009). *Ground Penetrating Radar: Theory and Applications*. Great Britain: Elsevier Science.
- Juerges, A., Pringle, J., Jervis, J., & Masters, P. (2010). Comparison of magnetic and electrical resistivity surveys over simulated clandestine graves in contrasting burial environments. *Near Surface Geophysics*, 529-539.

- Koppenjan, S., Streeton, M., Lee, H., & Ono, S. (2004). Advanced signal analysis for forensic applications of ground penetrating radar, in 10th International Conference on Ground Penetrating Radar. Delft, The Netherlands.
- Kuras, O., Beamish, D., Meldrum, P. I., & Ogilvy, R. D. (2005). Fundamentals of the capacitive resistivity technique. *British Geological Survey, United Kingdom*, 63.
- Lanza, R., & Meloni, A. (2006). *The Earth's Magnetism an introduction for geologists*. Springer.
- Lapazaran Izargain, J. J. (2004). *Técnicas de procedado de datos de georradar y su aplicación al estudio del régimen termodinámico de los glaciares fríos y politérmicos*. Madrid: Universidad Politécnica de Madrid, tesis doctoral.
- Lee-Miller, M. (2002). *Coupling Ground Penetrating Radar Applications with Continually Changing Decomposing Human Targets: An Effort to Enhance Search Strategies Of Buried Human Remains*. Knoxville: The University of Tennessee, Knoxville.
- Loke, M. H., & Baker, R. D. (1996b). Practical techniques for 3D resistivity surveys and data inversion. *Geophysical Prospecting*, 499-523.
- López Hidalgo, A. A., Loke, M. H., Fanton, G. Ó., & Cara Rubí, E. (2002). Técnicas Prácticas para Investigación de Resistividad en dos y tres Dimensiones (Tomografía Eléctrica 2D y 3D). 36.
- Martinelli, H. P., & Osella, A. (2006). El método de inducción electromagnética. *Researchgate*, 19.
- Martín-Gutiérrez, J. (2004). Análisis del subsuelo utilizando técnicas geofísicas. Sistema de Georadar RAMAC/GPR. *VIII Congreso Nacional de Topografía y Cartografía*, (pág. 17). Madrid.
- Matos-Moctezuma, E. (2014). ¿"El hombre de Tepexpan" era en verdad hombre? *Arqueología Mexicana*, 21(125), 86-87.
- McGillivray, P. R., & Oldenburg, D. W. (1990). Methods for calculating Fréchet Derivates and sensitivities for the non-linear inverse problem: a comparative study. *Geophysical Prospecting*, 499-524.
- McNeill, J. D. (1980). Electromagnetic Terrain Conductivity Measurement at Low Induction Numbers. *Geonics Limited*.
- Milsom, J. (2003). *Fiel Geophysics (The geological field guide series)*. England: Wiley.
- Mohr, P., & Taylor, B. (2000). *CODATA Recommended Values of the Fundamental Physical Constants: 1998*. Journal of Physical and Chemical Reference Data.
- Molina Gallego, C. M. (2016). *Metodología para la búsqueda de fosas a partir de la interpretación de anomalías en los datos obtenidos mediante la aplicación geofísica de alta resolución*. Bogotá, D. C. Colombia: Universidad Nacional de Colombia, Facultad de Ciencia.
- Montes, A., Salemme, M., Fernando, S., & Ricardo, G. (2012). Prospección con GPR (Ground Penetrating Radar) en el cementerio de la Misión Salesiana, Río Grande (Tierra del Fuego, Argentina). *Comechingonia*.
- Mora-Chaparro, J. C. (2011). *Atlas de Riesgos Naturales de la Delegación Milpa Alta 2011*. Ciudad de Mexico: Delegación Milpa Alta.
- Mosquera-Góngora, V. (2016). *Caracterización de las propiedades electromagnéticas de tres sueños en dos municipios Antioqueños afectados por minas antipersonales*. Santiago de Cali: Pontificia Universidad Javierana.
- Muniz, L. (1997). *El Geomagnetismo*. Instituto de Geofísica, UNAM: Plaza y Valdés.
- Nabighian, M. (1988). *Electromagnetic methods in applied geophysics*. SEG Books.

- Naciones Unidas. (2017). *Protocolo de Minnesota sobre la investigación de muentes potencialmente ilícitas (2016)*. Nueva York y Ginebra.
- Niu, Q., Wang, Y.-H., & Zhao, K. (2014). Evaluation of the capacitively coupled resistivity (line antenna) method for the characterization of vadose zone dynamics. *Journal of Applied Geophysics*, 9.
- Nobes, D. (2000). The search for "Yvonne": A case example of the delineation of a grave using near-surface geophysical methods. *Journal of Forensic Sciences*, 45.
- Orellana, E. (1982). *Prospección Geoeléctrica en corriente continua*. Madrid: Paraninfo.
- Organización Panamericana de la Salud - Organización Mundial de la Salud. (2009). *La gestión de cadáveres en situaciones de desastre: Guía práctica para equipos de respuesta*. Washington D.C: Morgan-Oliver.
- Ortega, F., Cid, R., & Rodríguez, R. (1997). Geografía de Vallegrande, Provincia Vallegrande, Dpto. de Santa Cruz. *Arqueología*, 85.
- Otaola, J., Mendoza, B., & Pérez, R. (2003). El Sol y la Tierra, Una Relación Tormentosa. *La ciencia para todos*(114).
- Pérez Martínez, N., Sacasas León, C., Cuevas Ojeda, J., Pérez Lazo, J., & Fundora Granda, M. (s/a). Metodología Geofísica para la búsqueda de enterramientos humanos no arqueológicos, de más de una década. *ENIA-MICONS, ISPJAE-MES, IGA-CITMA, IGP-MINBAS*, 20.
- Pringle K., J., Stimpson, I., Wisniewski, K., Heaton, V., Davenward, B., Mirosh, N., . . . Jervis, J. (2020). *Geophysical monitoring of simulated homicide burials for forensic investigations*. Nature-Scientific Reports.
- Pringle, J. . . , Ruffell, A., Jervis, J., Donnelly, L., McKinley, J., Hansen, J., & Morgan, R. (2012). The use of geoscience methods for terrestrial forensic searches. *Earth-Science Reviews*, 108-123.
- Pringle, J. (2015). Soilwater conductivity analysis to date and locate clandestine graves of homicide victims. *Forensic Sci.*
- Pringle, J., Holland, C., Szkornik, K., & Harrison, M. (2012). Establishing forensic search methodologies and geophysical surveying for the detection of clandestine graves in coastal beach environments. *Forensic Sci.*
- Qifei, N., Yu-Hsing, W., & Kairan, Z. (2014). Evaluation of the capacitively coupled resistivity (line antenna) method for the characterization of vadose zone dynamics. *Elsevier*, 119-127.
- Quiles Guiñau, L., & Miquel Feucht, M. (2015). El lugar del hallazgo en antropología forense: sucinta aproximación. *Gaceta Internacional de Ciencia Forense*.
- Quiroz-Suárez, D. (2016). *Descomposición de Series de Fourier para Tomografía de Resistividad Eléctrica Capacitiva, en la Zona de Teotihuacan, Estado de México*. UNAM.
- Reynolds, J. M. (2011). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. Wiley-Blackwell.
- Ruffell, A., & McKinley, J. (2008). *Geoforensics*. Belfast, UK: Wiley.
- Saarenketo, T. (1998). *Electrical properties of water in clay and silty soils*. Journal of Applied Geophysics.
- Sagrípanti, G., Villalba, D., Aguilera, D., & Giaccardi, A. (2013). Geología Forense: Métodos aplicados en la búsqueda de desaparecidos en la región central de Argentina. *Revista de la asociación de Geología Argentina*, 150-160.
- Sánchez M, I. (s/a). *Evolución Humana, Antropología Física y Forense*. Universidad de Granada.

- Sansón-Vera, G. D. (2013). *Tesis: Caracterización de rasgos superficiales para determinación de riesgo por subsidencia a partir de datos de conductividad electromagnética*. Ciudad de México: Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Santos, G., Álvarez, J., Archila, R., Duque, E., Gatica, J., Romero, J., . . . Quezada, H. (2003). Antropología Forense y Osteología: Aplicación de Técnicas Geofísicas en Prospección Arqueológica de casos Forenses. *XVI Simposio de Investigaciones Arqueológicas en Guatemala, 2002* (pág. 7). Guatemala: Museo Nacional de Arqueología y Etnología.
- Schultz, J. J., & Martin, M. M. (2012). Monitoring controlled graves representing common burial scenarios with ground penetrating radar. *Journal of Applied Geophysics*, 74-89.
- Scollar, I., Tabbagh, A., Hesse, A., & Herzog, I. (1990). *Archaeological prospecting and remote sensing*. Cambridge University Press.
- Servicio Meteorológico Nacional. (2020). *Conagua*. Obtenido de <https://smn.conagua.gob.mx/es/climatologia/temperaturas-y-lluvias/resumenes-mensuales-de-temperaturas-y-lluvias>
- Simón-Velázquez, D. (2019). *Prospección Gravimétrica y Magnetométrica en el Volcán Parícutín, Michoacán, México*. Ciudad de México: Tesis UNAM.
- Takahashi, K., Preetz, H., & Igel, J. (2011). *Soil properties and performance of landmine detection by metal detector and ground-penetrating radar — Soil characterisation and its verification by a field test*. *Journal of Applied Geophysics*.
- Talavera González, J. A., Rojas Chávez, J. M., & Ortega Ramírez, J. (2000). El radar de penetración en contextos forenses: una herramienta geofísica para la investigación intradisciplinaria. *Diario de campo, boletín interno de los investigadores del área de antropología*, 4.
- Telford, W. M., Sheriff, R. E., & Geldart, L. P. (1990). *Applied Geophysics*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Urbieto-Gómez, J. (2001). *La Tomografía Eléctrica en los Métodos de Corriente Continua*. UNAM: Facultad de Ingeniería.
- Valderrama, J. (2015). *Estudios de modelos multifase para la estimación de la*. Santiago de Cali: Universidad Javeriana Cali.
- Valdés-Moreno, B. (2018). *Modelado de campo magnético a bajos números de inducción usando la ecuación diferencial de Helmholtz*. Ensenada, Baja California, México: Tesis de Maestría CICESE.
- Vargas, G. D. (2015). *Arreglos no convencionales de tomografía de resistividad eléctrica 3D*. Ciudad Universitaria: Tesis-UNAM.
- Weymouth, J. W. (1986). Advances in Archaeological Method and Theory. En *Geophysical Methods of Archaeological Site Surveying* (págs. 311-395). Springer .

ANEXOS

1

Valores típicos de Conductividad y Resistividad para diferentes materiales. Modificado de Telford et al., 1990.

MATERIAL	CONDUCTIVIDAD [S/m]	RESISTIVIDAD [Ω*m]
<i>Granito</i>	0.001 - 0.00001	1000 - 100 000
<i>Gabro</i>	0.001 - 0.00001	1000 - 100 000
<i>Basalto</i>	0.1 - 0.0001	10 - 100 000
<i>Andesita</i>	0.001 - 0.00001	1000 - 100 000
<i>Arena y Grava</i>	0.05 - 0.002	20 - 5000
<i>Caliza</i>	0.002 - 0.00001	5000 - 100 000
<i>Arenisca</i>	0.1 - 0.001	50 - 1000
<i>Dolomita</i>	0.001 - 0.0002	1000 - 50 000
<i>Conglomerado</i>	0.01 - 0.0001	100 - 10 000
<i>Aluvión</i>	0.00125 - 0.1	10 - 800
<i>Carbón</i>	0.1 - 0.001	10 - 1000
<i>Lutita</i>	0.001 - 1	50 - 1000
<i>Arcilla</i>	0.05 - 0.01	20 - 100
<i>Grafito</i>	100 - 0.01	0.01 - 100
<i>Sulfuros masivos</i>	1000 - 1	0.001 - 1
<i>Agua Salada</i>	10 - 1	0.1 - 1
<i>Agua Salobre</i>	1 - 0.1	1 - 10
<i>Agua Dulce</i>	0.1 - 0.01	10 - 100
<i>Permafrost</i>	0.02 - 0.00001	500 - 100 000
<i>Hierro</i>	1.1×10^7	9×10^{-8}

2



Imagen 1.

Exhumación de la fosa 7.

Imagen 2.

Exhumación en el Parque
Funeral el Vergel.



PRECIPITACIÓN (mm) A NIVEL NACIONAL Y POR ENTIDAD FEDERATIVA 2017

ENTIDAD	ENE	FEB	MAR	ABR	MAY	JUN	JUL	AGO	SEP	OCT	NOV	DIC	ANUAL
AGUASCALIENTES	0.4	2.1	6.7	0.4	4.2	43.5	169.3	143.8	159.5	21.8	0.1	27.6	579.4
BAJA CALIFORNIA	53.6	44.9	1.4	0.0	7.9	0.2	2.9	7.1	9.6	0.0	1.4	2.8	131.8
BAJA CALIFORNIA SUR	8.4	18.4	0.5	0.1	1.6	1.9	12.1	68.3	59.0	0.6	0.2	3.7	174.8
CAMPECHE	16.1	6.9	9.1	65.1	49.7	363.6	169.2	202.8	229.8	221.7	33.4	40.1	1,407.3
COAHUILA	2.6	11.1	15.1	23.0	40.6	22.6	37.8	45.1	108.3	15.2	1.9	35.6	358.6
COLIMA	0.0	2.8	1.2	0.0	1.7	197.4	287.4	560.3	528.0	142.7	0.1	7.3	1,728.9
CHIAPAS	36.8	8.1	23.1	64.0	262.3	409.4	254.3	249.2	401.7	228.8	37.9	18.4	1,994.0
CHIHUAHUA	12.3	8.1	6.1	3.4	10.4	20.6	153.3	122.1	58.8	14.4	1.7	42.7	453.8
DISTRITO FEDERAL	0.0	0.0	18.1	12.9	48.9	86.2	101.7	101.3	86.8	31.4	0.6	0.0	488.0
DURANGO	1.3	7.8	13.3	1.4	4.7	12.5	121.7	139.3	97.3	34.1	0.0	21.2	454.6
GUANAJUATO	0.2	1.5	14.2	6.0	17.2	108.3	173.7	131.4	143.7	14.6	0.3	0.4	611.5
GUERRERO	0.2	0.2	2.1	3.2	90.2	223.9	162.6	230.4	369.4	71.7	6.7	0.4	1,161.1
HIDALGO	3.1	5.0	20.7	16.5	51.2	69.2	95.1	88.9	182.1	109.6	4.9	6.9	653.2
JALISCO	0.3	2.9	6.5	0.1	6.8	101.8	233.3	266.8	247.4	59.4	0.9	19.8	946.1
ESTADO DE MÉXICO	0.1	1.1	17.0	14.3	86.6	119.7	174.5	209.5	186.3	53.0	3.3	0.1	865.3
MICHOACÁN	0.1	1.0	14.6	1.8	29.5	116.1	159.4	228.4	190.9	50.2	0.4	0.3	792.8
MORELOS	0.0	0.1	14.7	13.5	174.9	386.0	320.4	517.2	441.1	81.7	0.0	0.0	1,949.5
NAYARIT	0.5	11.0	1.5	0.1	1.1	62.6	279.1	346.5	392.7	102.4	0.3	30.6	1,228.2
NUEVO LEÓN	10.2	7.4	50.6	45.0	60.7	45.6	31.0	40.6	172.1	64.9	7.8	34.2	570.0
OAXACA	6.1	5.7	16.4	28.0	156.8	355.6	183.0	207.0	320.0	141.8	13.3	7.0	1,440.8
PUEBLA	4.4	8.0	32.3	37.4	130.5	217.0	204.3	311.3	322.5	114.8	12.0	7.9	1,402.3
QUERÉTARO	0.7	2.0	20.9	17.7	29.6	83.2	107.9	92.2	168.0	67.4	1.3	1.8	592.7
QUINTANA ROO	30.5	9.5	25.6	76.5	64.1	241.0	111.0	205.1	240.0	255.2	94.0	54.3	1,406.8
SAN LUIS POTOSÍ	1.7	3.6	28.1	25.2	40.9	62.5	118.1	96.3	145.0	85.8	1.4	9.1	617.6
SINALOA	3.8	30.2	3.6	0.5	0.7	12.5	169.5	248.3	162.9	49.0	0.1	17.6	698.8
SONORA	41.6	31.3	0.5	0.5	4.8	12.5	182.9	93.9	39.4	4.3	2.5	36.7	450.6
TABASCO	84.3	32.4	61.1	97.6	143.2	285.5	157.5	207.3	377.5	414.0	98.2	55.4	2,013.9
TAMAULIPAS	8.3	14.9	57.9	36.2	70.8	61.7	79.0	68.3	129.2	113.9	12.2	14.2	666.7
TLAXCALA	0.4	0.4	19.4	21.2	79.9	98.5	146.6	167.4	123.6	30.3	2.4	0.2	690.2
VERACRUZ	36.9	32.6	65.4	35.3	110.0	181.7	245.1	199.7	429.0	314.9	43.3	37.1	1,730.9
YUCATÁN	19.5	2.1	7.5	51.7	48.4	229.9	141.7	160.3	228.1	154.8	37.9	38.7	1,120.5
ZACATECAS	0.4	1.3	18.8	2.6	10.7	30.7	134.1	113.5	111.3	16.3	0.3	27.2	467.2
NACIONAL	14.6	12.7	16.6	18.5	48.1	102.7	140.9	145.9	169.8	77.0	10.7	24.4	781.6

Valores preliminares en milímetros, pueden variar en el curso del año debido a actualización de la base de datos.
Se actualiza mensualmente.

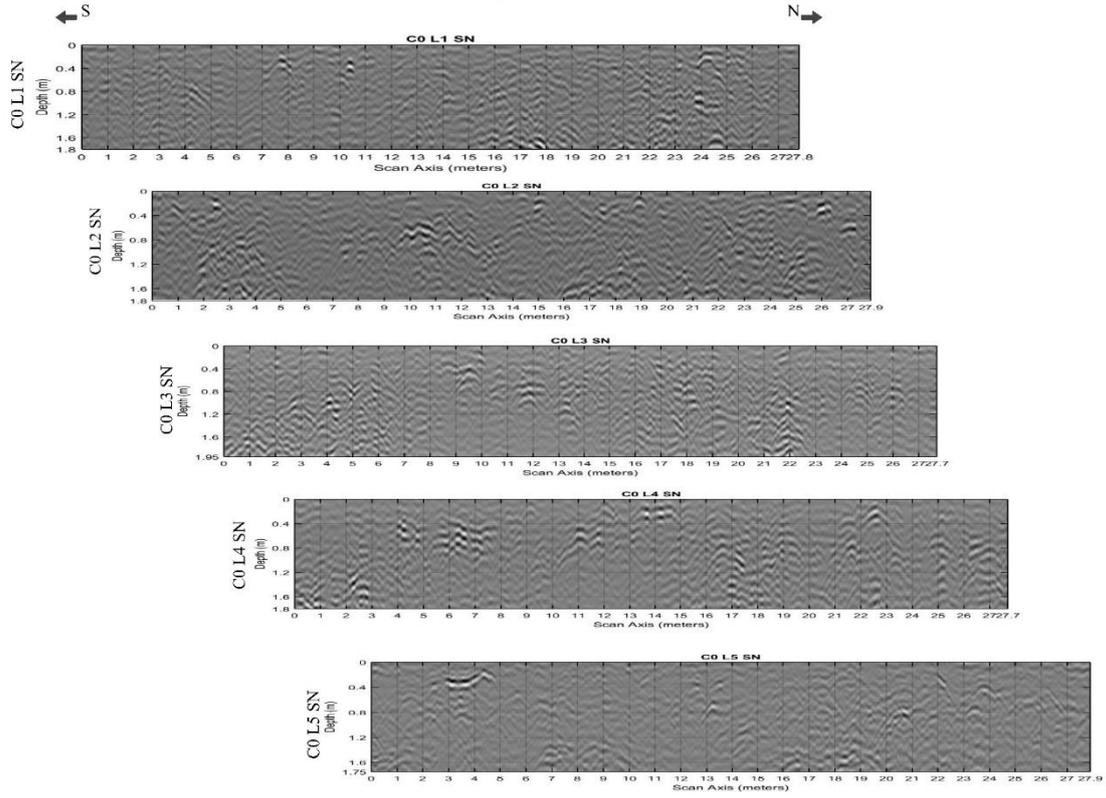
Precipitación (mm) por Entidad Federativa y Nacional 2018

Entidad	Ene	Feb	Mar	Abr	May	Jun	Jul	Ago	Sep	Oct	Nov	Dic	Anual
Aguascalientes	35.5	28.6	0.0	10.6	44.7	226.2	77.7	97.3	123.1	83.3	40.5	1.2	768.7
Baja California	14.4	12.8	4.8	0.3	0.4	0.6	3.9	5.5	7.5	40.7	9.9	24.7	125.3
Baja California Sur	0.6	9.1	0.0	0.0	0.0	15.3	6.9	19.6	76.6	21.5	0.5	13.0	163.2
Campeche	105.7	19.2	15.5	120.0	45.8	160.5	164.1	241.5	202.1	160.9	127.2	27.4	1,389.8
Coahuila	0.7	7.0	2.4	7.2	11.7	30.8	29.0	41.0	172.8	67.4	7.7	19.3	396.8
Colima	5.2	2.6	0.0	0.0	19.0	317.3	140.5	298.9	337.0	292.3	198.3	0.6	1,611.7
Chiapas	99.6	20.0	30.1	101.7	165.2	237.8	117.8	257.0	301.0	224.9	118.4	31.7	1,705.3
Chihuahua	0.1	19.2	1.8	0.9	4.4	45.9	97.1	122.4	110.4	52.0	3.3	33.1	490.8
Ciudad de México	7.9	7.7	12.2	44.5	59.1	127.4	85.9	198.2	120.7	86.8	31.1	4.8	786.2
Durango	2.4	12.2	0.1	1.7	8.3	72.1	63.9	89.8	168.8	70.8	8.8	21.7	520.5
Guanajuato	3.5	13.8	0.8	12.6	52.1	268.6	70.3	146.3	165.2	65.5	50.4	1.2	850.3
Guerrero	1.7	2.0	1.4	13.3	60.8	280.3	93.7	256.6	197.1	188.7	58.9	4.5	1,159.0
Hidalgo	27.1	15.2	14.8	48.6	29.5	111.5	40.9	79.6	72.4	93.3	35.2	6.6	574.6
Jalisco	14.8	16.2	0.1	2.2	57.7	201.4	147.8	206.9	201.6	149.8	75.9	1.7	1,075.9
Estado de México	11.5	17.5	6.8	41.7	89.5	241.2	112.6	223.9	172.2	112.6	64.5	4.8	1,098.7
Michoacán	15.4	16.2	0.4	6.6	80.1	246.8	118.8	215.0	161.9	147.4	100.9	4.8	1,114.1
Morelos	1.6	2.6	4.0	58.3	166.6	565.0	104.9	459.3	312.8	213.6	74.4	0.6	1,963.7
Nayarit	3.5	4.1	0.0	0.2	7.2	171.8	219.4	367.8	379.4	168.6	30.5	3.9	1,356.4
Nuevo León	16.5	18.0	3.6	53.8	47.9	82.0	37.8	21.3	226.9	46.6	14.2	16.6	585.2
Oaxaca	25.0	13.6	20.5	49.3	73.2	231.7	86.2	208.4	178.6	257.9	44.1	28.6	1,217.1
Puebla	32.4	14.3	29.7	84.6	72.1	260.1	76.9	238.8	173.1	167.3	84.8	13.6	1,247.7
Querétaro	9.2	10.0	2.8	24.1	39.5	161.8	31.4	71.7	110.2	58.6	31.1	3.8	554.1
Quintana Roo	89.8	19.1	50.0	78.0	160.6	230.2	90.7	129.5	146.8	162.3	82.2	67.0	1,306.1
San Luis Potosí	19.5	20.8	7.3	41.6	47.4	131.6	25.1	67.0	164.1	74.6	30.9	5.5	635.4
Sinaloa	0.4	14.7	0.1	0.1	0.6	98.3	148.5	291.1	320.4	70.5	5.6	51.1	1,001.3
Sonora	1.6	34.3	0.9	0.1	0.3	43.1	120.1	147.8	109.0	81.8	1.0	25.9	565.9
Tabasco	323.9	58.3	49.3	109.5	59.5	129.9	109.5	195.7	218.1	253.7	358.8	99.4	1,965.5
Tamaulipas	27.3	12.4	12.2	79.0	62.6	124.7	26.2	29.4	203.5	75.3	18.4	6.9	678.0
Tlaxcala	5.6	10.3	5.7	65.8	45.7	149.4	52.1	124.6	88.4	64.2	46.9	3.3	662.0
Veracruz	112.7	37.2	57.4	90.1	35.1	154.0	120.6	218.0	197.6	332.5	93.8	67.1	1,516.1
Yucatán	55.2	5.8	15.1	57.1	118.8	170.0	97.3	159.2	137.3	87.0	67.4	28.5	998.7
Zacatecas	24.3	22.8	0.2	6.9	27.4	126.4	55.6	82.6	179.4	60.1	23.8	5.0	614.5
Nacional	25.7	17.6	9.1	28.3	39.0	121.5	83.8	139.1	166.0	110.7	39.6	23.4	803.7

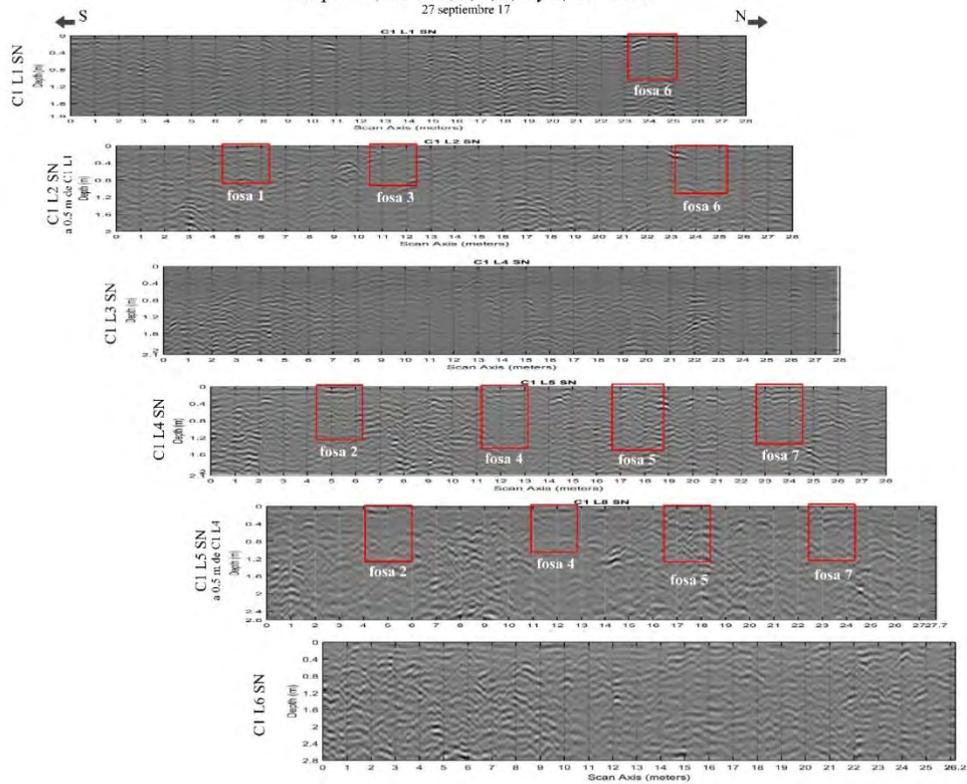
Valores preliminares en milímetros, pueden variar en el curso del año debido a actualización de la base de datos.
Se actualiza mensualmente.

Datos de precipitación (mm) para la Ciudad de México. <https://www.gob.mx/conagua>

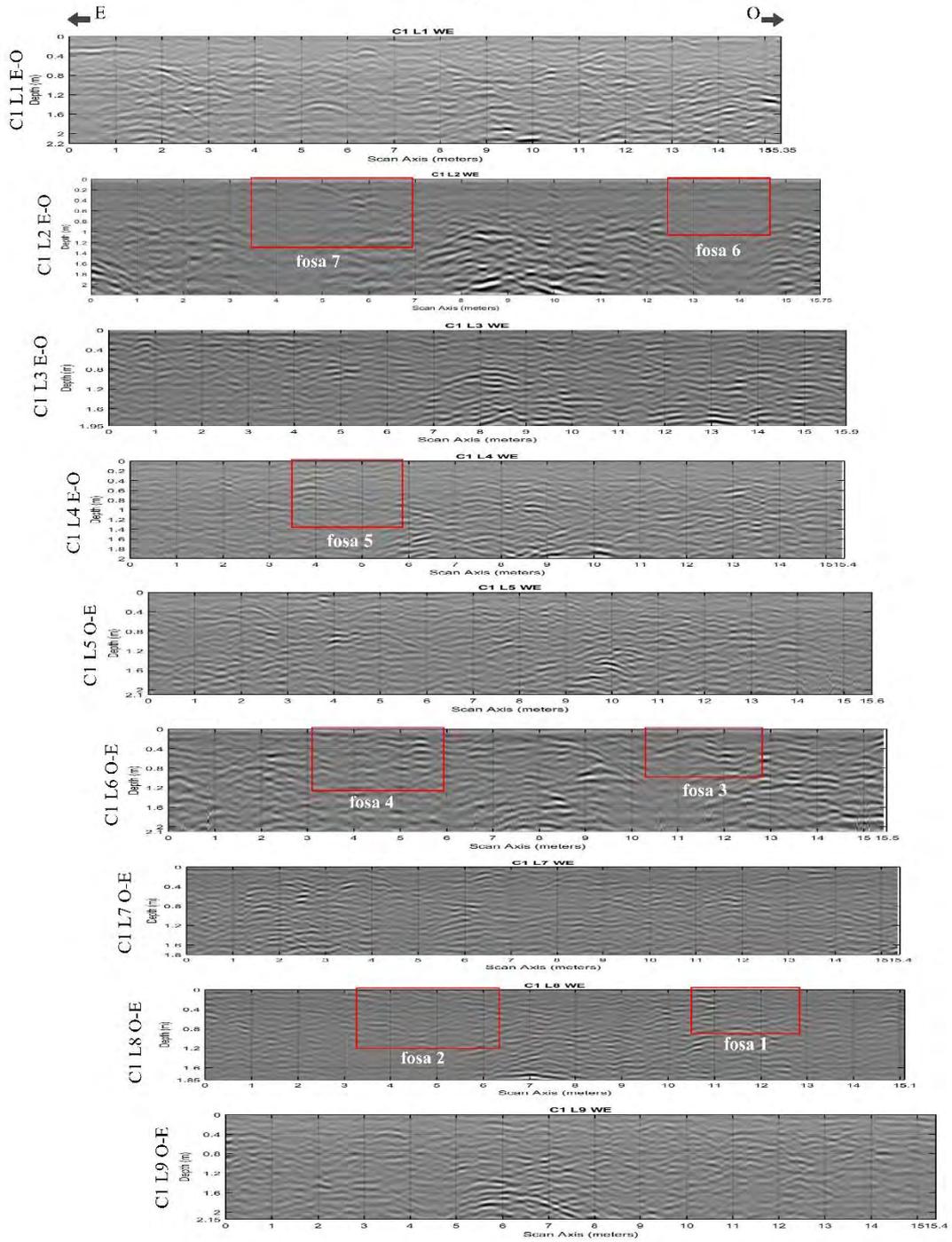
Campaña cero, líneas 1, 2, 3, 4 y 5, Sur-Norte
20 julio 17



Campaña 1, líneas 1, 2, 3, 4, 5 y 6, Sur-Norte
27 septiembre 17

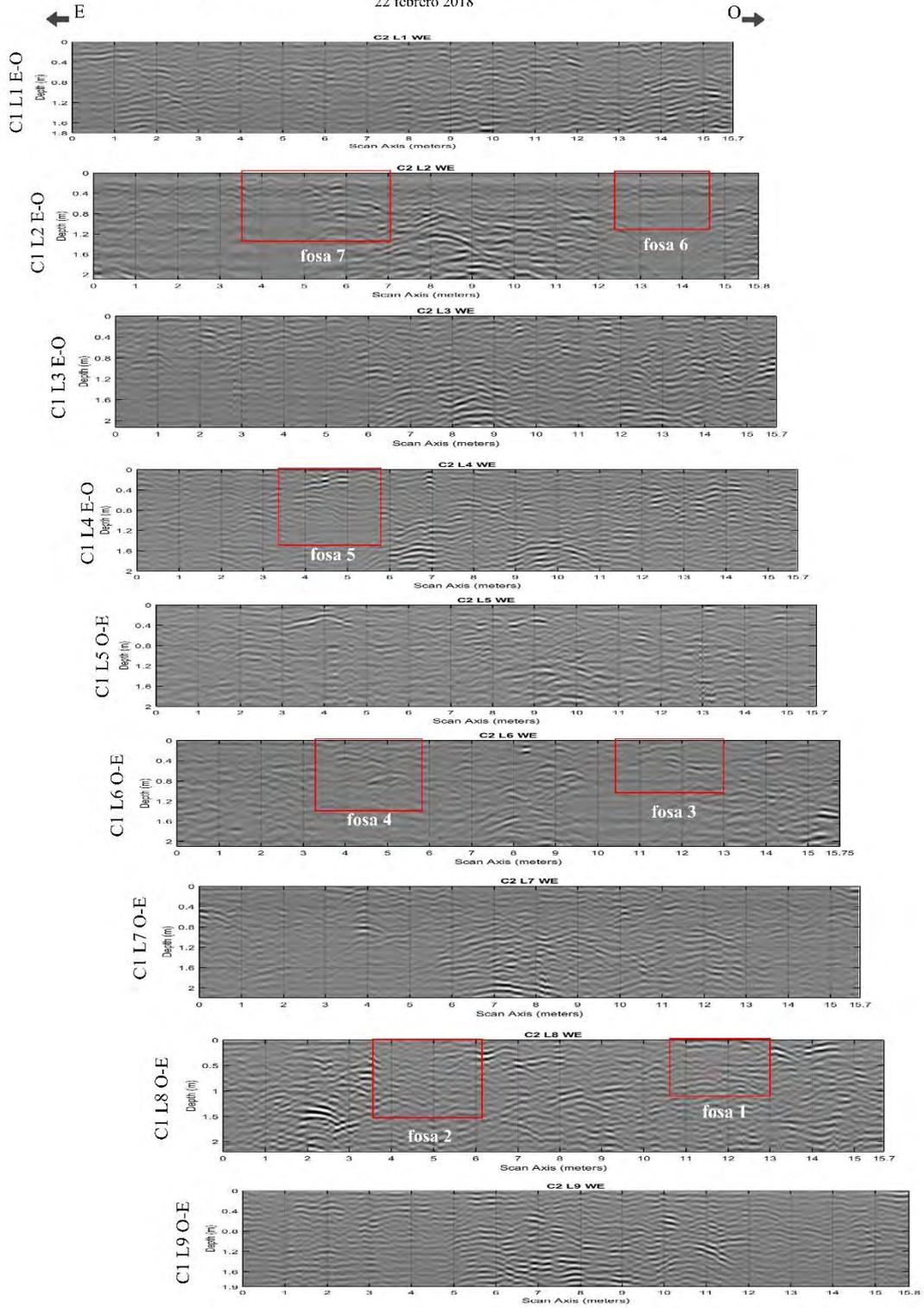


Campana 1, líneas 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8 y 9, Este-Oeste
27 septiembre 17

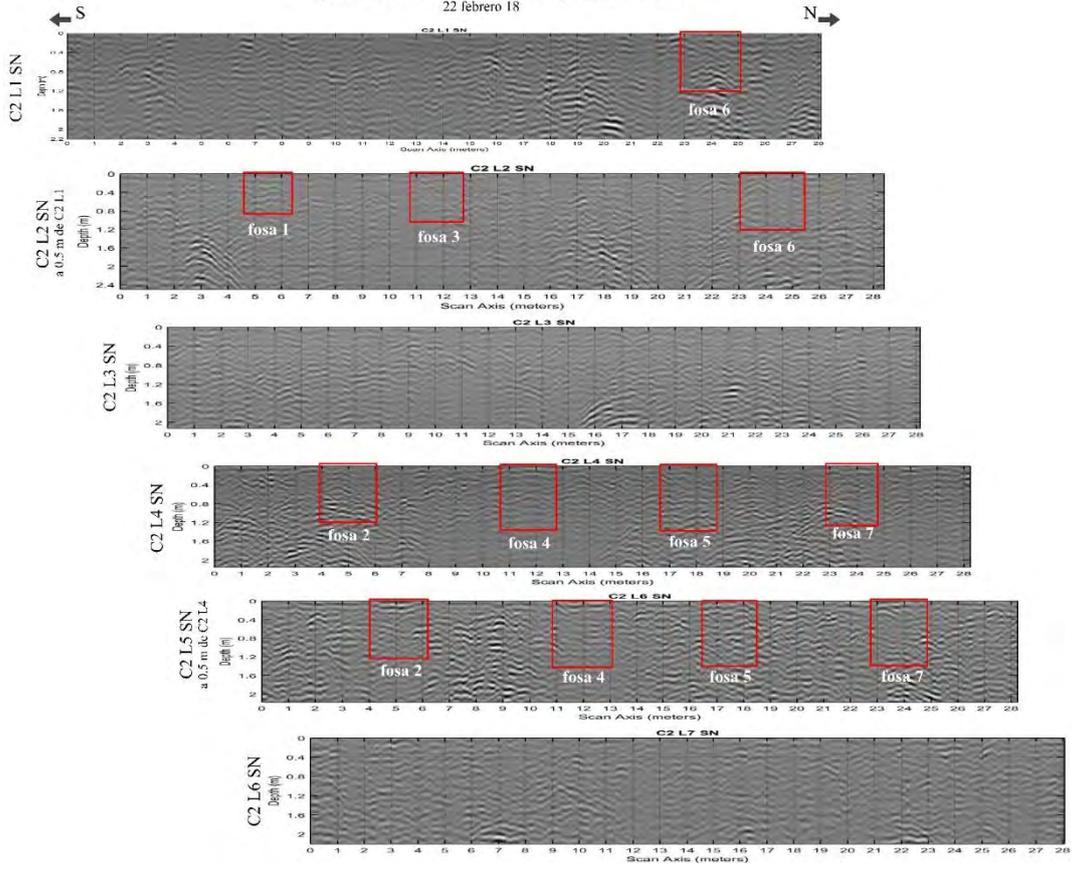


Campaña 2, líneas 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8 y 9, Este-Oeste

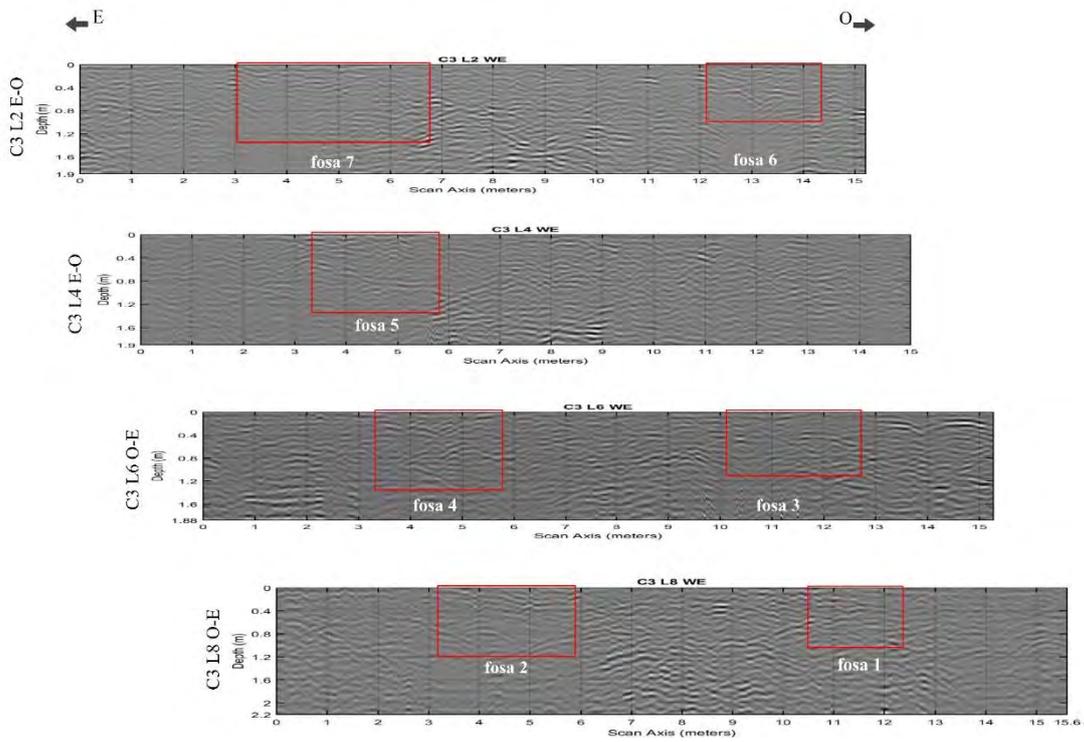
22 febrero 2018



Campaña 2, líneas 1, 2, 3, 4, 5 y 6, Sur-Norte
22 febrero 18



Campaña 3, líneas 2, 4, 6 y 8, Este-Oeste
27 septiembre 18



Campaña 3, líneas 1, 2, 3, 4, 5 y 6 Sur-Norte
27 septiembre 18

