



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**PROSPECCIÓN GEOFÍSICA DEL SITIO
ARQUEOLÓGICO DE XALASCO,
NORESTE DE TLAXCALA.**

TESIS

Que para obtener el título de

Ingeniera Geofísica

P R E S E N T A

Karla Rocío Juárez López

DIRECTOR DE TESIS

Dr. Andrés Tejero Andrade



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2017

*“La naturaleza es la existencia de Dios; todo alrededor
de ella grita su nombre y nos muestra su Majestad.
El atardecer, cada árbol, cada roca, cada gota
de rocío, e incluso cada grano de arena que
conforma al inmenso desierto, nos indican
que todos ellos han sido creados para
nuestro deleite: Dios anhela
nuestra felicidad.”*

*“En la tierra no hay cielo, pero hay partes de él.”
* Jules Renard.*

Agradecimientos

Agradezco infinitamente a la Dra. Denisse Lorenia Argote Espino por su apoyo incondicional, tanto académica como personalmente; por su paciencia, dedicación, su gran experiencia y consejos para el desarrollo y éxito de este proyecto.

Al Dr. Pedro Antonio López García y a su equipo de trabajo, tanto en el transcurso de la adquisición de los datos como en la información que me proporcionó de las excavaciones. ¡Muchas gracias!

Al M. en C. Gerardo Cifuentes Nava, gracias por permitirme realizar este proyecto y conocer personas que ahora son de gran valor para mí; admiro su gran vocación tanto en campo como en lo académico, usted es una de las personas que me han demostrado una y otra vez que la Ingeniería Geofísica es verdaderamente hermosa.

Al Dr. Andrés Tejero Andrade por su enorme paciencia y las grandes enseñanzas durante todo este tiempo. Su gran conocimiento y experiencia que me ayudó a entender lo que nuestros resultados expresaban, porque es verdad, la Tierra nos habla. Lo admiro y respeto; trabajar con usted fue sin duda una de las mejores experiencias que he tenido, sin usted simplemente no hubiera sido posible nada. ¡Muchas gracias!

Al Dr. René Chávez Segura, co-director de mi tesis, por permitirme ingresar tanto en su vida como en su zona de trabajo; por confiar en mí pese a todas las veces que las circunstancias parecían dictar todo lo contrario, por sus consejos, por estar al pendiente de mí y de mis avances, además de echarme porras para terminar. Sé que usted está tan contento como yo de comenzar a ver la luz al final del túnel, de saber que esto culminó. ¡Mil gracias!

Al Ing. Francisco Alejandro Arroyo Carrasco por siempre creer en mí, apoyarme en todo momento, permitirme conocer al gran ser humano que es usted y brindarme siempre una sonrisa; además de ayudarme en cada clase a ser mejor estudiante, mejor intérprete, a mejorar mis análisis, pero sobre todo a cuestionar y justificar siempre mis respuestas. En verdad, todo lo que me ha enseñado lo he aplicado en todo aspecto de mi vida. Es un honor y privilegio haber sido su alumna, pero sobre todo haberlo conocido.

A la Ing. Aide Esmeralda López González, por ser mi guía a lo largo de mi aprendizaje teórico y práctico en la Prospección Eléctrica. Gracias a su ayuda me volví más autodidacta; usted aclaró cada una de mis dudas en las clases y me demostró que todo lo aprendido en la carrera se puede aplicar a cada evento que sucede en nuestras vidas. Gracias por cada ejemplo, por la oportunidad de conocerla y por siempre tomarme en cuenta, además de brindarme siempre su cordialidad y sonrisa incondicional.

Al Ing. Alejandro García Serrano y a su equipo de trabajo durante la adquisición de los datos, a su buen humor, a amenizar siempre nuestras vidas, pero principalmente por aceptar a las personas sin juzgarlas, eso en verdad es realmente maravilloso. ¡Gracias por ello!

Al M. en C. Juan Esteban Hernández Quintero, por brindarme incondicionalmente su apoyo y conocimiento en cualquier duda existente; por sus ánimos y disponibilidad para conmigo. Le agradezco demasiado sus consejos y su gran experiencia que sin dudarlo me ha compartido; gracias por ayudarme a entender y correlacionar la teoría con la práctica, pero principalmente por brindarme la oportunidad de conocer al gran ser humano que es usted. ¡Mil Gracias!

Al Instituto de Geofísica por abrirme sus puertas como sede, por apoyarme y brindarme del material necesario para avanzar y concluir mi Tesis.

A mi amada Facultad de Ingeniería, donde he pasado unos de los mejores años de mi vida conociendo personas, adquiriendo conocimiento y mejorando como ser humano. Estoy verdaderamente orgullosa de haber pertenecido a la Facultad más bella en todo aspecto de nuestra extraordinaria Ciudad Universitaria.

A los apoyos económicos que me brindó CONACyT durante el periodo utilizado para realizar mi Tesis, con clave del proyecto CB-2011/168476.

Agradezco a Dios por todas las oportunidades y alegrías que me ha brindado hasta el día de hoy para crecer en todos los aspectos de mi vida, pero principalmente por brindarme una familia que me apoya en cada paso, en cada salto, en cada caída y en cada vez que me levanto, para seguir siendo feliz con ellos, para ellos y para mí. Gracias hermanos por inspirarme a ser como ustedes; los admiró en demasía y, les agradezco que durante todos los años de mi vida me demuestren que se puede ser exitoso por mérito propio, sin corrupción, y así lograr el triunfo volviendo realidad todos los sueños que uno llegue a tener.

Mamá, que te puedo decir que no te haya dicho: Eres la maravilla en persona. Te amo con todo mi corazón y te admiro exorbitantemente.

TELYAGRP: Amigos y conocidos que me estiman, agradezco siempre su fe en mí, el nunca dudar de mis capacidades ni de la confianza que me tienen; por los ánimos que día con día me han proporcionado para no caer, y si lo hago, ayudarme a levantarme; por cada sonrisa, por todos los excelentes momentos que hemos compartido y que me han hecho sumamente feliz a lo largo de este hermoso trayecto en nuestra hermosa carrera. Los quiero.

Resumen

El análisis de la información obtenida a partir de la medición de algunas de las propiedades físicas del subsuelo, mediante la aplicación de métodos geofísicos para el estudio y caracterización de sitios arqueológicos, ayuda a localizar, delimitar y conocer la distribución de rasgos subterráneos como objetos, muros, huecos o túneles sin tener que realizar técnicas tradicionales de excavación que, destruyen y alteran la zona de interés.

En este trabajo se presentan los resultados después de corregir y procesar los datos adquiridos durante la aplicación de los estudios de Prospección Magnetométrica y Eléctrica, realizados en el sitio arqueológico de Xalasco, Municipio de Alzayanca, Estado de Tlaxcala. El objetivo principal de éste proyecto fue detectar y localizar estructuras arqueológicas, conocer su ubicación y profundidad para evitar posibles pérdidas de información y el deterioro de las estructuras en futuras excavaciones. Mediante la aplicación de diferentes operadores a los datos magnéticos, principalmente el operador de la Señal Analítica, se obtuvo mayor información de la ubicación de estructuras enterradas; complementando estos resultados, a través del modelo de inversión 3D de la Tomografía de Resistividad Eléctrica, se estimó la profundidad a la que se encontraba una plataforma enterrada.

Finalmente, se desea mostrar la capacidad que existe entre los métodos magnéticos y eléctricos para comparar, complementar y unir la información que cada estudio proporciona, presentando como resultado final aquel en donde ambos coinciden.

Abstract

The analysis of the information obtained by measuring some physical properties of the subsoil, through the application of geophysical methods for the study and characterization of archaeological sites, help us locate, identify and understand the distribution of underground features as objects, walls, holes or tunnels without using traditional excavation techniques that destroys and alter the area of interest.

In this paper the results are presented after corrections and processing data acquired, during the implementation of Magnetometry surveys and Electrical Prospecting, taken in the archaeological site of Xalasco, Municipio de Alzayanca, Estado de Tlaxcala. The main objective of this project was to detect and locate archaeological structures, to know their location and depth to avoid possible loss of information and deterioration of structures in future excavations. By applying different operators to magnetic data, primarily the operator of the analytic signal, was obtained more information on the location of buried structures; complementing these results, through the 3D inversion model of the electrical resistivity tomography, it was estimated the depth of a buried platform.

Finally, it is desired to show the common capabilities that exist between the magnetic and electrical methods to compare, complement and link the information provided by each method, presenting the final outcome where both are the same.

ÍNDICE.

1. Introducción.	7
1.1. La aplicación de los Métodos Geofísicos en la Arqueología.	7
2. Historia Arqueológica de la Zona de Xalasco en el Municipio de Atzayanca, Estado de Tlaxcala.	7
3. Delimitación Geográfica y Enclave Geológico de Tlaxcala.	11
3.1. Sitio de estudio, Xalasco.	12
4. Sección 1. Prospección Magnetométrica.	14
4.1. Marco Teórico de la Prospección Magnetométrica.	14
4.1.1. Antecedentes de la Magnetometría.	14
4.1.2. Fundamentos de la Magnetometría.	15
El Campo Magnético Terrestre.	16
Componentes del campo Magnético Terrestre.	19
Modelo del Dipolo Magnético.	21
El Magnetismo.	21
Magnetización.	22
Fuentes del Campo Magnético: Intensidad Magnética.	24
Ecuaciones de Campo.	24
Susceptibilidad y Permeabilidad Magnética.	25
Variaciones Temporales del Campo Magnético.	27
4.2. Estudio de Prospección Magnetométrica en el Sitio de Xalasco.	29
4.2.1. Logística de Campo.	29
4.2.2. Equipo utilizado.	32
4.3. Procesamiento de Datos Geofísicos Magnéticos.	35
4.3.1. Preprocesamiento de los datos del estudio Magnetométrico.	35
4.3.2. Procesamiento y creación de Mapas.	39

5.	Sección 2. Prospección Eléctrica.	64
5.1.	Marco Teórico de la Prospección Eléctrica.	64
5.1.1.	Teoría Básica.	64
5.1.2.	Ecuaciones Fundamentales.	67
5.2.	Método de Tomografía de Resistividad Eléctrica.	71
5.2.1.	Dispositivos Electrónicos utilizados en la Técnica de Tomografía de Resistividad Eléctrica.	73
I.	Dispositivo Wenner- Schlumberger.	73
II.	Dispositivo Ecuatorial.	74
5.2.2.	Profundidad de Investigación.	77
5.3.	Teoría Básica de Inversión de datos Geofísicos.	81
5.4.	Estudio de Prospección Eléctrica en el Sitio de Xalasco.	83
5.4.1.	Logística de Campo.	83
5.4.2.	Equipo utilizado para la adquisición de datos.	84
5.5.	Procesamiento de Datos Geoeléctricos.	86
5.6.	Resultados del estudio de TRE.	87
5.6.1.	Modelo de Inversión 3D de la Anomalía de Resistividades Aparentes.	87
6.	Conclusiones y recomendaciones.	93
	Bibliografía.	95
	Anexo.	100
	Teoría del procesamiento e inversión de los datos de TRE.	100
	Organización de los datos.	103
	Archivo Universal Resistivity File (URF).	104
	Archivo TRN (Terrain).	105

1. Introducción.

1.1. La aplicación de los Métodos Geofísicos en la Arqueología.

Los métodos Geofísicos, particularmente los estudios Eléctricos y Magnéticos, son métodos de campo natural que se han convertido en la principal herramienta para localizar, delimitar y conocer la distribución de objetos, restos o estructuras que están presentes en el subsuelo. De manera que su aplicación en la Arqueología apoya en la identificación, y entre otras cosas, a rescatar zonas que pudieran ser destruidas con el uso de las técnicas tradicionales de excavación.

El rango de interés de la Arqueología se encuentra desde unos cuantos centímetros hasta algunas pocas decenas de metros bajo la superficie del terreno. La Prospección Geofísica se caracteriza por utilizar técnicas no destructivas y es relativamente ágil, asimismo, en las zonas donde se requiere una rápida caracterización o no puedan ser excavadas por problemas de tipo patrimonial, pueden ser estudiadas y modeladas por los métodos geofísicos, evitando así una posible pérdida de información importante y el deterioro de las estructuras arqueológicas (Argote, 2008).

En este proyecto de investigación se realizaron dos métodos de Prospección Geofísica: Eléctrica y Magnetométrica, con el fin de reforzar el potencial de cada uno de ellos por separado y en conjunto; esto último solo se aplicó en el área en donde se hicieron coincidir ambos métodos. Para ello, se muestra en una primera sección de este trabajo el estudio Magnético, en la segunda sección el estudio de Tomografía de Resistividad Eléctrica y por último las coincidencias de los resultados de ambos métodos Geofísicos.

La Prospección Geofísica está íntimamente relacionada con la Física y la Geología; gracias a la Física se resuelven problemas planteados en términos geológicos.

Los métodos de prospección son utilizados para medir las propiedades físicas del subsuelo en una zona de interés, y los equipos utilizados por el prospector geofísico se basan en los principios de las leyes de casi todas las ramas de la Física.

2. Historia Arqueológica de la Zona de Xalasco en el Municipio de Atzayanca, Estado de Tlaxcala.

Tlaxcala fue en la época prehispánica una de las regiones más pobladas del continente americano: en su reducido territorio se han registrado casi un millar de sitios arqueológicos, habitados en distintos momentos de los últimos tres milenios. Hoy, este gran patrimonio cultural está desapareciendo bajo una creciente mancha urbana (Borejsza, 2016).

El Instituto Nacional de Antropología e Historia ha dedicado tiempo para llevar a cabo investigaciones en varias áreas de Tlaxcala, debido a su historia y a los hallazgos encontrados los cuales pertenecen a épocas muy antiguas. En los años setenta, se realizaron varios estudios arqueológicos coordinados por Ángel García Cook y Leonor Merino Carrión, siendo

el más importante el hallazgo de un objeto prehispánico fechado hacia el 12,000 a.C. llamado “punta Clovis”. Esta pieza servía como lanza de caza de animales o como punzón; lo cual evidencia el tipo de vida que llevaban los primeros pobladores de esa zona: hombres de caza, y por la zona en que se encontró, San Juan Chaucingo, recolectores de frutas silvestres o plantas.

Otros proyectos de salvamento de las zonas arqueológicas del Estado de Tlaxcala fueron los realizados por la Dra. Linda R. Manzanilla y el Arqueólogo Alejandro Bautista Valdespino en el área de Xalasco; además de los proyectos ejecutados por la Dra. Denisse L. Argote Espino en la zona de “Los Teteles de Ocotitla”.

La historia de este estado es una de las más interesantes de nuestro país; un lugar lleno de eventos y ruinas arqueológicas con una gran variedad de arquitecturas, las cuales manifiestan su pertenencia a una sociedad que desde sus primeros asentamientos demostraban una gran organización. Fue la única en la historia prehispánica que nunca fue conquistada y ayudó a los españoles en la gran guerra contra el imperio Azteca en Tenochtitlan.

Siendo un territorio densamente poblado, conformado por 165,000 habitantes en 1,500 km² de superficie, Tlaxcala fue cuna de guerreros que llegaron a tener gran fama, siendo la mayoría de ellos productores que gustaban de comerciar sus productos con otras regiones, hasta que los aztecas les impidieron esta actividad, surgiendo así la gran rivalidad entre ambos.

Los aldeanos no vivían aislados y demostraron ser partícipes de un mundo que ya conocía ciertas jerarquías sociales: las cambiantes formas de sus vasijas y figurillas son prueba del constante flujo de información que tenían acerca de los estilos prevalecientes en zonas vecinas. El trato que les daban a los difuntos asume formas muy complejas: los huesos de algunas personas son desenterrados para ser objeto de rituales que se prolongan por muchos años después de su muerte.

Tlaxcala se mantuvo por mucho tiempo al frente del desarrollo cultural mesoamericano: contando con suelos fértiles de origen volcánico, pero con un clima que presenta ciertos inconvenientes para el cultivo de maíz, principalmente las lluvias inesperadas y la amenaza de resistir a la temporada de las heladas, es muy probablemente la razón principal por la que las primeras aldeas de agricultores en la zona aparecen solo después de 1000 a.C., a lo largo del Preclásico (1000 a.C.-100 d.C.) aparecen y desaparecen cientos de aldeas. Muchos asentamientos sufren un abandono total, tal vez porque varios de sus habitantes migran a la emergente metrópolis de Teotihuacán u otras ciudades tempranas.

La historia minera es muy pobre debido a que no se conocen en el territorio yacimientos de minerales metálicos; además los depósitos de minerales no metálicos y bancos de material, en su mayoría, se empezaron a explotar solo en la última mitad del siglo pasado. Las evidencias de estos materiales se encuentran distribuidas en una considerable cantidad de localidades, concentrándose de manera espacial al oeste, centro y sur del estado. Entre los minerales no metálicos explotados existen, principalmente, tierras fuller, diatomita, tezontle, arena, grava y arcilla. Cabe mencionar que contaban con redes de intercambio a larga

distancia que les permitía abastecerse de obsidiana, materia prima de la que carece esta región.

La zona arqueológica de *Xalasco*, perteneció al periodo Clásico de Tlaxcala, fue la sede de grupos probablemente multiétnicos de elite, artesanos y/o emisarios provenientes de Teotihuacán o que compartían al menos un bagaje cultural teotihuacano.

Dicho pueblo emplazado en una meseta, se ubica geográficamente en la ruta obligada de paso de la Cuenca de México hacia el Golfo, por ello probablemente esta área funcionó como un centro de intercambio y/o redistribución de productos con algún tipo de especialización productiva (Bautista Valdespino 2006). *Xalasco* fue un sitio arqueológico de ocupación humana con una base poblacional local y con presencia teotihuacana, además de veracruzana y del sur de Puebla.

Ángel García Cook (1981) propuso la existencia de corredores de sitios teotihuacanos en Tlaxcala, los cuales, permitían a los comerciantes establecer bases en sus viajes hacia la costa del Golfo, esta teoría se fundamenta en los tipos de materiales arqueológicos encontrados y depositados en el Museo Comunitario local de esta zona.

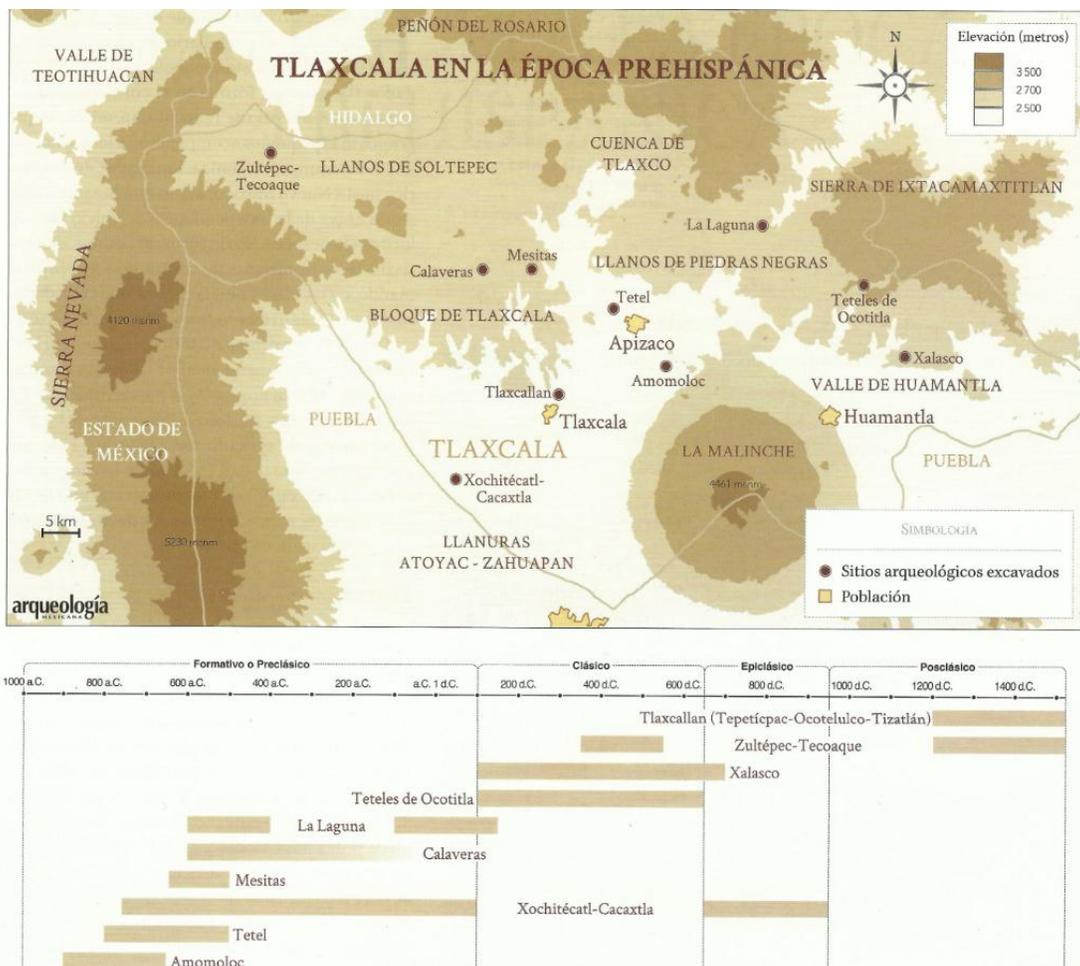


Figura 1. Mapa de localización del sitio arqueológico de Xalasco durante el periodo Clásico (Revista Arqueología Mexicana, Tlaxcala, p. 28).

Tlaxcala: Tierra devastada.

En cierto contraste con estas épocas de esplendor, Tlaxcala tiene actualmente la dudosa distinción de ser el estado de la República con la mayor proporción de superficies erosionadas, por lo tanto, no aptas para la agricultura. Extensas laderas con el tepetate expuesto en la superficie y profundas barrancas son una parte integral del paisaje tlaxcalteca: hoy sabemos que también son, en buena medida, una herencia del pasado prehispánico.

Los aldeanos del preclásico no tenían al parecer conciencia “ecológica” de nuestros tiempos, pues introdujeron un sistema de cultivo muy destructivo que hacía uso de la quema de la vegetación para desmontar las parcelas. En el clima templado de Tlaxcala la vegetación no se regeneraba con suficiente celeridad; de modo que, en los cerros desprovistos de vegetación, las lluvias abrían cárcavas y deslavaban todo el suelo.

Para el postclásico no había ya más tierras vírgenes por abrir y el crecimiento de la población obligó a los agricultores a rehabilitar muchos parajes que sus antepasados habían destruido. De allí la importancia de las mencionadas terrazas; sin embargo, sus muros de piedra requerían de un mantenimiento constante que dejaron de recibir cuando las epidemias traídas por los españoles despoblaron el campo tlaxcalteca. Al colapsarse las terrazas y las casas que una vez sostuvieron, se desencadenó un nuevo proceso de degradación del medio ambiente, agravado por la introducción de grandes rebaños de ovejas que pastaban entre las ruinas.

En el siglo pasado, gracias a los recorridos de superficie, se registraron en el pequeño territorio de Tlaxcala casi mil sitios de la época prehispánica. Como en todos los estados, hubo saqueos de este patrimonio; los estragos mayores, sin embargo, van de la mano del “progreso” que ha experimentado Tlaxcala desde la década de los setenta del siglo pasado. La calamidad mayor fue el reemplazo del arado de yunta por el tractor, que alcanza el doble de profundidad. En varios lugares, programas de reforestación con pino y eucalipto fueron precedidos por una remodelación del paisaje con maquinaria pesada que arrasó con todo vestigio arqueológico. Los montículos eran vistos muchas veces como estorbo para el tractor o como fuente fácil de relleno para obras de infraestructura. Decenas de los sitios registrados simplemente ya no existen. Conforme Tlaxcala fue dejando atrás su pasado rural y se transformó en un lejano suburbio de las ciudades de Puebla y México, los desarrollos inmobiliarios y la ampliación de la red carretera se volvieron las amenazas más fuertes para lo que queda de su patrimonio arqueológico (Revista Arqueología Mexicana, Tlaxcala, pp. 27-53).

3. Delimitación Geográfica y Enclave Geológico de Tlaxcala.

El estado de Tlaxcala, localizado en el Altiplano Central mexicano, es la entidad federativa más pequeña del territorio nacional, con una extensión de 3,997 km²: colinda al norte, oriente y sur con el estado de Puebla, al noroeste con el estado de Hidalgo y al oeste con el estado de México. Para su administración, Tlaxcala está dividido en 60 municipios. En el oriente del estado se ubican los municipios de Terrenate, Huamantla, Ixtenco, Zitlaltepec, Altzayanca, Cuapixtla y El Carmen Tequexquitla. Desde el punto de vista fisiográfico, está ubicado en la unión de la Sierra Madre Oriental con el sistema volcánico transversal, con altitudes que van de los 2 200 a los 4 400 msnm.

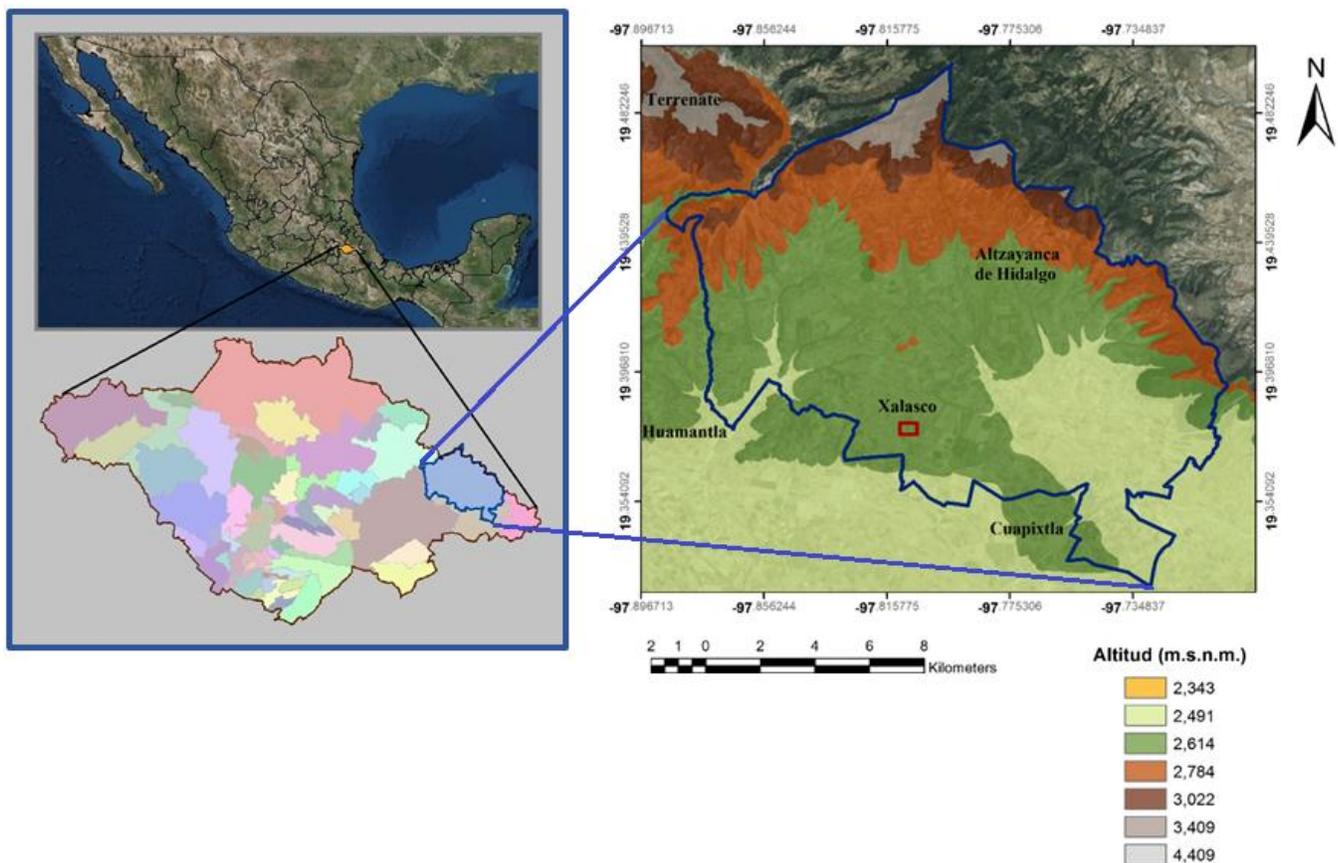


Figura 2. Ubicación de Xalasco. Imagen de la ubicación del Estado de Tlaxcala en el mapa de la República Mexicana, debajo se encuentra el mapa de la División Municipal de Tlaxcala, en color azul seleccionado del lado derecho el Municipio de Altzayanca. Mapa realizado en ArcGIS con datos vectoriales de la División Municipal del Estado de Tlaxcala, INEGI, 2016.

La Hidrografía del estado de Tlaxcala comprende cuatro cuencas: la Cuenca de México, la Cuenca del río Tecolutla, la Cuenca de Oriental y la Cuenca del río Balsas (Merino C. 1989:15), siendo la cuenca alta del río Balsas la que más extensión ocupa en el Estado, y el río más importante es el Zahuapan, que nace en la sierra de Tlaxco, casi en los límites del Estado de Puebla.

3.1. Sitio de estudio, Xalasco.

El sitio arqueológico de Xalasco se ubica en el municipio de Alzayanca. Se encuentra entre los paralelos 19° 19' y 19° 30' de latitud norte; los meridianos 97° 42' y 97° 53' de longitud oeste, con altitud entre 2 400 y 3 400 m.s.n.m. Para llegar a la zona de estudio se toma el tronque de la carretera de Huamantla-Veracruz, tomando el camino hacia el norte que va a Alzayanca.

El municipio de Alzayanca ocupa el 4.7% de la superficie del estado, cuenta con 56 localidades y con una población total de 14 333 habitantes (<http://mapserver.inegi.org.mx/mgn2k/>; 25 de agosto de 2009). Los sistemas de topofomas presentes en esta área son en porcentajes: Meseta basáltica escalonada con lomerío (80%), Llanura aluvial con lomerío (11%), Sierra volcánica de laderas escarpadas (9%).

El clima presente es templado subhúmedo con lluvias en verano, de menor humedad (92%), templado subhúmedo con lluvias en verano, de humedad media (7%) y semifrío subhúmedo con lluvias en verano, de mayor humedad (1%); el rango de temperatura va de 10 a 14 ° C, y el rango de precipitación es de 600-900 mm.

El municipio colinda al norte con el municipio de Terrenate y el estado de Puebla; al este con el estado de Puebla y los municipios de El Carmen Tequexquitla y Cuapiaxtla; al sur con el municipio de Cuapiaxtla; al oeste con los municipios de Cuapiaxtla, Huamantla y Terrenate.

La Geología local de la zona urbana del municipio de Alzayanca pertenece al periodo Cuaternario (79%) y Neógeno (18%), siendo las rocas que la constituyen:

- Ígnea extrusiva: andesita (18%), toba ácida (50%)
- Sedimentaria: brecha sedimentaria (26%), Suelo aluvial (3%).

Las partes planas y bajas del municipio de Alzayanca están constituidas por tobas y cenizas –derivadas de la actividad volcánica de La Malinche en el Plioceno Inferior–, que hacia el sur se interrumpen por la presencia de sedimentos fluviales.

En el área en que se emplaza el sitio arqueológico de Xalasco predominan suelos pobres, arenosos, de color gris claro o amarillo. Estos suelos se originaron a partir de tobas y otros materiales piroclásticos, que son material volcánico fragmentado compuesto por una gran variedad de tamaños, colores, mineralogía y formas de depósito. Se pueden encontrar también fragmentos de pómez de composición ácida e intermedia, obsidiana, andesita, traquita, traquiandesita y algunos basaltos. Las cenizas y las tobas andesíticas predominan, pero en algunas zonas se concentran cuerpos lenticulares y manchones de cualquiera de los materiales piroclásticos mencionados, que son los que más área abarcan en la Cuenca de Oriental.

En el sitio de interés se puede llegar a encontrar materiales ricos en cal y magnesio, a veces dotados de nitrógeno, materia orgánica, potasio y fósforo; de reacción pH neutra o

ligeramente alcalina. En varios lugares de la zona la acumulación de arenas los ha vuelto muy poco fértiles como ocurre en las estribaciones de La Malinche.

En cuanto a la Edafología, los suelos dominantes de la zona son Regosol (49%), Durisol (25%), Leptosol (22%) y Fluvisol (1%).

La Hidrografía de este Municipio está conformada por la región hidrológica Balsas (100%), por la cuenca del Río Atoyac (100%), la subcuenca: L. Totolzingo (100%) y las corrientes de agua intermitentes de Altzayanca,

El Uso de suelo consta de la agricultura (70%) y zona urbana (3%), mientras que la vegetación está formada por Matorral (23%), bosque (3%) y pastizal (1%); el uso potencial de la tierra es para la agricultura mecanizada continua (56%), para la agricultura con tracción animal estacional (1%) y también existe la no apta para la agricultura (43%).

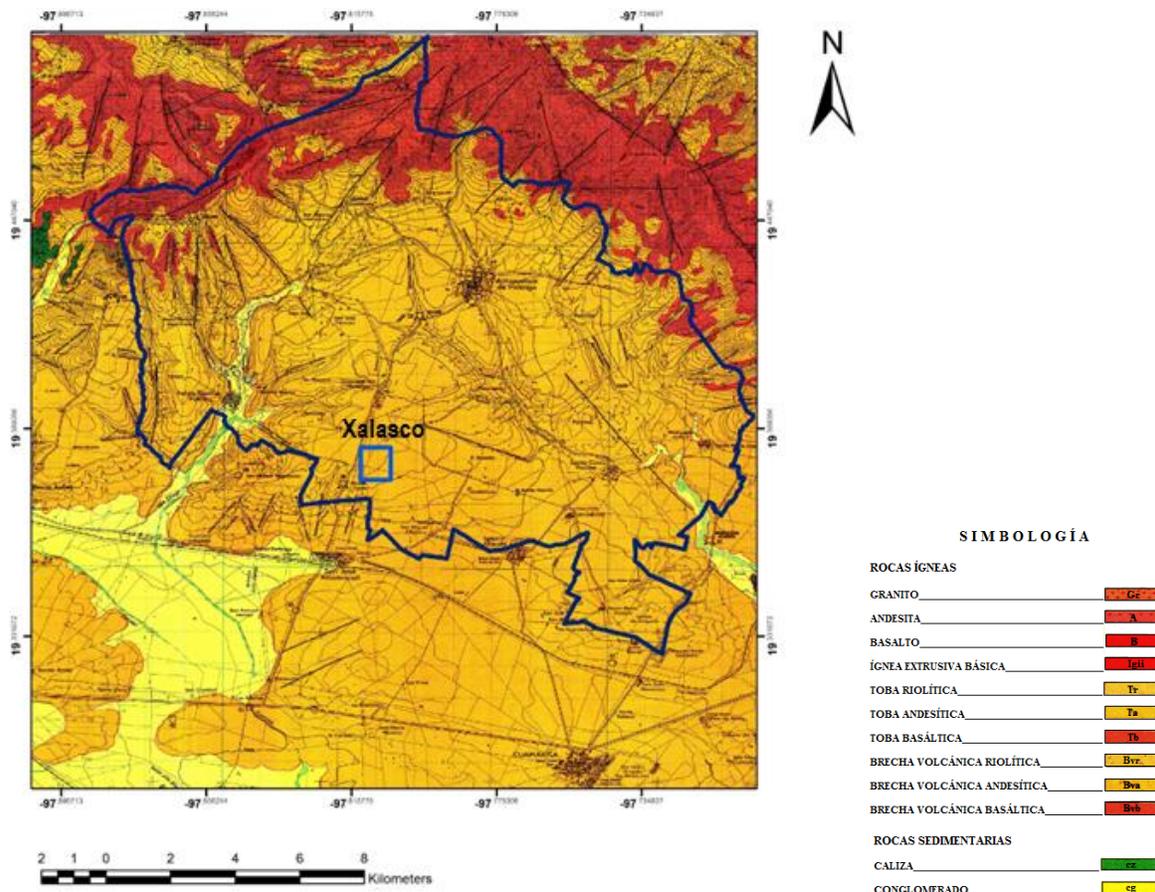


Figura 3. Ubicación del área de estudio (recuadro azul) en la zona de Xalasco, Dirección General de Geografía, Carta Geológica de Tlaxcala Huamantla E14B34, Tlaxcala y Puebla, Fuente: INEGI, Escala 1: 50 000.

La superficie dedicada a las labores agrícolas se ha incrementado en las últimas décadas, contribuyendo así a la grave erosión que acusa la entidad. Los trastornos ecológicos se agudizan por la falta de prácticas de reforestación y conservación del suelo, problema que comparte con la Cuenca Oriental (Cook 1996: 144 y ss.).

4. Sección 1. Prospección Magnetométrica.

4.1. Marco Teórico de la Prospección Magnetométrica.

El uso de métodos potenciales para la exploración Geofísica es la aplicación práctica de la Teoría del Potencial, la cual, describe diversos fenómenos físicos de la Tierra, como lo son la atracción gravitacional, campos magnéticos y electrostáticos, etc. (Blakely, 1996).

Tanto el campo magnético inducido por corrientes eléctricas como el campo de atracción gravitacional son campos vectoriales, lo que implica que pueden ser caracterizados por sus líneas de flujo o líneas de fuerza. Los equipos que se utilizan en los estudios de prospección gravimétrica y magnetométrica en exploración geofísica son conocidos como métodos potenciales y las propiedades físicas que se analizan son la densidad y la susceptibilidad magnética, respectivamente.

Diferentes áreas de exploración utilizan los métodos potenciales. Históricamente se han empleado para ubicar depósitos de minerales, delimitar bordes de cuencas, mapear y determinar profundidad de basamentos útiles para la exploración petrolera; actualmente es interesante su aplicación en la Arqueología para la detección de estructuras y objetos de valor histórico enterrados.

Para cada objeto de estudio existe una técnica que se adecua mejor a las necesidades que se desean cubrir, para analizar rasgos arqueológicos la escala de interés es de centímetros a metros.

La efectividad de los estudios magnéticos en la Arqueología depende de la alteración existente de las propiedades magnéticas en los suelos, por ejemplo, zonas donde antes eran hornos o talleres y el material arcilloso está presente. La prospección gravimétrica queda descartada para estudios con fines arqueológicos ya que la gravimetría, al depender de la diferencia de densidades entre los objetivos y la matriz que los rodea, no es lo suficientemente sensible para proporcionar información útil.

4.1.1. Antecedentes de la Magnetometría.

Históricamente, la atracción de las agujas de las brújulas hacia depósitos naturales de hierro, las llevó eventualmente a ser utilizadas como herramientas de prospección alrededor del siglo XIX (Nabighian, 2005), aunque algunos autores mencionan que estas técnicas ya eran utilizadas desde la edad media en Suecia con los mismos fines (Milsom, 2003).

La magnetita o piedra imán fue conocida desde la antigüedad, especialmente en China y en Egipto: los griegos la llamaron así por ser común de la región de Magnesia. La invención de la brújula en China fue cerca del año 100; los árabes y los persas la utilizaban en el siglo XI con fines de orientación durante su navegación y finalmente este invento llegó a Europa en el siglo XIII. El uso de la brújula con un fin exploratorio para realizar un cateo de un yacimiento de magnetita (o al menos es el testimonio más antiguo que se tiene) corrió por parte de un militar francés llamado Pierre de Maricourt, un trabajo autodidacta en el norte de Italia que no se utilizó después.

El alemán Georg Hartmann en 1510 estudió la declinación magnética y en 1544 la inclinación magnética, variables con las coordenadas.

El británico William Gilbert en 1600 publicó “De Magnete” donde definió al Campo Magnético como un imán orientado con el eje de la Tierra. En 1635, también en Gran Bretaña, Henry Gellibrand observó la variación del campo Magnético con el paso de los años.

La primera balanza para medir las fuerzas magnéticas se debe al británico John Mitchell (1750) que observó su variación con la inversa del cuadrado de la distancia. Por lo que el francés Charles Coulomb, que venía estudiando fuerzas eléctricas, aplicó la misma ecuación general para el campo magnético.

El danés Hans Oersted documentó en 1819 la desviación de una aguja magnética por una corriente eléctrica y el británico Michael Faraday observó en 1831 (al igual que el alemán H. Lenz) que el movimiento de un imán cerca de un cable induce una corriente eléctrica.

Karl Gauss concluyó en 1838 en Alemania que el campo principal definido por Gilbert tiene su origen en el interior de la Tierra.

Los métodos geofísicos, en general, miden diferentes propiedades físicas del subsuelo, que implica medir las propiedades de los materiales que constituyen los tipos de suelos y las rocas que conforman la zona de interés. Las propiedades medidas no solo dependen de los procesos geológicos, sino que también llegan a reflejar las diferentes alteraciones producidas por la actividad antropogénica a través de los años.

4.1.2. Fundamentos de la Magnetometría.

La Magnetometría tiene como objetivo la detección de variaciones locales en la intensidad del campo magnético terrestre llamadas también “anomalías magnéticas”. Por este motivo, los instrumentos para realizar estudios de magnetometría se basan en las propiedades naturales fundamentales de la Tierra.

La aplicación de los métodos potenciales en la detección de estructuras u objetos arqueológicos se encamina hacia la detección de anomalías magnéticas de origen antrópico. Dichas alteraciones son resultado de dos fenómenos magnéticos diferentes:

- El magnetismo inducido. Los materiales presentes en el subsuelo poseen diferentes capacidades para dejarse magnetizar por el campo magnético local (susceptibilidad magnética) debido, principalmente, a la cantidad de elementos ferromagnéticos que contienen. Así materiales como la piedra caliza o las arcillas que conforman los adobes poseen una susceptibilidad magnética baja, por lo que mostrarán un magnetismo inferior al que caracteriza los sedimentos que le rodean, haciendo posible de este modo la detección de muros y estructuras. Por el contrario, hoyos, zanjas y fosas estarán rellenos de tierra húmica, carbones, fragmentos cerámicos, todos estos elementos que tienen un alto grado de susceptibilidad, por ende, muestran niveles

magnéticos superiores a los depósitos geológicos que lo rodean y que quedarán registrados en el magnetómetro como alteraciones magnéticas positivas.

- La termomagnetización remanente. Es uno de los fenómenos magnéticos mejor conocidos y el más antiguamente aplicado en la arqueología: hornos, hogares, suelos de barro quemados, están hechos generalmente con arcilla y ésta contiene, en mayor o menor medida, partículas de óxido de hierro que al calentarse se convierte en magnetita (578°) o megatita ($578^\circ-675^\circ$), ambos materiales con un elevado grado de magnetización, por lo que en el magnetómetro se registra un fuerte contraste respecto al campo magnético de su entorno inmediato. El magnetismo remanente es producto de la composición de un objeto y de su historia termal, deposicional y diagenética (Scollar et al, 1986).

- El Campo Magnético Terrestre.

Debido a su estructura, la Tierra se comporta como un dínamo; posee un núcleo metálico (una mezcla de hierro y níquel) que, en contacto con un manto interno viscoso en movimiento, genera un campo eléctrico que a su vez induce un campo magnético (Telford et al, 1990). De esta manera se comporta como un gran imán con un polo norte y un polo sur, variando en intensidad, de los polos al ecuador.

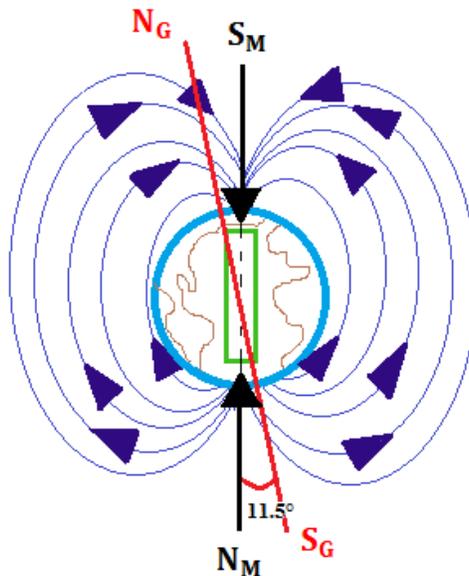


Figura 4. Modelo esquemático que representa al Campo Geomagnético de la Tierra. En negro la ubicación del Sur y Norte Magnético; en rojo el Norte y Sur Geográficos.

El Campo Magnético Terrestre, de acuerdo a Muniz (1997), se conforma por cuatro fuentes principales que son:

- a) El Campo Principal: originado por la rotación del núcleo externo líquido de la Tierra, cuya composición está conformada por una mezcla de hierro y níquel, aproximadamente localizado a unos 2900 km. de profundidad. Se cree que las corrientes de convección de este material conductor en el núcleo actúan como un gran dínamo auto-excitada, generando aproximadamente un 90% del campo total.

El inglés Sir Joseph Larmor en 1919 recurrió al modelo electromagnético de la dinamo-disco de Faraday autoinducida:

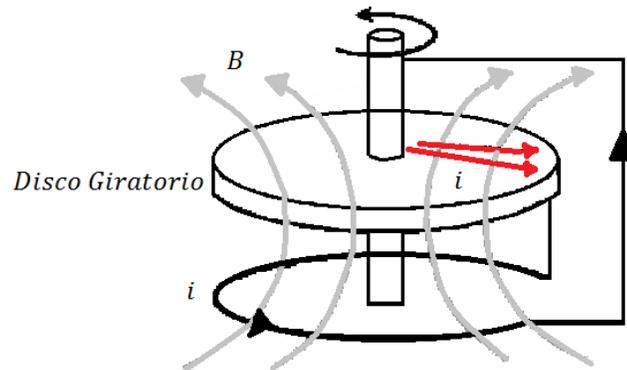


Figura 5. Esquema del Dínamo-Disco.

En la Figura 5 puede verse como la corriente (i) que circula en el circuito, genera un campo magnético inducido (B). Éste decrece con el tiempo, lo mismo que la corriente, debido a la resistencia del conductor. No obstante, el campo magnético variable que atraviesa el disco giratorio induce una corriente en el mismo. La corriente inducida refuerza la corriente inicial y por lo tanto al campo B ; este proceso se repite en un ciclo continuo, dando origen al dínamo autoinducido. Este modelo general fue ajustado por el estadounidense Walter Elsasser y otros desde 1940, para dar cuenta de la complejidad convectiva del núcleo externo.

- b) El Campo Cortical: generado por la magnetización de las rocas en la corteza terrestre en donde las temperaturas son menores a la temperatura de Curie de minerales magnéticos importantes y ricos en Fe, principalmente magnetita y titanio magnetita. Este campo es el más estable ya que sus variaciones se presentan en periodos de cientos de miles de años; es de mucho menor magnitud que el anterior pero detectable dada su cercanía a la superficie, es decir, sólo se puede percibir a nivel local o regional.
- c) El Campo Externo: es generado debido a corrientes inducidas en la ionosfera por la actividad solar, al desplazarse ésta respecto del campo terrestre. El desplazamiento se debe a movimientos convectivos (calentamiento diurno solar

y mareas atmosféricas) además de la propia rotación terrestre, el movimiento orbital y las variaciones temporales de la actividad magnética del Sol.

El campo externo es asimétrico por la presión generada por el viento solar, con una cola en dirección opuesta al sol y dejando dos regiones anulares superpuestas cargadas de partículas frente al ecuador magnético (a distancias de unos 1000 a 5000 km. y de 25000 a 50000 km.), llamados cinturones de radiación de (James) Van Allen (estadounidense que los descubrió en 1959). Son mayormente electrones y protones derivados de neutrones provenientes del Sol, que se desintegran al acercarse al campo magnético terrestre.

- d) El Campo Magnético Resultante de un proceso de inducción electromagnética. Es creado por las corrientes eléctricas inducidas en la corteza y manto por variaciones externas de campo.

De esta manera, se plantea que el campo total es la suma de estos cuatro campos que se superponen, su expresión es la siguiente:

$$B = B_0 + B_r + B_c + B_t \dots (4.1.1)$$

Donde:

B : Valor del Campo Geomagnético medido en la superficie de la tierra.

B_0 : El Campo Principal generado por un dipolo magnético que tiene un eje de 11.4° de inclinación con respecto al eje de rotación de la Tierra.

B_r : Campo Residual asociado a varios dipolos más pequeños ubicados en diferentes regiones del planeta, pero en zonas más superficiales.

B_c : Campo Cortical, ubicado en la corteza terrestre y conocido como el campo de anomalías.

B_t : El Campo que se origina fuera de la Tierra y que varía más sensiblemente con respecto del tiempo.

La suma del campo dipolar con el campo residual se le llama Campo Principal; la suma del Campo Principal con el Campo Cortical se denomina Campo Interno, mientras que el término B_t es conocido como Campo Externo (Muniz, 1997).

- Componentes del campo Magnético Terrestre.

Para poder describir el campo geomagnético, no importando el sistema de coordenadas que se utilice, se deben de conocer al menos tres de sus siete componentes no coplanares.

En un sistema de referencia cartesiano, el vector de campo magnético tiene siete elementos o componentes, donde:

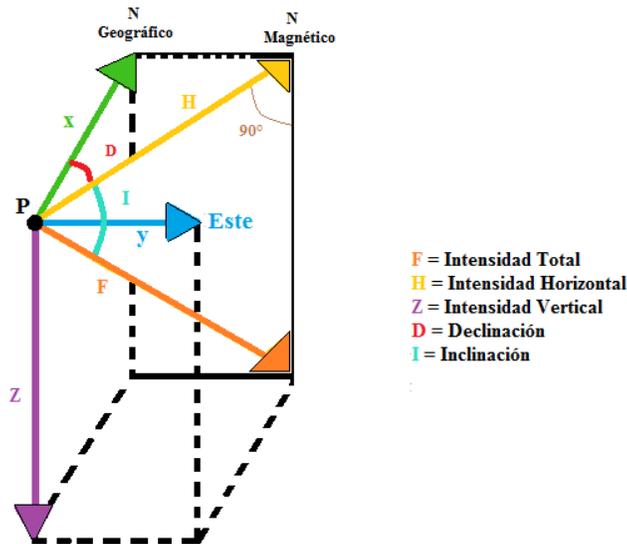


Figura 6. Componentes del Campo Geomagnético para un lugar de la superficie.

- F: es el módulo del vector B y es llamado intensidad total.
- H: la componente horizontal es la proyección del vector B sobre el horizonte.
- D: la declinación es el ángulo que forma la componente H con la dirección norte.
- I: la inclinación es el ángulo que forma el vector de campo geomagnético con el plano horizontal y también es el ángulo entre la componente H y el vector B .
- X: es la componente Sur-Norte.
- Y: es la componente Oeste-Este.
- Z: es la proyección vertical del vector B con sentido positivo hacia abajo.

Pueden definirse dos polos geomagnéticos, que resultan de la proyección hacia la superficie del eje del dipolo principal, pero los verdaderos polos magnéticos difieren en su ubicación, esto se debe a que el campo geomagnético principal es complejo y se puede aproximar con un único dipolo, pero, de hecho, es la suma de innumerables dipolos de distinta magnitud, producto de la compleja dinámica convectiva del núcleo externo.

Debido a esto se pueden separar, por un lado, las componentes geomagnéticas de este dipolo principal, que podría ser considerado como un campo regional global, y, por otro, las componentes llamadas no-dipolares o multi-dipolares (en referencia al citado dipolo dominante) que generan una especie de campo residual global (que representa un 20% del campo geomagnético principal) debido a la presencia de esos otros dipolos que todavía no se conocen con precisión. Además, existen cambios temporales, aunque no lineales.

Componente Horizontal:

$$H = \sqrt{B_x^2 + B_y^2} \dots (4.1.2)$$

Intensidad Total:

$$\hat{F} = B = \sqrt{B_x^2 + B_y^2 + B_z^2} \dots (4.1.3)$$

Inclinación y Declinación respectivamente:

$$I = \arctan \frac{B_z}{\sqrt{B_x^2 + B_y^2}} \dots (4.1.4)$$

$$D = \arcsen \frac{B_y}{\sqrt{B_x^2 + B_y^2}} \dots (4.1.5)$$

Se ha convenido que la inclinación será considerada positiva cuando el vector se encuentre por debajo del plano horizontal y negativa si se encuentra sobre este. De la misma forma la declinación es positiva hacia el este y negativa al oeste (Telford,1990).

A pesar de que el campo geomagnético es de origen vectorial, en exploración geofísica suele utilizarse \hat{F} que es el módulo de B , ya que los equipos utilizados miden la intensidad total del campo, sin embargo, en otro tipo de trabajos como en la elaboración de cartas magnéticas o de variación secular, sí se suelen medir las componentes individuales del campo.

La siguiente tabla muestra las ecuaciones de transformación a las que se recurre para cambiar de un sistema de referencia a otro, para ello, se utilizan algunas relaciones trigonométricas basadas en la geometría del vector geomagnético:

Sistema de Referencia	Componentes Magnéticas utilizadas	Ecuaciones de Transformación	Ecuaciones de Transformación
Coordenadas cartesianas	X, Y, Z	$H = \sqrt{X^2 + Y^2}$ $D = \tan^{-1} \left(\frac{Y}{X} \right)$ $Z = Z$	$F = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2}$ $D = \tan^{-1} \left(\frac{Y}{X} \right)$ $I = \tan^{-1} \left(\frac{Z}{\sqrt{X^2 + Y^2}} \right)$
Coordenadas Cilíndricas	H, D, Z	$X = H * \cos(D)$ $Y = H * \sin(D)$ $Z = Z$	$F = \sqrt{H^2 + Z^2}$ $D = D$ $I = \tan^{-1} \left(\frac{Z}{H} \right)$
Coordenadas Esféricas	F, D, I	$X = F * \cos(I) * \cos(D)$ $Y = F * \cos(I) * \sin(D)$ $Z = F * \sin(I)$	$H = F * \cos(I)$ $D = D$ $Z = F * \sin(I)$

Tabla 1. Componentes magnéticas y ecuaciones de transformación entre sistemas, (Muñiz Barreto, 1997).

- **Modelo del Dipolo Magnético.**

El campo magnético se describe en una primera aproximación por un dipolo magnético ubicado en el centro de la Tierra, cuyo eje está inclinado unos 11° con respecto al eje de rotación de la tierra (a su vez $23,5^\circ$ respecto al plano de la órbita o eclíptica), difiriendo entonces las coordenadas de los polos magnéticos y la rotación.

El dipolo está dirigido hacia el Sur, es negativo en el hemisferio norte y positivo en el sur. El Polo Norte Magnético se sitúa a unos 2000 km del polo norte geográfico, en el archipiélago de Baffin (Canadá), en tanto que el Polo Sur Magnético está a 2000 km del polo sur geográfico, en el sector antártico australiano. Como consecuencia de esto, se genera un ángulo entre el norte geográfico y el magnético llamado declinación, que resulta de la proyección a la horizontal del vector de inclinación magnética, el cual sigue las líneas de fuerza del campo. Podemos además medir la intensidad de este campo sea total F o sus componentes H y Z .

- **El Magnetismo.**

La Teoría Magnética Clásica se basa en el concepto de que los polos magnéticos puntuales son análogos a cargas puntuales eléctricas o a masas puntuales, con una ley cuadrática inversa para las fuerzas entre los polos, cargas o masas, se asemejan a la teoría eléctrica y gravimétrica.

Los polos magnéticos son un conjunto de puntos del globo terráqueo ubicados en las zonas polares y que, debido al campo magnético de la Tierra, existe atracción sobre los elementos imantados. Los polos magnéticos no coinciden con los polos geográficos: la ubicación de cada polo evidencia un desplazamiento frente al eje geográfico del planeta. El ángulo que se crea entre dicho eje y el eje magnético representado por la letra griega delta (Δ) se conoce como declinación.

Las unidades magnéticas en el Sistema Internacional (SI), se basa en el hecho de que un campo magnético es de origen eléctrico. Su unidad básica es el dipolo, el cual es generado por una corriente eléctrica circular, donde dos cargas iguales y de signo contrario separadas por una pequeña distancia forman un dipolo eléctrico.

El trabajo teórico de Maxwell y otros ha demostrado la asociación real de los campos eléctricos y magnéticos están inextricablemente entrelazados.

- El Potencial Vector Magnético.

El cálculo de los campos eléctricos se simplificó mucho con la instrucción del potencial electrostático. La posibilidad de hacer esta simplificación resultó de la anulación del rotacional del campo eléctrico. El rotacional de la inducción magnética no se anula, pero su divergencia sí.

Como la divergencia de cualquier rotacional es cero, es razonable suponer que la inducción magnética puede expresarse como:

$$\mathbf{B} = \nabla \times \mathbf{A} \dots (4.2.1)$$

El Campo vectorial \mathbf{A} se llama potencial vector magnético. La única condición que se impone a \mathbf{A} es que:

$$\nabla \times \mathbf{B} = \nabla \times \nabla \times \mathbf{A} = \mu_0 \mathbf{J} \dots (4.2.2)$$

Utilizando la siguiente identidad:

$$\nabla \times \nabla \times \mathbf{A} = \nabla \nabla \cdot \mathbf{A} - \nabla^2 \mathbf{A} \dots (4.2.3)$$

Y especificando que:

$$\nabla^2 \mathbf{A} = -\mu_0 \mathbf{J} \dots (4.2.4)$$

Integrando cada componente rectangular y utilizando la solución de la ecuación de Poisson como guía, se tiene:

$$\mathbf{A}(\mathbf{r}_2) = \frac{\mu_0}{4\pi} \int_V \frac{\mathbf{J}(\mathbf{r}_1)}{|\mathbf{r}_2 - \mathbf{r}_1|} dV_1 \dots (4.2.5)$$

- El Potencial Escalar Magnético.

La ecuación: $\nabla \times \mathbf{B}(\mathbf{r}_2) = \mu_0 \mathbf{J}(\mathbf{r}_2)$, es válida mientras \mathbf{J} sea la corriente total y $\nabla \cdot \mathbf{J} = 0$. Esta ecuación también indica que el rotacional de la inducción magnética es cero siempre que la densidad de corriente sea cero.

Por tanto, la inducción magnética en dichas regiones puede escribirse como el gradiente de un potencial escalar:

$$\mathbf{B} = -\mu_0 \nabla \varphi \dots (4.2.6)$$

Donde φ se llama potencial escalar magnético.

Sin embargo, si la divergencia de \mathbf{B} también es cero, lo que significa que:

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = -\mu_0 \nabla^2 \varphi = 0 \dots (4.2.7)$$

Por tanto, φ satisface la ecuación de Laplace.

La expresión para el potencial escalar de un dipolo magnético es particularmente útil. El potencial escalar magnético puede usarse para calcular el campo magnético, debido ya sea a circuitos que conducen corriente o a capas dobles magnéticas (capas de dipolos), usado principalmente con los materiales magnéticos.

- **Magnetización.**

Un cuerpo magnetizable ubicado en un campo magnético externo se magnetiza por inducción; la magnetización se debe a la reorientación de los átomos y moléculas, de manera que sus espines se alinean. La magnetización es medida por la polarización magnética \mathbf{M} (también llamada intensidad de magnetización o momento dipolar por unidad de volumen).

Cada corriente atómica es un minúsculo circuito cerrado de dimensiones atómicas, de tal modo que es razonable que el campo magnético “distante” de un átomo pueda describirse apropiadamente como el de un dipolo magnético. De hecho, una amplia gama de estudios experimentales, así como la formulación de la física cuántica, que es el método más exacto que tenemos para el cálculo de fenómenos atómicos, nos dice que la parte dominante del campo de inducción magnética distante debido a un solo átomo se determina especificando su momento dipolar magnético, \mathbf{m} .

Sea \mathbf{m}_i el momento magnético i -ésimo átomo. Definiremos ahora una cantidad vectorial microscópica, la magnetización \mathbf{M} .

Sumemos vectorialmente todos los momentos dipolares de un pequeño elemento de volumen Δv , y luego dividamos el resultado entre Δv , la cantidad resultante:

$$\mathbf{M} = \lim_{\Delta v \rightarrow 0} \frac{1}{\Delta v} \sum_i \mathbf{m}_i \dots (4.2.8)$$

Se llama momento dipolar magnético por unidad de volumen, o simplemente magnetización.

El procedimiento para encontrar el límite de la ecuación (4.2.8) es el procedimiento usual de tomar los límites microscópicos, esto es, Δv se hace muy pequeño desde el punto de vista macroscópica, pero no tan pequeño como para no contener un número estadísticamente grande de átomos. La cantidad \mathbf{M} se vuelve entonces una función vectorial puntual. En el estado desmagnetizado, la suma $\sum \mathbf{m}_i$ dará cero como resultado de la orientación aleatoria de los \mathbf{m}_i , pero en presencia de un campo externo excitante, \mathbf{M} dependerá generalmente de este campo.

La función vectorial \mathbf{M} , nos proporciona una descripción macroscópica de las corrientes atómicas en el interior de la materia. Específicamente, \mathbf{M} mide el número de circuitos de corriente atómica por unidad de volumen multiplicado por el momento magnético efectivo o promedio de cada circuito. Desde el punto de vista puramente macroscópico, todos los efectos debidos a la materia pueden describirse adecuadamente en función de \mathbf{M} , o por sus derivadas. Una de estas es, $\nabla \times \mathbf{M}$, la cual es la densidad de corriente de transporte equivalente que generaría el mismo campo magnético que el propio \mathbf{M} ; ésta se llama densidad de corriente de magnetización, \mathbf{J}_M .

Para deducir la importante relación que liga \mathbf{J}_M con \mathbf{M} , consideremos dos pequeños elementos de volumen en una muestra de material magnético, cada elemento de volumen $\Delta x \Delta y \Delta z$, y colocados uno al otro en la dirección del eje y .

Si la magnetización del primer elemento de volumen es $\mathbf{M}(x, y, z)$, entonces la magnetización del segundo elemento es $\mathbf{M}(x, y, z) + \frac{\partial \mathbf{M}}{\partial y} \Delta y + \text{términos de orden superior}$.

$$\mathbf{J}_M = \nabla \times \mathbf{M} \dots (4.2.9)$$

La densidad de corriente de magnetización es el rotacional de la magnetización.

- **Fuentes del Campo Magnético: Intensidad Magnética.**

En general, la expresión del campo magnético puede escribirse como:

$$\mathbf{B}(\mathbf{r}) = \frac{\mu_0}{4\pi} \int_V \frac{\mathbf{J}(\mathbf{r}-\mathbf{r}')}{|\mathbf{r}-\mathbf{r}'|^3} dV' - \mu_0 \nabla \varphi(\mathbf{r}) + \mu_0 \mathbf{M}(\mathbf{r}) \dots (4.2.10)$$

donde

$$\varphi(\mathbf{r}) = \frac{1}{4\pi} \int_V \frac{\rho_M dV'}{|\mathbf{r}-\mathbf{r}'|} + \frac{1}{4\pi} \int_S \frac{\sigma_M da'}{|\mathbf{r}-\mathbf{r}'|} \dots (4.2.11)$$

El volumen V se extiende sobre todas las regiones que transportan corriente y sobre toda la materia. La superficie S incluye todas las superficies y las zonas interfaciales entre los distintos medios; la intensidad de corriente \mathbf{J} incluye solo las corrientes convencionales del tipo de transporte de carga, mientras que los efectos de las corrientes atómicas se encuentran en el vector de magnetización \mathbf{M} (y potencial φ).

Con la ecuación (4.2.10) puede determinarse \mathbf{B} si \mathbf{M} y \mathbf{J} se especifican en todos los puntos. Sin embargo, en la mayoría de los problemas, \mathbf{J} se especifica, pero $\mathbf{M}(\mathbf{x}', \mathbf{y}', \mathbf{z}')$ depende de $\mathbf{B}(\mathbf{x}', \mathbf{y}', \mathbf{z}')$, de modo que, aunque la forma funcional de $\mathbf{M}(\mathbf{B})$ sea conocida, la ecuación (4.2.10) proporciona, en el mejor de los casos, una ecuación integral para \mathbf{B} .

Para ayudar a vencer esta dificultad, se introduce un vector magnético auxiliar, la intensidad magnética \mathbf{H} , definida como:

$$\mathbf{H} = \frac{1}{\mu_0} \mathbf{B} - \mathbf{M} \dots (4.2.12)$$

Combinando las ecuaciones (4.2.10) y (4.2.12) obtenemos:

$$\mathbf{H}(\mathbf{r}) = \frac{1}{4\pi} \int_V \frac{\mathbf{J} \times (\mathbf{r}-\mathbf{r}')}{|\mathbf{r}-\mathbf{r}'|^3} dV' - \nabla \varphi(\mathbf{r}) \dots (4.2.13)$$

El campo vectorial \mathbf{H} desempeña un papel importante en la teoría magnética. Las unidades de \mathbf{H} son las mismas que las de \mathbf{M} , es decir, A/m.

- **Ecuaciones de Campo.**

Las ecuaciones básicas que describen los efectos magnéticos de las corrientes se expresan en forma diferencial:

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \dots (4.2.14)$$

$$\nabla \times \mathbf{B} = \mu_0 \mathbf{J} \dots (4.2.15)$$

Las ecuaciones se modifican cuando el campo magnético \mathbf{B} incluye la contribución de un material magnetizado.

La ecuación de la divergencia, $\nabla \cdot \mathbf{B} = 0$, es válida para todos los campos magnéticos que son producidos por una distribución de corriente. Este resultado no se limita a los campos producidos por corrientes convencionales.

Los campos magnéticos producidos por materia magnetizada pueden expresarse como el rotacional de un vector (\mathbf{A}) y, por tanto, $\nabla \cdot \mathbf{B} = 0$ se satisface automáticamente.

Para todos los campos de inducción magnética. Por lo tanto \mathbf{B} siempre es originado por una distribución de corriente y no hay evidencia de los polos magnéticos aislados.

La “ecuación del rotacional” es la forma diferencial de la ley de circuitos de Ampere. Aquí se debe tener cuidado en incluir todos los tipos de corriente que puedan producir un campo magnético. En consecuencia, en el caso general, esta ecuación se expresa adecuadamente como:

$$\nabla \times \mathbf{B} = \mu_0(\mathbf{J} + \mathbf{J}_M) \dots (4.2.16)$$

Donde \mathbf{J} es la densidad de corriente verdadera y \mathbf{J}_M es la densidad de corriente de magnetización.

La ecuación (4.2.9) puede combinarse con la ecuación (4.2.16) para dar:

$$\nabla \times \left(\frac{1}{\mu_0} \mathbf{B} - \mathbf{M} \right) = \mathbf{J} \dots (4.2.17)$$

Que, según (4.2.12), es equivalente a la siguiente expresión:

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{J} \dots (4.2.18)$$

Esto es, el vector magnético auxiliar \mathbf{H} está relacionado con la densidad de corriente de transporte a través de su rotacional. Esto se deduce también al obtener el rotacional de la ecuación (4.2.13). Las ecuaciones (4.2.14) y (4.2.18) son las ecuaciones fundamentales del campo magnético cuando hay materia presente. Estas ecuaciones, junto con las condiciones de frontera adecuadas y una relación experimental entre \mathbf{B} y \mathbf{M} , son suficientes para resolver problemas magnéticos.

- **Susceptibilidad y Permeabilidad Magnética.**

Para resolver problemas en la teoría magnética es esencial tener una relación entre \mathbf{B} y \mathbf{H} o, análogamente, una relación entre \mathbf{M} y uno de los vectores del campo magnético. Estas relaciones dependen de la naturaleza del material magnético.

En una extensa clase de materiales existe una relación aproximadamente lineal entre \mathbf{M} y \mathbf{H} . Si el material es isótropo y también lineal,

$$\mathbf{M} = \chi_m \mathbf{H} \dots (4.2.19)$$

donde la cantidad escalar adimensional χ_m se llama susceptibilidad magnética.

Si χ_m es positiva, el material se llama paramagnético y la inducción magnética se refuerza con la presencia del material; si χ_m es negativa, el material es diamagnético y la inducción magnética se debilita con la presencia del material. Aunque χ_m es una función de la

temperatura y a veces varía muy drásticamente con ella, generalmente puede decirse que, para materiales paramagnéticos y diamagnéticos, χ_m es bastante pequeña, es decir:

$$|\chi_m| \ll 1 \text{ (para materiales paramagnéticos y diamagnéticos) ... (4.2.20)}$$

Una relación lineal entre \mathbf{M} y \mathbf{H} implica también una relación lineal entre \mathbf{B} y \mathbf{H} :

$$\mathbf{B} = \mu \mathbf{H} \text{ ... (4.2.21)}$$

Donde la permeabilidad μ se obtiene de la combinación de las ecuaciones (4.2.12) y (4.2.19):

$$\mu = \mu_0(1 + \chi_m) \text{ ... (4.2.22)}$$

la cantidad adimensional:

$$K_m = \frac{\mu}{\mu_0} = 1 + \chi_m \text{ ... (4.2.23)}$$

se tabula a veces en lugar de χ_m .

Esta cantidad, K_m , se llama permeabilidad relativa; para materiales paramagnéticos y diamagnéticos, K_m es muy próxima a la unidad.

- Condiciones en la frontera sobre los vectores de campo.

Antes de resolver problemas magnéticos, se debe saber cómo cambian los vectores de campo \mathbf{B} y \mathbf{H} al pasar por una zona interfacial entre dos medios. La zona interfacial que se va a considerar puede estar entre dos medios con diferentes propiedades magnéticas o entre un medio material y el vacío.

- Problemas de valores en la frontera en los que intervienen materiales magnéticos.

Como \mathbf{B} y \mathbf{H} obedecen condiciones de frontera semejantes a las componentes eléctricas, los problemas de medios lineales o de magnetización específica son semejantes a los problemas de los dieléctricos. Trataremos entonces un tipo particular de problemas, a saber, el cálculo de campos magnéticos en materiales magnéticos en los que no existe corriente de transporte. Esto es formalmente idéntico al dieléctrico con densidad de carga externa igual a cero.

Cuando $\mathbf{J} = \mathbf{0}$, las ecuaciones magnéticas fundamentales (4.2.14) y (4.2.18) se reducen a

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \text{ ... (4.2.14)}$$

$$\nabla \times \mathbf{H} = \mathbf{0} \text{ ... (4.2.24)}$$

La ecuación (4.2.24) implica que \mathbf{H} puede obtenerse como el gradiente de un campo escalar. Esto no debe sorprendernos, según la ecuación base (4.2.13). la contribución a \mathbf{H} del material magnético ya se ha expresado de esa forma, además que el campo producido por corrientes de transporte puede también deducirse cuando la densidad de corriente local es cero. De acuerdo con la ecuación:

$$\mathbf{H} = -\nabla\phi \text{ ... (4.2.25)}$$

donde φ es ahora el potencial escalar magnético debido a todas las fuentes.

Hay dos tipos de material magnético para los que el cálculo del campo magnético se reduce a un problema sencillo de valores en la frontera:

- (1) material magnético lineal o aproximadamente lineal, para el que $\mathbf{B} = \mu\mathbf{H}$, y
- (2) una muestra uniformemente magnetizada para el cual $\nabla \cdot \mathbf{M} = 0$.

En ambos casos, la ecuación (4.2.14) se reduce a

$$\nabla \cdot \mathbf{H} = 0 \dots (4.2.26)$$

combinando este resultado con la ecuación (4.2.25), se obtiene:

$$\nabla^2 \varphi = 0 \dots (4.2.27)$$

Que es la ecuación de Laplace. Por tanto, el problema magnético se reduce a encontrar una solución de la ecuación de Laplace que satisfaga las condiciones de frontera. \mathbf{H} puede calcularse entonces como menos el gradiente del potencial magnético, y \mathbf{B} puede obtenerse de:

$$\mathbf{B} = \mu\mathbf{H} \text{ o } \mathbf{B} = \mu_0(\mathbf{H} + \mathbf{M}) \dots (4.2.28)$$

según la expresión más adecuada.

Dentro del sistema internacional (SI) se mide a la inducción magnética \mathbf{B} en teslas (T) que es equivalente a un weber sobre metro cuadrado (Wb/m^2), para la corriente eléctrica I se utiliza el ampere (A), y la fuerza de campo magnético \mathbf{H} se mide en Ampere sobre metro (A/m).

$$1 \text{ T} = \frac{\text{Wb}}{\text{m}^2}$$

$$1 \text{ nT} = 10^{-9}\text{T} = 1\gamma$$

- **Variaciones Temporales del Campo Magnético.**

El registro periódico realizado en los observatorios magnéticos alrededor del mundo ha permitido registrar una gran cantidad de perturbaciones en el campo geomagnético con respecto del tiempo, estas variaciones son el resultado de la superposición de un campo variable con el campo principal de la Tierra.

Las variaciones del campo geomagnético se clasifican en dos grandes grupos que son: variaciones periódicas y no periódicas, aunque existe una variación que no puede clasificarse dentro de ninguna de estas y se denomina variación secular, esto debido a una diferencia relativamente grande de periodos entre esta última y las variaciones periódicas y no periódicas (Nava, 2005).

Se cree que la variación secular tiene su origen en el interior de nuestro planeta y es responsable de la deriva de los polos geomagnéticos, así como de la disminución en la intensidad del campo, lo que eventualmente lleva a la inversión de polaridad del campo geomagnético. Algunos siglos de registro han permitido caracterizar a las Variaciones Seculares, verificado así, la existencia de una migración hacia el oeste del campo geomagnético dipolar o principal del orden de $0,14^\circ$ longitud/año hasta principios del siglo XIX, y de $0,05^\circ$ longitud/año en las dos últimas centurias, que se presume relacionado con un leve retraso en la rotación del núcleo respecto al manto terrestre.

Las variaciones no periódicas poseen una distribución espacial y temporal muy irregular, aunque sí presentan un comportamiento característico para cada una. Están asociadas a la actividad solar y al estado físico de la ionosfera, se ha observado que la intensidad de este tipo de variaciones depende de la latitud, ya que se alcanzan valores máximos en latitudes cercanas a los 67° (zonas aurorales) y disminuye hacia los polos y el ecuador.

Las variaciones periódicas se presentan en periodos definidos y de manera cíclica. Entre éstas variaciones se encuentran: la variación solar diurna para días quietos (Sq), perturbación solar diurna (SD), variación lunar (L) y variación no cíclica (Nava, 2005).

La variación no cíclica consiste básicamente en la diferencia entre el valor de las componentes magnéticas al final de un día y su valor al principio de este.

La variación lunar posee una componente fundamental con un periodo de 24 horas 50 minutos y está asociada a la translación de la Luna alrededor de la Tierra. Cabe destacar que esta variación es muy pequeña en comparación con la variación solar diurna.

Las variaciones Sq y SD se combinan formando la variación solar diurna (S), que presenta un periodo fundamental de 24 horas y su comportamiento está estrechamente relacionado a la posición del Sol con respecto a la Tierra. Adicionalmente, existe un tipo de variaciones que dependen de la posición de la Tierra en su órbita alrededor del Sol, estas variaciones son conocidas como variaciones estacionales. A lo largo de un año la Tierra se acerca y se aleja del Sol, y debido a la inclinación de su eje de rotación con respecto a su eje de translación, presenta cuatro estaciones climáticas conocidas como primavera, verano, otoño e invierno.

Estos cambios en la temperatura y en la cantidad de radiación que llega a la ionósfera influyen de manera directa en los fenómenos de fotoionización y de mareas térmicas que son determinantes en las variaciones del campo.

Las mareas térmicas son el resultado de la expansión diaria de la atmósfera que es calentada por el Sol, estas mareas térmicas y la dinámica provocadas en la ionosfera, son las que más aportan a la variación Sq; una aportación secundaria para la variación Sq son las corrientes inducidas en el interior de la Tierra.

En la exploración magnética a escala regional generalmente se registra las mediciones de los datos a lo largo de un perfil o de varios perfiles paralelos con un espaciamiento preferentemente constante. Las mediciones realizadas, usualmente relativas respecto a una

referencia local, pueden ser terrestres, aéreas, marinas y hasta satelitales (para objetivos académicos) y se encuentran afectadas por varios factores que deberán ser tomados en cuenta:

- Efecto de las componentes horizontal y vertical de la intensidad.
- Influencia de la inclinación del campo geomagnético.
- Efecto de inclinación y forma de las masas emplazadas causantes de la anomalía.
- Eventual magnetización oblicua a los cuerpos.
- Posible magnetización remanente. -Ruidos, debidos a objetos metálicos superficiales o enterrados, alambrados, ductos, líneas de alta tensión, plantas generadoras, etc., según sea la modalidad y escala de registro.

4.2. Estudio de Prospección Magnetométrica en el Sitio de Xalasco.

4.2.1. Logística de Campo.

Durante el estudio de Magnetometría se realizaron dos mallados ubicados en áreas estratégicas con potencial arqueológico. En las superficies prospectadas se definieron los perfiles o líneas paralelas y, posteriormente sobre dichas líneas, las marcas en donde se tomó cada punto de adquisición; con la finalidad de recabar, por medio de cada una de las mallas, una serie de mediciones magnéticas de Campo Total y de Gradiente Vertical.

A la primera malla realizada se le designó como M1 y fue constituida por 45 líneas con 36 puntos cada una, es decir, 45 metros de ancho por 35 metros de largo, esto debido a que el metro 0 fue contabilizado como el punto 1; la separación entre puntos y líneas de adquisición de datos fue de 1 m. como se muestra a continuación:

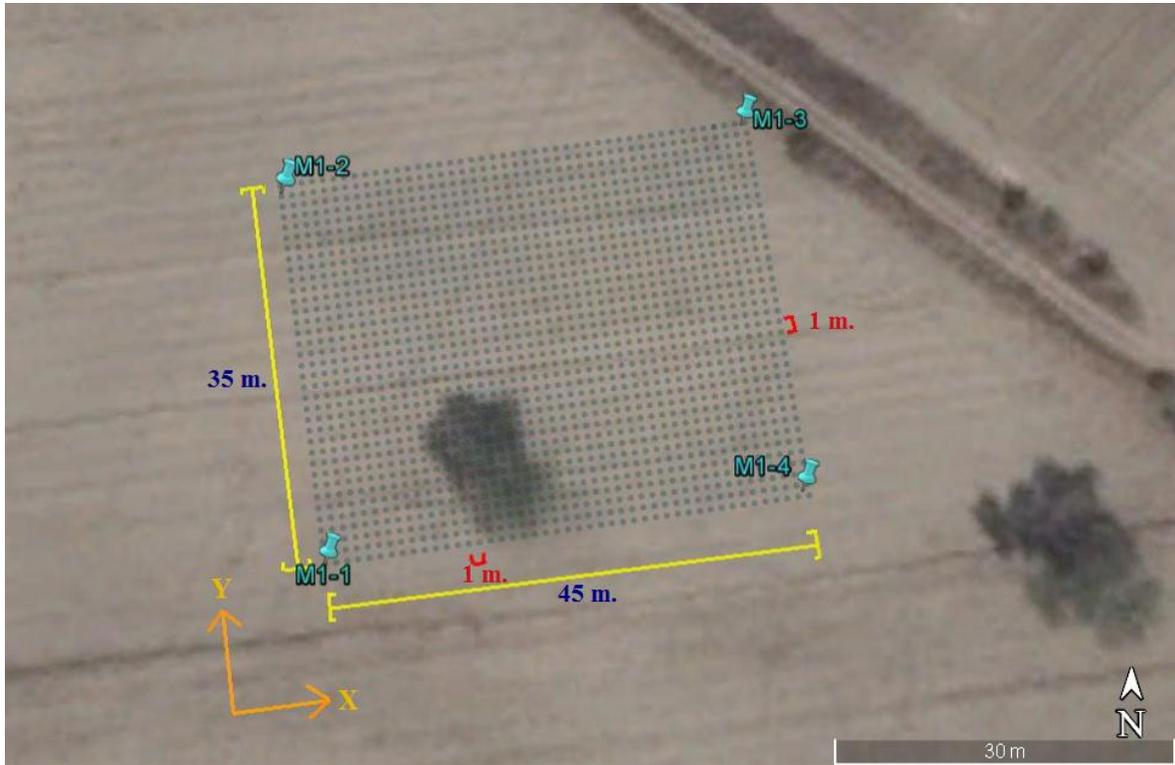


Figura 7. Visualización de los puntos de adquisición que conforman al mallado 1 en campo.

Marca	Posición	Coordenadas N (Y)	Coordenadas E (X)	Elevación (Z)
M 1-1	(0 , 0)	2143139.15	625064.15	2562.914
M 1-2	(0 , 35)	2143173.76	625058.96	2563.940
M 1-3	(45 , 35)	2143180.29	625102.47	2564.180
M 1-4	(45 , 0)	2143146.66	625107.52	2562.995

Tabla 2. Coordenadas UTM de los puntos extremos del Mallado 1.

A la segunda malla realizada se le denominó como M2, fue integrada por 31 líneas (31 m. de ancho) con 51 puntos cada una (50 m. de largo):

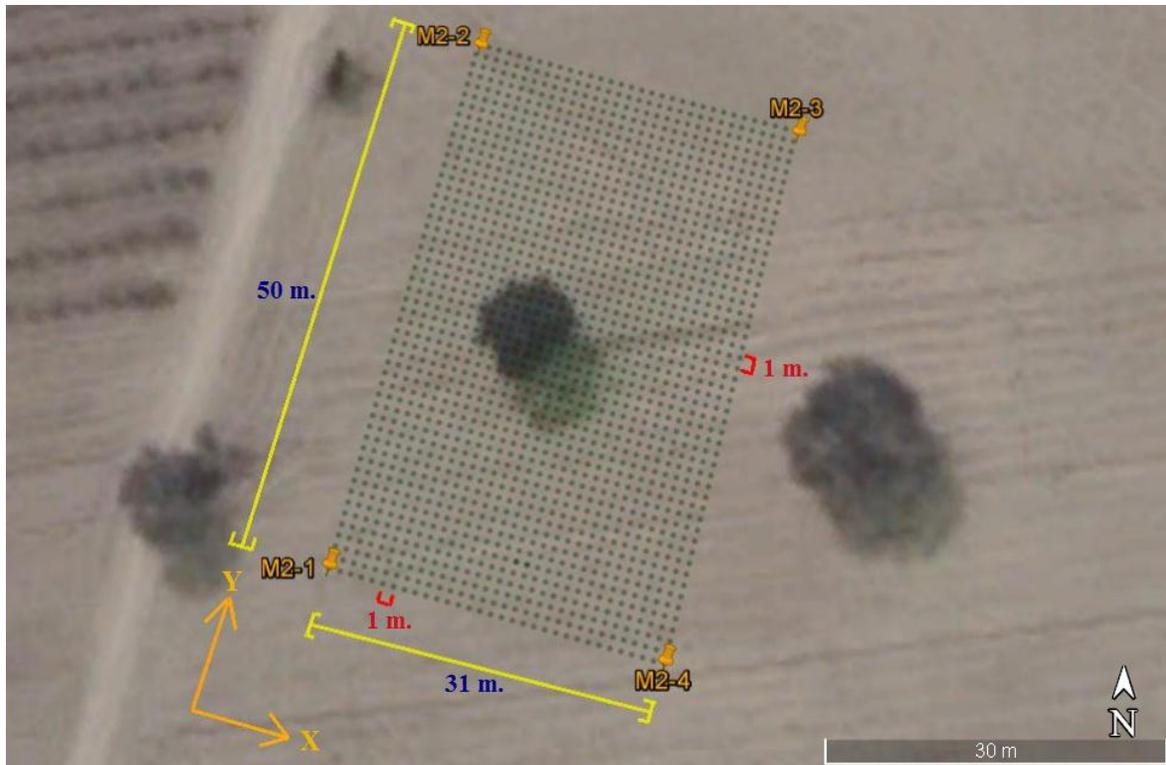


Figura 8. Visualización de los puntos de adquisición que conforman a la malla 2 en campo.

Marca	Posición	Coordenadas N (Y)	Coordenadas E (X)	Elevación (Z)
M 2-1	(0 , 0)	2143155.60	624972.26	2563.712
M 2-2	(0 ,50)	2143203.93	62 4985.09	2565.175
M 2-3	(31, 50)	2143195.97	625015.05	2564.256
M 2-4	(31 , 0)	2143147.65	625002.22	2562.902

Tabla 3. Coordenadas UTM de los puntos extremos de la Malla 2.



Figura 9. Visualización general de la ubicación de ambas mallas.

Las regiones se encuentran aproximadamente a 10 metros de separación una con respecto de la otra, y se eligieron por no haber sido estudiadas hasta ahora, aunado a su alto potencial arqueológico debido a excavaciones realizadas con anterioridad en zonas aledañas.

4.2.2. Equipo utilizado.

Para llevar a cabo la adquisición de los datos del estudio Magnetométrico empleado en ambas mallas, se utilizó el siguiente equipo:

- Magnetómetro de Cesio modelo G-858 (Magmapper) de GeoMetrics: utilizado para la realización del mapeo de los levantamientos magnéticos: el dispositivo utiliza un sensor de Cesio en modo magnetómetro simple y dos sensores de Cesio a manera de gradiómetro; éstos dos últimos separados a 1m. de distancia entre ellos, con el objetivo de medir la diferencia del valor absoluto magnético total entre dos posiciones sobre la superficie del terreno. Dicha diferencia entre intensidades magnéticas dividida entre la separación de los sensores, ofrece una buena aproximación del gradiente magnético vertical registrado en el punto medio entre ambos sensores (Bossuet et al. 2001). La información adquirida se almacena en una memoria no volátil para ser revisada posteriormente y descargada en una PC.



Figura 10. Magnetómetro G-858.

El magnetómetro G-858 se eligió debido a la resolución de 0.001 nT que ofrece, la velocidad, eficiencia y facilidad de manejo durante la adquisición de los datos magnéticos.

El G-858 cuenta con un sistema que permite visualizar el área del levantamiento entrando en los puntos de localización deseados del estudio; concede revisar las localizaciones y los datos durante el levantamiento, aunado a que la unidad admite editar la información, tanto en el campo como en el proceso posterior.

La rápida respuesta del instrumento ayudó a que la información se tomará caminando con rapidez cubriendo con eficiencia las áreas del terreno de interés.

La configuración elegida dentro de las opciones que proporciona el G-858 para realizar la adquisición de los datos magnéticos fue la siguiente:

- Levantamiento individual: la unidad toma una lectura cada vez que el operador oprime una tecla.
- Modo de operación: manual. Este modo de operación permite definir un área rectangular de levantamiento con marcas previamente definidas en una plantilla regular, además, se eligió un patrón bidireccional para la adquisición de los datos magnéticos.
- Vista en la pantalla análoga de barrido en tiempo real, para observar las lecturas del magnetómetro.
- Pantallas de perfil de datos, que permite revisar la información previa.
- Los tonos audibles indican el cambio de campo sobre un objetivo local, advierte acerca de datos no válidos, indica la toma y almacenamiento de la información.
- El levantamiento fue bidireccional, es decir, una de las líneas que conformaron a la mallan del estudio fue caminada de ida y la siguiente línea de regreso, durante la toma de datos:

Al terminar los levantamientos magnéticos, los datos adquiridos se descargaron a una PC en formato comprimido. Los valores de Campo Total obtenidos por el sensor inferior del magnetómetro empleado durante el estudio fueron corregidos y posteriormente procesados en el Software Oasis Montaj, versión 8.6 de Geosoft.

4.3. Procesamiento de Datos Geofísicos Magnéticos.

4.3.1. Preprocesamiento de los datos del estudio Magnetométrico.

Cuando se realizan mediciones del campo geomagnético con fines de exploración se está llevando a cabo un Levantamiento Magnético; en este proyecto el tipo de sistema de adquisición de los datos ejecutado fue terrestre.

Para proceder de manera adecuada el análisis de la información obtenida por medio de un estudio de exploración, es primordial efectuar como primera etapa el preprocesamiento de los datos originales obtenidos en campo, es decir, a los datos una vez extraídos directamente del equipo geofísico e ingresados a una computadora para visualizarlos, se deben ordenar, depurar, analizar y corregir de los efectos o condiciones presentes que lleguen a perturbar los valores de campo magnético de la zona de estudio. El objetivo es obtener información acerca de las fuentes causantes de la anomalía magnética presente.

Como resultado del preprocesado aplicado a los datos, se obtendrá la anomalía magnética de campo total “libre” del ruido causado durante la adquisición de los datos:

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

Donde:

ΔF : Es la anomalía magnética de campo total.

F_{obs} : Es la intensidad de campo total observada (medida).

F_{IGRF} : Es el valor del IGRF durante las fechas en que se realizó el estudio.

δF : Es el valor de los datos corregidos por variación diurna.

Para llevar a cabo este proceso a los datos que conformaron ambas mallas del estudio magnetométrico se aplicó lo siguiente:

1.- Edición de datos:

Se eliminaron los valores de intensidad magnética que no se encontraban dentro del rango estipulado, los cuales, fueron fácilmente de identificar visualmente al graficar la intensidad de campo magnético contra el tiempo, ya que fueron los valores muy por debajo o por encima de los valores especificados. Con este proceso se depuraron los datos.

2.- Reducción de datos:

- Corrección por variación diurna. Este proceso es realizado para todos los levantamientos magnetométricos, con este cálculo obtenemos la anomalía de campo total (que es la expresión de la contribución cortical del campo geomagnético).

El algoritmo de este proceso es el siguiente: De los valores del campo magnético registrados por medio de la base magnética, se obtiene un modelo matemático calculado mediante una regresión lineal con el método de mínimos cuadrados, cuya expresión es de la forma:

$$y = mx + b$$

Y para este caso:

$$F = mt + b$$

Donde m es la pendiente de la recta, b la ordenada al origen, t el tiempo y F el valor de la magnitud del campo geomagnético. Calculando así, las variaciones entre el modelo matemático y los datos registrados por la base para cada valor del tiempo t en que se realizó cada medición del levantamiento magnético.

Posteriormente, al valor del campo magnético registrado por la base se le resta el valor calculado mediante el modelo matemático, obteniendo de esta manera δF .

Finalmente, al valor de la intensidad de campo total medida (F_{obs}) se le sustrae δF ; al resultado obtenido se le sustrae el valor del campo principal, tomando como valor de éste, al calculado con el IGRF.

- Corrección por Latitud o IGRF. Con esta corrección se removi6 el efecto del campo geomagnético de referencia. El método más riguroso para realizarlo es el uso del Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF por sus siglas en inglés), el cual expresa al campo geomagnético en términos de un gran número de armónicos, e incluye términos temporales para corregir la variación secular. Cada modelo consiste en un conjunto de coeficientes armónicos esféricos denominados coeficientes de Gauss, los cuales se utilizan en una serie truncada de la expansión de armónicos esféricos de la función potencial geomagnética para fuentes de origen interno:

$$V = a \sum_{n=1}^N \sum_{m=0}^n \left(\frac{a}{r}\right)^{n+1} (g_n^m \cos\phi + h_n^m \sin\phi) P_n^m(\cos\theta)$$

Los modelos IGRF tienen una vigencia de 5 años, actualizándose con dicha periodicidad.

Por su complejidad, el cálculo de los modelos del IGRF hace necesario el empleo de una computadora para hacer los cálculos. De cualquier forma, esto es imperfecto, debido a que los armónicos utilizados se basan en relativamente pocas y dispersas observaciones magnéticas. Aun así, el IGRF predice los valores del campo, extrapolando ascendentemente los esféricos armónicos derivados de los datos de un observatorio (Nava Flores, 2014).

3.-Creación de un Mallado regular y Filtrado de ruido:

Posterior a la corrección por variación diurna e IGRF, se prosigue con la aplicación de un método de interpolación a los datos corregidos, con el objetivo de obtener un mallado regular de manera correcta y, asimismo, reducir el patrón de ruido de altas frecuencias relacionado con la distribución geométrica que se empleó en la adquisición de datos con el magnetómetro en la superficie terrestre.

Para la eliminación de ruido, se debe aplicar a los datos corregidos un filtrado por medio de algoritmos especiales de tipo estadístico que permitan definir ciertas características, de tal manera que se puedan visualizar mejor las anomalías magnéticas de interés. Con este proceso se pretende minimizar al máximo la huella de adquisición, relacionada con el patrón de ruido presente en la toma de datos, que se genera debido a la periodicidad espacial con la que se adquirió un dato con respecto de otro, es decir, corresponde a la distancia o separación que hay entre los puntos que constituyen el mallado del estudio. Este procedimiento se llevó a cabo aplicando a los datos corregidos, un filtro pasa-bajas, y aunado a ello, un filtro coseno direccional.

El filtro pasa bajas es un sistema que resalta las señales que contengan frecuencias menores a una determinada frecuencia de corte e impide el paso de las frecuencias superiores a ella; su fórmula realiza un promedio de los valores de las muestras de entrada y suprime las variaciones que presenten un incremento súbito. Las señales de baja frecuencia se relacionan con los efectos producidos por las estructuras localizadas a profundidad; al aplicar el filtro pasa bajas se atenúan las señales de alta frecuencia, reduciendo de tal manera la influencia de las estructuras ubicadas en las regiones más someras.

El filtro coseno direccional elimina el ruido direccional de una malla, este ruido es identificado visualmente por la forma en la que se presenta: son líneas paralelas que en conjunto asemejan la forma en la que se realizó el trabajo de campo (tendido de las líneas) y que deben ser atenuadas antes de desarrollar el procesamiento de datos ya que pueden confundirse con rasgos geológicos, estructuras que no existen u ocultar las estructuras reales concluyendo al final del análisis con una interpretación geofísica errónea. Para eliminar el ruido de esta naturaleza se proporciona un ángulo azimutal perpendicular a la dirección del mallado.

Aunado al procedimiento anterior, es indispensable que las coordenadas de los datos estén ubicadas de forma paralela con respecto a los ejes X y Y. Esto se puede constatar graficando los valores de intensidad magnética con sus respectivas coordenadas tomadas en campo: si la malla que se visualiza se encuentra inclinada, es decir, presentan un desfase con respecto a los ejes en los que está siendo graficada, tanto en su posición en X como en Y, debe aplicarse una rotación y traslación a los ejes, para orientar y enfocar lo más preciso posible el área donde se presenta la huella de adquisición en la malla y eliminarla máximo.

Posterior a la rotación y traslación de la ubicación espacial de los datos con respecto a los ejes coordenados, se aplicó el siguiente método de interpolación:

-Kriging 2D: Escogido por ser un óptimo método de interpolación que da la mejor estimación lineal insesgada de los valores de los datos, esto es, elegir el promedio ponderado de los valores de las muestras, la cual tenga la mínima varianza.

Todos los algoritmos de interpolación (inverso de la distancia, función de base radial, triangulación, etc.) estiman el valor en una ubicación determinado, como la suma ponderada de los valores de datos en posiciones circundantes.

El criterio de Kriging está basado en modelos estadísticos que incluyen la autocorrelación, es decir, las relaciones estadísticas entre los puntos medidos. Gracias a esto, las técnicas de estadística geográfica no solo tienen la capacidad de producir una superficie de predicción, también proporcionan una medida de certeza o precisión de las predicciones. Dicho criterio presupone que la distancia o la dirección entre los puntos de muestra reflejan una correlación espacial, la cual puede utilizarse para explicar la variación en la superficie utilizando un algoritmo que ajusta una función matemática a una cantidad específica, o a todos los puntos dentro de un radio en particular, para determinar de tal manera el valor de salida para cada ubicación; este es un proceso que tiene varios pasos, incluyendo, el análisis estadístico exploratorio de los datos, el modelado de variogramas, entre otros. Este método es más adecuado cuando se sabe que hay una influencia direccional o de la distancia correlacionada espacialmente en los datos, por lo cual se ha convertido en una herramienta utilizada muy a menudo en la Ingeniería Geofísica y Geológica.

El método de Kriging pondera los valores medidos circundantes para calcular una predicción de una ubicación que no cuenta con datos de mediciones. La fórmula general de este interpolador se forma como una suma ponderada de los datos que si tienen valores de medida:

$$\hat{Z}(s_0) = \sum_{i=1}^N \lambda_i Z(s_i)$$

Donde:

$Z(s_i)$ = el valor medido en la ubicación i .

λ_i = una ponderación desconocida para el valor medido en la ubicación i .

s_0 = la ubicación de la predicción.

N = la cantidad de valores medidos.

Las ponderaciones están basadas no solo en la distancia entre los puntos medidos y la ubicación de la predicción, sino también en la disposición espacial general de los puntos medidos. Para utilizar la disposición espacial en las ponderaciones, la correlación espacial debe estar cuantificada. Por lo tanto, en este método, la ponderación λ_i depende de un modelo

ajustado a los puntos medidos, la distancia a la ubicación de la predicción y las relaciones espaciales entre los valores medidos alrededor de la ubicación de la predicción.

Utilizando el Software Surfer 13, se aplicó el método de interpolación de Kriging a los datos.

Al terminar de aplicar el preprocesamiento a los datos originales, obtenemos como resultado los datos corregidos, de los cuáles se espera obtener información acerca de las fuentes causantes de la anomalía magnética.

4.3.2. Procesamiento y creación de Mapas.

Continuamos con el procesamiento de los datos “corregidos”. En esta parte se transforma a la señal original del dominio del tiempo al dominio de la frecuencia para aplicar filtros digitales, para obtener una señal de salida más reveladora que la original, en cuanto a interpretación y análisis de la información adquirida.

El procesamiento aplicado a los datos magnéticos consta de varios tipos de tratamientos basados en algoritmos matemáticos, con los cuales, fue posible eliminar ruido y secciones de la señal original que no eran necesarios considerar en el análisis de los resultados. Como resultado de este tipo de procesos, se tendrá la anomalía magnética de campo total, “libre de ruido” causado durante la adquisición de datos.

Estos procesos se llevaron a cabo utilizando el Software Oasis Montaj. Los mapas que a continuación se presentan, son el resultado del procesamiento realizado y aplicado a los datos del estudio magnetométrico.

4.3.2.1. Mapas de Anomalía Magnética de la Malla 1.

- Mapa de Anomalía Magnética de Campo Total.

Los levantamientos de Campo Total en la superficie del terreno se efectuaron para la detección de anomalías con altos valores magnéticos, relacionados con estructuras enterradas de importancia arqueológica.

Para producir un Mapa de Anomalía Magnética de cierta región, los datos se deben corregir tomando en cuenta, la variación diurna y el efecto de la latitud. Como la intensidad del campo geomagnético varía de 25,000 (nT) en el ecuador a 69,000 (nT) en los polos, es importante considerar este incremento con respecto a la latitud en estudios regionales (Nava Flores et al.,2014).

La corrección del conjunto de datos de un estudio magnetométrico, consiste en sustraerle al valor observado (F_{obs}), el valor del IGRF y la corrección por variación diurna (δF), es decir:

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

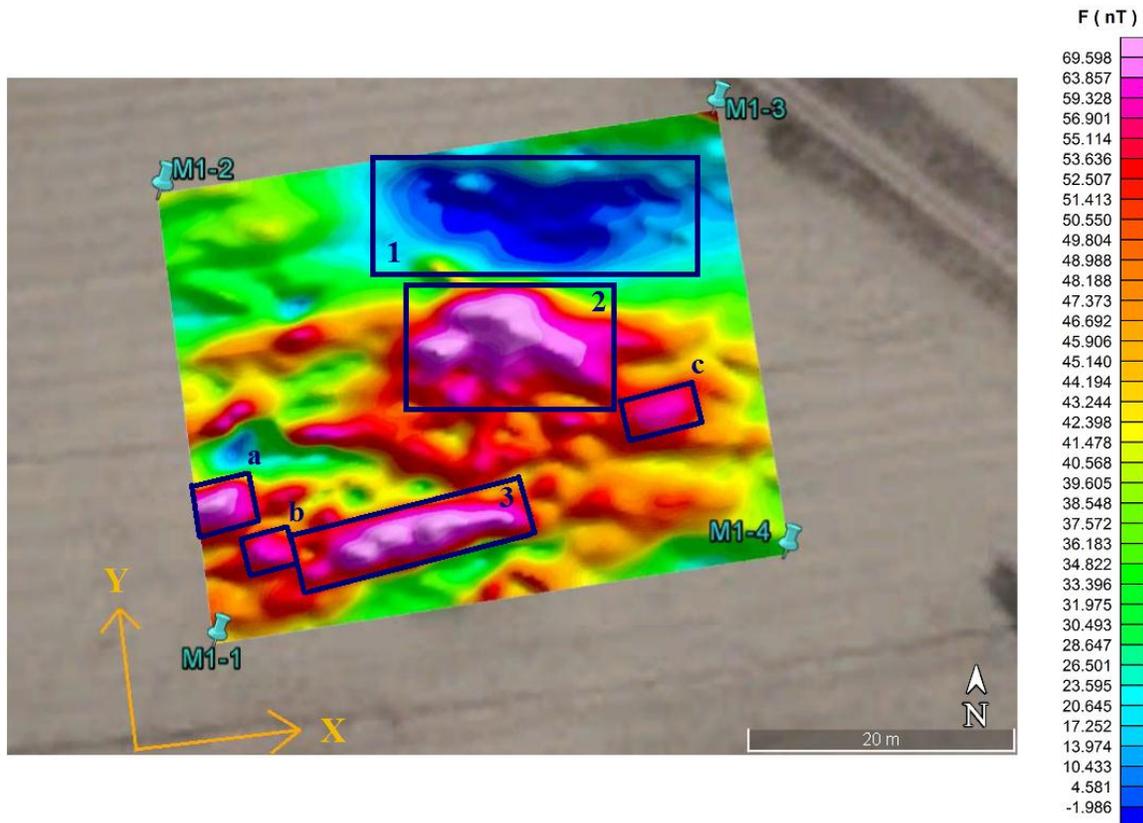


Figura 13. En el Mapa de Anomalia Magnética de Campo Total se acotaron dentro de los recuadros azules los contrastes anómalos más notables: en el recuadro 1 se ubica la anomalía correspondiente a los valores magnéticos más bajos; el recuadro 2 engloba una anomalía cuyos valores magnéticos están dentro del rango de los más altos; el recuadro 3 pertenece a una sección que fue excavada con base en los altos valores magnéticos que posee la anomalía presente. El resto de los recuadros delimitan a las anomalías más pequeñas con altos valores magnéticos.

En el Mapa de Anomalia Magnética de Campo Total, la escala de valores oscila de -1.986 (nT) a 69.598 (nT).

Dentro del recuadro 1 de la Figura 13, se acota la única anomalía presente en este mapa que posee los valores más bajos campo total dentro de la escala, los cuales van de -1.986 (nT) a 23.525 (nT), cabe destacar que otra característica importante de la anomalía en cuestión es su gran tamaño en comparación con las demás. Los recuadros 2, 3, a, b y c, abarcan un rango de valores opuestos a la del recuadro 1, los valores de campo total que poseen son altos y van de 50.550 a 69.598 (nT). Comparando visualmente las anomalías, la que se encuentra dentro del recuadro 2, ubicado en la parte central del mapa, es la segunda más grande en tamaño de entre todas ellas: su alto valor de campo total aumenta la posibilidad de encontrar una estructura arqueológica de dimensión considerablemente grande, esta probabilidad está fundamentada en la forma alargada que presenta la anomalía y en las estructuras aledañas encontradas durante la Excavación 1; una parte de la excavación fue realizada en el área delimitada por el recuadro 3.

En el interior de los recuadros a, b y c, se muestran pequeñas anomalías que con seguridad pertenecen a estructuras de menor tamaño situadas en la zona de estudio; estas pequeñas regiones junto con el área del recuadro 2, se sugieren como futuros lugares a excavar.

Compensación por Campo Geomagnético No Vertical:

- Mapa de Anomalía Reducida al Polo.

Este proceso recibe su nombre debido a los puntos geográficos en los que la inclinación del vector de campo geomagnético es vertical (polos magnéticos), produciendo de tal manera anomalías magnéticas simétricas, situadas directamente sobre las fuentes y facilitando su interpretación. La inclinación del vector magnetización y del campo geomagnético en los sitios del levantamiento influyen en la forma y el tamaño de las anomalías, observándose que cuando estos vectores no están dirigidos verticalmente, se forman anomalías asimétricas cuyos centros se pueden situar considerablemente lejos del extremo de la fuente que las produce (Nava.Flores et al.,2010).

La Reducción al Polo se aplica como un filtro 2D en el dominio del número de onda, cuya función de transferencia es:

$$RTP(p, q) = \frac{k^2}{[ip\alpha + iq\beta + \gamma\sqrt{p^2 + q^2}][ip\alpha_M + iq\beta_M + \gamma_M\sqrt{p^2 + q^2}]}$$

Donde:

$$\text{Asociados al campo geomagnético} \begin{cases} \alpha = \cos(I) \cos(D) \\ \beta = \cos(I) \sin(D) \\ \gamma = \sin(I) \end{cases}$$

$$\text{Asociados al vector magnetización} \begin{cases} \alpha_M = \cos(I_M) \cos(D_M) \\ \beta_M = \cos(I_M) \sin(D_M) \\ \gamma_M = \sin(I_M) \end{cases}$$

$$\text{Función de Transferencia Normalizada del Filtro RTP} \begin{cases} k = \sqrt{p^2 + q^2} \\ p, q: \text{Números de onda} \\ \text{angulares en} \\ \text{dirección X y Y.} \end{cases}$$

Una vez aplicado la reducción al polo a los datos de la Figura 13, se obtuvieron anomalías monopulares ubicadas directamente sobre las fuentes que las producen. Es importante mencionar que este proceso es de suma importancia, debido a que los procesos posteriores que auxilian en la interpretación de anomalías se aplicaron sobre las anomalías magnéticas reducidas al polo (Nava Flores et al.,2014).

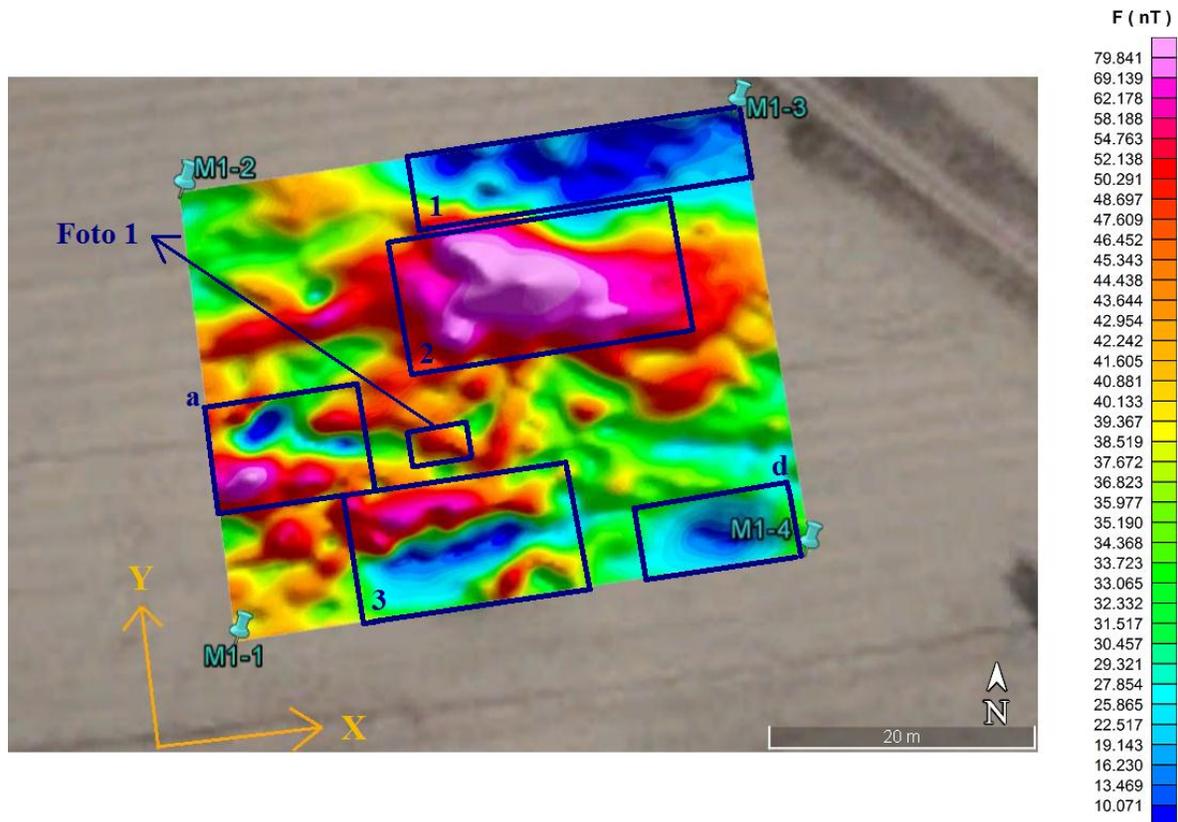


Figura 14. Mapa de Anomalía Reducida al Polo.

En el Mapa de Anomalía Reducida al Polo contemplado en la Figura 14, es claramente visible que las anomalías presentes han sido alineadas de forma vertical; las secciones delimitadas por recuadros azules del 1 al 3 son los rasgos más notorios de alineación hacia los polos.

Analizando el cambio más evidente entre el Mapa de Anomalía Magnética de Campo Total y el Mapa de Anomalía Reducida al Polo, encontramos que en el recuadro 3 del mapa de la Figura 12, se observa una anomalía continua alargada horizontalmente, con valores de campo total de 50.550 (nT) a 69.598 (nT); en tanto el recuadro 3 del mapa de la Figura 13, muestra la misma anomalía continua con una reducción en tamaño y con un aumento en el rango de sus valores magnéticos, de 41.605 (nT) a 79.841 (nT); debajo de la anomalía analizada, se encuentra otra en contraste con ella, pues posee bajos valores magnéticos que oscila entre 10 (nT) a 25.800 (nT). El proceso de Reducción al Polo permite distinguir rasgos que no eran visibles en el mapa de Anomalía Magnética de Campo Total, como la acotada por la sección “d” en la Figura 13, con rango de valores bajos que van de 10 (nT) a 33 (nT).

A pesar de ello, comparando de forma general el mapa de la Figura 14 con el mapa de la Figura 13, se observa que la respuesta de la anomalía reducida al polo es muy similar a la anomalía magnética de campo total; ambos resultados tienen una tendencia semejante.



Foto 1. Estructura coincidente con la anomalía que posee altos valores magnéticos de la Figura 14, con orientación W respecto a la anomalía alargada central (recuadro 2).

La estructura de la Foto 1, es de 100 cm. de espesor; su ubicación fue al Oeste con respecto a la anomalía mayor central englobada por el recuadro 2 de la Figura 14. La estructura fue descubierta durante la Excavación 1 y es parte de un bloque de escalones.

- Análisis Espectral de anomalías Magnéticas.

Los espectros son otra forma de representar una función en un nuevo dominio: el de la frecuencia. Dicha representación es unívoca y nos ayuda a observar la información de rasgos a un mayor detalle. El análisis del espectro de potencia de datos magnéticos debe hacerse sobre una extensión de la superficie suficiente para la identificación de anomalías magnéticas más profundo. El espectro de potencia generado en el dominio de Fourier a partir de las anomalías magnéticas, permite calcular las profundidades estadísticas de las fuentes que originan dichas anomalías. EL método desarrollado por Spector & Grant (1970) permite determinar la profundidad (Z) a partir de la pendiente de la curva logaritmica del espectro de potencia (S), de acuerdo a la ecuación:

$$Z = \frac{-S}{4\pi}$$

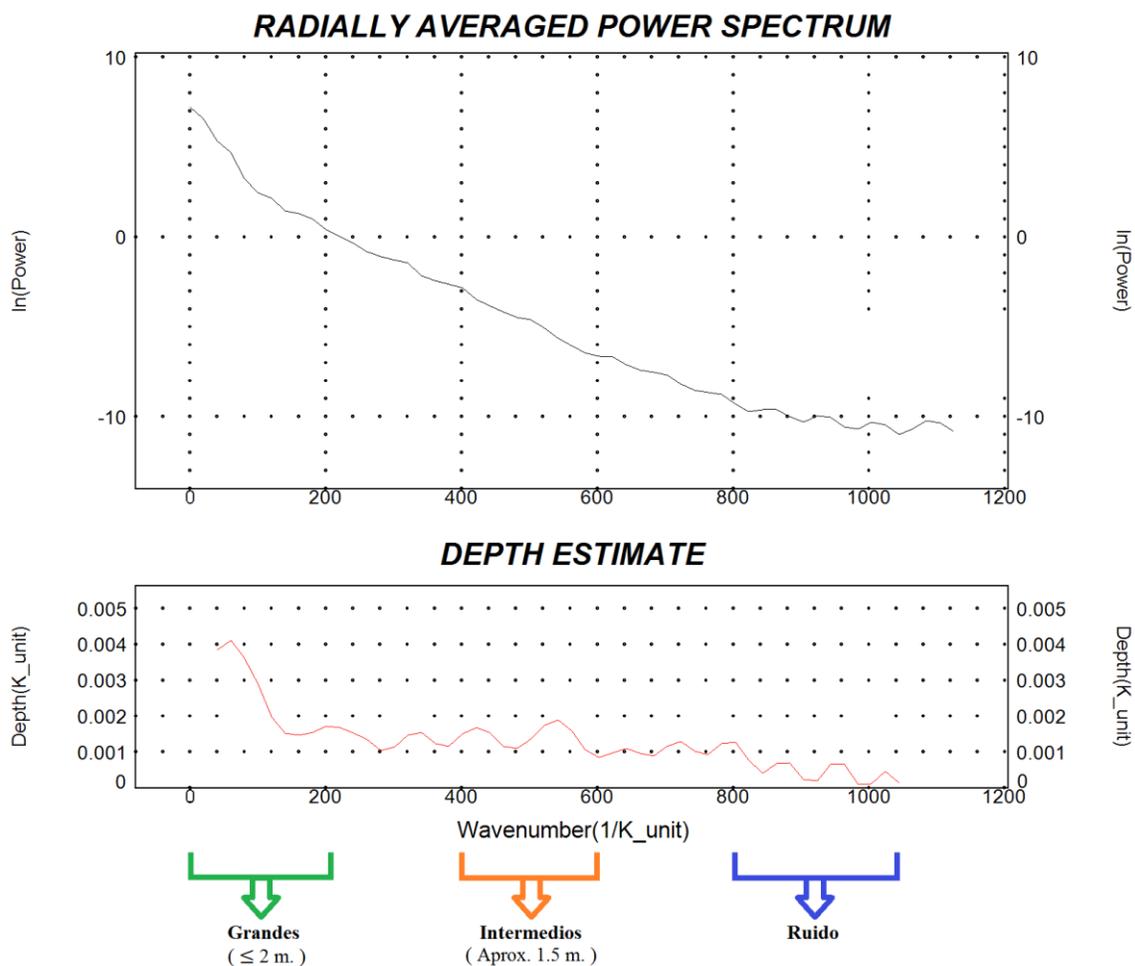
en general, el espectro de potencia de anomalías magnéticas presenta tres componentes, fuentes profundas (anomalía regional), fuentes superficiales (anomalía residual) y el ruido, cada componente surge a medida que va aumentando el número de onda.

- Espectro de frecuencia radial.

El espectro de potencia radial se le define como el cuadrado del módulo de la transformada de Fourier de la anomalía magnética. En las aplicaciones resulta más conveniente utilizar el logaritmo natural del espectro de potencia (P) en función del número de onda. El logaritmo

del espectro de potencia de una distribución irregular de masas a profundidad constante tiene una gráfica aproximadamente recta. Por lo tanto, ajustando la curva (obtenida por mínimos cuadrados) mediante una recta, se puede lograr una estimación de la profundidad y magnitud de la masa causan. Utilizando el software Oasis Montaj, con la opción del menú GX, MAGMAP, se obtiene el logaritmo de la media radial del espectro de potencia del mapa de anomalías magnéticas y las correspondientes estimaciones de las profundidades a las que se encuentran las anomalías en función del número de onda.

La visualización gráfica del Espectro de Potencia expresa como el número de onda contribuye en la correlación con los posibles tamaños de las estructuras y/u objetos presentes en el subsuelo: a mayor número de onda los objetos son de menor dimensión.



Dimensiones de estructuras y objetos con respecto al número de onda.

Gráfica 1. Espectro de Potencia Radial Promedio de la Anomalía Magnética Reducida al Polo de la Malla 1 completa. Correlación entre el número de onda y el tamaño de los objetos ubicados en el subsuelo, descubiertos durante las excavaciones.

En la Gráfica 1, el espectro de potencia se divide en tres segmentos: la información ubicada en el intervalo correspondiente a valores menores del número de onda (de 0 a 200: frecuencias mayores: anomalía regional) es recíproca a estructuras encontradas con dimensiones iguales o mayores a 2 metros, aproximadamente; la parte “intermedia” cuyo intervalo de valores del número de onda son de 400 a 600 (anomalía residual), da testimonio de objetos y/o estructuras cuya dimensión aproximada es de 1.5 metros; y los rasgos que se ubican en el último intervalo del número de onda con valores mayores o iguales a 800 (baja frecuencia: ruido en muchos de los casos), proporcionan indicios de objetos de mucho menor tamaño: máximo de un 1 metro de dimensión, aunque en la mayoría de los casos son ruido.

Es importante mencionar que los rasgos ubicados a mayor profundidad son los que proporcionan mayor información durante el análisis de los resultados obtenidos; en este proyecto, un muro y una calzada encontradas durante la excavación, fueron los rasgo que mayor contribución proporcionaron, corresponden al pico más alto ubicado en el intervalo de menor número de onda dentro de la Gráfica 1, en donde se presenta la mayor concentración de la información recabada y procesada.

- Separación Regional-Residual.

Proceso diseñado para separar los efectos de fuentes profundas y de grandes dimensiones de fuentes someras y relativamente de menores dimensiones espaciales. Este proceso consiste en separar el campo medido en sus componentes regional (Anomalía Regional) y residual (Anomalía Residual).

Es un proceso subjetivo y comúnmente se estima el campo regional causado por fuentes muy profundas y de grandes dimensiones. Spector y Grant en 1979 propusieron una técnica para discriminar las anomalías regionales de las locales, basadas en la estimación del espectro de potencias radial de la anomalía, permitiendo filtrar la anomalía para solo obtener las contribuciones superficiales de interés exploratorio.

Oasis Montaj da la opción de aplicar este filtro de manera manual, con el cual es más fácil manejar y visualizar la separación regional y residual de la anomalía magnética.

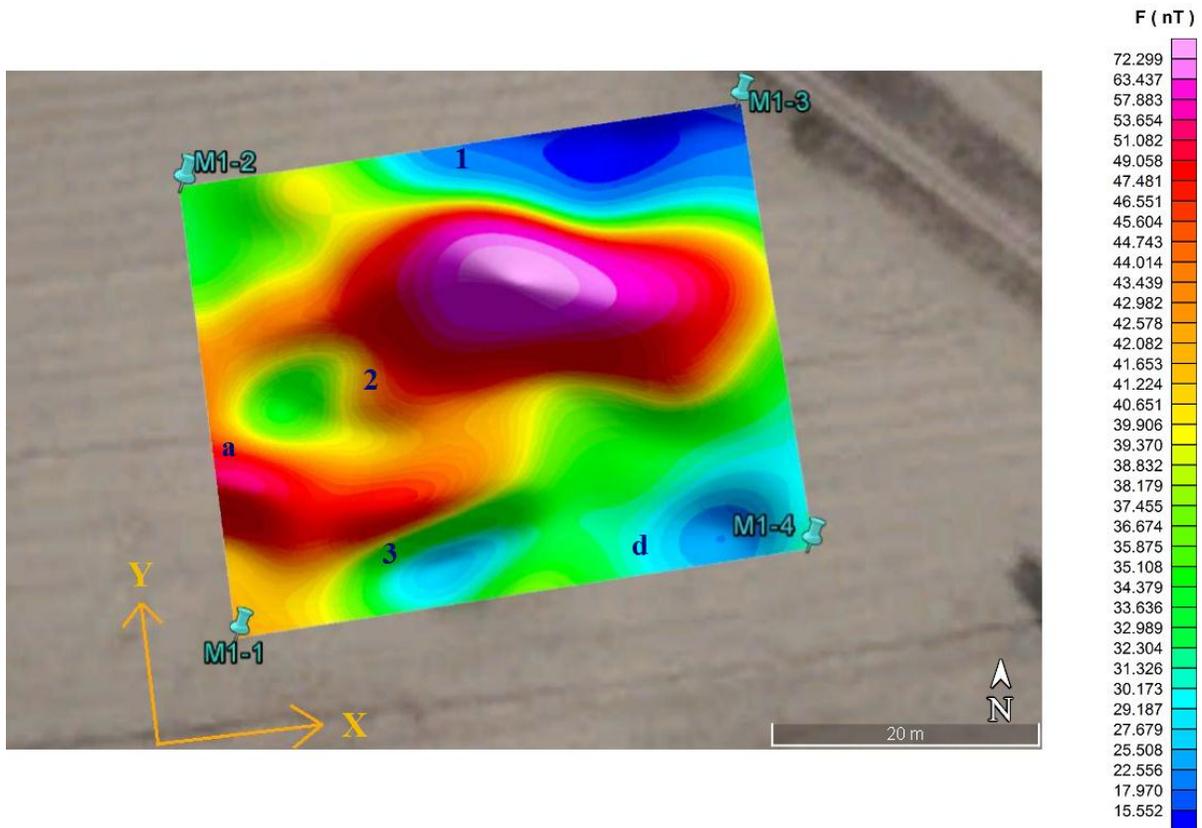


Figura 15. Mapa de Anomalía Regional: los rasgos más notorios de las anomalías tras aplicar el filtro Regional son señalados mediante los números 1,2,3 y las letras a y d.

En el mapa de Anomalía Regional mostrado en la Figura 15, se observan anomalías muy homogéneas, con pocos contrastes entre unas y otras, la más clara es la existente entre la anomalía 1 y 2, ambas están muy cerca una de la otra y sus valores magnéticos son totalmente opuestos; como se han estado analizando en los mapas de Anomalía Reducida al Polo y las anomalías visibles en el mapa de Anomalía Magnética de Campo Total, la anomalía 1 tiene bajos valores magnéticos, del rango de 15.500 (nT) a 29.180 (nT), mientras que la anomalía 2 tiene un rango de altos valores magnéticos de 39.370 (nT) a 72.300 (nT), ambos rangos dentro de la escala obtenida después de aplicar el filtro Regional a los resultados reducidos al polo. El filtro Regional nos muestra una visión general de las fuentes profundas, que son las de mayor dimensión espacial.

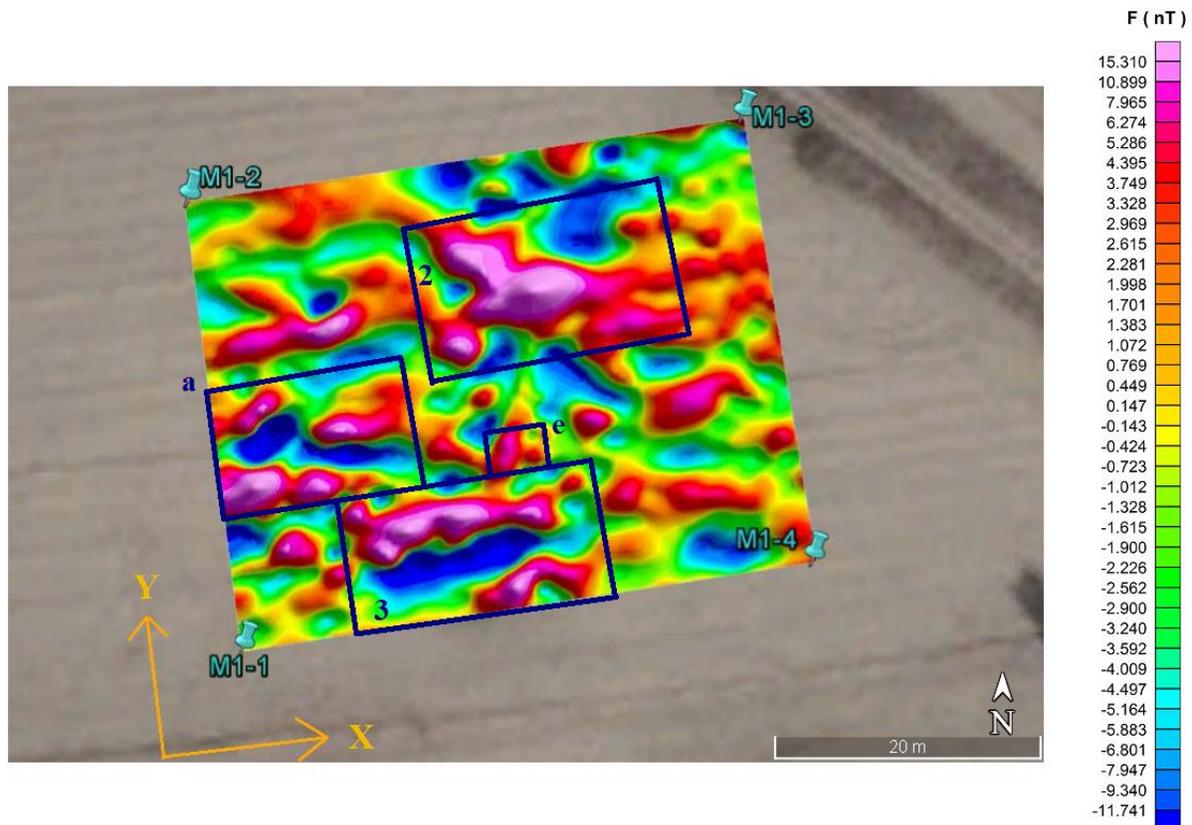


Figura 16. Mapa de Anomalía Residual. Los recuadros señalados por la letra e y los números 2 y 3 encierran las anomalías más visibles tras la aplicación del filtro Residual.

En el mapa de Anomalía Residual los efectos de las fuentes profundas y de grandes dimensiones (Regional) han sido separadas de los efectos de las fuentes someras y de menores dimensiones (Residual), como se puede observar al comparar al mapa de la Figura 15 con el de la Figura 16; en el mapa de Anomalía Residual se definen mejor las fuentes causantes de las anomalías observadas en la zona, cuya ubicación es delimitada por los recuadros azules; el rango de valores magnéticos en la escala de este mapa se ve disminuido, abarcando valores de -11-741 (nT) a 15.310 (nT). Las regiones excavadas son denotadas por los recuadros e ,2 y 3, las anomalías presentes poseen altos valores magnéticos que van de 3 (nT) a 15.310 (nT); el efecto de dichas anomalías observadas en el mapa de la Figura 16 no se observa en el mapa de Anomalía Regional debido a que las estructuras sepultadas se encontraban a muy poca profundidad.

- Mapa de Señal Analítica.

La importancia de éste método aplicado por primera vez en 1972 por Nabighian en perfiles de datos magnéticos y extendido posteriormente a 3D por Roest y colaboradores en 1992, radica en que su amplitud es teóricamente independiente tanto del campo geomagnético, como del vector magnetización, presentando una forma aproximada a la de una campana aguda, en la que el máximo se ubica directamente sobre los bordes de los cuerpos causantes de las anomalías, además de ser proporcional a su profundidad de sepultamiento (Nabighian, 1972). Este proceso permite restringir la profundidad y dimensiones de fuentes causales.

La importancia de éste método aplicado por primera vez en 1972 por Nabighian en perfiles de datos magnéticos y extendido posteriormente a 3D por Roest y colaboradores en 1992, radica en que su amplitud es teóricamente independiente tanto del campo geomagnético, como del vector magnetización, presentando una forma aproximada a la de una campana aguda, en la que el máximo se ubica directamente sobre los bordes de los cuerpos causantes de las anomalías, además de ser proporcional a su profundidad de sepultamiento (Nabighian, 1972). Este proceso permite restringir la profundidad y dimensiones de fuentes causales.

La Señal Analítica 3D de la anomalía de un campo potencial puede denotarse como:

$$A(x, y) = \left[\frac{\partial \phi}{\partial x} \hat{x} + \frac{\partial \phi}{\partial y} \hat{y} + i \frac{\partial \phi}{\partial z} \hat{z} \right]$$

Donde: \hat{x} , \hat{y} y \hat{z} son los Vectores Unitarios en X, Y y Z respectivamente.

La amplitud de la Señal Analítica será:

$$|A(x, y)| = \left[\left(\frac{\partial \phi}{\partial x} \right)^2 + \left(\frac{\partial \phi}{\partial y} \right)^2 + \left(\frac{\partial \phi}{\partial z} \right)^2 \right]$$

En los resultados obtenidos en el mapa de Señal Analítica se puede distinguir claramente que la zona de la Sección 1-B es aún más alargada de lo sugerido por el mapa de anomalía residual: los valores bajo magnéticos que van del orden de 2.04 (nT) a 3.50 (nT) advierten la presencia de un “muro” enterrado.

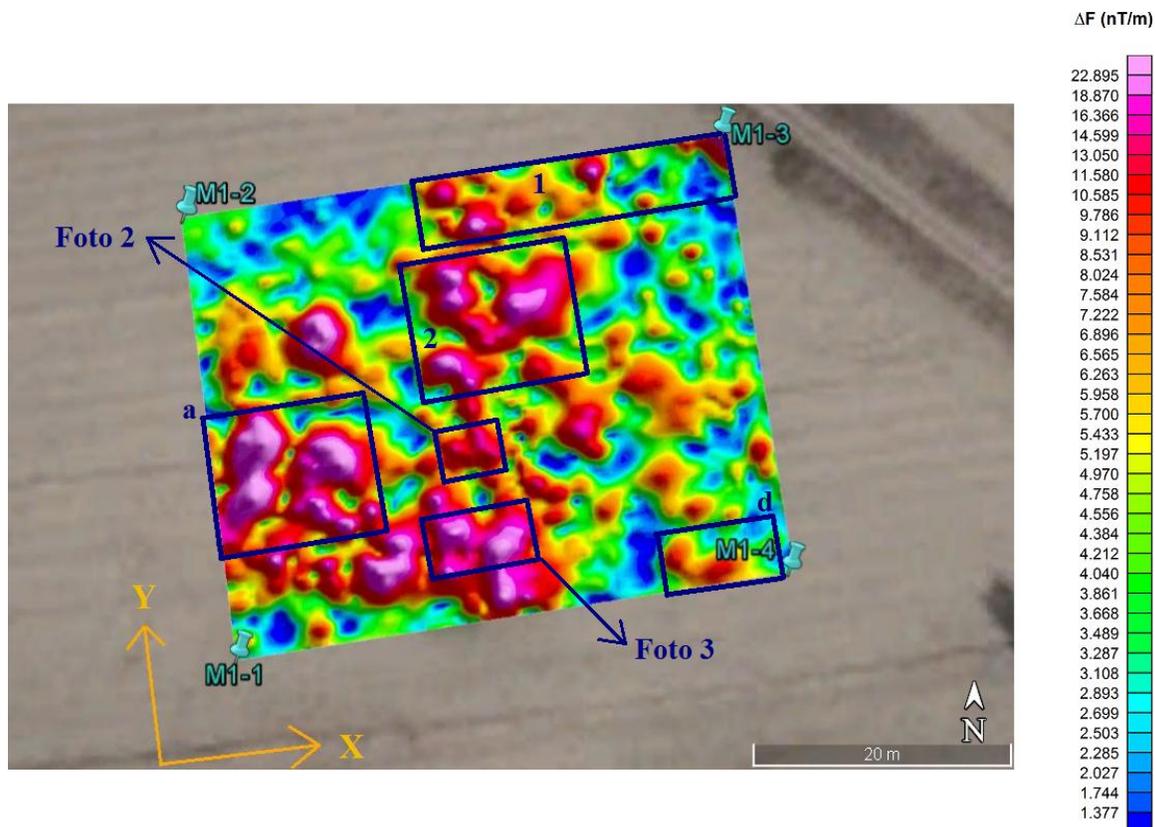


Figura 17. Mapa de Señal Analítica.

Las anomalías delimitadas en los recuadros observados en el mapa de Señal Analítica, no eran tan visibles en los mapas de Anomalía Magnética de Campo Total, ni en el mapa de Anomalía Regional, por lo que la contribución de este proceso aplicado a los datos de la Figura 16, fue de gran importancia para definir las zonas con potencial arqueológico.

Durante la Excavación 1, realizada en las zonas donde se ubicaron las anomalías con los más altos valores magnéticos, se encontraron estructuras cuyas dimensiones van de tamaño grande a mediano; estas anomalías pertenecen al intervalo del menor número de onda al intermedio, en donde se concentra la mayor cantidad de información proporcionada por el procesamiento aplicado a los datos magnéticos corregidos. La excavación afirmó la relación real entre anomalías con altos valores magnéticos y la existencia de estructuras sepultadas en las zonas de interés arqueológico.



Foto 2. Estructura formada por escalones correspondiente a la anomalía señalada en la Figura 17, con valores del orden de 8 (nT/m) a 13 (nT/m), cuyos altos valores magnéticos son visibles en el Mapa de Señal Analítica.

La estructura compacta conformada por escalones encontrada a 90 cm. de profundidad, pertenece a la anomalía señalada como Foto 2 en la Figura 17. Como se observa en el Mapa de Señal Analítica, la forma de la anomalía relacionada con la estructura encontrada posee una forma semejante a un pequeño rectángulo, además los valores que la conforman son poco contrastantes debido a que tiene un rango de valores con poca variación y van de 8 (nT/m) a 13 (nT/m) con respecto a la escala obtenida por el Mapa de Señal Analítica.

La estructura con la mayor dimensión espacial encontrada durante la Excavación 1 fue la siguiente:



Foto 3. Comienzo de la Excavación 1 en el área donde se ubica una anomalía con altos valores magnéticos referida en el Mapa de Señal Analítica, a un metro de profundidad se encontró un muro con orientación Oeste-Este; a la derecha de este muro descubierto se encontró, posteriormente, a 5 m. de profundidad una calzada.

En la parte inferior de la anomalía correspondiente a los escalones, visualizada en el Mapa de Señal Analítica (Figura 16), se ubica una anomalía con orientación Oeste-Este, su rango de valores altos magnéticos es de de 7.16 (nT/m) a 22.9 (nT/m); la excavación confirmó que ésta anomalía pertenece a un muro, localizado a 1 metro de profundidad; posteriormente se encontró con una dirección al este del muro, una calzada ubicada a 5 metros de profundidad, esta información se corroboró con los resultados obtenidos del estudio de Tomografía de Resistividad Eléctrica.

- Mapa de Gradiente Magnético Vertical.

Para la obtención de este mapa, los datos de Gradiente Magnético Vertical proporcionados por el G-858, fueron sometidos a un proceso de filtrado para eliminar el ruido, al igual que a los datos de Campo Total, a los datos de Gradiente Vertical se les aplicó un filtro Pasa-Bajas además de un filtro Coseno Direccional; éste proceso ayudó a realizar un mejor análisis y una adecuada interpretación de los resultados obtenidos del estudio.

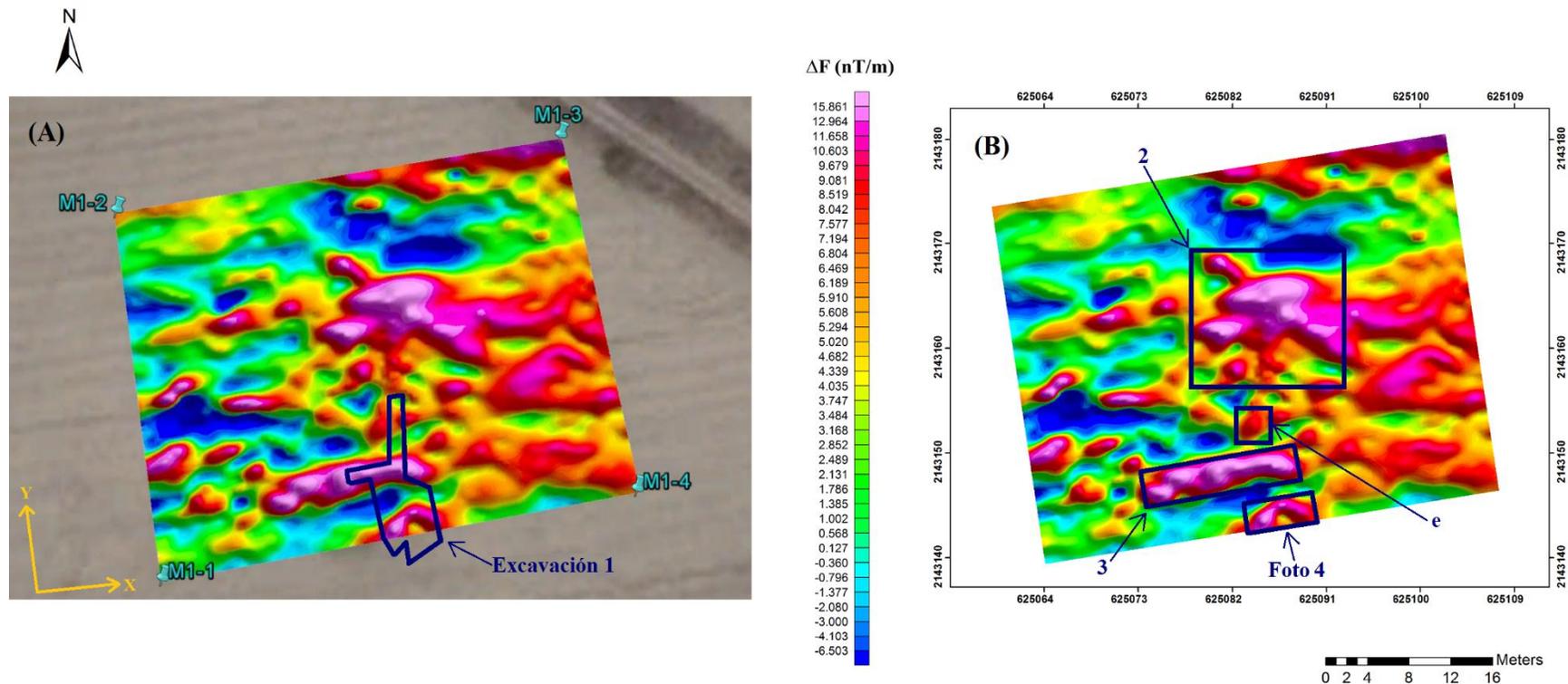


Figura 18. Mapa de Gradiente Vertical con filtro Pasa Bajas y Coseno Direccional para resaltar las fuentes: en el mapa de Gradiente Vertical (A) se señala el área de la Excavación 1 realizada en la zona de estudio; la excavación contempla las tres regiones inferiores delimitadas por los recuadros visualizados en el mapa (B), correspondientes a las zonas donde se presentan las anomalías de mayor interés arqueológico debido a que poseen los más altos valores magnéticos de la escala del Mapa. El recuadro 2 acota una anomalía alargada semejante a un posible muro; se propone esta sección para futuras excavaciones.

En los mapas de Gradiente Vertical se visualizan valores bajos magnéticos que oscilan entre -6.503 (nT/m) a 3.484 (nT/m), en tanto los valores altos magnéticos están dentro del rango de 5.020 (nT/m) a 15.861 (nT/m).

En el mapa (B) de la Figura 18, se han delimitado dentro de cuatro rectángulos azules las anomalías con los más altos valores magnéticos: la ubicación de las anomalías delimitadas por los tres rectángulos de menor tamaño, visualizados en la parte inferior dentro del mapa (B), abarcan de la coordenada 625073 a la 625091 respecto al eje X, y de la coordenada 2143139 a la 2143153 respecto al eje Y: éstas tres áreas corresponden a las estructuras encontradas durante la Excavación 1: escalones (e), muro y calzada (3), y trinchera (Foto 4).

En la parte superior central de ambos mapas, se observa de manera clara una anomalía alargada que asemeja la forma de un posible “muro” la cual, es conformada por los valores altos magnéticos del orden de 8.519 a 15.762 (nT/m), esta posibilidad está basada en el tamaño de las estructuras encontradas durante las excavaciones de este proyecto, además del análisis del tamaño de la anomalía, la cual, es de aproximadamente 10 m. de largo.



Foto 4. Sección de una trinchera orientada al Norte encontrada a 40 cm. de profundidad; los valores magnéticos de la estructura son del orden de 8 (nT/m) a 15.87 (nT/m), la anomalía a la que pertenece la trinchera posee altos valores magnéticos dentro del rango de la escala del Mapa de Gradiente Vertical.

Una sección de la “trinchera” fue descubierta a 40 cm., la estructura corresponde a la anomalía indicada como Foto 4 dentro del mapa de la Figura 18, la conforman los más altos valores de gradiente magnético vertical presentes en la escala del Mapa, que van de 9 (nT/m) a 22.9 (nT/m).

4.3.2.2. Mapas de Anomalía Magnética de la Malla 2.

- Mapa de Anomalía Magnética de Campo Total.

En esta sección se presentan los resultados derivados del procesamiento de los datos de Campo Total del estudio realizado en la sección denominada como mallado 2:

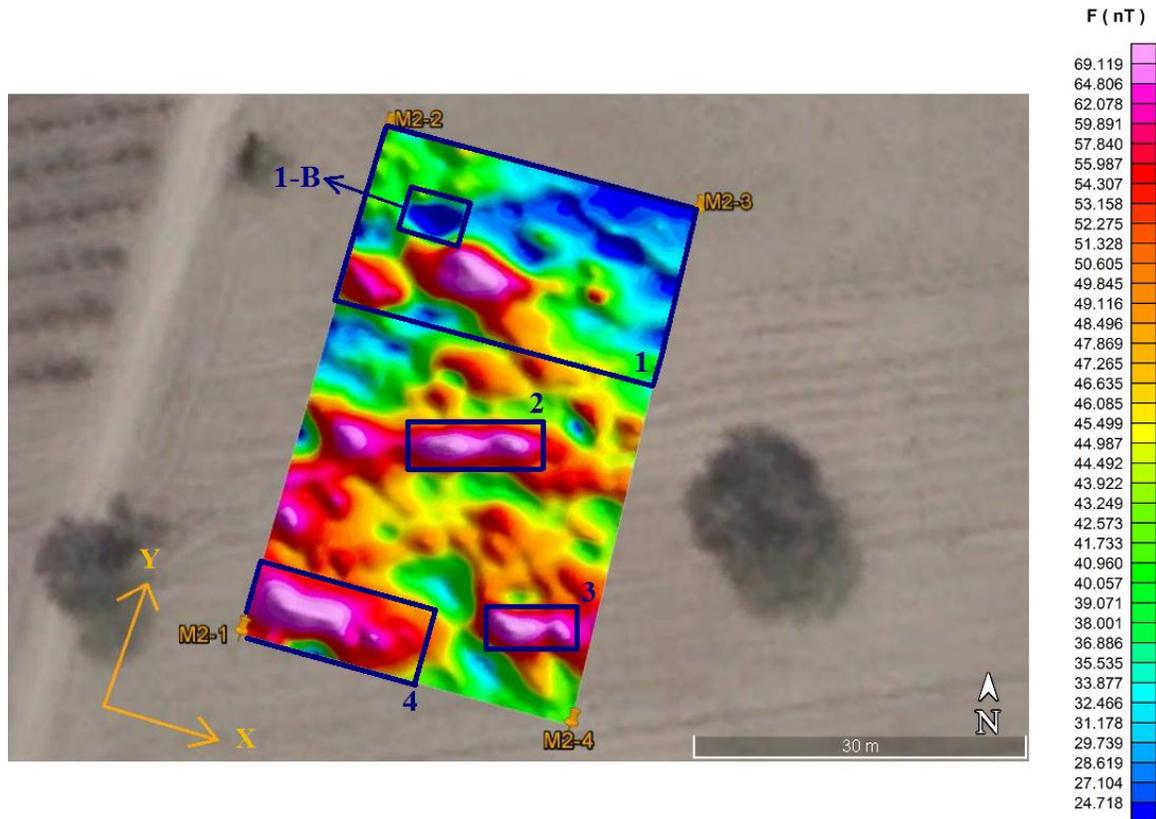


Figura 19. Mapa de Anomalía Magnética de Campo Total.

En el mapa de Anomalía Magnética de Campo Total, se engloban dentro de los recuadros del 2 al 4 las anomalías con altos valores magnéticos (Figura 19), cuyo rango de valores va de 52.3 (nT) a 69.12 (nT).

El recuadro 1 de la Figura 19, contiene un gran contraste de valores de campo total entre dos anomalías: una de muy bajos valores (de 24.7 [nT] a 32.46 [nT]) a muy poca distancia de otra con altos valores magnéticos (de 49 [nT] a 69 [nT]). Dentro del recuadro indicado, se señala la sección 1-B, que contiene una anomalía con valores bajos de anomalía magnética de campo total. En esta región se realizó parte de la Excavación 3, y durante el proceso se encontró carbón quemado y restos de huesos humanos. Los arqueólogos hacen referencia a esta sección como un área de ofrendas debido al material encontrado en la excavación.

- Mapa de Anomalía Reducida al Polo.

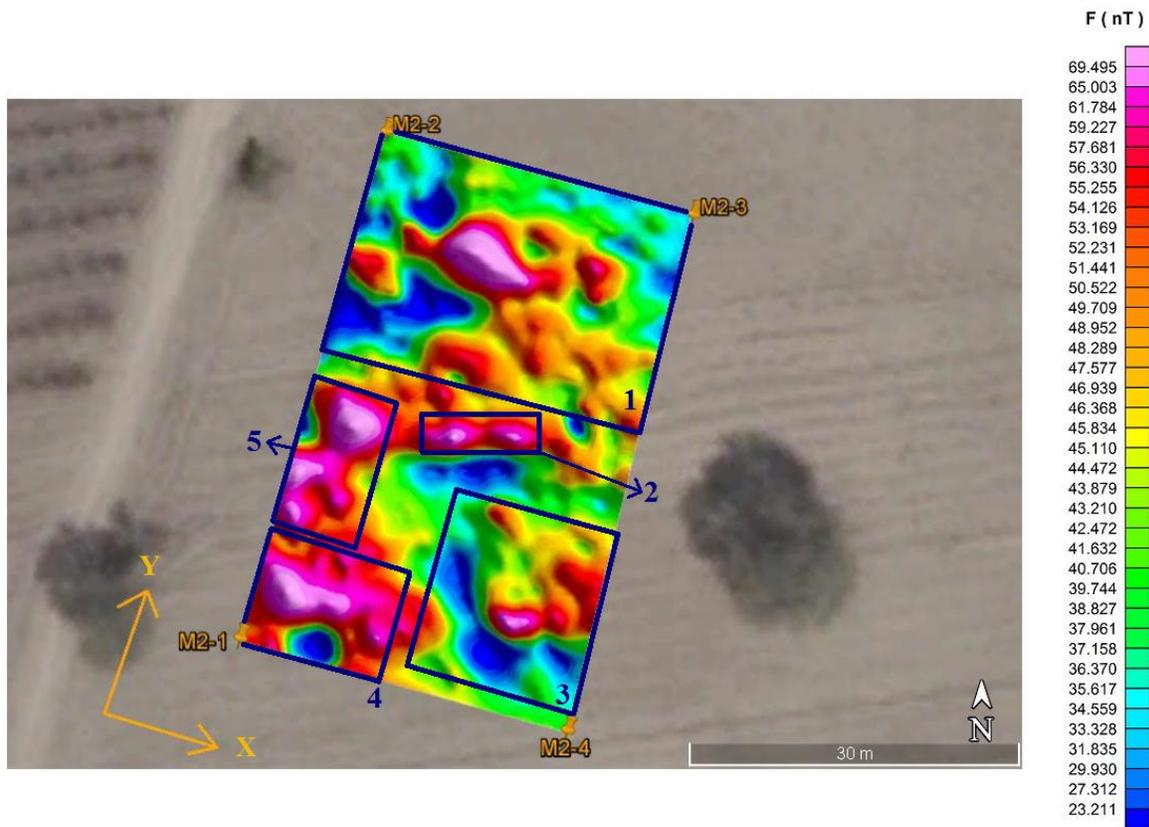
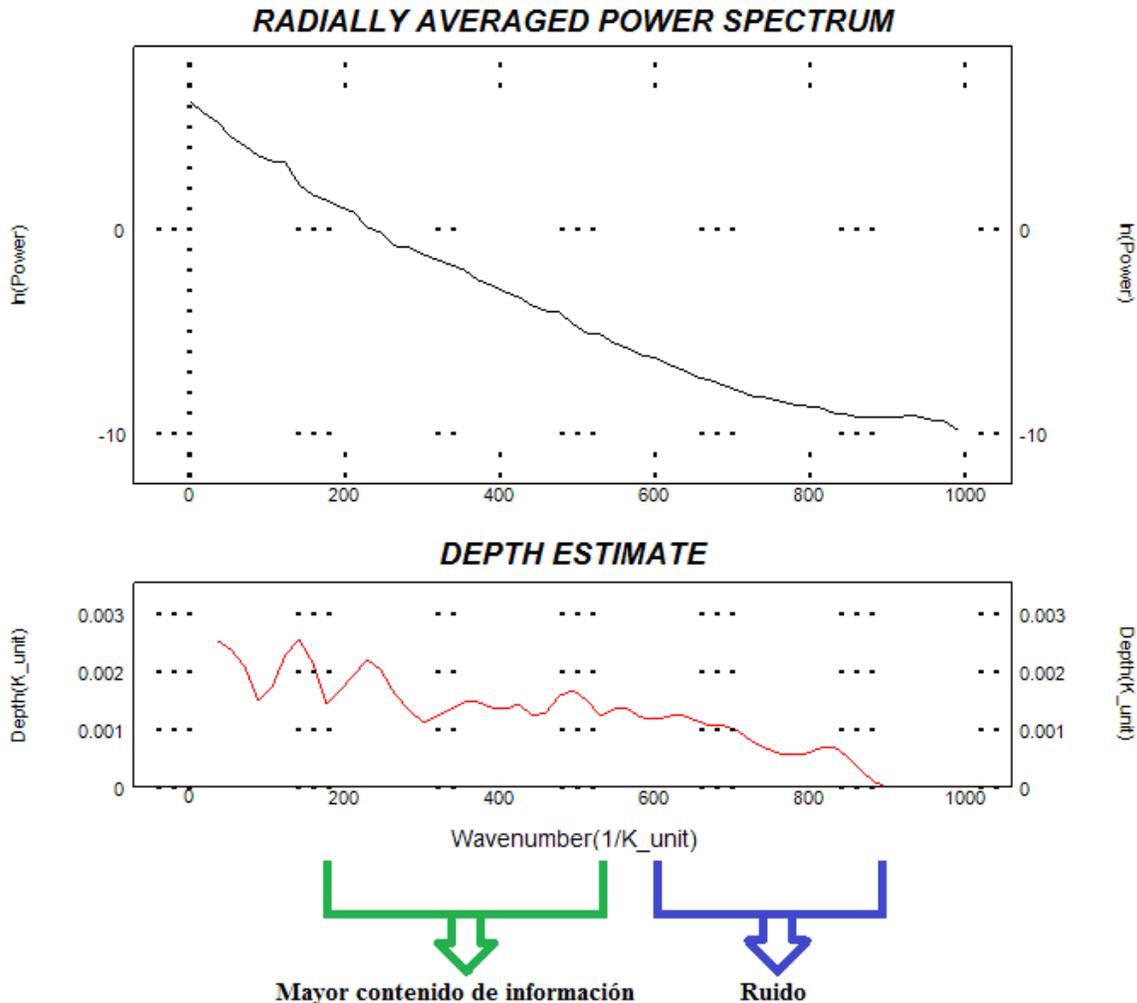


Figura 20. Mapa de Anomalía Reducida al Polo. Delimitadas por recuadros, se señalan las anomalías más notorias de los resultados obtenidos después de aplicar a los datos de Anomalía Magnética de Campo Total dicho proceso; en este mapa se observa que las anomalías se alinearon verticalmente con respecto a los polos.

Comparando la distribución de las anomalías del mapa de la Figura 19 con respecto a los resultados presentados en el mapa de Anomalía Reducida al Polo, en este último se observa que la forma de las anomalías se ha alargado notablemente debido a que al obtener las anomalías monopolares, las anomalías fueron reubicadas directamente sobre las fuentes que las producen. A pesar del cambio notorio en el alargamiento de las anomalías, la tendencia que tienen es similar en ambos mapas.



Gráfica 2. Espectro de Potencia Radial Promedio de la Anomalía Magnética Reducida al Polo de la Malla 2 completa. Correlación entre el número de onda y el tamaño de objetos localizados en el subsuelo.

En la Gráfica 2 se observa que los valores promedio van disminuyendo conforme los rasgos en el número de onda se va haciendo más pequeños y más someros.

En las zonas excavadas donde se encontraron las estructuras compactas, se localizó la información en el intervalo de 200 a 400 del número de onda, correspondiente a los valores pequeños e intermedios; en el caso del área donde se encontró el carbón quemado y los restos de esqueleto humano correspondieron a la información ubicada en el intervalo de 400 a 600, pertenecientes a los valores altos del número de onda.

En la gráfica se observan rasgos de intermedios a pequeños. Como se ha mencionado con anterioridad, el número de onda tiene relación con el tamaño de los rasgos más pequeños encontrados durante las excavaciones: a mayor espectro de energía en valores del número de onda es más pequeño el rasgo visualizado y, los rasgos más profundos proveen de mayor información a la interpretación de los resultados.

- Mapa de Anomalía Regional y Residual.

En los siguientes mapas, se señalan las anomalías que más cambios presentaron después de aplicar el filtro de separación en componentes Regional y Residual a los datos de la Figura 20, siendo la anomalía más destacada por su magnitud en tamaño y en valores magnéticos, la indicada por medio del número 2 en ambos mapas:

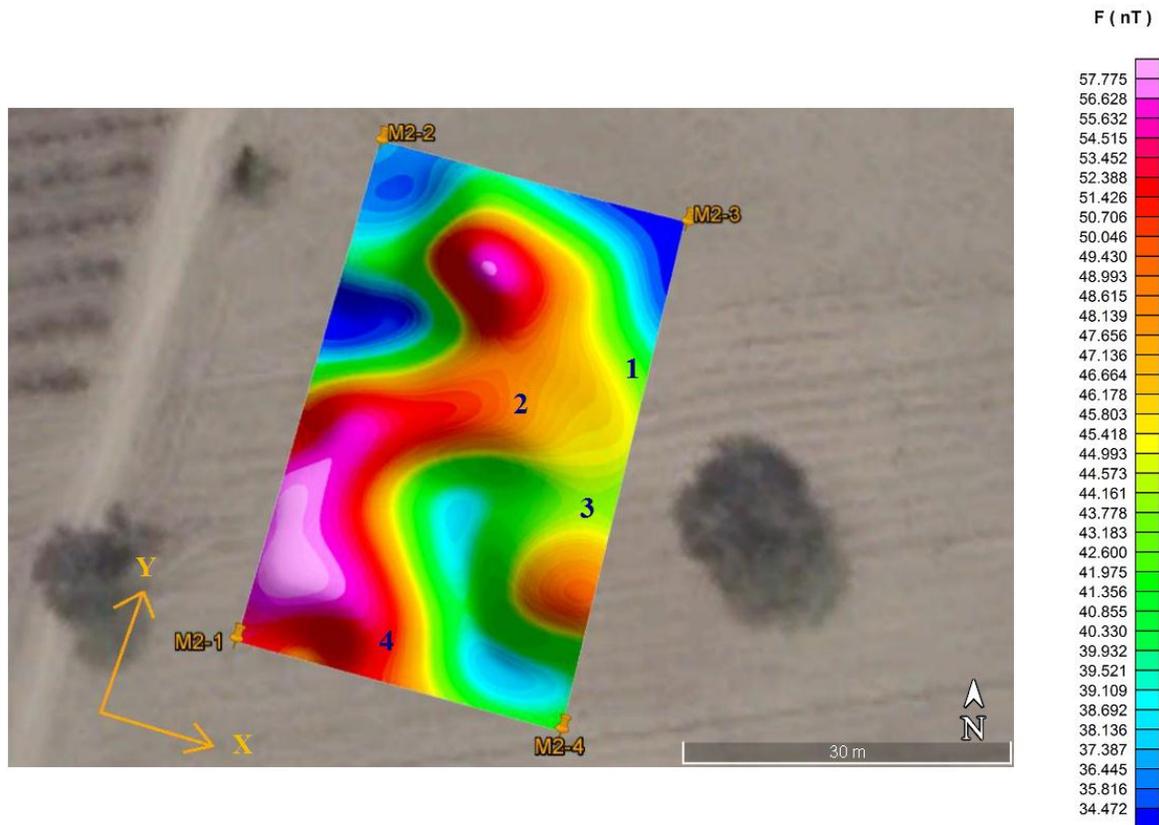


Figura 21. Mapa de Anomalía Regional.

Las anomalías encerradas por los recuadros 1,2,4 y 5, señaladas en el Mapa de Reducción al Polo (Figura 20) se han unificado en una sola anomalía de gran tamaño, señalada en el Mapa de Anomalía Regional por los números 1,2 y 4; cabe mencionar que la unión de las anomalías de la Figura 20 en una sola presentada en la Figura 21, sucedió debido a que todas tienen la característica particular de poseer los más altos valores magnéticos, el rango de valores es de 48 (nT) a 57.78 (nT).

Efectuando una comparación entre el recuadro 3 del Mapa de Reducción al Polo, en donde se muestran dos anomalías pequeñas: una de bajos valores magnéticos y otra de altos valores, del orden de 23.211 (nT) a 34 (nT) y de 46.4 (nT) a 69.5 (nT), respectivamente, con respecto a la anomalía señalada mediante el número 3 en la Figura 21, se distingue un aumento en los valores concernientes a los bajos magnéticos y una disminución en su rango de valores alto

magnéticos, que van de 38 (nT) a 39.110 (nT) y de 45 (nT) a 57.78 (nT), correspondientemente.

A pesar del cambio generado después de la aplicación de este proceso a los datos de la Figura 20, la tendencia de las anomalías en cuanto a forma y valores magnéticos, continuaron sin alteraciones abruptas.

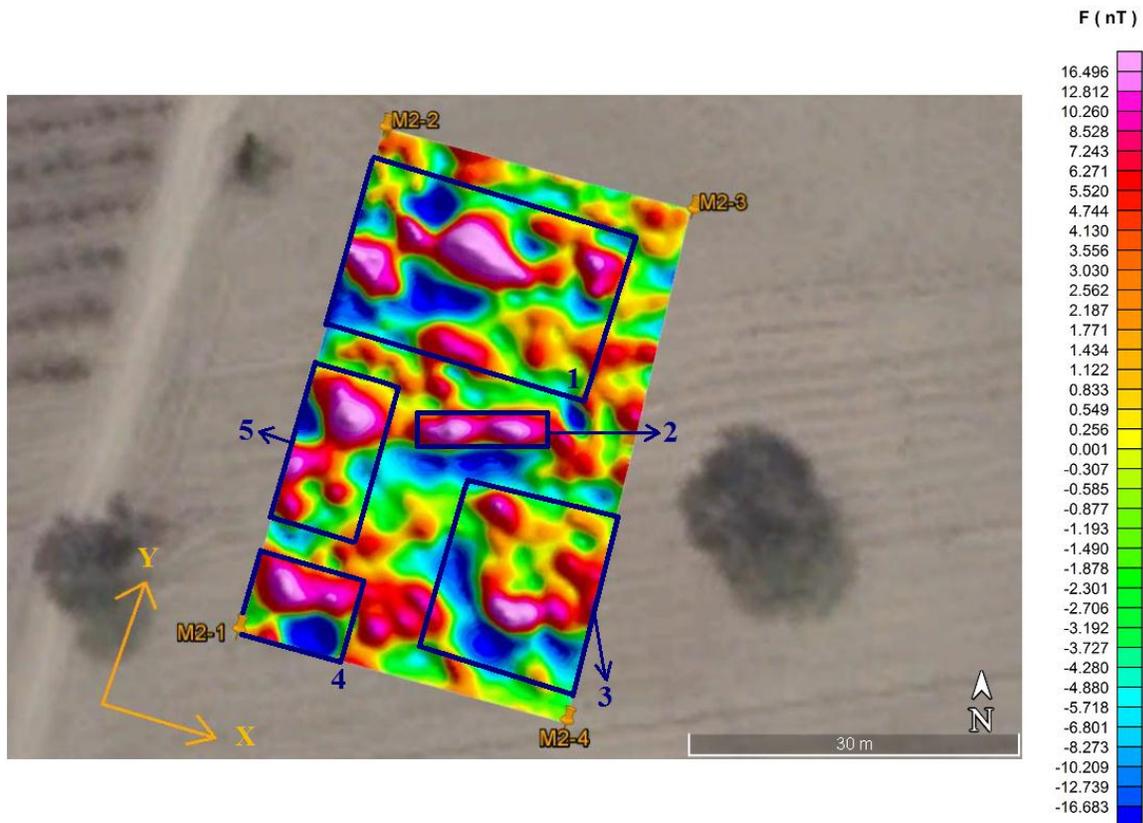


Figura 22. Mapa de Anomalía Residual.

El recuadro 3 del mapa de Anomalía Residual, señala un cambio notable en comparación al mapa de Reducción al Polo y al mapa de Anomalía Regional: la anomalía conformada por valores alto magnéticos es visualizada con una forma más definida. En los anteriores mapas, la anomalía presenta una forma más homogénea; en contraste con ella, se encuentra dentro del mismo rectángulo, otra anomalía con valores bajos magnéticos, la cual ha conservado su forma pero ha modificado su rango de valores, ya que en el Mapa de Reducción al Polo sus valores van de 23.211 (nT) a 34 (nT) y en el Mapa de Anomalía Residual la anomalía es conformada por valores del orden de -16.68 (nT) a -6.72 (nT).

- Mapa de Señal Analítica.

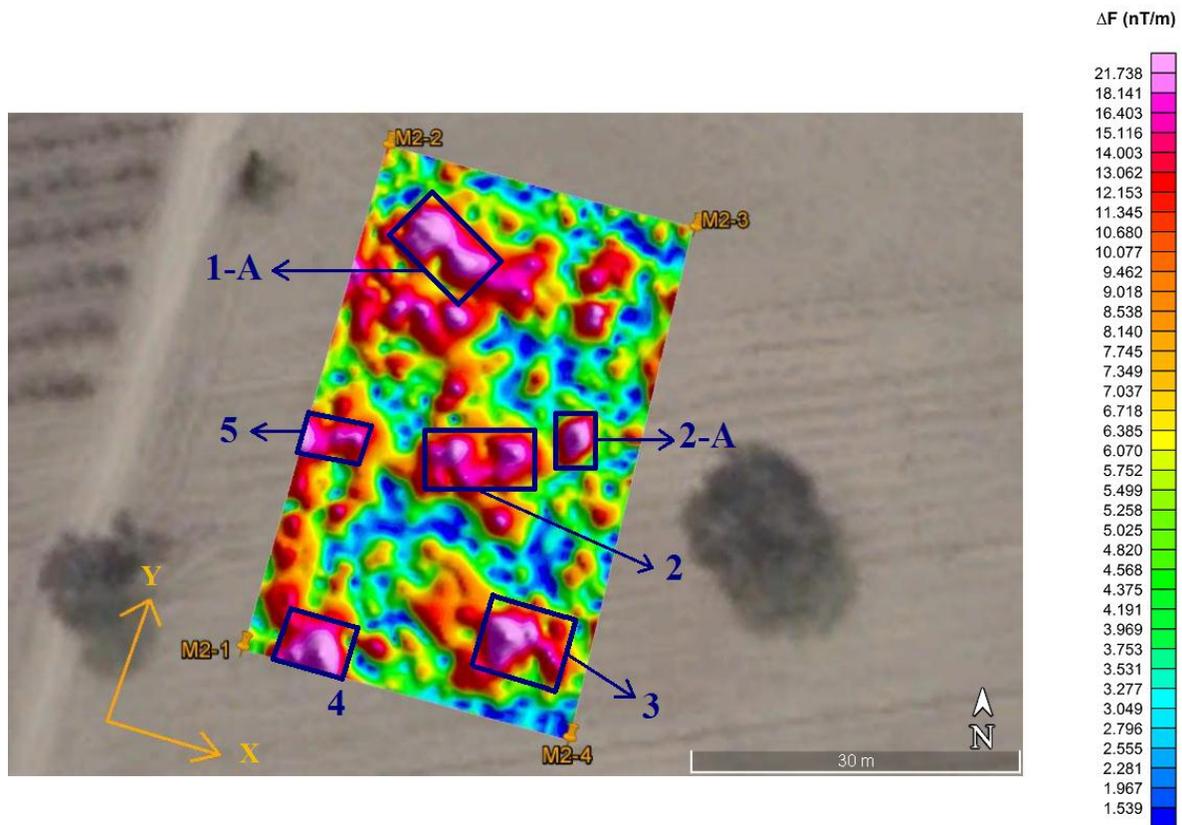


Figura 23. Mapa de Señal Analítica.

Nuevas modificaciones en los rasgos antes analizados son visualizadas en el mapa de Señal Analítica: las secciones delimitadas por los recuadros 2, 2-A y 3 de la Figura 23 son propuestas para excavaciones futuras, ya que ambas formas de las anomalías delimitadas tienen por centro valores altos magnéticos, que van de 8 (nT/m) a 21.7 (nT/m), las cuáles son rodeadas por un contraste de valores bajo magnéticos de 1.54 (nT/m) a 3.05 (nT/m). Estas secciones son de interés dado que los contrastes entre valores altos y bajos magnéticos dan mayor evidencia de estructuras sepultadas.

Otra característica importante observada es la Sección 2-A, la anomalía delimitada se dividió en dos, cambiando su forma en comparación a la que se presenta en el mapa de Anomalía Residual. El rango de valores que poseen es la misma: de 10.5 (nT/m) a 21.74 (nT/m).

La anomalía delimitada por el recuadro 3, en el Mapa de Anomalía Residual presentaba una forma más definida: la forma semejante a un cisne en la Figura 22, se transformó en una forma difusa, cuyos valores oscilan entre 11 (nT/m) a 18 (nT/m), la cual tiene por centro dos pequeñas anomalías conformadas por altos valores magnéticos de 21.7 (nT/m).

- Mapa de Gradiente Magnético Vertical.

A continuación, se señalan las anomalías y los contrastes de valores más destacados dentro de la zona de estudio magnético correspondiente a la Malla 2; los resultados fueron obtenidos después de aplicar un filtro pasa bajas y un filtro coseno direccional a los datos de gradiente vertical.

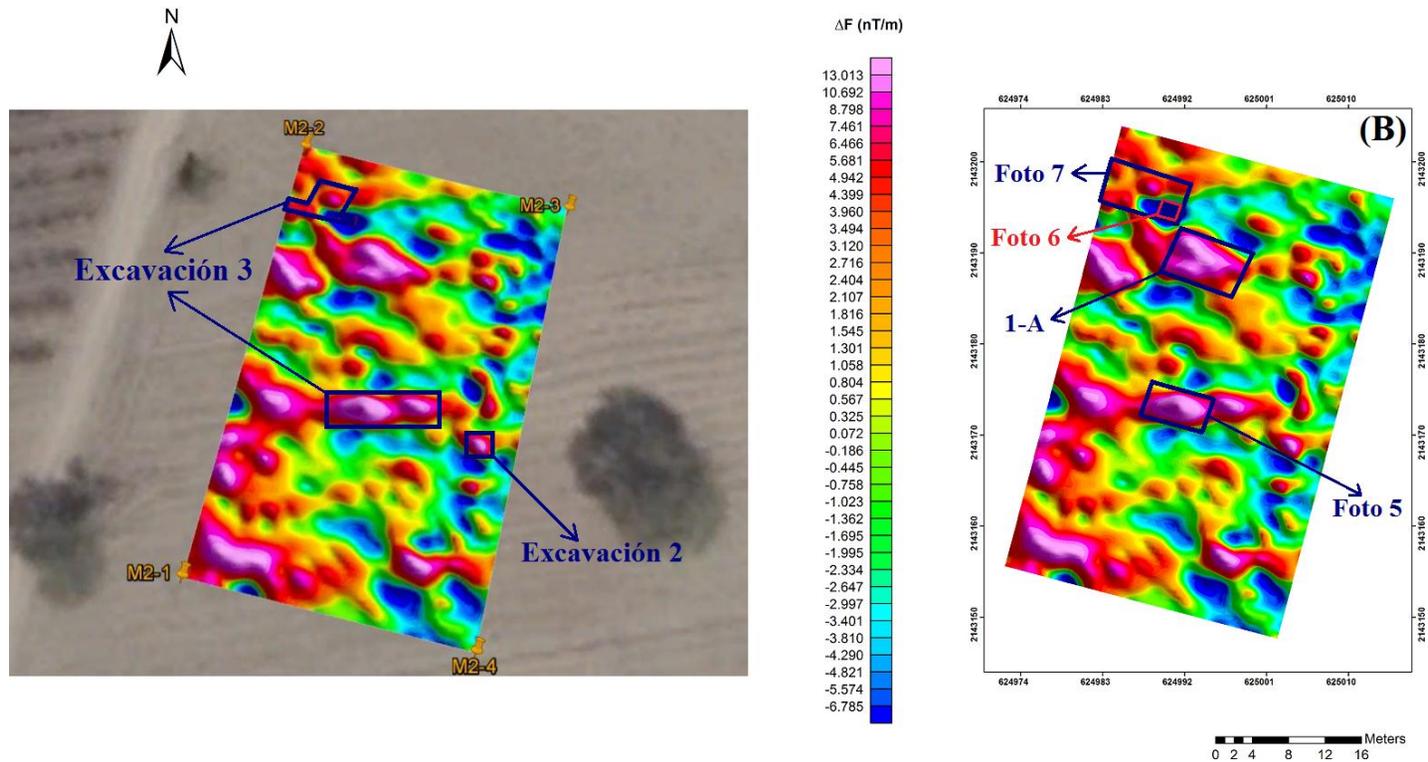


Figura 24. Mapa de Gradiente Magnético Vertical con filtro Pasa Bajas y filtro Coseno Direccional para resaltar las fuentes. En el mapa (A) se señalan las excavaciones 3 y 2, realizadas en las zonas correspondientes a las anomalías que poseen altos valores magnéticos; en el mapa (B) la sección 1-A alude una anomalía de gran tamaño en comparación con las demás, los valores que presenta van de 6.5 (nT/m) a 13.013 (nT/m); se sugiere para futuras excavaciones.

Las zonas excavadas en la región del terreno correspondiente al mallado 2, se muestran en el mapa (A) de Gradiente Magnético Vertical.

Las secciones delimitadas por los recuadros azules de ambos mapas de la Figura 24, ubican a las anomalías que poseen altos valores de gradiente vertical, del orden de 4 (nT/m) a 13.013 (nT/m), y pertenecen a sitios donde se encontraron estructuras arqueológicas compactas.



Foto 5. Visualización de una estructura compacta semejante a una pequeña barda que rodea a un piso (al centro), encontrados a 50 cm. de profundidad durante la Excavación 3.

La anomalía presente en el mapa (B) referida como Foto 5, posee altos valores de Gradiente Magnético Vertical que van de 6.466 (nT/m) a 13 (nT/m) y, corresponde a un bloque compacto semejante a una pequeña barda hecha de lajas que rodea a un piso, cuya composición es de arcilla y cal. Las estructuras fueron halladas durante la Excavación 3.



Foto 6. Carbón quemado y restos de cadáveres humanos.

Contrario a los valores alto magnéticos, dentro del pequeño recuadro rojo visualizado en el mapa (B), señalado como Foto 6, se indica una anomalía con valores bajos de Gradiente Magnético Vertical, cuyo rango va de -6.785 (nT/m) a -3.401 (nT/m); en dicha porción perteneciente a la Excavación 3 se encontró, a una profundidad de 60 cm., carbón quemado y varias piezas de falanges pertenecientes a esqueletos humanos, conjuntamente, se hallaron estructuras destruidas debido a tractores utilizados para la agricultura en esta zona. Cabe destacar que el carbón quemado genera magnetismo remanente, motivo por el cual la anomalía que lo representa tiene bajos valores de gradiente vertical.



Foto 7. Visualización del área correspondiente a la Excavación 3 completa.

La Foto 7 muestra una vista general y total de las secciones que conformaron a la Excavación 3, en ella se observa la ubicación de la pequeña barda conformada por lajas, el piso de arcilla y cal, los restos de carbón y huesos de falanges hallados en esta área.



Foto 8. Artefactos encontrados en la zona de la Excavación 2 denotada por el recuadro del mapa (A) de Gradiente Magnético Vertical.

La anomalía englobada por el recuadro denominado Excavación 2 en el mapa de la Figura 24, contiene valores altos de Gradiente Magnético Vertical, del orden de 5 (nT/m) a 13 (nT/m), pertenece a los artefactos mostrados en la Foto 8. La anomalía descrita, con anterioridad se denota en el mapa de Señal Analítica, es señalada por el recuadro 2-A de la Figura 23 y comparando su presencia en ambos mapas, se observa que la anomalía conserva su forma y su característica principal de poseer altos valores magnéticos.

Es importante mencionar que los resultados obtenidos del procesamiento de los datos recabados mediante los estudios de Magnetometría, fueron la base para elegir la zona en donde se realizó el estudio de Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE); el objetivo fue hacer coincidir las zonas con altos valores magnéticos de la Malla 1 con los resultados que el estudio eléctrico proporcionó.

5. Sección 2. Prospección Eléctrica.

5.1. Marco Teórico de la Prospección Eléctrica.

5.1.1. Teoría Básica.

Este método, también denominado geoelectrico, empezó a ser utilizados en aplicaciones arqueológicas, incluso mucho antes que los métodos magnéticos. Se aplican desde 1946 en Inglaterra (Aitken, 1974; Wynn, 1986) e Italia (Lerici, 1958; Lington, 1970).

El Método Eléctrico se basa en la medición de la resistividad eléctrica del suelo. La resistividad es una medida que da cuenta de cómo un determinado tipo de material retarda o inhibe el flujo de la corriente eléctrica (Herman, 2000). En las aplicaciones prácticas, la corriente eléctrica se induce desde una fuente o batería al terreno en el cual se insertan cuatro electrodos de metal, que a su vez se encuentran conectados por medio de cables a un voltímetro y a un amperímetro. A través de dos electrodos se induce una descarga eléctrica conocida en el terreno, mientras que por el otro par se mide el voltaje o la diferencia de potencial. La impedancia del terreno es entonces el cociente entre el voltaje de salida y la corriente de entrada (Telford et al, 1990).

Es importante distinguir la resistencia de la resistividad. La diferencia entre ambas reside en que la primera no se mide sobre una unidad de longitud. La resistencia R puede ser obtenida mediante la Ley de Ohm, donde:

$$R = \frac{V}{I}$$

Siendo R la resistencia medida en Ohm (Ω); V en voltaje medido en voltios e I es la corriente medida en Amperios.

La corriente eléctrica puede ser definida como el porcentaje del flujo de una descarga que pasa a través de una sección transversal de un medio conductivo en una longitud específica de tiempo. Para hacer que la descarga fluya se debe aplicar un voltaje, también denominado diferencia de potencial. Cuando el voltaje es aplicado y la corriente fluye, se encontrará una resistencia al movimiento de la descarga. Esas tres cualidades físicas están relacionadas con la Ley de Ohm (Weymouth y Huggins, 1985).

La resistividad del suelo se denomina resistividad aparente (ρ_a) ya que es función de las condiciones geológicas locales encontradas en el suelo de un área en específico, dado que, el comportamiento físico de las rocas depende de las propiedades y modo de agregación de sus minerales y de la forma, volumen y relleno (generalmente agua o aire) en los poros.

Existen tres magnitudes electromagnéticas principales o constantes materiales que, en principio, podrían utilizarse para identificar los cuerpos situados en el subsuelo y que son base del método eléctrico. Estas magnitudes son la permeabilidad magnética μ , la constante dieléctrica o permitividad ϵ y la resistividad ρ . Entre ellas, y hasta ahora, es casi exclusivamente la resistividad, la magnitud cuya distribución en el subsuelo se estudia, y la

aplicación de los métodos geoelectricos exige el conocimiento de las propiedades electromagnéticas de las rocas y de los minerales que las constituyen.

Se sabe por física elemental que la resistencia R de un conductor alargado y homogéneo de forma cilíndrica o prismática es:

$$R = \rho \frac{l}{s} \dots (5.1.1)$$

Donde l es la arista o generatriz del conductor y s su sección. La magnitud ρ es un coeficiente que depende de la naturaleza y estado físico del cuerpo considerado y que recibe el nombre de resistividad. Sus dimensiones, según se deduce de la formula anterior son

$$[\rho] = \left[\frac{R \cdot s}{l} \right] = [R] \cdot L \dots (5.1.2)$$

Es preferible utilizar la primera expresión (1.1), esto es considerar dimensionalmente la resistividad como el producto de una resistencia eléctrica por una longitud. Según esto, la unidad de resistividad en el sistema SI es el ohmio por metro ($\Omega \cdot m$). En la práctica suele escribirse $\Omega \cdot m$.

La resistividad es una medida de la dificultad que la corriente eléctrica encuentra a su paso en un material determinado; pero igualmente podía haberse considerado la facilidad de paso. Resulta así el concepto de conductividad, que expresado numéricamente es el inverso de la resistividad. La conductividad se expresa con la letra σ de tal manera que se tiene:

$$\sigma = \frac{1}{\rho} \dots (5.1.3)$$

La unidad de conductividad en el SI es el siemens/m.

Si la resistividad de las rocas dependiese únicamente de los minerales constituyentes, entonces, las rocas habrían de considerarse como aislantes en la inmensa mayoría de los casos, puesto que el cuarzo, los silicatos, la calcita, las sales, etc., lo son prácticamente. Solo en el caso de que la roca contuviera minerales semiconductores en cantidad apreciable, podría considerarse como conductora, es decir, solo lo serían las menas metálicas.

Afortunadamente, todas las rocas tienen poros en mayor o menor proporción, los cuales suelen estar ocupados total o parcialmente por electrolitos, resultando, en conjunto, que las rocas se comporten como conductores iónicos, de resistividad muy variable según los casos. Por consiguiente, será necesario estudiar la resistividad de medios heterogéneos, que en su caso más sencillo se compondrán de dos materiales; uno de ellos, de resistividad ρ_2 , sirve de matriz o medio encajonante a otro de resistividad ρ_1 que está disperso en el interior del primero. Según lo dicho, las rocas pueden considerarse como medios de matriz aislante, en los que existe una red de conductos irregulares y tortuosos llenos de electrolito, a los que se les debe por completo la conductividad del conjunto.

- Medición de la resistividad de las rocas.

La resistividad de una porción determinada de roca puede medirse directamente por diversos métodos y pueden emplearse para evaluar el grado de exactitud de las fórmulas teóricas.

Tales determinaciones experimentales pueden efectuarse de tres modos diferentes:

- Por medio de mediciones geoelectricas realizadas en la superficie del terreno. Estos sistemas de medición presentan la ventaja de que la roca se estudia en su estado natural y que la medición afecta a un volumen grande de ella, de tal manera que los resultados no se ven interferidos por circunstancias locales.
- Por mediciones efectuadas en el interior de sondeos mecánicos.
- Por medio de determinaciones de laboratorio, sobre muestras de roca extraídas de afloramientos o de labores mineras.

Las corrientes eléctricas que interesan en la prospección no recorren conductores lineales (hilos y cables) como en las instalaciones o aparatos eléctricos usuales, sino que se mueven en medio tridimensional.

Material	Resistividad ($\Omega \cdot m$)	Conductividad (S/m)
Rocas Ígneas y Metamórficas.		
Granito	$5 \times 10^3 - 10^6$	$10^{-6} - 2 \times 10^{-4}$
Basalto	$10^3 - 10^6$	$10^{-6} - 10^{-3}$
Pizarra	$6 \times 10^2 - 4 \times 10^7$	$2.5 \times 10^{-8} - 1.7 \times 10^{-3}$
Mármol	$10^2 - 2.5 \times 10^8$	$4 \times 10^{-9} - 10^{-2}$
Cuarcita	$10^2 - 2 \times 10^8$	$5 \times 10^{-9} - 10^{-2}$
Rocas Sedimentarias.		
Areniscas	$8 - 4 \times 10^3$	$2.5 \times 10^{-4} - 0.125$
Esquistos	$20 - 2 \times 10^3$	$5 \times 10^{-4} - 0.05$
Limolitas	$50 - 4 \times 10^2$	$2.5 \times 10^{-3} - 0.02$
Suelos y aguas.		
Arcillas	1 - 100	0.01 - 1
Aluvión	10 - 800	$1.25 \times 10^{-3} - 0.1$
Agua subterránea (dulce)	10 - 100	0.01 - 0.1
Agua de mar	0.2	5
Sustancias químicas.		
Hierro	9.074×10^{-8}	1.102×10^7
0.01 N Cloruro de potasio	0.708	1.413
0.01 N Cloruro de sodio	0.843	1.185
0.01 N Ácido acético	6.13	0.163
Xileno	6.998×10^{16}	1.429×10^{-17}

Tabla 4. Valores de Resistividad y conductividad de algunos materiales, rocas comunes y sustancias químicas.

5.1.2. Ecuaciones Fundamentales.

Consideremos el subsuelo como un medio isótropo, compuesto por un semiespacio de resistividad ρ ; y otro semiespacio de resistividad infinita, el cual representará a la atmósfera. Para establecer un campo eléctrico, será preciso disponer de un generador de corriente, por ejemplo, una batería de pilas, y conectarla, por medio de cables, a dos electrodos A y B, que pueden materializarse mediante sendas barrenas metálicas parcialmente clavadas en el suelo. Como el tamaño de éstas es pequeño relativamente, podemos considerar que los electrodos se reducen a puntos situados en el suelo.

La corriente, la intensidad I_A penetrará por A en el subsuelo, y después de recorrerlo, saldrá por B con intensidad I_B volviendo a la pila para cerrar el circuito. Es evidente que $I_A + I_B = 0$, si el régimen es estacionario.

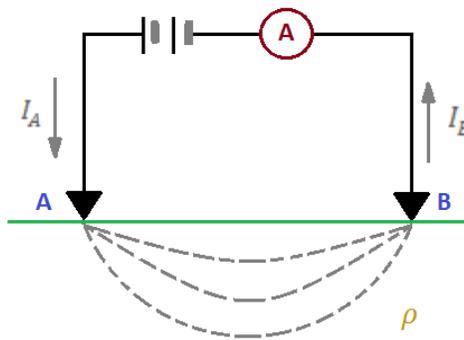


Figura 25 Modelo considerando una fuente puntual y dos electrodos donde se mide una diferencia de potencial en un espacio homogéneo e isótropo.

Para establecer las leyes del fenómeno considerado, se parte de las ecuaciones de Maxwell:

Ley de Faraday:

$$\nabla \times \vec{E}(\vec{r}) = -\frac{\partial \vec{B}(\vec{r})}{\partial t} \dots (5.2.1)$$

Ley de Ampere:

$$\nabla \times \vec{H}(\vec{r}) = \vec{j}(\vec{r}) + \frac{\partial \vec{D}(\vec{r})}{\partial t} \dots (5.2.2)$$

donde, por tratarse de un cuerpo estacionario, habrá de anularse las derivadas temporales y tendremos:

$$\nabla \times \vec{E}(\vec{r}) = 0 \dots (5.2.3)$$

$$\nabla \times \vec{H}(\vec{r}) = \vec{j}(\vec{r}) \dots (5.2.4)$$

La ecuación 5.2.3 nos dice que el campo eléctrico E es conservativo e irrotacional y se puede expresar como el gradiente de un campo potencial U :

$$\nabla \times \vec{E}(\vec{r}) = -\nabla U(\vec{r}) \dots (5.2.5)$$

donde se incluye el signo menos de acuerdo a la convención comúnmente aceptada.

En la mayoría de los estudios geoelectricos las fuentes de corriente se consideran fuentes puntuales. Considerando esto, sobre un volumen elemental isótropo, alrededor de la fuente de una corriente I (Dey & Morrison, 1979):

$$\nabla^2 U(\vec{r}) = -I\rho\delta(\vec{r}) \dots (5.2.6),$$

donde δ es la función delta de Dirac.

En una región del espacio donde no exista una fuente puntual, el potencial eléctrico satisface:

$$\nabla^2 U(\vec{r}) = 0 \dots (5.2.7)$$

Que es la ecuación de Laplace y la cual es válida en todo el semiespacio conductor, pero no en los electrodos, ni en las superficies de discontinuidad de la resistividad. La ecuación 5.2.7 describe la distribución del potencial en el terreno debido a una fuente puntual.

De la ecuación de Laplace se deriva que:

$$\nabla \cdot \vec{E}(\vec{r}) = 0 \dots (5.2.8)$$

- Potencial de una fuente Puntual.

La fuente puntual en un semiespacio sirve básicamente para convertir los problemas de valores en la frontera de ecuaciones diferenciales a ecuaciones integrales; en electromagnetismo dan la respuesta de un campo debido a una fuente de carga puntual ubicada a cierta distancia.

Para encontrar el potencial debido a la fuente puntual se usa la ecuación de Poisson y la función de Green. Con las funciones de Green la solución se expresa:

$$U(\vec{r}) = \int_v G(\vec{r} - \vec{r}') \nabla'^2 U(\vec{r}') dv + \int_s \left(G(\vec{r} - \vec{r}') \frac{\partial U(\vec{r}')}{\partial \eta} - U(\vec{r}') \frac{G(\vec{r} - \vec{r}')}{\partial \eta} \right) ds \dots (5.2.9)$$

haciendo el desarrollo pertinente, se obtiene el potencial de la forma:

$$-du = I\rho \frac{dr}{2\pi r^2} \dots (5.2.10)$$

al integrar:

$$U = \rho \frac{1}{2\pi r} \dots (5.2.11)$$

la diferencia de potencial se determina por la ecuación:

$$\Delta V = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{r_{AM}} - \frac{1}{r_{BN}} - \frac{1}{r_{AN}} + \frac{1}{r_{BN}} \right) \dots (5.2.12)$$

de acuerdo con la Ley de Ohm la ecuación que representa la resistividad aparente es:

$$\rho_a = k \frac{\Delta V}{I} [\Omega \text{ m}] \dots (5.2.13)$$

donde:

$$k = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \dots \dots (5.2.14)$$

De acuerdo con estas últimas dos ecuaciones tenemos que I es la corriente inyectada al subsuelo, ΔV es la diferencia de potencial y ρ_a representa la resistividad aparente debido a que el medio que estudiamos es heterogéneo.

La resistividad aparente nos da un promedio de las resistividades de cada litología del subsuelo medida, es decir, define los parámetros que caracterizan al subsuelo y generalmente considera un arreglo de cuatro electrodos (dos de corriente y dos de potencial) para su obtención en campo; k es el factor geométrico que representa el comportamiento del dispositivo, el cual es el alejamiento del campo eléctrico respecto a la fuente que lo genera y está en función de la separación de los electrodos $ABMN$, definido por un semi-espacio sin topografía incluida, donde A y B son los electrodos de corriente y M y N son los electrodos de potencial.

Por otro lado, debe de cumplirse la ley de Ohm, en su forma diferencial para medios isótropos:

$$J = \sigma E \dots (5.2.15)$$

la cual nos dice que la densidad de corriente J en un punto, tiene la misma dirección y sentido que el campo E en el mismo punto, y es proporcional a él. El factor de proporcionalidad es la conductividad σ inversa de la resistividad ρ .

En todos los puntos se cumplirá la ecuación de continuidad:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot J = 0$$

que se reduce a:

$$\nabla \cdot J = 0 \dots (5.2.16)$$

en todos los puntos, excepto en los electrodos.

Combinando esta ecuación con las anteriores, tendremos que:

$$\nabla \cdot J = \nabla \cdot (\sigma E) = 0 \dots (5.2.17)$$

la ecuación (5.2.12) se deduce de la conocida fórmula aplicable a un conductor cilíndrico homogéneo de resistencia R , longitud l y sección s :

$$R = \rho \frac{l}{s}$$

por otra parte:

$$R = \frac{V}{I} = \frac{El}{I} = \frac{El}{sJ}$$

entonces:

$$\frac{El}{sJ} = \rho \frac{l}{s}$$

de donde:

$$J = \frac{E}{\rho} = \sigma E$$

todo ello suponiendo que el conductor es suficientemente pequeño para que J y E se puedan suponer constantes dentro de él.

Esta ecuación es la más general de la proyección eléctrica, desarrollándola:

$$\nabla \cdot (\sigma E) = \sigma \nabla \cdot E + E \cdot \nabla \sigma = -\sigma \nabla \cdot \nabla U + E \cdot \nabla \sigma = -\sigma \cdot \nabla^2 U + E \cdot \nabla \sigma = 0$$

dentro de cada zona de conductividad uniforme será $\nabla \sigma = 0$, y, por lo tanto:

$$\nabla^2 U = 0 \dots (5.2.18)$$

que es la ecuación de Laplace, la cuál será válida en todo el semiespacio conductor, pero no en los electrodos, ni en las superficies de discontinuidad de la resistividad.

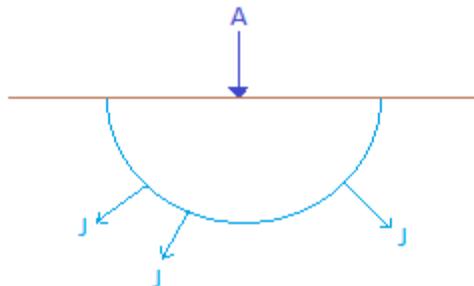


Figura 26. Vectores densidad de corriente en semiespacio homogéneo e isótropo, con electrodo puntual en la superficie límite.

Si trazamos alrededor del electrodo A y dentro del semiespacio inferior una superficie semiesférica, en cualquier punto de ella, por razón de simetría, la densidad de la corriente J tendrá el mismo valor y estará dirigida radialmente. La integral de J sobre la superficie semiesférica será igual a I por lo que el radio es r se tendrá:

$$2\pi r^2 J = I$$

por lo tanto:

$$J = \sigma E = \frac{I}{2\pi r^2}$$

donde:

$$|E| = \frac{I}{\sigma 2\pi r^2} = \frac{I\rho}{2\pi r^2} \dots (5.2.19)$$

es decir, el campo E de un electrodo puntual es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia r .

5.2. Método de Tomografía de Resistividad Eléctrica.

Con el objetivo de obtener información referente a las variaciones tanto laterales como a profundidad de la resistividad aparente del subsuelo, se realizó una tomografía eléctrica.

La Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE) o Electrical Resistance Tomography (ERT) en inglés, es un método que permite investigar la variación de la resistividad del suelo de forma lateral y a profundidad haciendo mediciones desde la superficie del terreno.

Recordemos que la resistividad eléctrica es una propiedad que se relaciona con la composición y arreglo de los constituyentes sólidos del suelo, el contenido de agua y la temperatura (Loke,2004; Samouëlian et al., 2005)

Una de las principales ventajas de este método consiste en el hecho de que se trata de una técnica no invasiva que permite definir las características del suelo, pudiendo realizar un reconocimiento de las estructuras presentes en los horizontes del subsuelo sin destruir la zona y los objetos de estudio (Tabbagh et. al, 2000).

La aplicación exitosa de la TRE a diferentes problemas, se pudo lograr cuando se desarrollaron los equipos que de forma automática pudieran coleccionar gran cantidad de datos.

La Tomografía de Resistividad Eléctrica (2D y 3D) son métodos basados en el modelado de los valores de resistividad del subsuelo mediante el empleo de técnicas numéricas (elementos finitos o diferencias finitas). Con las resistividades obtenidas se crea una sección bidimensional o un modelo tridimensional, dependiendo de la técnica utilizada, que muestran la primera aproximación de los datos del suelo. Posteriormente se aplica un método de

inversión a los datos, para así generar un modelo matemático (o de resistividades) que es la aproximación de un modelo representativo de los valores de la medición en campo.

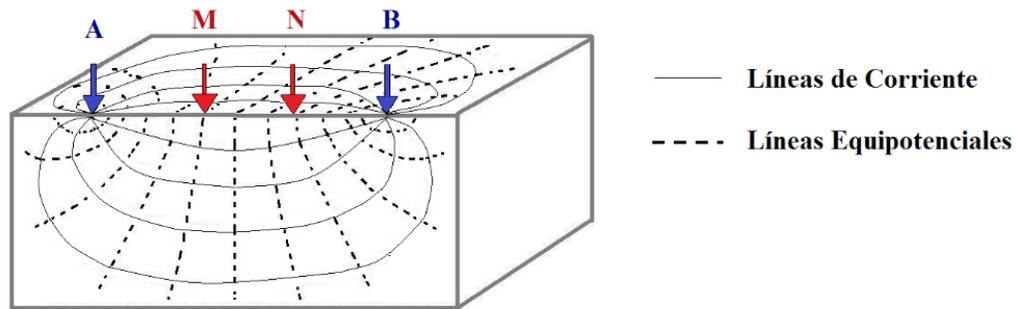


Figura 27. Esquema del Principio de TRE, Teraelectrónico (Sánchez, F. J., 2004).

El modelo de resistividades obtenido será la imagen de un perfil geoelectrico (2D) o de una imagen tridimensional (3D), cuya representación es la relación entre los resultados físicos y geológicos de la información característica del subsuelo.

El método consiste básicamente en inyectar una corriente estacionaria a través de un par de electrodos puntuales [C1 y C2], y se lee la diferencia de potencial entre otro par de electrodos [P1 y P2]. La relación de estas dos magnitudes proporciona una resistividad aparente que depende de la resistencia de los materiales presentes en el subsuelo.

La aparición de la Tomografía de Resistividad Eléctrica ha revolucionado de manera contundente con respecto a los métodos de resistividad convencionales, y su avance se debe fundamentalmente a tres razones:

- En primer lugar debido a que los métodos convencionales solo utilizan 4 electrodos, siendo necesario para cada medida variar manualmente sus posiciones en el terreno (proceso relativamente lento y pesado). En cambio, el método de Tomografía de Resistividad Eléctrica es una técnica multi-electrodos, en el cual todo el proceso de adquisición de datos está totalmente automatizado. Esto permite realizar un gran número de mediciones de resistividad, tanto en profundidad como lateralmente, en un espacio de tiempo relativamente rápido (del orden de 300 medidas en una hora y media), obteniendo con esto modelos 2D y 3D de gran resolución.
- En segundo lugar porque al emplear diferentes técnicas numéricas permitirá procesar eficazmente todo este gran volumen de información.
- En tercer lugar después de procesar este gran volumen de información se obtiene una sección o imagen eléctrica en 2D o 3D en falso color para identificar con mayor facilidad las diferentes anomalías o zonas de interés. Estas imágenes eléctricas son las que se utilizan para la interpretación final.

En los estudios de Tomografía Eléctrica se mide la diferencia de potencial (ΔV) entre dos puntos de la superficie de la Tierra. La medición de ΔV se realiza con diferentes tipos de

arreglo de electrodos, cada arreglo se diferencia por la forma en la que los electrodos de potencial y de corriente son ubicados al momento de la adquisición de datos.

5.2.1. Dispositivos Electrónicos utilizados en la Técnica de Tomografía de Resistividad Eléctrica.

Dos características importantes diferencian a los distintos tipos de arreglos: la geometría de los dispositivos y la separación electródica. Estas características determinan la profundidad de investigación del estudio, es decir, la máxima profundidad a la que se podrá adquirir información.

La profundidad de investigación se incrementa cuando la separación entre electrodos de emisión y recepción aumenta, ya que es función de la sensibilidad del arreglo a los cambios verticales y horizontales de la resistividad del subsuelo, por ende, de la geometría de los electrodos. La profundidad se puede expresar como el 50% de la sensibilidad del dispositivo empleado, lo cual lleva a una reinención de las geometrías de los dispositivos.

De acuerdo a la configuración en la que se estructura la posición de los electrodos, se obtienen distintos dispositivos o arreglos. Las ecuaciones (5.2.13) y (5.2.14) definen la resistividad aparente del subsuelo y permiten cualquier distribución electródica, admitiendo la creación de nuevos tipos de arreglos o combinaciones de los ya existentes para definir las características particulares del subsuelo (e.g. Dahlin y Zhou, 2004; Santarato et al. 2011).

Para el caso de estudios de TRE en 3D, un arreglo colineal puede también ser desplegado por una serie de arreglos paralelos a cubrir un área de estudio o distribuirlos en cualquier geometría que produzca un arreglo dipolar como: Ecuatorial, Azimutal, Perpendicular (Al'pin et al., 1966), Cuadrada (Habberjam, 1979) o cualquier otra configuración compleja.

A continuación, se describen las ventajas y desventajas de los arreglos electrónicos utilizados en este proyecto de investigación.

I. Dispositivo Wenner- Schlumberger.

Esta es una configuración híbrida: combina las características de los dispositivos Wenner y Schlumberger, en donde los electrodos de inyección de corriente (A y B) se sitúan por fuera de los electrodos de potencial (M y N). La separación entre el electrodo de potencial y el de corriente se denota como “na”, mientras que “a” es la separación que hay entre los dos electrodos de potencial.

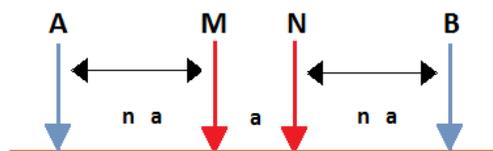


Figura 28. Dispositivo Wenner-Schlumberger.

Es un arreglo moderadamente bueno para analizar estructuras horizontales (n con valores menores) y verticales (n con valores mayores); una de sus desventajas es la pobre resolución lateral que posee (Loke, 2009); pese a ello, la intensidad de la señal que tiene, y que, es inversamente proporcional al cuadrado del valor del factor "n" aproximadamente, es muy fuerte; además de una buena profundidad media de investigación, que es del 30% de la longitud del total del tendido.

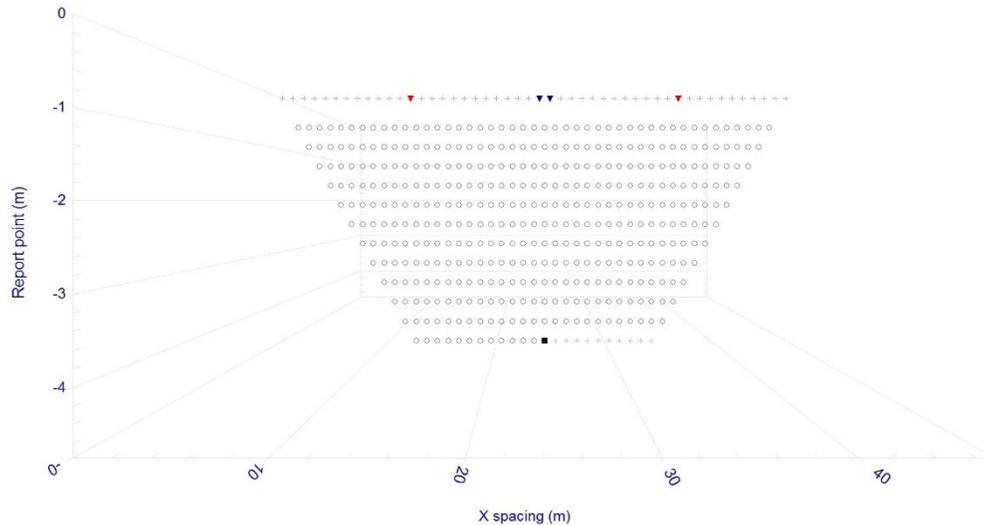


Figura 29. Arreglo Wenner-Schlumberger visualizado en el Software ElectrePro de Iris Instruments.

El arreglo Wenner es un caso especial donde el factor “n” del arreglo Wenner-Schlumberger es igual a 1. Para las siguientes mediciones el electrodo de corriente se queda fijo, la distancia entre los electrodos de potencial es constante y la distancia entre los electrodos AM y NB van cambiando a razón de n, dependiendo de la profundidad de interés y de la longitud del tendido.

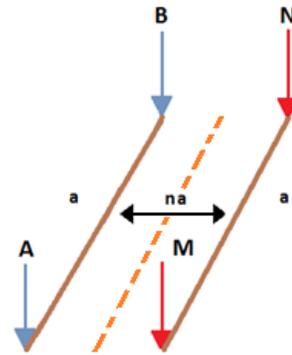
La expresión de la resistividad aparente para este arreglo es:

$$\rho_a = \frac{\Delta V}{I} \pi n(n + 1)a \dots (I.1)$$

II. Dispositivo Ecuatorial.

Este arreglo consiste en dos líneas paralelas entre sí, las cuales siguen una dirección de adquisición. Los electrodos de corriente A, B, se encuentran en la esquina de cada línea, respectivamente; a cada electrodo de corriente le sigue uno de potencial, M y N; éstos se irán moviendo cada posición de electrodo hasta llegar al extremo de su propia línea. Al finalizar M y N; A y B avanzan una posición en dirección de M y N, y los de potencial repiten el proceso anterior hasta finalizar todas las posiciones de electrodos, en cada línea respectivamente. La separación entre los electrodos A-B y M-N se denota por “a” y “na” es

la separación entre los perfiles paralelos, o bien, la distancia entre los electodos B con N y A con respecto de M.



Ubicación de los puntos de adquisición.

Figura 30. Dispositivo Ecuatorial.

La ubicación de las mediciones obtenidas por medio de este dispositivo, se encuentran justo a la mitad de la distancia que separa a ambas líneas que conforman el arreglo Ecuatorial.

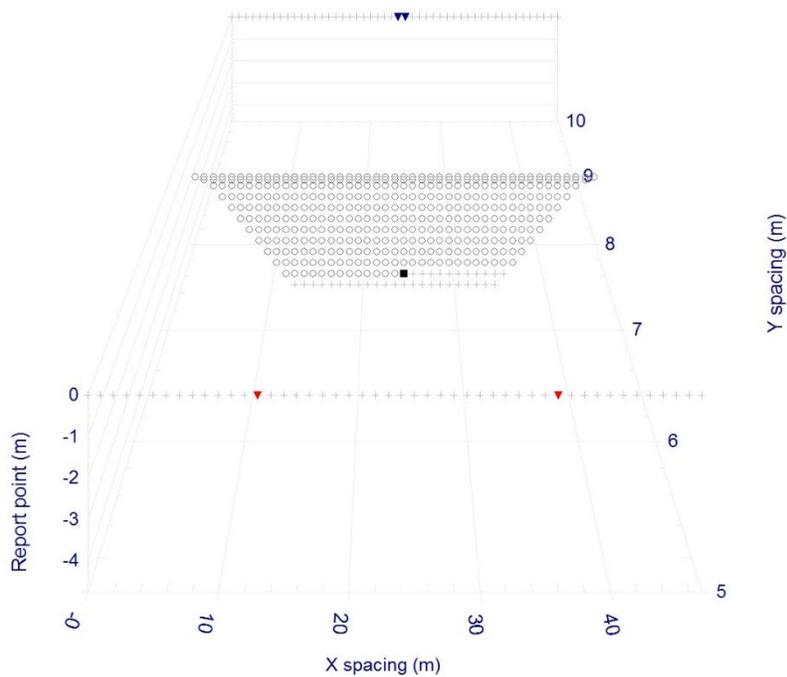


Figura 31. Arreglo dipolo Ecuatorial visualizado en el Software ElectrePro de Iris Instruments.

La expresión de la resistividad aparente para este arreglo es:

$$\rho_a = \frac{V}{I} \pi a \frac{(n\sqrt{n^2+1})}{\sqrt{n^2+1}-n} \dots \text{(II.1)}$$

Ambos arreglos fueron aplicados en campo, para así, al procesar los datos adquiridos durante el estudio eléctrico, obtener un modelo 3D de resistividades eléctricas, de tal manera que el estudio de TRE que se realizó en campo se visualiza de siguiente manera:

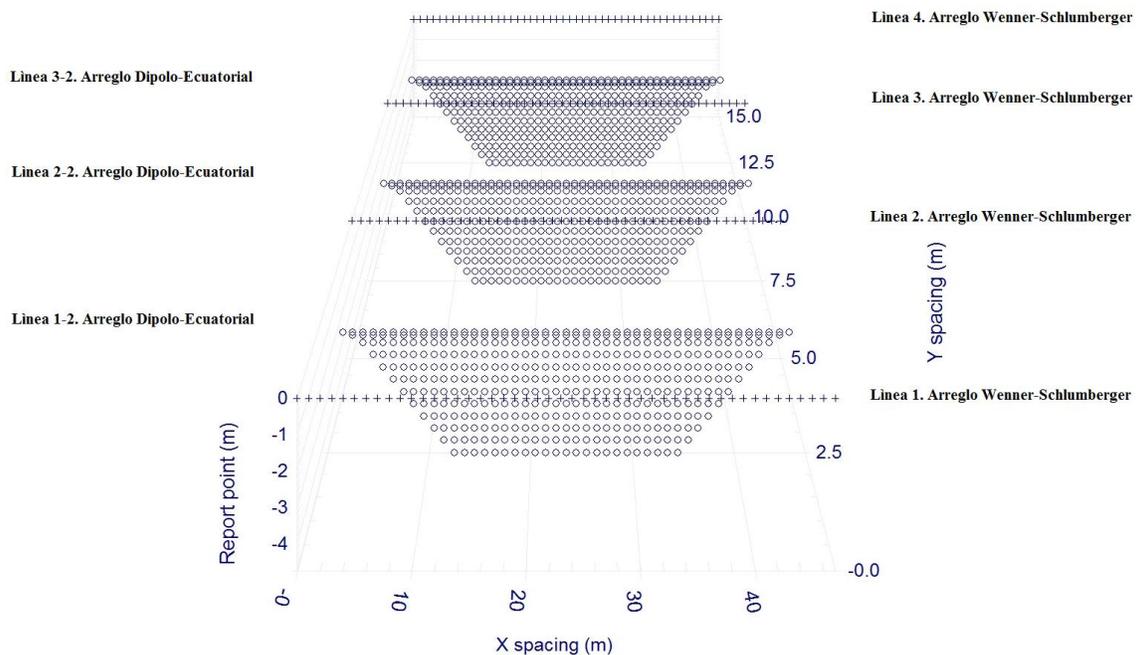


Figura 32. Visualización de las líneas de ambos arreglos eléctricos que conformaron el estudio completo de TRE.

En la Figura 32 se muestra la secuencia de los dos diferentes tipos de arreglos eléctricos unidos para proporcionar una información más completa de la zona de estudio.

5.2.2. Profundidad de Investigación.

Este concepto fue introducido por Conrad y Marcel Schlumberger en 1932 y ha sido tema de discusión por parte de muchos autores para los diversos tipos de arreglos y sus estructuras (Barker,1989).

Cada configuración electródica responde de manera diferente a la distribución de resistividades del subsuelo, una manera de evaluar como se refleja un cambio en la resistividad en la medición del potencial es a través de la función de sensibilidad, llamadas también derivadas de Fréchet.

La Función de Sensitividad o derivadas de Fréchet, es la base general de los distintos procedimientos matemáticos que se han propuesto para determinar la “Profundidad de investigación” proporcionada por los dispositivos geoelectricos. Esta Función valora el grado en el cual un cambio de resistividad en el subsuelo del terreno provoca una variación en el potencial, medido a través de los electrodos del dispositivo geoelectrico, así por medio de ella es posible conocer cuál es la zona que mayor aporte hace a la medición de la resistividad.

Para ilustrar la sensibilidad, se considera la ecuación del potencial para un semiespacio inhomogéneo:

$$U(\vec{r}) = \frac{1}{(4\pi^2)} \int_V \frac{x'(x-x')-y'^2-z'^2}{[x'^2+y'^2+z'^2]^{(3/2)} [(x-x')^2+(y-y')^2+z'^2]^{(3/2)}} \cdot \rho(x', y', z') dV \dots (5.2.20)$$

Cada dato de resistividad aparente es ubicado en un punto a profundidad, que están en función de un arreglo electródico. Sus coordenadas son X, Y y Z , donde X y Y indican la localización en la superficie del punto medio de la línea que une los centros de los dipolos y Z representa la profundidad de investigación.

Definiendo la resistividad como:

$$\rho(r) = \rho_{ij} W_{ij} \dots (5.2.21)$$

donde:

$$W_{ij} = \begin{cases} 1 & \text{para } x_k < x < x_{k+1}, z_j < z < z_{j+1} \\ 0 & \text{fuera del rango anterior} \end{cases}$$

La ecuación general de sensibilidad, obtenida de la derivada de Fréchet de $U(\vec{r})$ con respecto de ρ es:

$$\frac{\delta U(\vec{r})}{\delta \rho} = \frac{1}{(4\pi^2)} \sum_{j=1}^M \sum_{i=1}^M \int_{V_{ij}} W_{ij} \frac{x'(x-x')-y'^2-z'^2}{[x'+y'+z']^{(3/2)} [(x-x')^2+(y-y')^2+(z-z')^2]^{(3/2)}} dV_i \dots (5.2.22).$$

La integral tiene solución analítica en términos de integrales elípticas (Loke y Barker 1995). Mediante esta función es posible conocer el efecto que tiene en el potencial, medido por un determinado arreglo, un cambio en la resistividad.

Loke (2010) considera que un valor numérico de profundidad puede ser asignado a cada punto a través de la función de sensibilidad o por medio de la derivada de Fréchet de primer orden para un arreglo definido en un semi-espacio homogéneo.

La función de sensibilidad para un arreglo Polo-Polo puede expresarse como (Loke, 2010):

$$F_{ID}(z) = \frac{2}{\pi} \frac{z}{(a^2+4z^2)^{1.5}} \dots (5.2.23)$$

donde a es la separación entre electrodos. La función de sensibilidad $F_{ID}(z)$ para un arreglo en particular se encuentra aplicando el principio de superposición a la ecuación (5.2.24) que se presenta a continuación:

Roy y Apparao (1071) consideran que la mayor contribución viene desde la profundidad máxima ($Z_{\text{máx}}$), que corresponde al valor máximo de la función de sensibilidad para un arreglo específico. Edwards (1977) y Barker (1989) sugirieron que la profundidad de investigación es la profundidad media (Z_e), definida como la profundidad donde se obtiene el 50% del área de la función de sensibilidad total. Loke (2010) menciona que Z_e corresponde al punto donde la parte superior de la función de sensibilidad posee la misma influencia que la parte inferior, esto significa que:

$$\int_0^{Z_e} F_{ID}(z) dz = \frac{1}{2} \int_0^{\infty} F_{ID}(z) dz \dots (5.2.24)$$

sin embargo, basado en la ecuación anterior, la profundidad media Z_e puede ser determinada para cualquier arreglo cuadrupolar como una función de la posición de los electrodos utilizando la siguiente expresión:

$$KK = 2 \left[\frac{1}{\sqrt{AM^2+U}} - \frac{1}{\sqrt{BM^2+U}} - \frac{1}{\sqrt{AN^2+U}} + \frac{1}{\sqrt{BN^2+U}} \right] \dots (5.2.25)$$

donde:

$$KK = \frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}$$

y

$$U = 4Z_e \dots (5.2.26)$$

Para cada tipo de arreglo eléctrico, es importante conocer la región del semi-espacio que más contribuye a la respuesta observada.

La función potencial para un electrodo puntual puede ser expresada como (Tejero et al. 2002):

$$U(\vec{r}) = - \int_V \sigma(\vec{r}') \vec{j}(\vec{r}') \cdot \nabla G(\vec{r}, \vec{r}') dV \dots (5.2.27)$$

Si la ecuación (5.2.27) y el principio de superposición son tomados en cuenta, la expresión para la función potencial puede ser deducida en términos de un particular arreglo cuadrupolar.

La función de sensibilidad para un semi-espacio homogéneo e isotrópico puede ser obtenida calculando la derivada del potencial con respecto de la resistividad, donde la función de sensibilidad es el integrando de la expresión del potencial (Loke, 2010):

La función de sensibilidad expresada en términos de la posición de los cuadrupolos ubicados en la superficie:

$$F = - \frac{1}{4\pi^2} \left[\frac{(X' - X_A)(X_M - X') + (Y' - Y_A)(Y_M - Y') - Z'^2}{[(X' - X_A)^2 + (Y' - Y_A)^2 + Z'^2]^{\frac{3}{2}} [(X_M - X')^2 + (Y_M - Y')^2 + Z'^2]^{\frac{3}{2}}} \right. \\ - \frac{(X' - X_B)(X_M - X') + (Y' - Y_B)(Y_M - Y') - Z'^2}{[(X' - X_B)^2 + (Y' - Y_B)^2 + Z'^2]^{\frac{3}{2}} [(X_M - X')^2 + (Y_M - Y')^2 + Z'^2]^{\frac{3}{2}}} \\ - \frac{(X' - X_A)(X_N - X') + (Y' - Y_A)(Y_N - Y') - Z'^2}{[(X' - X_A)^2 + (Y' - Y_A)^2 + Z'^2]^{\frac{3}{2}} [(X_N - X')^2 + (Y_N - Y')^2 + Z'^2]^{\frac{3}{2}}} \\ \left. + \frac{(X' - X_B)(X_N - X') + (Y' - Y_B)(Y_N - Y') - Z'^2}{[(X' - X_B)^2 + (Y' - Y_B)^2 + Z'^2]^{\frac{3}{2}} [(X_N - X')^2 + (Y_N - Y')^2 + Z'^2]^{\frac{3}{2}}} \right] \\ \dots (5.2.28)$$

F es una función de las coordenadas de los electrodos A, B, M y N evaluada en $Z = 0$. X', Y' y Z' determinan las coordenadas del punto en el semi-espacio.

Edwards (1977) analizó el método de Hallof (1957) notando que al utilizar diferentes longitudes de dipolo se obtienen pseudosecciones flexiblemente diferentes, lo que impide utilizar diferentes longitudes dipolares para una misma pseudosección. Además de que las profundidades representadas no están directamente relacionadas a alguna profundidad efectiva, al menos, para el arreglo dipolo-dipolo y la escala vertical por lo tanto no tiene un significado preciso. Basado en sus análisis, publicó una tabla que muestra los valores estimados de la profundidad media de investigación (Z_e), en función de los parámetros geométricos del dispositivo:

Tipo de Dispositivo		Z_e/a	Z_e/L
Wenner	-	0.519	0.173
Dipolo-Dipolo	n=1	0.416	0.139
	n=2	0.697	0.174
	n=3	0.962	0.192
	n=4	1.220	0.203
	n=5	1.476	0.211
	n=6	1.730	0.216
	n=7	1.983	0.220
	n=8	2.236	0.224
Schlumberger	n=20	5.25	0.239
	∞ (Arreglo ideal)	-	0.250
	Ideal $a \rightarrow 0$	-	0.912
	L = 40a	7.66	0.912
	L = 20a	3.82	0.191
	L = 10a	1.90	0.190

Tabla 5. Valores de la profundidad media de investigación (Z_e) de algunos dispositivos (Edward, 1977).

Donde:

L= Longitud del dispositivo geoelectrico,

n= factor de separación del dispositivo Z_e

a= separación entre electrodos.

Z_e = es la profundidad media de investigación.

El significado físico de Z_e es bastante importante, ya que se trata del valor de la profundidad en el cual el tramo del subsuelo comprendido entre la superficie y dicha profundidad tienen la misma influencia en el potencial medido (y por tanto de resistividad), que el tramo del subsuelo que está por debajo de ella. Este valor Z_e indica aproximadamente la profundidad

hasta la cual podemos observar el subsuelo con un determinado dispositivo geoelectrico, cabe mencionar que la Z_e no depende de la resistividad aparente medida (Loke, 2004).

Cuando se aplica el término profundidad de investigación, este es sinónimo de la profundidad de máxima contribución en la señal medida de una capa delgada y horizontal en el suelo (Evjen, 1938). Evjen, propuso también, una equivalencia entre el campo estacionario y el estático, proporcionando los siguientes valores:

Arreglo	Profundidad de Investigación
Polo-Polo	0.35L
Dipolo ecuatorial o acimutal ($\theta_1 = \pi/4$)	0.25L
Dipolo perpendicular ($\theta_1 = \pi/4$)	0.20L
Polo o dipolo radial ($\theta_1 = \pi/4$)	0.195L
Dipolo paralelo ($\theta_1 = \pi/4$)	0.18L
Schlumberger	0.125L
Wenner	0.11L

Tabla 6. Valores de Profundidad de Investigación propuestos por Evjen (1938).

El único inconveniente que existe al tratar de incrementar la profundidad de investigación es la pérdida de la resolución de los datos adquiridos, es decir, la calidad con la que podemos visualizar la respuesta del subsuelo. En estudios arqueológicos, la separación eléctrica utilizada es muy pequeña debido a que se requieren datos a un gran detalle, por lo que el inconveniente antes mencionado no es un gran problema a considerar.

5.3. Teoría Básica de Inversión de datos Geofísicos.

La relación entre la resistividad “aparente” y la resistividad “real” es una relación compleja. Determinar la resistividad real del subsuelo mediante los valores de la resistividad aparente es un problema de “inversión”.

La teoría de inversión puede describirse como un conjunto organizado de métodos matemáticos cuyo propósito común es analizar series de datos u observaciones con objeto de extraer información significativa sobre algún fenómeno físico, con base en inferencias derivadas de las observaciones mismas. Las incógnitas por resolver se plantean en términos de los valores numéricos que pueden asumir las propiedades más características del fenómeno bajo estudio. Estas propiedades se denominan “parámetros del modelo” y se presume la existencia de alguna teoría matemática o “modelo” que describe adecuadamente la relación entre los parámetros del modelo y los datos (Menke, 1989).

El término “problema inverso” se utiliza en contraste con el de “*problema directo*”, que se define como el proceso que consiste en predecir los resultados de una serie de mediciones a partir de algún principio general o modelo y un conjunto de condiciones específicas relevantes para el problema de interés (Menke, 1989).

El problema directo se basa, en predecir los datos o respuestas que se obtendrían de un modelo hipotético de la Tierra, es decir se obtienen datos teóricos y la solución que tiene es única, y consiste en hallar una expresión para la diferencia de potencial entre cualquier par de puntos en el espacio como una función de la distribución de resistividades del medio, de la configuración utilizada y de la corriente de entrada. A partir de los valores de potencial calculados se obtienen los de resistividad aparente. (Lascano *et al.*, 1982).

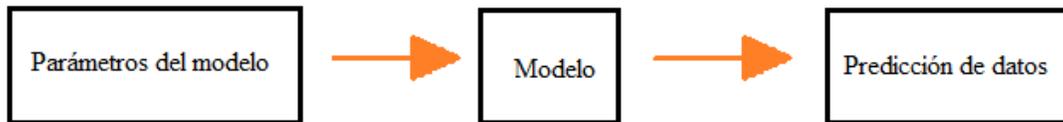


Figura 33. Esquema del problema directo.

Resolver el problema directo permite obtener información cuantitativa sobre el subsuelo. Se puede estudiar si algún modelo de resistividades particular presenta una respuesta similar a la obtenida en el campo, además permite estudiar el tipo de respuesta que se obtendría para determinados rasgos o estructuras y de esta manera elegir convenientemente las configuraciones y aperturas. (Lascano *et al.*, 1982).

El problema inverso, por el contrario, comienza desde los datos y un modelo apropiado, para posteriormente estimar los parámetros del modelo (Menke, 1989), dicho de otra manera, el problema inverso permite obtener un modelo de la distribución de resistividades reales del subsuelo a partir de los valores medidos de resistividades aparentes en el campo.

En todos los métodos de optimización, un modelo inicial es modificado de manera iterativa hasta que la diferencia entre el modelo respuesta y los valores de los datos observados son disminuidos.

En la inversión geofísica se trata de encontrar un modelo con una respuesta que sea similar a los valores reales medidos. El modelo es una representación matemática idealizada de una sección de la Tierra y es un conjunto de parámetros que son las cantidades físicas que se pretende estimar a partir de los datos adquiridos durante el estudio realizado. La respuesta del modelo son los datos sintéticos que se calculan a partir de las relaciones matemáticas, las cuales definen el modelo a partir del conjunto de parámetros asignados. Todos los métodos de inversión esencialmente tratan de determinar un modelo para el subsuelo cuya respuesta se asemeje con los datos medidos sujetos a ciertas restricciones.

El proceso para generar el modelo de inversión con los datos geofísicos de este proyecto se realizó utilizando el Software de interpretación EarthImager 2D y 3D, creado por Advanced Geosciences Inc. (AGI, 2008).

5.4. Estudio de Prospección Eléctrica en el Sitio de Xalasco.

5.4.1. Logística de Campo.

El tendido eléctrico por medio del cual se realizó el estudio de Tomografía de Resistividad Eléctrica, fue constituido por cuatro líneas de 47 metros de largo cada una: éstas líneas fueron la base para realizar cuatro perfiles eléctricos con arreglo Wenner-Schlumberger y tres con un arreglo Dipolo Ecuatorial, la región del estudio eléctrico se hizo coincidir con la sección de la malla 1 del estudio magnético, en donde se encuentra la anomalía con los más altos valores magnéticos. El resultado obtenido al unir todos los perfiles fue un modelo de inversión 3D de resistividades aparentes.

La separación lateral entre las líneas del tendido fue de 5 metros, cubriendo en total 15 metros de distancia lateral. Se colocaron 48 electrodos sobre cada línea del tendido eléctrico, con una separación electródica de 1 metro de distancia:

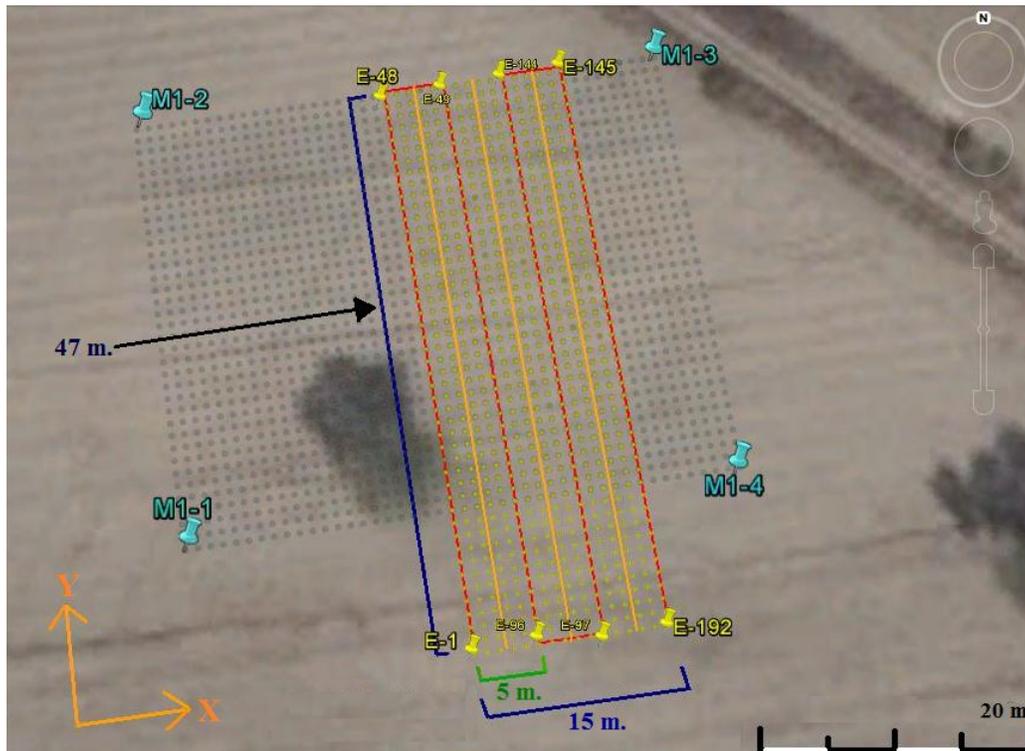


Figura 34. Estudio de Tomografía de Resistividad Eléctrica: las líneas rojas son las líneas reales del tendido eléctrico que a su vez indican la ubicación de los cuatro perfiles con arreglo Wenner-Schlumberger; las líneas naranjas indican la ubicación de los tres perfiles con arreglo Dipolo-Ecuatorial.

Se decidió la longitud del tendido del estudio de TRE con el propósito de abarcar el área donde se encuentra una barranca; esta sección cubierta por el estudio de TRE dio continuidad a la anomalía que fue detectada mediante el estudio magnetométrico.

5.4.2. Equipo utilizado para la adquisición de datos.

Para poder realizar a cabo el estudio de Tomografía Eléctrica se utilizó el siguiente equipo y herramientas:

- Equipo SYSCAL Pro: es un medidor de resistividad eléctrica versátil que combina un transmisor, un receptor y una unidad de conmutación en un solo paquete. Este equipo funciona con una batería externa de 12V y utiliza cables multi-core para el control de los electrodos conectados en una o varias líneas.



Figura 35. Batería, cables tipo caimán y conectores.

SYSCAL Pro cuenta con un switch interno de conmutación para 48 (Switch-48) o hasta 120 (Switch-120) canales, 10 de los cuales se pueden abordar de forma simultánea al mismo tiempo (para una alta eficiencia) en función del tipo de matriz que se utiliza, y una fuente interna de alimentación de 250W. La corriente de salida se ajusta automáticamente para optimizar los valores de tensión de entrada y de garantizar la mejor calidad de la medición. El sistema está diseñado para realizar automáticamente conjuntos predefinidos de mediciones de resistividad con capacidad de despliegue a lo largo. El SYSCAL Pro mide la resistencia y la capacidad de carga (IP).



Figura 36. Equipo SySCAL para realizar el estudio de TRE.

Para realizar las mediciones en campo, también es necesario contar con los siguientes elementos:

- Electrodo, marro y cables tipo caimán: se emplearon un total de 96 electrodos, de los cuáles 48 son de cobre y los otros 48 son de una aleación de cobre, bronce y zinc; en ocasiones es necesario limarlos para eliminar la herrumbre. Dichos electrodos se entierran en el suelo con ayuda del marro y la conexión al cable de corriente debe hacerse usando un conector de tipo caimán. El material de los electrodos utilizados son una aleación de bronce, zinc y cobre.



Figura 37. Electrodo.

- Receptor GPS: se utilizó este dispositivo para obtener con mayor precisión la localización de los límites y la orientación del tendido eléctrico y de las mallas de magnetometría; se tomaron las coordenadas extremas de las cuatro líneas que conformaron el estudio eléctrico (primer y último electrodo) y de las esquinas de cada malla de estudio magnético.



Figura 38. GPS diferencial.

- Cables enrollados en un sistema de carrete móvil: los cables se conectan a los electrodos a través de los conectores tipo caimán. Se utilizaron 3 carretes de cable, que en total permitían conectar 48 electrodos simultáneamente, esto permitió que el equipo midiera e hiciera las aperturas automáticamente.



Figura 39. Línea 1: se visualiza la disposición de los electrodos y cables del tendido de TRE.

Los cables tienen terminales que permiten su interconexión y la conexión con el equipo.

- **Batería:** es el generador de corriente directa utilizado para inyectar la corriente al subsuelo a través del SySCALy los electrodos.

5.5. Procesamiento de Datos Geoeléctricos.

Los datos fueron procesados utilizando el Software de interpretación EarthImager 2D y 3D, creado por Advanced Geosciences Inc. (AGI, 2008). Este software se ejecuta en computadoras con el sistema operativo Windows y para desbloquear todas sus funciones es necesario el uso de una llave física adquirida a AGI. Por medio de este Software se obtienen los modelos de inversión que permiten analizar los diversos sistemas físicos.

La Teoría de Inversión y el método requerido para el procesamiento de los datos geoeléctricos se describen en el Anexo final.

5.7. Resultados del estudio de TRE.

5.7.1. Modelo de Inversión 3D de la Anomalía de Resistividades Aparentes.

Por medio de los modelos 3D de inversión, se logra visualizar la presencia de anomalías de resistividad aparente, cuyos alineamientos se relacionan con la información de los resultados que el método magnético proporcionó:

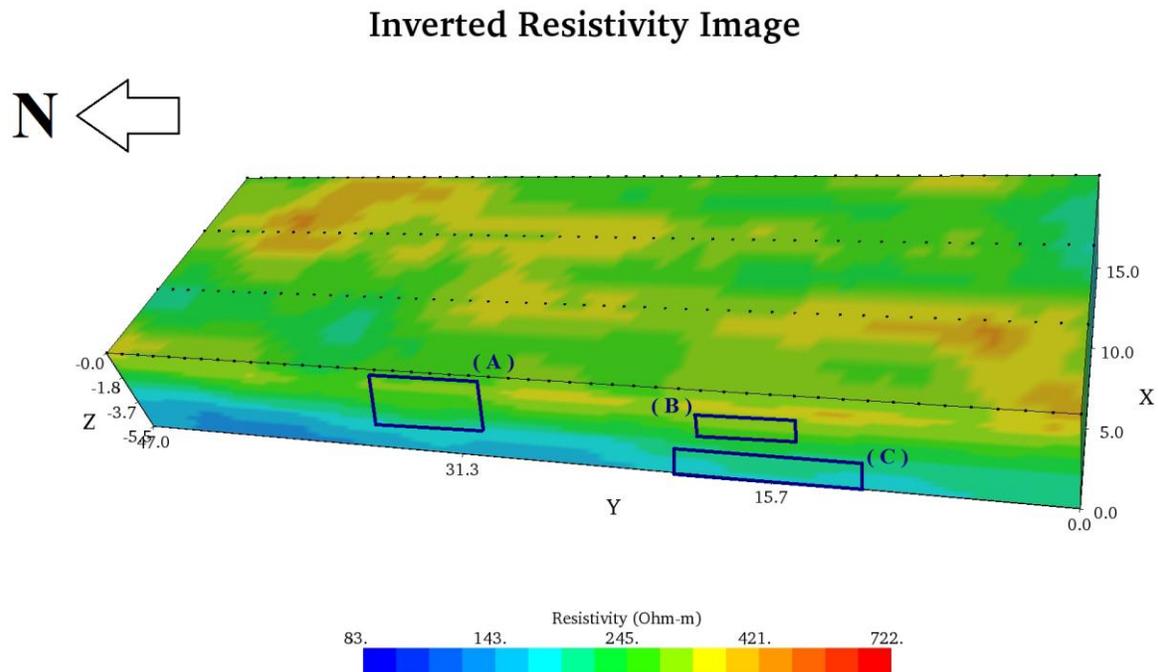


Figura 40. Vista lateral del modelo de inversión obtenido de los datos de la TRE; el modelo muestra la distribución de resistividades en el subsuelo. Los recuadros azules delimitan las anomalías con valores bajos de resistividad aparente que fueron analizadas y correlacionadas con las estructuras encontradas durante las excavaciones.

Se obtuvo el modelo de inversión 3D en donde se puede observar la distribución de los diferentes valores de resistividades calculadas a partir de los valores medidos en campo. Las bajas resistividades observadas en la sección (A) del modelo, pertenecen a una anomalía con valores entre $194 (\Omega \cdot m)$ a $220 (\Omega \cdot m)$, ubicada entre el metro 26 al 32 sobre la línea 1 del estudio de TRE localizada a los 0 metros e indican la presencia de un cuerpo de interés enterrado a una profundidad estimada menor a 1 metro: la forma de dicho cuerpo asemeja escalones y fue encontrada a 90 cm. de profundidad.

A 1 metro de profundidad se visualiza otra estructura en el modelo de inversión 3D, delimitada por la sección (B), cuyo rango de valores de baja resistividad oscila entre 170 a $200 (\Omega \cdot m)$; la anomalía observada se ubica del metro 11 al 15 sobre la Línea 1 de TRE y pertenece a un muro, cuya presencia fue corroborada y correlacionada tanto con los valores

alto magnéticos como con la excavación realizada en la zona coincidente por la anomalía presente en ambos estudios geofísicos.

Inverted Resistivity Image

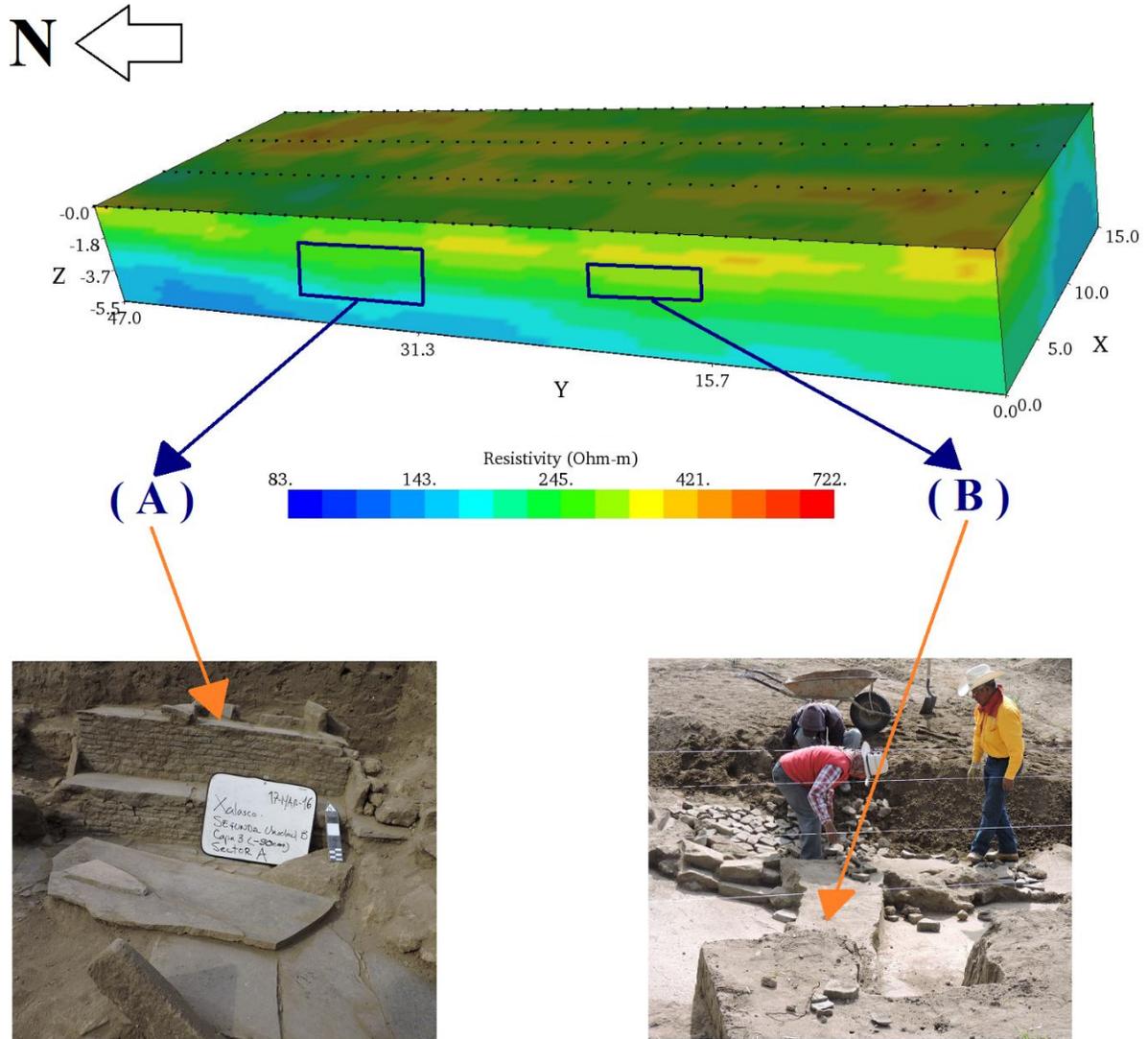


Figura 41. Correlación de las anomalías delimitadas en el modelo de inversión 3D de resistividades aparentes con las estructuras encontradas mediante las excavaciones: la foto de lado izquierdo muestra la estructura conformada por escalones que corresponde a la anomalía escalonada con valores bajo resistivos; en la foto de la derecha se señala parte de un muro encontrado en la Excavación 1, que corresponde a la anomalía de bajos valores de resistividad aparente observada también en la Figura 40.

Las excavaciones posteriormente realizadas, fueron con base en la ubicación de las estructuras encontradas, ubicadas en las zonas delimitadas por anomalías con bajos valores de resistividad aparente. La estimación de la profundidad a la que se encuentran las anomalías de interés, las proporciona el modelo de inversión obtenido:

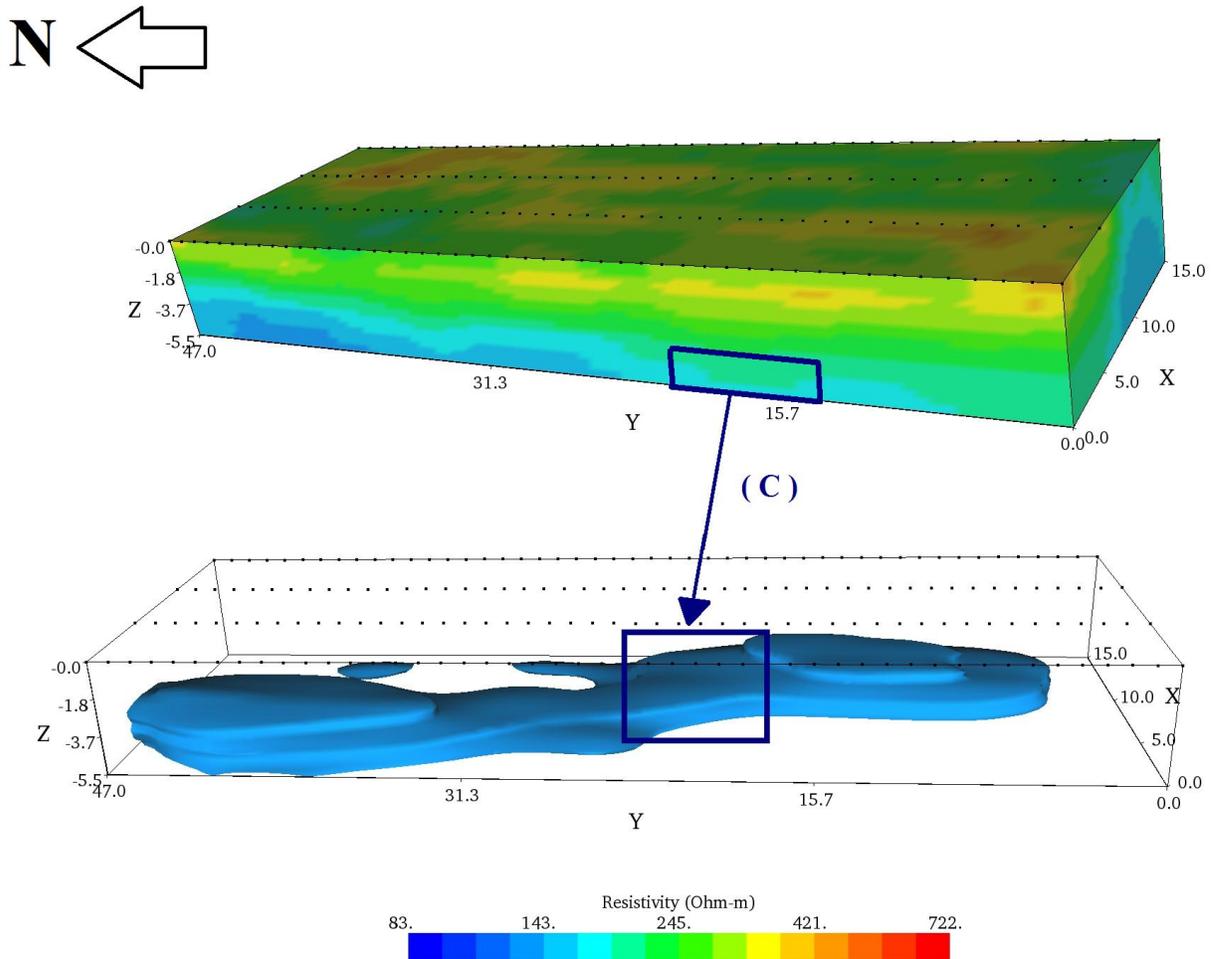


Figura 42. Delimitación de la anomalía correspondiente a una calzada, ubicada aproximadamente a 5 metros de profundidad. Sus valores son los más bajos dentro de la escala obtenida por el modelo de inversión 3D.

Durante la Excavación 1 se encontró otra estructura orientada al Oeste con respecto del muro excavado. En el modelo de inversión 3D, se denota una anomalía con el rango de valores más bajos en la escala generada por el modelo de inversión de resistividades aparentes, la cual oscila de 123 ($\Omega \cdot m$) a 160 ($\Omega \cdot m$) y que pertenece a una calzada encontrada a 5 metros de profundidad, ubicada entre el metro 9 al 16 de la Línea 1 del estudio de TRE, como se muestra en la Figura 42.

Inverted Resistivity Image

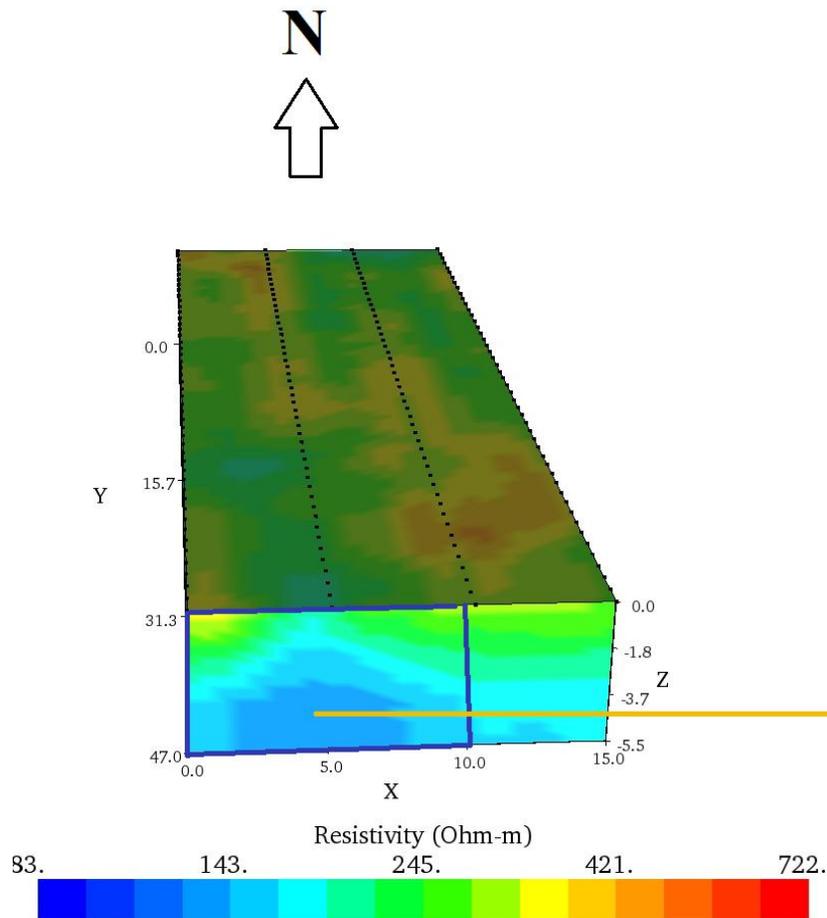


Figura 43. Comienzo de una trinchera encontrada a 40 cm. de profundidad, correspondiente a la anomalía de bajas resistividades, sus valores oscilan de 110 a 180 ($\Omega \cdot m$). Dicha anomalía visible en el modelo de inversión de los datos de TRE coincide con la zona de valores alto magnéticos de la anomalía perteneciente a la Malla 1 del estudio magnetométrico.

Z Slices of Inverted Resistivity

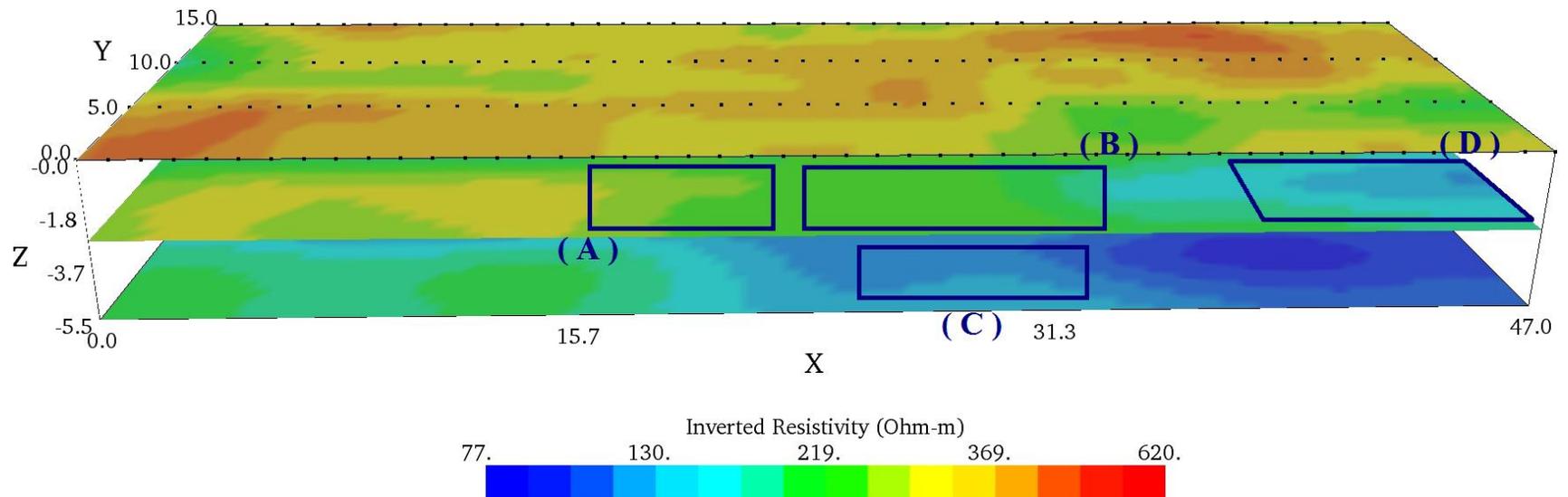


Figura 44. Modelo de Inversión de Resistividades Aparentes visualizado en secciones a tres diferentes profundidades: 0.5, 2.0 y 5.0 metros, correspondientemente. En los rectángulos azules se delimitan las zonas excavadas y las cuales pertenecen a las estructuras arqueológicas encontradas: (A) los escalones, (B) muro, (C) la calzada y (D) la trinchera; dichas estructuras de baja resistividad aparente observadas en el modelo de inversión obtenido del estudio de TRE están correlacionadas con las anomalías de altos valores magnéticos, proporcionadas por el estudio magnetométrico de la Malla 1.

Con las excavaciones realizadas se corroboró que la estructura sepultada, que corresponde a la calzada, pertenecía a una construcción en la que habitaba algún tipo de “jefe” o persona de alto rango entre los tlaxcaltecas. A esta conclusión llegaron los arqueólogos debido a que, el material encontrado como el constituyente de dicha plataforma era una mezcla de arcilla con cal, componentes totalmente diferentes al piso que las personas comunes podían poseer en ese periodo, el cual era solo de tierra.

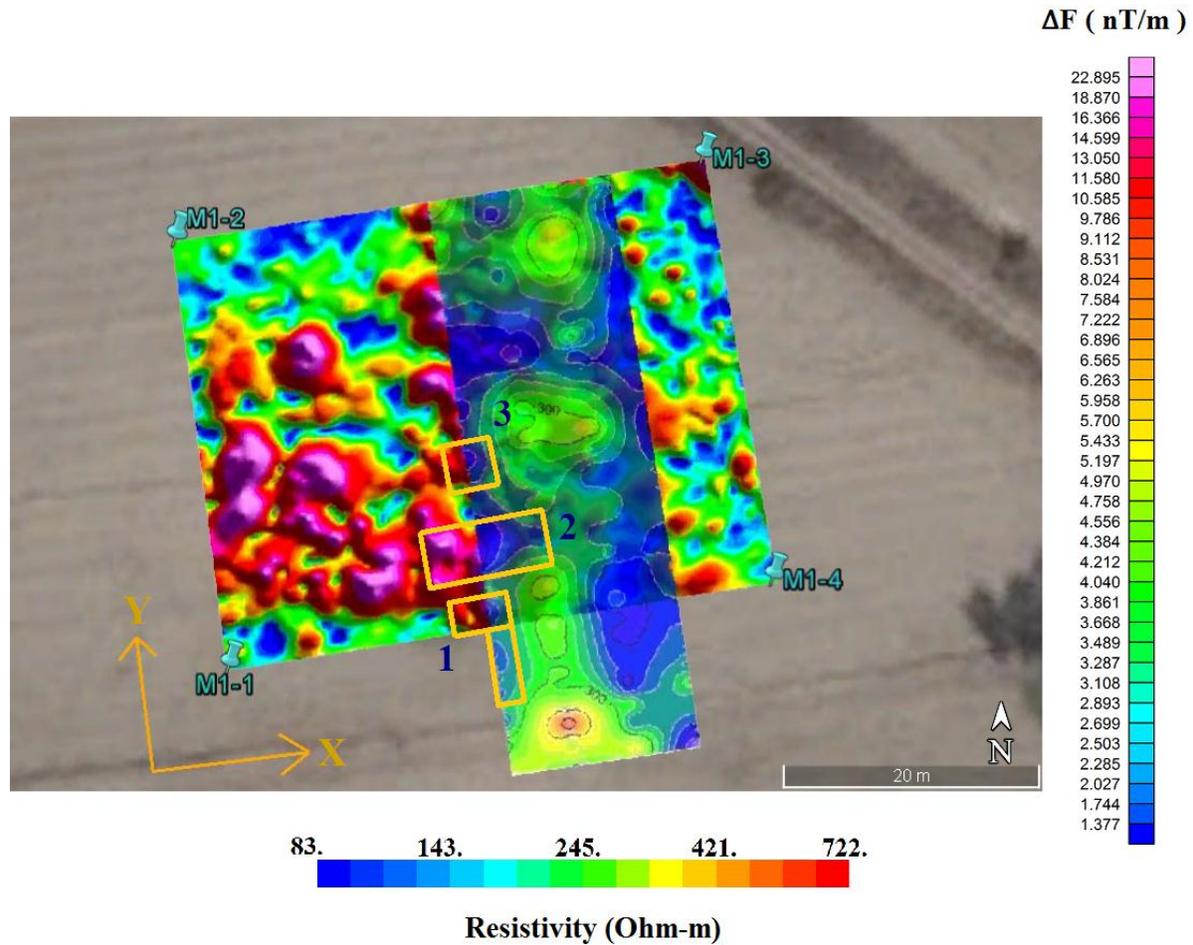


Figura 45. Sobreposición del Mapa de Señal Analítica y de una sección horizontal tomada en planta del modelo de inversión 3D de la Anomalia de Resistividad Aparente. En el mapa se visualizan los valores alto magnéticos que coinciden con los valores bajos de resistividades aparentes del modelo de inversión del estudio de TRE.

La superposición de los mapas con la información de ambos estudios, permite observar con mayor claridad, la coincidencia de los valores bajo resistivos del modelo de inversión 3D de la Anomalia de Resistividad Aparente (anomalías encerradas en rectángulos de la Figura 40) con los altos valores magnéticos, pertenecientes a las anomalías de la Malla 1, obtenidas mediante el análisis de los resultados generados del procesamiento de los datos del estudio Magnetométrico. De esta manera, se logra enfatizar que la información proporcionada por la Prospección Magnetométrica fue complementada perfectamente por el estudio de TRE, propio de la Prospección Eléctrica; demostrando satisfactoriamente que la conjunción de ambos métodos Geofísicos aplicados en la Arqueología, dan óptimos resultados.

6. Conclusiones y recomendaciones.

El uso de los métodos Geofísicos depende totalmente del objetivo que se pretende investigar y de las características del medio en donde se pide realizar un estudio del subsuelo; en el caso de este proyecto, los métodos Magnetométrico y Eléctrico, permitieron de manera óptima, proporcionar la visualización de la información presente del subsuelo de la zona arqueológica de Xalasco, por medio de los mapas de anomalía magnética y del modelo de inversión obtenido de los datos adquiridos en campo del estudio de Tomografía Eléctrica.

En la Malla 1, correspondiente al estudio de Magnetometría, se visualizó claramente la presencia de una estructura alargada, localizada entre las líneas 22 a la 37; con el estudio de TRE empalmado exactamente en la misma área donde se realizó el estudio magnetométrico, se pudo correlacionar la información de ambos estudios y obtener además de la respuesta magnética, la respuesta eléctrica, para así determinar a través del modelo de inversión, la zona, la forma y la profundidad de la anomalía eléctrica, la cual pertenece a los valores más bajos de resistividades eléctricas del modelo de inversión y a los valores más altos de Gradiente Magnético Vertical: la estructura enterrada se encontraba a 5m. de profundidad entre la ubicación de las líneas 1 y 2 del tendido eléctrico, correspondiente a los primeros 5m. en dirección “x” del estudio de TRE. Los arqueólogos corroboraron que la estructura que ambos estudios mostraban en los resultados se trataba de una calzada, formada de una mezcla de arcilla con cal.

Las anomalías correspondientes a los escalones, el muro y a la trinchera localizadas en la misma región donde coinciden ambos estudios, se visualizan claramente en el mapa de la Figura 45, al igual que la anomalía que representa a la calzada. La profundidad estimada por el modelo de inversión del estudio de TRE de las anomalías con bajos valores de resistividad aparente, coinciden con la profundidad a la que fueron encontradas dichas estructuras.

En la malla 2 del estudio de Magnetometría, las zonas con valores bajo magnéticos observadas en los mapas de Gradiente Magnético Vertical, correspondieron a muros derrumbados por tractor y carbón quemado, este último genera magnetismo remanente, razón por la cual, en los mapas de anomalía magnética se observaban las regiones con bajo valor magnético.

Los levantamientos de este proyecto, involucraron espaciamientos muy cerrados entre líneas y puntos de adquisición en ambos estudios, esto aseguró que la respuesta obtenida fuera óptima; los objetivos eran pequeños y se requirió de una precisión máxima, por ende, la técnica propuesta por el Dr. Andrés Tejero Andrade para realizar la adquisición de los datos de TRE no pudo ser más acertada: la combinación del arreglo Wenner-Schlumberger junto con el arreglo Ecuatorial permitió complementar de información con perfiles centrales al espacio que existía entre línea y línea que conformaban al arreglo Wenner-Schlumberger. La conjunción de ambas técnicas dio muy buenos resultados debido a que la distribución 3D permite tener en gran medida buena resolución lateral y vertical, lo que se observó al separar cada uno de los modelos por secuencias.

El método de Tomografía de Resistividad Eléctrica resolvió de manera bastante precisa la ubicación a profundidad de la estructura arqueológica presente, y junto con el método Magnetométrico que posee alta sensibilidad, nos permitió identificar muchos objetivos potenciales (incluyendo estructuras derrumbadas) que pudieron haber sido pasados por alto con otras técnicas; en los resultados sobresalen dichos objetivos claramente y sin equivoco.

Finalmente, se concluye que de los estudios realizados en el sitio arqueológico de Xalasco, se obtuvieron resultados muy satisfactorios: dado que los datos adquiridos tenían poco ruido y los objetivos de interés arqueológico encontrados en el área se ubicaban a muy poca profundidad del suelo, el equipo del Dr. Pedro López pudo excavar con éxito varias zonas con potencial arqueológico.

Claramente la alta calidad de los datos tomados en campo y el éxito de corroborar la presencia de las estructuras arqueológicas existentes en áreas específicas (con base en los resultados obtenidos y visualizados en los mapas e imágenes 3D) se debió principalmente a dos cosas: a la buena ejecución de la logística empleada en campo por parte del equipo de trabajo, y a la precisa estrategia tomada al momento en que se llevaron a cabo las excavaciones.

La limitante que se tuvo fue el tiempo requerido para realizar un estudio de TRE, factor determinante por el cual no se contó con un número mayor de líneas en el estudio de Tomografía de Resistividad Eléctrica; lo cual nos hubiera permitido empalmar una mayor área con ambos métodos geofísicos, obteniendo así más modelos de inversión de TRE que coincidieran con zonas de anomalías magnéticas, de tal manera que aportaran más información de zonas de interés a la investigación.

Este proyecto reafirmó que los métodos geofísicos son una herramienta de importante ayuda en la Arqueología, dado que proporcionaron información sobre la ubicación de las estructuras de valor arqueológico, su profundidad y su posible forma. Otro gran beneficio que aportó la Geofísica fue, la reducción del tiempo y el costo de la investigación invertidos, pues de lo contrario, ambos hubieran aumentado sin garantizar algún éxito.

Bibliografía.

- ❖ Advanced Geosciences, I. (2009). *Instruction Manual for Earth Imager 3DCL, Version 1.1.3, Resistivity Inversion Software*. Austin, Texas.
- ❖ Aitken, M. J. (1974). *Physics and archeology*. 2 nd edition. Oxford: Clarendon Press, 286.
- ❖ Aitken, M., Webster, G., & Rees, A. (1958). Magnetic Prospecting:. *Antiquity*, 32, 270-271.
- ❖ Argote Espino, D. (2002). *Caracterización Geofísica de sitios Arqueológicos: Medio rural y urbano. Tesis (Maestría en Ciencias. Exploración)*. México, Instituto de Geofísica UNAM. Posgrado en Ciencias de la Tierra.
- ❖ Argote Espino, D. (2008). *Modelación en 3D de datos Magnéticos para caracterizar Estructuras Arqueológicas, Tesis (Doctorado en Ciencias. Exploración)*. México, Instituto de Geofísica, UNAM. Posgrado en Ciencias de la Tierra, 9-54.
- ❖ Barker, R. D. (1989). Depth of investigation of colinear symmetrical four-electrode arrays. *Geophysics Prospection*, 40, 749-760.
- ❖ Bautista Valdespino, J. A. (2006). *Interacción Cultural en el Oriente de Tlaxcala durante el Clásico. El caso de Xalasco, Municipio de Altzayanca.. Tesis (Licenciatura)*. México: Escuela Nacional de Antropología e Historia.
- ❖ Blakely, R. (1996). *Potential Theory In Gravity & Magnetic Applications*. Cambridge University Press, U.K.
- ❖ Borejsza, A. (2016). Del Preclásico al Epiclásico en Tlaxcala. *Arqueología Mexicana: Tlaxcala, Arqueología e historia de una región*, 32-53.
- ❖ Borejsza, A. (2016). Tlaxcala en la época prehispánica. *Arqueología Mexicana: Tlaxcala, Arqueología e historia de una región*, 26-31.
- ❖ Campbell Wallace, H. (2005). *Introduction to Geomagnetic Fields*. Cambridge University Press, U. K.
- ❖ Chávez, R. E., Manzanilla, L., Peralta, N., Tejero, A., Cifuentes, G., & Barba, L. (1994). Estudio Magnético y de Resistividad en los alrededores de la Pirámide del Sol, Teotihuacan, México. *Geofísica Internacional* 33(2), 243-255.
- ❖ Coggon, J. H. (1971). *Geophysics*, 36. 132.
- ❖ Contreras, H., & Octavio, H. (2014). *Estudio Magnetométrico en Tláhuac de la Subcuenca de Chaco, Zona Conurbada. Tesis (Licenciatura)*. México, Ciudad Universitaria, Facultad de Ingeniería, UNAM.
- ❖ Cordell, L., & Henderson, R. G. (1968). *Iterative three-dimensional solution of gravity anomaly data using a digital computer*. 33, No. 4, 506-602.
- ❖ Delgado Solorzano, C. (2013). *Arreglos en L y en Esquina para Tomografía Eléctrica en 3D en Ciudad. Tesis (Licenciatura)*. México, Ciudad Universitaria, Facultad de Ingeniería, UNAM.

- 
 Dey, A., & Morrison, H. (1979). Resistivity modeling for arbitrary shaped two dimensional structures. *Geophysical Prospecting*, 27, 1020-1036.
- 
 Edwards, L. S. (1977). A modified pseudosection for resist and IP. *Geophysics*, V. 42, No. 5, 1020-1036.
- 
 Escobar, M. A., & Alatorre, M. (2005). *Medición de Susceptibilidad Magnética de los Materiales*. Laboratorio de Propiedades Magnéticas de los Materiales, CENAM.
- 
 Evjen, H. M. (1938). Depth factors and resolving power of electrical measurements. *Geophysics*, 3, 78-95.
- 
 Frédéric, H., & Braun, J. (2008). Evolution of the glacial landscape of the Southern Alps of New Zealand: Insights from a glacial erosion model. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, V. 113.
- 
 García Cook, A. (1996). El desarrollo cultural prehispánico en el norte del área , intento de una secuencia cultural. *Antología de Tlaxcala, volumen 1. Colección Antologías. INAH y Gobierno de Tlaxcala, México, 247-54.*
- 
 García Cook, A. (1997a). Una secuencia cultural para Tlaxcala. *Antología de Tlaxcala, Volumen 2. Colección Antologías. INAH y Gobierno de Tlaxcala, México, 57-89.*
- 
 García Cook, A. (1997b). Cronología de la tumba y comentarios generales. *Antología de Tlaxcala, Volumen 2. Colección Antologías. INAH y Gobierno de Tlaxcala, México, 395-412.*
- 
 García Cook, A., & Trejo, E. C. (1997). Lo teotihuacano en Tlaxcala. *Antología de Tlaxcala, Volumen 3. Colección Antologías. INAH y Gobierno de Tlaxcala, México, 108-137.*
- 
 García Cook, A., Arias, M., & Abasal, R. (1997). Una tumba de la fase Tenanyecac en Tlaxcala, México. *Antología de Tlaxcala, Volumen 2. Colección Antologías. INAH y Gobierno de Tlaxcala, México, 333-394.*
- 
 Geoff, B. (2005). *Kriging*. Kansas : Geological Survey.
- 
 Gres Hernández, G. (2010). *Análisis de Espectrogramas de Anomalías Magnéticas para la detección de estructuras*. México, Ciudad Universitaria, Facultad de Ingeniería, UNAM.
- 
 Hallof, P. G. (1990). Reconnaissance and detailed geophysical results, Granite Mountain Area Pershing County, Nevada. *Investigations in Geophysics, No. 4, SEG, 325-353.*
- 
 Hernández Quintero, J. E. (2002). *Interpretación Global de Anomalías Magnéticas Corticales Satelitales sobre la República Mexicana. Tesis (Maestría en Ciencias)*. México, Instituto de Geofísica UNAM.
- 
 Inc., G. (2001). *Manual de operación G-858, Magmapper*. San Jose, CA 95131 USA: Fortune Drive.
- 
 INEGI. (2009). *Prontuario de información geográfica municipal de los estados Unidos Mexicanos, Alzayanca, Tlaxcala. Clave geoestadística 29004*. México: Instituto Nacional de Estadística y Geografía.

-  INEGI. (2016, Febrero). *Continuo de Elevaciones Mexicano, 3.0 (CEM 3.0). Área Geoestadística Estatal (AGE), resolución 60 m., Estado de Tlaxcala*. México: Instituto Nacional de Estadística y Geografía.
-  IRIS Instruments. (2007). *Electre Pro, user manual*. Francia. 45.
-  Kaufman, A. A. (1992). *Geophysical field. Theory and Method. Part A: Gravitational, electric and magnetic fields*. U. S.: Academic Press.
-  Lascano, M. E., Osella, A., de la Vega, M., Buscaglia, S., Senatore, M. X., & Lanata, J. L. (2003). Geophysical prospection at Floridablanca archaeological site, San Julian Bay, Argentina. *Archaeological Prospection*, 10, 1-8.
-  Lericci, C. M. (1958). La prospezione geofísica nella ricerca archaeologica. *Politecnico di Milano*, Italia.
-  Lewis, P. E., & Ward, J. P. (1991). *The Finite Element Method. Principles and applications*. Addison-Wesley Publishing Co.
-  Li, Y., & Oldenburg, D. W. (1996). 3D inversion of magnetic data. *Geophysics* 61(2), 394-408.
-  Linington, R. (1970a). Techniques used in archaeological field surveys: Royal Society of London. *Philosophical Transactions A*, 269, 89 - 108.
-  Linington, R. (1970b). A first use of linear filtering techniques on archaeological prospecting results. *Prospezioni Archeologiche*, 5, 43-54.
-  Loke, M. H. (2000). *Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies: A practical guide to 2D and 3D surveys*.
-  Loke, M. H. (2000). Topographic modelling in resistivity imaging inversion. 62nd EAGEConference & Technical Exhibition Extended Abstracts, D-2.
-  Loke, M. H. (2004). *Tutorial: 2D and 3D electrical imaging surveys*.
-  Loke, M., & Barker, R. D. (1996). *Practical techniques for 3D resistivity surveys and data inversion. Geophysical Prospecting*.
-  Menke, W. (1984). Geophysical data analysis: Discrete Inverse Theory. *Academic Press Inc.*, 149.
-  Mexicano, S. G. (2014). *Panorama Minero del estado de Tlaxcala*. México: Secretaría de Economía.
-  Milsom, J. (2003). *Field Geophysics. The Geological Field Guide Series*. University Colleague London: Wiley.
-  Mojica, A., Tabbagh, A., Pastor, L., Camerlynck, C., & Florsch, N. (2014). Magnetic Prospection of the Pre-Columbian Archeological site of El Caño in the cultural region of Gran Coclé, PANamá. *Archeological Prospection*.

- 
 Muniz Barreto, L. (1997). *El Geomagnetismo*. México: Cuadernos del Instituto de Geofísica, UNAM.
- 
 Nabighian, M. N. (1972). The Analytic signal of two dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated anomaly interpretation. *Geophysics*, Vol. 37, 507-517.
- 
 Nabighian, M. N., Grauch, V. J., Hansen, R. O., LaFehr, T. R., Li, Y., Pierce, J. W. & Ruder, M. E. (2005). The Historical Development of the Magnetic Method in Exploration. *Geophysics*, Vol. 70, No. 6.
- 
 Nava Flores, M. (2005). *Análisis Armónico en la detección de Fenómenos Geomagnéticos. Tesis (Licenciatura Ingeniería Geofísica)*. México, Ciudad Universitaria, Facultad de Ingeniería, UNAM.
- 
 Nava Flores, M. (2014). *Procesamiento de Datos Geofísicos*. México, Ciudad Universitaria, Facultad de Ingeniería, UNAM.
- 
 Orellana, E. (1972). *Prospección geoeléctrica en corriente continua*. Madrid: Paraninfo.
- 
 Perdomo, S. (2009). *Tomografía Eléctrica en apoyo de la investigación Arqueológica. Tesis*. Buenos Aires: Universidad Nacional de La Plata. Facultad de Ciencias Astronómica y Geofísicas.
- 
 R. Manzanilla, L., Aguayo, E., & Meztli, H. (2011). *Informe Técnico Final del Salvamento de un conjunto de materiales teotihuacanos en Xalasco, Alzayanca, Tlaxcala*. México: Instituto de Investigaciones Antropológicas; Instituto Nacional de Antropología e Historia, UNAM.
- 
 Reyes Cortés, M. (1979). *Geología de la cuenca de oriental, estados de Puebla, Veracruz y Tlaxcala*. México: INAH, (Colección Científica 71).
- 
 Roy, A., & Apparao, A. (1971). Depth of investigation in direct current methods. *Geophysics*, 36, 943-959.
- 
 Samouëlian, A., Cousin, I., Tabbagh, A., Bruand, A., & Richard, G. (2005). Electrical resistivity survey in soil science: a review. *Soil Till Res*, 83, 173-193.
- 
 Schollar, I., Weidner, B., & Segeth, K. (1986). Display for archeological magnetic data. *Geophysics*, 51(3): 623-633.
- 
 Scollar, I. (1962). Electromagnetic prospecting methods in archaeology. *Archaeometry*, 5, 146-153.
- 
 Scollar, I., Weidner, B., & Segeth, K. (1986). Display of archaeological magnetic data. *Geophysics*, 51, 623-633.
- 
 Smith, T., Hoversten, M., Gasperikova, E., & Morrison, F. (1999). Sharp boundary inversion of 2D magnetotelluric data. *Geophysical Prospecting*, 47, 469-486.

- ✿ Tabbagh, A. (1974). Methodes de prospection electromagnetique applicables aux problemes archeologiques. *Archaeophysika*, 5, 350-437.
- ✿ Tarantola, A. (1987). *Inverse Problem Theory and methods for Model Parameter Estimation*, SIAM. Philadelphia, U. S.
- ✿ Tejero Andrade, A. (2010-2013). *Tomografía Eléctrica 3D en la localización de cavidades*.
- ✿ Tejero Andrade, A. (2015). L and CORNER arrays for 3D electric resistivity tomography: an alternative for geophysical surveys in urban zones. *Geophysics*, 13.
- ✿ Telford, W. M., Geldart, L. P., & Sheriff, R. E. (1990). *Applied Geophysics*. Cambridge University Press, U. K.
- ✿ Weymouth, J. W. (1986). *Archeological site surveying program at the Univerity of Nebraska*. *Geophysics*, 51(3): 538-552.
- ✿ Weymouth, J. W., & Huggins, R. (1985). *Geophysical surveying of archeological sites*. Yale University Press.
- ✿ Wynn, J. C. (1986). Archeological prospection: an introduction to the special issue. *Society of Exploration Geophysicists*. *Geophysics*, 51(3): 533-537.
- ✿ Zhang J., M., & T., M. (1995). *3D-resistivity forward modeling and inversion using conjugate gradients*. *Geophysics*, Vol. 60, No. 5, 1313-1325.

Anexo.

- Teoría del procesamiento e inversión de los datos de TRE.

Los datos fueron procesados el software de inversión EarthImager 2D y 3D, de Advanced Geosciences Inc. Este software se ejecuta en computadoras con el sistema operativo Windows y para desbloquear todas sus funciones es necesario el uso de una llave física adquirida a AGI. Por medio de este Software se obtienen los modelos de inversión que permiten analizar los diversos sistemas físicos.

El procedimiento para generar los modelos en EarthImager se divide en tres etapas:

- I) La parametrización del sistema: encontrar un conjunto de parámetros del modelo cuyos valores caracterizan completamente el sistema.
- II) El modelado directo: utilizar las leyes físicas que permiten, para valores dados de los parámetros del modelo, hacer predicciones sobre los resultados de las mediciones sobre algunos parámetros observables.
- III) El modelado inverso: el uso de los resultados reales de algunas mediciones de los parámetros observables para inferir los valores reales de los parámetros del modelo.

Una finalidad por la cual se aplica un método de inversión es, encontrar un modelo cuya respuesta sea similar a los valores reales medidos en campo, pero bajo ciertas restricciones.

En la teoría básica de inversión, un modelo es la representación matemática idealizada de una sección de la Tierra, esta representación posee cantidades físicas (parámetros) obtenidos de los datos medidos adquiridos en campo.

EarthImager por medio de los datos de resistividades aparentes (medidos) evalúa los valores de resistividades “reales” (calculados) usando el algoritmo de inversión que determina un modelo de resistividad calculada bidimensional o tridimensional, conocido como imagen eléctrica; tal algoritmo utiliza un método iterativo, el cual, minimiza la diferencia que existe entre los valores de resistividad aparente medidos y calculados.

Siempre se debe pretender que el modelo obtenido sea congruente con el objetivo planteado y la geología del lugar.

El modelo final obtenido proporciona la visualización de las variaciones laterales y verticales en las que se distribuyen los valores de resistividad en el subsuelo.

Los parámetros y el modelo de inversión utilizados fueron:

- a) Las soluciones numéricas elegibles dentro del programa para generar el modelo directo son las técnicas de Elemento Finito (FE) y el método de las aproximaciones de Diferencias Finitas (FD). En ambos casos las regiones están discretizadas, es decir, la región a invertir se divide en un número finito de secciones o elementos de forma regular, tales como rectángulos, triángulos, puntos o nodos, y una solución

aproximada es determinada en estos puntos. La variación en la resistividad es lograda asignando valores elemento por elemento (FE) o celda por celda (FD).

El método de FE se ha destacado por resolver, de la mejor manera, la inversión de datos, ya que, en este método de cálculo, las condiciones de contorno quedan incorporadas como integrales en la función que se desea minimizar; mientras que en la solución por FD se presentan varios inconvenientes provocados al momento de incorporar contornos irregulares en los parámetros del modelo.

Se eligió el método de Elementos Finitos por ser un proceso independiente de las condiciones de borde de cualquier problema en particular (Fazzito,2004).

- b) El método Gradiente Conjugado, proporcionado por EarthImager, es un método que se ha aplicado para resolver ecuaciones diferenciales parciales y ha sido ampliamente utilizado, debido a que, reduce considerablemente el número de iteraciones necesarias para resolver el sistema algebraico de ecuaciones que conforman al algoritmo de inversión. Aunque los pioneros de este método fueron Hestenes y Stiefel (1952), el interés actual arranca a partir de que Reid (1971) lo planteara como un método iterativo.

La idea básica del método de Gradiente Conjugado consiste en construir una base de vectores ortogonales y utilizarla para realizar la búsqueda de la solución en forma más eficiente. Tal forma de proceder generalmente no sería aconsejable porque la construcción de una base ortogonal utilizando el procedimiento de Gramm-Schmidt requiere, al seleccionar cada nuevo elemento de la base, asegurar su ortogonalidad con respecto a cada uno de los vectores construidos previamente. La gran ventaja del método de Gradiente Conjugado radica solo en asegurar la ortogonalidad de un nuevo miembro con respecto al último que se ha construido, para que automáticamente esta condición se cumpla con respecto a todos los anteriores.

Otro parámetro importante es definir el máximo número de iteraciones que se deben realizar para concluir el proceso de inversión, además del criterio para detener su proceso iterativo. Para definir este parámetro es importante considerar que un valor grande implica más tiempo de procesamiento, pero uno pequeño puede parar el proceso antes de obtener un modelo preciso. Debido a que los datos de TRE no tenían demasiado “ruido”, con solo 3 iteraciones se obtuvo un modelo aceptable con un RMS igual al 2.7%.

El error cuadrático medio (RMS: Root Mean Squared) es un porcentaje que indica el desajuste promedio de los datos en relación con los datos totales:

$$RMS = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^N \left(\frac{d_i^c - d_i^m}{d_i^m} \right)^2}{N}} \times 100\%$$

Donde d^c son los datos calculados, d^m los datos medidos y N representa al número de mediciones.

Este error se reduce de iteración en iteración y se recomienda terminar el proceso de inversión cuando el RMS sea menor al 5%.

- c) Método de Inversión Suavizado: conocido también como inversión de Occam (Constable & Parker, 1987). El algoritmo de este método procura reducir a un mínimo el cuadrado de los cambios espaciales, o rugosidad, del modelo de valores de resistividad; esto lo convierte en un método de optimización, y su condicionamiento es estar normalizado con una norma L2, tendiendo a producir un modelo con una suave variación en los valores de resistividad. Si esta variación es continua, la aproximación del modelo obtenido es aceptable. La norma L2 es otra medida para ajustar los datos y se define como la suma cuadrática ponderada del error RMS:

$$L2 - Norm = \sum_{i=1}^N \left(\frac{d_i^c - d_i^m}{W_i} \right)^2$$

$$|L2 - Norm| = \frac{L2 - Norm}{N}$$

El factor de suavizado o rugosidad es un multiplicador de Lagrange, el cual agrega restricciones y pesos diferentes a los parámetros que definen al modelo resultante. El software sugiere asignar un valor de 10 al factor de suavizado, este valor se reducirá en cada iteración.

El factor de amortiguamiento es utilizado para estabilizar el cálculo de la matriz Jacobiana y acelerar su convergencia, se sugiere utilizar el mismo valor que se le asignó al factor de suavizado.

Al modelo inicial se le consideró como un medio homogéneo, y los valores de resistividad mínimo y máximo son sus límites, es decir, los valores de resistividad no pasarán los límites establecidos.

El factor de resolución es el encargado de mejorar la calidad de los datos en zonas donde la sensibilidad es menor, como la que existe en las capas más profundas y lejanas de los electrodos. Un valor alto puede resaltar información no deseada como ruido. Se recomienda utilizar un valor entre 0 y 0.3.

La relación de la rugosidad vertical y horizontal es la razón que existe entre la variación de resistividad lateral y vertical. Un valor mayor a 1 indica una variación lateral grande, mientras que un valor menor a 1 indica mayor variación vertical, para fines prácticos, se recomienda usar el valor intermedio de 0.5.

- d) Las condiciones de frontera seleccionados fueron las de Dirichlet, aquí se requiere conocer el comportamiento del potencial eléctrico y su primera derivada con respecto a un vector normal a la superficie en los límites del espacio, además de que su uso puede subestimar o sobreestimar el valor de los potenciales en puntos cercanos a la fuente (Coggon, 1971).
- e) El número de divisiones de la malla se refiere al mínimo número de celdas (bloques) existentes entre electrodos; el factor de incremento de espesor se aplica solo a las mediciones superficiales de resistividad donde la resolución del modelo se degrada con la profundidad, este factor se define como el radio del espesor de la capa más inferior al espesor de la capa que inmediatamente le sobreyace. Debido a que las capas

se vuelven cada vez más gruesas, se utilizó un factor de 1.1 para que la resolución a profundidad no se pierda y se reduzca el tiempo de inversión de los datos.

Estos condicionamientos de suavizado se aplican para reducir al mínimo los cambios en las profundidades entre puntos adyacentes en la misma frontera (Smith et al. 1999), en otras palabras, reduce la cantidad de ruido en el modelo de resistividades. Este método da buenos resultados, principalmente en zonas cuya geología está conformada por material sedimentario. Otra generalización de este concepto es que permite cambios tanto verticales como laterales dentro de cada región (como en un modelo basado únicamente en celdas) y también cambios en las formas a través de las fronteras.

- **Organización de los datos.**

En una hoja de Excel se abre el archivo que contiene la información de las resistividades adquiridas en campo para poder visualizar sus valores y eliminar el ruido (valores de 999) o datos (altos y/o bajos) que caigan fuera del rango de valores que tienen la mayoría de los datos del estudio. Posteriormente se procede a ingresar los datos limpios de ruido de ambos arreglos de TRE en el software EarthImager.

Para que el Software pueda hacer la lectura de los datos es necesario crear un archivo con extensión urf (Universal Resistivity Format). El archivo se forma con dos elementos: el primero de estos determina el tipo de geometría utilizado y las unidades que se usaron para medir; el segundo elemento se compone de las mediciones realizadas en campo, a excepción del elemento V/I que es calculado con los datos medidos.

Posteriormente se lleva a cabo el siguiente procedimiento:

1. Apertura del archivo en EarthImager: en la pantalla aparecerá un perfil con las resistividades aparentes medidas.
2. Apertura archivo de topografía en formato TRN (Terrain): para incluir los cambios de pendiente en el modelo de inversión.
3. Elección de los parámetros para aplicar un método de inversión: en este punto se elige el número de iteraciones, el método por el cual se quiere invertir, la resistividad máxima y mínima, entre otros parámetros que definen las características del modelo.

Cuando la inversión está en proceso en la ventana principal aparece un perfil de resistividades aparentes calculadas. Mientras el proceso de inversión se realiza, en la parte inferior se observa el modelo resultante que va modificándose conforme avanza el número de iteraciones definidos.

La elección de un modelo se toma a partir de ciertos criterios; las resistividades deben tener cambios graduales. Cuando se conoce la geología del sitio es posible tener un rango de resistividades, por ello cuando finaliza el proceso de inversión, las resistividades del modelo se deben comparar con los valores de resistividades medidas en campo; si los valores de las resistividades del modelo de inversión son muy lejanos a las esperadas, es muy probable que los valores asignados a los parámetros de inversión no hayan sido los correctos.

Durante el proceso de inversión, se ingresaron primero los datos correspondientes al estudio con arreglo Wenner-Schlumberger y posteriormente los datos adquiridos con el arreglo Dipolo Ecuatorial; esto con el fin de corroborar que los valores contenidos en los archivos .urf que se ingresaban al software EarthImager fueran leídos de manera correcta y existiera coherencia de los valores del modelo de inversión con los valores de las resistividades del subsuelo.

Una vez corroborado lo anterior, se prosiguió a generar un solo archivo .urf, el cual tuviera los valores de las resistividades medidas en campo de ambos arreglos, y de esta manera obtener el modelo final 3D de inversión.

- **Archivo Universal Resistivity File (URF).**

Para el procesamiento de los datos en el software EarthImager, se requiere utilizar un archivo .urf el cuál, contiene la información necesaria en un formato específico. Para generarlo, la información organizada en un archivo de Excel, debe ser previamente guardada con la extensión .cvs (delimitado por comas) y después a este archivo se le agrega al nombre la extensión .urf en vez de .csv

Este formato cuenta con diferentes casillas en las cuáles se sitúa la información adquirida del estudio de TRE, además del formato del arreglo (posición espacial de los electrodos) con el que se adquirieron los datos: ID se refiere al número de electrodos utilizados; x es la ubicación en metros de cada electrodo; A, B: Electrodo de Potencial; M, N: Electrodo de corriente.

	A	B	C	D	E
1	;Xalasco 2015				
2	; octubre				
3	unit:meters				
4	;Geometry				
5	;ID	X	Y	Z	
6	1	0	0	0	
7	2	1	0	0	
8	3	2	0	0	
9	4	3	0	0	
10	5	4	0	0	
11	6	5	0	0	
12	7	6	0	0	
13	8	7	0	0	
14	9	8	0	0	
15	10	9	0	0	
16	11	10	0	0	
17	12	11	0	0	
18	13	12	0	0	
19	14	13	0	0	
20	15	14	0	0	
21	16	15	0	0	
22	17	16	0	0	
23	18	17	0	0	

Ilustración 1. Encabezado principal del archivo .urf

En la casilla cuyo encabezado es “In”, se colocaron los valores de la Intensidad de corriente Eléctrica, Error es la casilla de los valores en que osciló el estudio en cada medición y V/I se

calcula realizando dicha operación con los valores de Intensidad de corriente eléctrica y la diferencia de potencial de los valores obtenidos en campo.

390	:Measurements						
391	A	B	M	N	Vp/In	In	Error%
392	1	4	2	3	67.8998235	2.266	0.2
393	2	5	3	4	58.7616321	2.794	0.3
394	3	6	4	5	64.5130064	2.345	0.6
395	4	7	5	6	49.0242704	3.461	0.1
396	5	8	6	7	67.8764496	2.242	0.8
397	6	9	7	8	53.727607	2.992	0.2
398	7	10	8	9	63.9096	2.5	0.8
399	8	11	9	10	61.1802393	2.591	0.4
400	9	12	10	11	58.2839151	2.779	0.4
401	10	13	11	12	55.0665779	3.004	0.7
402	11	14	12	13	57.8119565	2.76	0.7
403	12	15	13	14	54.9716684	2.859	0.5
404	13	16	14	15	48.9834271	3.379	0.2
405	14	17	15	16	57.7084438	2.641	0.8
406	15	18	16	17	50.6991661	3.118	0.7
407	16	19	17	18	50.3232111	3.326	0.7
408	17	20	18	19	50.4306915	3.167	0.6
409	18	21	19	20	51.8497223	3.061	0.6
410	19	22	20	21	53.7446673	3.141	0.7

Ilustración 2. Casillas que conforman al archivo .urf

Se realizó por separado un archivo .urf para cada una de las cuatro líneas realizadas con el arreglo Wenner-Schulmberger y para las tres realizadas con el arreglo Dipolo-Ecuatorial. Una vez generado los siete archivos .urf se prosiguió a unificarlos en uno solo, respetando el orden de cada arreglo realizado.

También se generó un archivo .trn que contienen la información de la topografía del área donde se realizó el estudio.

- **Archivo TRN (Terrain).**

En una hoja de Excel se coloca el siguiente encabezado:

	A	B
1	;TRN File	
2	unit=meters	
3	1	

Ilustración 3. Encabezado del formato del archivo .trn

En la columna A, debajo del número 1 (este valor forma parte del formato para que el software pueda reconocer el archivo), se coloca la posición del metro en el cuál se colocaron los electrodos; en la columna B se ingresa el valor de la topografía corregida de cada uno de los puntos en los que se ubicaron los electrodos (la corrección topográfica es la resta de la topografía medida en campo a la elevación obtenida con el GPS).

	A	B
1	;TRN File	
2	unit=meters	
3	1	
4	0	0
5	2	0.053
6	4	0.103
7	6	0.113
8	8	0.078
9	10	0.073
10	12	0.023
11	14	0.038
12	16	0.033
13	18	0.123
14	20	0.113
15	22	0.153
16	24	0.153
17	26	0.178
18	28	0.193
19	30	0.228
20	32	0.213
21	34	0.338
22	36	0.443
23	38	0.543
24	40	0.643

Ilustración 4. Ubicación (en metros) de los electrodos y corrección topográfica.

Realizado este procedimiento, se guarda el archivo con extensión .cvs (delimitado por comas); posteriormente se cambia la extensión .cvs por .trn .

Con ello se concluye la creación de los archivos necesarios a ingresar en el Software de interpretación EarthImager y poder comenzar a trabajar.