



**UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO**

FACULTAD DE INGENIERÍA

**OBSERVACIONES GEOMAGNÉTICAS Y
EXPLORACIÓN GEOFÍSICA EN
COENEO, MICHOACÁN**

T E S I N A

**QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
INGENIERO GEOFÍSICO**

PRESENTAN:

**PABLO OSCAR TOVAR RAMÍREZ
MARÍA TERESA VELÁZQUEZ JIMÉNEZ**

DIRECTOR DE TESIS:

M. EN C. GERARDO CIFUENTES NAVA



CIDADAD UNIVERSITARIA, MÉXICO, DF 2010.



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Agradecimientos:

Agradezco a mi universidad por haberme permitido desfilas entre sus aulas y ser parte de esta gran familia que es la UNAM, a la Facultad de Ingeniería por introducirme a esta increíble carrera, al Instituto de Geofísica y el Servicio Sismológico Nacional por haberme mostrado que muchas de las más importantes cosas no se aprenden en las aulas.

A mi mamá, mujer de convicciones que nunca me dejó decir “no puedo”, por haber cuidado de mí aún en contra de mi voluntad y por haber dejado equivocarme para aprender y valorar.

A mi papá, gracias por tu ejemplo de perseverancia, por haber fomentado en mí la inquietud por conocer y hacer y por haberme brindado los principios éticos que me rigen.

A mi hermana, por haber sido mi cómplice, apoyo, compañera de aventuras, Némesis, etc. durante toda mi vida gracias Ori.

A mi abuelita Gloria, mi tíos: Gude, Héctor, Berenice, Verónica, Moramay, Marcos y Raymundo. Por todo el apoyo que cada quien a su manera me ha brindado. A mis primos Daniela, Mirna, Abigail, Esteban y Cintia por haber sido gran parte de mi inspiración y motivación para brindarles siempre el mejor ejemplo posible y por su cariño incondicional.

A mis profesores de la Facultad y del Instituto de Geofísica por haberme enseñado más de lo que marcan los programas, en especial al M en C. Gerardo Cifuentes por haberme tenido la confianza para incluirme en este proyecto y por todo ese aprendizaje acelerado.

Al Dr. Ricardo José Padilla y Sánchez por el invaluable apoyo que me brindó en el momento en el que más lo necesitaba. Al Dr. Carlos Valdés por su paciencia, comprensión y apoyo. A los sinodales voluntarios, por su tiempo y sus acertados consejos que nos llevaron a mejorar este trabajo.

A Mary por la confianza y cariño demostrados y por haber compartido conmigo el camino de la titulación con todo lo que implica.

A Calipse por estar ahí para darme siempre ese último impulso necesario para tomar una decisión

A mis Amigos de la Facultad, José Luis, Itzel, Rocío, Pablo, Melgar, Said, Astrid, Ana etc. por haberme acompañado durante el camino que me condujo al término de mi carrera y por todo lo que me enseñaron y compartieron conmigo. A mis amigos que nunca los olvido (Diana, Silverio, Abril, Emanuel, etc.) gracias por estar al pendiente de mi.

Gracias al grupo Meke aloha pumehana por ser mi ohana postiza.

Gracias a MDK Fénix en especial al Prof. Yuri por haberme ayudado a forjar el carácter y la convicción para alcanzar mis objetivos.

Siempre he pensado que esto de los agradecimientos nunca es justo pero espero no haber omitido a nadie.

Pablo Oscar Tovar Ramírez

Agradecimientos

Le agradezco a la UNAM, mi universidad, por darme la oportunidad de estudiar una carrera y de desarrollar mis capacidades al máximo, a mi Facultad que me enseñó mucho y al Instituto de Geofísica, por toda la experiencia invaluable.

A mi mamá porque me dio un hogar y porque me tuvo confianza y paciencia, dejándome tomar mis propias decisiones y cometer mis errores. A mi hermano porque entre los tres somos una linda familia.

A mi papá que a su modo siempre estuvo ahí,

A mis abuelas, porque son la base de todo, a mis abuelos porque donde quiera que estén, siempre los llevo conmigo.

Le agradezco a mi tíos y tías (Diana, Lili, Lala, Mony, Sonia, Genaro, Roberto, Charlie, Gaspar), porque han velado por mi bienestar, porque siempre me han apoyado como unos padres, porque gran parte de lo que soy viene de ellos.

A mis primas y primos (Laura, Keke, Ale, Jessi, Miri, Esteban, Sergio, Lizzi, Ian, Iker) porque he crecido con ellos, porque sin ellos todo sería muy aburrido, por las michis, los roxy, los juegos, los bailes, que es lo que le da sabor a la familia.

A Pablo Li, por su incondicional cariño y apoyo desde que empecé la carrera hasta el día de hoy.

Les agradezco especialmente a mis profesores y amigos (Gerardo, Esteban, René y Andrés) por que son un excepcional grupo de trabajo, por todas sus enseñanzas, por sus consejos, por la diversión, y porque fue todo un honor haber aprendido de geofísica de ellos.

A mis amigos de la facultad (Diana, Pablo T., René S., David, Emilio, Oscar C., Diego R., Pablo V., José Luis, Rocío) porque sin su ayuda hubiera sido muy complicado terminar todo esto, porque me han hecho reír y disfrutar de estos años de estudio. Al geólogo Juan Carlos que me ayudo en éste trabajo y porque es un gran amigo y persona.

Y agradezco también a mis amigas (Itzel, Lorena, Ingrid y Tany) que pase lo que pase, se que siempre están ahí para apoyarme y darme la mano, para alegrarse y entristecerse a mi lado, porque son mi confidentes y mis consejeras,

A todos los que omití por las prisas, disculpen y gracias por todo.

María Teresa Velázquez Jiménez

Dedicatoria

En memoria de mi hermano por elección: *León Fernando Trujillo Matías*.

Por estar conmigo durante innumerables aventuras, por haberme apoyado y motivado en todos mis proyectos y por recordarme que los lazos de fraternidad cultivados con amor pueden llegar a ser igual de fuertes que los lazos de sangre.

A mi madre, mi padre y mi hermana por haberme acogido en la mejor familia que pude haber encontrado.

A mi abuelita y mis tíos por que esas palmadas en la espalda seguidas de un abrazo ayudaron más de lo que se imaginaron.

A mi tía Gude por haberme brindado el calor de su hogar.

A mis primos: Daniela, Mirna, Abigail, Esteban y Cintia para que les sirva de motivación y muestra de que ustedes también pueden lograr lo que se propongan.

Al cuerpo de sinodales (los oficiales y los voluntarios)

A nuestro director de tesis Gerardo Cifuentes Nava.

Dedicatoria

A mi mamá y a mi hermano, a ella por su apoyo incondicional y a él porque siempre trae música y diversión a nuestra casa.

A Tete, porque me educo si un solo regaño y mucho amor.

A mi abuelita, porque siempre nos ha mantenido unidos.

A mis tíos y mis tías que a través de los años me han formado y apoyado, tratando de hacer de mí una persona de bien y feliz.

A mis primas y primos porque me alegran la vida cada vez que estoy con ellos.

A mis sinodales originales y los agregados, en especial a mi tutor Gerardo Cifuentes porque me ha enseñado mas de lo que pudiera haber imaginado.

María Teresa Velázquez Jiménez

Índice

Resumen	1
1 Introducción	2
2 Marco General	4
2.1 Ubicación geográfica del lugar	4
2.2 Rutas y accesos al lugar	5
2.3 Geología General	6
3 Metodología	10
3.1 Prospección Eléctrica	10
3.1.1 Actividades realizadas	10
3.1.2 Técnicas de campo empleadas	11
3.1.2.1 Prospección Eléctrica Capacitiva	11
3.1.2.2 Prospección Eléctrica Galvánica	13
3.1.3 Fundamentos teóricos del método	14
3.2 Prospección Gravimétrica	20
3.2.1 Actividades realizadas	20
3.2.2 Técnicas de campo empleadas	21
3.2.3 Fundamentos teóricos del método	21
3.2.4 Reducciones	31
3.2.4.1 Reducción por deriva instrumental	31
3.2.4.2 Reducción por marea terrestre	32
3.2.4.3 Reducción por latitud	34
3.2.4.4 Reducción por aire libre	34
3.2.4.5 Reducción simple de Bouguer	35
3.2.4.6 Anomalía gravimétrica	36
3.3 Prospección Magnetométrica	38
3.3.1 Actividades realizadas	38
3.3.2 Fundamentos teóricos del método	38
3.3.3 Reducciones	42
3.3.3.1 Reducción por variación diurna	42
3.3.3.2 IGRF	44
3.4 Geomagnetismo	44
3.4.1 Actividades realizadas	44
3.4.2 Fundamentos teóricos del método	45
4 Levantamiento	53
4.1 Desarrollo	53
4.2 Instrumentación	55

4.3	Logística de campo	56
4.3.1	Exploración Geofísica	56
4.3.2	Observaciones Geomagnéticas	56
4.3.3	Nivelación y topografía	56
4.4	Reducciones y Procesamiento	57
4.4.1	Procesamiento para los datos de tomografía eléctrica (capacitivos y galvánicos)	57
4.4.3	Reducción y procesamiento de datos gravimétricos	60
4.4.4	Reducción y procesamiento de datos magnéticos	61
4.4.4.1	Reducción al Polo	61
4.4.4.2	Continuación Analítica	63
4.4.5	Reducción de observaciones geomagnéticas	63
5	Análisis y Resultados	66
5.1	Prospección Eléctrica Capacitiva	66
5.2	Prospección Eléctrica Galvánica	70
5.3	Prospección Gravimétrica	72
5.4	Prospección Magnetométrica	75
5.5	Observaciones Geomagnéticas	84
5.6	Integración de resultados	86
6	Recomendaciones y conclusiones	90
	Bibliografía y Referencias	93
	Anexos	96

Resumen

Este trabajo expone la observación del campo geomagnético y la exploración geofísica con 4 métodos geofísicos realizados en junio del 2009 en el Observatorio de Centelleo Interplanetario del Instituto de Geofísica de la UNAM ubicado en el municipio de Coeneo, Michoacán, con las coordenadas 19° 48' 46"N, 101° 41' 39"E, con el objetivo de determinar el sitio para la instalación de un observatorio geomagnético. También llamado MEXART (Mexican Array Radio Telescope).

Las observaciones de campo geomagnético (declinación, inclinación e intensidad total) se llevan a cabo en un pilar de referencia absoluto georeferenciado y construido de acuerdo a los estándares internacionales. La exploración geofísica se desarrolla en dos terrenos, uno al cual nombramos Terreno A mide 1.49 hectáreas y el segundo llamado Terreno B mide 1.36 hectáreas, ambos adyacentes al observatorio y pertenecientes a la comunidad de Félix Ireta del mismo municipio.

Se describen las etapas del proyecto a lo largo del periodo de estudio, así como la metodología de observación y la evolución de las observaciones de campo geomagnético en el sitio. Los métodos geofísicos de exploración aplicados en los terrenos adyacentes son: tomografía eléctrica, magnetometría y gravimetría. Para la evaluación de ambos sitios, se realizó una reducción de datos, procesamiento e interpretación de cada uno de los métodos. Se realizaron estos 4 diferentes métodos geofísicos con el fin de poder realizar un seguimiento a fondo del lugar y comprobar que con todos ellos se puede hacer un compendio de información detallada acerca de lo prospectado, determinando que con cada uno de ellos se obtienen resultados que concuerdan con los demás. Obteniendo las diferentes propiedades medidas con cada uno de los equipos geofísicos como son la susceptibilidad magnética (Ω), la conductividad (σ) y la densidad (ρ), así como con ayuda de la geología del lugar, se determina la ubicación del sitio para el Observatorio Geomagnético.

Se presentan los resultados de todo el proceso así como, recomendaciones y comentarios para la toma de decisión de la pertinencia de instalar o no un observatorio geomagnético en el sitio. Se aprecia que la combinación de todo este trabajo para la evaluación e instalación de un observatorio magnético es útil y da una idea clara de las condiciones geológico-geofísicas que determinarán en un futuro la calidad de la información que producirá el observatorio.

1. Introducción

En este trabajo se realizó una práctica con un objetivo único en donde se aplicaron variados métodos geofísicos de exploración en conjunto. La Tomografía Eléctrica (galvánica y capacitiva), la Sísmica de Refracción, la Magnetometría y la Gravimetría, como métodos de exploración, así como la determinación del Campo Geomagnético, en su conjunto dieron una evaluación integral del estudio en donde unos métodos funcionan mejor que otros dependiendo de la naturaleza geológica y física del objetivo. Por ejemplo para un estudio regional de geología o exploración de hidrocarburos es común usar los métodos gravimétricos donde la propiedad que se mide es la densidad, el método magnetométrico, donde la propiedad medida es la susceptibilidad del medio, se aplica principalmente para exploración de depósitos minerales y localizar objetos metálicos, entre otros, y por último los estudios de resistividad (tomografía eléctrica) son aplicables en exploración de depósitos minerales, geotecnia, en problemas hidrogeológicos y detección de cavidades, etcétera.

En el Observatorio de Centelleo Interplanetario (MEXART), localizado en el municipio de Coeneo, Michoacán, se tiene planeado instalar un Observatorio Geomagnético de última generación.

El MEXART forma parte de una red mundial de observatorios de centelleo interplanetario, esta red tiene como objetivo mejorar el rastreo sistemático de las tormentas solares en el medio interplanetario durante su trayectoria hacia la Tierra. Para ello es necesario mantener un monitoreo continuo del Sol y de la actividad en el medio interplanetario. Una red de observatorios terrestres localizados en diferentes longitudes del planeta permitiría que en todo momento, alguno de estos radiotelescopios se encuentre observando en dirección hacia el Sol. El centelleo interplanetario es una técnica que se fundamenta en el estudio de las variaciones que presenta la intensidad de la señal que produce una fuente de radio estelar al ser captada por un radiotelescopio. Estas variaciones se producen por la interacción del material de la tormenta solar, que se propaga en el medio interplanetario, con la señal de radio proveniente de la fuente estelar (MEXART, 2008).

Las condiciones del terreno deben de poseer características muy específicas que permitan la operación correcta bajo estándares internacionales de alta calidad y a muy largo plazo. Estos estándares son propuestos por la asociación llamada INTERMAGNET, la cual entre sus múltiples exigencias pide equipos de última tecnología y un procesamiento de datos especializado, la resolución de los magnetómetros usados debe ser de 0.1 nT, también se deben hacer mediciones absolutas geomagnéticas continuamente para poder obtener la línea base del campo magnético principal. Para que los datos se obtengan con el menor ruido posible, es necesario contar con un terreno lo más limpio posible de cualquier anomalía magnética, razón principal del trabajo que se presenta. Estudios

anteriores en la zona como el de Lora de la Fuente y Hernández Ordóñez (2002), localizaron un sitio propicio para tal efecto pero solo bajo los criterios de una exploración magnetométrica. El crecimiento en las instalaciones e infraestructura del MEXART hacen que sea actualmente imposible instalar el observatorio geomagnético en el sitio original, ya que cuenta con una antena tipo dipolo la cual cubre un área física total de $9500m^2$ (MEXART, 2008). Es por eso que se han planteado dos nuevas posibilidades para la instalación instrumental.

El terreno en la porción sur inmediata a la antena del MEXART, así como un terreno adyacente al suroeste del observatorio, en la Colonia Félix Ireta, han sido seleccionados como los nuevos posibles sitios para el emplazamiento de los instrumentos del observatorio geomagnético.

El primer objetivo es aplicar los conocimientos tanto teóricos como prácticos de geofísica para realizar los diferentes levantamientos. Como segundo tenemos en particular que determinar si la Tomografía Eléctrica (galvánica y capacitiva), los métodos potenciales, y la observación geomagnética, conjuntamente evalúan en forma más íntegra las condiciones de ambos terrenos para tomar las decisiones adecuadas de acuerdo a los estándares mencionados anteriormente, así como también crear una reseña del alcance que se tiene en la caracterización de un terreno al usar varios métodos de exploración geofísica, que como sabemos miden diferentes propiedades de los materiales.

Como tercer objetivo es la creación de una guía para reporte de trabajo profesional más objetivo que pueda hacer que el usuario final de este encuentre un estudio con antecedentes, metodología y resultados claros. El formato empleado da una idea simple pero completa de los métodos geofísicos empleados sin llegar a ser un tratado de conocimientos de métodos de exploración geofísica. La presentación intenta ser una guía práctica de elaboración de un reporte profesional para los estudiantes de la Carrera de Ingeniería Geofísica de la Facultad de Ingeniería de la UNAM, que se aproxime finalmente al reporte sencillo que tendría que presentar en un ambiente laboral afín.

Después de aplicar los métodos geofísicos ya mencionados, a los terrenos disponibles cercanos al observatorio, para la expansión del mismo, fue posible conjuntar cada método, para dar un resultado concluyente, que éste apoyado por las características diferentes que nos provee cada una de las exploraciones, realizando una asociación de interpretaciones para obtener una sola conjunta: el terreno A, que se encuentra en la Colina Félix Ireta, no es apto para la expansión del Observatorio de Centelleo Interplanetario, ya que en el subsuelo se encuentra lo que se interpretó como una colada de basalto, lo cual genera una anomalía magnética, lo cual no es acorde con los estándares de un terreno destinado a ser un observatorio geomagnético. El terreno B, que es el más cercano a las instalaciones del MEXART, está limpio de anomalías, se puede observar en los diferentes perfiles

que se realizaron, de las diferentes prospecciones, que es un terreno sumamente homogéneo que no crearía ruido para los fines que se buscan.

2. Marco General

2.1 Ubicación geográfica del lugar de estudio

El Observatorio de Centelleo Interplanetario (MEXART) de la UNAM, se encuentra localizado entre los municipios de Zacapu y Coeneo al norte del Estado de Michoacán (Fig. 2.1), en las coordenadas geográficas $19^{\circ}48'$ de latitud norte y $101^{\circ}35'$ de longitud oeste, a una altura aproximada de 1990 metros sobre el nivel del mar, el municipio de Coeneo cubre una superficie de 393.16 Km^2 y representa el 0.66 por ciento de la superficie del Estado. Limita al norte con los municipios de Huaniqueo y Jiménez, al este con Morelia, al sur con Quiroga y Erongarícuaro y al oeste con Zacapu. Su distancia a la capital del Estado es de 80 Km.

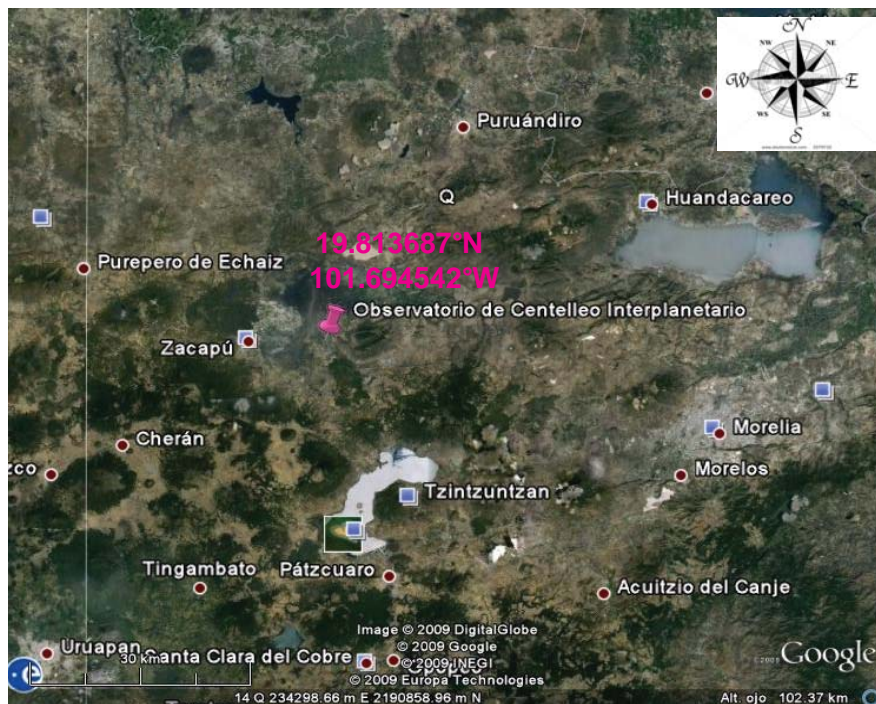


FIG. 2.1 LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA DEL MUNICIPIO DE COENEO, MICHOACÁN. (GOOGLE EARTH 2009, ESCALA MOSTRADA EN FIGURA)

A un costado del Observatorio se encuentran los terrenos que nombramos A y B, que son el objeto de estudio de este trabajo, en la figura siguiente (Fig. 2.2) se muestra un croquis de la localización de los terrenos con respecto al Observatorio MEXART

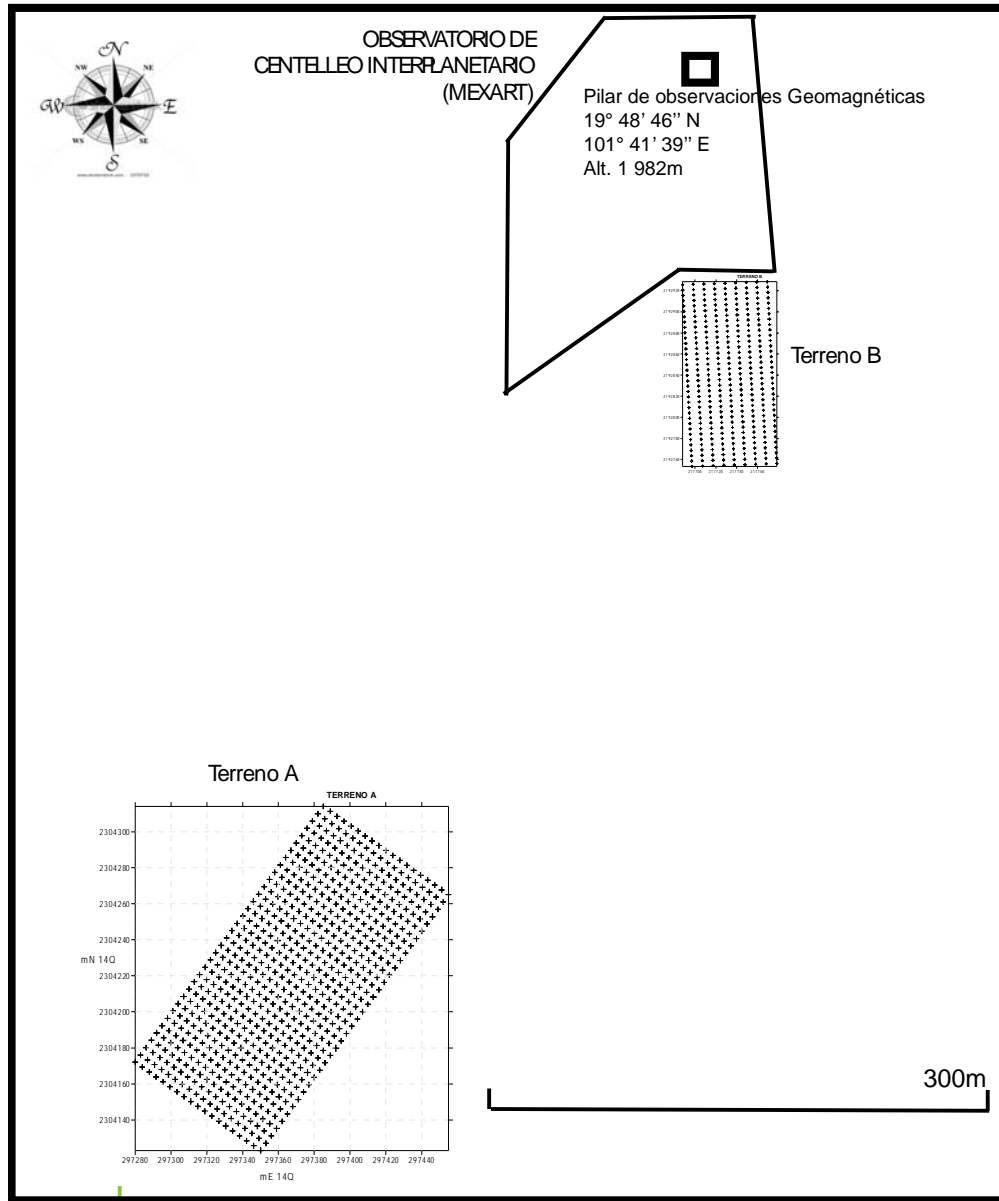


FIG. 2.2 CROQUIS DE LOS TERRENOS A Y B, DONDE SE REALIZARON LOS ESTUDIOS GEOFISICOS.

2.2 Rutas y accesos al lugar de estudio

Al municipio lo comunica la Autopista de Occidente México-Guadalajara, en el entronque con Huaniqueo-Coeneo, también por la carretera Morelia-Quiroga, en el entronque Comanja-Coeneo (Fig. 2.3). Cuenta con la ruta de ferrocarril Irapuato-Pénjamo, además de transporte foráneo y local. Asimismo cuenta con carreteras y caminos hacia las comunidades. Tiene servicio telefónico domiciliario, caseta telefónica pública y cobertura de servicio celular; oficina de correos.

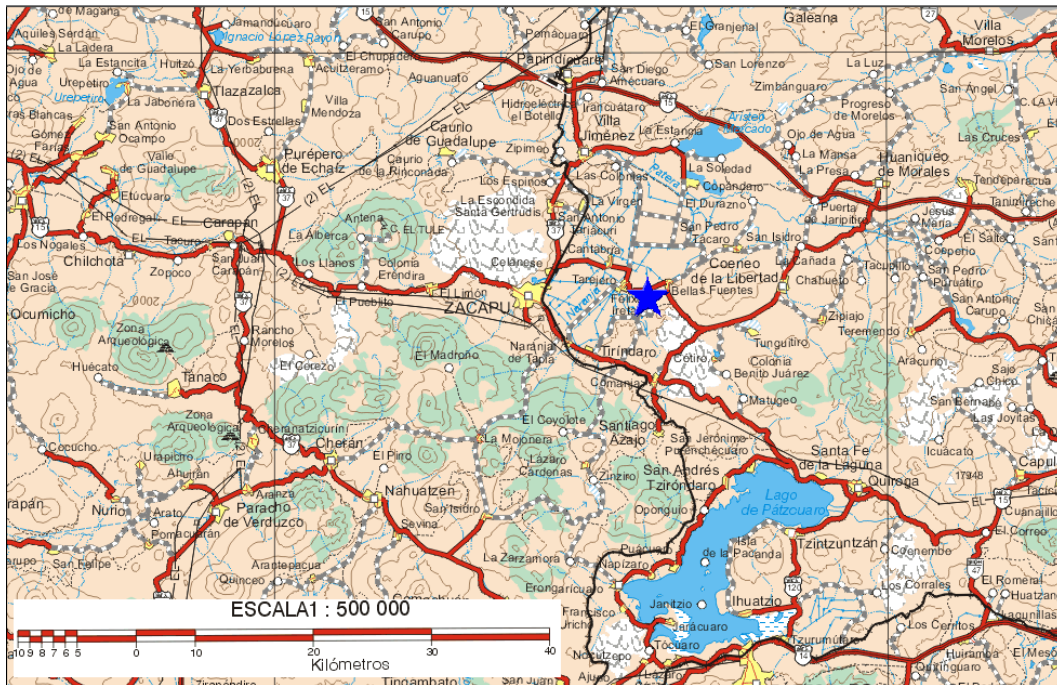


FIG. 2.3 COENEO ES ACCESIBLE POR EL NORTE A TRAVÉS DE CARRETERA 15D Y POR EL SUR POR LA CARRETERA 15 (GOOGLE MAPS, 2008). ★ OBSERVATORIO DE CENTELLEO INTERPLANETARIO

2.3 Geología General

El estado de Michoacán de Ocampo comprende a dos provincias fisiográficas, la de la Faja Volcánica Transmexicana y la zona norte de la Sierra Madre del Sur (Figura 2.4), observándose el traslape de la primera sobre la segunda. El Observatorio de Centelleo Interplanetario (MEXART) se encuentra ubicado en la provincia de la Faja Volcánica Transmexicana que es un arco volcánico que atraviesa la republica mexicana en dirección E-W por la subducción de las placas oceánicas de Cocos y Rivera por debajo de la Placa Norteamericana. Se le puede caracterizar como una cadena volcánica que alberga más de 8000 estructuras volcánicas como estratovolcanes, conos de escoria, campos monogenéticos, etc., acumulada en innumerables y sucesivos episodios volcánicos iniciados desde mediados del Paleógeno-Neógeno: hasta el presente.

Otro rasgo esencial de la provincia lo constituyen las amplias cuencas cerradas ocupadas por lagos, como: Pátzcuaro, Cuitzeo, Totolcingo, entre otros, o por depósitos de lagos antiguos: Zumpango, Chalco, Xochimilco, y otros.

En esta región se localiza casi la totalidad de la cuenca del río Lerma, pues sólo quedan fuera de ella los afluentes que proceden de la Mesa del Centro. Específicamente el MEXART se localiza en la subprovincia de Sierras y Bajíos Michoacanos (INEGI, 2009).

En la superficie que cubre la región convergen tres unidades tectonoestratigráficas con características propias, denominadas Terreno Guerrero, Sierra Madre Occidental y la Faja Volcánica Transmexicana. En la zona de estudio, así como en la mayor parte del estado de Michoacán, convergen tres eventos que se distinguen claramente en tiempo y espacio: el desarrollo de un arco insular del cretácico inferior desarrollado sobre una secuencia de esquistos y pizarras pertenecientes al terreno Guerrero; un vulcanismo Paleógeno-Neógeno del eoceno-oligoceno que identifica la Sierra Madre Occidental y el vulcanismo más reciente del eje Neovolcánico. En la figura 2.3 se ilustra una representación generalizada de la estratigrafía de la zona.

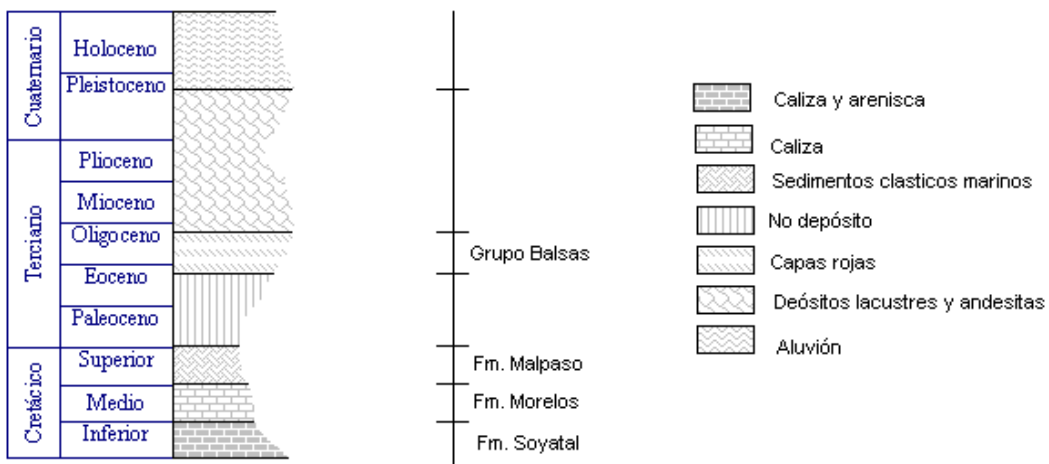


FIG. 2.3 COLUMNA ESTRATIGRÁFICA DEL ÁREA DEL OCI (MODIFICADA DE LÓPEZ RAMOS, 1979, FUENTE TESIS: LORA DE LA FUENTE Y HERNÁNDEZ ORDOÑEZ).

El terreno Guerrero forma parte del grupo de terrenos submarinos de edad cenozoica, sin basamento conocido, que al parecer se acrecionaron al cratón norteamericano, por procesos no muy claros.

Durante el Jurásico concluye la apertura del Golfo de México y se acrecionan en Norteamérica los arcos submarinos jurásicos, relacionados al movimiento de la placa Farallón y Kula hacia el Este, con sospechas de que existieron transformantes, segmentos cortos de dorsales y zonas de subducción.

Hacia inicios del Cretácico, aparentemente la zona de subducción cambia de polaridad y se tienen las condiciones, a lo largo de esta zona, para inicio de una serie de arcos de islas interoceánicas; alineados con una orientación NW, comienzan su evolución los arcos: Peninsular; Guerrero, Juárez y las Antillas Menores, con basamentos oceánico, mesetas oceánicas y sustratos continentales. Se tiene desarrollo de un arco volcánico, el arco de Teloloapan que se desarrolla en el Cretácico inferior, aparentemente, sobre los esquistos Tejupilco que actúan como basamento pre-jurásico. Sobre el arco se desarrolla una cobertura post-tectónica, determinada como unidad Teloloapan que consiste en sedimentos vulcanoclásticos, secuencias carbonatadas y sedimentos silicodetríticos tipo flysch. A finales del Eoceno migró al Oeste para construir la sierra Madre Oriental, finalmente la placa Farallón se divide en tres partes, formando las placas de Juan de Fuca, Cocos y Nazca. Hacia el Eoceno y como producto relativo de la Farallón, se forman los arcos continentales que dieron origen a la Sierra Madre Occidental y finalmente al Eje Neovolcánico, con una gran diversidad de eventos volcánicos en su forma estructural.

Terreno Guerrero

Está compuesto por rocas volcánicas y vulcanoclásticas de afinidad oceánica a continental, con una importante componente de rocas sedimentarias marinas. Utilizando información geoquímica, Centeno-García (1993) sugieren que la base del terreno Guerrero refleja un ambiente marino profundo, relativamente cercano al continente en el cual se emplazó un arco de islas intraoceánico que fue acrecionado a la placa de Norte América durante el Cretácico Superior. Además se tiene que las rocas pertenecientes al terreno Guerrero fueron intrusionadas en diversas ocasiones constituyendo formaciones como el Intrusivo La Noria, el Intrusivo El Bosque o el Tronco de Ixtapan del Oro.

Sierra Madre Occidental

Las rocas pertenecientes a la provincia de la Sierra Madre Occidental están compuestas en su gran mayoría por rocas ácidas que presentan la más importante cobertura ignimbrítica conocida en el mundo, con edades que van del Mioceno Temprano al Medio, presentando además en su basamento andesitas de edad Oligocénica, cubriendo una paleografía Cretácica.

Faja Volcánica Transmexicana

Este arco volcánico es uno de los mayores elementos estructurales de México comenzando su actividad en el Oligoceno y prolongándose hasta el Cuaternario. Los estratovolcanes de mayor tamaño pertenecientes a esta estructura se extienden en dirección Este-Oeste, la cual se encuentra fragmentada por un sistema de fosas N-S y NW-SE, siendo las más importantes el Valle de México y Cuitzeo, donde se acumulan depósitos aluviales y lacustres. El magmatismo presente refleja un complejo vulcanismo calco-alcalino, alcalino, principalmente de composición andesítica. La secuencia Miocénica tardía se inicia con una serie de ignimbritas, conos andesíticos y domos riolíticos, depósitos

de avalancha; seguida de un vulcanismo más intermedio-básico con conos de composición andesíticas, basálticas, formando estructuras dómicas riolíticos-dacíticos y volcanes escudo de composición basáltica, actividad que abarca hasta el Pleistoceno tardío (1.03-0.14 m.a.), para continuar hasta la actualidad con una serie de estructuras volcánicas de menos tamaño que han extruído material piroclástico de composición básica y ácida.

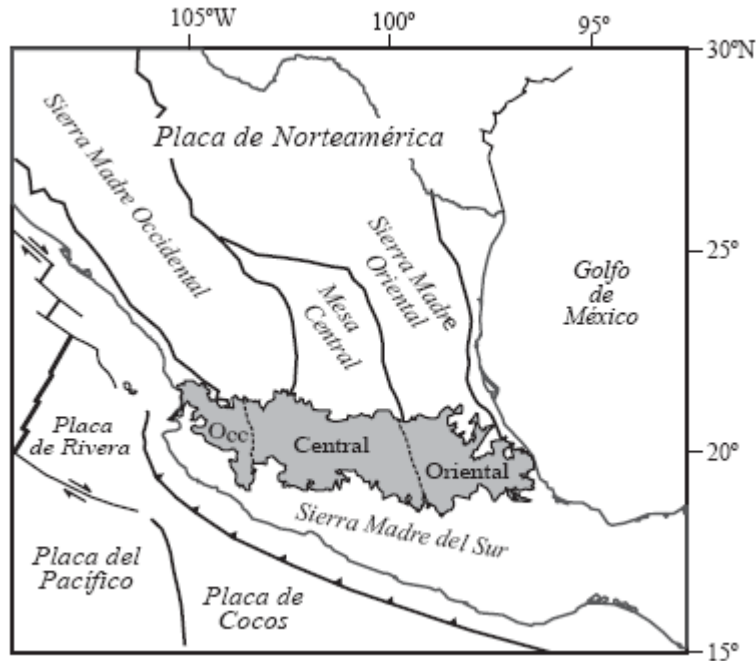


FIG 2.4 UBICACIÓN DE LA FAJA VOLCÁNICA TRANSMEXICANA (EN GRIS), DE LAS PRINCIPALES PROVINCIAS GEOLÓGICAS DE MEXICO Y DE LAS PLACAS TECTÓNICAS ACTUALES. FUENTE: GOMEZ-TUENA, ARTURO (2005).

En cuanto a la geología más superficial de nuestra área de estudio se reporta suelo de origen volcánico por la erosión y transporte del material piroclástico que se encuentra a los alrededores del área, también es posible observar rocas sedimentarias que en su matriz contienen fragmentos de rocas ígneas extrusivas. En particular esta formada por terrenos lacustres muy jóvenes. Evidencia de ellos es que hace 500 años la zona era una laguna y en la actualidad el nivel freático se encuentra muy cercano a la superficie, por lo que los pozos naturales y los manantiales son abundantes en la zona.

3. Metodología

Los estudios geofísicos empleados durante el desarrollo del presente trabajo fueron:

- Prospección Eléctrica Capacitiva.
- Prospección Eléctrica Galvánica.
- Prospección Gravimétrica.
- Prospección Magnetométrica.
- Geomagnetismo.

A continuación haremos una breve descripción de la metodología y teoría de cada prospección.

3.1 Prospección Eléctrica

La importancia que tiene este método para nuestro estudio es el nivel del detalle de la información que nos brinda dentro de los primeros metros del subsuelo, ya que la profundidad que alcanza éste método, con el equipo usado para este trabajo particularmente, solo alcanza entre 4.5m y 20m de profundidad aproximadamente, la ventaja de el método es que brinda dimensiones y profundidades muy aproximadas de los objetos, cosa que no se puede con los métodos potenciales a menos que se realicen modelados más específicos. Con la propiedad que éste método mide, (resistividad ρ), junto con la geología podemos definir qué tipo de material hay en el subsuelo, y dependiendo del material es posible decir si es un cuerpo anómalo que afecta las condiciones magnéticas que se necesitan. Una forma más de llegar a un modelo detallado del subsuelo.

3.1.1 Actividades realizadas

- Delimitación del área de estudio. Analizando el tamaño del terreno y de la resolución que se necesita de acuerdo al objeto a prospectar, se planearon las distancias entre perfiles y los puntos de adquisición de datos.
- Adquisición de los datos.
- Control de calidad de la información adquirida. Se revisaron cada uno de los datos tomados por el equipo, lo que aseguraba que permanecieran dentro de un margen de error, es decir que los datos tengan diferencias máximas entre puntos sucesivos de 500%, cabe resaltar que si al tomar las mediciones de nuevo, se obtiene el mismo resultado, se queda como lectura correcta.

- Secciones preliminares. Realizadas con el software MagMap, la cual da una idea muy general de la distribución de resistividades en el subsuelo.
- Procesado. Para hacer las inversiones se uso el tipo “Smooth Model Inversion” utilizando el software comercial EarthImager (AGI, 2008).
- Interpretación. Que se realizo a partir de las imágenes de distribución de resistividad obtenidas del software mencionado en el inciso anterior.

3.1.2 Técnicas de campo empleadas

3.1.2.1 Prospección eléctrica capacitiva

En el caso de la tomografía eléctrica somera se utilizó un equipo *Geometrics G-858* en su modalidad de registro de resistividad, llamada *OhmMapper*, con un arreglo TR5, es decir 5 receptores y un transmisor.

El estudio se realizó siguiendo las delimitaciones mencionadas en el primer paso de la sección anterior, se realizaron 18 perfiles (0-17), con 36 estaciones cada uno (0-35), el levantamiento se muestra en la Figura (3.1).

Se obtuvieron las secciones preliminares en las que se muestran los datos de campo utilizando el software de inversión Earth Imager. Con las coordenadas de las esquinas iniciales del terreno con un GPS, se geo-referenciaron los resultados e imágenes de los mismos.

En el terreno *B* se realizaron las líneas del tendido con una longitud de 170m cada una, con una separación entre líneas y entre estaciones de 5m (Fig. 3.2).

Los tendidos de ambos levantamientos se realizaron a 20m del punto inicial de cada una de las líneas, esto para centrar el tendido con respecto al terreno y obtener una mejor respuesta del método. Se obtuvieron las secciones de resistividad aparente de cada uno de los tendidos.

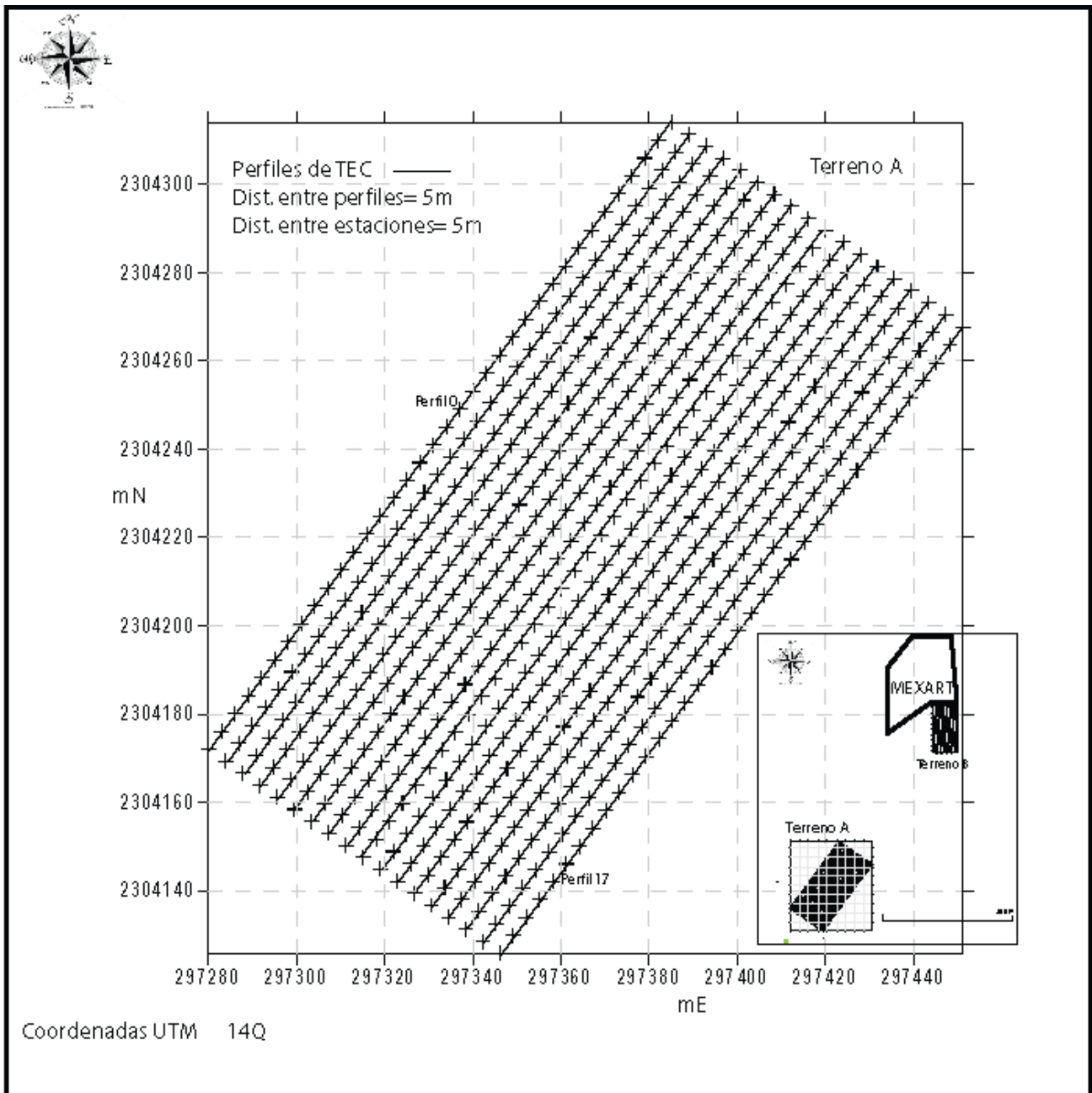


FIG 3.1. SE MUESTRA CON CRUCES LA LOCALIZACION DE CADA ESTACION, MARCANDO CON LINEAS CONTINUAS LOS PERFILES SEGUIDOS, EN LA PARTE INFERIOR DERECHA SE MUESTRA UN CROQUIS PARA LOCALIZAR EL TERRENO CON RESPECTO AL OBSERVATORIO.

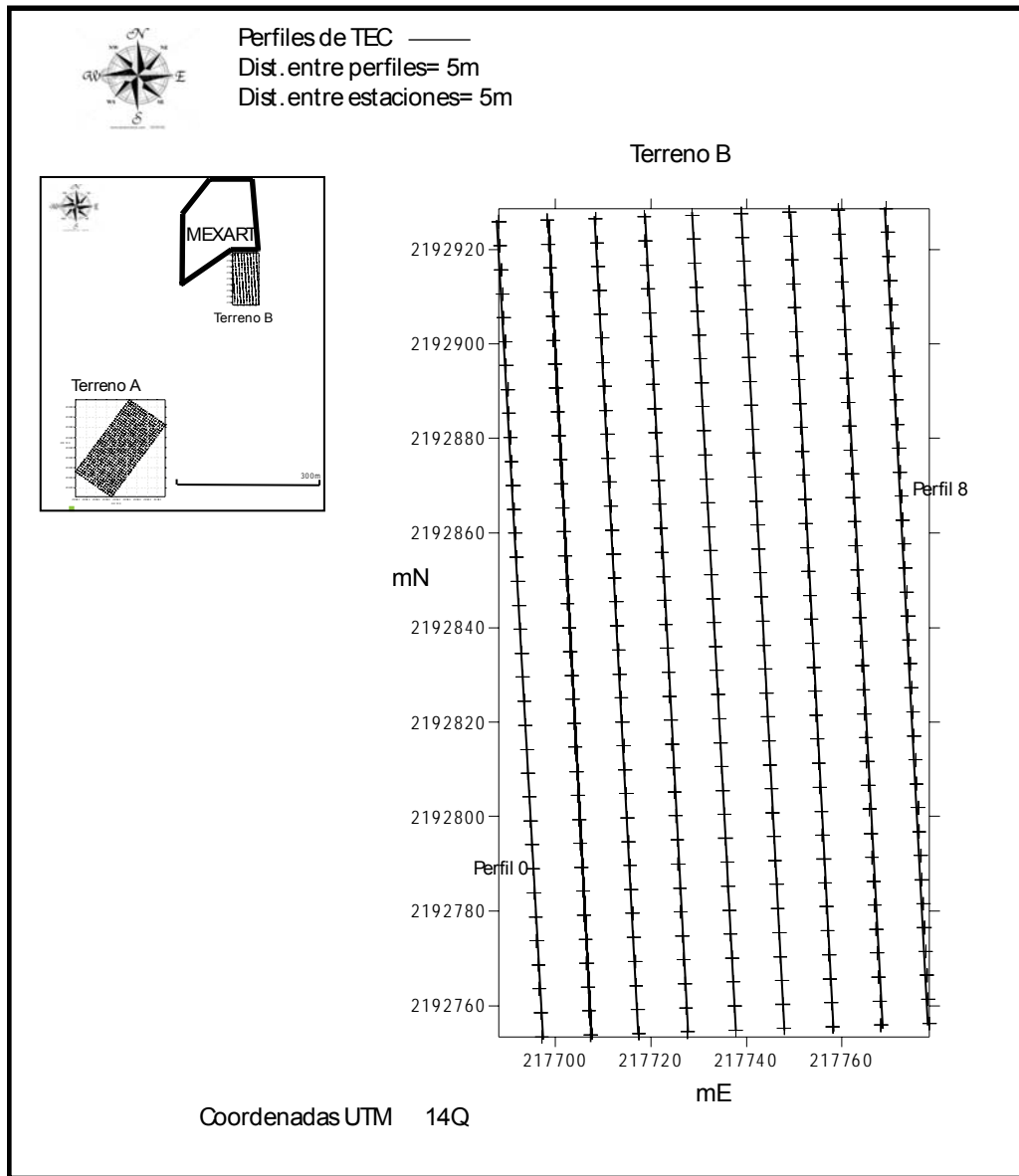


FIG 3.2 SE MUESTRA CON CRUCES LA LOCALIZACION DE CADA ESTACION, MARCANDO CON LINEAS CONTINUAS LOS PERFILES SEGUIDOS, EN LA PARTE SUPERIOR IZQUIERDA SE MUESTRA UN CROQUIS PARA LOCALIZAR EL TERRENO CON RESPECTO AL OBSERVATORIO.

3.1.2.2 Prospección Eléctrica Galvánica

En el equipo se programó la adquisición de una tomografía eléctrica con un arreglo Dipolo-Dipolo, el cual brinda una buena resolución vertical. Usando un equipo Sting R.1 con electrodos de cobre.

Se delimitó la longitud de los 9 perfiles en el único terreno donde se realizó este método (Terreno A), 28 electrodos a cada 5m, iniciando a 20m del origen del perfil. La distribución de los perfiles se realizó como se muestra en la siguiente figura:

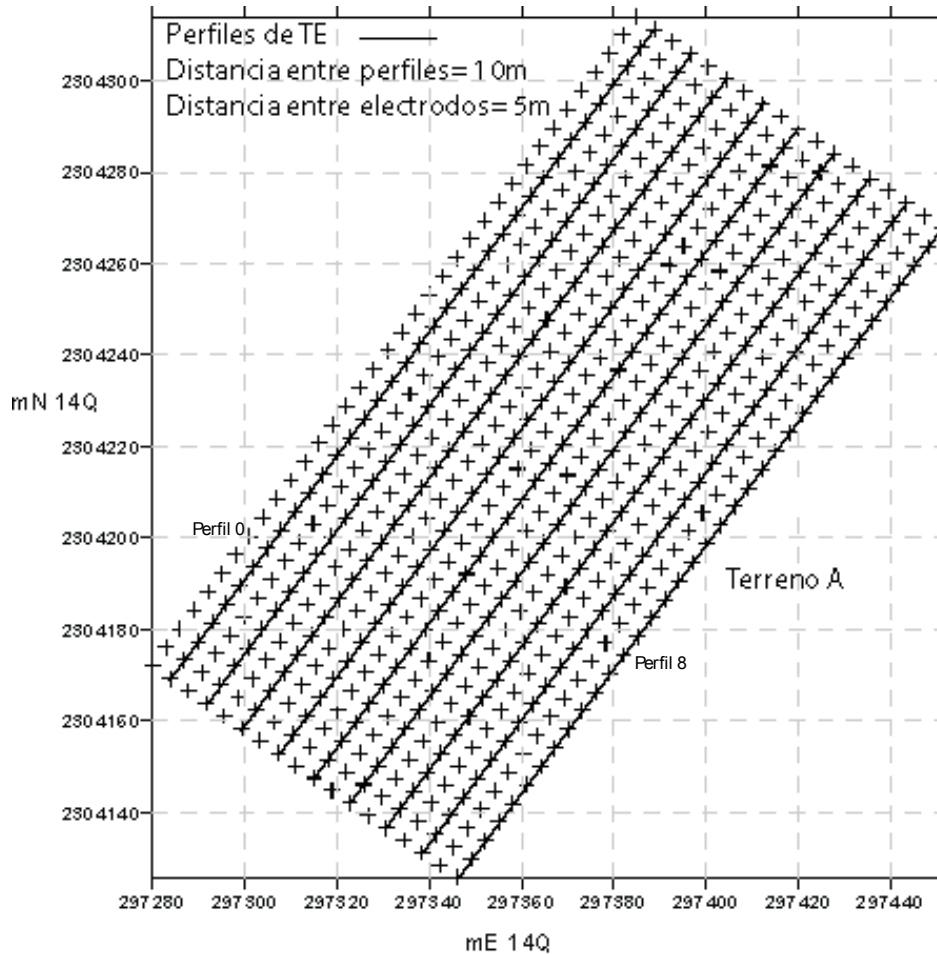


FIG. 3.3 PERFILES DE TOMOGRAFIA ELECTRICA GALVANICA

3.1.3 Fundamentos Teóricos del Método (galvánico y capacitivo)

Ecuaciones Fundamentales

Considerando un flujo continuo de corriente en un medio conductor, las ecuaciones de Maxwell se reducen para un campo eléctrico

$$\nabla \cdot \vec{J}(x, y, z) = I\delta(x - x_s, y - z_s, z - z_s) \quad (3.1)$$

$$\nabla \times \vec{E}(x, y, z) = 0 \quad (3.2)$$

$$\vec{J}(x, y, z) = \sigma(x, y, z)\vec{E}(x, y, z) \quad (3.3)$$

Donde I es la corriente inyectada al terreno (Ecuación 3.1), la ecuación 3.3 mostrada es la ley de Ohm, (x, y, z) son coordenadas de campo y x_s, y_s, z_s son coordenadas de la fuente.

Las técnicas geofísicas generalmente tienen que repartirse en distribuciones 3D de las propiedades físicas. Por lo tanto las siguientes derivaciones están expresadas en las 3 dimensiones. Cabe destacar que las ecuaciones solo se aplican para el flujo de corriente continua, aunque pueden ser usadas para representar los efectos de corrientes alternas (AC) de bajas frecuencias. El campo electroestático puede ser descrito por el gradiente del potencial eléctrico U , como consecuencia de la ecuación 3.2.

$$\vec{E} = -\nabla U \quad (3.4)$$

Combinando las ecuaciones 3.4 en 3.3 y ambas en la ecuación 3.1

$$\nabla \cdot (\sigma \nabla U) = -I \delta(x - x_s, y - y_s, z - z_s) \quad (3.5)$$

La solución numérica de esta ecuación puede ser utilizada para modelar la distribución de potencial dentro de un conductor arbitrario en un semiespacio.

Para un medio homogéneo e isotrópico, el campo eléctrico debido a una carga puntual puede ser derivado analíticamente. Integrando la ecuación de continuidad 3.1 sobre un volumen esférico y aplicando el teorema de la divergencia de Gauss, resulta una integral de superficie de la densidad de corriente \vec{J} . Sustituyendo \vec{J} de la ley de Ohm en 3.3 e integrando sobre la superficie de una esfera con radio r produce:

$$E(r) = \frac{I\rho}{4\pi r^2} \vec{r}_u \quad (3.6)$$

De la cual es fácil demostrar que:

$$U(r) = \frac{Ip}{4\pi r} \quad (3.7)$$

La ecuación anterior describe el potencial debido a una fuente puntual dentro de un espacio homogéneo a una distancia r del punto de inyección de corriente. Las técnicas de resistividad usan

generalmente electrodos desplegados sobre la superficie. Para estos casos, la ecuación 3.7 se expresa como

$$U(r) = \frac{I\rho}{2\pi r} \quad (3.8)$$

La resistencia es la respuesta de los materiales al paso de una corriente eléctrica, se expresa como:

$$R = \rho \left(\frac{l}{A} \right) \quad (3.9)$$

Donde l es la longitud del material, A es la sección transversal y ρ es la resistividad del material, ésta última es la propiedad de los materiales al paso de la corriente eléctrica. La magnitud del coeficiente ρ depende de la naturaleza y el estado físico del material

El estudio del comportamiento eléctrico de los materiales se fundamenta en la Ley de Ohm, la cual establece que la relación entre una corriente (I), al pasar por un cuerpo, genera una caída de potencial (U), debido a la resistencia (R) que se opone al paso de ésta. Se expresa por medio de la relación:

$$U = IR \quad (3.10)$$

De la ley de Ohm y la expresión que relaciona la resistividad con la resistencia, se llega a la expresión general de los métodos eléctricos:

$$\rho_a = K \frac{\Delta U}{I} \quad (3.11)$$

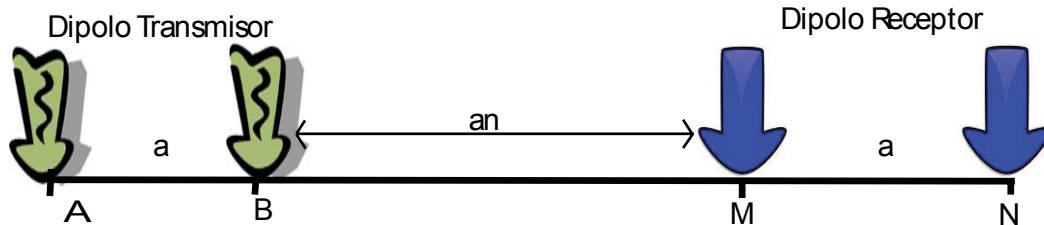
Donde:

ρ_a = Resistividad aparente del subsuelo (Ohm-m)
 I = Corriente medida (Amperes)

Donde K es el factor geométrico que considera las relaciones entre los electrodos de corriente y potencial y varía según el arreglo empleado.

$$K = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \quad (3.12)$$

Donde



Para este trabajo se usó un arreglo tipo Dipolo-Dipolo en el cual el factor geométrico está dado por la expresión:

$$K = \pi(an)(n+1)(n+2) \quad (3.13)$$

En donde a es la separación entre los dos electrodos de corriente (AB) y entre los dos electrodos de voltaje (MN), an es la separación entre los electrodos de corriente y de voltaje y n es el índice que indica el nivel que se mide.

Los valores obtenidos con la ecuación 3.11 para un suelo homogéneo son llamados resistividades aparentes, que es la variable experimental básica en todos los estudios geoelectricos, la cual es una función del volumen del subsuelo bajo los sensores y el arreglo geométrico, por lo que no es el valor verdadero en el punto de observación. Los valores verdaderos son determinados en el proceso de inversión y modelado con ayuda de otros algoritmos.

Los métodos eléctrico-resistivos tratan de determinar las variaciones reales de la resistividad del terreno, tanto en la vertical como en la horizontal, a partir de las medidas de las resistividades aparentes. Se introduce una corriente eléctrica en el terreno mediante dos electrodos A y B, y se miden diferencias de potencial entre puntos situados en determinadas posiciones M y N para obtener valores de la resistividad aparente en el punto de atribución (Fig. 3.4) dependiente de estas posiciones

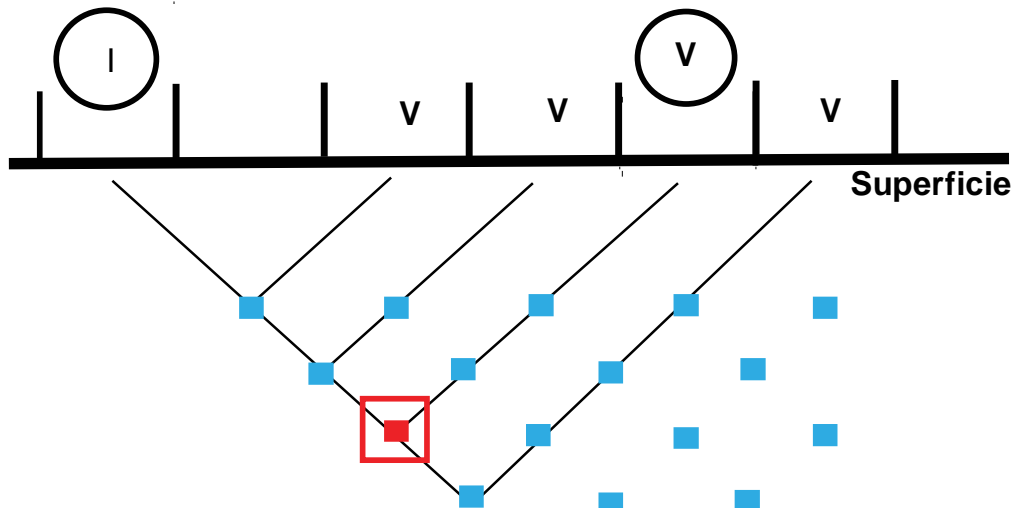


FIG. 3.4 PUNTOS DE ATRIBUCIÓN, ARREGLO DIPOLO-DIPÓLO

En tomografía eléctrica los dipolos se sitúan en nodos consecutivos localizados a lo largo de una línea y que tienen el mismo espaciado entre si, a mayor separación de los dipolos, se obtiene información de una zona más profunda del terreno.

Este método permite una interpretación cualitativa directa ya que, aunque los datos de resistividad y profundidad son aproximados, permite conocer la geometría y continuidad lateral de las capas, lo que facilita la localización de fallas, paleorelieves, variaciones de espesor del suelo, y otras heterogeneidades. Durante la modelización se consiguen valores reales de resistividades y de profundidades de los cuerpos.

Los métodos resistivos generan una imagen de la distribución de resistividad en el subsuelo. Para transformar esa imagen en un modelo geológico se requiere conocer la variación de este parámetro en los diferentes tipos de materiales que constituyen el subsuelo. Los valores de resistividad presentan un rango muy amplio de variación, como se observa en la tabla 3.1, pero estos valores sirven de guía junto con la geología para realizar una mejor interpretación del subsuelo.

Recientemente se ha desarrollado una modalidad llamada Tomografía Eléctrica Capacitiva (TEC), la cual está diseñada para extender el alcance de los métodos convencionales de resistividad en circunstancias donde el acoplamiento galvánico es difícil de alcanzar (Kuras et al, 2006).

Tabla 3.1 Resistividades de diferentes materiales (Fuente: Sharma, 1997).

Material	Resistividad (ohm*m)
Granito	70-120
Basalto	4-80
Mármol	10-120
Arenisca	80-1000
Limolita	1000-100000
Arcilla	5-100
Agua fresca	4-100
Agua salada	0.3-1

El *OhmMapper* es un equipo que usa el acoplamiento capacitivo diseñado para medir resistividades del subsuelo en áreas en donde la exploración utilizando un sistema de resistividad (Corriente Directa) de acoplamiento galvánico es impráctico, lento y extensivo. El *OhmMapper* consiste de un dipolo transmisor, de 2 a 5 dipolos receptores y consola, los cuales están conectados entre sí. La corriente se acopla a la tierra a través de la capacitancia del cable (500mA). Un receptor acoplado sintonizado automáticamente a la frecuencia del transmisor mide el voltaje asociado recogido por los cables del dipolo receptor. El receptor entonces transmite el voltaje normalizado a la corriente a la consola. Este voltaje medido es proporcional a la resistividad de la tierra entre los dipolos. La geometría del equipo se ilustra en la Fig. 3.5

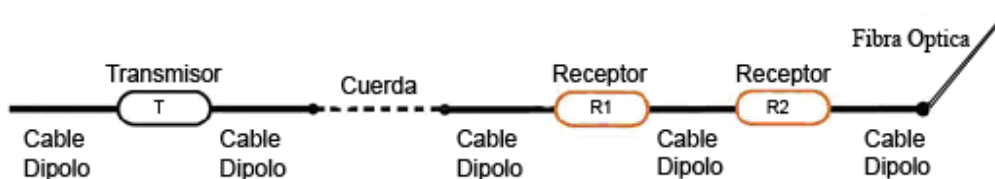


FIG. 3.5 ESQUEMA DE GEOMETRIA DEL OHM MAPPER

La resistividad aparente se calcula utilizando el factor geométrico apropiado para el arreglo de transmisor-receptores de acoplamiento capacitivo, el cual es un Dipolo-Dipolo explicado en párrafos anteriores, donde también se escribe el factor geométrico de este.

Los levantamientos de mediciones de resistividad consisten en inyectar corriente (I) al subsuelo, en el caso del OhmMapper, con sensores capacitivos, y medir diferencias de voltaje (U) entre los sensores receptores. La corriente y el voltaje medidos junto con el factor geométrico K pueden ser entonces convertidos en resistividad aparente (ρ_a).

En el caso del *OhmMapper* un transmisor electrónico electrifica dos cables coaxiales (dipolo transmisor) con una corriente alterna.

3.2 Prospección Gravimétrica

La prospección gravimétrica tiene mucho en común con el método magnético, tanto el campo gravitacional como el magnético son potenciales y ambos requieren similares técnicas fundamentales de interpretación. Pero su utilidad y aplicación de cada uno, varía considerablemente dependiendo del pronunciado contraste que haya de la propiedad física (densidad o magnetización) en determinada situación geológica. Esta técnica es muy útil en la investigación del subsuelo a diferentes profundidades, y nos muestra el contraste de densidades en límites de entre formaciones geológicas, túneles o minas, etc.

3.2.1 Actividades realizadas

- Se determinó el número de perfiles que se harían en el terreno. En total, se realizaron seis líneas de levantamiento gravimétrico.
- Se hizo la nivelación topográfica del lugar y un levantamiento de GPS, para posteriormente usarlos en la reducción de datos.
- Se realizaron las mediciones con el gravímetro, colocando la base en el punto cero de la malla preliminar. En cada línea la adquisición fue a una distancia de 10 m entre punto y punto.
- Se realizó la lectura de los datos, se tomaron tres valores (mGal) en cada punto, con un intervalo de aproximadamente minuto y medio entre lecturas.
- Al finalizar cada línea se regresó a tomar el valor en el punto cero (base).
- Reducción de datos, para poder obtener la anomalía gravimétrica, se restaron o sumaron valores de acuerdo a las diferentes reducciones realizadas (deriva, marea, latitud, aire libre, simple de Bouguer).

- Procesado. Después de obtener ya el valor de las anomalías, se hicieron mapas y perfiles para poder visualizar los datos de manera más fácil, para después proseguir con la interpretación.

3.2.2 Técnicas de campo empleadas

En el caso de la gravimetría del terreno se tuvieron que tomar consideraciones especiales, ya que éste método toma más tiempo que los otros realizados, un mismo punto debe de tener al menos 3 observaciones para poder asegurarnos que la medición es correcta, comprobando que no tiene algún error de medición o fue modificado debido a otros factores como por ejemplo personas caminando cerca del punto de medición. Por lo anterior se planearon diferentes estaciones con respecto a los de la magnetometría, siendo los de gravimetría mas espaciados entre sí.

La prospección gravimétrica solo fue realizada en el Terreno A, los perfiles son 6 y entre estaciones hay una distancia de 10 metros, la configuración se muestra en la Figura (3.6).

3.2.3 Fundamentos Teóricos del Método

LEY DE LA GRAVITACIÓN UNIVERSAL

La fuerza de gravitación se expresa mediante la ley de Newton: “La fuerza entre dos partículas de masas m_1 y m_2 , es directamente proporcional al producto de las masas e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia entre sus centros de masa”:

$$F = \gamma \left(\frac{m_1 m_2}{r^2} \right) r_1 \quad \dots\dots(3.14)$$

Donde: F es la fuerza sobre m_2 , r_1 es un vector unitario que va de m_2 hacia m_1 , r es la distancia entre m_1 y m_2 , y γ es la constante de gravitación universal. Es importante aclarar que la fuerza F siempre es

de atracción. En el Sistema Internacional (SI) de unidades el valor de γ es $6.672 \times 10^{-11} \left[\frac{Nm^2}{kg^2} \right]$, en el

Sistema CGS (Centímetro Gramo Segundo) es $6.672 \times 10^{-8} \left[\frac{dina * cm^2}{gr^2} \right]$.

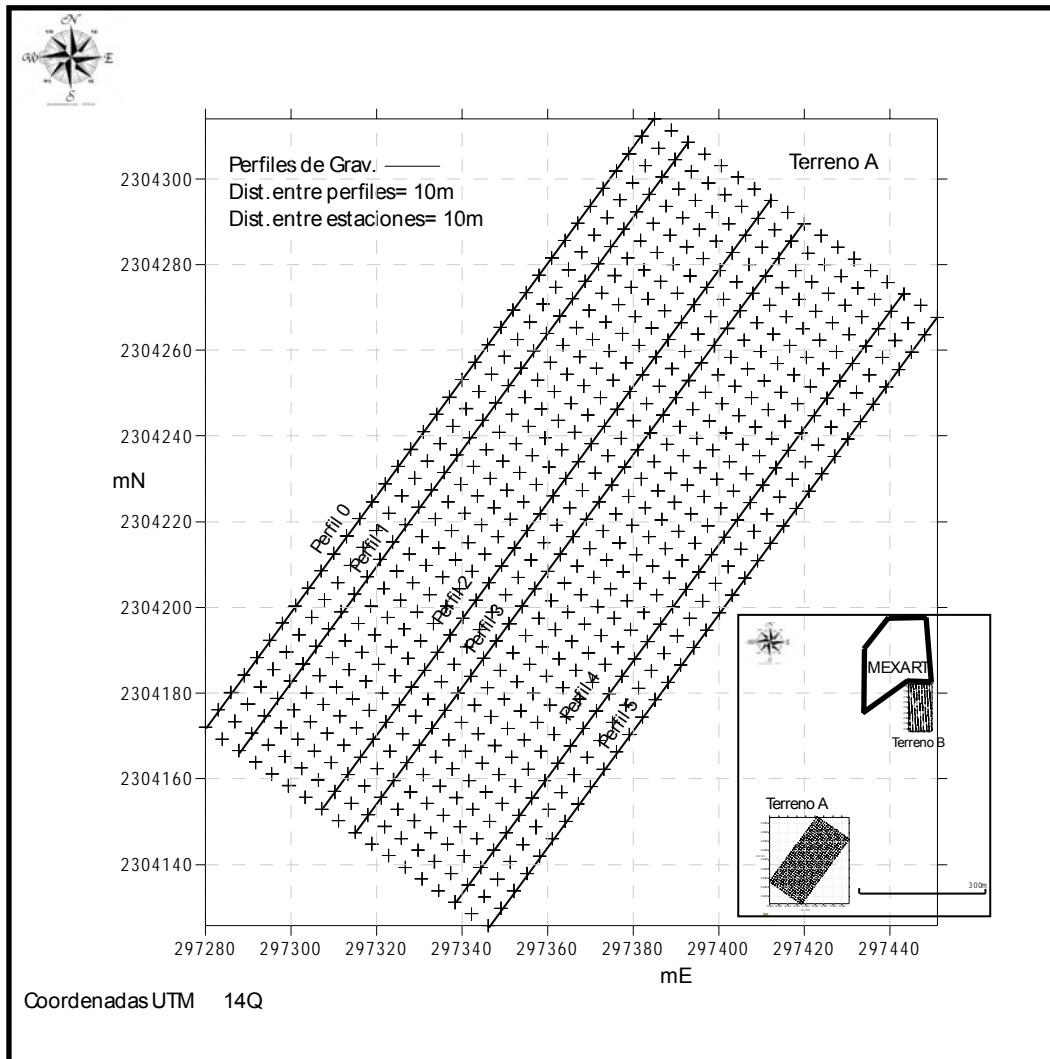


FIG. 3.6 LA FIGURA MUESTRA UN ESQUEMA DE LA LOCALIZACION DE LOS PERFILES REALIZADOS DE PROSPECCION GRAVIMÉTRICA

ACELERACIÓN DE LA GRAVEDAD

La aceleración de m_2 debido a la presencia de m_1 , se puede encontrar dividiendo F entre m_2 en la ecuación (3.14), es decir:

$$g = \left(\frac{\gamma m_1}{r^2} \right) r_1 \dots\dots(3.15)$$

La aceleración g es igual a la fuerza gravitacional por unidad de masa debido a m_1 . Si m_1 es la masa de la Tierra, M_t , g se convierte en la aceleración de la gravedad dada por:

$$g = \left(\frac{\gamma M_t}{R_t^2} \right) r_1 \quad \dots\dots(3.16)$$

R_t es el radio de la Tierra y r_1 se extiende hacia el centro de la Tierra. La aceleración de la gravedad fue medida por primera vez por Galileo en su famoso experimento en Pisa. El valor numérico de g en la superficie terrestre es de $980 \left[\frac{cm}{s^2} \right]$. En honor a Galileo, la unidad de la aceleración de la gravedad ($1 \left[\frac{cm}{s^2} \right]$) se llama Gal. La décima parte de un miliGal se denomina

unidad gravimétrica (ug), la cual es muy usada en los trabajos de exploración. Entonces, $1 \left[\frac{\mu m}{s^2} \right] = 1$ [ug] = 0.1 [mGal].

POTENCIAL GRAVITACIONAL

Los campos gravitacionales son conservativos; es decir, el trabajo realizado al mover una masa dentro de un campo gravitatorio, es independiente de los trayectos empleados, dependiendo únicamente de las posiciones finales. Si la masa es trasladada a su posición original, el gasto neto de energía es cero, independientemente de la trayectoria seguida. Otra manera de expresarlo, es diciendo que la suma de las energías cinética y potencial es constante dentro de un sistema cerrado.

La fuerza gravitacional es un vector cuya dirección, es a lo largo de la línea que une los dos centros de masa. La fuerza da pie a que el campo conservativo pueda derivarse de una función potencial escalar $U(x, y, z)$, llamada Potencial Newtoniano 3D, mediante el cual obtenemos el gradiente:

$$\begin{aligned} \nabla U(x, y, z) &= - \frac{F(x, y, z)}{m_2} \\ \nabla U(x, y, z) &= -g(x, y, z) \dots\dots(3.17) \end{aligned}$$

en coordenadas esféricas esta queda:

$$\begin{aligned} \nabla U(r, \theta, \phi) &= - \frac{F(r, \theta, \phi)}{m_2} \\ \nabla U(r, \theta, \phi) &= -g(r, \theta, \phi) \dots\dots(3.18) \end{aligned}$$

Alternativamente, se puede resolver esta ecuación para el potencial gravitacional en la forma:

$$U(r, \theta, \phi) = \int_{\infty}^r (\nabla U) \cdot dr$$

$$U(r, \theta, \phi) = - \int_{\infty}^r g \cdot dr \dots (3.19)$$

la cual es el trabajo realizado al mover una unidad de masa desde el infinito (es decir, desde un punto muy lejano), a través de cualquier trayectoria, hasta un punto ubicado a una distancia r del punto de masa, produciéndose el campo gravitacional. Utilizando la ecuación (3.16) en forma escalar, obtenemos:

$$U(r) = -\gamma \int_{\infty}^r m \left(\frac{1}{r^2} \right) dr = \frac{\gamma m}{r} \dots (3.20)$$

A menudo es sencillo resolver problemas de gravedad mediante el cálculo del potencial escalar U , más que el vector g y entonces obtener g de la ecuación (3.17).

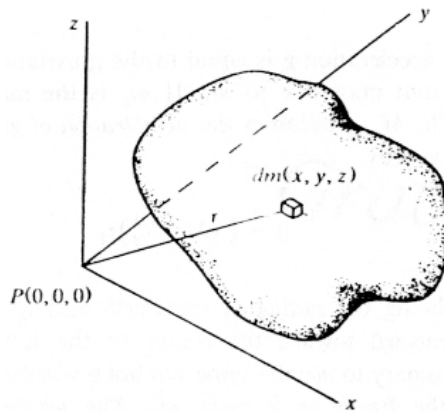


FIGURA 3.7 POTENCIAL DE UNA MASA EN 3D (TELFORD ET AL, 1990).

Considerando una masa en tres dimensiones de forma arbitraria como en la Figura 3.7, el potencial y la aceleración de la gravedad en un punto fuera de la masa, puede encontrarse al dividir la masa en elementos pequeños e integrar para obtener el efecto total. De la ecuación (3.20), el potencial debido a un elemento de masa dm en el punto (x, y, z) a una distancia r del punto $P(0, 0, 0)$ es:

$$dU = \frac{\gamma dm}{r} = \frac{\gamma \rho dx dy dz}{r} \dots (3.21)$$

donde $\rho(x, y, z)$ es la densidad, y $r^2 = x^2 + y^2 + z^2$. Entonces el potencial de la masa total m es:

$$U = \gamma \int \int \int \left(\frac{\rho}{r} \right) dx dy dz \dots (3.22)$$

Dado que g es la aceleración de la gravedad en la dirección z (positiva verticalmente hacia abajo), y asumiendo constante la densidad ρ ,

$$g = -\left(\frac{\partial U}{\partial z}\right)$$

$$g = \gamma\rho \int \int \int \left(\frac{z}{r^3}\right) dx dy dz \dots (3.23)$$

En ocasiones es más conveniente utilizar coordenadas cilíndricas. Debido a que $dx dy dz = r_0 dr_0 d\theta dz$ y $r_0^2 = r^2 + z^2$, $r_0^2 = x^2 + y^2$ el potencial se convierte en:

$$U = \gamma\rho \int \int \int \left(\frac{r_0}{r}\right) dr_0 d\theta dz \dots (3.24)$$

y la aceleración en la dirección z es,

$$g = \gamma\rho \int \int \int \left(\frac{r_0 z}{r^3}\right) dr_0 d\theta dz \dots (3.25)$$

En coordenadas esféricas,

$$dx dy dz = r^2 \sin\theta dr d\theta d\phi$$

Luego,

$$U = \gamma\rho \int \int \int r \sin\theta dr d\theta d\phi \dots (3.26)$$

Tomando el eje z a lo largo del eje polar,

$$g = -\frac{\partial U}{\partial z}$$

$$g = -\gamma\rho \int \int \int \left(\frac{z}{r}\right) \sin\theta dr d\theta d\phi$$

$$g = -\gamma\rho \int \int \int \sin\theta \cos\theta dr d\theta d\phi \dots (3.27)$$

ya que $\frac{z}{r} = \cos\theta$. El signo negativo indica que g se dirige de la masa dm al centro de la esfera.

El teorema de la divergencia (Teorema de Gauss) establece que la integral de divergencia de un campo vectorial g sobre una región del espacio V es equivalente a la integral de la componente normal del campo g sobre la superficie que encierra la región. Es decir,

$$\int_V \nabla \cdot g dv = \int_S g_n ds \dots (3.28)$$

Si no hay atracción de materia dentro del volumen, las integrales son cero y $\nabla \cdot g = 0$. Pero de la ecuación (3.17) la fuerza gravitacional es el gradiente del potencial escalar U, así que,

$$-\nabla \cdot g = \nabla \cdot \nabla U = \nabla^2 U = 0 \dots (3.29)$$

Esto es, el potencial en espacio libre satisface la ecuación de Laplace. En coordenadas cartesianas, la ecuación de Laplace se expresa como:

$$\nabla^2 U = \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} = 0 \dots (3.30)$$

Así pues, debido a que $g = -\frac{\partial U}{\partial z}$, y cualquier derivada de una solución de una ecuación diferencial es a su vez una solución, se tiene

$$\nabla^2 g = 0 \dots (3.31)$$

Si, por otro lado, hay una partícula de masa en el centro de una esfera con radio r, entonces,

$$\int_S g_n ds = -\left(\frac{\gamma m}{r^2}\right)(4\pi r^2)$$

$$\int_S g_n ds = -4\pi\gamma m \dots (3.32)$$

el signo negativo significa que g_n es opuesta a la normal n. Puede mostrarse que este resultado se mantiene, a pesar de la forma de la superficie y de la posición y tamaño de la masa dentro de dicha superficie. Si esta encierra varias masas con masa total M, se puede definir como:

$$\int_V \nabla \cdot g dv = \int_S g_n ds = -4\pi\gamma M \dots (3.33)$$

Si el volumen V es muy pequeño, tal que encierra a un solo punto, se puede remover el signo de la integral, obteniendo,

$$\nabla \cdot g = -4\pi\gamma\rho \dots (3.34)$$

Donde ρ es la densidad en ese punto. Entonces, de la ecuación (3.17),

$$\nabla^2 U = 4\pi\gamma\rho \dots (3.35)$$

Que corresponde a la ecuación de Poisson.

Las ecuaciones (3.22) y (3.24) declaran que el potencial gravitacional satisface la ecuación de Laplace en espacios libres y la ecuación de Poisson en una región que contenga masa.

Estas ecuaciones implican que varias distribuciones de masa, pueden producir el mismo campo potencial sobre una superficie; a esto se le llega a llamar la "ambigüedad inherente" de la

interpretación gravimétrica. En ocasiones es conveniente sustituir a las masas distribuidas en todo el volumen V , por una densidad superficial de masa ficticia sobre una superficie S que encierra a V , tal que el efecto al exterior de S sea el mismo. De las ecuaciones (3.33) y (3.34) tenemos:

$$\int_V (-4\pi\gamma\rho)dv = \int_S g_n ds.....(3.36)$$

esto es, la componente de gravedad perpendicular a la superficie, proporciona el equivalente de la densidad superficial. Para una superficie equipotencial, esto es simplemente el campo gravitacional total.

GRAVEDAD DE LA TIERRA

Debido a que la Tierra no es una esfera perfectamente homogénea, la aceleración de la gravedad no es constante sobre la superficie terrestre.

La magnitud de la gravedad depende de cinco factores: latitud, elevación, topografía circundante, marea terrestre, y variaciones de la densidad en el subsuelo. La exploración gravimétrica se relaciona con las anomalías debidas al último factor, y estas anomalías son generalmente, considerablemente más pequeñas que los cambios ocasionados por la latitud y la elevación, aunque son mayores que las anomalías cuyo origen radica en las mareas y (frecuentemente) que los efectos topográficos. El cambio en la gravedad del ecuador a las regiones polares asciende aproximadamente a 5 [Gal], ó 0.5% del valor promedio de g (980 [Gal]), y el efecto de la elevación puede ser tan grande como 0.1 [Gal] (0.01% de g). Una anomalía gravitacional considerada como grande en la exploración de petróleo, por otro lado, podría ser 10 [mGal], ó 0.001% del valor de g , mientras, en la exploración minera una anomalía grande llega a ser de 1 [mGal]. Así, las variaciones de g que son significativas en la prospección, son pequeñas tanto si las comparamos con la magnitud de g , como con las variaciones debidas a la latitud y los efectos de la elevación. Afortunadamente, se puede, con levantamientos de precisión adecuada, remover la mayoría de los efectos de los factores que no interesan en la prospección gravimétrica.

GRAVEDAD TEÓRICA

La forma de la Tierra, determinada por las mediciones geodésicas y las órbitas satelitales, es muy cercana a una esfera (abultada en el ecuador y achatada en los polos).

El esferoide de referencia es un elipsoide oblicuo que se aproxima a la superficie del nivel medio del mar (geoide), quitando la tierra que hay por encima. En 1930 la Unión Internacional de Geodesia y

Geofísica adoptó una fórmula (Nettleton, 1976) para el valor teórico de la gravedad (g_t), pero esta ha sido mejorada (Woolard, 1979) por el Sistema de Referencia Geodésico 1967 (GRS67):

$$g_t = 978031.846 \left(1 + 0.005278895 \text{sen}^2 \phi + 0.000023462 \text{sen}^4 \phi \right) \text{mGal} \dots (3.37)$$

Donde ϕ es la latitud.

EL GEOIDE

La media de las elevaciones continentales, es de alrededor de 500 [m], y las elevaciones de tierra máximas y las depresiones oceánicas llegan a los 9000 [m] referidos al nivel del mar. Este es influenciado por las variaciones antes descritas y por otras variaciones laterales de densidad. Definimos al nivel medio del mar (el equipotencial para la gravedad terrestre más los efectos centrífugos), llamado el geoide, como el promedio del nivel del mar sobre los océanos y sobre las aguas oceánicas que se encuentran en canales.

La simplificación de la forma de la Tierra está calculada para los incrementos de la densidad con la profundidad, pero no para las variaciones laterales, las cuales son el objeto de la exploración gravimétrica. Debido a estas variaciones laterales, el geoide y el esferoide de referencia no coinciden. Las anomalías debidas a masas locales, comban al geoide como se muestra en la Figura 3.8a. Se puede esperar que bajo los continentes, el geoide combe hacia arriba, en tanto, sobre el océano, lo haga hacia abajo debido a la baja densidad del agua (Figura 3.8b). Sin embargo, las desviaciones del esferoide no se correlacionan con los continentes ni con las placas litosféricas, lo cual confirma que existen diferencias de densidad en la litosfera. Las desviaciones entre las dos superficies pueden ser inferiores a los 100 [m].

DENSIDADES DE LAS ROCAS Y LOS MINERALES

En geofísica se define la densidad como *la propiedad física que determina los resultados obtenidos en una medición de gravedad*. Debido a que este parámetro relaciona el volumen y la masa, y considerando que las variaciones de densidad producen diferencias en la masa, se tiene por lo tanto que las variaciones de densidad producen cambios en la aceleración gravitatoria. Por lo que la propiedad física en la que se basa la exploración gravimétrica, es la densidad y sus variaciones laterales locales. Generalmente la densidad no se mide in situ (aunque puede medirse utilizando registros geofísicos de pozos). A menudo las mediciones de densidad se llevan a cabo en laboratorios basadas en muestras de núcleo pequeñas. De cualquier manera, los resultados de laboratorio raramente ofrecen la densidad real, debido a que las muestras pueden estar intemperizadas, fragmentadas, deshidratadas, o alteradas durante el proceso de su obtención, o bien se encuentran en

condiciones de presión y temperatura difíciles de recrear en laboratorio. En consecuencia, no siempre se tiene un buen valor de densidad dentro de situaciones particulares en campo.

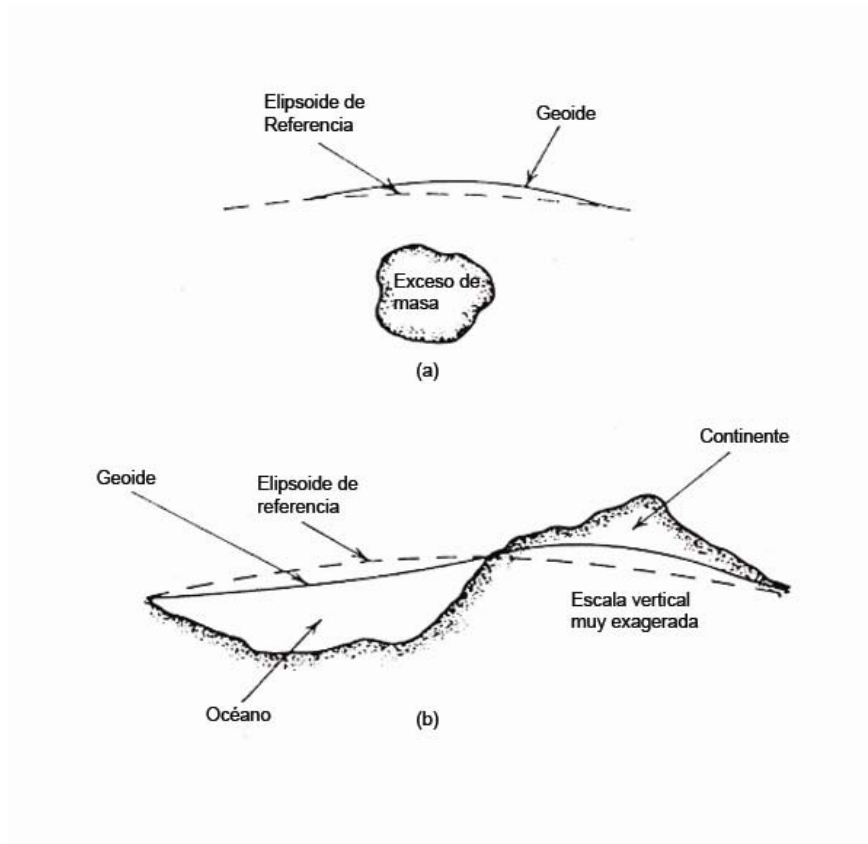


FIGURA 3.8. COMPARACIÓN ENTRE EL ELIPSOIDE DE REFERENCIA Y EL GEOIDE (TELFORD ET AL, 1990).

En la Tabla 3.2 se muestran algunos valores de densidad para rocas y minerales comunes. En la mayoría de los casos, las rocas sedimentarias poseen una densidad menor que las rocas ígneas y metamórficas. El rango de densidades presentado por las rocas sedimentarias, se debe principalmente a las variaciones en la porosidad. Esta densidad total también se ve afectada por la naturaleza del fluido dentro de los poros, historia geológica de la roca, así como a su profundidad. Obviamente una roca porosa, se compactará conforme va quedando enterrada. En general, la densidad sufre un incremento tanto con la profundidad como con el tiempo. El contraste de densidad entre las formaciones sedimentarias adyacentes y el terreno es raramente mayor a $0.25[g/cm^3]$ (excepto por la capa más cercana a la superficie).

Tabla 3.2. Densidades de diversas rocas y minerales (Telford et al, 1990).

TIPO DE ROCA	RANGO g / cm^3	PROMEDIO g / cm^3
Arcilla	1.63-2.6	2.21
Grava	1.7-2.4	2.0
Arenisca	1.61-2.76	2.35
Arcilla	1.77-3.2	2.40
Limolita	1.93-2.90	2.55
Dolomita	2.28-2.90	2.70
Rocas Sedimentarias		2.50
Basalto	2.70-3.30	2.99
Andesitas	2.4-2.8	2.61
Lavas	2.80-3.00	2.90
Granito	2.50-2.81	2.64
Riolita	2.35-2.70	2.52

Aunque por lo general, las rocas ígneas son más densas que las rocas sedimentarias, existen excepciones. Las rocas ígneas extrusivas, en particular las lavas, pueden ser porosas, y por ende tener baja densidad. Casi siempre, las rocas ígneas básicas son más densas que las ácidas. La porosidad, que afecta de manera considerable a los sedimentos, no tiene tanta relevancia en la mayoría de las rocas ígneas y metamórficas, a menos que estén muy fracturadas.

La densidad incrementa frecuentemente con el grado de metamorfismo, debido a que este proceso tiende a rellenar los huecos, y recristaliza a la roca en una forma más densa. Así los sedimentos metamorfoseados, tales como el mármol y la cuarcita, normalmente son más densos que la caliza, y la arenisca originales. Lo mismo ocurre en las formas metamórficas de las rocas ígneas, el gneiss con respecto al granito, la anfibolita con respecto al basalto, y así sucesivamente.

Con pocas excepciones, los minerales no metálicos tienen densidades menores que el promedio de las rocas ($2.67[g/cm^3]$). Por otro lado, los minerales metálicos, usualmente tienen una densidad mayor a este promedio, sin embargo, dado que es muy raro encontrar grandes volúmenes en forma pura, su efecto normalmente no es muy grande.

3.2.4 Reducciones

En lo siguiente se introducen las reducciones comúnmente aplicadas a los datos gravimétricos tomados en terreno. Un valor reducido es igual al valor observado de la gravedad menos el valor previsto de la gravedad basándose en el modelo terrestre elegido. En consecuencia una anomalía es la diferencia entre lo observado y lo previsto de acuerdo con el modelo terrestre aplicado.

Las siguientes reducciones se aplican a los valores gravimétricos observados en terreno:

- Reducción de la deriva del gravímetro
- Reducción para las mareas
- Reducción para la latitud
- Reducción por aire libre
- Reducción simple de Bouguer

3.2.4.1 Reducción por deriva del gravímetro

Las lecturas registradas por el gravímetro varían con el tiempo debido a la fatiga del resorte del mismo. Esto incluye efectos de deslizamiento en el muelle del gravímetro, cambios en la presión y temperatura además del desplazamiento del instrumento. Este fenómeno se conoce como deriva del gravímetro.

Cuando se repite una medición por un gravímetro en el mismo lugar y bajo las mismas circunstancias varias veces en el día se obtiene distintas lecturas variando unos 0.001mgal. Estas variaciones se deben a los resortes y fibras de torsión no perfectamente elásticos de los gravímetros, al efecto de la temperatura y a la influencia de las mareas. La llamada deriva del instrumento se corrige observando los valores de gravedad correspondientes a la estación de base en intervalos discretos de tiempo, por ejemplo cada media hora y durante el intervalo de tiempo, en que se realiza todas las mediciones. La

primera y la última medición se deben realizar en esta estación, y al hacer la corrección correspondiente a la deriva deben de ser iguales.

Se construye una curva de las variaciones de gravedad en la estación de base en función del tiempo. Se elige un valor como valor de referencia, por ejemplo el primer valor observado en la estación de base. Los datos para corregir los valores observados son las variaciones de la gravedad con respecto a la estación de referencia en los instantes de medición de los diferentes puntos de los perfiles. Se los encuentra por interpolación.

- En el caso, que el valor interpolado es mayor al valor de referencia se resta la variación 'valor interpolado - valor de referencia' del valor observado en la respectiva estación de observación.
- En el caso, que el valor interpolado es inferior al valor de referencia se suma la variación encontrada 'valor interpolado - valor de referencia' al valor observado en la respectiva estación de observación.

$$dg_D(t_l) = \frac{B(t_f) - B(t_i)}{t_f - t_i} (t_l - t_i)$$

t_l = tiempo de lectura

t_i = tiempo inicial

t_f = tiempo final

B= base

3.2.4.2 Reducción por marea terrestre

Debido a su alta sensibilidad los instrumentos de medición de la gravedad aptos para la prospección, registran las variaciones periódicas de las atracciones causadas por los movimientos de la Tierra, con respecto al sol y a la luna. Estas fuerzas regularmente alzan y bajan las aguas terrestres no rígidas en ciclos mareales previsibles. Las mismas fuerzas actúan en la superficie terrestre sólida deformándola en la misma manera como el agua, aunque en dimensiones más pequeñas. El movimiento actual mareal de un punto ubicado en la superficie terrestre firme alcanza solo unos centímetros. Este desplazamiento mismo causa pequeñas variaciones en la gravedad debido a la variación de la distancia con respecto al centro de la Tierra y debido a la distribución nueva de las masas en el interior de la Tierra.

La magnitud de estos cambios varía con la latitud, con el día y el mes. El ciclo entero de las mareas está caracterizado por variaciones iguales o menores de 0.2 a 0.3 mGal. Su variación media es +/- 0.1mGal.

La reducción para la influencia de las mareas se puede realizar recurriéndose al software Tsoft (Tsoft, 2004), el cual es una herramienta que puede calcular la marea terrestre, para cuantos días sean necesarios (Figura 3.9).

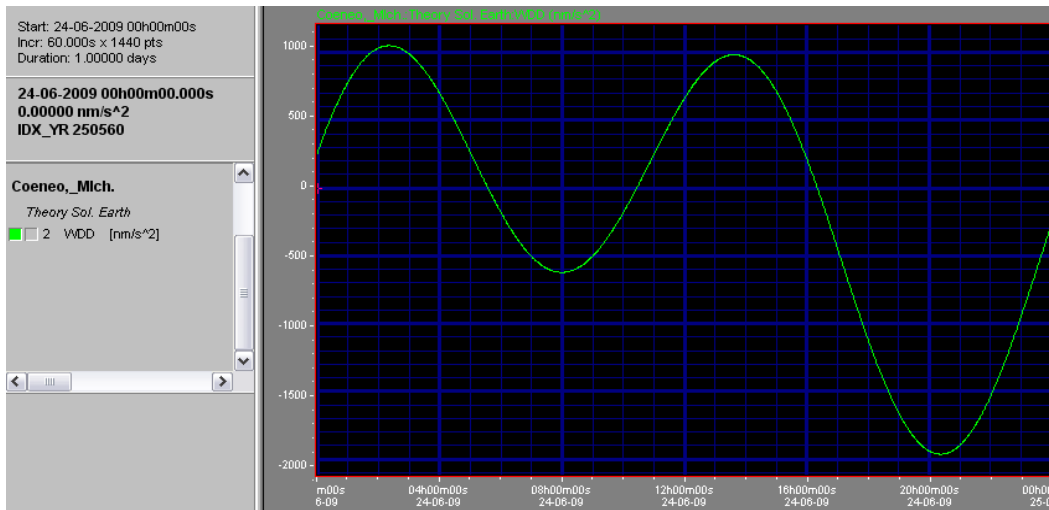


FIG. 3.9 SOFTWARE TSOFT, MUESTRA UN EJEMPLO DEL CÁLCULO DE LA MAREA TERRESTRE, CON COORDENADAS DEL OBSERVATORIO DE CENTELLEO INTERPLANETARIO DE COENEO, MICH.

Tsoft es un software usado para el análisis de series de tiempo de Mareas Terrestres, desarrollado en el “Royal Observatory of Belgium”, este software permite al usuario el procesado de datos de forma interactiva y gráfica, por lo que cuenta con muchas ventajas, particularmente en el campo de corrección de datos altamente perturbados, la detección y procesado de eventos especiales, como por ejemplo oscilaciones después de Terremotos, por lo que para este trabajo resulto una herramienta sumamente útil.

El calculo del fenómeno de las mareas requiere una representación del potencial de mareas basado en la posición relativa de la luna, el sol y los planetas (Wenzel, 1974). Como la Tierra no es un cuerpo homogéneo, ni perfectamente rígido, reacciona complejamente a las fuerzas astronómicas. Tsoft usa el catalogo potencial de Tamura (1987), el cual contiene 1200 ondas, y tiene una precisión de 0.6 nm/s² (1 nm/s² = 0.0001mGal) en el dominio del tiempo, lo cual sirve perfectamente para realizar las correcciones de cualquier tipo de gravímetros.

$$dg_T = g_{obs} - TIDE_{tl}$$

dg_T = Reducción por deriva

$TIDE_{tl}$ = Valor de marea terrestre en el tiempo de lectura

3.2.4.3 Reducción por latitud

Esta reducción considera el cambio de la aceleración gravitacional producido por la forma de la Tierra considerándola semejante a un elipsoide de revolución, la aceleración gravitacional incrementa con latitudes superiores siendo máxima en los polos, para eliminar este efecto es necesario calcular la superficie potencial teórica del elipsoide con la fórmula teórica internacional de la gravedad en las latitudes de la zona de estudio. Esta ecuación incluye la corrección correspondiente al efecto de rotación terrestre o fuerza centrífuga.

Una manera de corregir la variación de la gravedad con la latitud consiste en referir los valores medidos en las estaciones de observación a la estación de base de coordenadas geográficas conocidas. Se aplica la formula siguiente:

$$dg_{\phi} = 0.812 \text{sen}(2\pi\phi/180)d$$

Donde Φ = latitud geográfica de la estación de base y d =distancia en el eje y entre la base y la estación de interés.

El factor de corrección es cero en el ecuador y en los polos, siendo máximo en $\Phi=45^\circ$. El valor de C_{ϕ} , debe sustraerse o adicionarse a la media de gravedad, dependiendo si la ecuación tiene una latitud mayor o menor a la base.

3.2.4.4 Reducción por aire libre

Esta reducción toma en consideración el decremento en la gravedad vertical, con el incremento de la elevación. Se fundamenta en que g es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia. El gradiente de aire libre para g , da como resultado la corrección de elevación, siendo esta:

$$dg_{cf} = \frac{2g_0h}{R_T} = 0.3086h \text{ mGal}$$

Donde

- R_T = radio de la Tierra = 6367.5 Km.
- g_0 = gravedad a nivel medio del mar
- h = altura sobre el nivel del mar

La corrección de aire libre lleva signo positivo para estaciones de observación situadas encima del nivel de referencia. dg_{alt} lleva un signo negativo para estaciones de observación ubicadas debajo del nivel de referencia.

Para lograr una precisión de 0,01mgal para las observaciones gravimétricas las diferencias de altura con respecto al nivel de mar deberían ser conocidas con un error menor de ± 4 cm.

3.2.4.5 Reducción simple de Bouguer

La reducción simple de Bouguer elimina el efecto de las masas de rocas ubicadas entre el nivel de referencia y la estación de observación. Las masas de rocas ejercen una atracción gravitatoria extra a una estación de observación situada en una altura mayor a aquella de la estación de base. El incremento esperado de la atracción gravitatoria debido a las rocas ubicándose entre el nivel de referencia y el nivel de la estación de observación a menudo se modela utilizando la hipótesis de que se puede aproximar la roca con una losa horizontal de dimensiones infinitas y de densidad uniforme, cuyo piso coincide con el nivel de referencia y cuyo techo está en el nivel de la estación de observación. Se emplea la fórmula siguiente para cuantificar el efecto de Bouguer:

$$dg_{Bouguer} = 2\pi G\rho h = 0.04191\rho h \text{ mGal}$$

Donde

- G = constante de gravitación = $6.67 \times 10^{-8} \text{cm}^3 \text{g}^{-1} \text{s}^{-2}$,
- ρ = densidad de las masas de rocas ubicándose entre el nivel de referencia y el nivel de la estación de observación en gr./cm^3 ,
- h = altura sobre el nivel del mar

La corrección con la losa de Bouguer $dg_{Bouguer}$ se resta del valor observado en una estación de observación en el caso que la estación de observación está encima de la estación de base. Se le suma al valor observado en el caso que la estación de observación se sitúa debajo del nivel de referencia. Referente a los signos, la corrección para aire libre siempre lleva el signo opuesto al signo aplicado para la corrección simple de Bouguer.

3.2.4.6 Anomalía Gravimétrica

Una anomalía de gravedad se define como la variación de los valores medidos de la gravedad con respecto a la gravedad normal después de haber aplicado las reducciones necesarias.

La anomalía de Bouguer simple se obtiene aplicando todas las correcciones mencionadas.

$$\Delta g_{bs} = g_{obs} - dg_T - dg_D + dg_{Cf} - dg_{bs} + dg_{\phi} - g_{teórica}$$

g_{obs} = gravedad observada

dg_T = reducción por marea terrestre

dg_D = reducción por deriva del instrumento

dg_{Cf} = reducción por aire libre

dg_{bs} = reducción Bouguer simple

dg_{ϕ} = reducción por latitud

$g_{teórica}$ = gravedad teórica

Un ejemplo se muestra en la Figura 3.10, que es el perfil 1 de nuestro levantamiento, se puede observar que la importancia que tiene el reducir los datos es relevante, ya que estos datos reducidos son una herramienta para una mejor interpretación.

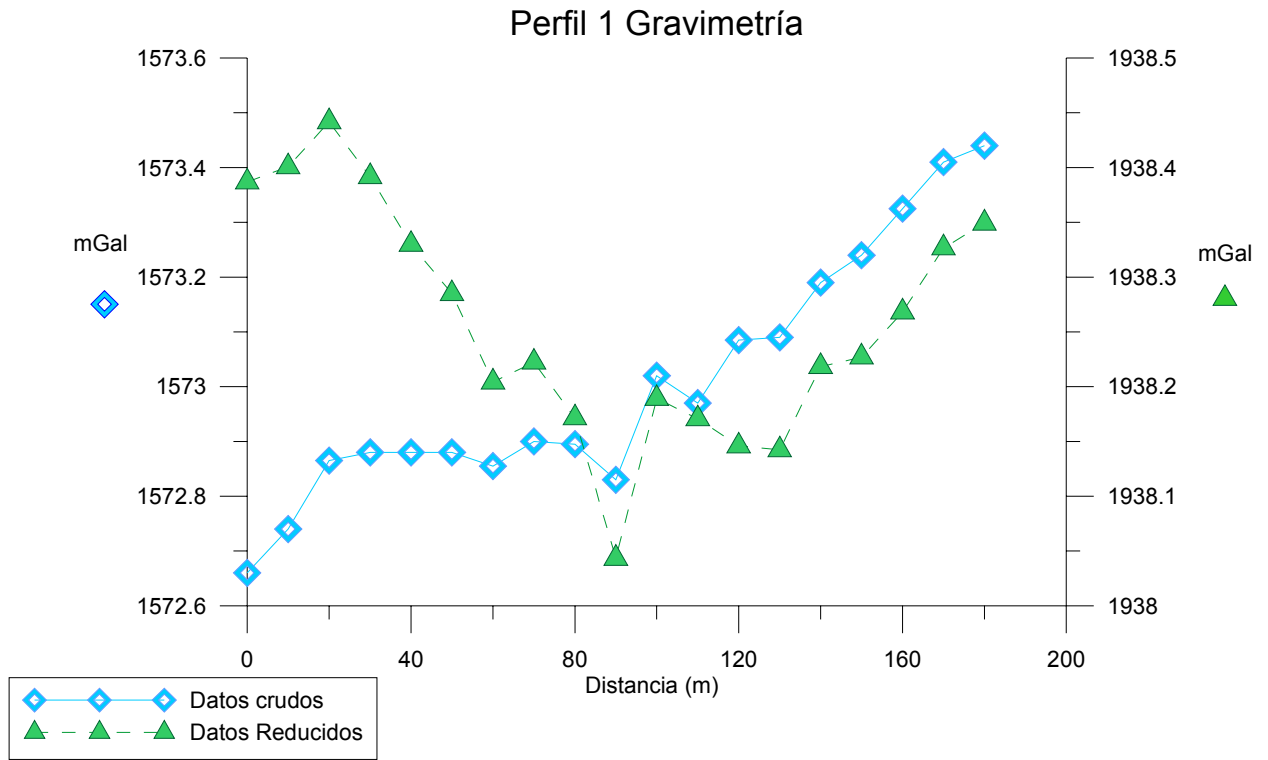


FIGURA 3.10 SE MUESTRA EL PERFIL 1 (LOCALIZACION MOSTRADA EN FIGURA 3.6), ANTES DE REDUCIR LOS DATOS Y DESPUES, LA ESCALA DE LA DERECHA PERTENECE A LOS DATOS REDUCIDOS.

3.3 Prospección Magnetométrica

3.3.1 Actividades realizadas

- Se realizó un mallado del terreno (previamente delimitado y ubicado el punto cero en el inicio de la malla con GPS) a cada 5 m entre puntos en direcciones perpendiculares.
- Se preparo el equipo para la adquisición.
- Se procedió a la adquisición de datos en cada punto de la malla.
- Control de calidad de la información adquirida.
- Reducción de los datos.
- Procesado
- Interpretación.

3.3.2 Fundamentos Teóricos del Método

Las anomalías magnéticas detectadas a través de estudios magnéticos en algún terreno se explican con variaciones en las propiedades físicas de las rocas como la susceptibilidad magnética y/o la imantación remanente de las rocas. Estas propiedades físicas solo existen a temperaturas debajo de la temperatura de Curie. En consecuencia, los generadores de las anomalías magnéticas pueden ser hallados hasta una profundidad máxima de 30 a 40 Km.

El campo geomagnético se describe en una aproximación por un dipolo magnético ubicado en el centro de la tierra, cuyo eje está inclinado con respecto al eje de rotación de la tierra. El dipolo está dirigido hacia el Sur, de tal modo en el hemisferio Norte cerca del polo Norte geográfico se ubica un polo Sur magnético y en el hemisferio Sur cerca del polo Sur geográfico se ubica un polo Norte magnético, siendo esto una convención solamente.

El potencial magnético A de un punto p respecto a un dipolo magnético separado de el por una distancia r (Figura 3.11) se puede calcular por:

$$A = \left(\frac{P}{r_1} - \frac{P}{r_2} \right)$$

$$A = p \left[\frac{1}{(r^2 + l^2 - 2lr \cos \theta)^2} - \frac{1}{(r^2 + l^2 + 2lr \cos \theta)^2} \right]$$

Donde A = Potencial magnético en el punto p

p = Punto donde se quiere conocer el potencial magnético

r = Distancia del centro del dipolo a p

l = Mitad de la longitud del dipolo

θ = Ángulo entre el dipolo y r

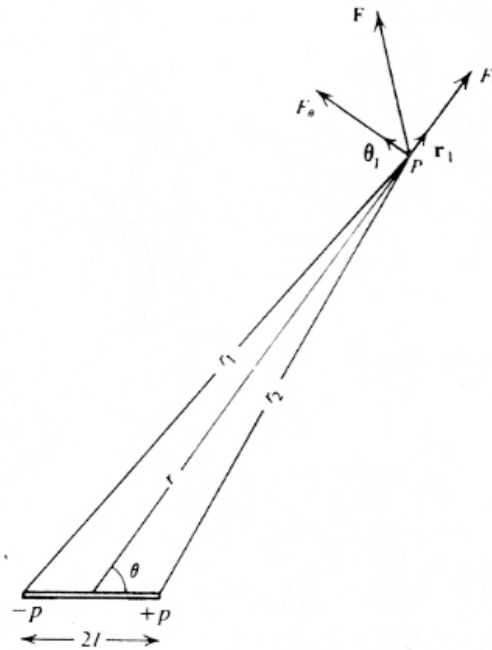


FIGURA 3.11 CÁLCULO DEL CAMPO DE UN DIPOLO MAGNÉTICO (TELFORD ET AL, 1990)

Cuando $r \gg l$ se tiene que

$$A \approx \frac{|m| \cos \theta}{r^2}$$

Donde **m** es el momento dipolar con magnitud $m=2lp$

Un cierto volumen de material magnético puede considerarse, como una diversidad de dipolos magnéticos que resultan de los momentos magnéticos de los átomos individuales y de otros dipolos. Si estos se encuentran alineados, de tal forma que el cuerpo exhibe magnetismo remanente, depende de su historia magnética previa. Aún así, se podrán volver a alinear mediante la inducción de un campo magnetizante. En cualquier caso, podemos considerar al cuerpo como una distribución continua de dipolos, resultando en un vector de momento dipolar por unidad de volumen, \mathbf{M} , de magnitud M . Figura 3.12.

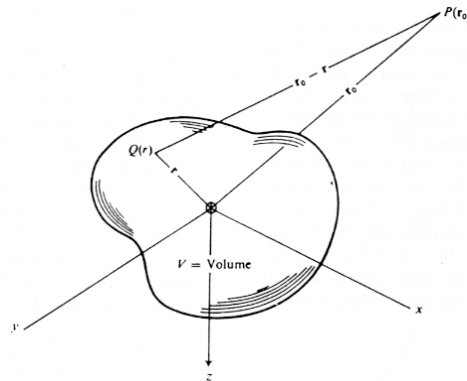


FIGURA 3.12 ANOMALÍA MAGNÉTICA GENERAL (TELFORD ET AL, 1990)

De tal forma que el potencial magnético a determinada distancia del dipolo es

$$A = \frac{|\mathbf{M}(r)| \cos \theta}{r^2} = -\mathbf{M}(r) \cdot \nabla \left(\frac{1}{r} \right)$$

Y para el cuerpo completo

$$A = -\int_v \mathbf{M}(r) \cdot \nabla \left(\frac{1}{|r_0 - r|} \right) dv$$

Recordemos que un campo \mathbf{F} produce una reorientación parcial, a lo largo de la dirección del campo, de los dipolos elementales orientados anteriormente de forma aleatoria. Esto provoca, en efecto, una separación de los polos positivo y negativo. Entonces,

$$\nabla^2 A = 4\pi\mu \nabla \cdot \mathbf{M}(r)$$

Dentro de un medio no magnético, $\mathbf{M}=0$ y

$$\nabla^2 A = 0$$

Las características magnéticas de las rocas dependen del contenido de minerales magnéticos (magnetita, pirrotita, etc.), los cuales se encuentran dispersos en la matriz de las rocas. En las rocas se tienen ambos tipos de magnetización: remanente e inducida.

Cuando un cuerpo magnetizable se encuentra bajo el efecto de un campo externo H , se magnetiza y este efecto desaparece si se retira el campo. La magnetización adquirida es paralela y proporcional al campo aplicado y se expresa como:

$$J_i = kH$$

Donde J_i es la magnetización, H el campo y k es la constante de proporcionalidad conocida como susceptibilidad magnética.

La susceptibilidad magnética de las rocas depende en gran parte del contenido de minerales ferromagnéticos con susceptibilidad relativamente alta. Por ejemplo, la magnetita es un mineral accesorio común en rocas ígneas y metamórficas y se encuentra como mineral traza en las sedimentarias. Esta propiedad presenta un rango de variación muy amplio en las rocas.

La magnetización total en una roca *in situ* se expresa como la suma de los vectores:

$$J = J_i + J_r$$

Donde J_i esta en dirección del campo terrestre actual (IGRF) y J_r puede tener cualquier dirección. La magnitud del vector resultante controla la amplitud de la anomalía magnética provocada por un cuerpo de roca y la orientación de J da la forma a la anomalía. Si es constante y presenta la misma dirección en todo el cuerpo, se dice que está uniformemente magnetizado.

En la magnetometría se emplean varias unidades:

1Oersted = 1Gauss = 10^5 gamma = 10^5 nT (T = Tesla). 1gamma = 10^{-9} T = 1nT.

La unidad Gauss se introdujo en honor al matemático alemán Carl Friedrich Gauss, quién desarrolló el método para la determinación absoluta del campo geomagnético e inició la observación del campo

geomagnético en intervalos regulares. Las unidades Gauss y gamma son las unidades del sistema cgs, la unidad nT es la unidad del sistema SI.

Los geofísicos prefieren emplear el parámetro 'intensidad del campo magnético H' en vez del parámetro 'inducción o densidad del flujo B'. Se puede substituir uno de estos parámetros por el otro, porque la permeabilidad del aire varía solo poco de la permeabilidad del vacío. La densidad del flujo B de un campo magnético está relacionada con la intensidad magnética H como sigue:

$$B = \mu_0 H$$

Donde μ_0 = permeabilidad del vacío = $1,25 \times 10^{-6}$ [Vs/Am]

La permeabilidad se refiere a la facilidad, que ofrece un cuerpo al paso del flujo magnético.

3.3.3 Reducciones

En este apartado se describen los métodos utilizados para realizar la reducción de los datos de los terrenos prospectados, para seleccionar el terreno en donde se instalará el observatorio magnético. Los procesos utilizados en el análisis de datos son los siguientes:

- Corrección por Variación Diurna.
- IGRF

3.3.3.1 Reducción por variación diurna

Los registros de variaciones diurnas, en general, muestran dos tipos de variaciones por las cuales los días podrían clasificarse en días "quietos o tranquilos" y en días "perturbados"; en los días quietos la variación es suave, regular y por lo general no mayor a los 80nT, tienen periodicidades solares y lunares. En los días perturbados, la variación está asociada a tormentas magnéticas.

Otra forma de decidir si un día es perturbado o no es el uso de los índices Kp, que se obtienen usando un promedio de los valores K para 11 observatorios en el mundo la escala Kp es pseudologarítmica y cuenta con 28 niveles con números del 0 al 9 acompañados de un símbolo -, o ò +(Campbell 1997). Las variaciones de K son perturbaciones irregulares del campo geomagnético causadas por la radiación de las partículas solares en intervalos de 3 horas. Todas las otras perturbaciones regulares o irregulares no son variaciones de K. La actividad geomagnética es la sucesión de variaciones de K (Siebert 1971). Los índices K se derivan de la componente H del campo magnético para cada observatorio y para lapsos de 3 horas.

La Figura 3.13 muestra una curva de distribución de los valores de Kp con un pico cercano a Kp=2+ usualmente se considera que un día es un día tranquilo si el valor de Kp es 2 o menor.

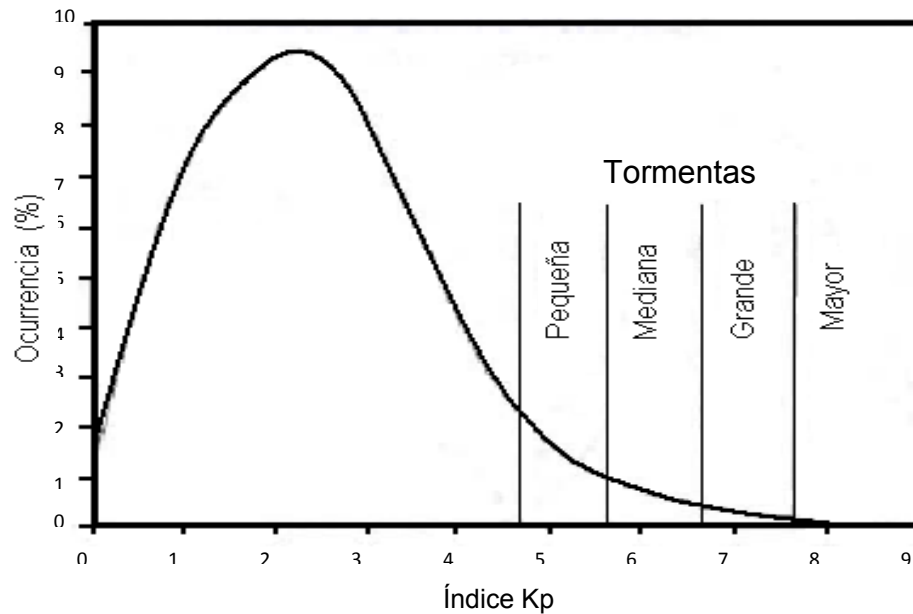


FIGURA 3.13 DISTRIBUCIÓN DE INDICES KP INDICANDO LOS TAMAÑOS DE TORMENTAS GEOMAGNÉTICAS (CAMPBELL 1997)

Al aplicar el método magnético se pretende obtener variaciones del campo magnético en un punto sobre la superficie de la Tierra. Generalmente las mediciones magnéticas se realizan a lo largo de perfiles en estaciones de observación equiespaciadas. Combinando los perfiles se obtiene un mapa de anomalías magnéticas. El campo magnético sufre variaciones con respecto al tiempo, llamadas variación diurna. Estas variaciones, que no están relacionadas con los depósitos geológicos del área, se superponen a los valores medidos, por esto se deben corregir los valores registrados. La variación diurna es producida por corrientes inducidas en la ionosfera y se corrige repitiendo la medición de la variación de intensidad total en una estación base en intervalos de tiempo regulares desde el principio hasta el final de la campaña de medición. Los valores medidos en la estación de base se representan en función del tiempo, que permite calcular el valor de corrección correspondiente a cada medición en una observación del levantamiento magnético mediante una sencilla sustracción (Geometrics Inc., 1995).

La corrección por variación diurna es una sustracción del campo total (que es medido en el área seleccionada con el magnetómetro móvil) y la lectura de una estación base.

El sentido físico de la corrección por variación diurna es obtener la contribución cortical del campo geomagnético, eliminando la parte dipolar (campo principal o *main field*), la parte del campo producida por fuentes externas y a cada instante de medición las variaciones temporales.

$$\Delta F = F(t_0) - dF(t_0)$$
$$dF(t_0) = F(t_0) - (mt_0 + b)$$

Donde: ΔF = corrección por variación diurna

$F(t_0)$ = Vector intensidad de campo magnético para un tiempo t_0

$dF(t_0)$ = Diferencial de campo magnético para un tiempo t_0 obtenido de una base

$mt_0 + b$ = Modelo de una recta que ajusta los datos de variaciones obtenidos en la base para cada t_0

3.3.3.2 IGRF

Es una representación matemática del valor de campo magnético terrestre, por un acuerdo internacional. Consiste en los coeficientes de Gauss hasta de 10° grado ya que representa gran parte del campo producido por la tierra. El Internacional Geomagnetic Reference Field (IGRF) es actualizado cada 5 años.

Si a los datos magnéticos obtenidos en campo, se les resta el valor de IGRF de la zona, obtenemos los valores de anomalía magnética.

El IGRF utilizado para la exploración geofísica en Coeneo Michoacán fue de 41224.789 nT

3.4 Geomagnetismo

3.4.1 Actividades realizadas

- Se colocó un equipo para medir Declinación e Inclinación conocido como DIFlux en el punto establecido.
- Se hicieron observaciones solares con el teodolito para obtener la referencia astronómica.
- Se realizaron mediciones de la declinación e inclinación del campo magnético terrestre por cada miembro de la brigada.

- Reducción de datos, para la obtención de la declinación e inclinación verdadera.

3.4.2 Fundamentos Teóricos del Método

GEOMETRÍA DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO

La inducción magnética B tiene carácter vectorial, es decir, en cada punto de la superficie terrestre donde se encuentra presente, cuenta con un módulo, dirección y sentido. Por esta razón se le conoce como vector de campo geomagnético, y como todo vector, se le puede describir en términos de cualquiera de los sistemas de coordenadas, independientemente del sistema elegido. Dicho vector cuenta con siete componentes magnéticas actuando en todo momento sobre la superficie de nuestro planeta, cinco de las cuales son modulares y dos angulares (Figura 3.14).

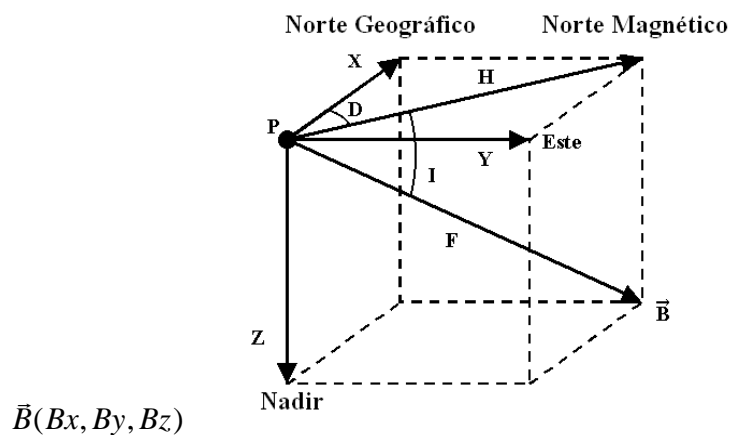


FIGURA 3.14 COMPONENTES DEL VECTOR DE INDUCCIÓN MAGNÉTICA O VECTOR DE CAMPO GEOMAGNÉTICO REFERIDO A UN PUNTO "P" SOBRE LA SUPERFICIE TERRESTRE.

Las siete componentes de este vector son:

1. Componente con dirección sur-norte (X). Es la proyección del vector \vec{B} sobre un eje horizontal con dirección y sentido al norte geográfico.
2. Componente con dirección oeste-este (Y). Es la proyección del vector \vec{B} sobre un eje horizontal con dirección y sentido al este geográfico.
3. Componente con dirección vertical (Z). Es la proyección del vector \vec{B} sobre un eje vertical con dirección y sentido al nadir.

4. Componente horizontal (H). Es la proyección del vector \vec{B} sobre un plano horizontal, mismo que aloja las componentes ortogonales X y Y.
5. Declinación (D). Es la diferencia angular entre el norte verdadero o geográfico y el norte magnético; se considera positiva hacia el este y negativa al oeste. Si se dejara girar libremente una aguja magnetizada, similar a la de una brújula, la declinación se mediría tomando el ángulo que forma la aguja con respecto a la dirección sur-norte. Cabe mencionar que la declinación fue la primera componente en definirse, dada su importancia para la navegación en tiempos antiguos y hoy en día es la componente geomagnética más conocida.
6. Intensidad total (F). Es el módulo del vector \vec{B} .
7. Inclinación (I). Es el ángulo formado por la componente H y el vector \vec{B} .

El plano HZ es conocido además como el meridiano magnético, que es el plano que contiene al vector del Campo Geomagnético.

Ahora bien, para describir el Campo Geomagnético en un punto, se requiere conocer al menos tres de sus componentes no coplanares, de tal modo que si se quiere describir el vector \vec{B} con respecto al sistema de coordenadas cartesianas, las componentes necesarias para llevar a cabo dicha descripción serán XYZ; si se desea referir el mismo vector con respecto al sistema de coordenadas cilíndricas, las componentes que se utilizarán son HDZ; y finalmente, para referirlo al sistema de coordenadas esférico usaremos las componentes DFI.

Una vez descrito el vector en cualquiera de los sistemas de referencia anteriormente mencionados, es posible cambiar de sistema o trabajar con componentes pertenecientes a uno u otro con ayuda de simples relaciones trigonométricas (ecuaciones de transformación entre sistemas), estas relaciones están basadas en la geometría propia del vector y de los sistemas de referencia utilizados.

COMPONENTES DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO

El campo geomagnético principal es predominantemente dipolar y el considerarlo como un dipolo es una muy buena primera aproximación (Blakely, 1996). Al realizar una medición de campo geomagnético en la superficie terrestre y considerando en todo momento el origen interno y externo de sus fuentes, se puede decir que la lectura tomada corresponde a la superposición de varias componentes del campo generado por diversos tipos de fuentes, esto es:

$$B = B_o + B_r + B_c + B_t, \dots\dots 3.38$$

Tabla 3.3 Muestra las componentes magnéticas usadas en cada sistema de coordenadas y las ecuaciones de transformación entre sistemas tomando como base la geometría presente en la figura 3.14.

Sistema de Referencia	Componentes magnéticas utilizadas	Ecuaciones de Transformación	
Coordenadas Cartesianas	XYZ	$H = \sqrt{X^2 + Y^2}$ $D = \tan^{-1}\left(\frac{Y}{X}\right)$ $Z = Z$	$F = \sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2}$ $D = \tan^{-1}\left(\frac{Y}{X}\right)$ $I = \tan^{-1}\left(\frac{Z}{\sqrt{X^2 + Y^2}}\right) = \text{sen}^{-1}\left(\frac{Z}{\sqrt{X^2 + Y^2 + Z^2}}\right)$
Coordenadas Cilíndricas	HDZ	$X = H \cdot \cos(D)$ $Y = H \cdot \text{sen}(D)$ $Z = Z$	$F = \sqrt{H^2 + Z^2}$ $D = D$ $I = \tan^{-1}\left(\frac{Z}{H}\right)$
Coordenadas esféricas	DFI	$X = F \cdot \cos(I) \cdot \cos(D)$ $Y = F \cdot \cos(I) \cdot \text{sen}(D)$ $Z = F \cdot \text{sen}(I)$	$H = F \cdot \cos(I)$ $D = D$ $Z = F \cdot \text{sen}(I)$

Donde:

B: Valor del campo geomagnético medido en la superficie de la Tierra.

B₀: Valor de un campo teórico producido por un dipolo magnético que tiene su eje inclinado aproximadamente 11.5° con respecto al eje de rotación de la Tierra y que no pasa exactamente por su centro.

B_r: Recibe el nombre de campo residual y puede ser asociado con varios dipolos más pequeños y localizados más superficialmente que el dipolo cuasi central, ubicados en diferentes regiones del planeta.

B_c: Denominado campo cortical, tiene su origen en la corteza terrestre en regiones aún más pequeñas, sus efectos son localizados y usualmente se conoce como campo de las anomalías.

B_i : Es la parte del campo medido en la superficie que varía más sensiblemente con el tiempo que las otras componentes. Este campo se origina en el exterior de la Tierra.

Usualmente, la suma del campo dipolar con el campo residual es llamada *Campo Principal* y a la suma de este con el campo cortical, se le denomina *Campo Interno*, mientras que el término B_i recibe el nombre de *Campo Externo* (Muniz, 1997).

Las variaciones de largo periodo, que ocurren en el interior de la Tierra, y que pueden ser incluidas en los términos B_o , B_r y B_c , pueden ser llamadas variaciones de la “Tierra Sólida”. Por otra parte B_i representa las variaciones de periodo corto, que tienen su origen en las envolturas gaseosas y plasmática de la Tierra. Una idea resumida de las variaciones del campo geomagnético, también conocido como espectro geomagnético se presenta en la tabla 3.4 y en Figura 3.15.

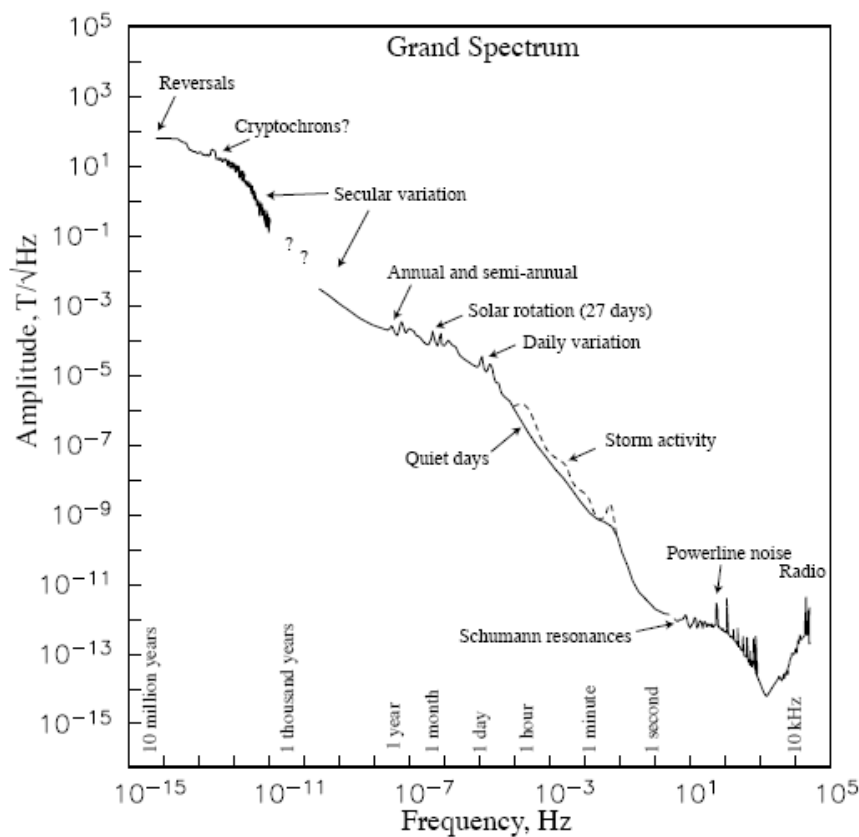


FIGURA 3.15 VARIACIONES DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO (CONSTABLE, 2005)

TABLA 3.4. Variaciones temporales del campo geomagnético (MODIFICADA DE MUNIZ, 1997).

Banda	Variaciones
1	<0.0001 – 0.3 seg. Oscilaciones de altas frecuencias
2	0.2 – 100 seg. Micropulsaciones
3	~1 min. – 120 min. (Sudden Storm Commencements, por sus siglas en inglés SSC) Comienzos Repentinos de Tormenta Fluctuaciones Transitorias Bahías y subtormentas
4	6 hrs. – 15 días Sq y Variaciones Lunares
5	2 – 27.3 días Tormentas magnéticas
6	6 – 12 meses Variaciones estacionales
7	10.5 – 11.5 años Variaciones con el ciclo de actividad solar
8	~300 – 10,000 años Variaciones del campo principal
9	1,000 – cientos millones de años Inversiones del campo geomagnético

Las variaciones en las bandas 1 a 7 son producidas en su mayoría en las capas de la atmósfera superior por la circulación de corrientes eléctricas que inducen campos en la superficie o por alteraciones en las capas más exteriores por efecto de partículas cargadas provenientes del espacio exterior. Las tormentas magnéticas constituyen perturbaciones, que presentan cuadros caóticos en el

campo magnético, cuya duración puede ser muy variable y cuya amplitud puede ser muy grande, y que además son de carácter global (Campbell, 1997).

Se han detectado variaciones hasta de 1,000 nT en latitudes comprendidas entre el ecuador y los paralelos 60 al norte y al sur. Las tormentas magnéticas se clasifican en dos clases, unas, las de principio progresivo, que tienden a producirse con una frecuencia de 27 días, que es el tiempo promedio de la rotación del ecuador solar; las otras, como comienzos repentinos de tormenta magnética (SSC), y no manifiestan alguna tendencia recurrente. En las regiones polares, esta amplitud puede ser mayor. Cabe hacer hincapié en que ciertas tormentas magnéticas aparecen de 2 a 5 días después que erupciones en la corona del Sol.

Las llamadas bahías magnéticas son otro ejemplo de perturbación y son múltiples variaciones que se reconocen por un aumento suave del valor de la intensidad del campo hasta alcanzar un máximo, para luego disminuir, formando algo parecido a una bahía de un mapa geográfico en el registro (Muniz, 1997).

ORIGEN DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO

Unidades de Medida

Las unidades empleadas para la inducción magnética dependen del sistema usado. Hasta la década de 1980 una gran parte de la literatura publicada empleaba el sistema de unidades cgs, aunque también se utilizaba el sistema de unidades electromagnéticas (emu). En la actualidad, el Sistema Internacional (SI) es utilizado con mayor frecuencia y se requiere por muchas revistas y publicaciones geofísicas.

Las equivalencias entre las unidades más empleadas para la inducción magnética en los estudios geofísicos son las siguientes:

Sistema Internacional	Sistema EMU
1 tesla =	10^4 gauss
1 nanotesla (nT) =	10^{-9} tesla
1 nT =	1 gamma
1 nT =	10^{-8} gauss

En la mayoría de los casos, las conversiones entre sistemas de unidades es simple, no obstante, en el caso del magnetismo no es así debido a que las unidades de la intensidad de campo magnético H son diferentes, tanto numérica como dimensionalmente entre los sistemas emu y SI. Lo anterior se debe a que existen algunas diferencias entre los sistemas anteriormente mencionados en cuanto a la definición de H :

$$B = H + 4\pi M \quad (\text{emu})$$

$$B = \mu_0(H + M) \quad (\text{SI})$$

Donde $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \text{ N A}^{-2}$ (Blakely, 1996).

Hipótesis del Origen del Campo Geomagnético

En cuanto al origen de las fuentes del campo geomagnético, se deben considerar algunas propiedades físicas de los materiales que forman la Tierra y su estructura interna.

Inicialmente, se pensó que el magnetismo terrestre era como un gran imán (e. g. Gauss) debido a las propiedades magnéticas del hierro, así como a su abundancia en la corteza terrestre. Bastó una propiedad física conocida como *temperatura de Curie* para refutar esta teoría. Esta indica que todos los cuerpos pierden sus propiedades magnéticas a altas temperaturas como resultado de una orientación aleatoria de los momentos magnéticos de cada partícula ferromagnética constituyente del cuerpo. Esta temperatura es aproximadamente 770 °C para el hierro y 675 °C para la magnetita. Se estima que la isoterma de la temperatura de Curie para los materiales de la corteza terrestre se ubica a una profundidad cercana a los 25 Km. Por otro lado la temperatura de Curie se incrementa con la presión y esta última con la profundidad pero de una forma muy gradual, de tal modo que en los límites del núcleo terrestre, donde la temperatura puede ser cercana a los 3,000 °C, la temperatura de Curie del hierro no podría ser mucho mayor a 780 °C. Todo esto nos indica que el interior de la Tierra, independientemente de los materiales con que se compone, no presenta propiedades magnéticas y cuando los materiales hallados en la corteza se examinan, se ha encontrado que su completa magnetización contribuye de una forma insignificante al campo bipolar (Campbell, 1997).

Otra razón por la cual no se puede considerar a la Tierra como un gran imán es la deriva de los polos magnéticos y la evidencia de inversiones de polaridad en el campo geomagnético. Debido a estas pruebas en contra de la presencia de un material con propiedades magnéticas emplazado en el núcleo

terrestre (o muy cercano a él), la teoría más aceptada acerca del origen del campo geomagnético ha considerado que este radica en la supuesta existencia de corrientes eléctricas fluyendo en el núcleo externo de la Tierra, las cuales forman un “*dinamo auto sustentado*” (Campbell, 1997).

La teoría del *dinamo auto sustentado* se basa en la estructura interna de la Tierra, que es inferida a través de estudios sísmicos por medio del tiempo de viaje, refracción y separación de las ondas sísmicas compresionales y cortantes. De acuerdo a esos estudios sísmicos, la Tierra cuenta con una capa externa, denominada *litosfera* que puede alcanzar un espesor de 10 Km por debajo del piso oceánico y hasta 80 Km bajo las zonas montañosas continentales. Debajo de esta capa comienza el *manto externo o astenósfera*, región que se extiende hasta una zona de transición a una profundidad entre los 600 y 700 Km, donde comienza el *manto interno*. El límite *manto-núcleo* se encuentra a una profundidad cercana a los 2,890 Km y el *núcleo externo*, que presenta propiedades similares a un líquido, se extiende hasta una profundidad de unos 5,150 Km, rodeando al *núcleo interno*, que al parecer, está en estado sólido. Finalmente, el centro de la Tierra se ubica a una profundidad cercana a los 6,371 Km. (Figura 3.16).

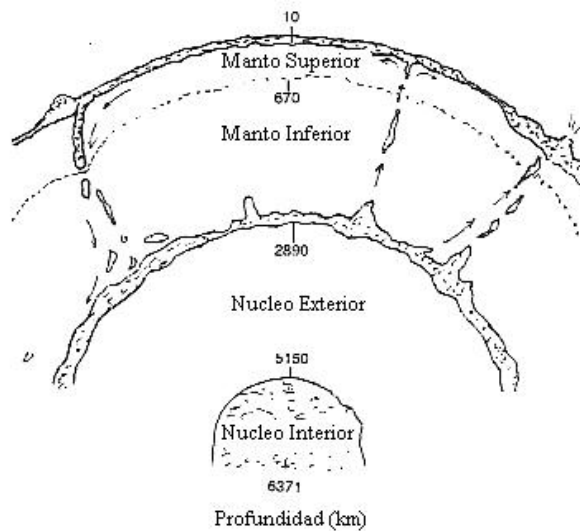


FIGURA 3.16 REPRESENTACIÓN ESQUEMÁTICA DE LA ESTRUCTURA INTERNA DE LA TIERRA, SE INDICAN LOS NOMBRES DE LAS REGIONES Y SUS PROFUNDIDADES APROXIMADAS (MODIFICADA DE CAMPBELL, 1997).

4. Levantamiento

4.1 Desarrollo

Los sitios de estudio se centraron en dos terrenos (A y B), para aplicar los diferentes métodos de exploración geofísica. El terreno B se encuentra a un costado del Observatorio de Centelleo Interplanetario (MEXART) y el terreno A, a 400 metros del mismo (Fig. 4.1).

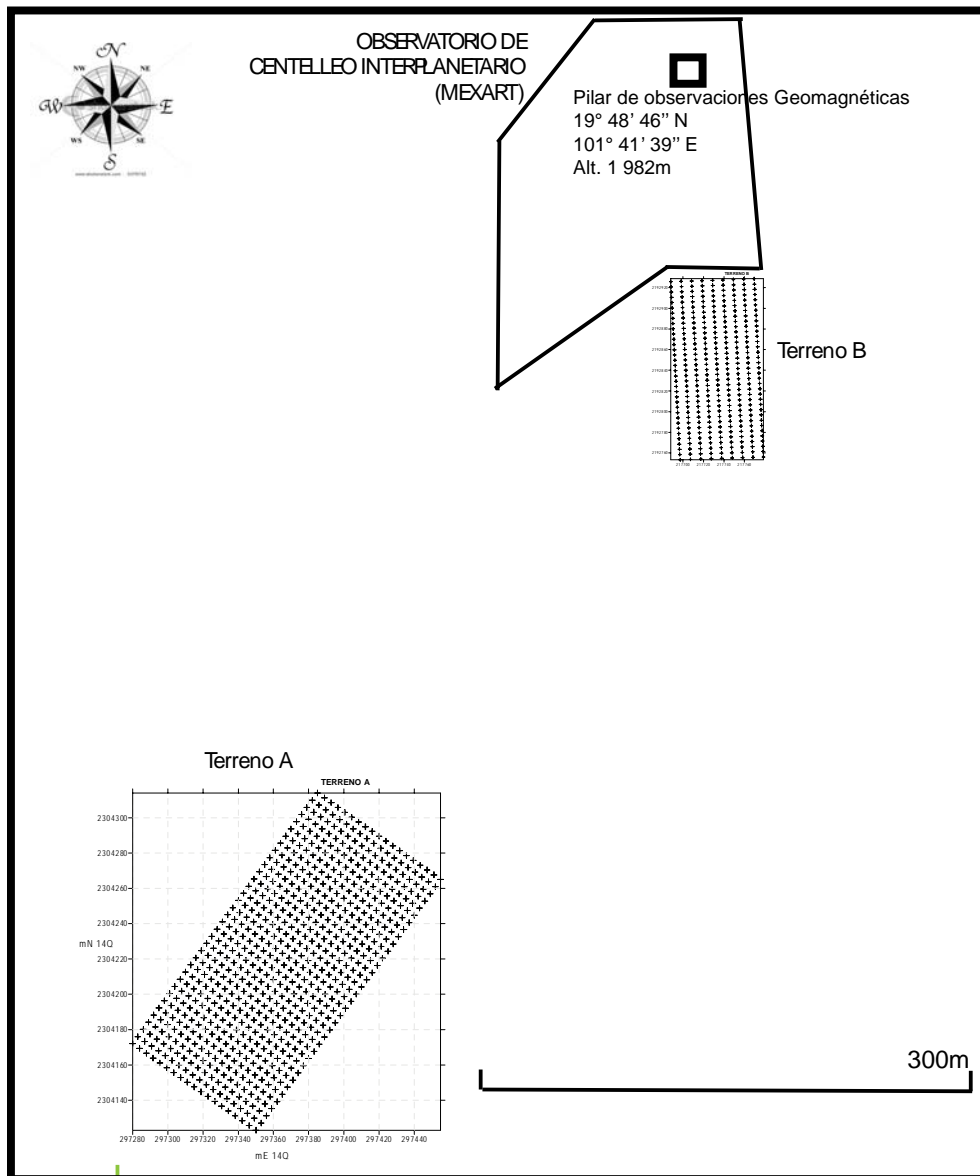


FIG. 4.1 LOCALIZACION DE LOS DOS DIFERENTES TERRENOS

La exploración geofísica de ambos terrenos, así como las observaciones geomagnéticas, se llevaron a cabo a lo largo de seis días, cuyas actividades generales se presentan en la tabla 4.1.

TABLA 4.1 Calendario de Actividades

Junio-2009	<i>Martes</i> 23	<i>Miércoles</i> 24	<i>Jueves</i> 25	<i>Viernes</i> 26	<i>Sábado</i> 27	<i>Domingo</i> 28
Magnetometría	X-TA		X-TA		X-TB	
Gravimetría			X-TA	X-TA	X-TA	
Observaciones Geomagnéticas	X-Pilar	X-Pilar				
Eléctrica Somera	X-TA	X-TA		X-TB		
Eléctrica profunda						X-TA
Nivelación y topografía			X-TA			

4.2 Instrumentación

Para la exploración geofísica se usaron diferentes equipos los cuales enlistamos y describimos en la Tabla 4.2.

TABLA 4.2 Instrumentación

	Equipo	Especificaciones
Prospección Eléctrica Somera	Resistímetro Capacitivo (Ohm Mapper)	TR-5 Corriente de 500 mA Resolución de $0.1 \Omega \cdot m$
Prospección Eléctrica Profunda	Sting R.1	Lecturas entre puntos 1.2, 3.6, 7.2, 14.50 Corriente 500 mA Voltaje 400 V
Gravimetría	Gravímetro Lacoste modelo D Serie 254	Resolución de 0.005 miligales.
Geomagnetismo	Magnetómetro para Declinación e Inclinación DI-Flux Zeiss	Resolución de 6 s de arco.
Nivelación	Nivel Leica NA724	Resolución de 1mm.
Magnetometría	Magnetómetro Geometrics G-858 Magnetómetro Overhouser	Modo continuo automático (10 muestras por segundo) o discreto. Sensores de cesio. Resolución de .001 nT Sensores tipo Overhouser Resolución .01 nT

4.3 Logística de Campo

4.3.1 Exploración Geofísica

Para la aplicación de los métodos de exploración se realizaron en general las siguientes actividades:

- Se delimitaron las dimensiones de terreno en donde se hicieron las mediciones
- Se perfilaron las líneas por donde se haría el levantamiento de los datos.
- Se dividieron las líneas con un espaciamiento entre puntos de cinco metros y un espaciamiento entre ellas, dependiendo de la prospección a realizar, de cinco a diez metros.
- Al finalizar cada línea se realizó el vaciado de la información y se llevo el control de la calidad de los datos adquiridos.

4.3.2 Observaciones Geomagnéticas

Para la parte de Geomagnetismo se hicieron una gran cantidad de observaciones, también se tomaron datos de anteriores mediciones en el mismo sitio para poder hacer una grafica en tiempo de inclinación, declinación y campo total.

Para este tipo de observaciones se tuvieron las precauciones necesarias para no tener o usar nada magnético para no afectar las mediciones.

El terreno donde esta el pilar de observaciones absolutas, se encuentra a un costado de las instalaciones del Observatorio, entre los cubículos y la antena del radiotelescopio (Fig. 4.1).

4.3.3 Nivelación y Topografía

Para corregir los datos gravimétricos por aire libre se realizó la nivelación del terreno con un Nivel Leica, ésta nivelación solo se llevo a cabo en el Terreno A ya que el Terreno B la pendiente era mínima.

Se procesaron los datos topográficos para referenciarlos en coordenadas UTM a cada uno de los puntos que conforman la malla del terreno A. Se obtuvieron las alturas a través de perfiles y se genero el primer mapa coordinado de la malla (Fig. 4.2).

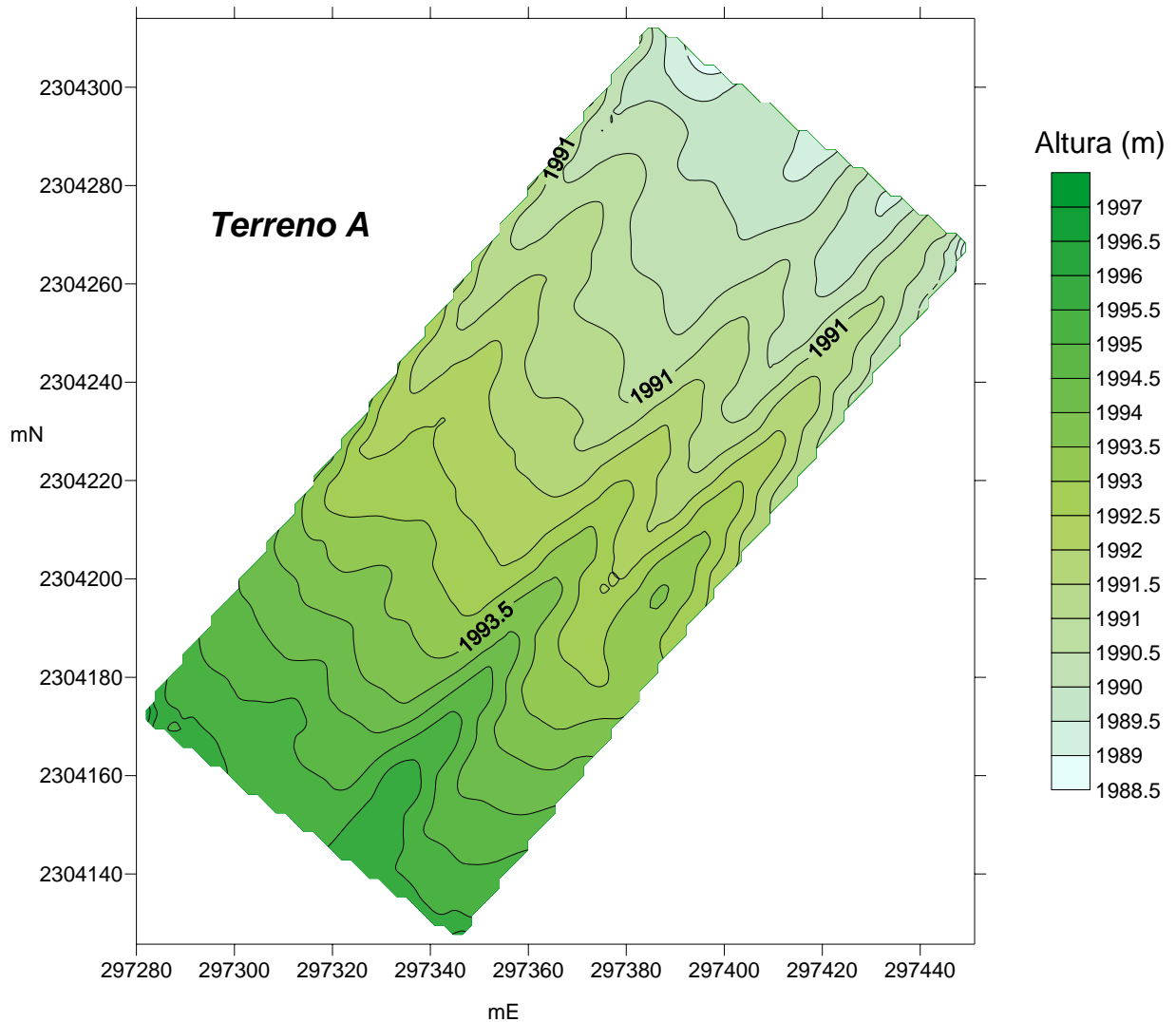


FIG. 4.2 MAPA DE ALTURAS (TERRENO A)

4.4 Reducciones y Procesamiento

4.4.1 Procesamiento para los datos de tomografía eléctrica (capacitivos y galvánicos)

La finalidad de realizar un levantamiento resistivo es obtener una distribución de la resistividad en el subsuelo, la cual es correlacionada con la geología. La distribución de la resistividad en el subsuelo es

el parámetro a modelar en la inversión. El modelo es la ecuación diferencial que gobierna la relación entre los datos y los parámetros del modelo.

El modelado directo es definido como el proceso de predecir los datos en base a la distribución de parámetros, en este caso la configuración de electrodos y el modelo. Es un mapeado obtenido a partir del modelo espacial a los datos espaciales. El modelado directo crea datos sintéticos, es conocido también como simulación directa, problema directo y solución directa.

El proceso de inversión es definido como el proceso de determinar estimados de los parámetros del modelo en base a los datos y el modelo. Inversión es el mapeo a partir de datos espaciales a un modelo espacial, reconstruye la distribución de resistividad en el subsuelo a partir del voltaje medido y los datos de la corriente. Inversión también es conocido como modelado inverso, simulación inversa y problema inverso.

El proceso de inversión de datos de resistividad se efectúa de la siguiente manera:

- 1) Un modelo inicial de resistividad es construido en base al promedio de la resistividad aparente o a partir de la distribución de la resistividad aparente.
- 2) Un modelo directo es obtenido de una predicción de datos a partir del modelo inicial. El error RMS (root mean squared) en la iteración 0 debe ser calculada.
- 3) Resolución de un problema inverso linealizado basado en el modelo actual y en el desajuste de los datos para la actualización del modelo (Δm).
- 4) Actualizar el modelo de resistividad usando la siguiente fórmula:

$$m_{i+1} = m_i + \Delta m$$

Los parámetros del modelo \mathbf{m} consiste en la conductividad eléctrica de todos los bloques del modelo en diferencias finitas.

- 5) Evaluar un modelado directo basado en la actualización del modelo para un actualizado set de datos predecidos.
- 6) Calcular un nuevo error RMS entre los datos estimados y los medidos.
- 7) Si algunos de los criterios para parar la inversión es satisfactorio, se detiene la inversión, de otra manera se repiten los pasos del 3 al 7.

Para la inversión se empleó el software AGI EarthImager 2D, el cual cuenta con cuatro diferentes métodos de inversión que son:

- Forward Modeling Only
- Damped Least Squares Inversion
- Smooth Model Inversion
- Robust Inversion

El método de inversión implementado fue el Smooth Model Inversion, que se ha comprobado da mejores resultados, un ejemplo se puede observar en la Fig. 4.3

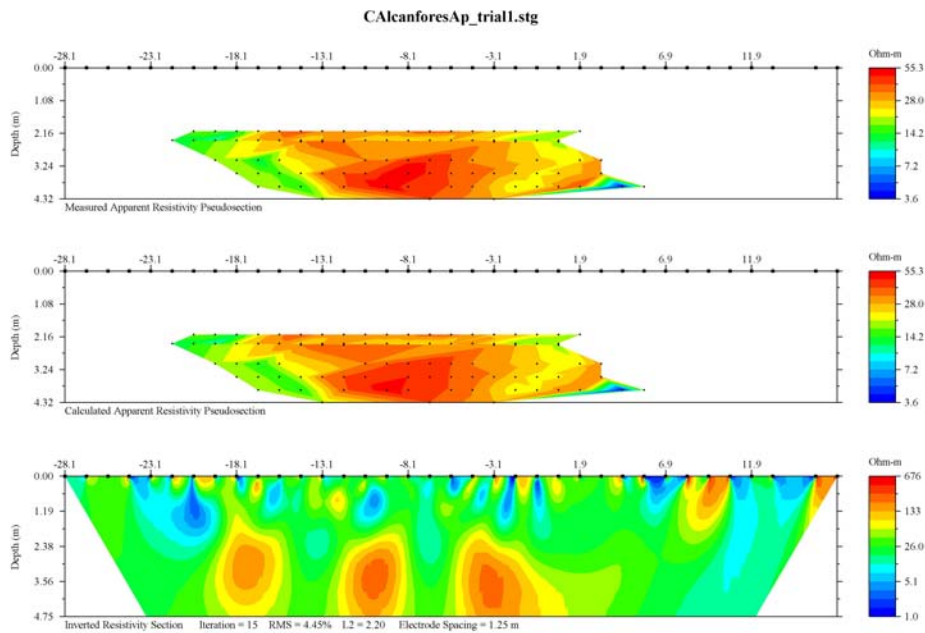


FIG. 4.3 EN ESTA FIGURA SE PUEDEN OBSERVAR 3 PROCESOS DIFERENTES, EL PRIMER PERFIL ES DE PSEUDORESISTIVIDAD, EL SEGUNDO ES EL PROCESO INTERMEDIO DE INVERSION Y EL ULTIMO ES EL PERFIL YA INVERTIDO Y CON UN ERROR BAJO QUE ESTA DENTRO DEL RANGO ACEPTABLE.

El modelo de inversión obtenido, se conoce como inversión de Occam. Éste encuentra el modelo lo mejor suavizado posible, cuya respuesta se ajusta mejor a los datos. Se basa en la asunción de errores de datos de la distribución Gaussiana. La función objetivo del modelo suavizado de inversión es dado por:

$$S(m) = (d_{obs} - g(m))^T W_d (d_{obs} - g(m)) + \alpha \cdot m^T R m$$

Donde α es un multiplicador de Lagrange que funciona como factor de estabilización y R determina la rugosidad, cantidad impuesta en el modelo durante la inversión.

4.4.3 Reducción y Procesamiento de datos gravimétricos

Los datos gravimétricos se pueden considerar también como la suma de los efectos de las masas en el subsuelo: las frecuencias altas se asocian a efectos locales, mientras que las grandes masas le confieren una tendencia general a la forma de distribución de los datos en el levantamiento.

Haciendo las correcciones pertinentes, se tiene la gravedad observada a la que se resta la gravedad teórica para obtener una anomalía. Al tener dicha anomalía, le aplicamos un filtro pasa-bajas, que como su nombre lo dice, permite el paso de bajas frecuencias atribuidas a efectos regionales. Regresando con la anomalía original, se le aplico un filtro pasa- altas para ver los efectos del residual.

Para aislar las anomalías causadas por la variación local de densidad se tiene la necesidad de hacer correcciones a la gravedad observada. De acuerdo a Blakely (1996), la mejor manera de describir la serie de correcciones que se deben hacerse es considerando la parte en que cada una contribuye a la gravedad observada. Así se tiene:

Gravedad Observada = atracción del elipsoide de referencia

- + efecto de elevación sobre el nivel del mar (aire libre)
- efecto de la masa normal sobre el nivel del mar (Bouguer)
- variaciones dependientes del tiempo (mareas)
- variaciones en las mediciones del instrumento (deriva instrumental)
- + efectos de localización (latitud)

Cada una de las correcciones mencionadas son explicadas en el capítulo anterior.

Para terminar el procesamiento se hicieron las superficies y mapas de contornos en el software Surfer, para poder visualizarlas claramente y poder ver si existía algún cuerpo anómalo en el terreno.

También se crearon gráficas en Grapher para observar cada uno de los perfiles y poder darnos una primera impresión de la homogeneidad de densidades de los cuerpos.

4.4.4 Reducción y Procesamiento de datos magnéticos

En el procesamiento de los datos de magnetometría se inició corrigiendo los datos por variación diurna, usando un magnetómetro es de tipo *Overhouser*, el cual se encuentra registrando las 24 horas y forma parte del MEXART. Y nos da como resultado una gráfica como la que se presenta en la Figura 4.4

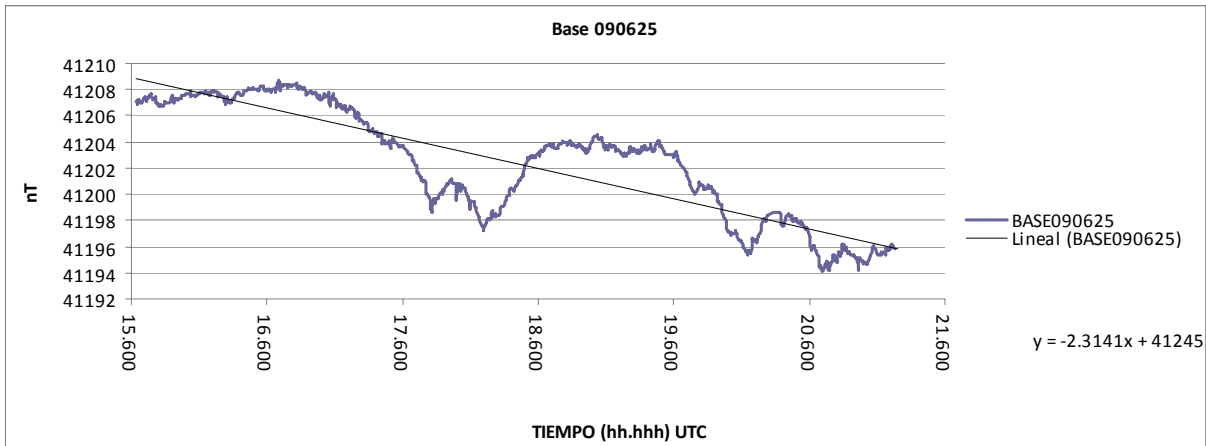


FIG. 4.4 GRAFICA QUE MUESTRA LOS DATOS DE LA ESTACION BASE DE MAGNETOMETRIA, USANDO UN MAGNETOMETRO TIPO OVERHOUSER, SE MUESTRA TAMBIEN LA LINEA DE REGRESION LINEAL DE LA BASE.

Ya teniendo los datos de anomalía magnetométrica se le aplicaron dos tipos de procesamientos, el primero es la reducción al polo y el segundo, continuación analítica, tanto ascendente como descendente, ambas son explicadas brevemente a continuación.

4.4.4.1 Reducción al Polo

El procesamiento de reducción al polo (Baranov y Naudy, 1964) es usado para remover de los datos de anomalía magnética, el efecto distorcionante de la variabilidad de la inclinación y azimut (declinación) del vector de magnetización. Este proceso convierte los datos de campo magnético a la forma en que los datos se verían si la dirección de magnetización hubiera sido vertical esto es, llevar nuestros datos de cualquier latitud de la Tierra en donde la inclinación del campo geomagnético es diferente de 90° , al polo magnético en donde esta inclinación será de 90° . Dicha representación mejora considerablemente la correlación de las características de la anomalía con las fronteras en planta de

los cuerpos geológicos que las causan, y asume que las rocas en el área de investigación están magnetizadas paralelamente al campo geomagnético.

Para realizar la reducción al polo, es necesario utilizar la Transformada de Fourier en una dimensión en el caso de perfiles geomagnéticos, y en el caso de superficies se requiere el uso de la Transformada de Fourier en dos dimensiones.

La ecuación final para realizar la reducción de datos es la siguiente:

$$\mathfrak{I}\{\Delta T^*\} = \frac{(p^2 + q^2) \mathfrak{I}\{\Delta T(x, y, 0)\} e^{\sqrt{p^2 + q^2} z}}{(ip \cos I \cos D + iq \cos I \sin D + \sqrt{p^2 + q^2} \sin I)(ip \cos i \cos d + iq \cos i \sin d + \sqrt{p^2 + q^2} \sin i)}$$

Expresión de la Reducción al Polo en las frecuencias. Donde $\Delta T(x, y, 0)$ son los valores de campo total anómalo en $z=0$.

Si consideramos los valores de inclinación (i) y declinación (d) del vector M de magnetización son iguales a la inclinación (I) y Declinación (D) del campo terrestre entonces se convierte a:

$$\mathfrak{I}\{\Delta T^*\} = \frac{(p^2 + q^2) \mathfrak{I}\{\Delta T(x, y, 0)\} e^{\sqrt{p^2 + q^2} z}}{(ip \cos I \cos D + iq \cos I \sin D + \sqrt{p^2 + q^2} \sin I)^2}$$

donde el filtro de reducción al polo (ver figura 3.4.3.1) es $F_{RTP}(p, q, z)$

$$F_{RTP}(p, q, z) = \frac{(p^2 + q^2) e^{\sqrt{p^2 + q^2} z}}{(ip \cos I \cos D + iq \cos I \sin D + \sqrt{p^2 + q^2} \sin I)^2}$$

y la anomalía total reducida al polo es $\Delta T(x, y, 0)$, quedando (Tejero, 2002):

$$\mathfrak{I}\{\Delta T^*\} = F_{RTP}(p, q, z) \cdot \mathfrak{I}\{\Delta T(x, y, 0)\}$$

Donde p, q son los números de onda y x, y son las distancias.

4.4.4.2 Continuación analítica

Transforma el potencial medido en una superficie al campo que se obtendría midiendo en otra superficie paralela. Puede ser:

- ➔ Ascendente, esta forma de la continuación atenúa las anomalías de alta frecuencia.
- ➔ Descendente, para realzar rasgos que se encuentran cercanos a la fuente. En este caso se multiplica por un factor para garantizar la convergencia de la función.

Cabe mencionar que el levantamiento de los datos se realizó en dos días, para el segundo día el estado de saturación fue mucho mayor y los datos de la base para hacer la reducción por variación diurna no fue fiable al presentar problemas con la adquisición de datos, por lo que se recurrió a los datos del Observatorio de Teoloyucan y posteriormente escalar la información de ambos días pues si no se hiciera quedaría un escalón en la información. Dicho escalamiento se hizo utilizando el mismo IGRF y tratando de empatar los datos repetidos donde más se parecieran.

En el procesamiento se empleó un programa diseñado por Melgar y Hernández (2009). El programa requiere una malla cuadrada, la cual se consiguió repitiendo los datos de forma simétrica de modo que se obtuviera una cuadrícula de $n \times n$ datos. El resultado de hacer esta operación se traduce en una visualización no ortodoxa de los datos pues se aprecian como en forma de espejo. Este método ayudó a no afectar la información original, lo que no hubiera sucedido si se hubiera rellenado con ceros los espacios restantes, por otro lado si se alimenta el programa con los datos por secciones, se obtienen dos escalas de colores diferentes lo cual no es nada práctico para la interpretación.

Posteriormente se tomó solo la parte de interés. Todo el procedimiento anterior se realizó en coordenadas relativas, es decir, con coordenadas referidas al inicio de todos los levantamientos, no así para el caso de la reducción al polo para el cual se georeferenciaron los datos y se obtuvo una malla cuadrada interpolada en Surfer con datos igualmente espaciados a 5m y perfectamente orientada hacia el norte. Esta malla resultó de menor tamaño que la de los datos originales, sin embargo, se trato de centrar la anomalía principal.

4.4.5 Reducción de Observaciones Geomagnéticas

Para obtener los datos verdaderos tanto de declinación como de inclinación, hay que aplicarles a los datos obtenidos del DIFlux una serie de operaciones matemáticas.

Para obtener los valores de declinación e inclinación debemos de conocer los valores del azimut de la mira, que se encuentra al este de la mira.

$$\text{Azimut} = 293.7047222^\circ$$

Para los datos de declinación aplicamos las siguientes fórmulas:

$$\text{DEU} = \text{EU} + (\text{AZ} - \text{LM}) - 90^\circ$$

$$\text{DWD} = \text{WD} + (\text{AZ} - \text{LM}) + 90^\circ$$

$$\text{DED} = \text{ED} + (\text{AZ} - \text{LM}) - 180^\circ$$

$$\text{DWU} = \text{WU} + (\text{AZ} - \text{LM}) + 180^\circ$$

Luego se obtiene el valor de declinación sacando el promedio de los resultados de las 4 ecuaciones anteriores.

$$D = ((\text{DEU} + \text{DWD} + \text{DED} + \text{DWU})/4) - 180^\circ$$

En el caso de la inclinación se usan las siguientes fórmulas:

$$\text{INU} = \text{NU}$$

$$\text{ISD} = \text{SD} - 180^\circ$$

$$\text{IND} = 360^\circ - \text{ND}$$

$$\text{ISU} = 180^\circ - \text{ESU}$$

$$I = (\text{INU} + \text{ISD} + \text{IND} + \text{ISU})/4$$

Donde:

I= inclinación

D= declinación

E= este

W= oeste

N= norte

S=sur

U= arriba

D= abajo

Las fórmulas anteriores se refieren a las diferentes posiciones en que se pone el teodolito para medir la declinación e inclinación, las cuales ayudan a disminuir el error de medición de las mismas.

Como ejemplo podemos decir la posición INU, que es la medición de inclinación (I), mirando el teodolito hacia el norte (N), con el sensor (con el que se realiza el producto punto entre el campo total y el campo del sensor) arriba (U).

Para fines de éste trabajo, los valores de declinación e inclinación del campo fueron usados no solo para fines de registro dentro del observatorio, también para poder realizar la reducción al polo de los datos de Magnetometría.

Tabla 4.3 Ejemplos de observaciones geomagnéticas en Coeneo, Michoacán.

Fecha	Dobs	Iobs	Fobs	IGRF			Residuales		
				Dabs	Iabs	Fabs	Delta D	Delta I	Delta F
08/02/2008	6.2808	47.5688	41313.4	6.6833	47.2166	41328.6	-0.4026	0.3522	-15.2
27/02/2008	6.2891	47.4490	41312.8	6.6833	47.2166	41324.4	-0.3942	0.2324	-11.6
28/02/2008	6.2797	47.4438	41216.9	6.6833	47.2166	41324.2	-0.4036	0.2272	-107.3
15/05/2008	6.2412	47.4438	41219.6	6.6500	47.2000	41307.3	-0.4088	0.2437	-87.7
23/06/2009	6.1493	47.395	41231.2	6.5500	47.2000	41219.5	-0.4007	0.1950	11.7
24/06/2009	6.1818	47.4362	41233.1	6.5500	47.1830	41217.6	-0.3682	0.2532	15.5
25/06/2009	6.1897	47.4254	41197.6	6.5500	47.1830	41217.4	-0.3603	0.2424	-19.8
18/10/2009	6.0631	47.4010	41178.6	6.6167	47.2	41272.8	-0.5536	0.2010	-94.2

5. Análisis y resultados

5.1 Prospección Eléctrica Capacitiva

Terreno A

Después de hacer el levantamiento de 14 líneas y procesarlas en Earth Imager se obtuvieron las respectivas secciones de resistividades (véase Figura 5.1 como ejemplo). Se perdieron dos perfiles (2 y 12) debido a que los datos quedaron corrompidos, en los restantes, la profundidad alcanzada fue de 4.75m. Lo cual nos da una prospección somera pero a mayor detalle que la eléctrica galvánica y con una mayor fluidez en la adquisición.

Como es costumbre, los tonos rojos denotan altas resistividades mientras que los tonos azules bajas resistividades, se incluye la escala de colores para cada perfil.

La Figura 5.2 presenta los perfiles igualmente orientados para mejorar la apreciación de los mismos. Son reconocibles dos tipos principales de perfiles, los que están en los extremos y se encuentran poco alterados vg. perfiles P0, P1, P13 y P14 y los centrales en donde es claramente visible una perturbación por altas resistividades al lado SW de los perfiles.

Otra observación importante es que a partir del perfil 7 del lado NE de los perfiles, se presentan bajas resistividades muy superficiales y si bien en el momento del levantamiento el suelo estaba húmedo por precipitación, descartamos que la humedad registrada se deba a la lluvia pues se vería registrado inclusive en los perfiles 3, 4 y 6, situación que no sucede.

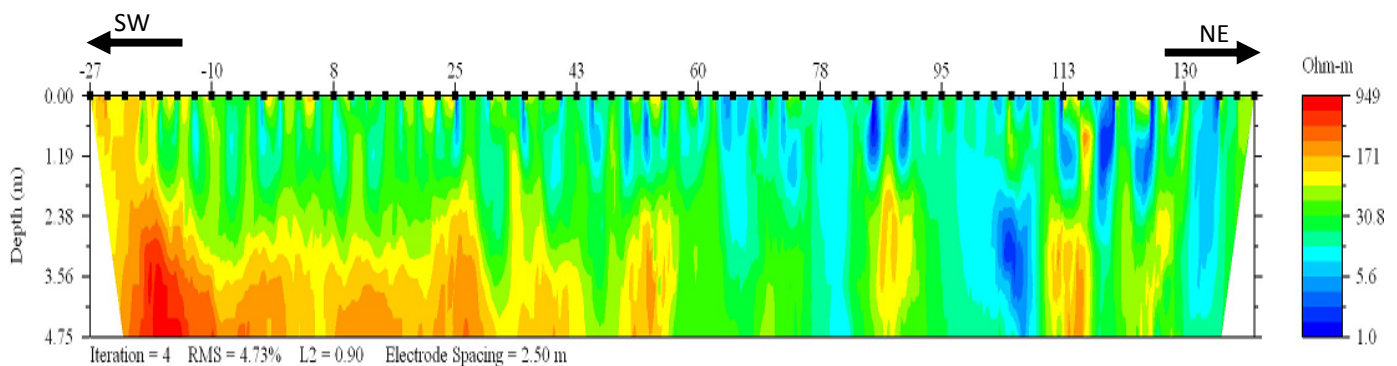


FIGURA 5.1 EJEMPLO DE UN PERFIL DE RESISTIVIDAD CON 4.75M DE PENETRACIÓN

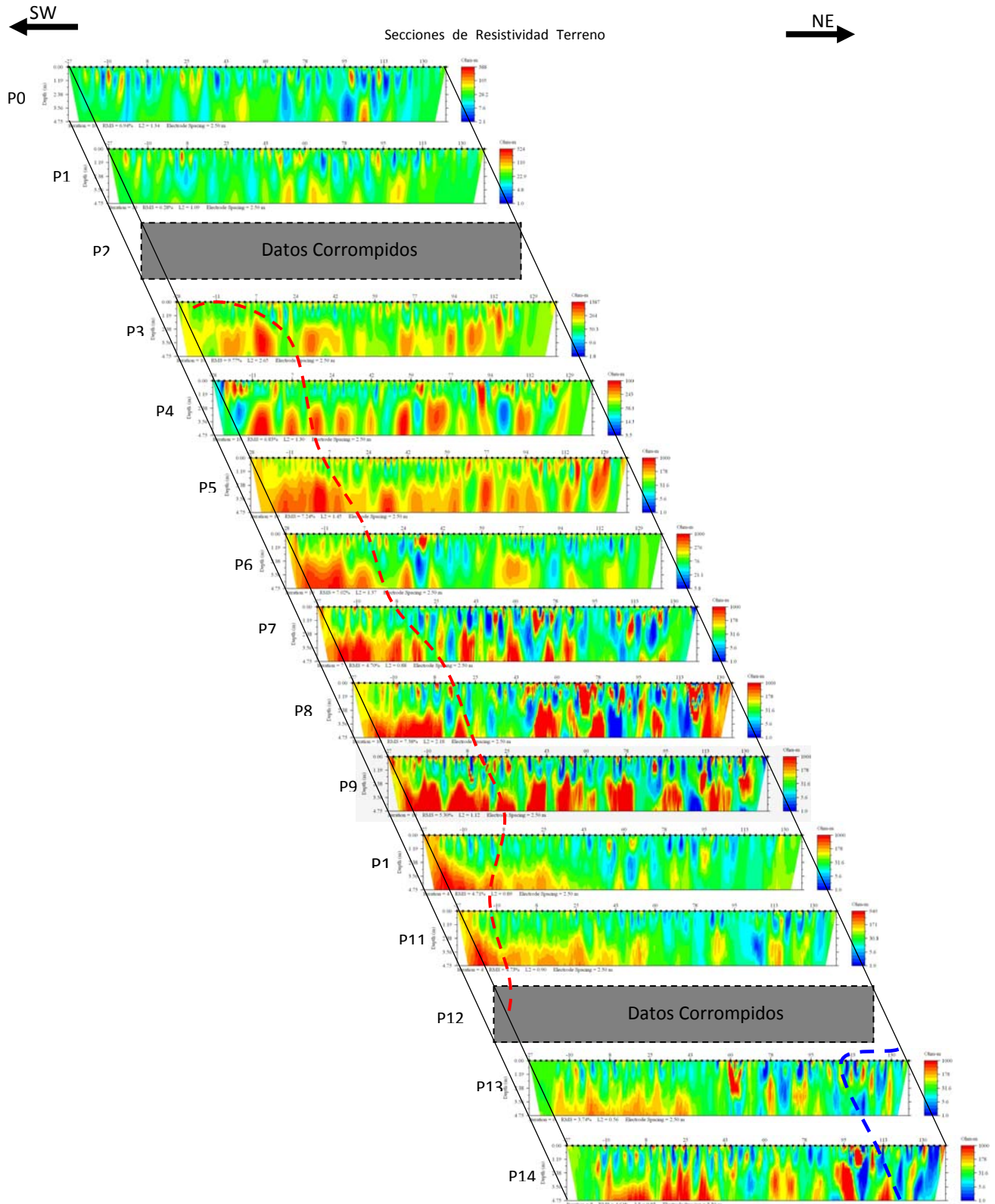


FIGURA 5.2 PERFILES DE RESISTIVIDAD DEL TERRENO A (SEPARACION ENTRE PERFILES, 5m)

De la Figura 5.2 podemos deducir dos cosas:

- 1.- El cuerpo que produce la anomalía debida a altas resistividades en el lado SW no se extiende por todo el terreno, o por lo menos no lo hace alrededor de los 5 m de profundidad. Para una profundidad de 4.75m, este cuerpo se presenta concentrado en los perfiles centrales (línea roja).
- 2.-En la esquina NE del terreno se infiere la presencia de agua muy superficial, pues la resistividad baja notoriamente (línea azul).

Terreno B

Al igual que los perfiles del terreno A, estos datos se tomaron y se realizo la inversión en Earth Imager.

Estos 8 perfiles (Figura 5.4) se levantaron en un ambiente bastante húmedo y la profundidad de las inversiones es de nuevo de 4.75m, lo cual es muy somero pero suficiente para darse cuenta de la mayor estabilidad de las mediciones pues no se aprecia una clara tendencia a variaciones longitudinales, sin embargo, podría inferirse que verticalmente sí, pues como se ve en la Figura 5.3 a partir de los 2.3 m aproximadamente, una capa resistiva aparece.

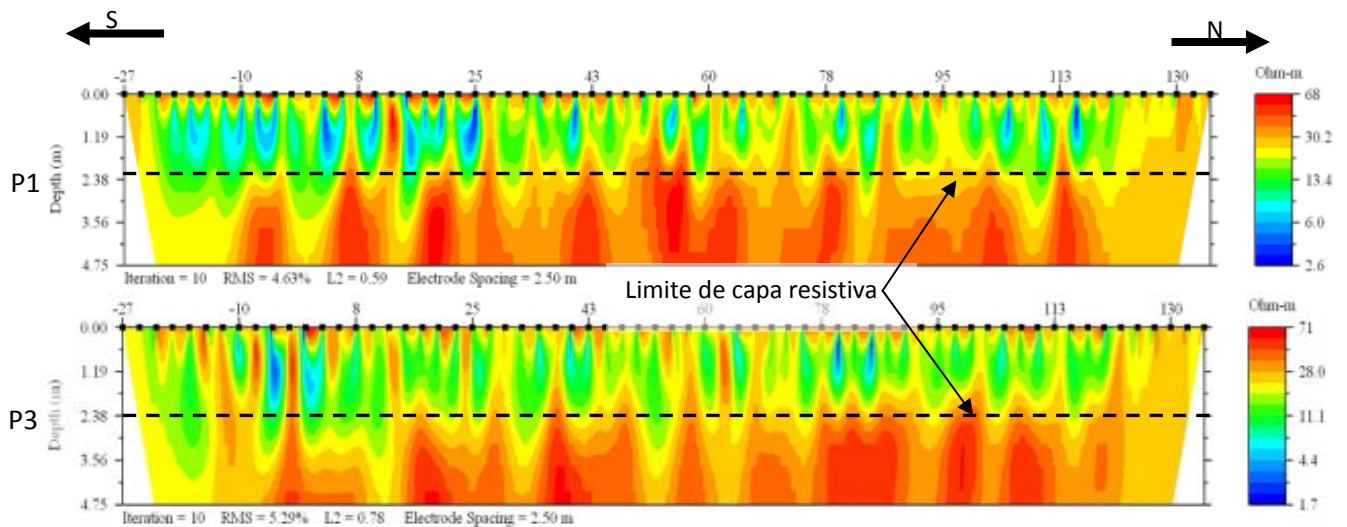


FIGURA 5.3 DOS PERFILES DEL TERRENO B DONDE SE NOTA EL INICIO DE UNA CAPA RESISTIVA

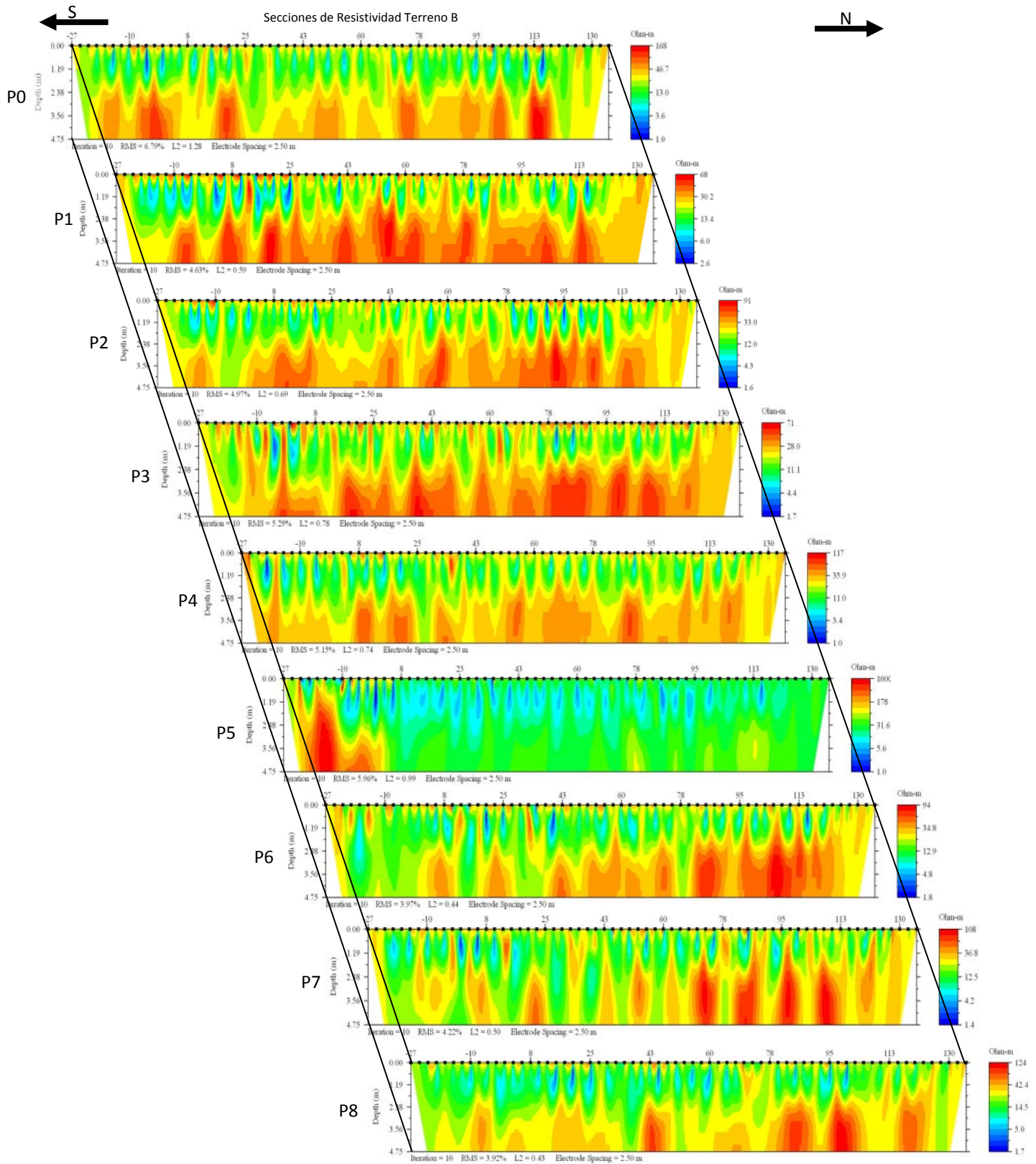


FIGURA 5.4 PERFILES DE RESISTIVIDAD DEL TERRENO B (SEPARACION ENTRE PERFILES, 10m)

Descartando los perfiles P1, P2 y P3 de la Figura 5.4, se podría decir que el resto del terreno no ofrece gran interés u objeción para instalar un observatorio geomagnético.

Lo que es muy claro es el considerable nivel de humedad registrado durante todo el levantamiento, muestra de eso es la Figura 5.5 donde se ve el perfil P5 en el que se registraron las menores resistividades.

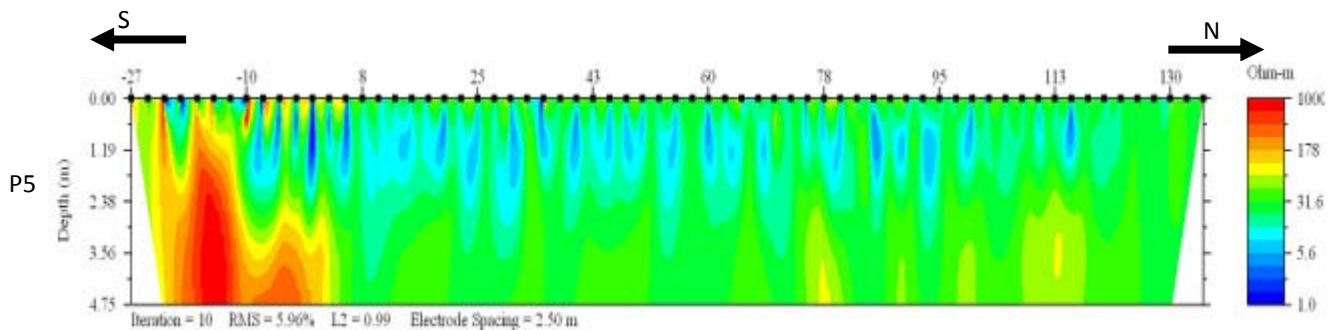


FIGURA 5.5 PERFIL 5

5.2 Prospección Eléctrica Galvánica

A diferencia de la tomografía eléctrica lograda con el resistivímetro capacitivo (OhmMapper), esta modalidad logró penetrar hasta cerca de los 26 metros, esto es, más de 5 veces lo que se logró con la eléctrica capacitiva. Por supuesto, se perdió resolución pero con la profundidad ganada se pudieron delimitar mejor las zonas de interés.

Las inversiones obtenidas y mostradas por perfiles en la Figura 5.6 acompañadas de sus respectivas escalas de colores, reafirman la presencia de un gran cuerpo al SW que, con base en la geología de lugar, los valores de resistividad y a la observación directa en campo, se asoció a una colada de basalto de espesores que van desde los 10 a 20m y que dependiendo del perfil de interés se internan hacia el norte del terreno hasta 60m.

En los perfiles P0 a P5 son notorias las concentraciones de bajas resistividades alrededor de los electrodos, este fenómeno debe ser ignorado pues se debe al agua que se vertió sobre los electrodos para mejorar el contacto.

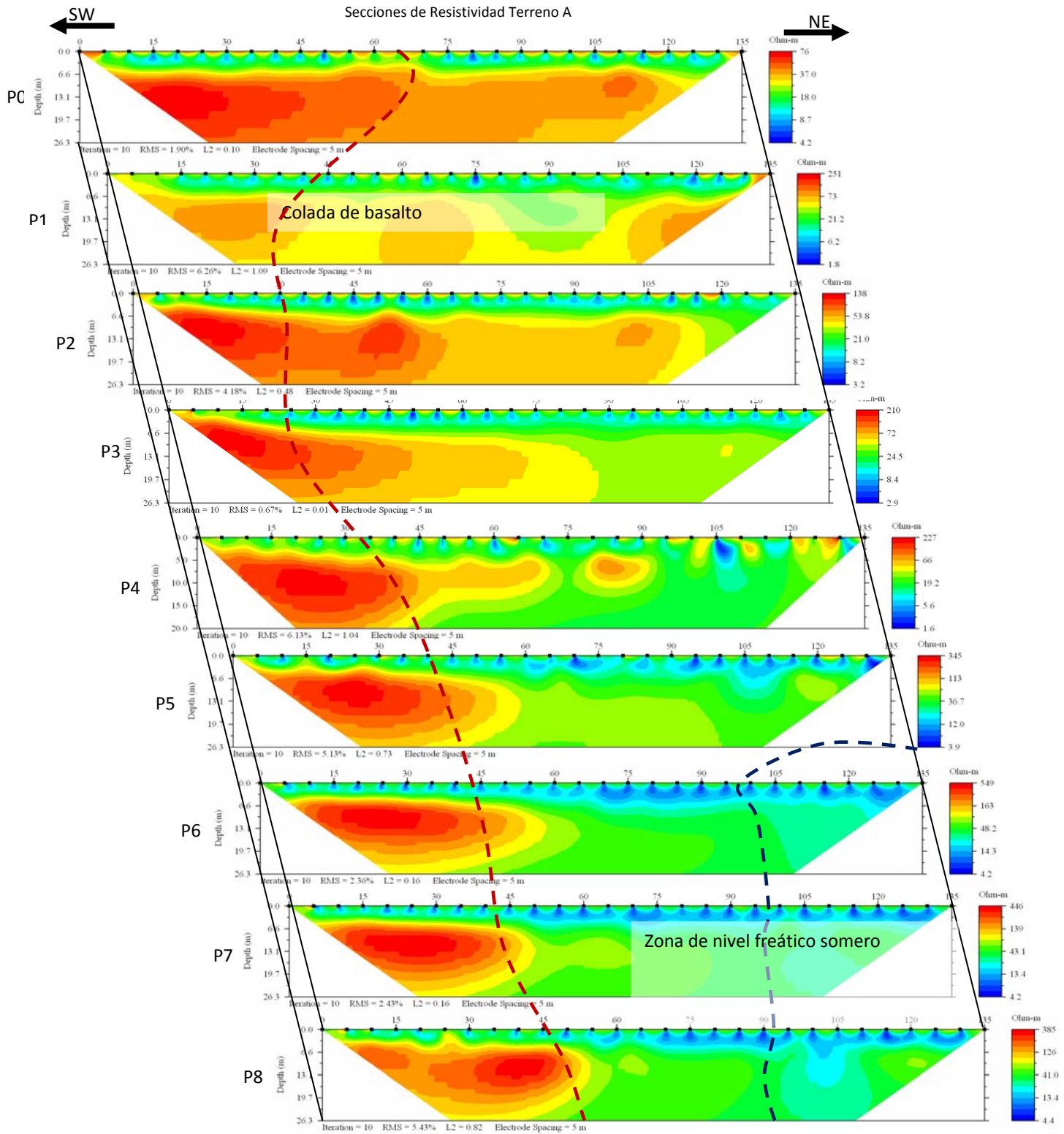


FIGURA 5.6 TOMOGRAFÍA ELÉCTRICA GALVÁNICA TERRENO A (SEPARACION ENTRE PERFILES, 10m)

Sin embargo, es evidente la existencia de un medio conductivo desde al perfil 5 hasta el 8 en la parte NE esto se le atribuyó a un muy somero nivel freático.

Cabe mencionar que la resistividad del basalto sin alterar es alrededor de los 1,000 ohm-m, mientras que si esta fracturado esta cifra baja considerablemente, en el caso de coladas basálticas estas presentan una resistividad superior a los 80 ohm-m y alcanzando casi los 200 ohm-m. En algunos casos se puede llegar a observar resistividades bajas de 20-60 ohm-m debido a su alto grado de fracturamiento, lo cual permite contener agua en las fisuras.

Por lo tanto, se concluye que lo que se observa en las secciones es una colada de basalto con fracturamiento, considerando además que el terreno tiene un alto nivel de humedad, el basalto puede llegar a presentar infiltraciones, provocando bajas resistividades. En el caso de los perfiles de OhmMapper se definen los contornos del basalto y de los sedimentos vulcano-sedimentarios más consolidados.

5.3 Prospección Gravimétrica

Los datos de los perfiles ya reducidos se muestran a continuación en la Figura 5.7, cabe mencionar que en la Figura falta el perfil 2, ya que los datos tenían errores de medición.

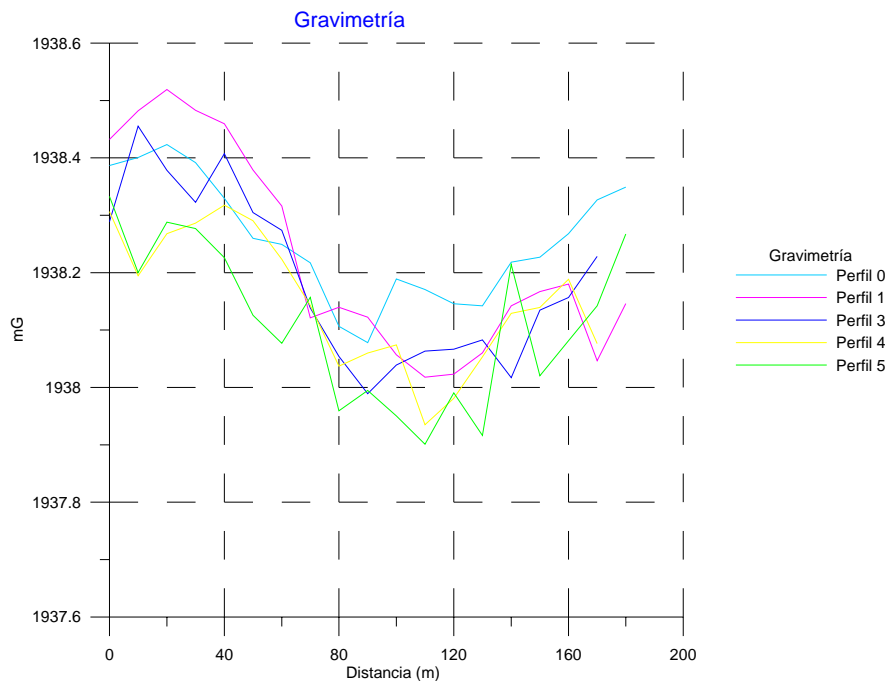


FIGURA 5.7 PERFILES DE DATOS GRAVIMÉTRICOS TERRENO A

La visualización de los datos en una superficie georeferenciada se muestra en la Figura 5.8

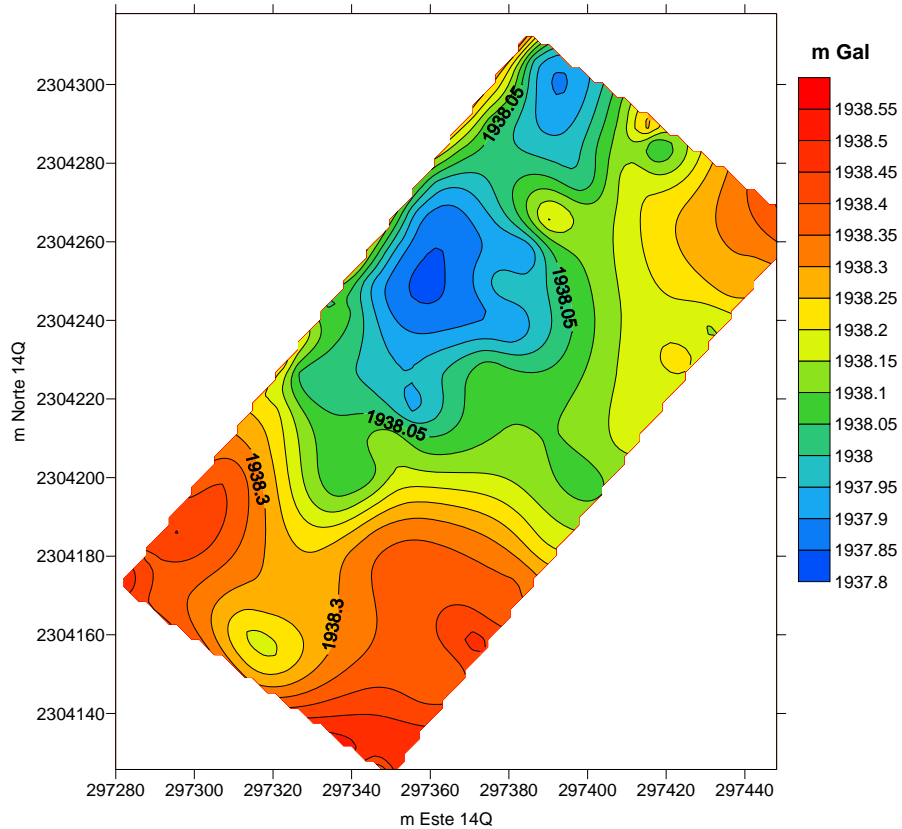


FIGURA 5.8 MAPA DE ANOMALIA GRAVIMÉTRICA (DE BOUGUER)

Haciendo las correcciones pertinentes, se tiene la gravedad observada a la que se resta la gravedad teórica para obtener una anomalía. Al tener dicha anomalía, le aplicamos un filtro pasa-bajas, que como su nombre lo dice, permite el paso de bajas frecuencias atribuidas a efectos regionales dichos efectos se relacionan con cuerpos profundos que, para este caso en particular, sería la colada de lava que se cree tenemos debajo.

El Regional del levantamiento se muestra en la Figura 5.9 por perfiles y en la Figura 5.10 como mapa donde, claramente, las curvas son más suaves que en el mapa de anomalía gravimétrica y los valores más altos se encuentran al SW.

Dado que la densidad de una colada de basalto es mayor a la de los sedimentos de la zona, entonces, se esperaría ver un contraste en las mediciones que delimitara el contorno de la estructura buscada. Dicho contorno (línea discontinua en Figura 5.10) se localizo siguiendo las zonas de máximo cambio

en los datos, el contorno marcado en la Figura 5.10 tiene valores mínimos y máximos de 1038.05 y 1038.3 mG respectivamente y muestra el límite de una estructura que atraviesa la totalidad del terreno de estudio en dirección general NW-SE excepto en la parte Este en donde la estructura se interna 40m al SW el comportamiento de esta estructura es congruente con lo obtenido en las prospecciones eléctrica capacitiva y sobre todo con la prospección eléctrica galvánica con lo que se puede reafirmar la presencia de una colada de basalto al SW.

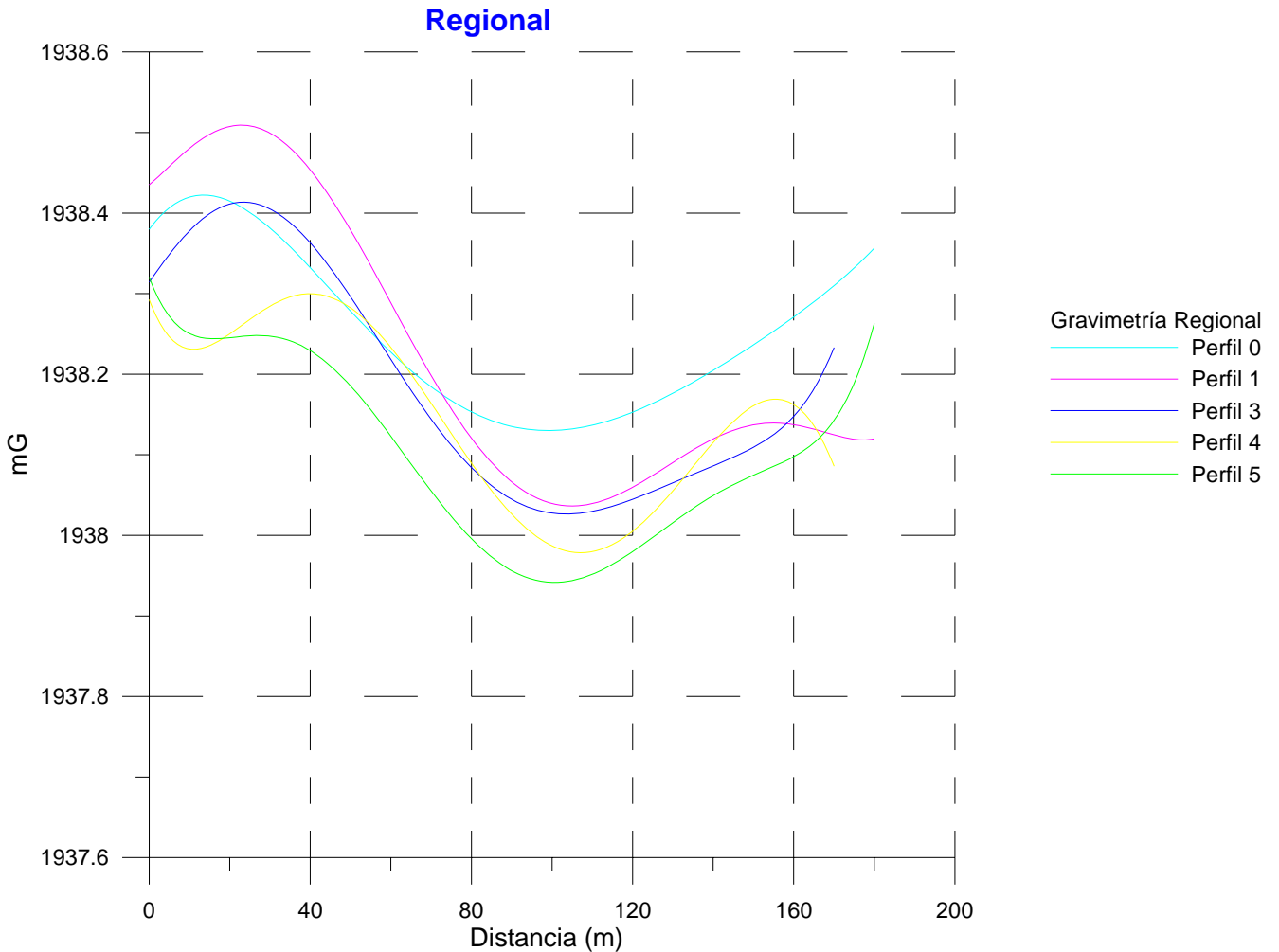


FIGURA 5.9 REGIONAL GRAVIMÉTRICO POR PERFILES

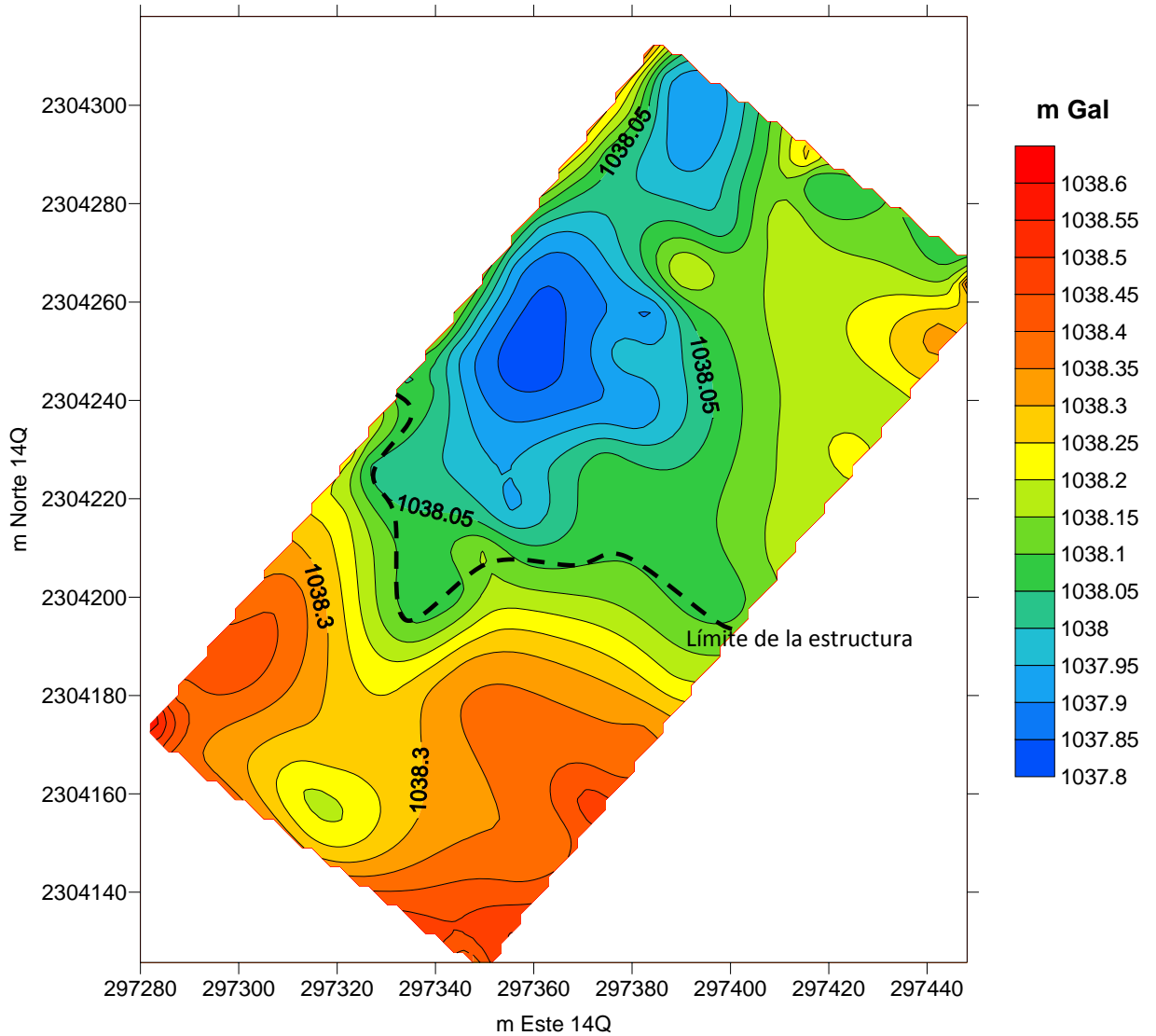


FIGURA 5.10 REGIONAL GRAVIMÉTRICO DEL TERRENO A

5.4 Prospección Magnetométrica

Terreno A

Este terreno orientado al noreste (Figura 5.11 y 5.12), nos muestra a grandes rasgos dos zonas principales, una localizada en el extremo noreste, con valores poco contrastantes y la segunda localizada al centro y al suroeste, muestra un comportamiento singular que en este caso es el que interesa.

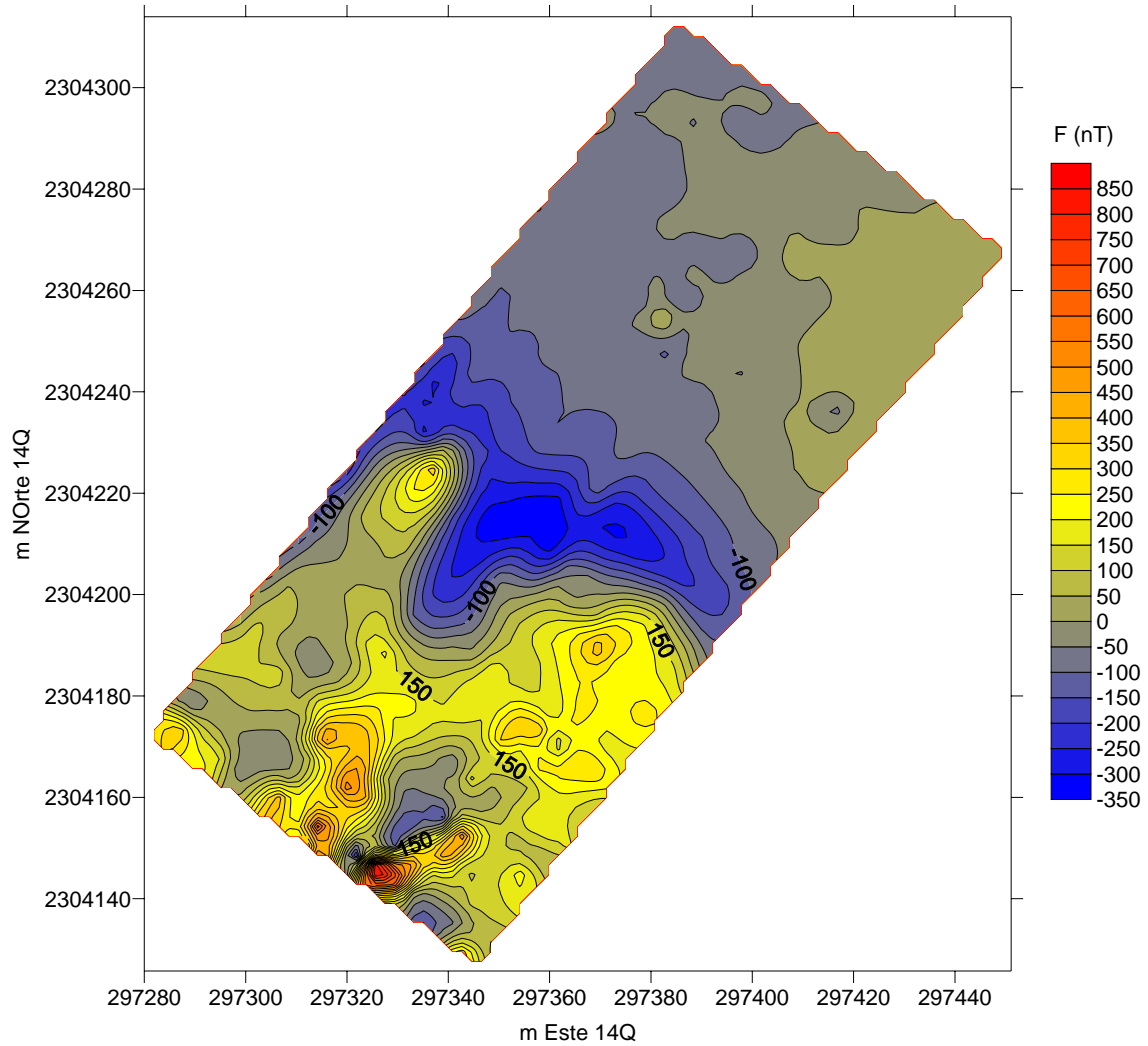


FIGURA 5.11 MAPA DE ANOMALIA MAGNÉTICA (CAMPO TOTAL)

Se enfocó la atención en la parte central y suroeste del levantamiento tal como lo indica la Figura 5.12 donde se puede ver un contraste muy marcado entre mediciones con valores negativos en el centro y positivos al SW.

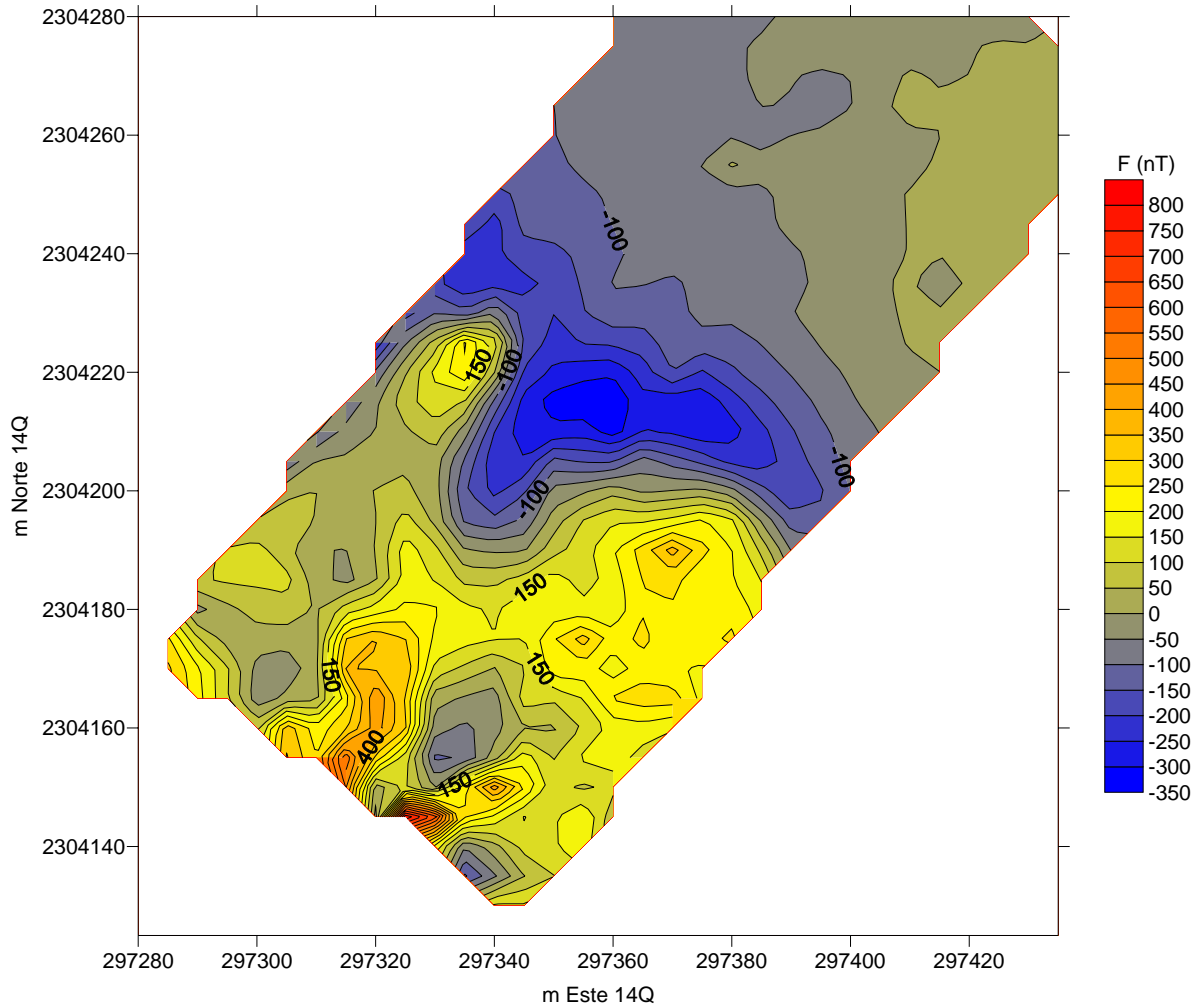


FIGURA 5.12 DETALLE DE INTERÉS, ANOMALIA MAGNÉTICA (CAMPO TOTAL)

El detalle mostrado en la Figura 5.12 es importante debido a que un dipolo magnético que alcanza magnitudes mayores a los 700 nT y que abarca la parte sur del terreno podría afectar las mediciones del campo geomagnético en un observatorio por lo que por simple inspección este terreno no resultaría apropiado para su instalación.

Este dipolo se debe a la diferencia de susceptibilidad magnética de los materiales en el subsuelo en este caso la diferencia entre los sedimentos vulcano-sedimentarios y la colada localizada anteriormente con otros métodos.

A los datos seleccionados en la Figura 5.12 se le transformó, aplicándoles la reducción al polo que se muestra en la Figura 5.13 donde se distinguen 3 grandes puntos máximos. En dirección NE de dichos máximos se observa cómo los valores descienden hasta alcanzar valores negativos. Este

comportamiento, reafirma la idea de la presencia de un dipolo magnético que, además, al seguir la tendencia de los máximos valores, nos brinda el contorno de la estructura que lo origina (línea discontinua). El límite de dicha estructura muestra el mismo comportamiento que la estructura reportada para el caso de las prospecciones eléctrica galvánica y gravimétrica.

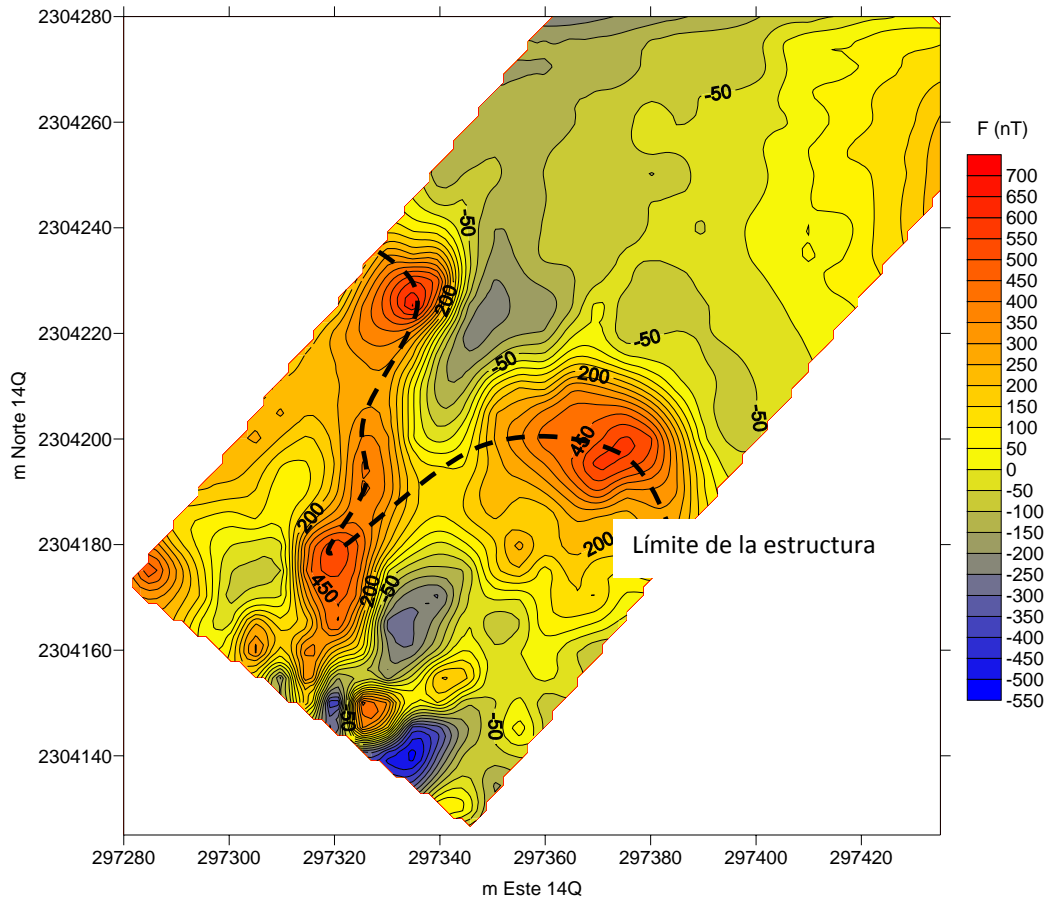


FIGURA 5.13 REDUCCIÓN AL POLO

Con el objetivo de discernir si las anomalías observadas son producto de la estructura que tratamos de delimitar o de alteraciones superficiales, se echó mano de la continuación analítica. De este modo se podría hacer más evidente en el caso de la continuación ascendente (Figura 5.14) la contribución del regional y por otro lado, en la continuación descendente (Figura 5.15) la contribución del residual en la anomalía.

Para el caso de la continuación ascendente es apreciable que los altos contrastes del extremo suroeste al igual que las altas frecuencias se suavizan hasta llegar a los 450nT y la estructura básica de los dipolos descritos para la Figura 5.13 donde se muestra la reducción al polo se conserva.

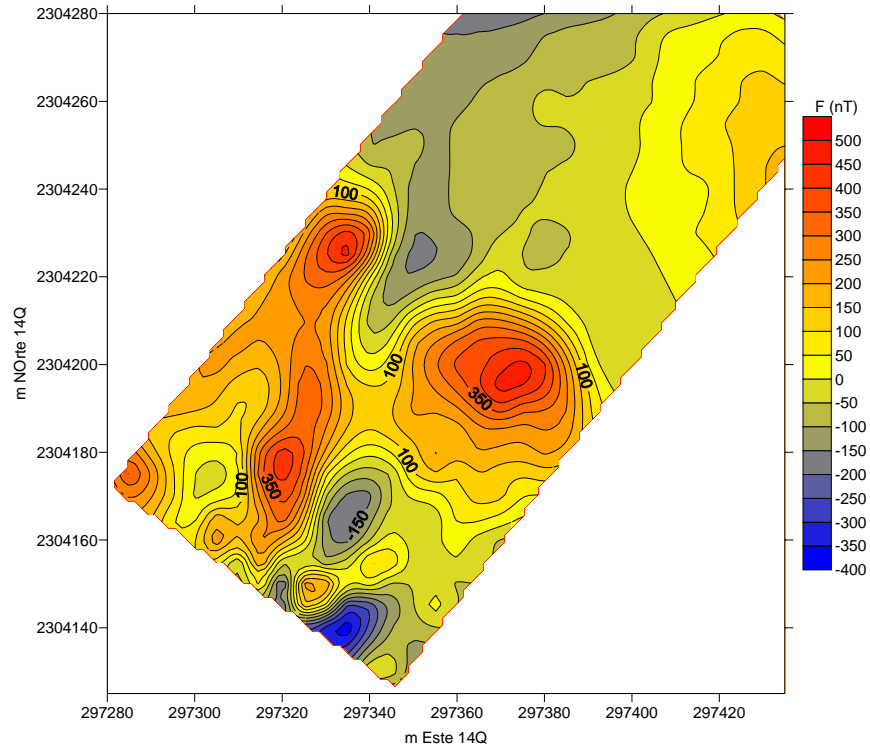


FIGURA 5.14 CONTINUACIÓN ASCEDENTE. $Z = -10$ M

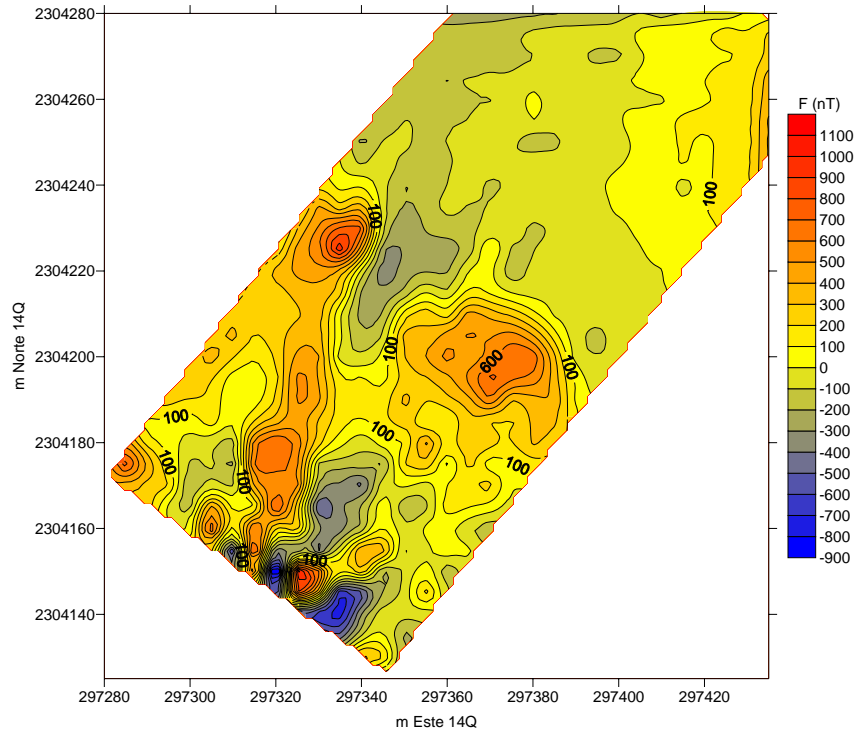


FIGURA 5.15 CONTINUACIÓN DESCEDENTE. $Z = 10$ M

En la continuación descendente, casi en toda la superficie, los contrastes de amplitudes disminuyen, excepto en el extremo suroeste donde los contrastes se incrementan hasta registrar magnitudes de 950 nT .

El comportamiento reportado para la continuación ascendente confirma la idea de que la estructura generadora de las anomalías en la zona de interés se encuentra a profundidad y no es ruido lo que estamos midiendo.

Terreno B

A diferencia del terreno anterior, al recolectar los datos y visualizarlos, nos dimos cuenta de que las variaciones en las mediciones son mucho menores, es decir, es un terreno mucho más estable en cuanto a mediciones magnetométricas se refiere.

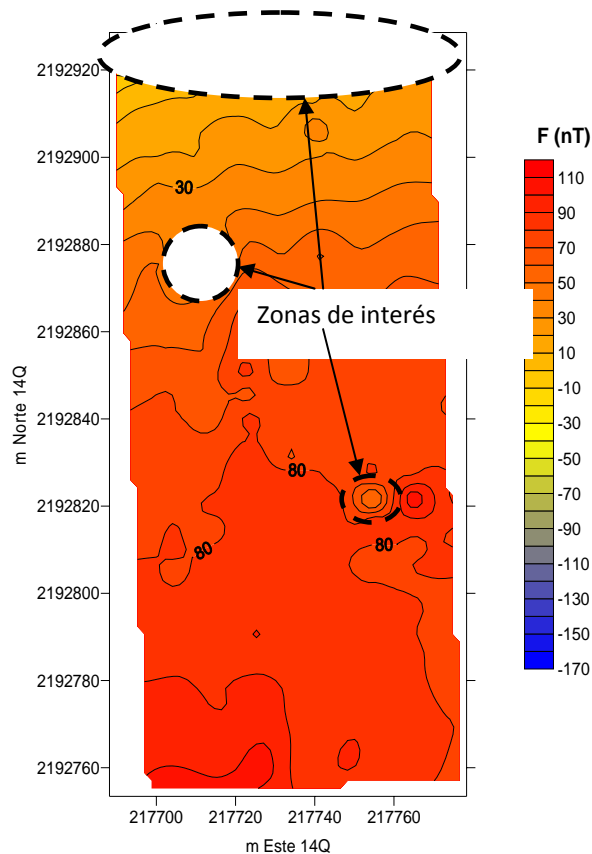


FIGURA 5.16 MAPA DE ANOMALIA MAGNÉTICA DE CAMPO TOTAL CON DETALLES DE INTERÉS, TERRENO B

Sin embargo, como es visible en la Figura 5.16 y 5.17, la superficie tiene tres puntos interesantes, dos en la parte central y todo el extremo norte (la Figura 5.17 se muestra rotada para una mejor apreciación).

A simple vista la caída abrupta en los valores de la parte norte causaría preocupación, sin embargo esta caída de 180nT en menos de 10 m dentro de un terreno en el que en general no hay una variación de más de 70nT en 120m, se ignorará pues conocemos el origen de ese abrupto contraste en los valores y es que las mediciones en ese extremo del terreno se hicieron a solo unos metros de una malla ciclónica.

De nueva cuenta para seguir con el procesado se tomó un segmento representativo de la malla (Figura 5.18).

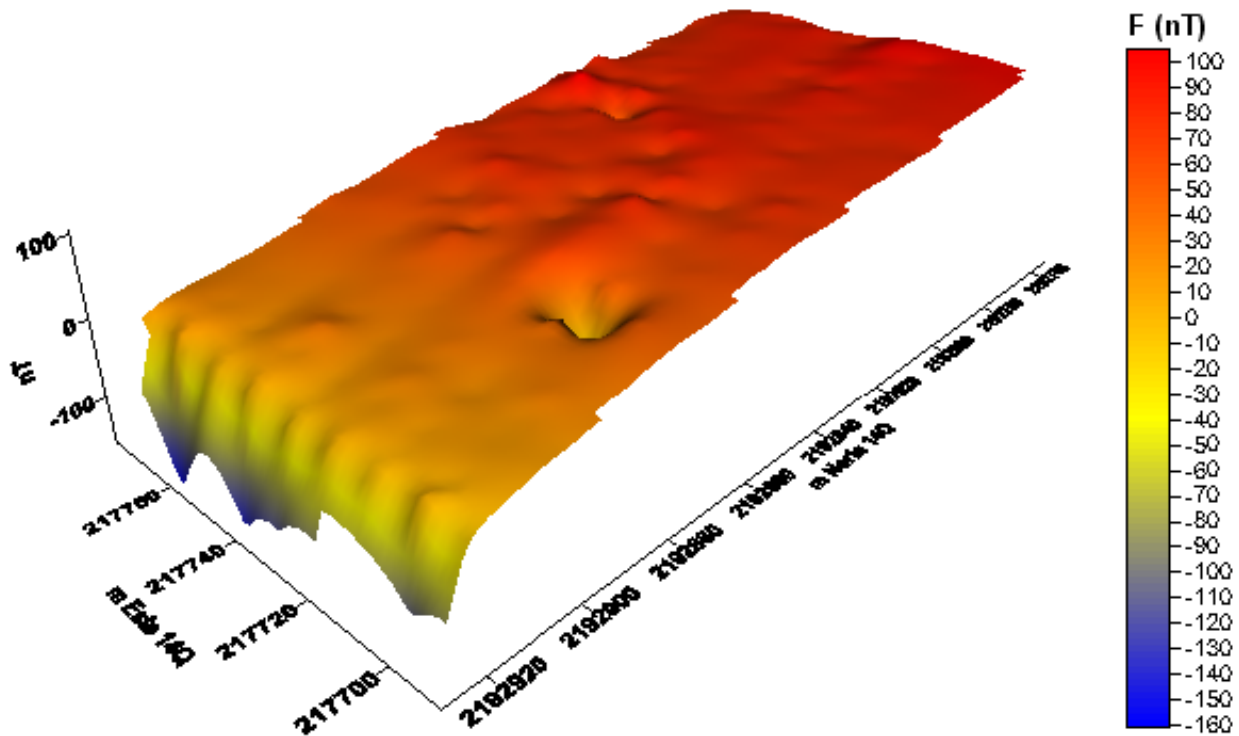


FIGURA 5.17 MAPA 3D DE LA ANOMALIA MAGNÉTICA (CAMPO TOTAL)

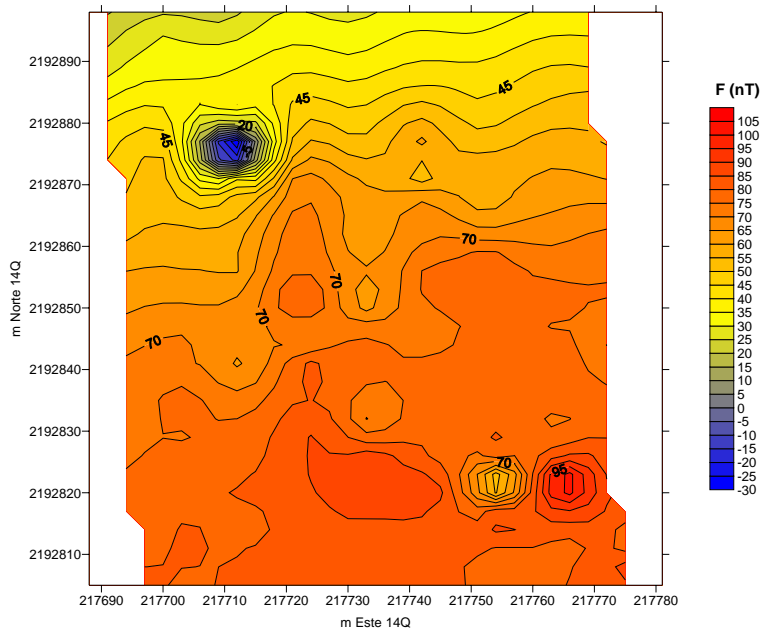


FIGURA 5.18 MALLA DE DATOS SELECCIONADA PARA EL PROCESAMIENTO

La reducción al polo (Figura 5.19) no muestra un dipolo magnético claro a excepción de ese pequeño punto al noroeste que se abordará más adelante. En general, los valores van decreciendo hacia el norte a una razón aproximada de 50nT en 100m, no obstante, este decremento no es lo suficientemente grande para creer que las mediciones de campo geomagnético se verían afectadas.

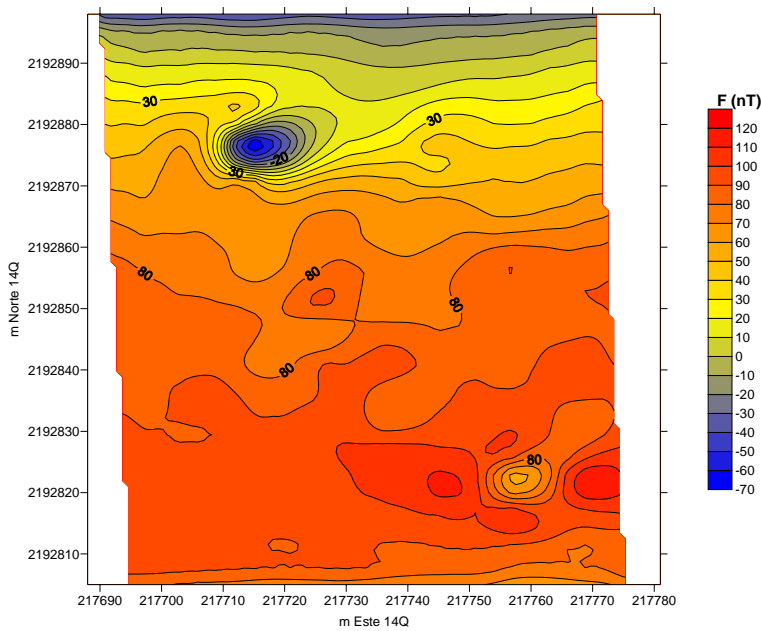


FIGURA 5.19 REDUCCIÓN AL POLO

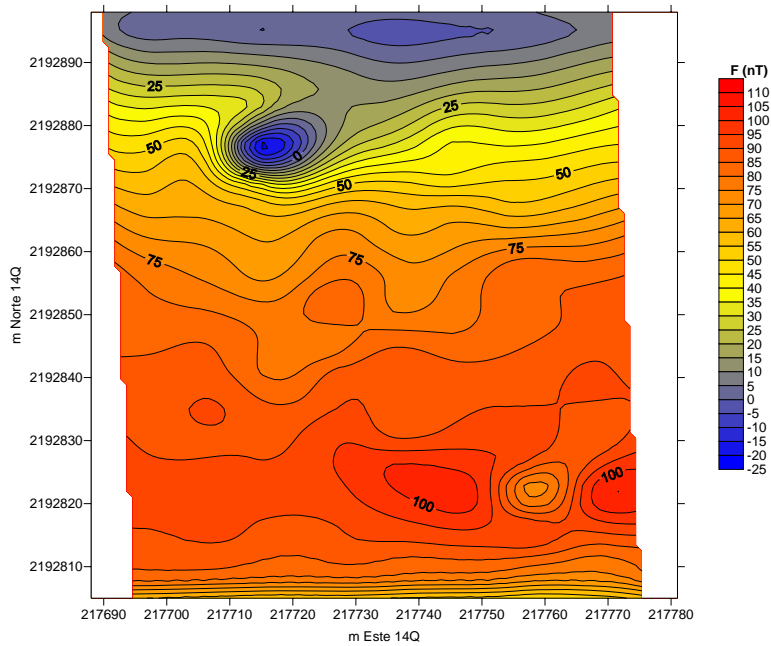


FIGURA 5. 20 CONTINUACION ASCENDENTE Z=-10M

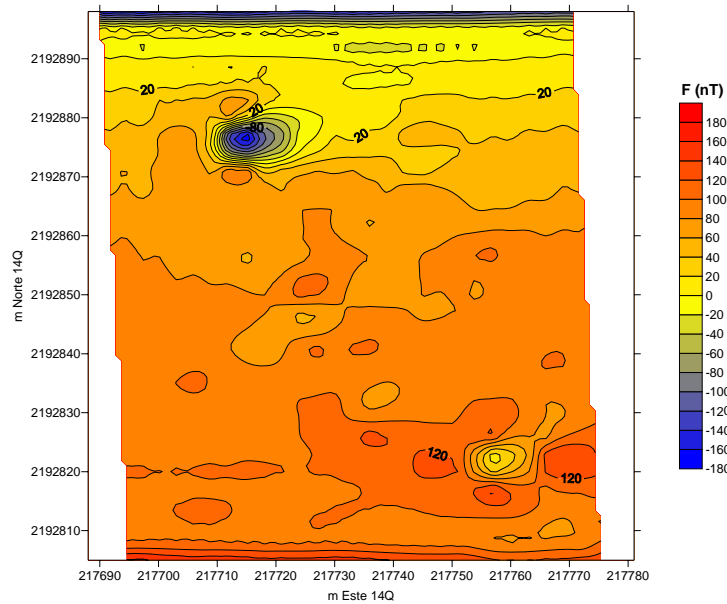


FIGURA. 5.21 CONTINUACIÓN DESCENDENTE Z=10M

Después de observar las Figuras 5.20 y 5.21, se puede concluir que no se infiere la presencia de un cuerpo mayúsculo como en el caso del terreno A, donde se reportaron cambios de más de 700nT que son absolutamente contrastantes con los obtenidos para el terreno B pues, en el mapa de datos elegidos (Figura 5.18) el mayor contraste no supera los 100nT por lo tanto, resulta evidente que el

terreno no tiene grandes contrastes, salvo por el punto al noroeste que después de un análisis se consideró como un error en la medición (un spike), pues un fragmento de basalto en la superficie pudo haber ocasionado esa brusca caída de los valores de manera tan puntual.

Después del análisis anterior, quedan al descubierto dos importantes áreas donde se podría emplazar el observatorio geomagnético, la parte central y la parte sur del terreno que no se consideran una sola área hasta corroborar que el pequeño punto que separa las partes es un spike y no una anomalía.

5.5 Observaciones Geomagnéticas

Los datos de declinación, inclinación e intensidad total, observados y calculados, se muestran en la tabla 5.6.

Tabla 5.6. Valores geomagnéticos observados en Coeneo, Michoacán.

Fecha	Dobs	lobs	Fobs	IGRF			Residuales		
				Dabs	labs	Fabs	Delta D	Delta I	Delta F
08/02/2008	6.2808	47.5688	41313.4	6.6833	47.2166	41328.6	-0.4026	0.3522	-15.2
27/02/2008	6.2891	47.4490	41312.8	6.6833	47.2166	41324.4	-0.3942	0.2324	-11.6
28/02/2008	6.2797	47.4438	41216.9	6.6833	47.2166	41324.2	-0.4036	0.2272	-107.3
15/05/2008	6.2412	47.4438	41219.6	6.6500	47.2000	41307.3	-0.4088	0.2437	-87.7
23/06/2009	6.1493	47.395	41231.2	6.5500	47.2000	41219.5	-0.4007	0.1950	11.7
24/06/2009	6.1818	47.4362	41233.1	6.5500	47.1830	41217.6	-0.3682	0.2532	15.5
25/06/2009	6.1897	47.4254	41197.6	6.5500	47.1830	41217.4	-0.3603	0.2424	-19.8
18/10/2009	6.0631	47.4010	41178.6	6.6167	47.2000	41272.8	-0.5536	0.2010	-94.2

Los datos observados en el MEXART entre 2007 y 2009, son comparados con el modelo matemático de referencia (IGRF), determinando sus residuales con la siguiente ecuación:

$$\Delta B = B_{OBS} - B_{IGRF}$$

Podemos notar que los residuales no tienen un comportamiento lineal (Figura 5.22). Esto se debe a que el modelo matemático IGRF es una representación del Campo Geomagnético Principal, mientras que las componentes observadas son valores instantáneos que contienen todas las variaciones del espectro geomagnético, representado por los residuales.

Sin embargo la tendencia lineal general de los valores instantáneos, para las componentes de declinación e inclinación, es prácticamente igual que la tendencia lineal de los valores del modelo

IGRF, lo cual se puede observar en la Figura 5.22. La componente que difiere más en la tendencia lineal es la intensidad total (F).

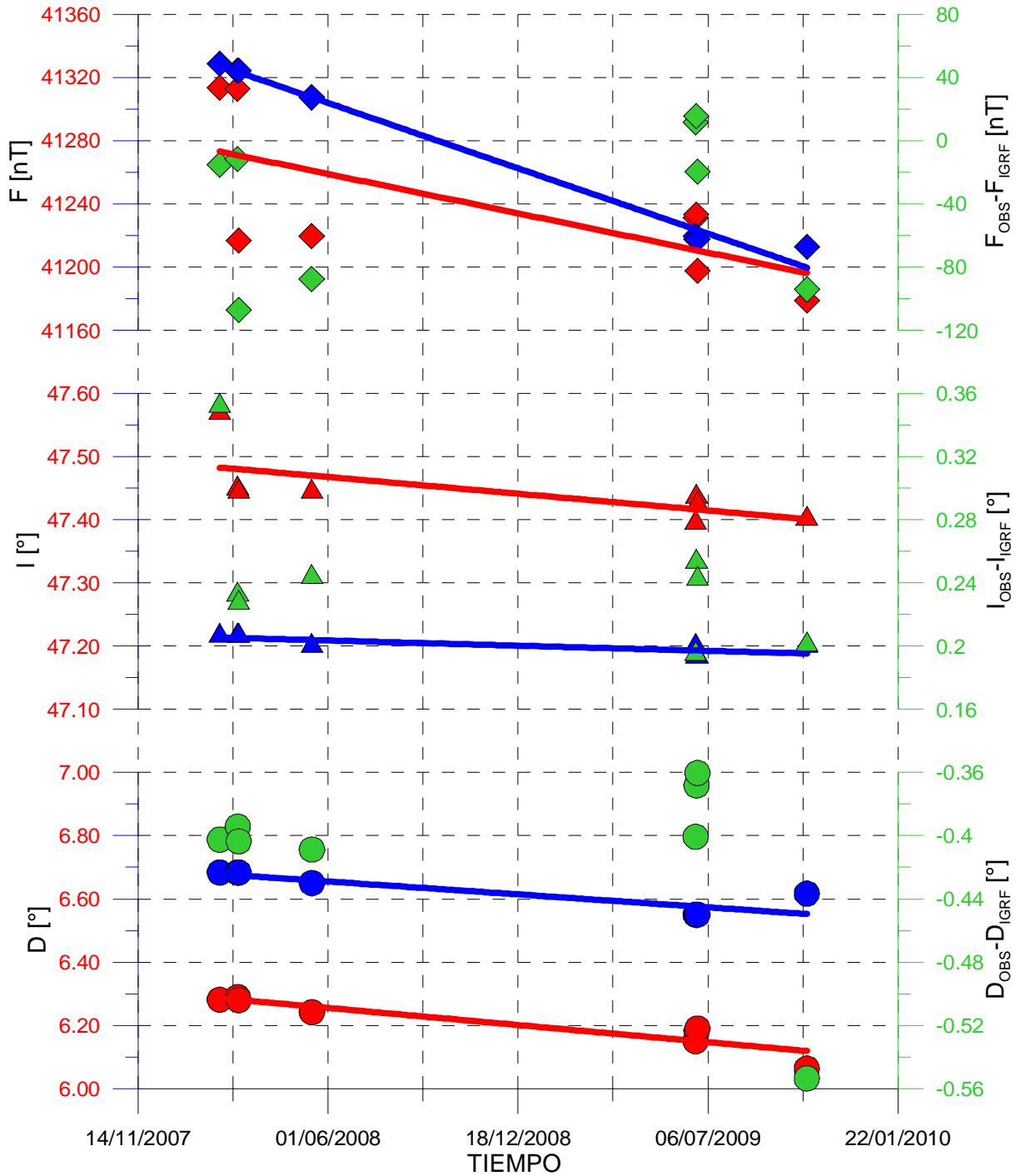


FIG. 5.22 OBSERVACIONES ABSOLUTAS Y TENDENCIA LINEAL (ROJO), MODELO IGRF (AZUL) Y LOS RESIDUALES ENTRE AMBOS (VERDE), PARA EL PERIODO 2007-2009.

5.6 Integración de resultados

Después de aplicar los métodos de prospección eléctrica (galvánica y capacitiva), prospección gravimétrica y prospección magnetométrica en el terreno A, se logró definir con mayor exactitud la estructura que genera las anomalías Figura 5.23. Los contornos mostrados se obtuvieron de la inversión de datos de la Prospección Eléctrica Galvánica, del regional gravimétrico y de la reducción al polo del levantamiento magnetométrico. Aunque con la inversión de datos de la Prospección Eléctrica Capacitiva se vislumbró la presencia de un cuerpo resistivo al SW, no se incluyó en los contornos pues el resultado de las inversiones no fue tan claro además de somero (tan solo 4.75m).

A grandes rasgos el contorno de la estructura es el mismo, sin embargo, como era de esperarse, no es exactamente igual debido por supuesto a que cada método responde a propiedades físicas diferentes y a que la densidad de datos en las diferentes prospecciones no fue la misma (como se describió en el capítulo 4).

La estructura delimitada se encuentra hasta 80m dentro del terreno a partir de su extremo suroeste. Estos 80m no son constantes a lo amplio del terreno y según el método de exploración, la penetración del basalto en el terreno A a partir del extremo SW varía desde los 25m (entre los 20 a 40m medidos desde el lado NW) hasta los 80m en el lado SE.

Dicha estructura hace que el terreno A no sea el mejor lugar para emplazar un observatorio geomagnético pues la colada de basalto que se delimitó genera variaciones de hasta 700nT en la zona.

En cuanto al terreno B, además de la anomalía mostrada en los datos magnetométricos para el extremo norte en la Figura 5.17 y del par de spikes encontrados, el resto del terreno es bastante estable como ya se ha comentado. Aun así, la elección del lugar de emplazamiento de un nuevo observatorio geomagnético no resulta ser tan trivial pues se conoce el comportamiento actual del terreno, mas no se sabe si en un futuro, se harán construcciones en los terrenos vecinos que podrían llegar a afectar la estabilidad de las mediciones geomagnéticas.

En la Figura 5.24 se muestra el lugar recomendado para la puesta en marcha de un nuevo observatorio geomagnético.

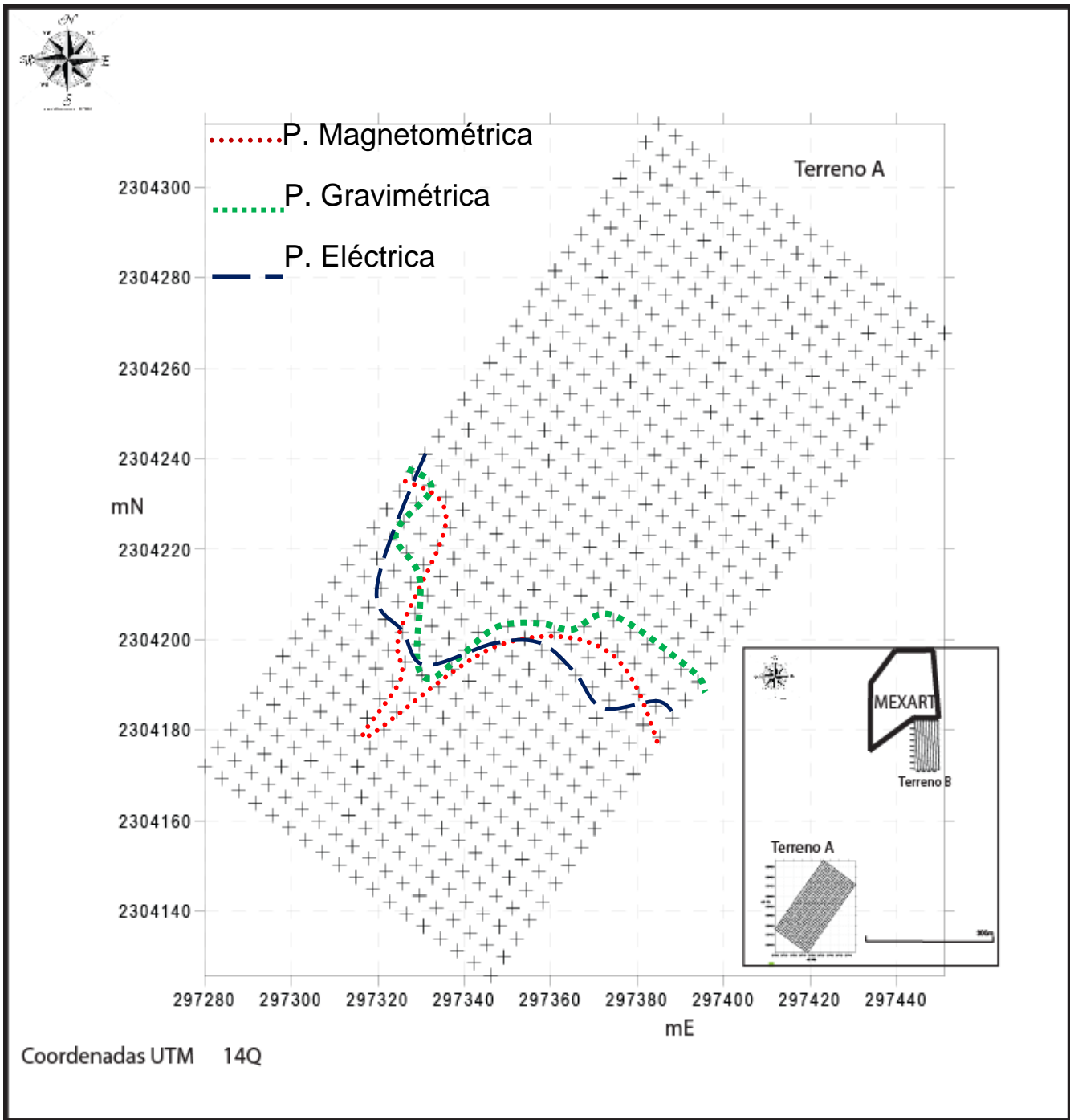


FIGURA 5.23 CONFRONTACIÓN DE LÍMITES DE LA ESTRUCTURA OBTENIDOS MEDIANTE DIFERENTES PROSPECCIONES.

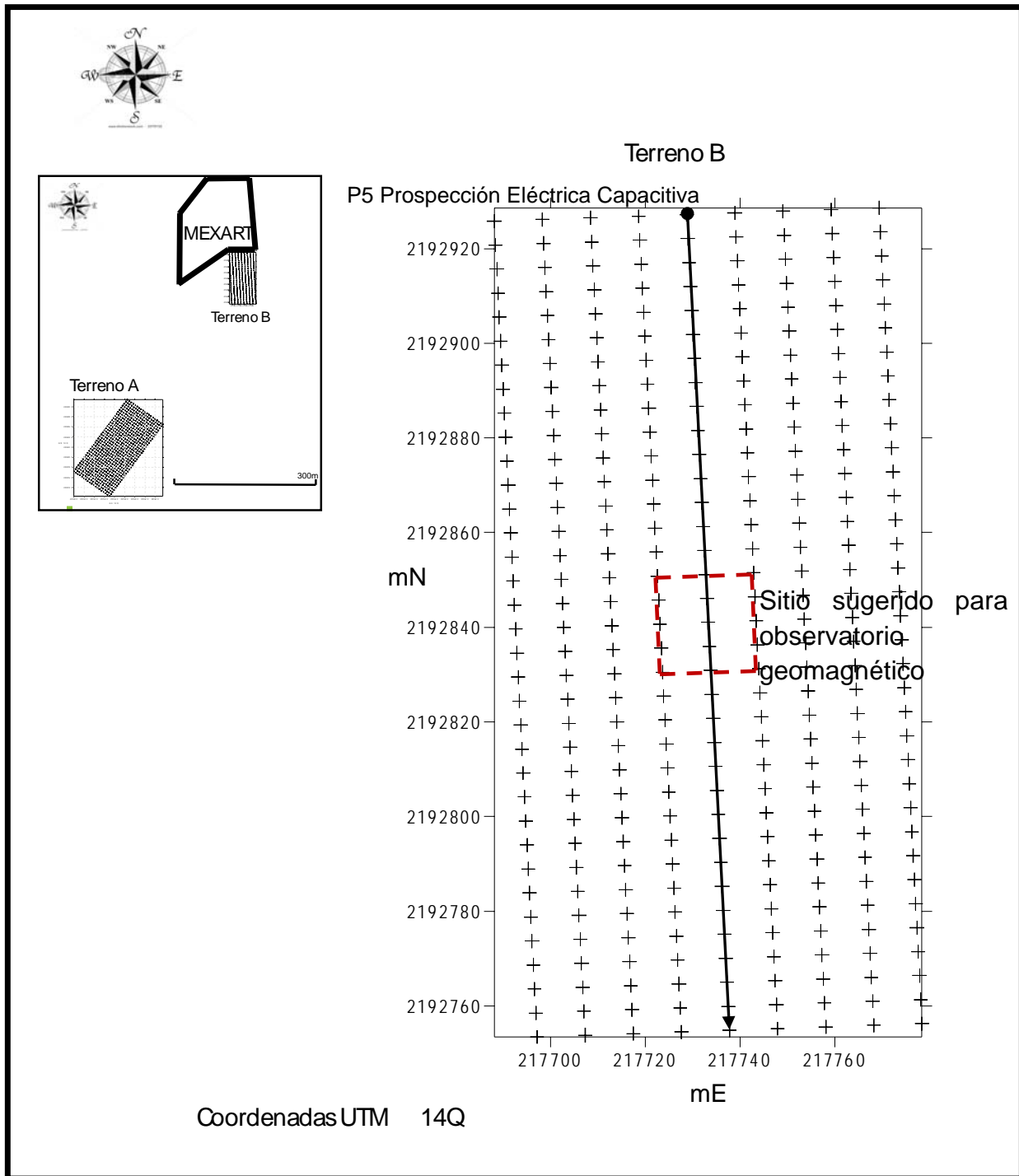


FIGURA 5.24 SITIO SUGERIDO PARA EL EMPLAZAMIENTO DEL OBSERVATORIO GEOMAGNÉTICO.

Se propone un espacio localizado lo más alejado posible a los extremos del terreno donde podrían llegar a existir objetos metálicos fuera del control del observatorio, este espacio propuesto tiene dimensiones de 20x20m útiles para la ubicación de los instrumentos.

Este lugar no se eligió simplemente por que estuviera centrado en un terreno con no más 10 nT de variación en cerca de 100m, sino porque, además, está centrado sobre la línea donde se tomara el perfil P5 (Figura 5.25) con el resistímetro capacitivo (que resultó ser el perfil que menos ruido registro).

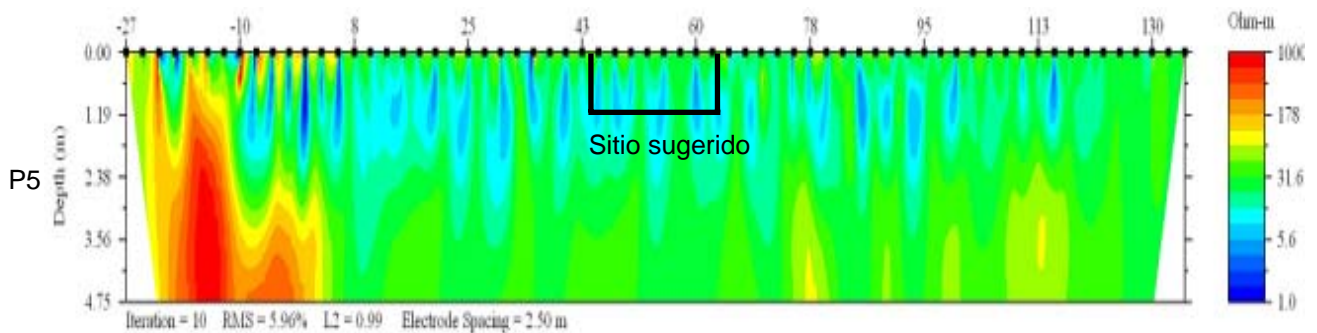


FIGURA 5.25 SECCIÓN DE RESISTIVIDAD P5 Y SITIO PROPUESTO PARA LOS INSTRUMENTOS DEL OBSERVATORIO GEOMAGNÉTICO

6. Recomendaciones y Conclusiones

Prospección Eléctrica

Terreno A

En el caso de la prospección eléctrica capacitiva, quedó claro que el resistivímetro capacitivo es útil para prospecciones someras (menos de 5m en este caso) pues solo alcanzó a mapear la parte superior de la colada de basalto. Sin embargo esto no tiene por qué ser una desventaja pues al usarse conjuntamente con otro método que nos brinde información a profundidad, se puede complementar y entre ambos, entregar información más fiable.

Con el equipo de prospección eléctrica galvánica se llegó a penetrar a una profundidad cercana a los 24m. En las secciones se observan perfectamente el derrame de basalto hacia el SW y las zonas saturadas al NE. Las imágenes obtenidas de la inversión de datos resultaron ser de muy buena calidad y permitieron conocer no solo la extensión de la estructura tanto horizontal como verticalmente.

Terreno B

Para este terreno, sólo se utilizó el resistivímetro galvánico por lo tanto, la profundidad de investigación no pasó de los 5m en los que únicamente se pudo ubicar el límite de una unidad resistiva a los 2.3m. El hecho de que, a diferencia del terreno A, no se hayan corrompido los datos en ninguna línea se le atribuye a varias cuestiones; los valores no fueron tan contrastantes, la pendiente del terreno era mucho menor y además, estaba húmedo, lo cual disminuía la capa dieléctrica que el aparato debía romper para inducir corriente.

Prospección Gravimétrica

La gravimetría demostró ser un método muy eficiente para localizar el cambio de litologías, en las gráficas mostradas se logró ver perfectamente el cambio de las densidades del medio.

El diseño del levantamiento se planteo para tomar mediciones cada 10m, a diferencia de la prospección magnetométrica donde se midió cada 5m, a pesar de la diferente densidad de datos, la prospección gravimétrica brindó buenos resultados pues el contorno de la colada de basalto que se encontró es consistente con la reportada para el caso de las prospecciones magnetométrica y eléctrica.

No obstante, cabe señalar que la prospección gravimétrica por sí misma no hubiera sido concluyente para el objetivo buscado que era el proponer el lugar de emplazamiento de un observatorio geomagnético, esto debido a que la información que se obtiene de la gravimetría es diferencia de densidades y ésta no está siempre relacionada con propiedades magnéticas.

Prospección Magnetométrica

A pesar de que el levantamiento del terreno A se realizó en dos días diferentes y que en el segundo día los valores para la base se obtuvieron del observatorio geomagnético de Teoloyucan, el procesamiento posterior permitió obtener una malla de datos confiables que mostraron un claro dipolo orientado generalmente NW-SE que atravesaba todo el terreno en la parte suroeste del mismo, y que después de la reducción al polo se corroboraría que se trata de la misma estructura.

La densidad de datos en el terreno A es suficiente para mapear de una forma clara la anomalía que produce la colada de basalto. Mientras que para el terreno B, la densidad de datos a pesar de ser menor resultó conveniente pues no se detectaron grandes contrastes que requirieran un estudio más detallado.

Solo en el terreno A se reafirma la existencia de un dipolo magnético que podría afectar las mediciones de un observatorio geomagnético. Las continuaciones analíticas se dejaron a -10 m para la continuación ascendente y +10m para la descendente pues aunque se realizó la continuación ascendente para -50m, esta no se incluyó al no mostrar nada de interés.

Recomendaciones

La toma de datos se realizó entre 15 compañeros estudiantes de la facultad de Ingeniería de la UNAM durante la práctica coordinada entre la Facultad de Ingeniería y el Instituto de Geofísica para realizar las prácticas profesionales. Esta práctica fue una gran oportunidad para poder comprender no solo el funcionamiento de diferentes equipos geofísicos, sino también para entender de forma muy práctica la utilidad de los diferentes métodos dependiendo de la propiedad física de la cual se quiera hacer uso, además de la importancia de correlacionar resultados de varios métodos para darle mayor validez a los resultados, por supuesto no en todas las ocasiones se pueden hacer levantamientos con más de un método por eso la importancia de que cuando se tengan suficientes datos, se logren integrar por completo. Por lo tanto, sería de gran ayuda que estas prácticas se siguieran haciendo semestre a semestre.

El modelo de reporte que proponemos (véase Anexo 2), más simplificado y objetivo que el anterior sugerido por la facultad de ingeniería, se está proponiendo para sustituir a este último. Este nuevo reporte resulta más concreto, haciendo hincapié en las técnicas de campo, características operativas del equipo, los resultados y su interpretación, sin hacer gran descripción del funcionamiento y teoría del método. Consideramos que un reporte de este tipo es más apegado al tipo de informe que requiere un trabajo profesional como el que se debe de presentar a un cliente determinado que puede no ser un especialista en exploración geofísica pero que tiene que evaluar la calidad del estudio y de sus resultados.

Consideramos que procesamiento de datos complementarios y de mayor complejidad como modelación 2D y 3D, deconvolución de Euler, análisis espectral para determinación específica de estructuras y otros , son procesamientos fuera del alcance de un reporte de práctica profesional, que pueden incluirse para fines más concretos de acuerdo a un objetivo planteado por un cliente en particular.

Bibliografía y Referencias

Libros:

ALONSO DÍAZ L. A. *Estudio de Prospección Geofísica y Geotécnica para el Emplazamiento del Embalse de San Esteban de Andagoya*. Departamento de Ingeniería Geológica. Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas, 2001.

BLAKELY R. J. *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge University Press, 1995.

BUTLER D (Editor). *Near Surface Geophysics*. Society of Exploration Geophysicists, 2005.

CAMPBELL W.C. *Introduction to Geomagnetic Field*. Cambridge University Press, 1997.

CONSTABLE C. G. *Geomagnetic Temporal Spectrum*. In Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism, Springer, 2005.

DEL VALLE TOLEDO E. *Apuntes de Prospección Sísmica*. Facultad de Ingeniería, UNAM.

DOBRIN M. B. *Introducción a la Prospección Geofísica*. Segunda Edición, Ediciones Omega. Barcelona, 1975.

GEOMETRICS INC. *G-856 Proton Precession Magnetometer Operator Manual*. 1995.

LÓPEZ HIDALGO A., Fanton G. O., Cara R. E. *Técnicas Prácticas para Investigación de Resistividad en dos y tres dimensiones (Tomografía eléctrica 2D y 3D)*

LÓPEZ RAMOS E. *Geología General de México*. 1979

NETLETON L. *Gravity and Magnetism in Oil Prospecting*. Mc. Graw-Hill, 1976

MUNIZ L. *El Geomagnetismo*. Cuadernos del Instituto de Geofísica, 11. México, Instituto de Geofísica, UNAM- Ed. Plaza y Valdés, p. 52

ORELLANA E. *Prospección Geoeléctrica en Corriente Continua*. Paraninfo, Madrid, 1972.

SHARMA P. V. *Environmental and Engineering Geophysics*. Cambridge University Press, 1997.

TEJERO ANDRADE A. *Apuntes de Teoría del Potencial Aplicada a la Geofísica*. Facultad de Ingeniería, UNAM.

TELFORD W. M., Geldart L. P., Sheriff R. E. *Applied Geophysics*. Second Edition, Cambridge University Press, 1990.

Tesis:

CABALLERO FRANCO C. *Prospección Gravimétrica y Magnetométrica regional en Oaxaca*. Tesis Profesional. México, UNAM, Facultad de Ingeniería, 2007.

GARCIA SERRANO A. *Prospección Magnetométrica en el Trapiche Cozoaltepec, Oaxaca*. Tesis Profesional. México, UNAM, Facultad de Ingeniería, 2006.

LORA DE LA FUENTE C. y Hernández R. *Instalación de un Observatorio Magnético Estándar de última generación: estudio geofísico; emplazamiento y operación*. Tesis Profesional. México, UNAM, Facultad de Ingeniería, 2003.

Artículos:

FAVETTO A., Pomposiello C., Sainato C., Dapeña C., Guida N. *Estudio geofísico aplicado a la evaluación del recurso geotermal en el sudeste de Entre Ríos*. Revista de la Asociación Geológica Argentina, 60 (1), 197-26, 2005.

GOMEZ-TUENA A., Orozco-Esquivel M., Ferrari L. *Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana*. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Volumen Conmemorativo del Centenario. Tomo LVII, 3, 227-283, 2005.

KURAS O., Beamish D., Meldrum P. P., Ogilvy R. *Fundamentals of the Capacitive Resistivity Technique*. Geophysics, 71 (3), G135-G152, 2006.

NABIGHIAN M. N., Andre M. E., Grauch V.J.S., Hansen R.O., Lafehr T.R., et al. *Historical Development of the Gravity Method in Exploration*. Geophysics, 70 (6), 63-89, 2005.

REDPATH B. *Seismic Refraction Exploration for Engineering Site Investigations*. Technical Report E-73-4 EEUU, Army Engineer Waterways Experiment Station, 1973.

TAMURA Y. *An harmonic development of the tide-generating potential*. Bull. Inf. Marées Terrestres, 99, 6813–6855, 1987.

WENZEL H. The Correction of the Tidal Force Development to Ellipsoid Normal. Bull. Inf. Marées Terrestres, 68, 3784-3790, 1974.

WOOLARD G. P. *The new gravity system—changes in international gravity base values and anomaly values*. Geophysics, 44, 1352–1366, 1979.

Recursos en la red:

Google Earth. <http://earth.google.com/>, 2009.

Google Maps. <http://maps.google.com/>, 2008.

INEGI, <http://www.inegi.gob.mx/>, 2009.

MEXART. <http://mexart.mexart.unam.mx/>, 2008.

Software:

Advanced Geosciences Inc. *AGI EarthImager*, 2008.

Geometrics Inc. *MagMap2000*, 2007.

Royal Observatory of Belgium. *TSoft*, 2004.

Anexo

1. Plantilla de datos Geomagnéticos

Observacion-Absoluta para DIM					Geofísica-UNAM		
Estacion	Observatorio MEXART			Fecha	24/06/2009	Az. "A"	
Instrumento	RMD			Az.-marca	A	293.422	
Pilar	1			Observador	GCN		
Serie-A	DECLINACION						
	Marca-arriba	211	4.0	0.0			
	Marca-abajo	31	4.0	0.0			
Circulo-Sensor	Hora	Grados	Minutos	Segundos			
Norte-Arriba	13:03:35	13	38.0	0.0			
Norte-Abajo	13:04:37	13	26.0	0.0			
Sur-Abajo	13:05:43	193	28.0	6.0			
Sur-Arriba	13:06:46	193	38.0	24.0			
	Marca-arriba	211	4.0	0.0			
	Marca-abajo	31	4.0	0.0			
	INCLINACION						
Circulo-Sensor	Hora	Grados	Minutos	Segundos			
Oeste-Arriba	13:11:47	47	26	0.0			
Oeste-Abajo	13:13:15	227	28	12.0			
Este-Abajo	13:15	312	35	0.0			
Este-Arriba	13:16:34	132	34	30.0			
Notas:							
Serie-B	DECLINACION						
	Marca-arriba	211	4.0	0.0			
	Marca-abajo	31	4.0	0.0			
Circulo-Sensor	Hora	Grados	Minutos	Segundos			
Norte-Arriba	13:22:39	13	38.0	0.0			
Norte-Abajo	13:25:03	13	28.0	24.0			

Sur-Abajo	13:26:35	193	26.0	12.0			
Sur-Arriba	13:28:51	193	39.0	0.0			
	Marca-arriba	211	4.0	0.0			
	Marca-abajo	31	4.0	0.0			
INCLINACION							
Circulo-Sensor	Hora	Grados	Minutos	Segundos			
Oeste-Arriba	13:32:56	47	26	6.0			
Oeste-Abajo	13:35:03	227	25	30.0			
Este-Abajo	13:37:05	312	34	30.0			
Este-Arriba	13:38:20	132	34	18.0			

2. Propuesta

Reporte de Prácticas

1. Hoja en blanco
2. Carátula con los siguientes elementos
 - Nombre de la materia
 - Título del trabajo de proyecto
 - Nombre del Alumno No. de Cuenta, semestre en que realizo la práctica
3. Hoja 3 Nombre del profesor de teoría, de prácticas y responsable del trabajo o proyecto.
4. Índice

Resumen del trabajo

Introducción (2 ó 3 hojas)

Aquí se debe de explicar los antecedentes generales del estudio (lo que ya existe o se ha hecho al respecto), los objetivos no solo del estudio sino además del trabajo y finalmente una breve descripción de los resultados

Cap 1. Marco general

Se hace una descripción de la localización y geología de la zona con particularidades de ser necesario.

Cap 2. Metodología

Es una descripción detallada del trabajo de campo y de los equipos que se usaron. Se incluyen características de todo el equipo, como que adquieren y como se reducen los datos si es el caso. Teoría general del método., Se tiene que hacer énfasis en la operación de campo general.

Cap 3. Levantamiento

Aquí se hace una descripción ya particular de los levantamientos, como bitácoras de los registros y gráficos de variación diurna para las correcciones, resultados generales sin describirlos. O sea antes de hacer procesamiento de segundo orden como reducción al polo, derivadas verticales etc.

Cap 4. Análisis y resultados

Se incluyen ya inversiones o procesamientos de otro orden. Se hace un análisis detallado de cada figura y se discuten.

Cap 5. Recomendaciones (comentarios finales) (de 3 a 6 hojas)

Se hace una evaluación final de todo lo que contiene el trabajo que justifique su validez.

Referencias

Hay que citar todo el material usado, artículos, libros, tesis, recursos web, etc.

Anexos