



**IPICYT**

**INSTITUTO POTOSINO DE INVESTIGACIÓN  
CIENTÍFICA Y TECNOLÓGICA, A.C.**

**POSGRADO EN CIENCIAS APLICADAS**

**Estudio Geofísico aplicado a la exploración  
minera en El Milagro de Guadalupe, Municipio de  
Guadalcázar, Estado de San Luis Potosí.**

Tesis que presenta

**David Ernesto Torres Gaytan**

Para obtener el grado de

**Maestría en Ciencias Aplicadas**

en la opción de

**Geociencia Aplicadas**

**Director (Codirectores) de la Tesis:**

**Dr. Héctor López Loera**

San Luis Potosí, S.L.P., mes de año



## Constancia de aprobación de la tesis

La tesis “**Estudio geofísico aplicado a la exploración minera en "El Milagro de Guadalupe", Municipio de Guadalcázar, San Luis Potosí**” presentada para obtener el Grado de Maestro en Geociencias Aplicadas fue elaborada por **David Ernesto Torres Gaytán** y aprobada el **cuatro de julio del dos mil trece** por los suscritos, designados por el Colegio de Profesores de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

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

**Dra. Birgit Steinich**  
Miembro del Comité Tutorial

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



## **Créditos Institucionales**

Esta tesis fue elaborada en el Laboratorio de Geofísica de la División de Geociencias Aplicadas por la Tecnología Moderna del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., bajo la dirección del Dr. Héctor López Loera.

Durante la realización del trabajo el autor recibió una beca académica del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (No. 262162) y del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.



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

## Acta de Examen de Grado

El Secretario Académico del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., certifica que en el Acta 001 del Libro Primero de Actas de Exámenes de Grado del Programa de Maestría en Geociencias Aplicadas está asentado lo siguiente:

En la ciudad de San Luis Potosí a los 4 días del mes de julio del año 2013, se reunió a las 10:00 horas en las instalaciones del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., el Jurado integrado por:

**Dr. Héctor López Loera**  
**Dra. Birgit Steinich**  
**Dr. Pablo Dávila Harris**

**Presidente**  
**Secretaria**  
**Sinodal**

**IPICYT**  
**IPICYT**  
**IPICYT**

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

**MAESTRO EN GEOCIENCIAS APLICADAS**

sustentó el C.

**David Ernesto Torres Gaytán**

sobre la Tesis intitulada:

*Estudio geofísico aplicado a la exploración minera en "El Milagro de Guadalupe", Municipio de Guadalcázar, San Luis Potosí*

que se desarrolló bajo la dirección de

**Dr. Héctor López Loera**

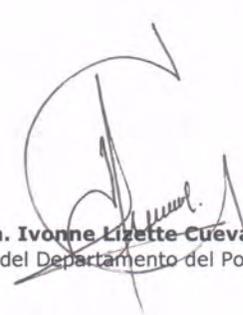
El Jurado, después de deliberar, determinó

**APROBARLO**

Dándose por terminado el acto a las 11:15 horas, procediendo a la firma del Acta los integrantes del Jurado. Dando fe el Secretario Académico del Instituto.

A petición del interesado y para los fines que al mismo convengan, se extiende el presente documento en la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P., México, a los 4 días del mes de julio de 2013.

  
**Dr. Marcial Bohilla Marín**  
Secretario Académico

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



## **Dedicatoria**

A:

*Dios, por darme la oportunidad de vivir y por estar conmigo en cada paso que doy, por fortalecer mi corazón e iluminar mi mente y por haber puesto en mi camino a aquellas personas que han sido mi soporte y compañía durante todo el periodo de estudio.*

*Mi Esposa e Hija Mariana Hinojosa y Arantxa Torres, por amarme, quererme, apoyarme siempre en todo y ayudarme con la revisión y escritura de la tesis, esto también se lo debo a ustedes.*

*Mis padres Martha Leticia Gaytan y Ernesto Torres, por darme la vida, quererme mucho, creer en mí y porque siempre me apoyaron. Mamá, Papá gracias por darme una carrera para mi futuro, y apoyarme ahora en mis estudios de maestría.*

*Jessy por su compañía en esos días de concentración que necesitaba en casa.*

*Todos aquellos familiares y amigos que no recordé al momento de escribir esto. Ustedes saben quiénes son.*

## **Agradecimientos**

A Quiero agradecer de la manera más atenta a la Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica A.C. (IPICYT) por el apoyo otorgado durante la maestría.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACYT) por la beca otorgada.

Agradezco a la División de Geociencias Aplicadas por el apoyo otorgado durante la realización del presente trabajo y la formación académica brindada durante la Maestría.

Al comité de becas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica por el apoyo económico otorgado para la culminación del presente trabajo.

Agradezco sinceramente y de manera atenta al Dr. Héctor López Loera por la compartirme de sus conocimientos y el haber sido paciente, durante el desarrollo del trabajo.

Al Ing. Mario Vizcarra por el apoyo en los levantamientos de Polarización Inducida, Al Dr. Vsevolod Yutis por la asesoría dada y ayuda en el levantamiento de campo con gravedad y el procesado de la información.

Al Técnico Fred Pérez y a mis amigos Omar, Manuel, Edgar, Jesús, Chávez, Ariel, Omar (Nemo), Francisco Amezcua (Rata), por la ayudita que me dieron para los levantamientos de campo.

## ÍNDICE

<i>Constancia de aprobación de la tesis</i>	ii
<i>Créditos Institucionales</i>	iii
<i>Acta de examen</i>	iv
<i>Agradecimientos</i>	v
<i>Dedicatorias</i>	vi
<i>Lista de Figuras</i>	viii
<i>Lista de Tablas</i>	xi
<i>Abreviaturas</i>	xii
<i>Resumen</i>	xiv
<i>Abstract</i>	xv
<hr/>	
<b>Capítulo 1. Generalidades</b>	<b>1</b>
1.1 Introducción	1
1.2 Objetivo general	2
1.3 Objetivos específicos	2
1.4 Localización y vías de comunicación	3
1.5 Clima	4
1.6 Suelos	4
1.7 Vegetación	5
1.8 Antecedentes	5
<b>Capítulo 2. Marco geológico</b>	<b>8</b>
2.1 Geología	8
2.2 Estratigrafía	9
2.2.1 Rocas sedimentarias	9
2.2.2 Rocas ígneas	14
2.2.3 Rocas metamórficas	14
2.3 Geología estructural de la carta	16
2.3.1 Lineamientos regionales	17
2.3.2 Lineamientos locales	17
2.3.3 Bloques	17
<b>Capítulo 3. Fundamentos teóricos</b>	<b>19</b>
3.1 Método magnético	19
3.1.1 El campo geomagnético	20
3.1.2 Elementos del campo geomagnético	21
3.1.3 Variaciones del campo geomagnético	22
3.1.4 Susceptibilidad magnética de las rocas	23
3.1.5 Anomalías magnéticas	25
3.1.6 El campo geomagnético internacional de referencia	27
3.1.7 Procesamiento de la información magnética y gravimétrica	28
3.1.7.1 Filtros matemáticos	28
3.1.7.1.1 Filtro pasa bajas	29
3.1.7.1.2 Reducción al polo	29
3.1.7.1.3 Continuación de campos	30
3.1.7.1.4 Derivadas en la dirección Z	30
3.1.7.1.5 Señal analítica	31
3.1.7.1.6 Filtro de Butterworth	31
3.1.7.2 Estimación de la profundidad de fuentes magnéticas	32

3.1.7.2.1 Método de análisis espectral	32
3.1.7.2.2 Método del ancho medio	33
3.1.7.2.3 Deconvolución de Euler	34
3.1.8 Instrumentación	35
3.1.9 Características del levantamiento aeromagnético	35
3.1.10 Características del levantamiento magnético terrestre	36
3.2 Método geoelectrico	37
3.2.1 Introducción	37
3.2.2 Conceptos básicos de electricidad	38
3.2.3 Resistividad eléctrica	38
3.2.4 Resistividad aparente	39
3.2.5 Resistividad aparente considerada como anomalía	41
3.2.6 Isotropía y anisotropía	42
3.2.7 Polarización inducida	43
3.2.7.1 Polarización de membrana	44
3.2.7.2 Polarización electrodica	45
3.2.8 Exploración mediante polarización inducida	46
3.2.8.1 Dominio del tiempo	47
3.2.8.2 Dominio de la frecuencia	48
3.2.9 Configuraciones electrodicas	49
3.2.9.1 Perfil de gradiente geoelectrico (PGG)	49
3.2.9.2 Sondeo eléctrico vertical	51
3.2.10 Procesamiento de la información	54
3.2.10.1 Sondeos eléctricos verticales	54
3.2.10.1.1 Tipos de curvas	54
3.2.10.1.2 Interpretación de las curvas de resistividad	57
3.2.10.2 Perfil de gradiente geoelectrico (PGG)	58
3.2.11 Instrumentación	59
3.2.11.1 Sondeos eléctricos verticales	59
3.2.11.2 Perfil de gradiente geoelectrico	60
3.2.12 Características del levantamiento geoelectrico	60
3.2.12.1 Sondeos eléctricos verticales	60
3.2.12.2 Perfil de gradiente geoelectrico	62
3.3 Método gravimétrico	64
3.3.1 Ley de la gravitación universal	64
3.3.2 Método de prospección gravimétrica	65
3.3.3 Densidades de las rocas	66
3.3.4 Gravedad relativa	66
3.3.5 Gravedad observada	67
3.3.6 Gravedad teórica	67
3.3.7 Correcciones	67
3.3.7.1 Variaciones de la gravedad en la superficie terrestre con respecto a la latitud	68
3.3.7.2 Variaciones de la gravedad en la superficie terrestre con respecto al tiempo	69
3.3.7.2.1 Deriva instrumental	69
3.3.7.2.2 Efecto de las mareas	69

3.3.7.2.3 Efecto atmosférico	70
3.3.7.3 Variaciones de la gravedad en la superficie terrestre con respecto a la altura	70
3.3.7.3.1 Correcciones de aire libre	70
3.3.7.3.2 Correcciones de Bouguer	71
3.3.7.3.2.1 Método de Nettleton para la estimación de la densidad de Bouguer	71
3.3.7.3.3 Corrección topográfica	72
3.3.8 Anomalías gravimétricas	73
3.3.8.1 Anomalía de aire libre	74
3.3.8.2 Anomalía de Bouguer	74
3.3.8.3 Separación regional – residual	75
3.3.8.3.1 Anomalía regional	75
3.3.8.3.2 Anomalía residual	75
3.3.9 Procesamiento de la información	75
3.3.9.1 Cálculo de la deriva instrumental	76
3.3.10 Instrumentación	77
3.3.11 Características del levantamiento gravimétrico	77
<b>Capítulo 4. Resultados</b>	<b>80</b>
4.1 Método magnético	80
4.1.1 Magnetometría aérea	80
4.1.1.1 Obtención del campo magnético residual	80
4.1.1.2 Reducción al polo	81
4.1.1.2.1 Dominio aeromagnético I, RP	83
4.1.1.2.2 Dominio aeromagnético II, RP	83
4.1.1.2.3 Dominio aeromagnético III, RP	84
4.1.1.2.4 Dominio aeromagnético IV, RP	84
4.1.1.3 Primera derivada en Z	85
4.1.1.4 Segunda derivada en Z	87
4.1.1.4.1 Dominio aeromagnético I, 2aDz	88
4.1.1.4.2 Dominio aeromagnético II, 2aDz	88
4.1.1.4.3 Dominio aeromagnético III, 2aDz	89
4.1.1.4.4 Dominio aeromagnético IV, 2aDz	90
4.1.1.4.5 Dominio aeromagnético V, 2aDz	90
4.1.1.4.6 Dominio aeromagnético VI, 2aDz	90
4.1.1.5 Señal analítica	91
4.1.1.6 Espectro de potencia	92
4.1.1.6.1 Análisis espectral	93
4.1.1.7 Deconvolución de Euler	94
4.1.1.8 Modelo aeromagnético de la sección A-A'	99
4.1.2 Magnetometría terrestre	102
4.1.2.1 Campo magnético total	106
4.1.2.2 Campo magnético residual	106
4.1.2.2.1 Campo magnético residual reducido al polo	108
4.1.2.2.2. Dominios magnéticos	109
4.1.2.2.2.1 Dominio I, CMRP	111
4.1.2.2.2.2 Dominio II, CMRP	112

4.1.2.2.3 Lineamientos magnéticos, 1adZ	113
4.1.2.2.4 Señal analítica	115
4.1.2.2.4.1 Estructura I	117
4.1.2.2.4.2 Estructura II	118
4.1.2.2.4.3 Estructura III, IV, V, VI	119
4.1.2.3 Zonas de interés minero	119
4.1.2.4 Espectro de potencia	121
4.1.2.4.1 Análisis espectral	121
4.1.2.5 Deconvolución de Euler	124
4.2 Método geoelectrico	130
4.2.1 Sondeos eléctricos verticales	130
4.2.2 <i>Pseudo</i> secciones de cargabilidad y resistividad	145
4.2.3 Perfiles de gradiente geoelectricos	148
4.2.3.1 Perfil de gradiente geoelectrico 1	148
4.2.3.2 Perfil de gradiente geoelectrico 2	149
4.3 Método gravimétrico	153
4.3.1 Procesamiento de la anomalía gravimétrica	153
4.3.1.1 Análisis de los perfiles gravimétricos	155
4.3.1.1.1 Perfil gravimétrico 1	155
4.3.1.1.2 Perfil gravimétrico 2	155
4.3.1.1.3 Perfil gravimétrico 3	157
4.3.1.1.4 Perfil gravimétrico 4	159
4.3.2 Modelos geofísicos	160
4.3.2.1 Modelo geofísico 1	161
4.3.2.2 Modelo geofísico 2	164
4.3.2.3 Modelo geofísico 3	165
4.3.2.4 Modelo geofísico 4	168
<b>Capítulo 5. Conclusiones</b>	<b>171</b>
5.1 Conclusiones generales	171
5.2 Conclusiones específicas	171
<b>Referencias bibliográficas</b>	<b>173</b>

## LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1** Localización geográfica del área de estudio El Milagro de Guadalupe, municipio de Guadalcázar, SLP.
- Figura 2.1** Formaciones geológicas de la zona El Milagro de Guadalupe, Modificado de la Carta Geológica Minera F14-A45. Escala 1:50000 Estado de San Luis Potosí y Nuevo León. SGM.
- Figura 2.2** Mapa geológico de la zona El Milagro de Guadalupe, tomado y modificado del SGM.
- Figura 2.3** Plano topográfico de la zona El Milagro de Guadalupe, tomado y modificado del SGM.
- Figura 3.1** Ilustración gráfica de las líneas de campo geomagnético.
- Figura 3.2** Representación del vector de campo magnético. La intensidad de campo ( $F$ ) y sus proyecciones horizontal ( $H$ ) y vertical ( $Z$ ) están relacionadas a través de los ángulos de inclinación ( $I$ ) y declinación ( $D$ ).
- Figura 3.3** Tipos de comportamiento magnético, a) paramagnetismo, b) ferromagnetismo, c) antiferromagnetismo y d) ferrimagnetismo.
- Figura 3.4** Registro del campo magnético en un levantamiento aeromagnético.
- Figura 3.5** Descripción gráfica de las anomalías magnéticas.
- Figura 3.6** Distribución de la intensidad del campo magnético ( $F$ ) sobre la superficie terrestre.
- Figura 3.7** Filtro pasa bajas, donde,  $k_0$  es la longitud de onda de corte.
- Figura 3.8** Continuación de campo a) hacia arriba, b) hacia abajo.
- Figura 3.9** Representación esquemática del filtro de Butterworth.
- Figura 3.10** Espectro de potencia típico para datos magnéticos.
- Figura 3.11** Representación gráfica del método del ancho medio.
- Figura 3.12** Descripción gráfica de de la resistividad aparente.
- Figura 3.13** Ejemplo de un subsuelo heterogéneo.
- Figura 3.14** Fenómeno de polarización de membrana de arcillas.
- Figura 3.15** Membrana polarizada asociada a la constricción entre el grano del mineral.
- Figura 3.16** Fenómeno de la polarización de electrodos en los contactos mineral electrolito.
- Figura 3.17** Medida de la PI por medio del decaimiento del voltaje, usando la medida de cargabilidad.
- Figura 3.18** Consiste en desplazar los electrodos detectores M y N entre A y B, los cuales están fijos y a una gran distancia de los electrodos detectores. En este método los electrodos de corriente A y B se quedan fijos y M, N estudian la tercera parte central de la sección.
- Figura 3.19** Dispositivo de cuatro electrodos. La corriente se inyecta por los electrodos externos y la diferencia de potencial se mide entre los electrodos M y N.
- Figura 3.20** Configuración Schlumberger con aperturas crecientes de electrodos manteniendo el punto de sondeo fijo al centro utilizado para llevar a cabo un SEV.

- Figura 2.21**
- Figura 3.22** Corte geoelectrico de tipo de curva Q.
- Figura 3.23** Forma de interpreta el tipo de curva en cortes con 4 o más capas.
- Figura 3.24** Método a seguir para interpretar cortes eléctricos en cortes geológicos.
- Figura 3.25** Ejemplo de una gráfica semilogarítmica para un perfil eléctrico de PI.
- Figura 3.26** Mapa geológico con las secciones magnéticas terrestres y los sondeos eléctricos verticales, zona de El Milagro de Guadalupe, municipio de Guadalcazar, SLP. Ubicación de los SEVs levantados.
- Figura 3.27** Mapa geológico con las secciones magnéticas terrestres y los sondeos eléctricos verticales, zona de El Milagro de Guadalupe, municipio de Guadalcazar, SLP. Ubicación de los perfiles levantados.
- Figura 3.28** Ejemplo del cálculo de forma grafica de la densidad de Bouguer por el método de Nettleton. Figura superior eje Y es Anomalía de Bouguer (mGal), inferior eje Y elevación (m), densidad de la zona 2.3 g/cc.
- Figura 3.29** Plantillas de Hammer, En la práctica se genera la graticula a la escala de la cartografía con que se trabajará. Se coloca el centro de la graticula en cada estación ubicada sobre la carta, se lee la altura media de cada sector circular, y se le resta la altura de la estación.
- Figura 3.30** Plano donde se ubican las 4 secciones gravimétricas y estaciones en las isóneas de campo magnético residual reducido al polo.
- Figura 4.1** Mapa con la configuración del CMR y las dimensiones del dipolo en el área de “El Milagro de Guadalupe”.
- Figura 4.2** Mapa de campo magnético reducido al polo. Declinación de  $07^{\circ} 19'$  e inclinación de  $51^{\circ} 32'$  (carta magnética de campo total, SGM).
- Figura 4.3** Mapa de Campo Magnético Reducido al Polo con los Dominios Aeromagnéticos.
- Figura 4.4** Mapa 1aDZ de la RP continuada hacia arriba 500 m. Anomalías positivas (rojo), anomalías negativas (azul). En el contacto se muestran los lineamientos aeromagnéticos.
- Figura 4.5** Diagrama de rosas con direcciones preferenciales del lineamientos aeromagnéticos.
- Figura 4.6** Mapa de 2Dz con dominios magnéticos relacionados con la geología del lugar.
- Figura 4.7** Mapa de señal analítica donde se define el cuerpo intrusivo magnético.
- Figura 4.8** Ubicación de las pendientes en el espectro de energía promediado radialmente.
- Figura 4.9** Mapa de RP con estimación de profundidades con ED, con SI de

- 0.0.
- Figura 4.10** Mapa de señal analítica con estimación de profundidades con ED, con SI de 0.0.
- Figura 4.11** Mapa de RP con estimación de profundidades con ED, con SI de 0.5.
- Figura 4.12** Mapa de señal analítica con estimación de profundidades con ED, con SI de 0.5.
- Figura 4.13** Mapa de RP con estimación de profundidades con ED, con SI de 1.0.
- Figura 4.14** Mapa de señal analítica con estimación de profundidades con ED, con SI de 1.0.
- Figura 4.15** Mapa reducido al polo mostrando la anomalía de interés a modelar mediante el perfil magnético A-A'.
- Figura 4.16** Modelo 2D del perfil A – A' a) anomalía magnética, b) modelo geológico – geofísico.
- Figura 4.17** Mapa del CMT con efectos de líneas.
- Figura 4.18** Mapa del CMT con el histograma calculado y su tabla de datos para la intensidad de CMT en la zona.
- Figura 4.19** Mapa de campo magnético residual.
- Figura 4.20** Mapa del CMRP con intensidades de campo magnético de -129 a 425 nT.
- Figura 4.21** Mapa de CMRP con dominios magnéticos.
- Figura 4.22** Mapa tridimensional con la anomalía de CMRP sobre la base topográfica.
- Figura 4.23** Ampliación de la región NE.
- Figura 4.24** Mapa de lineamientos magnéticos interpretados aplicando 1aDz de la RP continuado ascendentemente 100 m.
- Figura 4.25** Diagrama de rosas con direcciones preferenciales de los lineamientos magnéticos terrestres.
- Figura 4.26** Mapa de señal analítica con los cuerpos principales resaltados con una distribución de color normalizada.
- Figura 4.27** Estructura I con rumbos y longitudes de las intensidades magnéticas.
- Figura 4.28** Estructura II con direcciones y longitudes de las estructuras magnéticas.
- Figura 4.29** Mapa de señal analítica con zonas de interés minero.
- Figura 4.30** Mapa de los cuerpos de interés minero.
- Figura 4.31** Ubicación de las pendientes en el espectro de energía promediado radialmente.
- Figura 4.32** Mapa de RP con estimación de profundidades con ED, con SI de 0.0.
- Figura 4.33** Mapa de señal analítica con estimación de profundidades con ED, con SI de 0.0.
- Figura 4.34** Mapa de RP con estimación de profundidades con ED, con SI de 0.5.
- Figura 4.35** Mapa de señal analítica con estimación de profundidades con ED, con SI de 0.5.

- Figura 4.36** Mapa de RP con estimación de profundidades con ED, con SI de 1.
- Figura 4.37** Mapa de señal analítica con estimación de profundidades con ED, con SI de 1.
- Figura 4.38** Mapas de ubicación de los SEVs a) sección Noreste y b) sección Sur.
- Figura 4.39** Curva del SEV 1 al NE de la zona y su interpretación.
- Figura 4.40** Curva del SEV 2 al NE de la zona y su interpretación.
- Figura 4.41** Curva del SEV 3 al NE de la zona y su interpretación.
- Figura 4.42** Curva del SEV 4 al NE de la zona y su interpretación.
- Figura 4.43** Curva del SEV 5 al NE de la zona y su interpretación.
- Figura 4.44** Curva del SEV 6 al NE de la zona y su interpretación.
- Figura 4.45** Curva del SEV 7 al NE de la zona y su interpretación.
- Figura 4.46** Curva del SEV 8 al NE de la zona y su interpretación.
- Figura 4.47** Curva del SEV 9 al NE de la zona y su interpretación.
- Figura 4.48** Curva del SEV 10 al NE de la zona y su interpretación.
- Figura 4.49** Curva del SEV 11 al Sur de la zona y su interpretación.
- Figura 4.50** Curva del SEV 12 al Sur de la zona y su interpretación.
- Figura 4.51** Curva del SEV 13 al Sur de la zona y su interpretación.
- Figura 4.52** Mapa que muestran la distribución de la resistividad a diferentes aberturas de AB/2.
- Figura 4.53** Mapa que muestran la distribución de cargabilidades a diferentes aberturas de AB/2.
- Figura 4.54** Mapa de señal analítica con perfiles geoelectricos de PI.
- Figura 4.55** Gráfica semilogarítmica para el perfil geoelectrico 1 de PI al Sur de la zona.
- Figura 4.56** Gráfica semilogarítmica para el perfil geoelectrico 2 de PI al NE de la zona.
- Figura 4.57** Plano donde se ubican las 4 secciones gravimétricas y estaciones en las isóneas de campo magnético residual reducido al polo.
- Figura 4.58** Sección Geofísica 1, a) anomalía de Bouguer completa b) anomalía residual c) campo magnético residual reducido al polo y su gradiente vertical en color negro d) derivada vertical y horizontal e) señal analítica.
- Figura 4.59** Sección Geofísica 2, a) anomalía de Bouguer completa b) anomalía residual c) campo magnético residual reducido al polo y su gradiente vertical en color negro d) derivada vertical y horizontal e) señal analítica.
- Figura 4.60** Sección Geofísica 3, a) anomalía de Bouguer completa b) anomalía residual c) campo magnético residual reducido al polo y su gradiente vertical en color negro d) derivada vertical y horizontal e) señal analítica.
- Figura 4.61** Sección Geofísica 4, a) anomalía de Bouguer completa b) anomalía residual c) campo magnético residual reducido al polo y su gradiente vertical en color negro d) derivada vertical y horizontal e) señal analítica.

- Figura 4.62** Modelo geofísico 1. Se interpreta la geología del perfil en base a las intensidades magnéticas y densidades de las unidades geológicas del área.
- Figura 4.63** Modelo geofísico 1. Se interpreta la geología del perfil en base a las a) intensidades magnéticas, b) densidades y c) resistividad y cargabilidad de las unidades geológicas del área.
- Figura 4.64** Modelo del perfil geofísico 2. Se interpreta la geología del perfil en base a las intensidades magnéticas y densidades de las unidades geológicas del área de magnetometría y gravimetría y modelo geológico interpretado.
- Figura 4.65** Modelo del perfil geofísico 3. Se interpreta la geología del perfil en base a las intensidades magnéticas y densidades de las unidades geológicas del área de magnetometría y gravimetría y modelo geológico interpretado.
- Figura 4.66** Modelo geofísico 1. Se interpreta la geología del perfil en base a las a) intensidades magnéticas, b) densidades y c) resistividad y cargabilidad de las unidades geológicas del área.
- Figura 4.67** Modelo del perfil geofísico 4. Se interpreta la geología del perfil en base a las intensidades magnéticas y densidades de las unidades geológicas del área de magnetometría y gravimetría y modelo geológico interpretado.
- Figura 4.68** Modelo geofísico 1. Se interpreta la geología del perfil en base a las a) intensidades magnéticas, b) densidades y c) resistividad y cargabilidad de las unidades geológicas del área.

## LISTA DE TABLAS

<b>Tabla 1.1</b>	Tipos de vegetación en la zona del Milagro de Guadalupe, municipio de Guadalcázar, SLP.
<b>Tabla 3.1</b>	Susceptibilidad magnética de algunas rocas ígneas.
<b>Tabla 3.2.</b>	Valores de índices estructurales y su relación con las formas de cuerpos geológicos inferidos.
<b>Tabla 3.3</b>	Relación de distancia lineal por sección, etapa 1.
<b>Tabla 3.4</b>	Relación de distancia lineal por sección, etapa 2.
<b>Tabla 3.5</b>	Resistividades que caracterizan a los minerales, rocas y sedimentos.
<b>Tabla 3.6</b>	Resistividad $\rho$ ( $\Omega\text{m}$ ) de algunos materiales a temperatura ambiente ( $20\text{ }^\circ\text{C}$ ).
<b>Tabla 3.7</b>	Especificaciones de los sondeos eléctricos verticales, dirección NE del afloramiento.
<b>Tabla 3.8</b>	Especificaciones de los sondeos eléctricos verticales, dirección S del afloramiento.
<b>Tabla 3.9</b>	Especificaciones de los perfiles Schlumberger levantados.
<b>Tabla 3.10</b>	Características de las secciones gravimétricas levantadas.
<b>Tabla 4.1</b>	Susceptibilidades magnéticas de unidades geológicas aflorantes, El Milagro de Guadalupe, municipio de Guadalcázar, SLP.
<b>Tabla 4.2</b>	Coordenadas de los SEVs realizados en las zonas NE y S.
<b>Tabla 4.3</b>	Coordenadas de los SEVs realizados en las zonas NE y S.
<b>Tabla 4.3</b>	Susceptibilidad magnética y densidades de muestras de rocas presentes en la zona.

## **Anexos**

1. Cálculo de profundidades de diques y contactos en los perfiles magnéticos terrestres	174
---	-----

# Resumen

## **Estudio geofísico aplicado a la exploración minera en El Milagro de Guadalupe Municipio de Guadalcázar, Estado de San Luis Potosí.**

*PALABRAS CLAVE. El Milagro de Guadalupe, Aeromagnetometría, Magnetometría terrestre, Anomalías Magnéticas, Métodos Geoeléctricos (Sondeos Eléctricos Verticales, Perfilaje Eléctrico), Gravimetría.*

En este estudio se presentan los resultados de una Investigación Geofísica, que tiene como base inicial un Estudio Aeromagnético, realizado en 1995, por el Consejo de Recursos Minerales (CRM, hoy Servicio Geológico Mexicano, SGM). La información Magnética Aérea y Terrestre se procesó (Etapa I) aplicándole algunos algoritmos matemáticos como lo son, el Campo de Referencia Geomagnético Internacional (IGRF *por sus siglas en ingles*), los algoritmos matemáticos de Baranov (Reducción al Polo), Henderson y Ziets (Continuaciones Analíticas y Derivadas) y el de Nabighian (Señal Analítica) entre otros. Los resultados de la Magnetometría Aérea muestran la presencia de una anomalía dipolar normal asociada posiblemente a un cuerpo fuente de mineralización (intrusivo) de grandes dimensiones (~180 km<sup>2</sup>), así como la existencia de apófisis magnéticas sobre sus flancos NE y Centro S, que se encuentran cubiertos por conglomerados polimícticos y aluvión respectivamente. En la etapa de reconocimiento (II) se verificó la Anomalía Aérea por medio de Secciones Magnéticas Terrestres cada 500 m (campaña 1) y en la porción NE del área de estudio a 250 m (campaña 2) con dirección E-W y estaciones de lectura cada 50 m y 25 m respectivamente, con una longitud total de 109 km lineales cubriendo una superficie de 49 km<sup>2</sup>. Que permitieron conocer la respuesta magnética terrestre y así determinar 14 zonas de mayor interés para su exploración de semidetalle (Etapa II). La Etapa II sólo se realizó en 4 zonas de posible interés minero, realizando Secciones Gravimétricas y Geoeléctricas (Sondeos Eléctricos Verticales, (SEV) y Perfilaje Eléctrico), al sur y noreste del área de estudio.

Se realizaron cuatro Modelos Geofísicos (Magnetometría y Gravimetría) interpretándose la presencia de un intrusivo de características cuarzomonsoníticas por las propiedades de susceptibilidad magnética, densidad, resistividad y cargabilidad que se utilizaron en los modelos.

## **Abstract**

### **Geophysical study applied to mineral exploration in El Milagro de Guadalupe Guadalcázar, State of San Luis Potosí.**

KEY WORDS: Milagro de Guadalupe, aerial and terrestrial magnetometry, vertical electrical soundings, gravimetry.

This study presents the results of a geophysical research, based on an aeromagnetic study realized in 1995 by Mineral Resources Council (now Mexican Geological Service, SGM). Aerial and terrestrial magnetic information was processed (step 1) applying several mathematical algorithms like the International Geomagnetic Reference Field (IGRF), Baranov (Reduced to Magnetic Pole), Henderson and Ziets (Upward and Downward Continuation and Derivatives), and Nabighian (Analytic Signal), among others. Aerial magnetometry results show the presence of a normal dipolar anomaly probably associated to a voluminous intrusive body ( $\sim 180 \text{ km}^2$ ), combined with a magnetic apophysis on its NE and Center South flanks covered by polymictic conglomerate and alluvium, respectively. Recognition phase (step 2) included verification of aerial anomaly through terrestrial magnetic survey sections at distances of 500 m (field campaign 1) and of 250 m in the NE portion of study area (field campaign 2). Data was recorded in west-east direction for both campaigns and at 50 m for the first and 25 m in the case of the second campaign. Total linear length was 109 km covering a surface of  $49 \text{ km}^2$ . This procedure allowed to know the terrestrial magnetic response and thus determine 14 zones of interest for further semi-detailed exploration (step 2). Step 2 was then realized in 4 zones of possible mining interest in the southern and northern part of the study area where gravimetrical and geoelectrical section (vertical electrical soundings and electrical profiling) were performed.

Furthermore four geophysical models were elaborated including magnetometry and gravimetry and interpreted in terms of the presence of intrusive bodies. These bodies contain quartzomonzonites and thus were recognizable for their contrasting properties of magnetic susceptibility, density, resistivity and chargeability used in models.

## 1. GENERALIDADES

### 1.1 INTRODUCCIÓN

Se acostumbra decir que la minería es la madre de todas las industrias, por ser ella quien aporta las materias primas que las demás actividades procesan para cubrir las necesidades planteadas por el desarrollo de la humanidad. De esta industria madre su primer paso lo constituye la Exploración, esa parte del proceso cuyo objetivo es encontrar y evaluar los yacimientos de minerales útiles para satisfacer la demanda de la sociedad.

El estado de San Luis Potosí es uno de los principales centros mineros del país, ya que cuenta con yacimientos minerales dispersos en la entidad. De ellos se extraen oro, plata, cobre, zinc, estaño, mercurio, manganeso, cadmio, yeso, fluorita, arcilla, barita, azufre, por mencionar los más importantes.

En un estudio realizado por el IPICYT (2003-2004), con el fin de localizar zonas con posibilidades mineras en el estado de San Luis Potosí, se encontró que la mayoría de los intrusivos del noreste de México asociados con mineralización mostraban anomalías aeromagnéticas de características dipolares normales. Como resultado de esta investigación se localizó una anomalía aeromagnética en la porción NE del estado en las cercanías de la población El Milagro de Guadalupe, Municipio de Guadalcázar S.L.P., con posibilidades de correlacionarse con mineralización.

El anterior Consejo de Recursos Minerales ahora Servicio Geológico Mexicano reportó en 2004 los resultados para esta zona de un estudio geológico-geoquímico regional de la carta F14-A45, en donde interpretaban una asociación de la anomalía aeromagnética con anomalías geoquímicas (Cu, Pb, Au), recomendando que dadas las características geológicas y paleogeográficas que presentaba la anomalía localizada al noreste de la carta (intrusivo El Milagro de Guadalupe) con el yacimiento de cerro de San Pedro y Santa María de la Paz, los cuales se encuentran emplazados en la zona de debilidad de las paleogeografías de la Plataforma Valles - San Luis Potosí y la Cuenca Mesozoica del Centro de México,

lo que las hace geoquímicamente más interesantes, ellos recomiendan realizar estudios geofísicos para tratar de determinar el comportamiento a profundidad de estas anomalías.

## 1.2 OBJETIVO GENERAL

Caracterizar la estructura geológica del subsuelo en la zona El Milagro de Guadalupe S.L.P. a través de estudios indirectos como lo son los métodos geofísicos (Magnetometría Aérea y Terrestre, Gravimetría y Métodos Eléctricos).

## 1.3 OBJETIVOS ESPECÍFICOS

### *Magnetometría aérea*

- a) Delimitar la zona de interés para hacer levantamientos terrestres de magnetometría, gravimetría y métodos eléctricos de corriente continua.
- b) Obtener un modelo geológico-geofísico a partir de anomalías magnéticas aéreas, apoyando en el marco geológico regional y local del área de estudio.

### *Magnetometría terrestre*

- c) Determinar los dominios y lineamientos de los datos magnéticos terrestres asociados a zonas de mineralización.
- d) Obtención de modelos geológicos-geofísicos a partir de anomalías magnéticas y gravimétricas, apoyado con el marco geológico regional y local del área de estudio.
- e) Definir áreas de interés minero para priorizar zonas para estudiarlas con otras metodologías geofísicas (método eléctrico con dispositivos de sondeo eléctrico vertical de resistividad (Rho) y cargabilidad (PI), y el perfilaje eléctrico (Rho y PI) con arreglo de gradiente.

### ***Método eléctrico***

- f) Caracterizar el subsuelo en las zonas de interés minero, determinando: las anomalías de resistividad eléctrica y polarización inducida, que puedan estar asociadas con la presencia de un intrusivo que al contacto con las rocas sedimentarias marinas genere una zona de Skarn o de metasomatismo de contacto en donde puedan localizarse sulfuros metálicos asociados a Au, Ag, Cu, Pb, Zn.

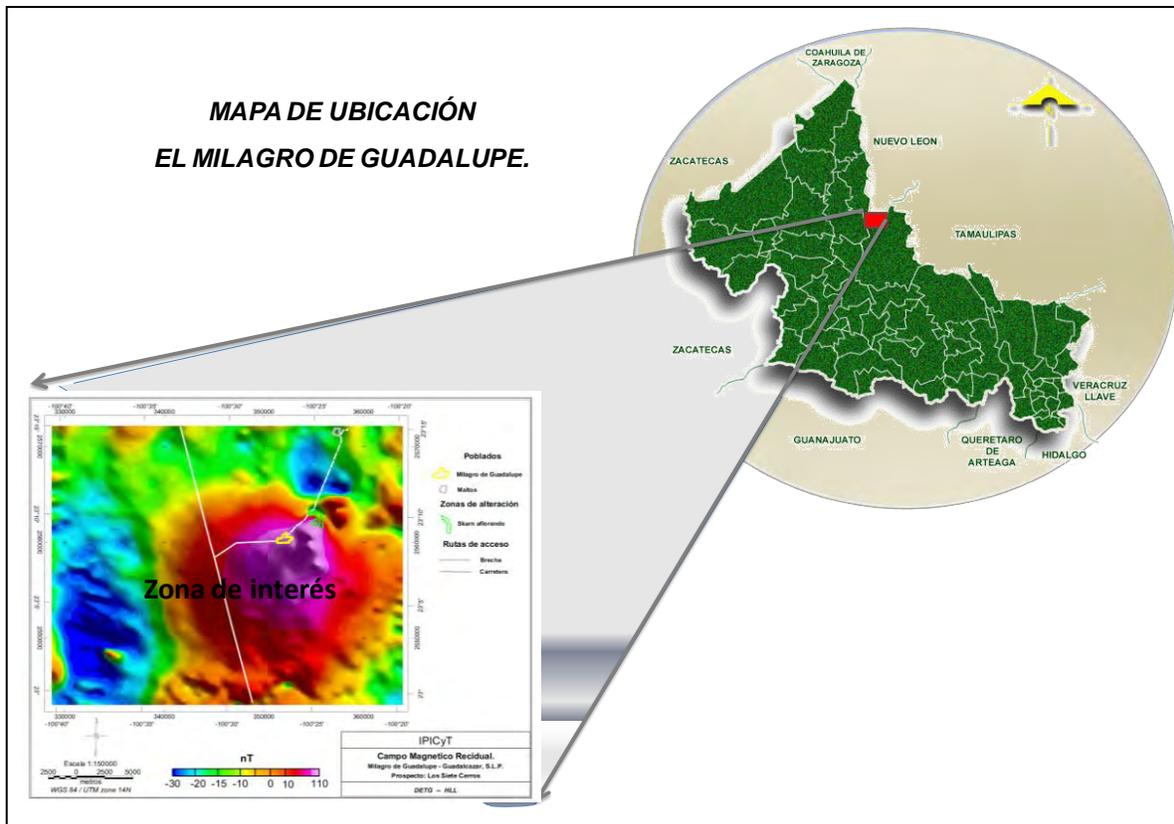
### ***Método gravimétrico***

Localizar un exceso de masa asociado con anomalías gravimétricas que se correlacionen con un cuerpo intrusivo.

## **1.4 LOCALIZACIÓN Y VÍAS DE COMUNICACIÓN**

El área de estudio se ubica en la parte centro norte del Estado de San Luis Potosí y sur del Estado de Nuevo León, su coordenada geográfica UTM central es 2562366N a 355522E, cubriendo una superficie aproximada de 47,916 km<sup>2</sup>, ver Figura 1.

El principal acceso se efectúa partiendo de la ciudad de San Luis Potosí hacia el norte por la carretera federal número 57, que comunica a las ciudades de San Luis Potosí y Monterrey. A la altura del kilómetro 120 hacia el este se encuentra el camino que lleva a los poblados de El Milagro de Guadalupe y Presa de Maltos. Pasando por la zona de estudio, ver Figura 1.



**Figura 1.1.** Localización geográfica del área de estudio El Milagro de Guadalupe, municipio de Guadalcázar, SLP.

## 1.5 CLIMA

La diversidad climática que existe en el estado es la principal causa de la formación de los suelos, conjuntamente con el sustrato geológico, relieve y vegetación. En la zona el clima que predomina es el tipo árido, semicálido, temperatura entre 18°C y 22°C, lluvias de verano del 5% al 10.2% anual.

## 1.6 SUELOS

Corresponde a un suelo 100% con una acumulación muy importante de carbonato cálcico y con un horizonte petrocálcico, que corresponde a un horizonte cálcico continuo, endurecido o cementado por carbonato cálcico y/o magnésico, aunque

como componente accesorio puede presentar sílice, cuyo grado de cementación puede ser tan grande que sus fragmentos secos no se desmoronan en agua y las raíces no lo pueden penetrar; es masivo o de estructura laminar, extremadamente duro cuando está seco, habitualmente con un espesor mayor de 10 cm. De acuerdo con la UNESCO, se clasifica como calcisol pétrico CLp [1].

## 1.7 VEGETACION

Los principales tipos de vegetación y uso de los suelos representados en esta región se ubican en la Tabla 1.1 son:

**Tabla 1.1.** Tipos de vegetación en la zona del Milagro de Guadalupe, municipio de Guadalcázar, SLP.

<b>Matorral desértico micrófilo</b>	<b>Vegetación arbustiva de hojas pequeñas, generalmente en zonas aluviales.</b>
<b>Agricultura, pecuario y forestal</b>	Actividad que hace uso de los recursos forestales y ganaderos, puede ser permanente o de temporal.
<b>Vegetación gipsófila</b>	Vegetación que se establece en suelos con altas concentraciones de yeso.

## 1.8 ANTECEDENTES

Una investigación realizada por Martínez y colaboradores [2] del área El Milagro – Villa de Guadalupe, definieron que en el área afloran rocas sedimentarias cretácicas de origen marino, constituidas por las formaciones La Peña, El Doctor, Agua Nueva, San Felipe y Caracol. Además, hay rocas intrusivas (diorita) de edad Eoceno-Oligoceno, rocas extrusivas (basaltos) de edad Mioceno-Plioceno y las partes bajas están cubiertas por aluvión. Con lo que respecta a yacimientos minerales en el área no existe actividad minera, sin embargo, se encontró algo de mineralización basada en arsenopirita, pirita, pirolusita, cerusita, sericita, selenita,

limonita y minerales de plata. El respectivo análisis químico de las muestras colectadas reportaron la presencia de plata 65 g/t, arsénico 1.9% y plomo 2.6%.

Por otro lado, Muñoz y colaboradores [3], realizaron la cartografía geológica de la carta Pozas de Santa Ana, donde definen rocas sedimentarias cretácicas constituidas por las formaciones El Doctor y Cárdenas, riolitas del Terciario (Oligoceno), tonalita, (Plioceno) basalto (Holoceno) y depósitos aluviales del Cuaternario. También mencionan que las tobas asociadas a los maars (xalapascos de Santo Domingo), tienen gran importancia ya que se han encontrado nódulos de rocas ultramáficas y ultrametamórficas, que algunos investigadores las han clasificado como provenientes de la base de la corteza terrestre y la parte superior del manto.

Rodríguez y colaboradores [4], hicieron el reconocimiento geológico del área El Milagro de Guadalupe, concluyendo que en la zona conocida como Los Siete Cerros no hay indicios de valores económicos.

Moreira y colaboradores, en 1997 [5], realizaron la cartografía geológica – minera de la carta Matehuala, escala 1:250,000, definiendo una columna estratigráfica cuyas rocas varían en edad del Paleozoico superior al Holoceno, así mismo diferencian la plataforma Valles – San Luis Potosí, que se caracteriza por presentar plegamientos amplios a muy estrechos y de la Cuenca Mesozoica caracterizada por tener plegamientos angostos y alargados. También definieron la región mineralizada Doctor Arroyo – El Milagro, donde ubican un área con estructuras semicirculares donde, el fallamiento y fracturamiento, favorecieron el emplazamiento de cuerpos intrusivos en forma de *stocks*, originando zonas de *skarn* al contacto con las rocas calcáreas.

Por último, Gómez y colaboradores [6], efectuaron en el año 2000 una evaluación técnico – económica del yacimiento de mineral de yeso en la zona de El Milagro de Guadalupe, reportando concentraciones de yeso del orden de 73.6 al 99.4% de  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ . Estimando 22 millones de toneladas positivas y considerando una densidad de  $2.2 \text{ t/m}^3$  con un espesor promedio de 2 m.

## 2. MARCO GEOLÓGICO

### 2.1 GEOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA

Paleogeográficamente la zona de estudio se localiza en el extremo noroeste de la plataforma Valles-San Luis Potosí, la cual está constituida por una secuencia Mesozoica del Jurásico Tardío al Cenozoico. Estructuralmente en las sierras circunvecinas del área de estudio se observan evidencias del intenso plegamiento, resultado de los eventos compresivos que produjo la orogenia Laramide, el motivo del emplazamiento de los magmas basálticos, que dieron origen a la actividad volcánica del Terciario Tardío fue por la influencia de un fallamiento lateral derecho, en la zona [7]. A continuación se describen las formaciones geológicas de la carta El Milagro de Guadalupe F14-A45, ver Figuras 2.1 y 2.2.

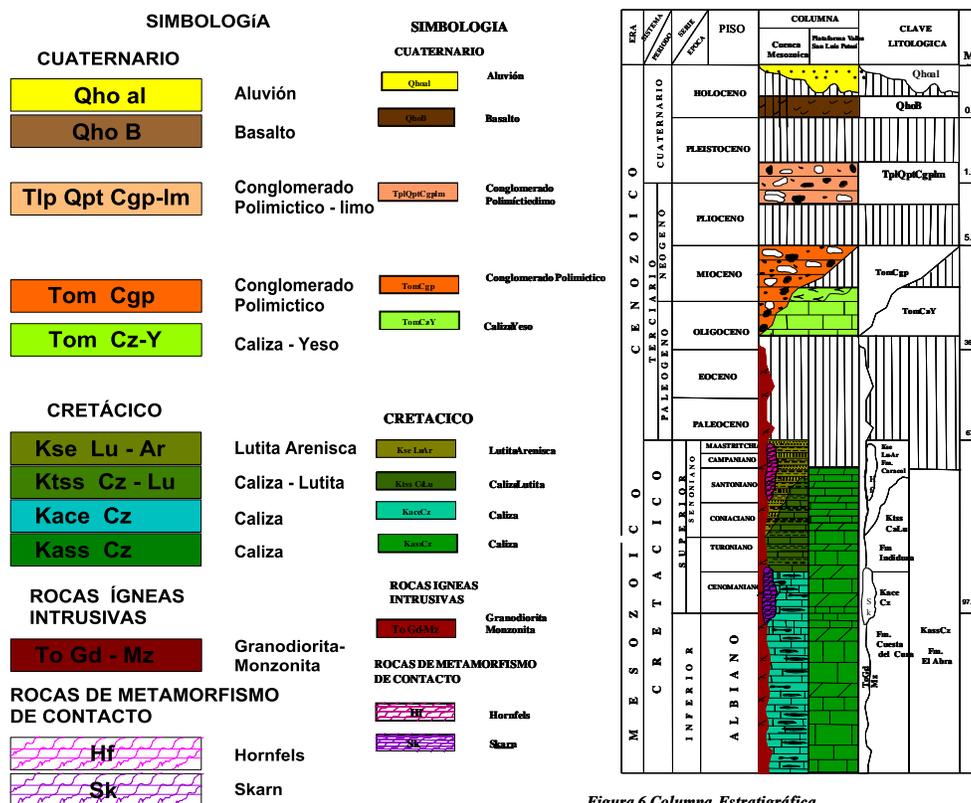


Figura 6 Columna Estratigráfica

Figura 2.1. Formaciones geológicas de la zona El Milagro de Guadalupe, modificado de la Carta Geológica Minera F14-A45. Escala 1:50000 Estado de San Luis Potosí y Nuevo León. SGM.

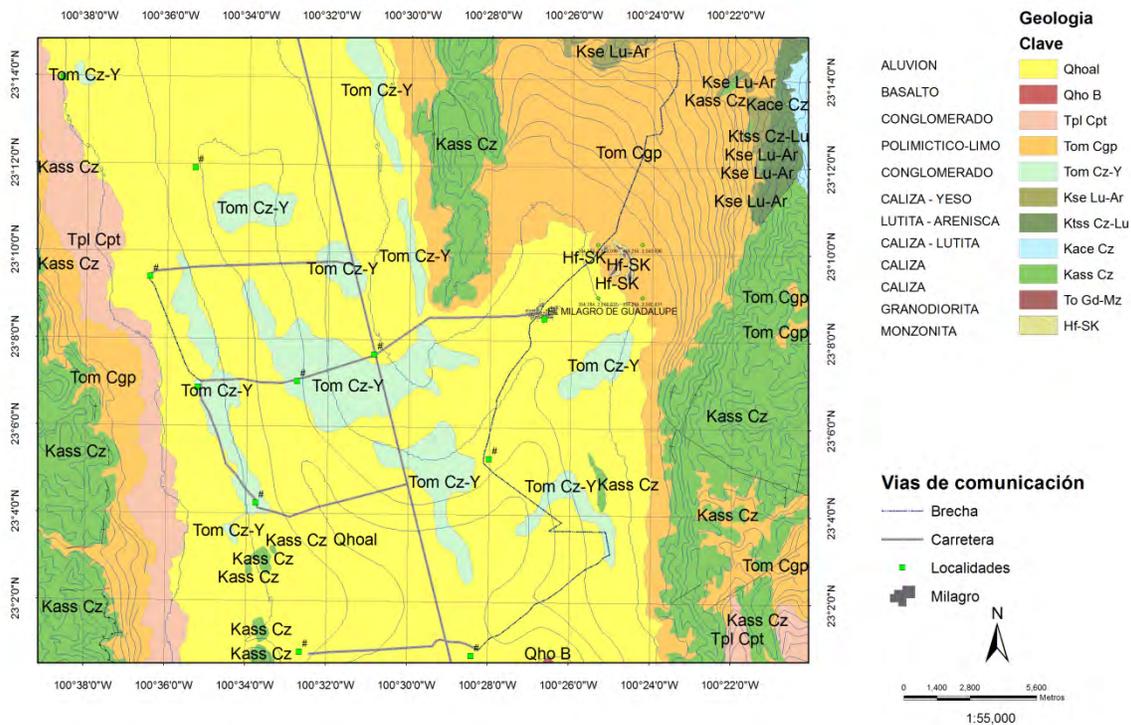


Figura 2.2 Mapa geológico de la zona El Milagro de Guadalupe, tomado y modificado del SGM.

## 2.2 ESTRATIGRAFÍA

### 2.2.1 Rocas Sedimentarias

#### *Caliza, Formación El Abra, (Kass Cz)*

Carrillo y colaboradores en 1971 [8], le dieron el nombre de Formación El Abra al complejo calcáreo de tipo plataforma, de edad Albiano–Cenomaniano, que se halla sobre la plataforma Valles San Luis Potosí y en la Faja de Oro. La localidad que da origen al tipo de roca se encuentra en el cañón de El Abra, sobre la vía férrea Ciudad Valles, S.L.P-Tampico, Tamps., aproximadamente a 10 km al oriente de Cd. Valles. Asimismo la subdividieron en tres facies de edades semejantes: facie pre-arrecifal (Formación Tamabra), facie arrecifal (Formación Taninul) y facie post-arrecifal (Formación El Abra).

Por su posición estratigráfica y estructural estas calizas son parte de las rocas más antiguas aflorantes de esta unidad litológica. Estas calizas presentan intenso fracturamiento, el cual está relleno de calcita y óxidos, pero en zonas asociadas a fallamiento lateral, se presenta en forma brechada, condición favorable para el emplazamiento de mineralización de celestita y barita. Además correlaciona cronológicamente con las formaciones Cuesta del Cura y Aurora de la Cuenca Mesozoica del Centro de México, asimismo con las formaciones El Doctor y Morelos, la primera del banco calcáreo de la cuenca de Soyatal y la segunda de la plataforma cretácica del sur de México. También presenta zonas de recristalización favorables para la explotación de mármol, así como vetas de ónix emplazadas en fallas y fracturas.

*Caliza, Formación Cuesta del Cura, (Kace Cz)*

Imlay R.W. y colaboradores [9], estudiaron la Formación Cuesta del Cura, designando la localidad que da origen al tipo de roca en la sierra de Parras a 6.4 km al oeste de la ciudad de Parras, Coahuila, refiriéndose a esta unidad como afloramientos de calizas arcillosas de estratificación delgada ondulante e irregular, mostrando intercalaciones de bandas y nódulos de pedernal negro y lutitas calcáreas. Esta formación se localiza en la esquina noreste de la carta, en forma de una pequeña franja orientada de sur a norte. Está constituida litológicamente por calizas de color gris, con variaciones a crema y café claro, intemperizan de color gris, textura *mudstone* – *wackestone*, se aprecian escasos fantasmas de amonites reemplazados por óxidos y ligeramente silicificados. La estratificación es delgada a mediana, se intercala con delgadas a laminares estratos de lutita. También contiene bandas y nódulos de pedernal negro y blanco que intemperizan a un color ocre, debido al contenido de óxidos de hierro.

Dada la escasez de la superficie de los afloramientos de esta unidad, es difícil establecer su espesor, sin embargo, sobre el flanco occidental de la sierra El Tizul del extremo noreste de la carta, afloran más de 200 m de esta secuencia calcárea.

Por otro lado, según Moreira y colaboradores [10], consideraron 200 m de espesor para esta unidad, en la carta Geológico-Minera Matehuala F14-1, escala 1:250,000.

El depósito de esta unidad es de mar profundo cercanos al talud de la plataforma. En esta unidad no se observaron evidencias de mineralización, más sin embargo este tipo de rocas metamorfoseadas pueden ser potencialmente favorables para contener mineralización de cobre diseminado en el *skarn*, estas condiciones las tenemos a profundidad en nuestra área de estudio, en el intrusivo de El Milagro de Guadalupe, y como ejemplo conocido de este tipo de yacimiento, podemos citar el distrito minero de La Paz, S.L.P.

#### *Caliza-Lutita Formación Indidura (Ktss Cz-Lu)*

Kellum y colaboradores [11], describieron su origen en el cerro La Indidura, localizado en la región de Delicias en el estado de Coahuila, la cual consiste de tres miembros, el inferior de capas delgadas de lutitas, el medio de calizas arcillosas rojizas delgadas con laminaciones de caliza y lutitas calcáreas y el superior representado por capas delgadas de lutitas. En la carta aflora al noreste, una pequeña franja orientada de norte a sur, paralela al afloramiento de las calizas de la Formación Cuesta del Cura. Litológicamente consiste de una alternancia de caliza y lutita, de color gris a crema. Su textura es generalmente *wackstone*, la estratificación es de delgada a laminar, prevaleciendo calizas con espesor de los estratos de 5 a 50 cm y el espesor estimado es de 150 m.

#### *Lutita-Arenisca, Formación Caracol (Kse Lu-Ar)*

Imlay y colaboradores en 1937 [12], en el arroyo del Caracol, ubicado en la sierra de San Ángel, hacia la sierra de Parras, Coahuila, describe a una sucesión irregular de lutitas, areniscas y calizas, con interestratificaciones de tobas desvitrificadas que descansan sobre la Formación Indidura. Esta unidad litológica se localiza en la porción noreste de la carta. Son cuatro pequeños afloramientos,

dos se localizan al poniente del poblado de presa de Maltos, otro al sureste de presa de Maltos y por último otro al noreste del poblado de El Milagro de Guadalupe.

Consiste de una alternancia de lutitas y areniscas. Las areniscas son de color gris oscuro. La lutita es de color verde a negro, topográficamente forman pequeños lomeríos de pendientes suaves. Los afloramientos son muy difíciles de localizar, [12], los describieron con un espesor de 925 m.

En el área de estudio “Los Siete Cerros”, las areniscas y lutitas de la Formación Caracol son afectadas por el intrusivo granodiorítico-monzonítico, produciendo una aureola de metamorfismo de contacto. Su edad queda comprendida del Coniaciano al Maastritchiano. Esto es, basándose en su posición estratigráfica y de acuerdo con [13], quien la estimó desde el Coniaciano hasta el Maastritchiano.

#### *Caliza-Yeso (Tom Cz-Y)*

La unidad denominada caliza-yeso, se refiere a una serie de depósitos de tipo lacustre. Grande y colaboradores en 1968 [14], los denominaron informalmente como suelos yesíferos. Se distribuyen a lo largo de la parte central, en forma de una franja ancha orientada SW-NE, en su mayoría cubierto por una capa delgada de suelo, solo al descubierto en las zonas de antiguos ríos y caracterizados por la presencia de dolinas (zona de disolución). Los horizontes de yeso que por lo general son de color crema a blanco, con textura semicristalino muy fino, (fibroso) al aplicar ácido clorhídrico al 10%, efervece ligeramente, disolviendo los carbonatos de calcio, además está constituido por sedimentos arcillo-arenosos con minerales de yeso y calcita.

La edad de esta unidad se considera del Oligoceno-Mioceno en base a que en este período de tiempo se tuvo una etapa de extensión, lo que originó fracturas y fallas de tensión, dando lugar a fosas tectónicas, tanto al poniente como al oriente de los anticlinales, siendo este tipo de estructuras propicio para la formación de

zonas lacustres. Esta unidad presenta condiciones favorables para la concentración de yeso y caliza pura.

#### *Conglomerado Polimíctico (Tom Cgp)*

Barboza y colaboradores [15], denominaron informalmente como un conglomerado constituido en su mayoría por fragmentos de caliza mal clasificados, (cantos rodados, gravas y arenas) soportados en una matriz arcillosa y cementante calcáreo.

Generalmente es de un color gris claro a crema, moteado con manchas oscuras, parcialmente cubierto por una capa de caliche; constituido en su mayoría por fragmentos de caliza de la Formación El Abra, aunque también, su contenido varía de acuerdo a la cercanía de la fuente, como es el caso en donde predominan los fragmentos de roca intrusiva en las inmediaciones de la zona de estudio “El Milagro de Guadalupe”; la matriz es de los mismos constituyentes, y cementado por caliche.

Se distribuye principalmente al norte y este de la carta El Milagro de Guadalupe; presentándose de forma extensa y de un espesor aproximado de esta unidad es de hasta 220 m. Cubre discordantemente a las formaciones El Abra, Indidura y Caracol, asimismo es cubierto discordantemente por aluvi3n. La edad de esta unidad se considera del Oligoceno-Mioceno, considerando que en este período de tiempo se tuvo un proceso de extensión, lo que originó fracturas y fallas de tensión, dando lugar a la formación de fosas tectónicas, ambiente propicio para el depósito y acumulación de sedimentos provenientes de las sierras altas.

#### *Aluvi3n (Qho al)*

Consiste en dep3sitos de arenas, limos y arcillas, que se localizan en los valles. Se distribuyen en la parte central, y esquina sureste de la carta. Litol3gicamente est3n compuestos por arenas, limos y arcillas, cuyos constituyentes son: fragmentos de caliza, calcita, cuarzo, yeso y limos. Su espesor limitando con el

contacto del conglomerado polimíctico (Tom Cgp) es de 2 m. (sedimento muy fino). Cubre discordantemente a caliza-yeso, conglomerado y calizas de la Formación El Abra. Su edad es considerada del Holoceno, ya que actualmente se continúan depositando.

### **2.2.2 Rocas Ígneas**

#### *Granodiorita – Monzonita (To Gd-Mz)*

Gunnesch y colaboradores [16], definieron como granodiorita – monzonita a un pequeño apófisis intrusivo, que metamorfiza a rocas arcillo-arenosas de la Formación Caracol. Se localiza en los afloramientos, en forma de una pequeña franja semicircular a lo largo de la cima del área de estudio en Los Siete Cerros, en una superficie aproximada de 1.5 km<sup>2</sup>.

Consiste en una roca de color gris verde moteado, intemperiza en tono ocre pardusco, de textura fanerítica, de grano grueso, observándose feldespatos, cuarzo, fenocristales de plagioclasas hornblenda y biotita. La alteración presente es cloritización, oxidación y ligera silicificación. Este apófisis se comporta de forma tabular, afecta a rocas arcillo-arenosas de la Formación Caracol, produciendo una aureola de metamorfismo de contacto. La edad de este intrusivo se considera del Oligoceno, basado en el fechamiento realizado al stock tonalítico, del distrito minero La Paz; siendo fechado una biotita 35.7+/- 1.0 Ma.

### **2.2.3 Rocas Metamórficas**

#### *Hornfels*

Según la carta geológica minera El Milagro de Guadalupe, F14–A45 (2004), son definidos como una roca que es el resultado del metasomatismo de contacto, donde interactuaron el intrusivo de composición granodiorita-monzonita, las lutitas

y areniscas de la Formación Caracol. Se localiza al centro de la zona de estudio en Los Siete Cerros. Son de color verde y ocre, textura afanítica, silicificada y epidotizada, contiene vetillas de cuarzo. La estratificación se pierde debido a la presencia de alteraciones e intenso fracturamiento, Se clasifica como un hornfels de albita-epidota, facie anfibolita, considerando que su protolito puede provenir de una roca carbonatada impura o una caliza cuarzosa, que fue afectada por soluciones silíceas.

### *Skarn*

Los depósitos de skarn con cobre son conocidos en muchos lugares, y pertenecen al grupo de los skarns de granates-piroxenos, los cuerpos tienen forma de lentes, chimeneas, cuerpos irregulares. Como minerales principales se encuentran la calcopirita, pirrotita, pirita y magnetita; no metálicos aparte de los granates y piroxenos encontramos la epidota, clorita, cuarzo y carbonatos. El contenido del cobre es alto de 1-10 % y como promedio 1.5-3 %. La calcopirita se forma en varias etapas, la primera conjuntamente con la magnetita, y en las últimas conjuntamente con otros sulfuros y en muchos casos con esfalerita y galena.

Los depósitos de skarn de cobre son de distintas edades desde el Paleozóico al Terciario. Están relacionados con granitos ligeramente ácidos con sodio, relacionados en la gran mayoría de los casos con la primera etapa de desarrollo geosinclinal. Se forman a profundidades mayores a 1.5 km., dentro de un rango de temperaturas de 500 a 200 °C. Las menas frecuentemente contienen también Mo, Au, Hg, Co, Bi, Se y Te. En la zona el skarn, se define como el resultado del metasomatismo de contacto existente entre la granodiorita-monzonita y horizontes carbonatados de la Formación Caracol.

Esta roca es de color verde claro a olivo, con algunos horizontes gris claro a crema, textura granular, estructura compacta, se le observa cuarzo y feldespatos, silicificada, contiene escasos hilos de granate de color café. Esta unidad litológica

se localiza a lo largo de la zona en Los Siete Cerros. Sus afloramientos son de forma irregular, bordeando al intrusivo e intercalándose con el hornfels.

### 2.3 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL DE LA CARTA

En base a las observaciones realizadas en el modelo digital de elevación (DEM *por sus siglas en ingles*), se distinguen elementos estructurales, tales como lineamientos y bloques, ver Figura 2.3.

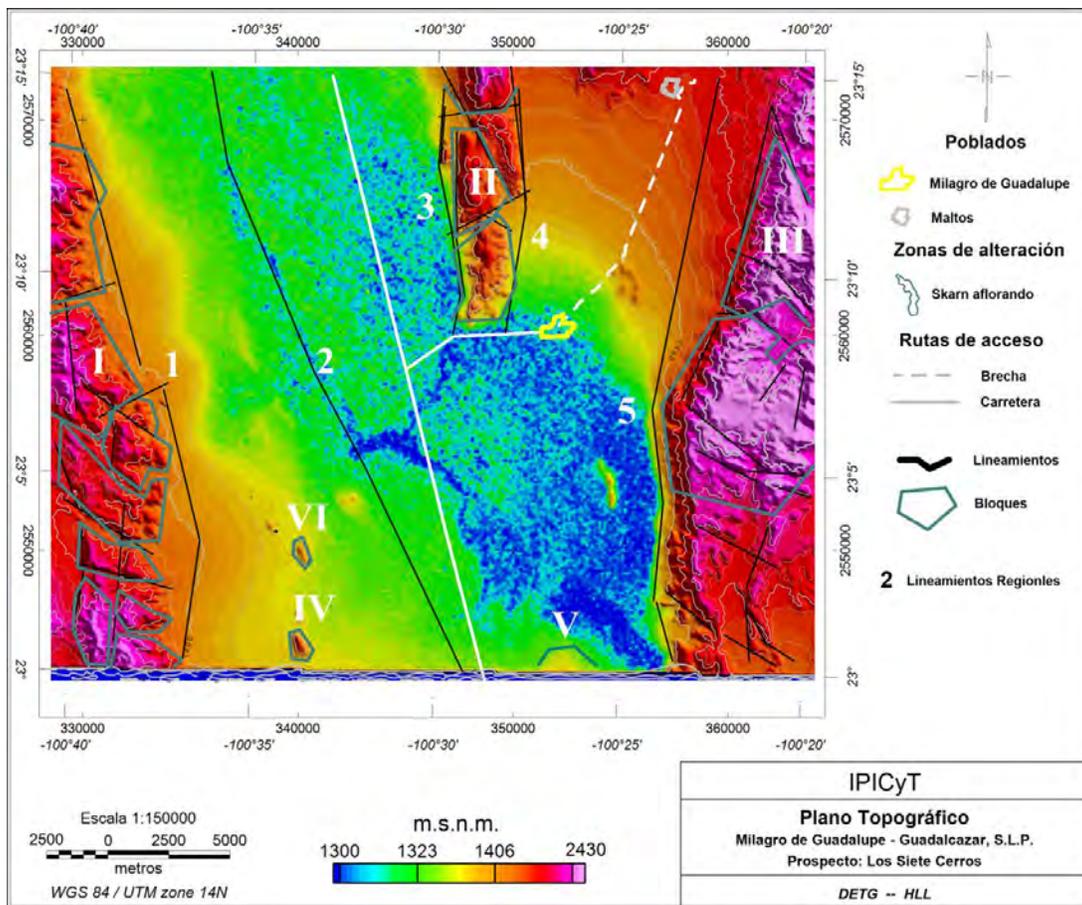


Figura 2.3. Plano topográfico de la zona El Milagro de Guadalupe, tomado y modificado del SGM.

### **2.3.1 LINEAMIENTOS REGIONALES**

Cinco lineamientos en dirección NW-SE y NE-SW de alcance regional, esbozan de manera general las características estructurales de la carta. Estos rasgos coinciden con los interpretados en la carta magnética. El primero (1) de estos rasgos se localiza al oeste del mapa y limita la sierra alta del valle. El segundo (2) se localiza en la parte central del valle, coincide con la presencia de la unidad en donde se encuentran los yesos, posiblemente asociados a un lineamiento que indica una depresión. El tercero (3) y cuarto (4) se localizan en la porción centro-norte, delimitando el bloque de la sierra alta con el valle. El quinto (5) separa el valle de la sierra alta en el extremo este. Cabe señalar que este tipo de lineamientos están relacionados a un sistema de fallamiento de tipo graben, ocurridos en el Eoceno-Oligoceno y que proporcionan las condiciones estructurales favorables para el emplazamiento de cuerpos intrusivos y extrusivos [17].

### **2.3.2 LINEAMIENTOS LOCALES**

Estos cortan al primer sistema de lineamientos, creando una serie de sub-bloques, cuya orientación preferente es en promedio al N 45° W, se relacionan al sistema de fracturamiento y fallamiento de tipo normal con componente lateral derecha. También se tiene otra serie de lineamientos de orientación norte-sur y noreste sub-paralelos al rumbo de estratificación de la caliza [17].

### **2.3.3 BLOQUES**

En el mapa se definen tres bloques (I, II, III), los cuales han sido fraccionados y separados en diversas direcciones por movimiento tectónico (fallas y fracturas). También se tienen otros dos más pequeños en la porción sur (IV, V). Todos estos bloques están constituidos principalmente por calizas.

El primer bloque (I) se localiza al W del mapa, de forma alargada, fraccionado en ocho partes, de formas variadas e irregulares. El segundo bloque (II) se localiza en la parte centro norte y es de forma rectangular alargado, fraccionado en cuatro partes de forma triangular y rectangular. El tercer bloque (III) se localiza al E y es de forma alargada rectangular, adelgazándose hacia el norte, debido a un cambio de litología y/o elementos paleogeográficos. Asimismo se puede dividir en dos partes, cuyas formas son irregulares, diferenciados por cambios de topografía, teniendo una clara diferencia hacia el norte y que es debido al cambio de litologías.[17].

Los bloque IV, V y VI son de dimensiones más pequeñas y de forma semicircular, localizados en el extremo S de la carta. Estructuralmente corresponden a periclinales, los cuales forman parte de estructuras anticlinales y sinclinales sepultados. [17].

Cabe señalar que la parte central de la carta, está conformada por el valle semiplano, el cual cubre una superficie de más del 50% del mapa.

### **3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS**

En este capítulo se describirán las metodologías de los métodos (magnético, eléctrico y gravimétrico) utilizados para la realización de este trabajo de tesis.

#### **3.1 MÉTODO MAGNÉTICO**

El método magnético es una técnica de exploración geofísica que consiste en medir las variaciones del campo magnético terrestre y en base a ellas, inferir la geología del subsuelo. Los levantamientos magnetométricos consisten en realizar mediciones de la intensidad del campo magnético sobre la superficie terrestre, con instrumentos denominados magnetómetros, en intervalos de distancia aproximadamente constantes a lo largo de una línea denominada perfil. Es necesario que las mediciones sean lejos de fuentes que puedan generar un campo magnético de gran magnitud.

Si bien, un porcentaje considerable del campo geomagnético es proveniente del núcleo de la Tierra (>90%), la distribución de los materiales en la corteza y el manto superior también producen campos importantes que pueden ser medibles en superficie. No obstante, para que esta última contribución pueda ser percibida en las mediciones, es necesario eliminar la contribución del núcleo, así como las aportaciones externas (interacción Tierra-Sol, fuentes antropogénicas, entre otras).

En el próximo apartado se presenta la descripción teórica del campo magnético terrestre (geomagnético) los elementos que lo constituyen, los factores que producen variaciones temporales, así como las correcciones necesarias para obtener la anomalía magnética.

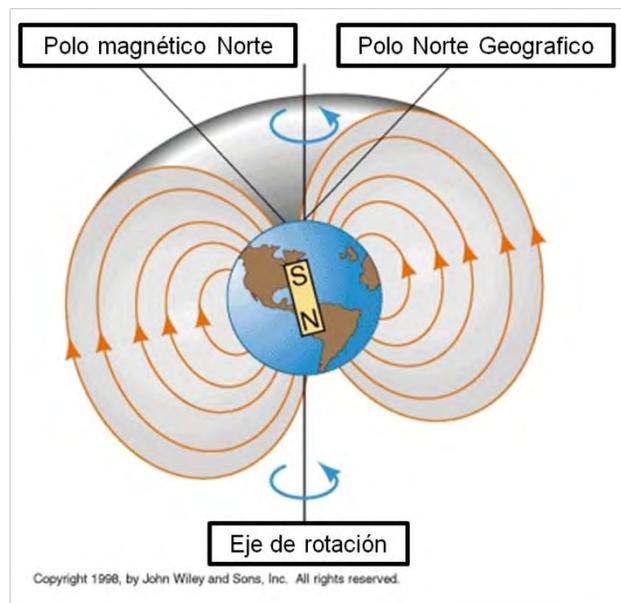
### 3.1.1 EL CAMPO GEOMAGNÉTICO

El campo magnético terrestre se asemeja al campo generado por una barra de gran tamaño alineada con el eje de la Tierra o aquel que sería producido por una esfera de magnetización uniforme.

Precisamente, como la Tierra se comporta como un imán, exhibe líneas de campo o líneas de flujo, que entran por el polo norte magnético y convergen en el polo sur magnético, ver Figura 3.1.

La dirección de las líneas de fuerza del campo magnético es vertical en los polos magnéticos, y horizontal en el ecuador magnético, y su intensidad está en función de la densidad de las líneas de flujo.

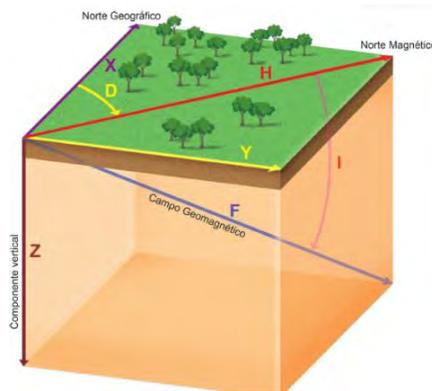
El origen del campo magnético, aún no es entendido por completo, pero la hipótesis más aceptada es la asociación que tiene con el movimiento de corrientes eléctricas producidas por el acoplamiento del efecto convectivo y la rotación del núcleo exterior líquido.



**Figura 3.1.** Ilustración gráfica de las líneas de campo geomagnético. Modificado de John Wiley and Son, inc. All rights reserved.

### 3.1.2 ELEMENTOS DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO

En la Figura 3.2 se describen los elementos del campo geomagnético. Los vectores B y H deben ser referenciados respecto a los puntos de observación. Una de las formas es describir al vector en términos de tres componentes ortogonales en un sistema coordenado, y usualmente se orienta en dirección norte, en dirección este y sobre la vertical [18].



**Figura 3.2.** Representación del vector de campo magnético. La intensidad de campo (F) y sus proyecciones horizontal (H) y vertical (Z) están relacionadas a través de los ángulos de inclinación (I) y declinación (D).

La intensidad de la componente horizontal (H) es:

$$H = \sqrt{B_x^2 + B_y^2} \quad (1)$$

Otra forma de representar al vector puede ser a través de su intensidad total, Ecuación 2, y sus ángulos de declinación e inclinación.

$$H = \sqrt{B_x^2 + B_y^2 + B_z^2} \quad (2)$$

La inclinación, Ecuación 3, es el ángulo vertical formado entre el vector de intensidad total y el plano horizontal. Entonces, si el plano vertical que contiene el vector es llamado meridiano magnético, la declinación, ver Ecuación 4, se define como el azimut del meridiano magnético.

$$I = \arctan \frac{B_z}{\sqrt{B_x^2 + B_y^2}} \quad (3)$$

$$I = \arcsen \frac{B_y}{\sqrt{B_x^2 + B_y^2}} \quad (4)$$

Se ha convenido que si el vector de inclinación está por debajo del plano horizontal es positiva, y negativa si se encuentra sobre el plano. Asimismo, la declinación es positiva hacia el este y negativa hacia el oeste [18].

### 3.1.3 VARIACIONES DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO

El campo magnético terrestre sufre variaciones en tiempo y espacio debido a distintos elementos internos y externos.

Los orígenes externos que producen variaciones en el campo magnético terrestre son el producto de la interacción del campo magnético global y el campo magnético asociado con el viento solar.

A continuación se mencionan los efectos principales que son de especial interés en los levantamientos de magnetometría [19]:

- La variación diurna, debe su origen a la acción del viento solar sobre las corrientes ionosféricas, además de provocar el achatamiento del campo magnético terrestre en la parte de la Tierra que está expuesta al Sol. Esta variación es de aproximadamente 60 nT, en periodos de 24 horas [18].
- La interacción del viento solar con el campo magnético terrestre causa la formación de un anillo de cargas en el ecuador que produce variaciones de ~10 nT en latitudes cercanas a él.
- Transiciones del campo magnético terrestre en los polos, con permanencia de algunas horas, por la interacción de partículas cargadas y las líneas de flujo del campo terrestre que concurren durante las tormentas magnéticas (~20 nT).

### 3.1.4 SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA DE LAS ROCAS

La susceptibilidad y magnetización remanente de las rocas son las propiedades de interés de los levantamientos magnéticos [20]. La susceptibilidad ( $K$ ) es la capacidad que tiene una roca de adquirir magnetización ( $I$ ) en presencia de un campo magnético externo ( $H$ ) en el que se encuentra. La magnetización remanente es la magnetización permanente de una roca y esta no depende sobre algún campo externo. Evidentemente, todas las rocas de la corteza se encuentran situadas en el campo geomagnético. Por lo tanto, es probable que se vea magnetización inducida. La magnitud de la magnetización que adquiere  $I$ , es proporcional a la fuerza del campo de la tierra  $H$ , en sus alrededores donde la constante de proporcionalidad  $k$ , es por definición, la susceptibilidad magnética de la roca:

$$I = k H \quad (5)$$

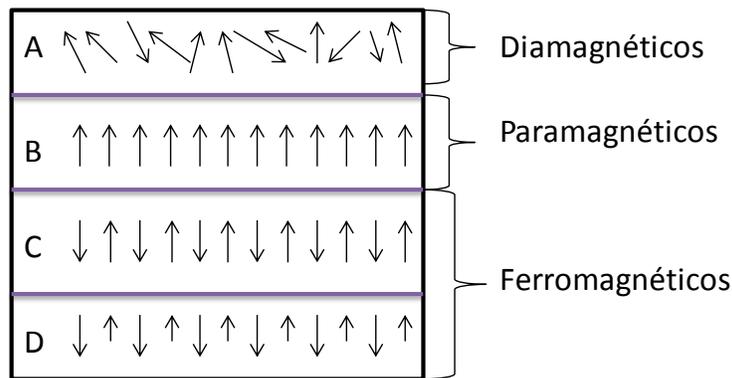
$k$  es la susceptibilidad, que suele ser muy pequeña para la mayoría de los materiales, e incluso negativa.

Los materiales se clasifican en tres grupos de acuerdo con su comportamiento magnético [18]: diamagnéticos, paramagnéticos y ferromagnéticos, estos últimos se subdividen en ferrimagnéticos y antiferromagnéticos, ver Figura 3.3.

- a) **Diamagnéticos:** Un material es diamagnético cuando su susceptibilidad magnética es negativa. Esto implica que la intensidad de la magnetización inducida del material, debida a un campo magnético  $H$ , es contraria a la dirección de  $H$ . Todos los materiales son fundamentalmente diamagnéticos, dado que el movimiento orbital de las cargas negativas de los electrones, en presencia de un campo externo, se opone a la dirección de dicho campo.
- b) **Paramagnéticos:** Por definición, todos los materiales que no son diamagnéticos, son paramagnéticos. En un material paramagnético cada átomo o molécula tiene un momento magnético neto en un campo externo nulo.

c) **Ferromagnéticos:** Son materiales en los que la interacción entre átomos y grupos de átomos es tan fuerte que existe un alineamiento de momentos dentro de una región muy grande del material.

- **Ferrimagnéticos:** Son materiales en los cuales los dominios magnéticos están subdivididos en regiones que se encuentran en oposición uno con otro, sin embargo, su momento magnético es distinto de cero cuando  $H = 0$ .
- **Antiferromagnéticos:** Son materiales donde los momentos magnéticos de los dominios paralelos y antiparalelos se cancelan unos con otros, por lo que la susceptibilidad magnética resultante es muy pequeña.



**Figura 3.3.** Tipos de comportamiento magnético, a) paramagnetismo, b) ferromagnetismo, c) antiferromagnetismo y d) ferrimagnetismo.

Los campos producidos por los materiales diamagnéticos y paramagnéticos son considerados tan pequeños que no afectan a los levantamientos magnetométricos. La mayoría de las anomalías observadas son debidas a materiales ferrimagnéticos y ferromagnéticos.

La susceptibilidad magnética de las rocas es casi completamente controlada por el contenido de minerales ferrimagnéticos: el tamaño de grano, forma de distribución en la roca, entre otros, y es una propiedad extremadamente variable. La magnetita, pirrotita y la magemita son los únicos minerales magnéticos importantes de ocurrencia natural, y la magnetita es por mucho el más común de ellos [21].

Las rocas sedimentarias e ígneas de composición ácida poseen susceptibilidades pequeñas, mientras que los basaltos, doleritas, gabros y serpentinitas son fuertemente magnéticos, ver Tabla 3.1. El intemperismo generalmente reduce la susceptibilidad magnética debido a que la magnetita se oxida a hematita.

**Tabla 3.1.** Susceptibilidad magnética de algunas rocas ígneas.

Roca	J.J Milson	E. S. Robinson	D.S. Parasnis	W. M. Telford
<b>Basalto</b>	0.001-0.1	0.00002-0.0145	0.0015-0.025	0.00002-0.0145
<b>Riolita</b>	0.00025-0.01	0.00002-0.003		0.00002-0.003
<b>Gabro</b>	0.001-0.1	0.00008-0.0072	0.0038-0.09	0.00008-0.0072
<b>Granito s/m*</b>	0.00001-0.000065			
<b>Granito c/m**</b>	0.000025-0.05			
<b>Pórfido</b>		0-0.004 0.00002-0.0167		0-0.004 0.00002-0.0167
<b>Diorita</b>		0.00005-0.01		0.00005-0.01
<b>Andesita</b>		0.0135		0.0135
<b>Sienita</b>				0.0027-0.0036

### 3.1.5 ANOMALÍAS MAGNÉTICAS

La desviación de la intensidad del campo de lo normal se denomina anomalía magnética. Su causa es la variación de composición de las rocas que constituyen la corteza terrestre.

La magnitud escalar del campo magnético  $F$  registrado en un levantamiento aeromagnético en cualquier punto determinado no contiene información sobre la dirección del campo. Sin embargo, es considerado como la suma vectorial del campo geomagnético internacional de referencia (IGRF, *por sus siglas en inglés*) ( $F_{IGRF}$ ), en este punto y una componente anómala  $\Delta F$ , ver Figura 3.4. La componente IGRF está orientada en la dirección del campo principal de la Tierra

en ese punto, mientras que el campo magnético debido a una fuente local, en principio puede tener cualquier orientación.

Ciertamente ambas componentes pueden ser representadas en un plano, sin embargo  $F$ , es normalmente por lo menos dos órdenes mayor que  $\Delta F$ , ver Figura 3.5, mientras esta última condición satisface el valor escalar  $F$  observado ( $F_{IGRF}$ ), normalmente reportado en el levantamiento aeromagnético, no difiere significativamente el valor de la componente  $\Delta F$  en la dirección de ( $F_{IGRF}$ ), por lo tanto en mapas de anomalías del campo magnético total se registran las componentes de anomalías locales en la dirección del campo magnético principal de la Tierra [22].

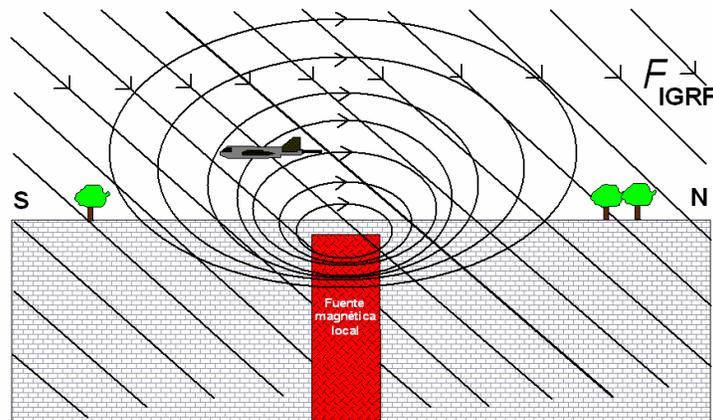


Figura 3.4. Registro del campo magnético en un levantamiento aeromagnético.

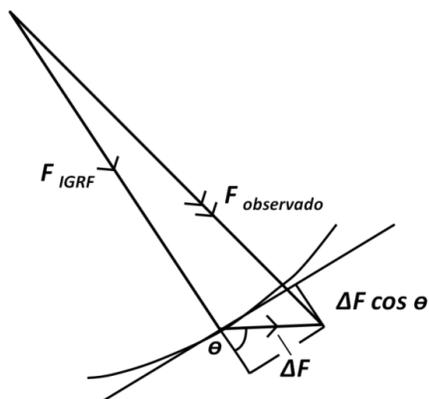


Figura 3.5. Descripción gráfica de las anomalías magnéticas.

Cuando frente al modelado los posibles efectos de cuerpos magnéticos, la magnitud de esta componente  $\Delta F$ , es calculada para la comparación del campo observado, por la misma argumentación, en levantamientos gravimétricos es la componente de la anomalía local en la dirección de la vertical, en la que se registra el efecto de un modelo de la fuente.

Cualquier sección de observación de un cuerpo magnético local, normalmente pasará a través de lugares donde el campo magnético tiende a reforzar el campo geomagnético, así como lugares donde se opone el ámbito local, se opone al campo geomagnético. De ello se deduce que un simple cuerpo magnético compacto produce una anomalía magnética que tiene aspectos positivos y negativos. Esto es consecuencia de la situación física y cuando se trata de hacer la interpretación de anomalías magnéticas económicas, es de esperar que ambas anomalías sean comunes donde su forma geométrica dependerá de factores como la inclinación del campo actual de la Tierra.

### 3.1.6 EL CAMPO GEOMAGNÉTICO INTERNACIONAL DE REFERENCIA

El IGRF es la referencia geomagnética, la cual, una vez restada, destaca las anomalías magnéticas en un punto medido. Teniendo en cuenta que, la eliminación del IGRF implica la sustracción de alrededor del 99% del valor medido, es necesario definirlo con precisión para mantener la exactitud y credibilidad del resto de los datos.

El IGRF fue publicado por la Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía (IAGA, *por sus siglas en inglés*), quienes recolectaron datos por un periodo de cinco años de diferentes observatorios geomagnéticos. Dichos resultados fueron modelados matemáticamente. El modelo está definido por un conjunto de coeficientes armónicos esféricos de grado y orden 13 para: a) valor de  $F$  en todo el mundo, en la época del modelo y b) la tasa anual de cambio en los coeficientes para los siguientes cinco años. Programas informáticos permiten el

uso de estos coeficientes para calcular los valores IGRF sobre cualquier área de estudio elegida.

Debe quedar claro que el objetivo de los estudios aeromagnéticos y levantamientos terrestres, es registrar las variaciones de  $F$  con respecto a  $(x, y)$  bajo un área de investigación, desprovistos de la eliminación de todas las variaciones temporales. La magnitud de  $F$  se encuentra entre 25,000 nT en el ecuador magnético y 65,000 nT en los polos magnéticos de la Tierra, datos proporcionados por la NOAA (National Oceanic Atmospheric Administration, *por sus siglas en inglés*), ver Figura 3.6.

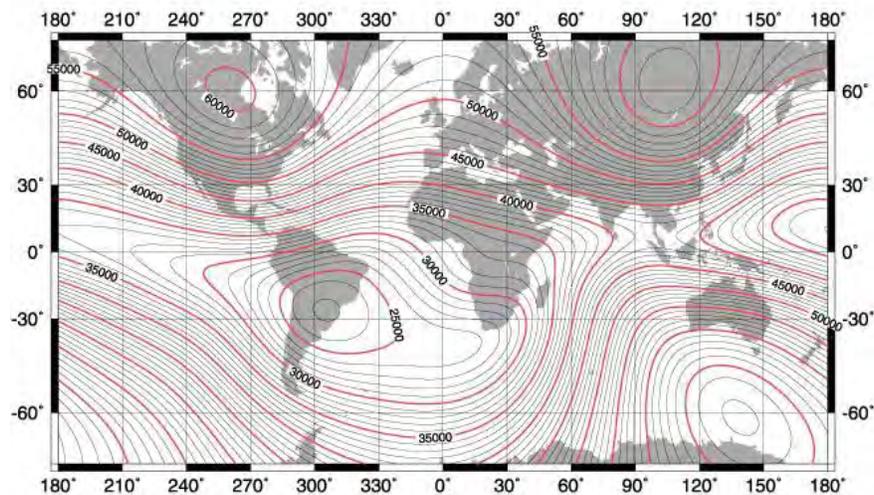


Figura 3.6. Distribución de la intensidad del campo magnético ( $F$ ) sobre la superficie terrestre.

### 3.1.7 PROCESAMIENTO DE LA INFORMACIÓN MAGNÉTICA Y GRAVIMÉTRICA

#### 3.1.7.1 FILTROS MATEMÁTICOS

A partir del primer resultado aeromagnético, es decir del mapa del campo magnético residual (CMR, *por sus siglas*) al cual ya se le ha omitido el IGRF. Se le aplican algunas técnicas de filtrado digital, las cuales enfatizan las anomalías

magnéticas y gravimétricas. A continuación se describen estas técnicas de filtrado expresadas en dominio de la frecuencia.

### 3.1.7.1.1 FILTRO PASA BAJAS

Este filtro permite el paso de frecuencias bajas y atenúa las frecuencias altas, ver Figura 3.7. El filtro requiere de dos terminales de entrada y dos de salida de un cuadripolo o bipuerto, así todas las frecuencias se pueden presentar a la entrada, pero a la salida sólo estarán presentes las que permita pasar el filtro.

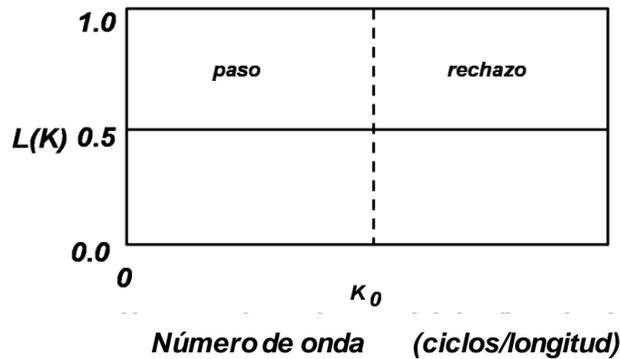


Figura 3.7 Filtro pasa bajas, donde,  $k_0$  es la longitud de onda de corte.

### 3.1.7.1.2 REDUCCIÓN AL POLO

Esta transformación simula un cambio de la inclinación magnética respecto a la vertical [23]. El proceso de reducción al polo asume que las anomalías son debidas a magnetización inducida y que el campo magnético es originado por prismas de profundidad indefinida.

La reducción al polo se aplica para compensar el desplazamiento de la anomalía verdadera a la posición sobre el origen causal, debido a la magnetita, la inclinación y declinación de los datos magnéticos se vuelven a calcular de manera que las

anomalías magnéticas aparecerán como lo harían si se encuentra en el polo norte magnético.

### 3.1.7.1.3 CONTINUACIÓN DE CAMPOS

Consiste en calcular los valores del campo magnético en un plano situado a diferentes alturas que el plano de observación original, altura de vuelo [24]. En el caso de la continuación hacia arriba se eliminan las anomalías más superficiales y ruidos, produciendo una malla con valores más suavizados. El resultado de esta transformación facilita la identificación de las anomalías y estructuras regionales, como principales cuerpos magnéticos, lineamientos regionales (fallas, fracturas y contactos), entre otros, ver Figura 3.8a.

Por el contrario si la continuación es hacia abajo se realzan las anomalías más superficiales y de mayor frecuencia. Se utiliza para el estudio de anomalías concretas, llevando el plano de observación a una profundidad cercana al cuerpo anómalo, ver Figura 3.8b.

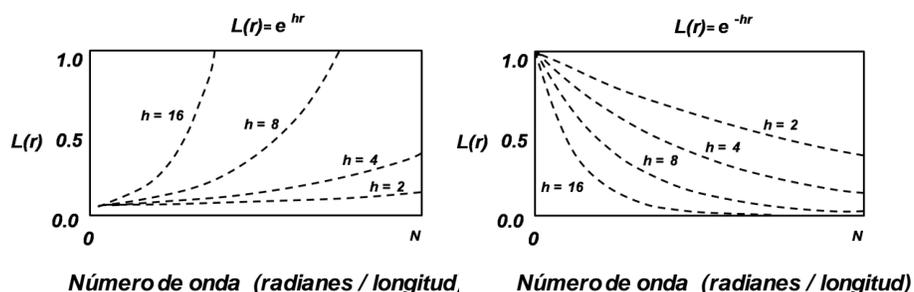


Figura 3.8. Continuación de campo a) hacia arriba, b) hacia abajo.

### 3.1.7.1.4 DERIVADAS EN LA DIRECCIÓN Z

La primera derivada vertical ( $1aDz$ ), calcula la tasa de cambio del campo magnético en la vertical sobre el mismo punto. Tiene el efecto de nitidez de las

anomalías, o que permite una mejor ubicación espacial del origen de ejes y límites de las anomalías.

Para mejorar las anomalías locales y para delinear los bordes de los cuerpos anómalos en los datos, se calcula una segunda derivada vertical (**2aDz**). Es una herramienta de interpretación de gran alcance que se utiliza para ayudar en la delimitación de las fuentes causales y para localizar con precisión los cambios en los gradientes del campo magnético, dando como resultado una mejor definición de las discontinuidades y su relación con la geología; [25].

### 3.1.7.1.5 SEÑAL ANALÍTICA

La señal analítica es útil en la localización de los bordes de los cuerpos de la fuente magnética, en particular cuando la remanencia y/o la baja latitud magnética complica la interpretación [26].

### 3.1.7.1.6 FILTRO DE BUTTERWORTH

El filtro de Butterworth (BTRW) es excelente en la aplicación directa de pasa altos y pasa bajos de los datos porque puede controlar el grado de despliegue del filtro dejando al mismo tiempo fijo el número de onda central o frecuencia de corte, ver Figura 3.9. Si el ruido es observado, se puede reducir al grado que sea aceptable [27].

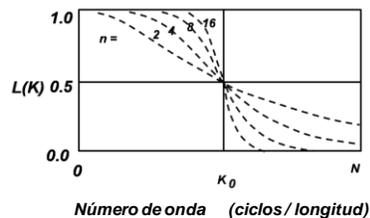


Figura 3.9. Representación esquemática del filtro de Butterworth.

### 3.1.7.2 ESTIMACIÓN DE LA PROFUNDIDAD DE FUENTES MAGNÉTICAS

Existen diferentes métodos para la estimación de la profundidad de las fuentes que producen las anomalías basados en la longitud de onda. Se mencionan algunos de ellos a continuación.

#### 3.1.7.2.1 MÉTODO DE ANÁLISIS ESPECTRAL

Este análisis se realiza en el dominio de la frecuencia permitiendo evaluar la distribución de la energía en función de la frecuencia.

La transformada de Fourier aplicada a datos magnéticos, calculada por medio de un cuerpo prismático, muestra un punto máximo de la amplitud del espectro el cual es una función de la profundidad de la cima y base del cuerpo, siendo la amplitud determinada por la magnetización o la densidad del cuerpo. [28]. Así, la profundidad de un conjunto de fuentes se determina midiendo la pendiente del espectro de energía (potencia) y dividiéndola por  $4\pi$ . Un espectro de energía típico para datos magnéticos exhibe tres partes en el espectro, ver Figura 3.10.

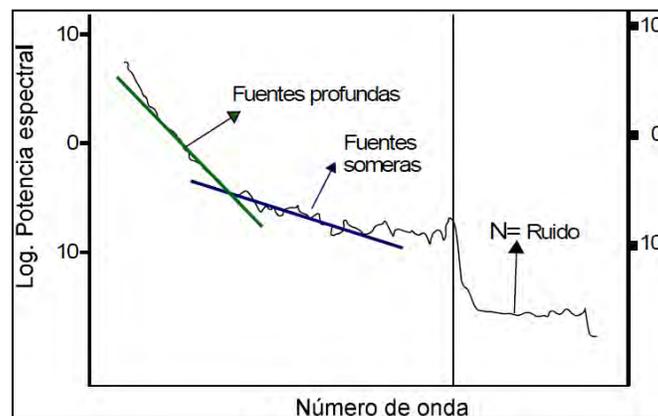


Figura 3.10. Espectro de potencia típico para datos magnéticos.

### 3.1.7.2.2 MÉTODO DEL ANCHO MEDIO

Partiendo de la Ecuación 6, y particularizándola para una varilla vertical delgada con el polo profundo muy lejos y suponiendo además que el perfil pasa sobre la varilla, ver Figura 3.11.

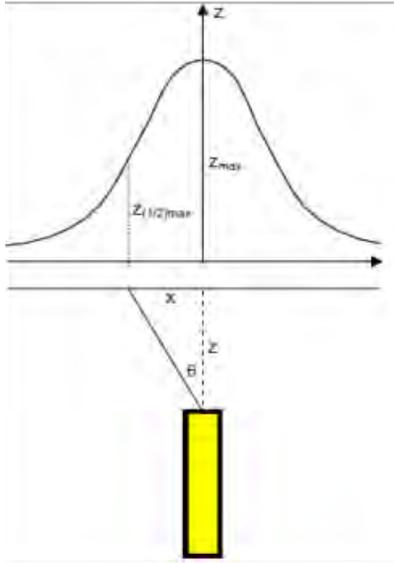


Figura 3.11. Representación gráfica del método del ancho medio.

$$Z_A = \frac{z(kF_{EA})}{(x^2+z^2)^{3/2}} \quad (6)$$

El máximo se obtiene cuando  $x = 0$ , y la mitad, dividiéndolo en dos obviamente, entonces el medio-máximo será, ver Ecuación 7,

$$Z_{A(1/2)max} = \frac{(kF_{EA})}{2z^2} \quad (7)$$

En el punto donde la mitad del máximo toma este valor se tiene,

$$Z_A = \frac{(kF_{EA})(z^2+x_{(1/2)max}^2)\cos\theta}{(z^2+x_{(1/2)max}^2)^{3/2}} \quad (8)$$

Como  $\cos\theta = z/r$  y  $r = (z^2+x_{(1/2)max}^2)^{1/2}$ , finalmente se obtiene, [29]

$$z = 1.3 x_{(1/2)max} \quad (9)$$

### 3.1.7.2.3 DECONVOLUCIÓN DE EULER

La deconvolución de Euler se puede aplicar a una gran variedad de situaciones geológicas y tiene la ventaja de que ningún modelo geológico es asumido, en tanto que usando un índice estructural apropiado se pueden hacer estimaciones de ubicación para una gran variedad de estructuras geológicas como fallas, contactos magnéticos, diques, intrusiones, entre otros [30].

Un índice estructural (SI, por sus siglas en inglés) representa una tasa de cambio con la distancia para el campo magnético o de gravedad. Se relaciona con la forma de los cuerpos geológicos que determinan el conjunto de soluciones de Euler, en la Tabla 3.2 se muestran algunos valores de estos índices estructurales.

**Tabla 3.2.** Valores de índices estructurales y su relación con las formas de cuerpos geológicos inferidos.

Índices Estructurales		Tipos de SI	Forma de los cuerpos geológicos inferidos
Mag	Grav		
0	-1	Contactos Profundos	Bordes de contactos
0.5	-0.5	Resalto o borde de un plano	Las estructuras en forma de escalón muestran un incremento o decrecimiento uniforme en la respuesta magnética que es similar a lo largo de varias líneas de levantamiento.
1	0	Línea de dipolos	Falla/Dique, Cuerpos bidimensionales relativamente delgados que están en posición subvertical.
2	1	Polo puntual	Pipas verticales, Estructural cilíndricas subverticales.
3	2	Dipolo puntual	Fuente puntual (nominalmente esférica), Fuentes que no tienen continuidad en ninguna dirección, generalmente de formas irregulares, pero nominalmente esféricas en los modelos matemáticos.

### 3.1.8 INSTRUMENTACIÓN

Para el levantamiento de las secciones terrestres se utilizaron dos tipos de magnetómetros, uno de la marca GEM, modelo GSM-19 el cual mide el campo magnético de la Tierra con una resolución de 0.01 nT y una precisión absoluta de 0.2 nT sobre su rango de temperatura. Cabe destacar que tiene una sensibilidad tipo Overhauser. El otro es de la marca Geometrics modelo G-856 y tiene una precisión de 0.1 nT.

Las mediciones de susceptibilidad magnética se realizaron con un susceptibilímetro de la marca KT-9, modelo Kappameter, con un límite de sensibilidad de  $1 \times 10^{-5}$  unidades SI y rangos de medición de  $9.99 \times 10^{-3}$ ,  $999. \times 10^{-3}$  SI con unidades de regulación automática, [31].

El procesamiento de los datos se hizo utilizando el *software* Oasis Montaje versión 6.4.2® [32] y el modelado se realizó en el *GMSYS* de la Northwest Geophysical Associates ® [33].

### 3.1.9 CARACTERÍSTICAS DEL LEVANTAMIENTO AEROMAGNÉTICO

El Servicio Geológico Mexicano realizó un estudio aeromagnético de contorno con altura de 450 m, sobre el nivel del terreno. En dicho estudio se utilizó un avión Islander BN2-B27 el cual contaba con un magnetómetro Scintrex equipado con un espectrómetro de rayos gamma (fuente de yoduro de cesio) de bombeo óptico con una sensibilidad de 0.01 nT. Se empleó un sistema de adquisición de datos PDAS 1000 con una cámara de video a color JVC de alta resolución. El magnetómetro que se utilizó como estación base fue un GEM-19 con sensibilidad de 0.01 nT, utilizando un radar altímetro marca SPERRY.

El levantamiento aeromagnético en la zona de El Milagro de Guadalupe, utilizó líneas de vuelo en dirección N-S cada 1000 m y de control (E-W) cada 18,000 m.

Cabe mencionar que estos datos fueron comprados al Servicio Geológico Mexicano (SGM, *por sus siglas*) [34].

### 3.1.10 CARACTERÍSTICAS DEL LEVANTAMIENTO MAGNÉTICO TERRESTRE

Para la adquisición de los datos se planeó un mallado para cubrir el polígono delimitado con la información aérea. El cubrimiento de este plan de trabajo se realizó en dos etapas. La primera cuenta con 19 secciones magnéticas paralelas con sentido E-W con una separación entre ellas de 500 m, en el sistema de coordenadas WGS84 (etiquetadas como L1N – L19N), con estaciones de lectura cada 50 metros alcanzando una totalidad de 1881 estaciones, ver Tabla 3.3.

Tabla 3.3. Relación de distancia lineal por sección, etapa 1.

Numero de Línea	Estaciones	Distancia (m)	Campo Magnético Total		Promedio
			Mínimo	Máximo	
L1	109	5498	43461.2	43501.7	43474.1
L2	112	5643	43456.8	43503.2	43482.2
L3	112	5581	43413.0	43521.4	43455.2
L4	112	5579	43392.3	43602.6	43467.0
L5	112	5613	43373.3	43558.5	43470.8
L6	110	5598	43423.4	43500.8	43445.3
L7	122	6056	43399.5	43498.3	43441.3
L8	122	6053	43349.2	43802.0	43453.4
L9	120	6068	43388.4	43692.8	43459.3
L10	103	5136	43358.9	43967.1	43488.9
L11	103	5176	43358.0	43769.6	43489.0
L12	104	5155	43436.9	43753.3	43498.3
L13	104	5162	43441.2	43565.5	43482.7
L14	104	5141	43452.8	43577.4	43495.4
L15	103	5166	43452.7	43684.1	43509.3
L16	74	3618	43477.0	43584.0	43513.2
L17	52	2553	43436.0	43517.0	43462.2
L18	51	2507	43446.0	43530.0	43483.3
L19	52	2538	43445.0	43526.0	43488.7
<b>TOTAL</b>	<b>1881</b>	<b>93841</b>	<b>43349.2</b>	<b>43967.1</b>	<b>43475.1</b>

En la segunda etapa se efectuaron 9 secciones (etiquetadas como L1c – L9c) con dirección E-W con una distancia entre ellas de 500 m pero intermedias y paralelas a las de la etapa 1, estando a una distancia entre ellas de 250 metros, con estaciones de lectura cada 25 metros, alcanzando una totalidad de 593 estaciones de lectura, ver Tabla 3.4.

Tabla 3.4. Relación de distancia lineal por sección, etapa 2.

Numero de Línea	Estaciones	Distancia (m)	Mínimo	Máximo	Promedio
L1c	88	2227	43376.3	43471.4	43415.3
L2c	85	2334	43383.7	43525.5	43428.8
L3c	87	2239	43374.8	43632.2	43461.3
L4c	75	1968	43421.2	43504.2	43443.1
L5c	68	1669	43422.9	43509.1	43448.8
L6c	66	1728	43391.2	43493.8	43444.1
L7c	47	1247	43386.9	43482.1	43430.6
L8c	37	918	43408.6	43458.5	43432.9
L9c	40	976	43395.4	43944.2	43527.7
<b>TOTAL</b>	<b>593</b>	<b>15308</b>	<b>43374.8</b>	<b>43944.2</b>	<b>43444.4</b>

## 3.2 MÉTODO GEOELÉCTRICO

### 3.2.1 INTRODUCCIÓN

La finalidad del método geoelectrico es detectar y localizar cuerpos y estructuras geológicas basándose en su contraste resistivo. Dicho método consiste en la inyección de corriente eléctrica continua o de baja frecuencia en el área de estudio mediante un par de electrodos. La determinación se hace mediante otro par de electrodos y se registra la diferencia de potencial. Este método incluye los sondeos eléctricos verticales (SEV, *por sus siglas*), perfiles eléctricos (PE, *por sus siglas*), y polarización inducida (PI, *por sus siglas*). Por lo tanto, la magnitud de la diferencia de potencial depende, de la distribución de resistividades de las

estructuras del subsuelo, de las distancias entre los electrodos y de la cantidad de corriente inyectada.

Cabe mencionar que las medidas de resistividad eléctrica del subsuelo son habituales en las prospecciones geofísicas. Los fundamentos teóricos del método se describen a continuación.

### 3.2.2 CONCEPTOS BÁSICOS DE ELECTRICIDAD

El flujo de una corriente eléctrica a través de rocas o sedimentos, se puede explicar mediante la ley de Ohm, la cual establece que la caída del potencial  $\Delta V$  entre dos puntos por los que circula una corriente eléctrica de intensidad  $I$ , es proporcional a ésta y a la resistencia  $R$  que ofrece el medio al paso de la corriente [35].

$$\Delta V = I \cdot R \quad (10)$$

### 3.2.3 RESISTIVIDAD ELÉCTRICA

La resistividad eléctrica es una propiedad física que caracteriza el comportamiento de un material ante el paso de corriente. La corriente eléctrica es el flujo de partículas que poseen carga eléctrica neta (electrones, iones o moléculas que presentan exceso o carencia de electrones). Cuando circula una corriente a través de un material, este le ejerce una resistencia que depende de sus propiedades eléctricas. Si ofrece mucha resistencia al paso de la corriente estamos en presencia de un material mal conductor y si ofrece pequeña resistencia es un buen conductor. Como ejemplo de materiales malos conductores son, caucho, vidrio, cuarzo, entre otros. Ejemplo de buenos conductores son los metales.

### 3.2.4 RESISTIVIDAD APARENTE

Un concepto importante y fundamental en la prospección eléctrica, es el de resistividad aparente. Para entender dicho concepto es necesario hacer uso de la Figura 3.12, considerando un subsuelo homogéneo de resistividad  $\rho$  en cuya superficie colocaremos un dispositivo electrodico AMN.

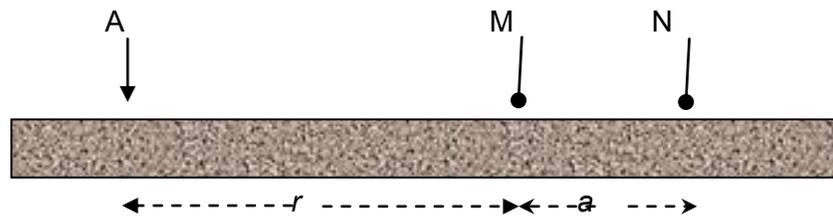


Figura 3.12. Descripción gráfica de la resistividad aparente.

El electrodo A está conectado a un generador y el campo eléctrico que produce se estudia por medio de los electrodos M y N que están conectados a un voltímetro que mide la diferencia de potencial entre ellos. Cabe mencionar que los tres electrodos están alineados y el electrodo B, que cierra el circuito, se supone lo suficientemente alejado de los demás para que no influya en las observaciones.

La resistividad se puede calcular con la Ecuación 11, despejando  $\rho$ ,

$$\rho = 2 \frac{r(r+a) \Delta V}{a I} \quad (11)$$

Si el subsuelo no es homogéneo, resultará una resistividad ficticia  $\rho_a$  que en general no será igual a la  $\rho_2$  que se encuentra bajo los M y N, sino que dependerá de  $\rho_1$ ,  $\rho_2$ ,  $\rho_3$  y de las distancias  $r$  y  $a$ , ver Figura 3.13. Esta resistividad ficticia  $\rho_a$  que se obtiene aplicando a los datos obtenidos sobre un medio heterogéneo corresponde a la resistividad aparente, la cual se expresa en  $\Omega\text{m}$ .

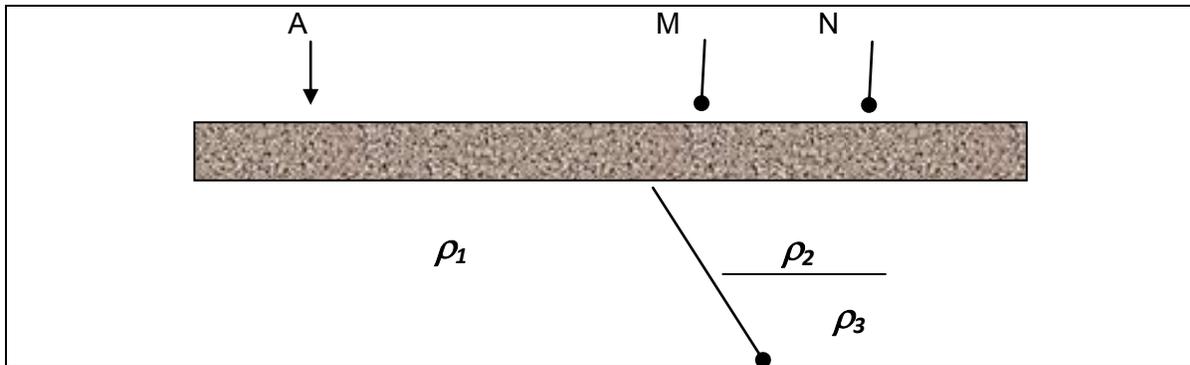


Figura 3.13. Ejemplo de un subsuelo heterogéneo.

En las Tablas 3.5 y 3.6 se indican las resistividades que caracterizan a los minerales, a las rocas y a los sedimentos, y dentro de estos últimos también se aprecian diferencias notorias entre los de grano fino (margas, limos, arcillas), los de grano mediano (arenas) y grueso (gravas) [36, 37].

Tabla 3.5. Resistividades que caracterizan a los minerales, rocas y sedimentos.

Mineral / Sedimento	Rango de Resistividad ( $\Omega m$ )
Cuarzo	$10^{10} - 10^{14}$
Calcita	$10^{12}$
Mica	$9 \times 10^2 - 10^{14}$
Biotita	$2 \times 10^2 - 10^6$
Galena	$9 \times 10^{-5} - 10^2$
Granito	$4.5 \times 10^3$ (húmedo) - $1.3 \times 10^6$ (seco)
Pirita	$2.9 \times 10^{-5} - 1.5$
Agua subterránea	10 - 100
Agua Mineral Natural	0.5 - 150
Agua de Mar	0.2
Sulfato de Cobre	$3 \times 10^{-12}$
Oxido de Hierro	0.1 - 300
Basalto	10 - $1.3 \times 10^7$ (seco)
Marmol	$10^2 - 2.5 \times 10^8$ (seco)
Arenisca	1 - $6.4 \times 10^8$

Limos	50 - 10 <sup>7</sup>
Arcilla	1 - 100
Gravas	100 (húmedo) – 1400 (seco)
Conglomerado	2 X 10 <sup>3</sup> - 10 <sup>4</sup>

**Tabla 3.6.** Resistividad  $\rho$  ( $\Omega\text{m}$ ) de algunos materiales a temperatura ambiente (20 °C).

Conductores		Semiconductores	
Plata	1.47 x 10 <sup>-8</sup>	Grafito	3.5 x 10 <sup>-5</sup>
Cobre	1.72 x 10 <sup>-8</sup>	Germanio	0.60
Oro	2.44 x 10 <sup>-8</sup>	Silicio (puro)	2300
Aluminio	2.75 x 10 <sup>-8</sup>	Aislantes	
Tungsteno	5.25 x 10 <sup>-8</sup>	Ámbar	5 x 10 <sup>-14</sup>
Acero	20 x 10 <sup>-8</sup>	Vidrio	10 <sup>10</sup> - 10 <sup>14</sup>
Plomo	22 x 10 <sup>-8</sup>	Mica	10 <sup>11</sup> - 10 <sup>15</sup>
Mercurio	95 x 10 <sup>-8</sup>	Cuarzo(fundido)	75 x 10 <sup>15</sup>
Manganina	44 x 10 <sup>-8</sup>	Azufre	10 <sup>15</sup>
Constatan	49 x 10 <sup>-8</sup>	Teflón	>x 10 <sup>13</sup>
Níquelcromo	100 x 10 <sup>-8</sup>	Madera	10 <sup>8</sup> - 10 <sup>11</sup>

### 3.2.5 RESISTIVIDAD APARENTE CONSIDERADA COMO ANOMALÍA

En los métodos de prospección magnética o gravimétrica, la respuesta observada se compara con el campo teórico o normal correspondiente al medio homogéneo, y la interpretación se basa en el estudio de las diferencias entre uno y otro, a estas diferencias se les da el nombre de anomalías. En métodos geoelectricos estas anomalías se expresan como la relación entre el  $\Delta V$  observado sobre el medio heterogéneo en cuestión para determinada posición de los electrodos, y el  $\Delta V'$  que

se observa en las mismas condiciones sobre medio homogéneo de resistividad unida. Según la Ecuación 14, suponiendo  $\rho_a = \rho$  en un medio heterogéneo.

$$\Delta V = \frac{\rho_a I}{2\pi} \frac{a}{(r+a)r} \quad (12)$$

$$\Delta V' = \frac{I}{2\pi} \frac{a}{(r+a)r} \quad (13)$$

Y las distancias entre electrodos y la intensidad también son iguales, la anomalía A, queda en función de:

$$A = \frac{\Delta V}{\Delta V'} = \rho_a \quad (14)$$

Donde la anomalía es igual a la resistividad aparente, ya que resulta de la perturbación producida en el potencial normal por causa de heterogeneidad del subsuelo.

Si el subsuelo es un medio estratificado, se puede tomar como potencial de referencia el correspondiente a un medio homogéneo, cuya resistividad se toma de la capa más superficial. Entonces, la medida de la perturbación del potencial producida por la inhomogeneidad del subsuelo diferirá de la resistividad aparente en un factor constante, nombrándosele resistividad aparente reducida, ver Ecuación 15.

$$\rho' = \frac{\rho_a}{\rho_1} \quad (15)$$

### 3.2.6 ISOTROPÍA Y ANISOTROPÍA

La isotropía es la propiedad que presentan algunos cuerpos, donde una magnitud física sea la misma en cualquier dirección, por lo tanto, la anisotropía es la propiedad de que la conductividad varíe con la dirección que se considere dentro del cuerpo. Cuando se tiene un esqueleto mineral y poros ordenados en el espacio

desordenadamente se presentará la isotropía, por el contrario si se tiene una forma determinada las condiciones del paso de la corriente serán distintas dependiendo de la dirección [38].

### 3.2.7 POLARIZACIÓN INDUCIDA

El método de polarización Inducida (PI, *por sus siglas*) es una técnica aplicada en Geofísica, y ha sido empleada principalmente en exploración de metales y en menor proporción en la búsqueda de aguas subterráneas. Dicho fenómeno fue observado por los hermanos Schlumberger en 1920 y estudiado por Müller en 1937 [36].

El fenómeno de la PI está íntimamente ligado a la presencia de soluciones acuosas en las cuales fluyen cargas eléctricas ante la presencia de un potencial eléctrico. A diferencia de la polarización asociada a una conducción puramente metálica, en la conducción electrolítica se establece un equilibrio de cargas que demora un tiempo finito en producirse, el cual es inherente a la velocidad de transporte de los iones en un medio acuoso. Este tiempo de polarización o relajación es medible. La constante de tiempo asociada a este proceso permite inferir la presencia de cuerpos mineralizados. Por lo tanto el fenómeno de PI se caracteriza por el transporte de cargas en un tiempo finito y la acumulación de estas en torno a una barrera física.

Se han identificado dos tipos de polarización: polarización de membrana (PM, *por sus siglas*) y polarización electrónica (PE, *por sus siglas*). En ambos casos el fenómeno se esquematiza con el flujo de iones en dirección opuesta al electrodo. Una vez establecido este flujo de iones, la tortuosidad del medio acuoso induce la generación de barreras polarizadas con cargas de signo opuesto como producto de:

- a) estrechamiento del canal poroso,
- b) obstrucción por granos metálicos,

- c) obstrucción por acumulación de iones en torno a un núcleo cargado eléctricamente.

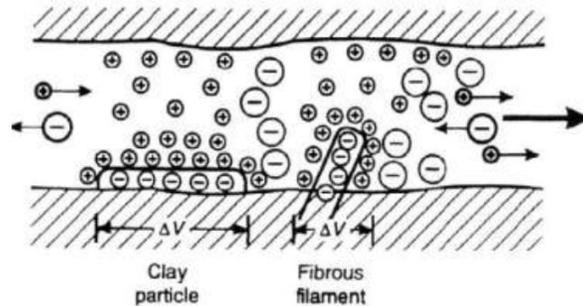
Una propiedad del efecto de polarización proporciona una relación con la porosidad de la roca huésped, es decir, a mayor porosidad, la polarización disminuye, ya que existen un mayor número de conductos para la migración de las partículas cargadas a través del fluido. Esta propiedad permite predecir que el efecto de polarización es mayor en cuerpos ígneos, más densos que las rocas estratificadas, sin embargo, esta condición no es absoluta porque obviamente al disminuir la porosidad a un punto en el cual la movilidad tiende a cero la conducción electrolítica también se reduce dramáticamente. La proporción de arcillas condiciona el efecto de PI y el tipo membrana al actuar como superficie acumuladora de iones positivos, dada su propiedad de distribuir cargas negativas en su superficie externa. Es decir, a mayor proporción de arcillas aumenta el efecto de polarización, sin embargo, una proporción muy alta de arcillas tiende a establecer barreras en forma continua, dificultando la movilidad de los iones y su acumulación posterior.

La PI detecta propiedades eléctricas y tiene pérdida de resolución, penetraciones de 200 - 400 m en sistemas tradicionales y de 500 - 800 m en sistemas de última generación, además se pueden presentar problemas de inyección de corriente en ambientes altamente resistivos.

### **3.2.7.1 POLARIZACIÓN DE MEMBRANA**

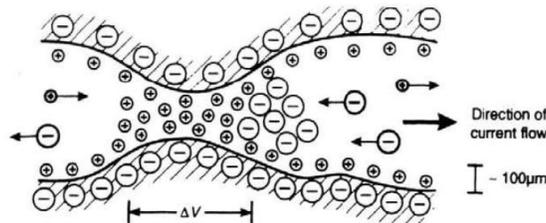
La PM corresponde al caso de una barrera conformada por la acumulación de iones en el entorno de una carga de signo opuesto en las paredes de la zona porosa. Por ejemplo, con la presencia de arcillas (cargadas negativamente) atraen cationes que impiden el flujo expedito de cargas, ver Figura 3.14. Cuando se hace pasar una corriente los iones positivos se desplazan, y al interrumpirse se

redistribuyen generando una tensión decreciente entre los dos electrodos al contacto con la arcilla [36].



**Figura 3.14.** Fenómeno de polarización de membrana de arcillas.

Otro ejemplo, es la constricción dentro de la garganta del poro de un grano de mineral, la carga negativa se distribuye entre la interfaz del mineral y el fluido en los poros, a su vez la carga positiva en dicho fluido es atraída por la superficie de la roca y las cargas negativas son repelidas, ver Figura 3.15 Los iones negativos se alejan de la zona obstruida y los iones positivos aumentan su concentración, produciéndose una diferencia de potencial a lo largo de dicha obstrucción [39].



**Figura 3.15.** Membrana polarizada asociada a la disminución entre el grano del mineral.

### 3.2.7.2. POLARIZACIÓN ELECTRÓDICA

La PE está representada por la presencia de granos metálicos en los conductos porosos. Las cargas iónicas acumuladas en el límite electrolito-partícula metálica crean una tensión que se opone al flujo, por lo que, cuando la corriente se interrumpe, queda un potencial residual debido a las cargas iónicas retenidas, ver

Figura 3.16. Este potencial luego decrece continuamente al difundirse las cargas en los electrolitos de los poros [40].

Un ejemplo de este fenómeno se desarrolla en pórfidos cupríferos en donde los sulfuros diseminados se acumulan o depositan en zonas de circulación. Ante la aplicación de una diferencia de potencial estos granos metálicos se polarizan electrónicamente y actúan como barrera para la movilidad de los iones, ver Figura 3.16.

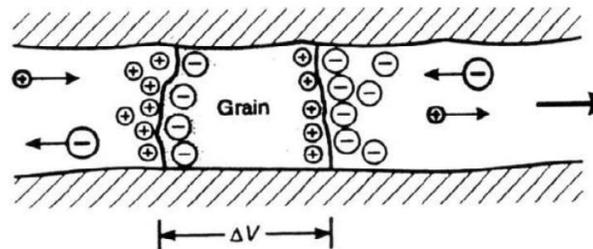


Figura 3.16. Fenómeno de la polarización de electrodos en los contactos mineral-electrolito.

### 3.2.8 EXPLORACIÓN MEDIANTE POLARIZACIÓN INDUCIDA

La PI es aplicada principalmente para la detección de sulfuros en exploraciones de pórfidos de cobre, para el mapeo de sulfuros diseminados y alteraciones sobre metales preciosos [41].

El arreglo dipolo-dipolo provee la mejor combinación de velocidad, cobertura lateral y vertical de la densidad de los datos para su posterior interpretación. Por lo tanto, es el más utilizado para la prospección mediante PI.

Las medidas de PI están dadas en función de resistividades aparentes y polarización aparente. La palabra *aparente* es usada para remarcar que el valor de la medida se obtiene en función de los arreglos geométricos y no por el valor real del punto muestreado [42].

Normalmente se adquieren medidas de PI con perfiles en varias profundidades de interés, como en las tomografías eléctricas (TE, *por sus siglas*) o utilizando dominio del tiempo o de la frecuencia [43].

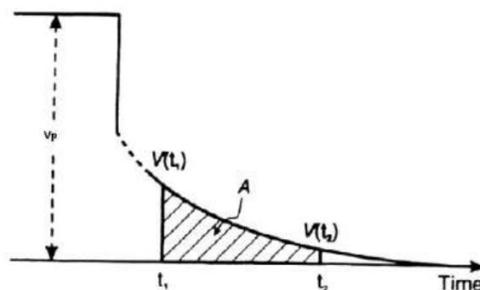
### 3.2.8.1 DOMINIO DEL TIEMPO

Considerando que se aplica al área de estudio una corriente continua y se registra el decaimiento del voltaje para un par de electrodos de potencial después de haber cortado la inyección de corriente [43]. Por lo tanto, se tiene un nuevo término, la cargabilidad  $m$  [36] y se expresa como:

$$m = \frac{V_s}{V_p} \left( \frac{mV}{V} \right) \quad (16)$$

donde  $v_p$ , es la medida del voltaje normal mientras la corriente fluye y  $v_s$  es el voltaje residual en un instante determinado  $t$  después del corte de la corriente y se expresa en milisegundos.

Instrumentalmente es difícil medir el decaimiento de  $v_s$ , es por ello que se registra la curva de descenso durante un periodo de tiempo y se determina el área comprendida entre dos límites de tiempo ( $t_1, t_2$ ), ver Figura 3.17.



**Figura 3.17.** Medida de la PI por medio del decaimiento del voltaje, usando la medida de cargabilidad.

Al dividir este resultado por el potencial normal  $v_p$  se obtiene la medida de la integral de tiempo de la PI, mejor conocida como cargabilidad [19].

$$m = \frac{1}{vp} \int_{t1}^{t2} Vs(t)dt \quad (16)$$

### 3.2.8.2 DOMINIO DE LA FRECUENCIA

Cuando se efectúan mediciones de PI en corriente alterna se dice que se trabaja en el dominio de frecuencia. La idea básica de esta modalidad es que los fenómenos de polarización (electrodos y membrana) requieren un cierto tiempo para producirse, por lo que si se aplica a un terreno polarizable una corriente sinusoidal, se observará un desfase en la tensión captada entre los electrodos M y N respecto a la intensidad que penetra a través de los A y B. Si se aplica un dispositivo tetraelectródico a un terreno polarizable, la resistividad aparente observada disminuirá al aumentar la frecuencia de la corriente de emisión.

La variación de la resistividad con la frecuencia tiene lugar con mayor intensidad para valores de ésta inferior a 103 Hz. Tal variación se denomina efecto de frecuencia (FE, *por sus siglas en inglés*) [36] y se expresa por las siguientes ecuaciones:

$$FE = \frac{Vlo - Vhi}{Vhi} \quad (17)$$

$$FE = \frac{\rho lo - \rho hi}{\rho hi} \quad (18)$$

donde  $Vhi$  y  $Vlo$  son las respuestas del estado de voltaje en el lugar de alta y baja de frecuencias filtrada respectivamente y  $\rho hi$  y  $\rho lo$  son las magnitudes de resistividad aparente a frecuencias altas ( $hi$ ) y bajas ( $lo$ ). La resistividad aparente a baja frecuencia ( $\rho lo$ ) es mayor que la resistividad aparente a alta frecuencia ( $\rho hi$ ), porque las resistividades en las rocas disminuyen cuando las frecuencias de corrientes alternas aumentan. Las dos resistividades aparentes, por lo tanto, se utilizan para el cálculo del FE, el cual puede ser expresado en porcentaje (PFE, *por sus siglas en inglés*) [36]:

$$PFE = FE * 100\% \quad (19)$$

El factor metálico (MF, *por sus siglas en inglés*) es otro parámetro del método en el dominio de frecuencia que corrige la influencia de la resistividad de la roca caja. Se expresa en mhos/ft o mhos/m y se define como el FE dividido por la resistividad aparente a baja frecuencia ( $\rho_0$ ) [36].

$$MF = 2 \times 10^5 \frac{\rho_{a0} - \rho_{a1}}{\rho_{a0} \rho_{a1}} = 2 \times 10^5 \frac{FE}{\rho_{a0}} \quad (20)$$

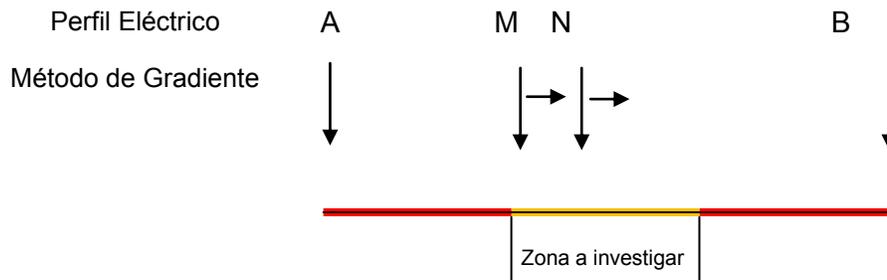
### 3.2.9 CONFIGURACIONES ELECTRÓDICAS

Los valores de resistividad aparente obtenidos en el área de estudio dependen de la disposición espacial de los electrodos de corriente y de potencial. Los electrodos pueden adoptar cualquier disposición geométrica sobre el plano que representa la superficie del terreno. Dicha disposición espacial de los electrodos recibe el nombre de configuración electródica. Existen varios tipos de configuraciones, aquí solo se mencionan los arreglos de perfil eléctrico de gradiente y los sondeos eléctricos verticales (SEV, *por sus siglas*) [44].

#### 3.2.9.1 PERFIL DE GRADIENTE GEOELÉCTRICO (PGG)

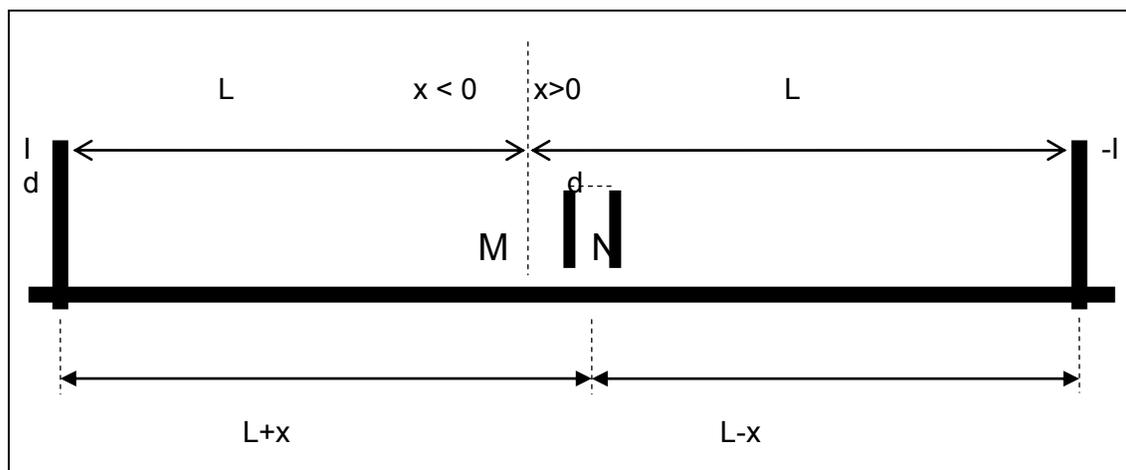
La finalidad de estos, es obtener un perfil de las variaciones laterales de resistividad del subsuelo fijando una profundidad de investigación. Esto lo hace adecuado para la detección de contactos verticales, cuerpos y estructuras que se presentan como heterogeneidades laterales de resistividad. Hay que resaltar que la zona explorada en el perfil eléctrico se extiende desde la superficie hasta una profundidad más o menos constante, que es función tanto de la separación entre electrodos como de la distribución de resistividades bajo ellos [44].

Esta metodología es el método de gradientes, con el electrodo B a distancia finita, alineado con los A, M, N y situado al lado opuesto del primero respecto de los otros dos, ver Figura 3.18.



**Figura 3.18.** Consiste en desplazar los electrodos detectores M y N entre A y B, los cuales están fijos y a una gran distancia de los electrodos detectores. En este método los electrodos de corriente A y B se quedan fijos y M,N estudian la tercera parte central de la sección.

Los electrodos M y N se mueven sobre el tercio central del segmento AB, donde el campo es más uniforme y puede detectarse más fácilmente los cambios laterales de resistividad. La penetración tampoco es constante, siendo máxima cuando los electrodos M y N se hallan en el centro del segmento AB, pero varía de modo tolerable. En la Figura 3.19 se muestran las distancias entre electrodos, donde se escoge el origen en el punto medio entre los electrodos inyectores.



**Figura 3.19.** Dispositivo de cuatro electrodos. La corriente se inyecta por los electrodos externos y la diferencia de potencial se mide entre los electrodos M y N.

El factor geométrico es en este caso:

$$g(x) = 2 \left( \frac{1}{L+(x-d/2)} - \frac{1}{L-(x-d/2)} - \frac{1}{L+(x+d/2)} - \frac{1}{L-(x+d/2)} \right)^{-1} \quad (21)$$

Si la medida es de campo eléctrico, es decir si  $d$  tiende a cero, la resistividad aparente es:

$$\rho_a(x) = \frac{(L^2-x^2)}{I L^2+x^2} E_x \quad (22)$$

Si la distancia entre los electrodos inyectores es muy grande respecto a las otras distancias, es decir, si  $L > x, d$ , la resistividad aparente es:

$$\rho_a(x) = \frac{L^2}{I} \frac{\Delta V(x)}{d} \quad (23)$$

Si en este último caso la distancia  $d$  tiende a cero (mediante el campo eléctrico) tenemos que:

$$\rho_a(x) = \frac{L^2}{I} E_x \quad (24)$$

### 3.2.9.2 SONDEO ELÉCTRICO VERTICAL

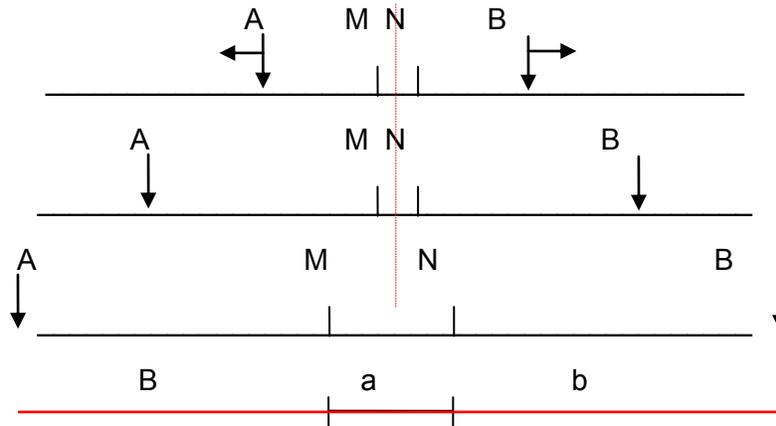
Un SEV es una serie de determinaciones de resistividad aparente, efectuadas con el mismo tipo de dispositivo y separación creciente entre los electrodos de emisión y recepción. Cuando el dispositivo empleado es simétrico o asimétrico con un electrodo en el “infinito”, y durante la medición permanecen fijos el azimut del dispositivo y el centro del segmento MN, suele denominarse SEV [44].

En un SEV se toman mediciones de los valores de resistividad aparente en un punto de sondeo fijo para distintas profundidades de penetración de la corriente.

Esto permite detectar cambios de resistividad vertical en el subsuelo. Así se puede obtener información sobre la profundidad de estructuras enterradas aunque no su extensión lateral. Este tipo de procedimiento resulta óptimo para estudiar y caracterizar capas subsuperficiales horizontales o de inclinación suave que posean diferentes resistividades. Por eso este método se utiliza para hallar la profundidad de la cubierta, para determinar la profundidad, estructura y resistividad de un estrato sedimentario horizontal y de la base del basamento.

Para un suelo uniforme se puede demostrar que el 50% de la corriente circula a una profundidad equivalente a la mitad de la distancia entre los electrodos de corriente ( $AB/2$ ) en el caso de utilizarse la configuración Wenner, Schlumberger o cualquier otra configuración simétrica. Por esta razón, se toma en un principio esa distancia como la profundidad alcanzada por una medición dada una distribución eléctrica determinada. Sin embargo, puede ocurrir que la penetración no crezca a partir de un cierto valor; esto puede suceder, por ejemplo, en el caso de existir una capa perfectamente aislante o perfectamente conductora a esa profundidad, por lo cual la corriente no puede pasar por debajo de dicha capa. Además debe recordarse que la profundidad de penetración propuesta es válida para suelos uniformes solamente. La verdadera penetración del sondeo se obtiene realizando el análisis cuantitativo de los datos [27].

Entonces, para la configuración de Schlumberger la forma de obtener una mayor profundidad de penetración de la corriente es alejando los electrodos de corriente uno respecto del otro, y no resulta necesario mover los electrodos de potencial, siempre y cuando las distancias que se mantengan permitan una buena resolución de la medición, lo cual hace a esta configuración muy práctica en el campo. El punto de sondeo se toma como el punto medio entre los electrodos A y B para esta configuración. Para mantener el punto de sondeo fijo se mueven los electrodos simétricamente respecto de este punto, ver Figura 3.20.



**Figura 3.20.** Configuración Schlumberger con aperturas crecientes de electrodos manteniendo el punto de sondeo fijo al centro utilizado para llevar a cabo un SEV.

En la metodología de Schlumberger no es necesario mover todos los electrodos para cada medición, es el dispositivo más utilizado en el campo para llevar a cabo SEV, sobre todo si las profundidades de sondeo involucradas son importantes. Por ejemplo, se han realizado sondeos utilizando esta configuración con aperturas entre electrodos de corriente de 150 km, 340 km y hasta 600 km [45]. El coeficiente para Schlumberger es:

$$g = \frac{b(b+a)}{a} \quad (25)$$

Si definimos  $L = b + a/2$ , el factor geométrico se puede expresar como:

$$g = \left( \frac{L^2}{a} - \frac{a}{4} \right) \quad (26)$$

Si la distancia  $a$  que separa los electrodos M y N tiende a cero el factor geométrico queda:

$$g = \frac{L^2}{a} \quad (27)$$

Que tiende a infinito. Sin embargo la resistividad aparente es finita ya que  $\Delta V$  en:

$$\rho = g \frac{\Delta V}{I} \quad (28)$$

Decrece al mismo tiempo que  $a$ . tendremos pues:

$$\rho_{a=\lim_{a \rightarrow}} \frac{L^2 \Delta V}{a I} = \frac{L^2}{I} \lim_{a \rightarrow} \frac{\Delta V}{a} = \frac{L^2}{I} E \quad (29)$$

Donde  $E$  es el campo eléctrico. La idea del dispositivo Schlumberger consiste, en utilizar una distancia  $MN = a$  muy corta, de tal modo que pueda tomarse como válida la ecuación anterior. Los desarrollos teóricos se establecen suponiendo que lo que medimos realmente es el campo  $E$ , el cual en la práctica se toma igual a  $\Delta V/a$ . Trabajar con el campo eléctrico comporta ventajas teóricas a la hora de trabajar con expresiones analíticas. El inconveniente es que la tensión diferencial medida disminuye linealmente con la separación  $a$  y es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia  $L$ . Además, la precisión de las mediciones geoeléctricas de campo está muy limitada por heterogeneidades irrelevantes del terreno (ruido geológico).

### 3.2.10 PROCESAMIENTO DE LA INFORMACIÓN

#### 3.2.10.1 SONDEOS ELÉCTRICOS VERTICALES

##### 3.2.10.1.1 TIPOS DE CURVAS

Los datos de resistividad aparente en función de las distancias entre electrodos obtenidos en cada SEV se representan por medio de una curva. Los SEVs pueden realizarse sobre cualquier unidad geológica, pero para que la curva de resistividad aparente pueda ser interpretada, el área de estudio debe de estar conformada por capas horizontales y homogéneas, [44].

Un corte geoelectrico de  $n$  capas se compone de:  $n$  valores de resistividad y  $n-1$  espesores. Los cortes geoelectricos pueden clasificarse de acuerdo con el número de capas que los componen. Los cortes del mismo número de capas pueden subdividirse según el orden en que aparezcan, en los sucesivos contactos, resistividades mayores o menores que en la capa siguiente.

Para un corte en el que se tengan dos capas solamente pueden presentarse dos posibilidades:  $\rho_1 > \rho_2$  y  $\rho_1 < \rho_2$  y no tienen nomenclatura especifica, ver Figura 3.21.

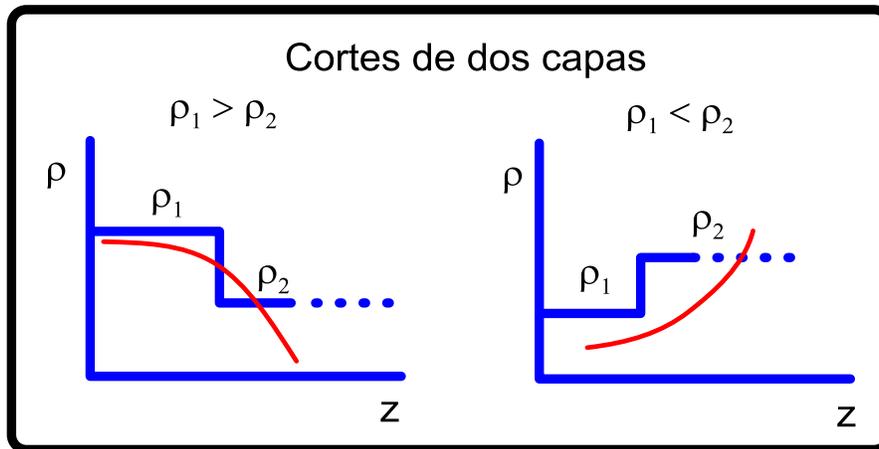


Figura 3.21. Corte geoelectrico de dos capas.

Cuando en el subsuelo se tiene la presencia de tres capas, se permiten cuatro posibilidades, ver Figura 3.22.

Tipo H.- La segunda capa es la menos resistiva de las tres,  $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$

Tipo K.- La segunda capa es la más resistiva de las tres,  $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$

Tipo A.- La resistividad va aumentando con la profundidad,  $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$

Tipo Q.- La resistividad va disminuyendo con la profundidad,  $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$

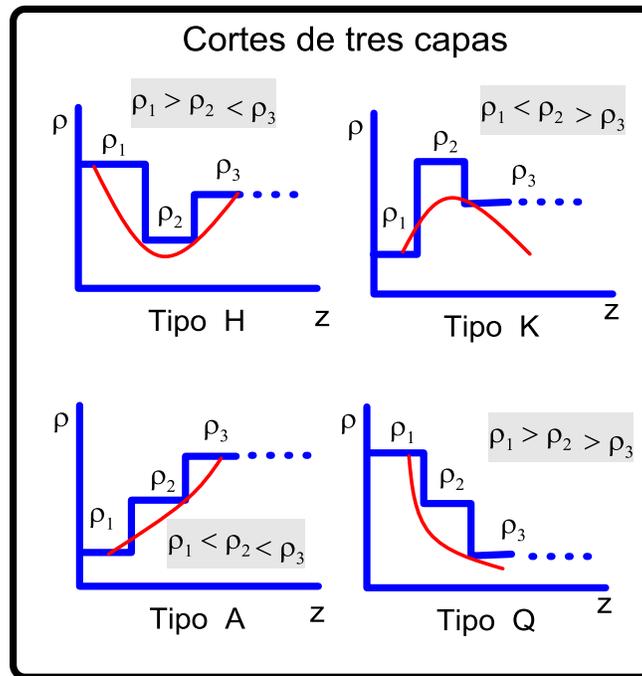


Figura 3.22. Corte geoelectrico de tipo de curva Q.

Para un corte geoelectrico de cuatro o más capas se simbolizan siguiendo el mismo método. Se consideran en primer lugar las tres primeras capas y se les asigna la letra correspondiente y luego se hace lo mismo para las capas segunda, tercera y cuarta, después con las tercera, cuarta y quinta, etc. Se descompone en intervalos de 3 en 3, dándole la nomenclatura correspondiente a cada tramo, en la Figura 3.23 se puede observar que las tres primeras capas forman una tipo K. La 2, 3 y 4 dan lugar a un tipo Q y finalmente, las capas 3, 4 y 5 son de tipo H. por tanto, el corte completo, una vez interpretado se dice que es de tipo KQH, ver Figura 3.23.

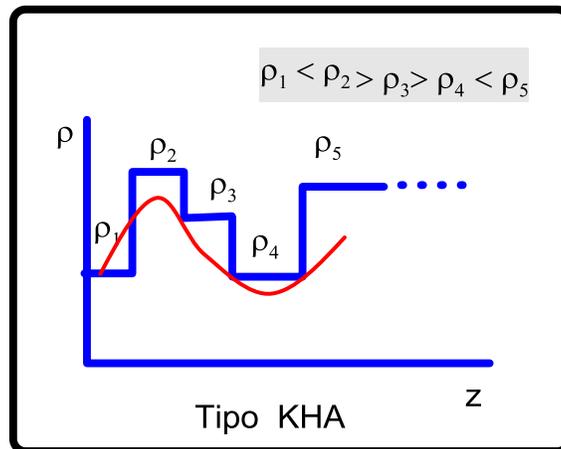


Figura 3.23. Forma de interpreta el tipo de curva en cortes con 4 o más capas.

### 3.2.10.1.2 INTERPRETACION DE LAS CURVAS DE RESISTIVIDAD

Las curvas de resistividad aparente (H, K, Q, A) obtenidas para cada SEV reflejan la variación horizontal característico del punto medido en la zona, [44], al realizar los cálculos cuantitativos correspondientes por el método de inversión, con el software IX1D versión 2.15 [46], se obtuvieron las resistividades y espesores verdaderos, generando de esta manera los cortes geoelectricos para cada SEV y finalmente se conformaron las secciones geoelectricas correspondientes. Los tipos de curva reflejan la sensibilidad, exactitud del equipo y el cuidado en el trabajo de campo.

La segunda fase de la interpretación es convertir el corte geoelectrico en un corte geológico, ver Figura 3.24, esta etapa precisa de un conocimiento geológico de la región.

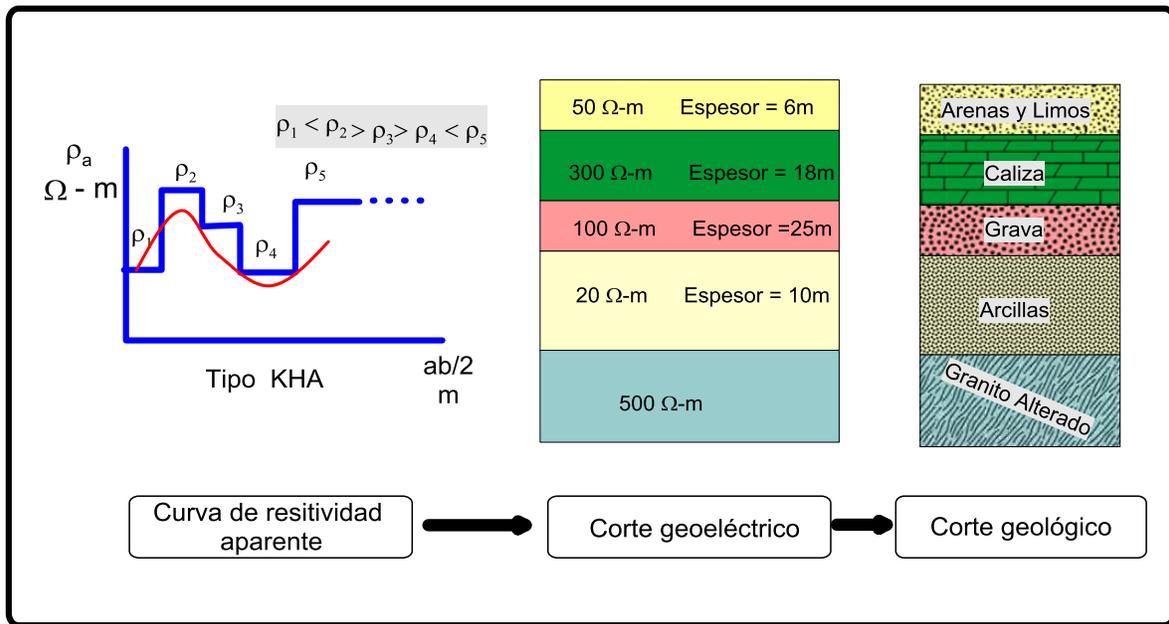


Figura 3.24. Método a seguir para interpretar cortes eléctricos en cortes geológicos.

### 3.2.10.2 PERFIL DE GRADIENTE GEOELÉCTRICO (PGG)

El procesamiento de PGG se comienza haciendo un análisis cualitativo de las curvas o perfiles levantados, los cuales han sido dibujados en escala semilogarítmica, ver el ejemplo en la figura 3.25, en la cual se separan las anomalías de origen geológico y se dejan de lado aquellas que pueden atribuirse a accidentes del terreno, es decir, a las que los perfiles son sensibles [44]. Las anomalías resaltadas se contrastan con la información geológica de la zona (mapa geológico, perforaciones y trabajos mineros) y se trata de identificar sus causas. Después se correlacionan las anomalías de los diferentes perfiles, siguiendo la marcha de aquellas relacionadas con algún accidente geológico. Cuando se observa un atenuamiento gradual de las anomalías de un perfil a otro, debe suponerse el aumento del espesor del recubrimiento y si desaparecen bruscamente, debe ser causa de un acuñamiento o hundimiento en bloque [44].

Una alternativa muy útil puede ser el trazado de mapas de resistividad aparente, para el que se prestan especialmente los dispositivos simétricos y que además es la mejor manera de interpretar los datos.

Una vez completada la interpretación cualitativa puede pasarse a la cuantitativa, cuya finalidad es determinar la posición exacta, ancho y buzamiento aproximado de las heterogeneidades.

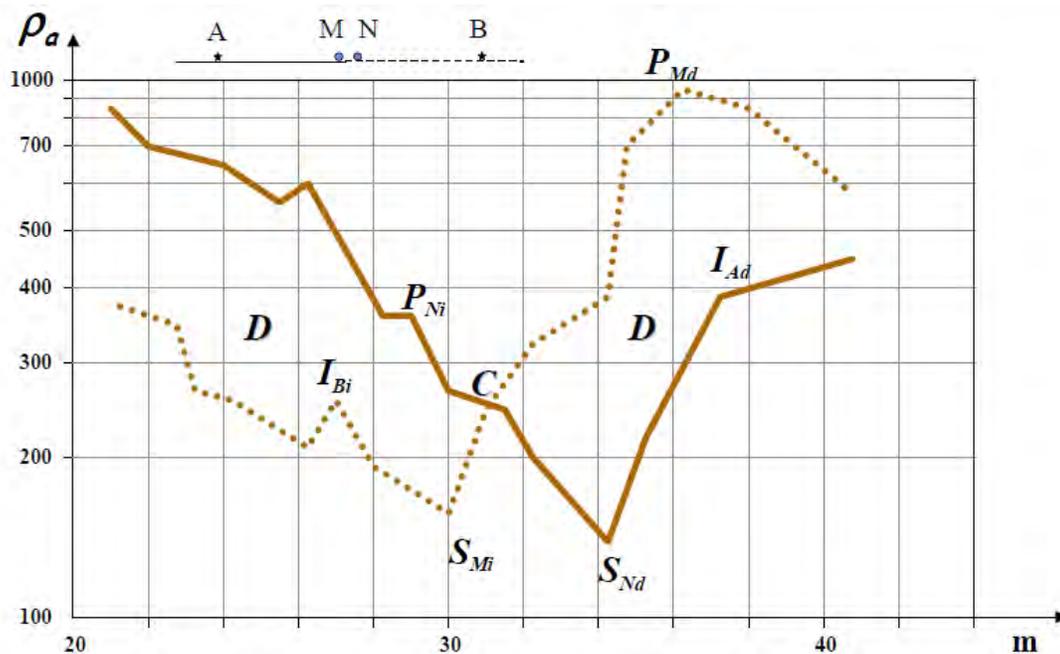


Figura 3.25. Ejemplo de una gráfico semilogarítmica para un perfil geoelectrico de PI.

### 3.2.11 INSTRUMENTACIÓN

#### 3.2.11.1 SONDEOS ELÉCTRICOS VERTICALES

Los datos de prospección geoelectrica se obtuvieron con un resistivímetro marca Iris, modelo SYSCAL R2, el cual cuenta con una fuente de poder (DC) externa para energizar el terreno. El equipo cuenta con una salida de voltaje y corriente máximos de 800 V y 2.5 A, respectivamente, además tiene una resolución de 10

fÉA, una precisión estándar de 0.3% a 1%, una impedancia de entrada de 10 MΩ/min. La medición de resistencia del terreno varía desde 0.1Ω a 1000 kΩ. El equipo incluye 4 carretes con cable conductor de base aislada y de baja resistencia con una longitud de 500 m, además 10 electrodos de acero inoxidable que funcionan como electrodos de corriente y electrodos de potencia.

### **3.2.11.2 PERFIL DE GRADIENTE GEOELÉCTRICO**

Para las mediciones de PGG se usó un resistivímetro marca Iris, modelo ELREC PRO, el cual cuenta con un receptor en el dominio del tiempo, con 10 dipolos de multiventana (20 ventanas). Diseñado con corriente continua y un transmisor VIP 5000 con potencia máxima aproximada de 5 kW, 5000 V y 10 A. El transmisor se alimentó con un generador de potencia de 7 kW; garantizando un rango de inyección en el terreno de entre 500 - 5000 mA.

### **3.2.12 CARACTERÍSTICAS DEL LEVANTAMIENTO GEOELÉCTRICO**

#### **3.2.12.1 SONDEOS ELÉCTRICOS VERTICALES**

Se realizaron 10 sondeos verticales en la zona NE del intrusivo de la sección magnética L8NE, ver Figura 3.25. Para definir las unidades geológicas y los espesores de cada una de ellas en las anomalías magnéticas de importancia en esta zona. A continuación se detalla cada uno de los SEVs realizados, ver Tabla 3.7.

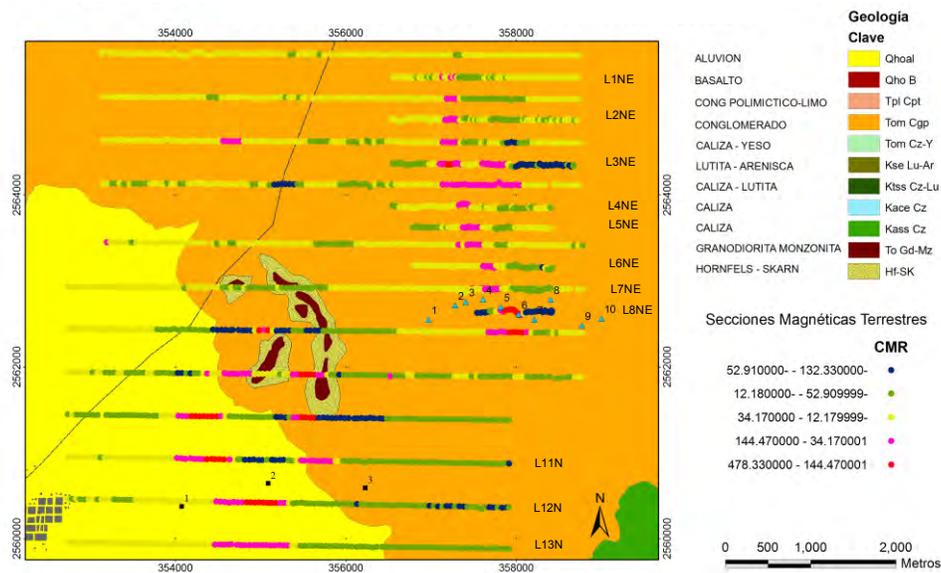
En la dirección sur del afloramiento, sobre el perfil magnético L12N, se realizaron 3 sondeos más para definir la profundidad a la que se encuentra el intrusivo, y el espesor de aluvión y conglomerado respectivamente, ver Figura 3.26. A continuación se detallan las características de estos SEVs, ver Tabla 3.8.

**Tabla 3.7.** Especificaciones de los sondeos eléctricos verticales, dirección NE del afloramiento.

SEV	Coordenadas UTM		Características	
	X	Y	Altitud (m)	Abertura final de AB/2 (m)
1	356968	2562548	1394	1000
2	357280	2562716	1401	1000
3	357405	2562756	1401	1000
4	357608	2562786	1424	1000
5	357817	2562695	1390	1000
6	358025	2562609	1439	1000
7	358209	2562548	1439	1000
8	358404	2562782	1452	1000
9	358769	2562480	1492	1000
10	358997	2562561	1481	500

**Tabla 3.8.** Especificaciones de los sondeos eléctricos verticales, dirección S del afloramiento.

SEV	Coordenadas UTM		Características	
	X	Y	Altitud (m)	Abertura final de AB/2 (m)
11	354075	2560375	1309	1500
12	355090	2560642	1344	1500
13	356228	2560590	1353	1500



**Figura 3.26.** Mapa geológico con las secciones magnéticas terrestres y los sondeos eléctricos verticales, zona de El Milagro de Guadalupe, municipio de Guadalcázar, SLP. Ubicación de los SEVs levantados.

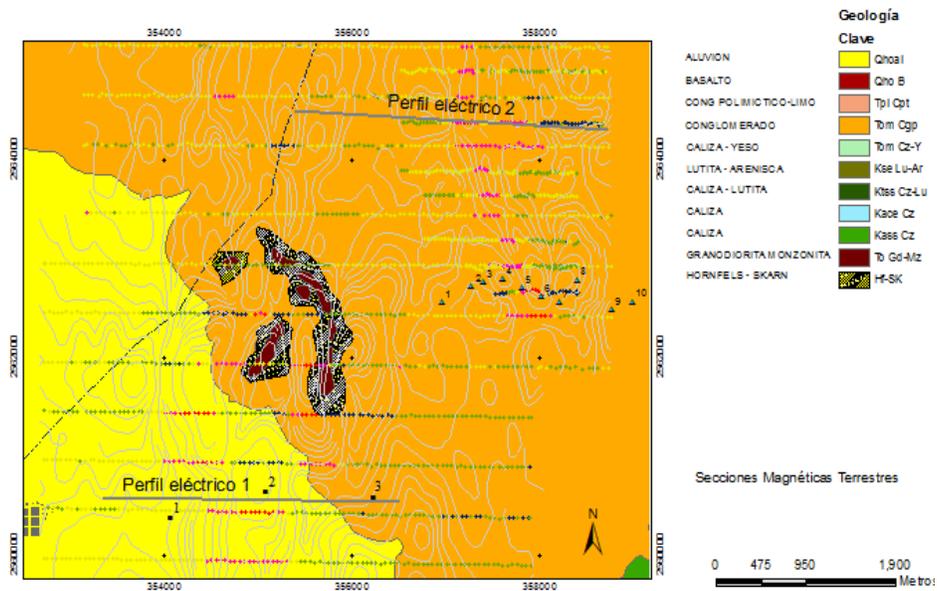
### 3.2.12.2 PERFIL DE GRADIENTE GEOELÉCTRICO

Se realizaron dos PGG, que se definieron a partir de los cuerpos magnéticos de interés minero señalados con magnetismo, ver Figura 3.27. Estos perfiles tienen como objetivo definir zonas de mineralización a profundidades aproximadas de 425 m. Primero se planeó el dispositivo electródico y la distancia entre los dipolos, definiéndolos con sondeos eléctricos verticales (SEVs).

Cabe mencionar que en los perfiles de campo fijo los dispositivos no deben ser menores a los que permitirán obtener las resistividades requeridas en el tercio central. Para la correcta ubicación de las estaciones, lo mejor es el estacado previo de los puntos correspondientes al centro del dispositivo, midiendo las distancias entre electrodos con los mismos cables.

En la Figura 3.26 se presenta un mapa con las secciones eléctricas levantadas en la zona centro sur y noreste de área de estudio. En la Tabla 3.9 se describen las

características para cada perfil Schlumberger, coordenadas iniciales y finales del perfil, número de estaciones y la distancia medida.



**Figura 3.27.** Mapa geológico con las secciones magnéticas terrestres y los sondeos eléctricos verticales, zona de El Milagro de Guadalupe, municipio de Guadalcázar, SLP. Ubicación de los perfiles levantados.

**Tabla 3.9.** Especificaciones de los perfiles Schlumberger levantados.

Perfil eléctrico	Coordenadas UTM				Características	
	X <sub>mín</sub>	X <sub>máx</sub>	Y <sub>mín</sub>	Y <sub>máx</sub>	Número de Estaciones	Distancia (m)
1	353344	2560686	355701	2560560	95	2475
2	356423	2564318	358480	2564423	117	2080

### 3.3 MÉTODO GRAVIMÉTRICO

La gravimetría estudia las variaciones del campo de la gravedad debido a una desigual distribución de masas en el interior de la Tierra. Consiste en medir e interpretar las anomalías que las variaciones de la densidad en el subsuelo generan sobre el campo gravitatorio terrestre. En otras palabras las diferencias en las densidades de las rocas producen pequeños cambios en el campo gravitatorio de la tierra, estas diferencias pueden ser medidas con instrumentos conocidos como gravímetro.

#### 3.3.1 LEY DE GRAVITACIÓN UNIVERSAL

Esta ley enuncia que todo cuerpo en el universo atrae a otros cuerpos con una fuerza que es directamente proporcional al producto de la masa de los cuerpos e indirectamente proporcional al cuadrado de la distancia entre los mismos. La dirección de esta fuerza es a lo largo de la línea que los une [47]. Desde el punto de vista matemático la expresión es la siguiente:

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (30)$$

Siendo F la magnitud de la fuerza gravitacional que actúa sobre cualquier cuerpo de masas ( $m_1$  o  $m_2$ ), r la distancia entre ellos y G la constante de gravitación universal, cuyo valor es:

$$6.673 \cdot 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{kg}^2.$$

En cuanto a la aceleración de la gravedad, esta fue medida por primera vez por Galileo, en honor a este científico, la unidad de aceleración de gravedad es llamado Gal ( $1 \text{ cm/s}^2$ ) [48].

Las pequeñas variaciones registradas en la gravedad se dan como resultado de las características de la Tierra, la cual tiene una distribución de densidades que

varía en el interior del planeta. Estas variaciones de gravedad son utilizadas por la geofísica para poder interpretar las diferentes relaciones de densidades de las estructuras en el subsuelo.

El valor de la gravedad de un punto cualquiera de la superficie terrestre depende de la latitud, la altitud, los efectos de marea, la topografía y de la distribución de densidades debajo de la superficie. Para eliminar el efecto de la desigualdad de densidades superficiales, se busca corregir los demás factores que hacen que la gravedad varíe.

La prospección gravimétrica abarca el estudio del campo gravitacional terrestre, una materia de interés para los geodestas en función de determinar la forma de la Tierra. Como la Tierra no es perfectamente una esfera homogénea, la aceleración de gravedad no es constante sobre la superficie de la misma. La exploración gravimétrica entonces estudia las anomalías debidas a la distribución de densidades y estas anomalías generalmente son mucho más pequeñas que los cambios debidos a la latitud y la altitud, aunque mayores que las debidas a las mareas o (usualmente) a los efectos topográficos [36].

### **3.3.2 MÉTODO DE PROSPECCIÓN GRAVIMÉTRICA**

Este método se basa en hacer mediciones con pequeñas variaciones o anomalías en la componente vertical del campo gravitacional terrestre. Y con ellas se interpreta la situación de las masas en el subsuelo, causadas por una distribución irregular en profundidad de masas de diferentes densidades, por lo tanto, conociendo estas densidades se puede llegar a una buena interpretación de la situación de masas en el subsuelo, dependiendo del conocimiento geológico y de la distribución de densidades en profundidad [38].

Por lo tanto, se espera localizar masas de mayor o menor densidad que las formaciones circundantes y aprender de ellas a partir de las irregularidades del campo gravitatorio de la Tierra [48].

### 3.3.3. DENSIDADES DE LAS ROCAS

Los minerales del subsuelo conforman rocas que tienen pesos específicos más ó menos homogéneos (el caso de los carbones, con 1-1.7, calizas con 2.7-2.8 ó evaporitas con unos 2.1 g/cm<sup>3</sup>) mientras que lo más frecuente es que se combinen en litologías heterogéneas. Rocas muy densas (metamórficas e ígneas, 2.7 - 3 g/cm<sup>3</sup>) provocan una mayor atracción gravitatoria. En tanto que hay una menor atracción gravitatoria por aquellas rocas de baja densidad (2 -2.4 g/cm<sup>3</sup>). Además, una misma litología incrementa su densidad con la profundidad de soterramiento y consecuente aumento de la carga litostática.[49].

Es necesario obtener los valores real y teórico de la aceleración de la gravedad (g) para, por diferencia, establecer las anomalías. En ese valor teórico deben considerarse los efectos geográficamente variables debidos a la forma general del planeta (elipsoide de revolución) y su fuerza centrífuga de rotación. En el valor real entran en consideración también las variaciones de densidad locales que son el objetivo de la gravimetría prospectiva. Ese valor real puede ser medido en forma absoluta, respecto al centro de la Tierra y con la mayor precisión posible, o bien en forma relativa respecto a una referencia local (tantas unidades mayor o menor que el valor existente en tal sitio) [49].

### 3.3.4 GRAVEDAD RELATIVA

Las medidas de diferencias de gravedad son medidas por un gravímetro, estas diferencias son mediciones relativas entre sí, las cuales son detectadas por el instrumento por medio de un elemento interno (péndulo, resorte o elemento electrónico) que permite medir cambios relativos de medida, con respecto a una escala fijada por los mismos fabricantes [50].

Dichas lecturas están dadas en unidades arbitrarias, para conocer el resultado en mGal, se necesita conocer el valor de la constante K del instrumento.

### 3.3.5 GRAVEDAD OBSERVADA

La gravedad observada, también conocida como gravedad absoluta, se obtiene por medio del uso de un *datum* y de la gravedad relativa que el instrumento refleja en cada una de las estaciones.

El *datum* es la información de una estación base fija, teniendo ésta su gravedad absoluta y en algunos casos su altura.

Al comparar las medidas realizadas en todo el campo de estudio con respecto a esta estación base se realizan perfiles, mapas o superficies 2D que reflejan los cambios relativos de gravedad entre estaciones de medición [51].

### 3.3.6 GRAVEDAD TEÓRICA

También se le conoce como latitud y está directamente relacionada con la ubicación de la estación. Debido a que la Tierra no es perfectamente esférica, presentando un achatamiento en los polos, la gravedad tiende a aumentar mientras más nos aproximamos a ellos [51].

La fórmula para el cálculo de la gravedad teórica se basó en el elipsoide de revolución de achatamiento, la cual se expresa con la siguiente fórmula, donde  $\theta$  es la latitud a la cual se encuentra la estación.

$$g = 978.0327 (1 + 0.0053024 \sin^2 \theta - 0.0000058 \sin^2 2\theta) \quad (31)$$

### 3.3.7 CORRECCIONES

Los datos gravimétricos brutos son afectados por varios factores, tales como amplitudes, periodos y longitud de onda, los cuales ocultan las variaciones gravimétricas de interés geológico y geofísico. Como resultado de esto, las mediciones en campo son procesadas para minimizar estos extraños efectos.

Estos procesos de conversión son comúnmente conocidos como reducciones o correcciones de la data gravimétrica. Estas correcciones van desde las atribuidas al error instrumental hasta las debidas a efectos de la topografía, estas correcciones serán explicadas a continuación [52].

### 3.3.7.1. VARIACIONES DE LA GRAVEDAD EN LA SUPERFICIE TERRESTRE CON RESPECTO A LA LATITUD

Como consecuencia del achatamiento de los polos de la Tierra y que las distancias de su centro al ecuador son diferentes, se establece que la gravedad es mínima en el ecuador y máxima en los polos, considerando además los efectos de la fuerza centrífuga, se tienen valores de 9.78 y 9.83 m/s<sup>2</sup>, respectivamente. Por lo que se concluye que la aceleración de la gravedad está en función de la latitud [38].

Entre las fórmulas internacionales de la gravedad se encuentra la correspondiente al elipsoide de referencia 1984, la cual fue adoptada en la Asamblea de la IAG (Asociación Internacional de Geodesia, *por sus siglas en inglés*), ver Ecuación 32.

$$g_o(GRS84) = 9.78033 \frac{(1+0.00193185138 \sin^2 \theta)}{(\sqrt{1-0.00669437999 \sin^2 \theta})} (10000) \quad (32)$$

Donde  $g_o(GRS84)$  es la gravedad a la latitud  $\theta$  y al nivel del mar. El factor 9.78033 es el valor de la gravedad en el ecuador ( $\theta = 0$ ). Con esta fórmula se puede calcular el valor normal o teórico de la gravedad  $g_o$  en cualquier latitud.

### 3.3.7.2. VARIACIONES DE LA GRAVEDAD EN LA SUPERFICIE TERRESTRE CON RESPECTO AL TIEMPO

#### 3.3.7.2.1. DERIVA INSTRUMENTAL

Es un ajuste que se realiza para compensar las variaciones en las lecturas debido a la deriva del instrumento. Se considera como la desviación de las lecturas de un valor estándar o normal. Las variaciones se estandarizan con respecto a un solo circuito. Esta deriva está producida principalmente por la fatiga del sistema de muelles, o por las variaciones de temperatura, aunque también existen razones incontroladas y otras calculables como es el efecto lunisolar (mareas) [38].

$$D_{inst} = t_{est}(lect_{final} - lect_{inic})/t_{total} \quad (33)$$

Donde  $D_{inst}$  es la deriva del instrumento,  $t_{est}$  es el tiempo al momento de realizar la lectura,  $lect_{final}$  y  $lect_{inic}$  son las lecturas al principio y final del circuito. Y  $t_{total}$  es el tiempo en que se realiza el circuito.

#### 3.3.7.2.2. EFECTO DE MAREAS

Las atracciones gravitatorias del sol y de la luna causan un efecto en las mareas, dichas atracciones dependen de la posición astronómica y de la latitud de ambos, siendo variable con el tiempo. Estas fuerzas causan deformaciones en la superficie marina.

La corrección para el efecto de mareas se puede calcular mediante algoritmos computacionales que calculan la variación de la gravedad de manera específica en un lugar y fecha determinados.

### 3.3.7.2.3. EFECTO ATMOSFÉRICO

En la Ecuación 32, la masa de la atmósfera de la Tierra se ha considerado, sin embargo, la masa de la atmósfera sobre una estación gravimétrica no afecta la gravedad medida en una estación, asumiendo que la atmósfera está constituida por casquetes esféricos homogéneos. El efecto gravimétrico de la masa atmosférica se calcula cercano a 100 mGal hasta una altura de 10 km, ver Ecuación 34,[53].

$$g_{atm} = 0.874 - 9.9 \times 10^{-5}h + 3.56 \times 10^{-9}h^2 \quad (34)$$

Con  $g_{atm}$  en mGal y  $h$  (altura de la estación) en m.

### 3.3.7.3. VARIACIONES DE LA GRAVEDAD EN LA SUPERFICIE TERRESTRE CON RESPECTO A LA ALTURA

Como las observaciones se hacen sobre la superficie terrestre con una altura  $h$  sobre el nivel del mar, se deben estudiar las variaciones de la gravedad respecto a la altitud. Esto da lugar a tres correcciones: corrección de aire libre, corrección de Bouguer y corrección topográfica. Estas correcciones permiten reducir la gravedad observada al nivel de referencia o altura de las estaciones.

#### 3.3.7.3.1. CORRECCIÓN DE AIRE LIBRE

Como la gravedad varía inversamente con el cuadrado de la distancia, es necesario corregir los cambios de elevación entre las estaciones para reducir las mediciones a una superficie de referencia. Esta corrección no toma en cuenta el material entre las estaciones, solamente toma la diferencia de alturas. Para una altura  $h$  en metros la corrección de aire libre será:

$$C_{AL} = 0,3086 \times h \quad (35)$$

Para mejorar el desarrollo de esta fórmula el segundo orden de aproximación [54] es usado para corregir la gravedad teórica en una altura  $h$  en metros relativa al elipsoide, usada en el procesamiento a partir de los nuevos estándares, la cual se presenta a continuación, donde  $h$  se expresa en metros y  $\theta$  en grados:

$$C_{AL} = - (0.3087691 - 0.0004398 \sin^2\theta) h + 7.2125 \times 10^{-8}h^2 \quad (36)$$

### 3.3.7.3.2. CORRECCIÓN DE BOUGUER

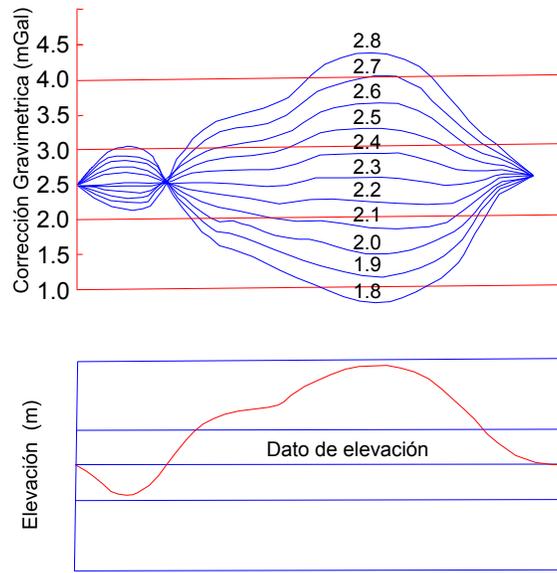
La corrección de Bouguer toma en cuenta la atracción ocasionada por el material que se encuentra entre las estaciones y el nivel de referencia, tomando en cuenta la densidad del material. Para una altura  $h$  y una densidad  $\rho$ , la corrección de Bouguer viene dada por:

$$C_{Bouguer} = 0.04191 * h * \rho \text{ mGal/m} \quad (37)k$$

#### 3.3.7.3.2.1. MÉTODO DE NETTLETON PARA LA ESTIMACIÓN DE LA DENSIDAD DE BOUGUER

El método de Nettleton ayuda en la determinación de la densidad en zonas cercanas a la superficie usando perfiles gravimétricos sobre topografía.

Las mediciones de campo son llevadas a perfiles de anomalía de Bouguer asumiendo diferentes valores de densidad ( $\rho$ ) para la corrección topográfica y de Bouguer. Con estos datos se realiza un gráfico de anomalía de Bouguer contra distancia entre las estaciones. El perfil de densidad con menor influencia de la topografía es el más representativo del área de estudio [36], ver Figura 3.28.



**Figura 3.28.** Ejemplo del cálculo de forma gráfica de la densidad de Bouguer por el método de Nettleton. Figura superior eje Y es Anomalía de Bouguer (mGal), inferior eje Y elevación (m), densidad de la zona 2.3 g/cc.

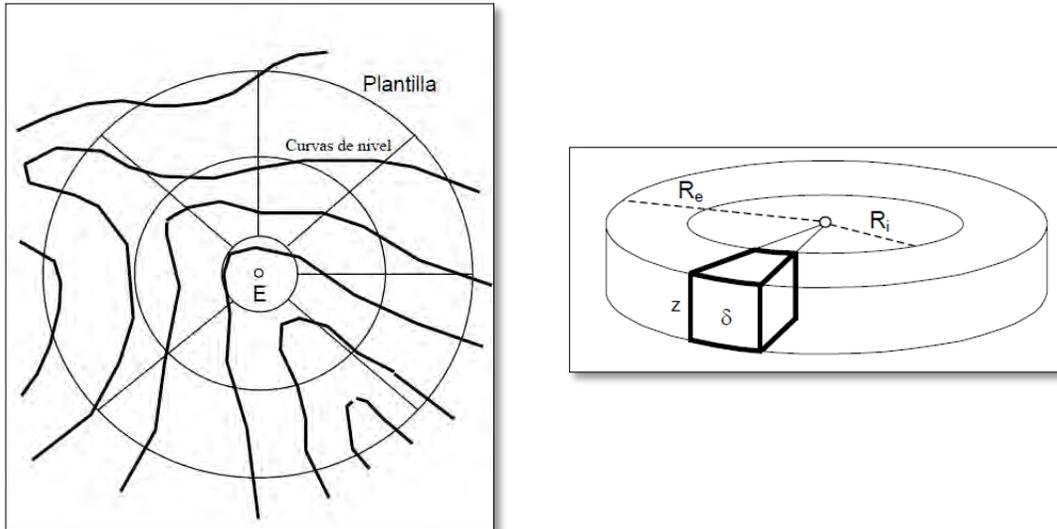
### 3.3.7.3.3 CORRECCIÓN TOPOGRÁFICA

Es aquella que toma en cuenta el efecto gravítico de las masas por encima y por debajo del nivel  $h$  de la estación, ya que la corrección de Bouguer supone un terreno horizontal.

El material, por encima de la estación, atrae a la masa  $M$  en el sentido opuesto a la fuerza de la gravedad, mientras el material por debajo actuará en sentido contrario. Puesto que el efecto del material del valle habría que restarlo a la corrección de Bouguer y ésta es negativa, la corrección total topográfica irá siempre sumada a la gravedad observada [38].

Para hallar esta corrección se debe conocer la topografía alrededor de cada estación. Adicionalmente se emplean unos gráficos ideados por Hayford, Bowie y Hammer, ver Figura 3.29, que consisten en una serie de círculos concéntricos alrededor de la estación y divididos en sectores o compartimientos, cada cual con una contribución conocida por unidad de elevación media. Cuanto mayor es la

distancia a la estación, mayor es la zona de igual efecto topográfico. La corrección total se obtiene sumando las contribuciones de cada compartimiento hasta una distancia en la que el efecto se hace intrascendente [55].



**Figura 3.29.** Plantillas de Hammer, En la práctica se genera la graticula a la escala de la cartografía con que se trabajará. Se coloca el centro de la graticula en cada estación ubicada sobre la carta, se lee la altura media de cada sector circular, y se le resta la altura de la estación.

### 3.3.8. ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS

La diferencia entre el valor de la gravedad corregida y el valor teórico de la gravedad en el esferoide para la latitud y la longitud de la estación se denomina anomalía gravitatoria. El tipo de anomalía depende de las correcciones que se hayan hecho al valor observado.

La discrepancia entre el valor de gravedad observado o medido en un punto, corregido o bajado al nivel del mar o geoide, elipsoide o esferoide, y el valor teórico es lo que se denomina anomalía gravimétrica y se expresa de la siguiente forma :

$$\Delta g = g_{obs} + g_n + Al_{corr} - B_{corr} + T_{corr} \pm I_{corr} \quad (38)$$

El nombre de la anomalía suele particularizarse según los efectos. Por ejemplo anomalía de aire libre sólo contempla los tres primeros términos, mientras que la anomalía de Bouguer toma en cuenta todos menos la isostásica, y anomalía isostática es la que toma en cuenta todas las correcciones.

A los fines de la prospección gravimétrica prácticamente no se utiliza la corrección isostática, porque su efecto en la zona de prospección es constante.

### 3.3.8.1. ANOMALÍA DE AIRE LIBRE

Esta anomalía se calcula de la siguiente manera, ver Ecuación (39).

$$A_{\text{Aire libre}} = G_{\text{obs}} + C_{\text{AL}} - G_{\text{teor}} \quad (39)$$

Donde:

$G_{\text{obs}}$  = Gravedad observada

$C_{\text{AL}}$  = Corrección aire libre

$G_{\text{teor}}$  = Gravedad teórica

### 3.3.8.2. ANOMALÍA DE BOUGUER

Si se aplican las correcciones de aire libre, Bouguer y topográfica se consigue la anomalía de Bouguer [55], ver Ecuación 40.

$$AB = G_{\text{obs}} - G_{\text{teor}} \pm C_{\text{AL}} \pm C_{\text{B}} + C_{\text{topo}} \quad (40)$$

Donde:

$G_{\text{obs}}$  = Gravedad observada

$C_{\text{AL}}$  = Corrección aire libre

$G_{\text{teor}}$  = Gravedad teórica

$C_{\text{B}}$  = Corrección de Bouguer

$C_{\text{topo}}$  = Corrección topográfica

### 3.3.8.3. SEPARACIÓN REGIONAL-RESIDUAL

Las anomalías gravitacionales en un punto están constituidas por dos efectos de atracción ocasionados por distintas estructuras en el subsuelo, estos son el regional y el residual.

#### 3.3.8.3.1. ANOMALÍA REGIONAL

La componente regional, es producida por contrastes de densidad en las regiones inferiores de la corteza terrestre y las superiores del manto. Las anomalías regionales son de alta amplitud y baja frecuencia y su estudio permite determinar rasgos geológicos a nivel macrorregional, tales como contactos de placas y discontinuidades.

#### 3.3.8.3.2. ANOMALÍA RESIDUAL

La componente residual, es producida por contrastes de densidad en las regiones intermedias y superiores de la corteza. Las anomalías residuales son de baja amplitud y alta frecuencia, su estudio permite determinar efectos someros como fallas y cuencas sedimentarias. La suma de estas anomalías da como resultado la anomalía de Bouguer, como se muestra a continuación:

$$A_B = A_{Reg} + A_{Res} \quad (41)$$

### 3.3.9 PROCESAMIENTO DE LA INFORMACIÓN

El primer paso del procesamiento se basó en el cálculo de las correcciones de los datos obtenidos de las mediciones en campo:

- Deriva instrumental

- Nivelación
- Corrección por mareas
- Cálculo de la gravedad teórica
- Corrección de aire libre
- Corrección topográfica
- Corrección de Bouguer

Para la realización del procesamiento final se utilizó el programa Oasis Montaj Ver. 6.4.2, siendo éste un programa con un amplio menú de funciones de cálculo, mallado, mapeo y filtrado de última generación presentando productos de alta calidad.

#### **3.3.9.1 CÁLCULO DE LA DERIVA INSTRUMENTAL**

Se realizó graficando la apertura en la estación base y cada uno de sus cierres, al realizar dicha gráfica se calculó automáticamente la línea de tendencia. La pendiente de esta línea muestra el comportamiento del instrumento, evidenciando su precisión durante la jornada de adquisición.

Con dicha pendiente se modifican cada una de las medidas que se realizaron en el intervalo de tiempo entre apertura y cierre en la estación base. La razón de todo esto es porque el instrumento sufrió una deriva progresiva durante un tiempo.

Luego de corregir la deriva a cada uno de los valores adquiridos, se convirtieron a datos de gravedad observada absoluta. Este proceso se realizó tomando la estación base de la adquisición como *datum* con una medida de 978031.8 mGals, siendo este el *datum* de Matehuala de referencia.

### 3.3.10 INSTRUMENTACIÓN

Se utilizó un gravímetro de la marca Scintrex, modelo CG-5. Está basado en un microprocesador, que tiene un rango de medida de 8000 mGals y una resolución de 0.001 mGal.

La toma de medidas se basa en la nivelación del gravímetro y el pulsar de una tecla. De ahí en adelante el instrumento medirá durante el tiempo para el cual se haya programado. También toma varias medidas en la misma estación (modo cíclico). El sistema de nivelado se basa en un trípode que encaja en tres orificios que están en la parte inferior del equipo permitiendo una mayor estabilidad en las mediciones.

Las mediciones se registran en mGals y son extraídas por medio del cable USB o RS –232. El proceso de extracción de los datos se realiza por medio del programa Sctutil V 1.2 para así luego poder ser impresos o almacenados en la computadora. El sensor del gravímetro está hecho de cuarzo fundido no magnético, por lo tanto no se ve afectado por las variaciones del campo magnético terrestre.

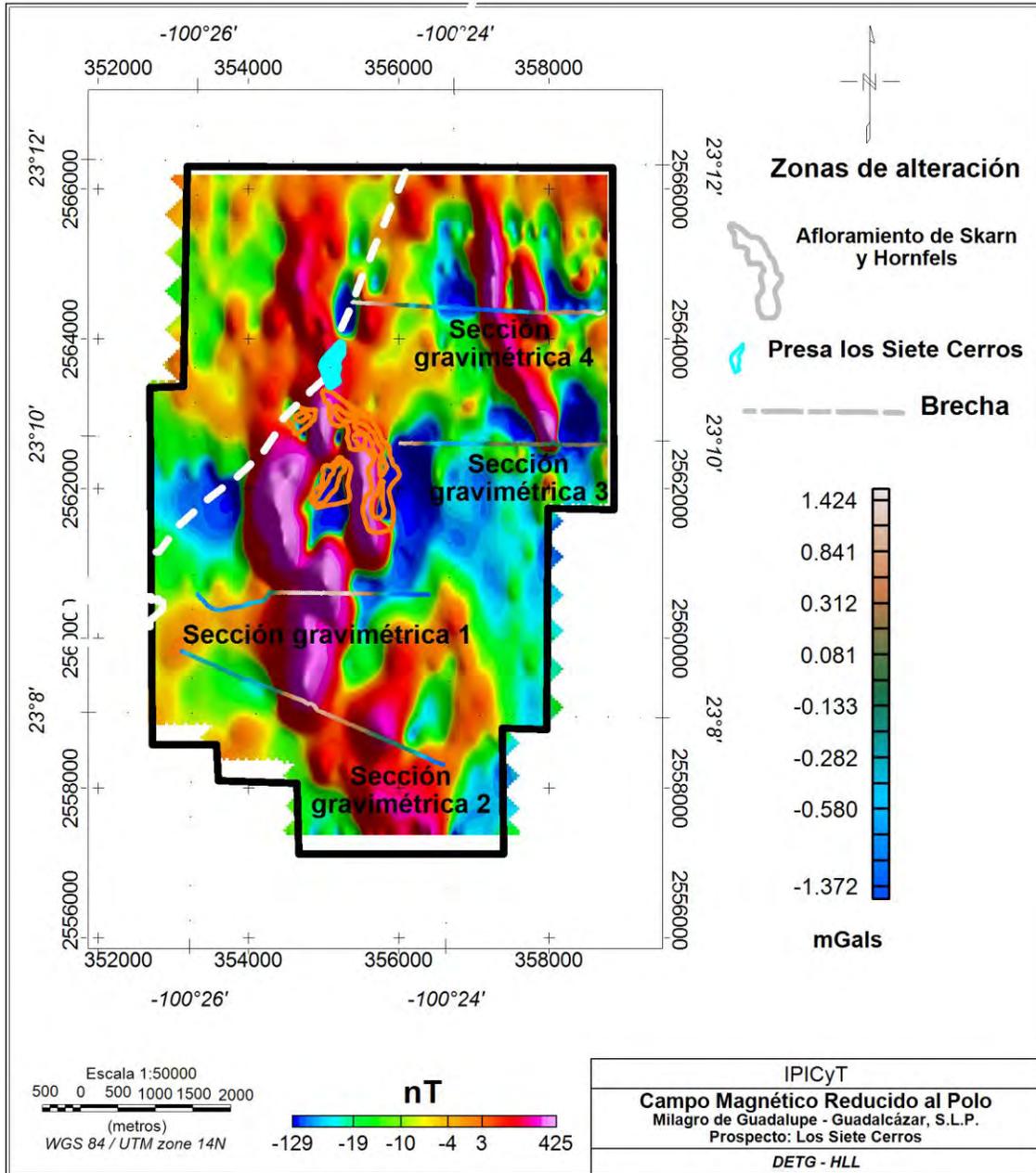
El equipo presenta un menú de preparación donde se puede activar la corrección por marea y la corrección topográfica, el corrector de nivelación además del filtro sísmico que corrige automáticamente el error en las mediciones producido por vibraciones presentes en el campo de adquisición.

El equipo permite trabajar en un rango de temperatura ambiental bastante amplio (-20 hasta 45 °C). Además puede medir durante 14 horas seguidas, siempre y cuando la temperatura ambiente de operación sea de 25 °C. [34]

### 3.3.11 CARACTERÍSTICAS DEL LEVANTAMIENTO GRAVIMÉTRICO

La dirección de las secciones gravimétricas preferentemente son de oeste – este, para cortar el rumbo de la estructura que va de norte a sur. Mientras que la sección 2 tiene una dirección NW – SE para abarcar 2 altos magnéticos, la

distancia entre estaciones es de 25 m, alcanzando una totalidad de 519 estaciones de lectura, ver Tabla 3.10 y Figura 3.30.



**Figura 3.30.** Plano donde se ubican las 4 secciones gravimétricas y estaciones en las isólinas de campo magnético residual reducido al polo.

**Tabla 3.10.** Características de las secciones gravimétricas levantadas.

Gravedad absoluta (mGal)					
Sección Gravimétrica	Estaciones	Distancia de la sección	Mínimo	Máximo	Promedio
1	128	3277	-1.94	1.56	-0.19
2	150	3849	-1.18	1.19	0.01
3	110	2761	-0.67	1.36	0.35
4	131	3362	-0.66	0.73	0.03
<b>TOTAL</b>	519	13249	-4.45	4.84	0.19

El tiempo con el que se programó el gravímetro para la adquisición de datos fue con una duración de 30 y 60 segundos, dándole un rango de tiempo suficientemente para permitirle su máxima estabilización y así poder obtener datos lo más precisos posible. El tiempo transcurrido entre dos estaciones de lectura se estableció entre 5 y 15 minutos e incluso 20 minutos, tiempo que comprendía el desplazamiento de una estación a otra, su nivelación y el tiempo de medida.

El número de estaciones medidas durante una jornada de adquisición se estableció en un promedio de unas 130 estaciones, siempre y cuando se adquirieran líneas completas.

El lapso de tiempo de cierre en la estación base se estableció en un rango entre 12 y 13 horas.

## 4. RESULTADOS

### 4.1 MÉTODO MAGNÉTICO

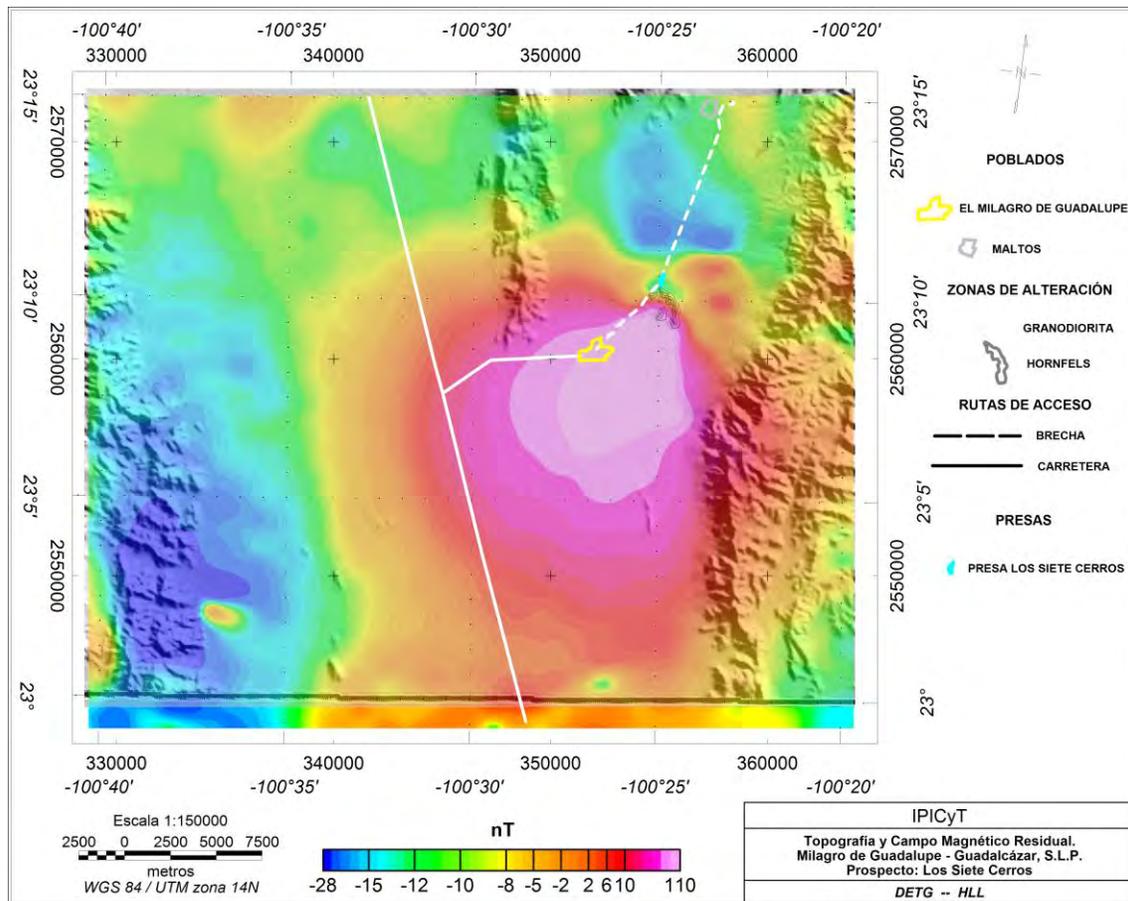
#### 4.1.1 MAGNETOMETRÍA AÉREA

Los estudios de magnetometría aérea en esta tesis se utilizaron como primera etapa por ser un método de reconocimiento rápido, económico y eficaz en la búsqueda de zonas para prospección minera, ya que permite una fácil identificación de las fuentes asociadas a mineralización. Además permite localizar zonas de falla en donde los minerales pueden estar ubicados.

##### 4.1.1.1 OBTENCIÓN DEL CAMPO MAGNÉTICO RESIDUAL

La obtención del CMR comenzó con la interpolación de los archivos \*.XYZ (adquiridos del SGM), estos archivos tienen la corrección del IGRF, a dichos archivos se les suprimió la influencia de los efectos regionales correspondientes a frecuencias altas, para así obtener las anomalías magnéticas locales y solamente considerar el paso de las frecuencias bajas que corresponden al CMR asociado a la corteza terrestre.

En la Figura 4.1 se puede observar la dipolaridad magnética de la zona en estudio. El alto magnético localizado al sur (color rosa) y el bajo magnético ubicado al norte (color azul). En esta misma figura destacan algunas zonas de apófisis correspondientes a dos altos magnéticos en color rosa al NE de la zona de alteración. De acuerdo con la escala de colores la intensidad del CMR está situada entre -28 nT a 110 nT respectivamente. Este mapa además incluye el modelo de elevación digital (DEM, *por sus siglas en inglés*) donde se muestra que la zona está en el valle y con poca evidencia visual.



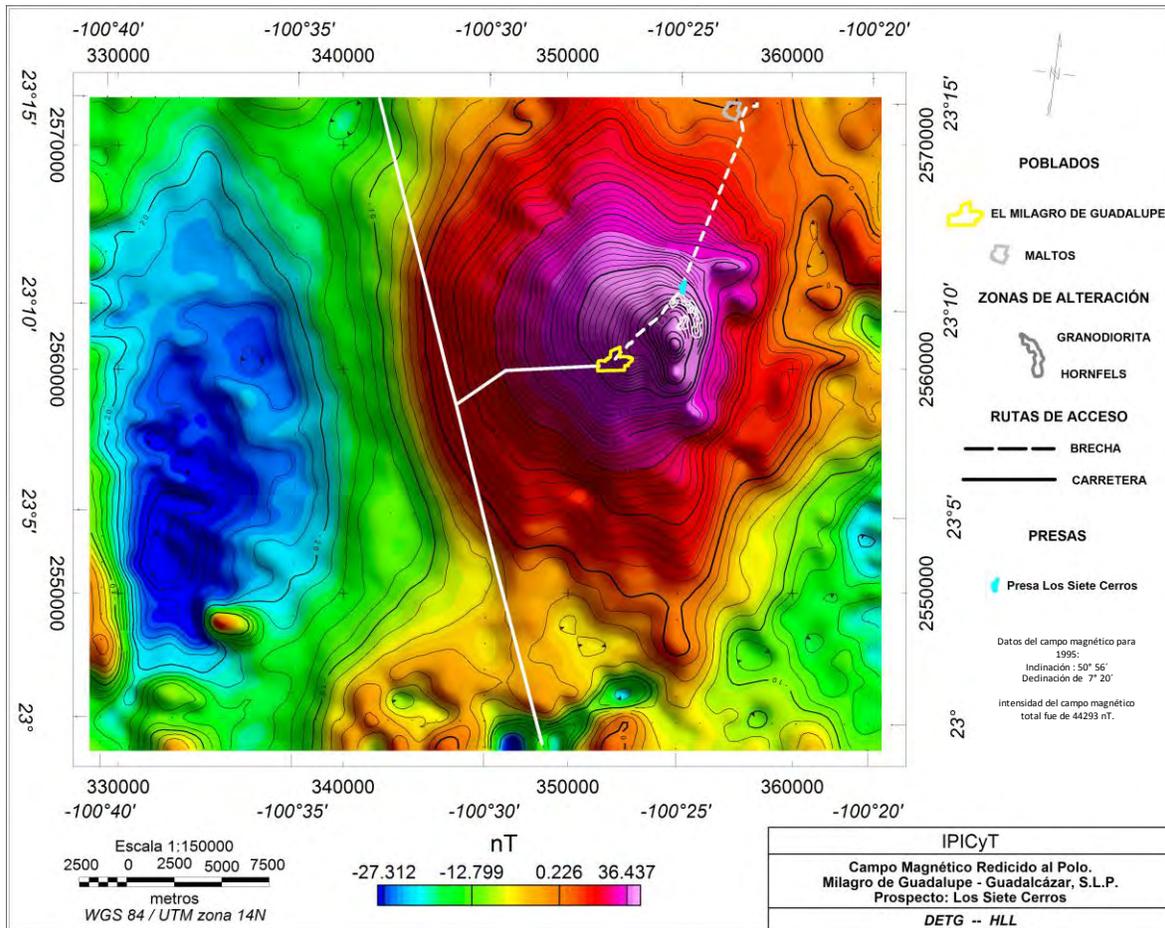
**Figura 4.1.** Mapa con la configuración del CMR y las dimensiones del dipolo en el área de “El Milagro de Guadalupe”.

Posteriormente, para una mejor percepción de las anomalías de interés en el área de estudio se aplicaron técnicas de filtrado matemático en el dominio de la frecuencia a los valores numéricos del CMR. A continuación se presentan los resultados más importantes del procesado del filtrado matemático.

#### 4.1.1.2 REDUCCIÓN AL POLO

El campo magnético de la Tierra es un vector representado por la inclinación, declinación e intensidad de magnetización. La inclinación varía de 0° en el

ecuador magnético a  $90^\circ$  en los polos magnéticos, la declinación varía de  $180^\circ$  en el ecuador magnético a  $0^\circ$  en los polos y la intensidad de magnetización puede variar de 25,000 nT en el ecuador magnético hasta 70,000 nT en los polos magnéticos.



**Figura 4.2.** Mapa de Campo Magnético Reducido al Polo. Declinación de  $07^\circ 19'$  e inclinación de  $51^\circ 32'$  (carta magnética de campo total, SGM).

Una vez aplicado el filtro de RP al CMR, obtenemos la Figura 4.2, donde se puede observar que las anomalías sufrieron modificaciones en su posición y magnitud respecto al CMR de la Figura 4.1. En el análisis de la información del RP se utiliza el término de dominio, para identificar zonas dentro de la configuración magnética que presentan características de longitud de onda y amplitud similares. Estos

sectores aeromagnéticos pueden estar constituidos por una o varias unidades geológicas, o bien varias unidades geológicas pueden constituir un solo dominio o sector aeromagnético.

Para el análisis de la información se dividió la superficie en dominios aeromagnéticos (DAM, *por sus siglas*), identificándose un total de 4 dominios, ver Figura 4.3. A continuación se describen cada uno de los dominios interpretados en el proceso de RP.

#### **4.1.1.2.1 DOMINIO AEROMAGNÉTICO I, RP**

El dominio aeromagnético I (DAM, *por sus siglas*), cuya intensidad de magnetización varía entre 154.88 nT a -13.108 nT, está localizado en la zona Centro – NE con una anomalía monopolar y apófisis al NE y al S del afloramiento en la zona de los Siete Cerros. A diferencia del mapa de CMR, ya no se muestra una dipolaridad normal, esto indica que se tiene un cuerpo magnético de grandes dimensiones de forma elipsoidal, con su eje mayor de rumbo norte –sur, con una longitud del orden de 20 km y en su eje menor de rumbo este – oeste del orden de 15 km, ver Figura 4.3. La correlación geológica es con el cuerpo intrusivo que contiene minerales magnéticos (magnetita y/o pirrotina) y que a diferencia con la roca sedimentaria encajonante hace un fuerte contraste entre ambas unidades.

#### **4.1.1.2.2 DOMINIO AEROMAGNÉTICO II, RP**

Este dominio está asociado a una zona de bajo magnético y se encuentra definido en la porción W del mapa, siguiendo un rumbo N-S. La intensidad de magnetización de este dominio está representada por los valores de -30.68 nT a 0.87 nT. Geológicamente se encuentra ligado a la expresión de rocas sedimentarias calizas de edad Albiano - Cenomaniano, correspondientes a la formación El Abra [56]. Arenas y arcillas se encuentran rellenando la sección del valle de este dominio, ver Figura 4.3.

#### **4.1.1.2.3 DOMINIO AEROMAGNÉTICO III, RP**

Se ubica en la porción SE del afloramiento, siguiendo un rumbo N-S, la intensidad de magnetización que caracteriza a este dominio presenta valores de -20.51 nT a -15.74 nT representado por anomalías dipolares con formas alargadas y ovaladas, por lo que se observa un cambio de menor a mayor gradiente magnético, geológicamente este dominio está constituido por rocas de origen sedimentario principalmente (Formación El Abra), así como conglomerado polimíctico, constituido en su mayoría por fragmentos de caliza mal clasificados, (cantos rodados, gravas y arenas) soportados en una matriz arcillosa y cementante calcáreo [56], ver Figura 4.3.

#### **4.1.1.2.4 DOMINIO AEROMAGNÉTICO IV, RP**

En el extremo centro sur del mapa siguiendo un rumbo NE – SW se pueden ver una serie de dipolos magnéticos ovalados con una intensidad de magnetización de -27.67 nT a -6.22 nT. A este tipo de dominio se le hace relación con el afloramiento de basalto de olivino de edad Holoceno que se ve en la carta geológica [56], ver Figura 4.3.

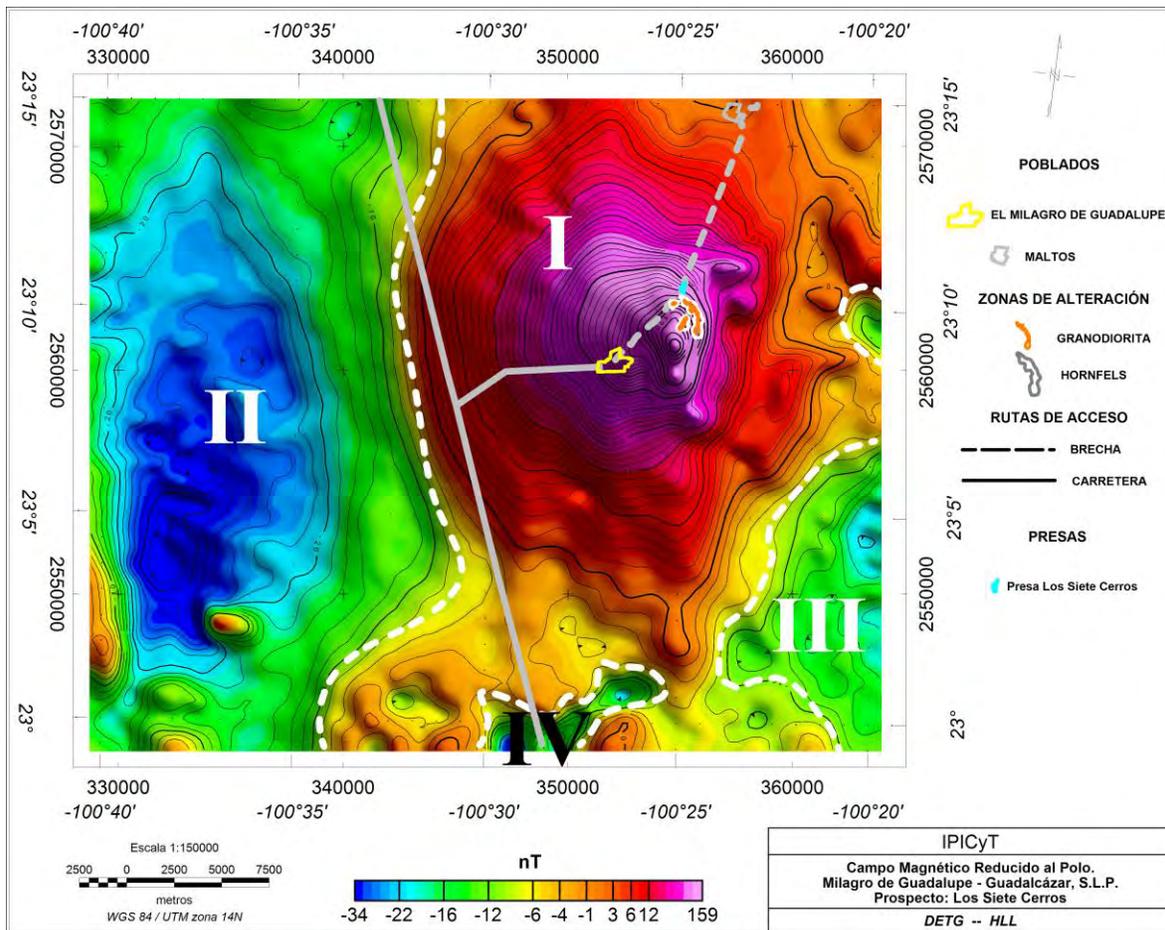
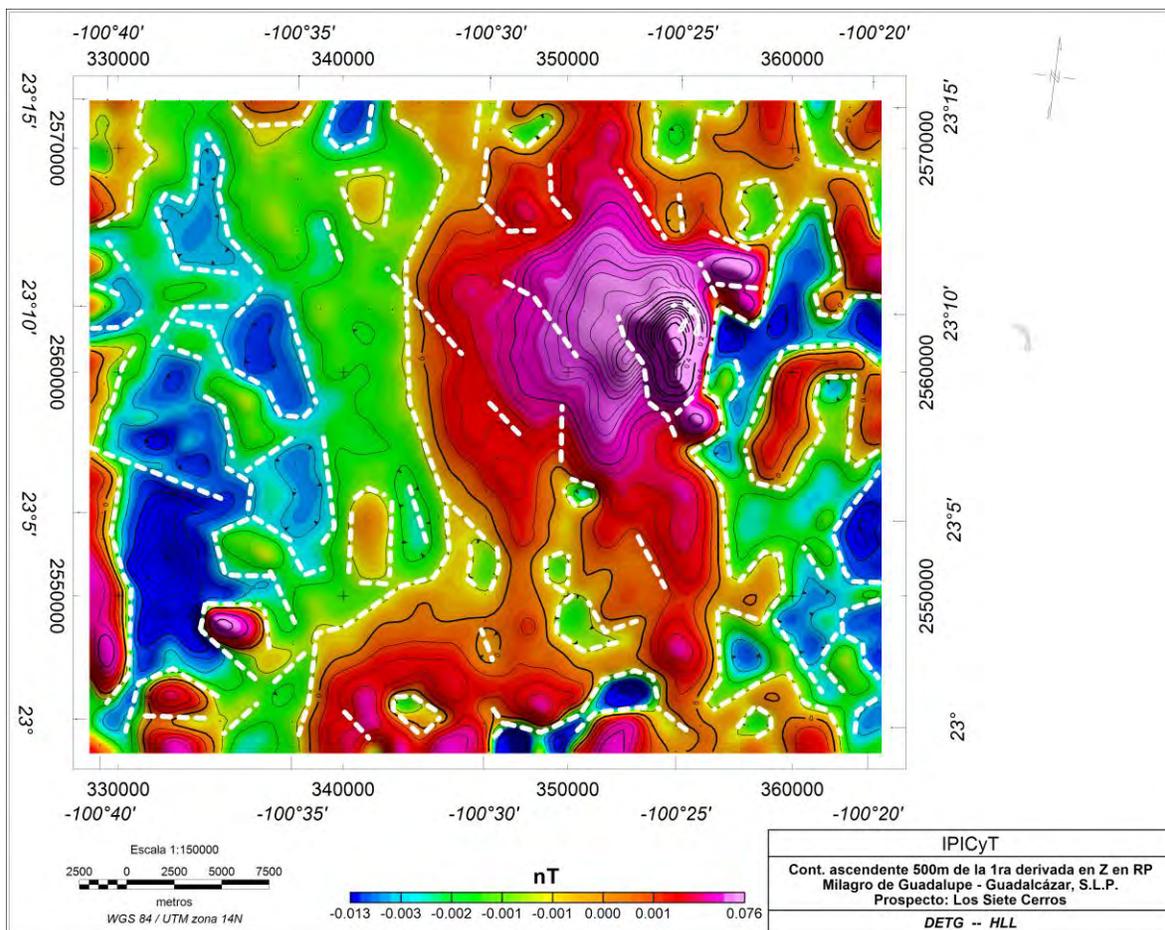


Figura. 4.3. Mapa de Campo Magnético Reducido al Polo con los Dominios Aeromagnéticos.

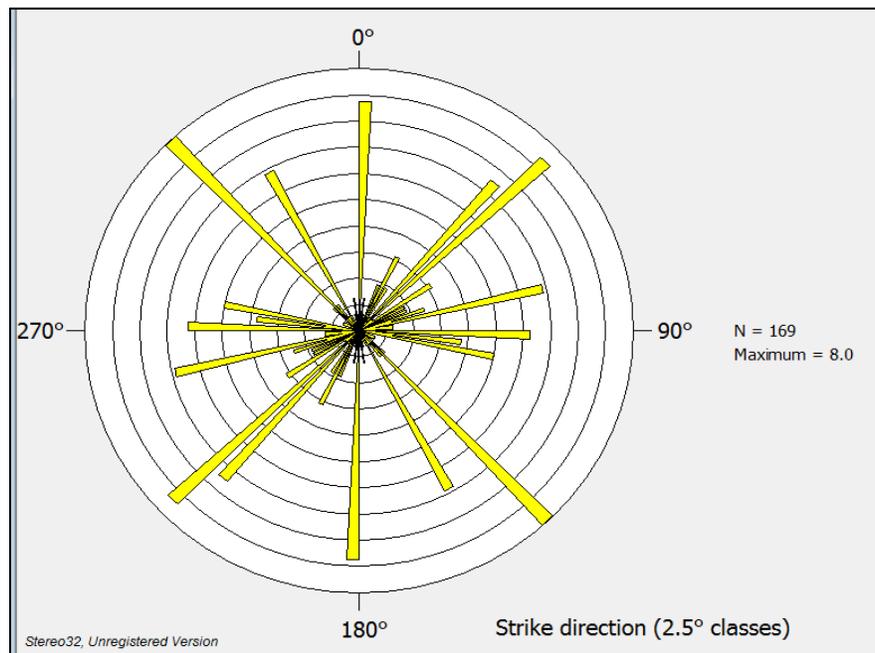
#### 4.1.1.3 PRIMERA DERIVADA EN Z

La primera derivada vertical en Z ( $1aDz$ ) calcula la tasa de cambio del campo magnético en la vertical sobre el mismo punto. Tiene el efecto de aclarar las anomalías, lo que permite una mejor ubicación espacial del origen de ejes y límites de las mismas. Con la  $1aDz$  se determinaron los lineamientos aeromagnéticos (zonas de gran gradiente) asociados a patrones litoestructurales como fallas y/o fracturas, así como contactos litológicos; que en superficie no son tan visibles debido a que se encuentran sepultados por unidades geológicas más recientes.

La información del mapa de 1aDz se continuó ascendente 500 m, para poder definir mejor las estructuras y marcar las zonas de gradientes de importancia. En la Figura 4.4 se muestran los lineamientos aeromagnéticos, que con ayuda del diagrama de Rosas, ver Figura 4.5, se destacan las direcciones preferenciales NW - SE. En este mapa las intensidades de campo magnético van de -0.013nT a 0.076nT.



**Figura 4.4.** Mapa 1aDz de la RP continuada hacia arriba 500 m. Anomalías positivas (rojo), anomalías negativas (azul). En el contacto se muestran los lineamientos aeromagnéticos.



**Figura 4.5.** Diagrama de rosas con direcciones preferenciales del lineamientos aeromagnéticos.

En el diagrama de rosas se observa la dirección preferencial NE – SW con una frecuencia de datos entre los 5°, de las direcciones de los lineamientos aeromagnéticos distribuidos en toda la zona de estudio. Las siguientes direcciones preferentes son NE-SW y N-S respectivamente.

#### 4.1.1.4 SEGUNDA DERIVADA EN Z

Para mejorar las anomalías locales y para delinear los bordes de los cuerpos anómalos en los datos, se calculó la segunda derivada vertical en Z ( $2aDz$ ). Esta es una herramienta de interpretación de gran alcance que se utiliza para ayudar en la delimitación de las fuentes causales y para localizar con precisión los cambios en los gradientes del campo magnético, dando como resultado una mejor definición de las discontinuidades y su relación con la geología [57]. En la Figura 4.6 además de los seis dominios se puede observar el tamaño del cuerpo intrusivo de nuestro interés, el cual está delimitado con el DAM I. A continuación se describen estos dominios y su correlación con los rasgos geológicos.

#### **4.1.1.4.1 DOMINIO AEROMAGNÉTICO I, 2aDz**

Este dominio se ubica en el afloramiento del área de los Siete Cerros y hay anomalías dipolares normales (alto magnético al sur y bajo magnético al norte). Los altos magnéticos indican la presencia de mineralización (magnetita y/o pirrotina).

La morfología de la anomalía principal tiene una orientación N-S. Mediante los estudios aeromagnetométricos se observa que la parte del intrusivo está en los límites al norte del afloramiento y la mayor parte se encuentra al sur. En la zona sur tenemos una anomalía ovalada fuertemente marcada.

Al SE hay otra anomalía alargada con dirección N-S de una longitud aproximada de 1950 m. Al E y al NE hay dos anomalías con rumbos E – W y longitudes aproximadas de 1400 y 2500 m, respectivamente. Los bajos magnéticos aquí encontrados se correlacionan con el intrusivo alterado y reemplazado con otro tipo de mineralización. Estas anomalías se correlacionan con un intrusivo de composición granodiorita-monzonita, en donde se emplazan dos vetas de óxidos de hierro cuyos espesores varían de 0.5 m en la parte superior y a profundidad se amplía a 4 m (cerro de en medio). Cabe señalar que en los costados se aprecian varias vetillas de óxidos de hierro, el rumbo de estas estructuras es de N 85° W y un echado de 85° SW, [56], ver Figura 4.6.

#### **4.1.1.4.2 DOMINIO AEROMAGNÉTICO II, 2aDz**

Este DAM se encuentra en la zona E del mapa, y está asociado a rocas calizas de la Formación El Abra, en su parte N se relaciona con calizas y lutitas de la Formación Indidura (Cz - Lu) y calizas en la Formación Caracol (Lu-Ar). Estas dos últimas son las rocas más idóneas para la mineralización en la zona [56], ver Figura 4.6.

#### 4.1.1.4.3 DOMINIO AEROMAGNÉTICO III, 2aDz

Este dominio delimita el valle que principalmente está relleno de arena y arcilla, al NE se puede ver que cambia la geología a conglomerado polimíctico y también se observan anomalías alargadas N-S y algunas NW – SE.

En este dominio se encuentra la zona Chiquihuite la cual, de acuerdo con el SGM reporta mineralización consistente en una serie de vetillas de óxidos de fierro y calcita, las cuales se encuentran relleno de fracturas. Podríamos relacionar con esa mineralización al alto magnético en dirección N 5° E que va paralelo a la Sierra El Orégano [56], ver Figura 4.6.

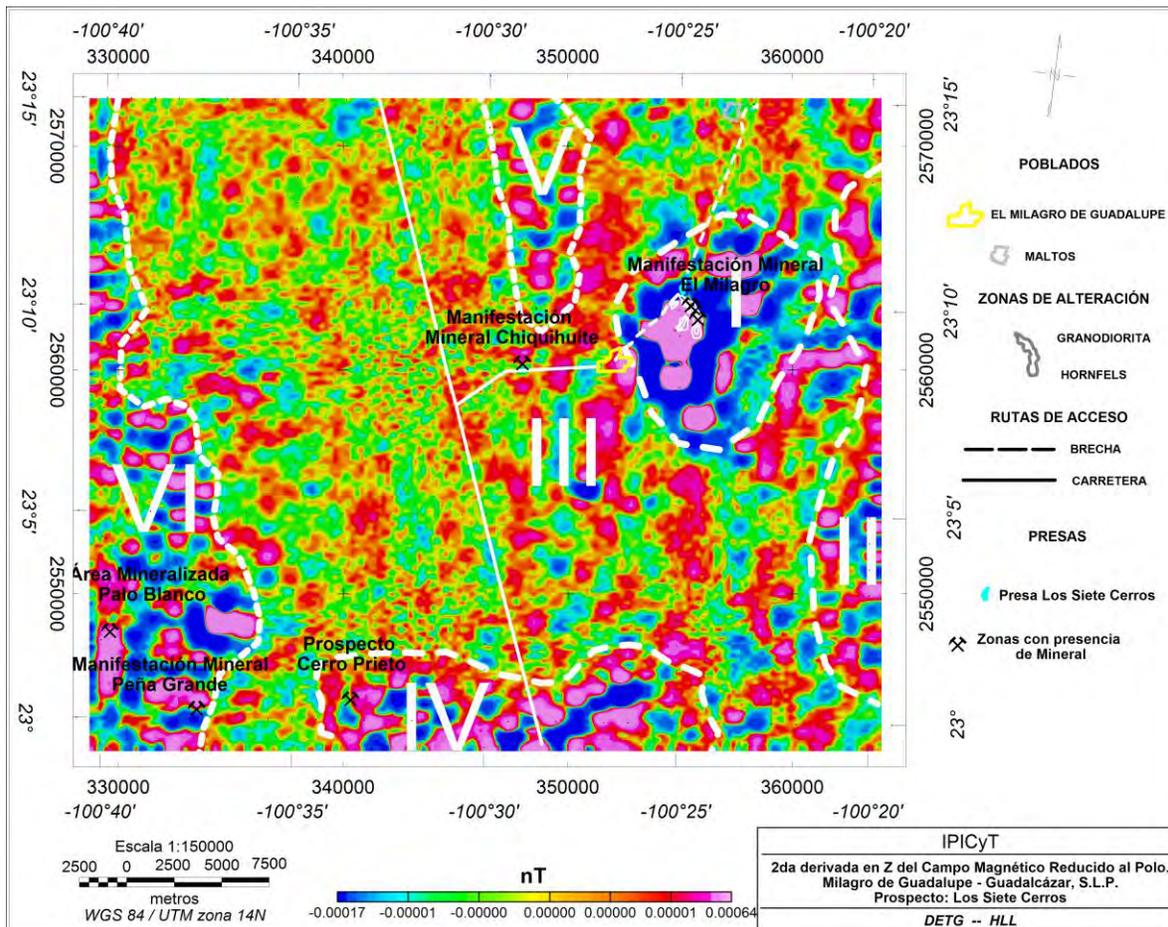


Figura 4.6. Mapa de 2Dz con dominios magnéticos relacionados con la geología del lugar.

#### **4.1.1.4.4 DOMINIO AEROMAGNÉTICO IV, 2aDz**

Este DAM se encuentra en la sección S del mapa, las anomalías magnéticas de intensidad alta tienen una orientación NE 50° y se asocian al afloramiento de basalto que probablemente lo tenemos a unos metros cubierto por arenas y arcillas.

En este dominio se encuentra la zona de interés el prospecto de Cerro Prieto, el cual tiene una estructura de forma irregular, brechada. La mineralización consiste en cuarzo, óxidos de fierro y calcita relleno de oquedades y fracturas en forma bandeada. También, cabe señalar que en diferentes puntos las calizas presentan hilos de óxidos de fierro, que a profundidad pueden conformar cuerpos o bolsadas de dimensiones considerables, es decir, un yacimiento de tipo Mississippi Valley, ver Figura 4.6 [56].

#### **4.1.1.4.5. DOMINIO AEROMAGNÉTICO V, 2aDz**

Las anomalías dipolares de este dominio están relacionadas a las fallas que se encuentran en el lugar, como la falla El Granizo, que está muy marcada en la topografía y la geología. En el dipolo que se encuentra al sur podemos inferir que tenemos una zona de falla aunque no existe evidencia superficial topográfica. La geología del lugar es caliza de la Formación El Abra, ver Figura 4.6.

#### **4.1.1.4.6 DOMINIO AEROMAGNÉTICO VI, 2aDz**

Este dominio se ubica en la parte W del mapa y se asocia con rocas sedimentarias calizas de la Formación El Abra y conglomerado polimíctico. En esta zona se puede apreciar una anomalía de alto magnético de una extensión de 6 km con orientación N-S en donde se encuentra el área mineralizada de Palo Blanco aquí el SGM reporta mineralización que consiste de fracturas rellenas de óxidos de fierro, trazas de cobre y calcita como ganga, encajonadas en calizas de la

Formación El Abra. Al E de esa anomalía se observan dipolaridades normales en donde se encuentra manifestación de mineral Peña Grande la cual según el SGM la mineralización consiste de fracturas y zonas brechadas rellenas de calcita, óxidos de fierro y algunas vetillas de calcita y cuarzo, esta manifestación se encuentra encajonada en calizas marmorizadas y dolomitizadas de la Formación El Abra [56].

#### 4.1.1.5 SEÑAL ANALÍTICA

El algoritmo de señal analítica está basado en la raíz cuadrada de la suma de los cuadrados de las derivadas X, Y, Z teniendo como consecuencia la obtención del valor absoluto del gradiente de la señal magnética, permitiendo así resaltar los bordes de las estructuras geológicas que causan las anomalías magnéticas [58].

En la Figura 4.7 se muestran los límites de los bordes de las anomalías en las tres direcciones (X, Y, Z), permitiendo definir los cambios laterales (contactos litológicos) y patrones estructurales (fallas y/o fracturas) de la fuente magnética. En este mapa se observa la distribución de las anomalías cuyos bordes se encuentran definidos en sus tres ejes, siendo de formas circulares y alargadas.

Este proceso ayudó a delimitar la zona de estudio para priorizar los trabajos con métodos terrestres. Por lo tanto, se delimitó una zona con las intensidades más altas (sin incluir al pueblo, ya que está dentro de la zona anómala pero el cuerpo se encuentra a mayor profundidad), ver Figura 4.7.

Cabe señalar que el área del intrusivo que se interpreta con magnetometría aérea es mayor a 180 km<sup>2</sup> el cual tiene longitudes N–S de 14 y 10.3 km y en dirección E – W de 12.5 y 13.8 km. También podemos observar la zona de interés delimitada, ver Figura 4.7.

En este plano también se destacan otras zonas de interés minero como lo es el área mineralizada de Palo Blanco, El Prospecto Cerro Prieto, y las manifestaciones mineras de Chiquihuite y Peña Grande. Las zonas se localizan en

los flancos de los altos magnéticos los cuales hacen referencia a zonas de falla que se podrían estar reemplazando con minerales. Sería de interés estudiarlos posteriormente. Ver Figura 4.7.

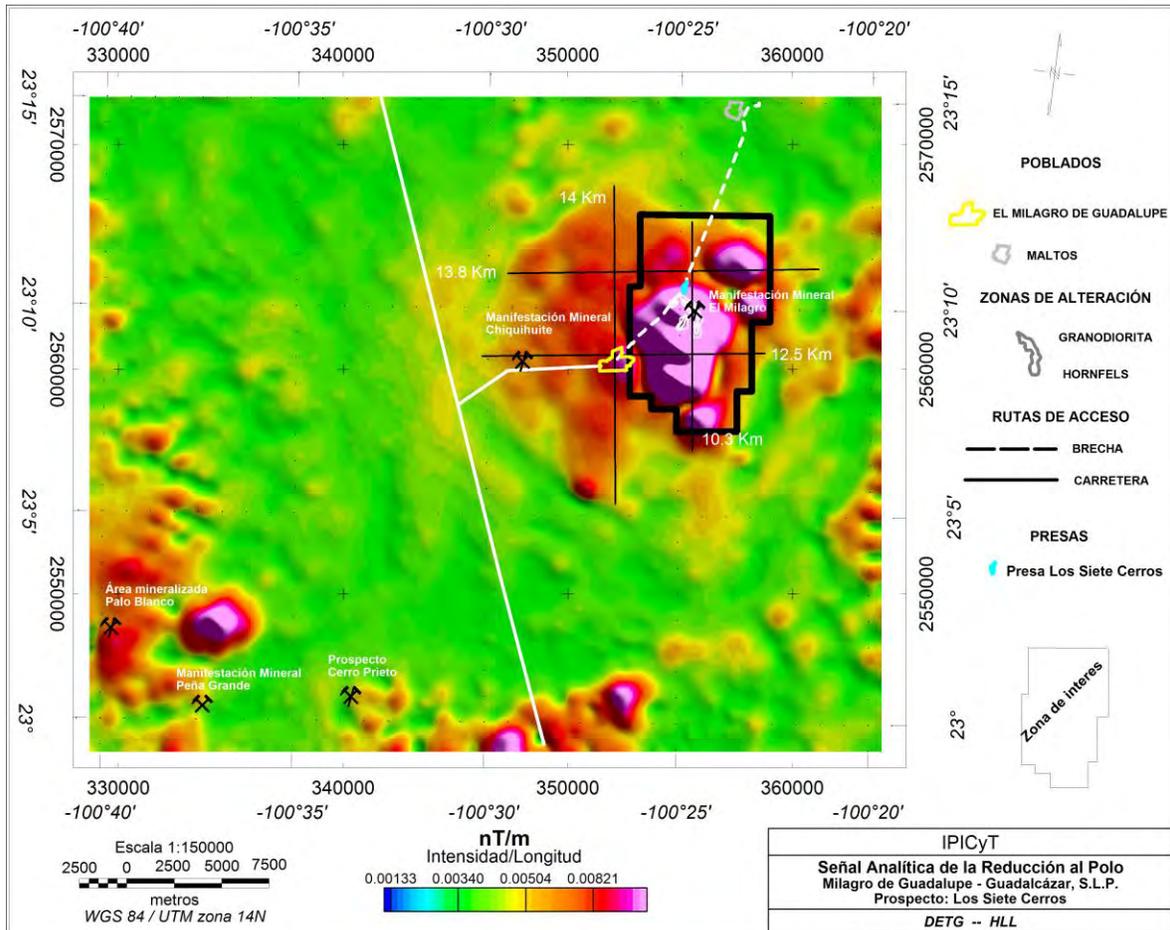


Figura 4.7. Mapa de señal analítica donde se define el cuerpo intrusivo magnético.

#### 4.1.1.6 ESPECTRO DE POTENCIA

A los datos aeromagnéticos se les aplicó un análisis espectral [59] promediado radialmente Figura 4.8. Los resultados iniciales indican una profundidad del orden de 500 metros para las fuentes más profundas y 100 metros para las superficiales.

#### 4.1.1.6.1 ANÁLISIS ESPECTRAL

De acuerdo con la Figura 4.8, se pueden definir tres dominios de frecuencia. El primer dominio (dominio A) está comprendido en el intervalo de 0 a 0.3 ciclos/km. El segundo dominio (dominio B) está definido en los valores de 0.3 a 1.1 ciclos/km. Finalmente el tercer dominio (dominio C) es atribuido a ruido blanco y está ubicado entre 1.1 y 2.5 ciclos/km.

Para poder estimar las profundidades de los diferentes dominios se tomaron en cuenta las diferentes rectas trazadas en el espectro de potencias, promediado radialmente, ver Figura 4.8, las cuales representan cambios en las pendientes, el cálculo de pendientes dio pauta a la deducción de las profundidades de cada fuente. A continuación se muestra el procedimiento para calcular las profundidades de dichas fuentes.

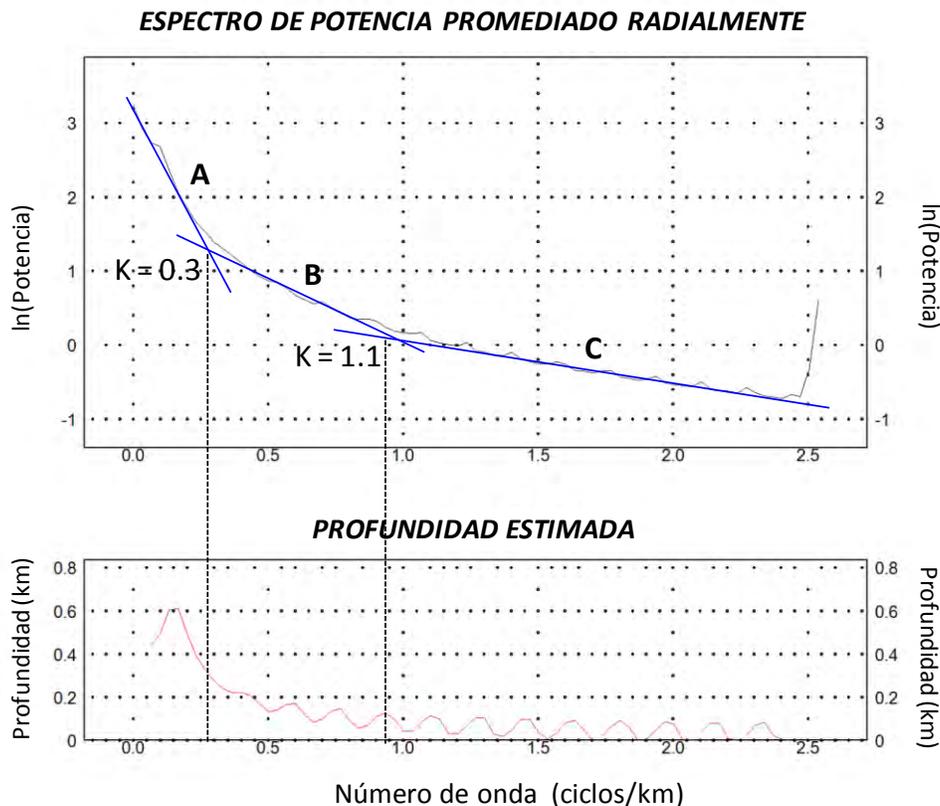


Figura 4.8. Ubicación de las pendientes en el espectro de energía promediado radialmente.

**a) Dominio A = Fuente profunda**

Los puntos P1 y P2 corresponden a la recta representativa del dominio A,

$$P1 (0.0, 3.0); P2 (0.3, 1.1)$$

$$m = \frac{y_2 - y_1}{x_2 - x_1} \quad ; \quad m = \frac{1.1 - 3.0}{0.3 - 0.0} \quad ; \quad \text{por lo tanto } m = -6.3$$

$$\text{Profundidad} = \frac{m}{4\pi} \quad ; \quad \text{Profundidad} = \frac{-6.3}{4\pi}$$

$$\underline{\text{Profundidad} = -0.5 \text{ km}}$$

**b) Dominio B = Fuente intermedia**

Los puntos P2 y P3 corresponden a la recta representativa del dominio B,

$$P2 (0.3, 1.1); P3 (1.1, 0.0)$$

$$m = \frac{y_3 - y_2}{x_3 - x_2} \quad ; \quad m = \frac{0.0 - 1.1}{1.1 - 0.3} \quad ; \quad \text{por lo tanto } m = -1.4$$

$$\text{Profundidad} = \frac{m}{4\pi} \quad ; \quad \text{Profundidad} = \frac{-1.4}{4\pi}$$

$$\underline{\text{Profundidad} = -0.1 \text{ km}}$$

**4.1.1.7 DECONVOLUCIÓN DE EULER**

La deconvolución de Euler (ED, *por sus siglas en inglés*) emplea gradientes para localizar límites y cuerpos magnéticos y además estimar sus profundidades. La ED

emplea la señal analítica como gradiente y el índice estructural (SI, *por sus siglas en inglés*) que se define, para determinar la geometría de los cuerpos geológicos que se están buscando [60]. En nuestro caso se configuró la herramienta ED para la estructura de contactos o bordes, cambios de litología y fracturas o diques. Dado que distintas estructuras geológicas tienen distintas respuestas magnéticas. Se produjeron varios planos con profundidades estimadas.

El SI es la tasa de cambio con la distancia para el campo magnético o de la gravedad, se relaciona con los cuerpos geológicos inferidos que determina el conjunto de soluciones de Euler.

En la Figura 4.9 se muestran las profundidades estimadas con un SI de 0.0, un tamaño de ventana de Euler 3 y una tolerancia de error del 3%. El SI muestra las profundidades de las muestras magnéticas asociadas a contactos o bordes, geofísicamente hablando está relacionado a profundidades de contacto, y van desde 250 a 1050 m, podemos observar que en los apófisis al noreste de la anomalía están los cuerpos más someros.

En la Figura 4.10 se muestra el mismo SI para la respuesta magnética de señal analítica (SA) y la estimación de sus profundidades que van de 400 a 1100 m, en este mapa podemos ver que tenemos menos cuerpos calculados para la SA.

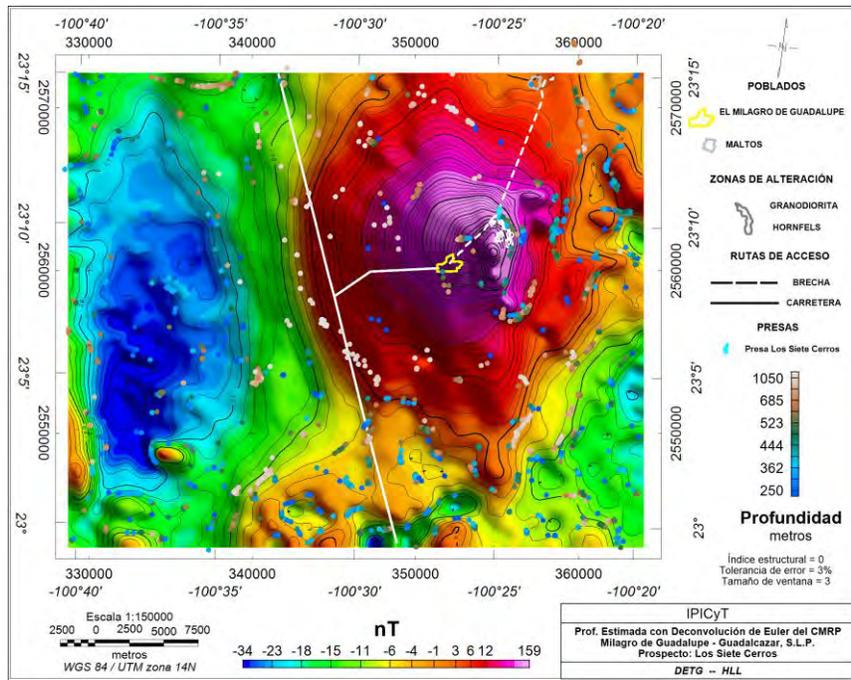


Figura 4.9. Mapa de RP con estimación de profundidades con ED, con SI de 0.0.

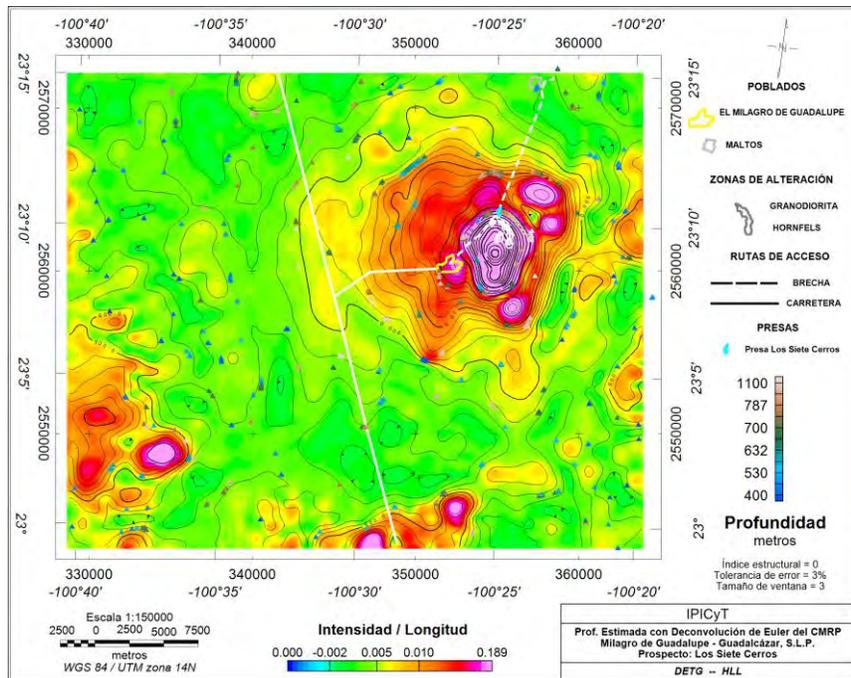


Figura 4.10. Mapa de señal analítica con estimación de profundidades con ED, con SI de 0.0.

A continuación, en la Figura 4.11 se calcula la profundidad para un SI de 0.5, tamaño de ventana de Euler de 3 y tolerancia de error de 3%. En este mapa se resaltan las zonas de cuerpos lineales (step), y cambios litológicos, sus profundidades van de 350 a 1400 m, la mayoría de las fuentes se encuentran en la parte centro-sur del mapa.

Entretanto en la Figura 4.12, correspondiente al mismo SI para la respuesta magnética de señal analítica y la estimación de sus profundidades a 454 a 1348 m, las fuentes más someras se calculan al centro de todos los altos magnéticos.

En el mapa de la Figura 4.13 se calcula la profundidad para un SI de 1.0, tamaño de ventana de Euler de 3 y tolerancia de error de 3%. En este mapa se resaltan las zonas de falla, diques y cuerpos bidimensionales relativamente delgados que están en posición subvertical, sus profundidades van de 450 a 1850 m, nótese que las fuentes magnéticas mayormente se encuentran al sur y este del mapa..

En tanto que en la Figura 4.14, correspondiente al mismo SI para la respuesta magnética de señal analítica y la estimación de sus profundidades a 477 a 1880 m.

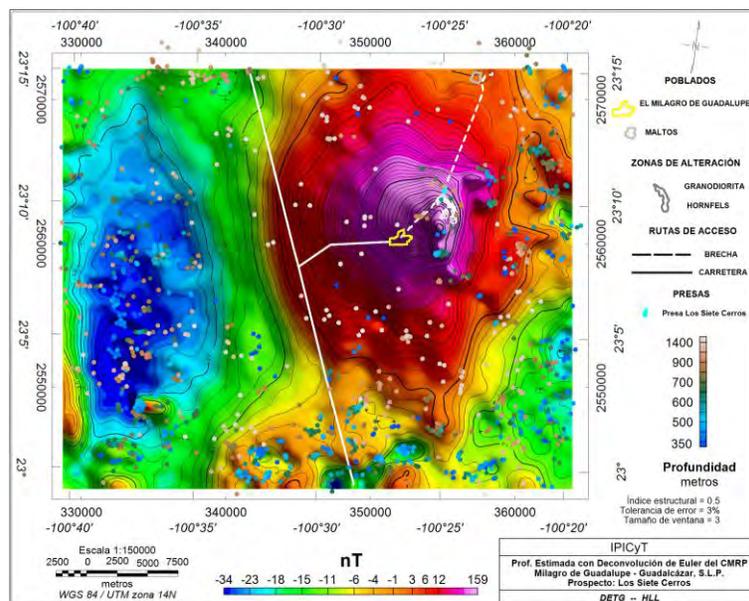


Figura 4.11. Mapa de RP con estimación de profundidades con ED, con SI de 0.5.

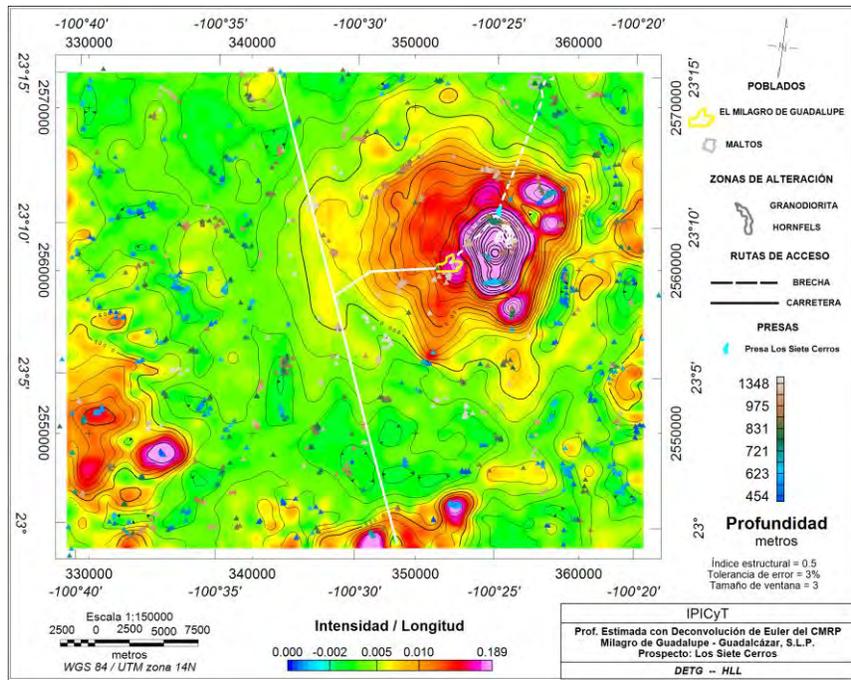


Figura 4.12. Mapa de señal analítica con estimación de profundidades con ED, con SI de 0.5.

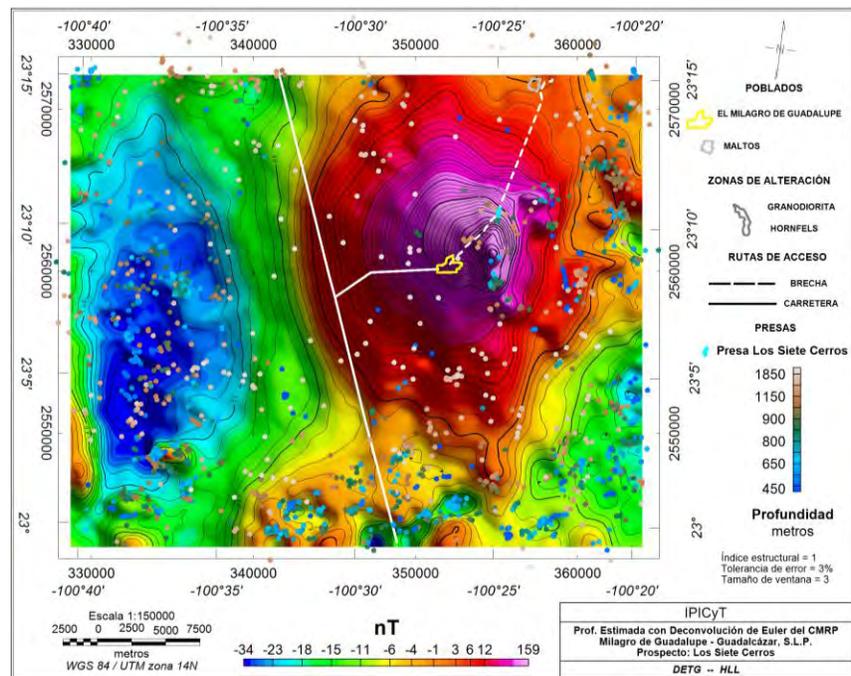


Figura 4.13. Mapa de RP con estimación de profundidades con ED, con SI de 1.0.

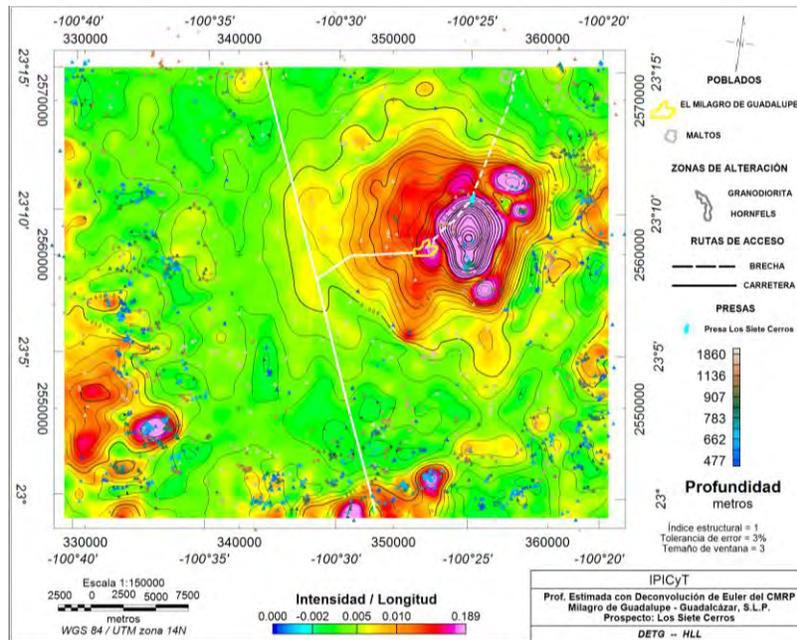


Figura 4.14. Mapa de señal analítica con estimación de profundidades con ED, con SI de 1.0.

#### 4.1.1.8 MODELO AEREOMAGNÉTICO DE LA SECCIÓN A – A'

La interpretación geofísica tiene diferentes soluciones debido a la naturaleza del problema inverso, diferentes disposiciones y geometría, y propiedades de los materiales geológicos, combinados de diferente manera, pueden dar lugar a la misma anomalía, por ello es habitual utilizar la modelación hacia adelante, como guía en la interpretación de las anomalías obtenidas. La modelación de las anomalías se ha realizado por medio del programa Oasis Montaje con la extensión GEMSY, el cual permite modelar anomalías en 2, 2.5 y 3D, es decir, teniendo en cuenta la extensión de los cuerpos modelados en dirección perpendicular al corte presentado. Los parámetros importantes para modelar anomalías magnéticas son:

- Susceptibilidad magnética,
- inclinación y declinación magnética,
- campo magnético actual,
- magnetización remanente,
- geometría de los cuerpos.

La interpretación de anomalías correspondientes a cada perfil se realiza independientemente, suponiendo que las anomalías son producidas por cuerpos bidimensionales de distinta susceptibilidad y despreciando anomalías de altas frecuencias. Los cuerpos se ajustan considerando que la anomalía magnética es únicamente producida por la magnetización inducida para las rocas de los perfiles a modelar, en este caso se han medido en el laboratorio, y en campo en las muestras de roca. Es necesario recordar que la susceptibilidad magnética de cualquier roca depende del volumen de minerales ferromagnéticos (magnetita, hematita, pirrotita, goethita, titanomagnetita).

En la Tabla 4.1 se muestran las susceptibilidades de las unidades geológicas aflorantes en el área de estudio, para las rocas sedimentarias y el intrusivo granodiorítico - monzonítico.

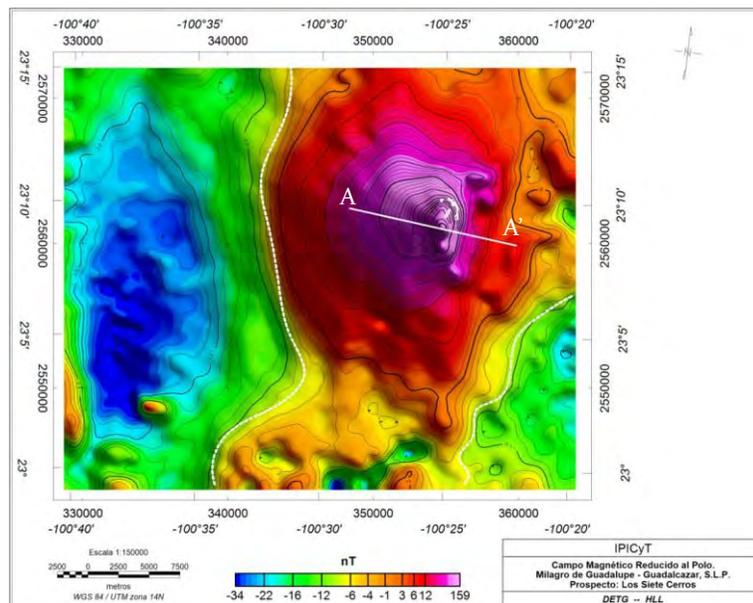
**Tabla 4.1.** Susceptibilidades magnéticas de unidades geológicas aflorantes, El Milagro de Guadalupe, municipio de Guadalucazar, SLP.

<b>Muestra</b>	<b>Tipo de Roca</b>	<b>Susceptibilidad Magnética <math>1 \times 10^{-3}</math> (SI)</b>
1	Aluvión	-0.01 a 0.1
2	Conglomerado Polimictico	-0.02 a 0.2
3	Caliza - Yeso	-0.26 a -0.1
4	Lutita – Arenisca Fm. Caracol	-.08 a 0.07
5	Caliza – Lutita Fm. Indidura	-0.09 a -0.2
6	Caliza Fm. Abra	-0.06 a -0.22
7	Caliza Fm. Cuesta del Cura	-0.02 a 2.32
8	Skarn - Hornfels	-0.02 a -0.05
9	Granodiorita Monzonita	2.894 a 4.184

Cabe señalar que se utilizaron los rangos de susceptibilidad magnética designados a cada unidad geológica aflorante en la zona de estudio para ser representados en un modelo aeromagnético.

La Figura 4.15 representa el perfil A-A' que se realizó sobre las zonas de apósis de mayor interés magnético. Con el objeto de resaltar las anomalías magnéticas para establecer las principales características físicas, geométricas, además de interpretar y estimar las profundidades de los cuerpos geológicos causantes de dichas anomalías.

El modelo del perfil A-A' con dirección NW-SE, ver Figura 4.16, se ajustó a un error relativo de 4.39%, la anomalía magnética muestra un contraste de susceptibilidades altas con respecto al medio, su morfología nos señala que es un cuerpo que se va ampliando a profundidad, la susceptibilidad magnética para este es de  $2.89 \times 10^{-3}$  SI, para las unidades sedimentarias van de  $-0.02 \times 10^{-3}$  a  $0.07 \times 10^{-3}$  SI, las profundidades calculadas se estiman desde los 100m a los 450m, las unidades geológicas que encajonan al intrusivo son de diferentes tipos caliza – lutita, lutita – arenisca, caliza – yeso, caliza, (Formación El Abra) y está cubierto por conglomerado polimíctico y aluvión con espesores de 60m a 150m.



**Figura 4.15.** Mapa reducido al polo mostrando la anomalía de interés a modelar mediante el perfil magnético A-A'.

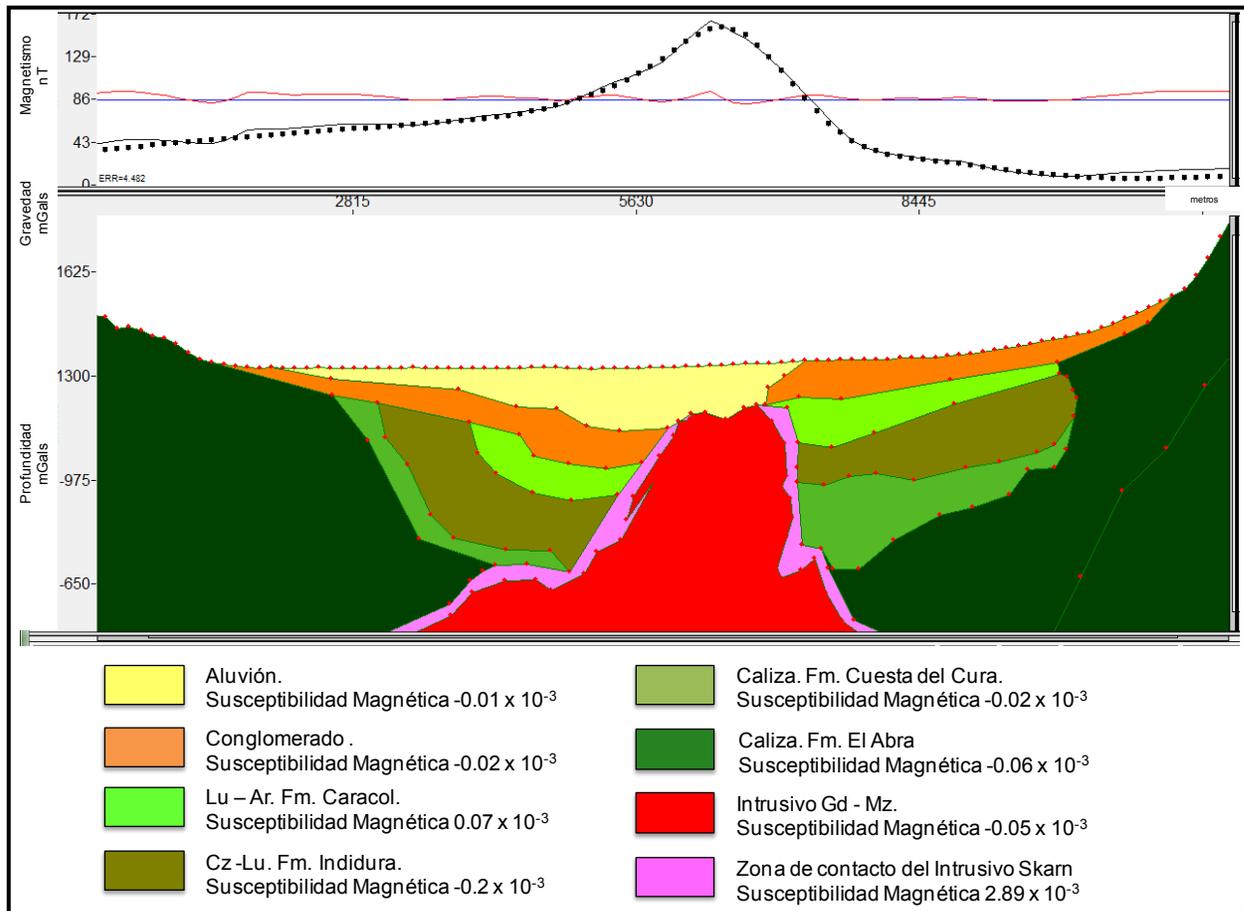


Figura 4.16. Modelo 2D del perfil A – A' a) anomalía magnética, b) modelo geológico – geofísico.

#### 4.1.2 MAGNETOMETRÍA TERRESTRE

Una vez que se realizó el levantamiento de campo (secciones de reconocimiento y semidetalle) y de haber hecho las correcciones (diurna, horaria, entre otras), la información de los perfiles de CMT fue suavizada con un filtro pasa bajas con un rango de frecuencias de 6, el cual nos permitió resaltar la señal de interés, y además ajustar algunos puntos anómalos (spikes) a la tendencia del perfil magnético.

La información también fue analizada por sección para identificar zonas anómalas y poder marcar por dónde va el cuerpo magnético asociado a un cuerpo geológico. Ver apéndice A de perfiles magnéticos.

Para sustraer el campo magnético regional, la información fue filtrada con un filtro de regresión polinomial. La tendencia polinómica para nuestros datos es de cero, para no tener variación en nuestros datos, ver Figura 4.19.

Posteriormente, a la información se le aplicó un análisis estadístico utilizando el programa de Oasis Montaj con la herramienta Geoestadística (Geostatistics Toolkit) con la finalidad de comprobar la calidad de los datos dándonos como resultado el número de estaciones, el valor máximo y mínimo del CMT, la media y la geo-media, mediana, moda, desviación estándar, error estadístico, sesgo y curtosis. También se realizó el histograma de los datos, donde podemos ver que tenemos una curtosis tipo leptocúrtica (sesgo a la izquierda). Esta herramienta también deduce el semivariograma experimental para definir el modelo que ajusta la desviación de la semivarianza. Para nuestros datos en el semivariograma experimental los datos se ajustaron al modelo esférico para hacer una interpolación con Kriging.

Cuando se trabaja con datos geofísicos es importante tomar en cuenta la manera de la adquisición y el algoritmo de interpolación que se usará para la creación del mallado. La adquisición puede ser aleatoria con puntos distribuidos desordenadamente en un área o por trazado de líneas que contienen los puntos adquiridos. La técnica de interpolación utilizada fue la de curvatura mínima la cual genera una superficie análoga que pasa por cada uno de los puntos.

Después, a los datos se les aplicó un filtro de decorrugación para eliminar efectos que se manifiestan cuando existe una diferencia escalar en los datos entre líneas paralelas contiguas. En el mapa de la Figura 4.17 se observa un cambio brusco de los valores entre una línea y otra, manifestándose a lo largo de su extensión.

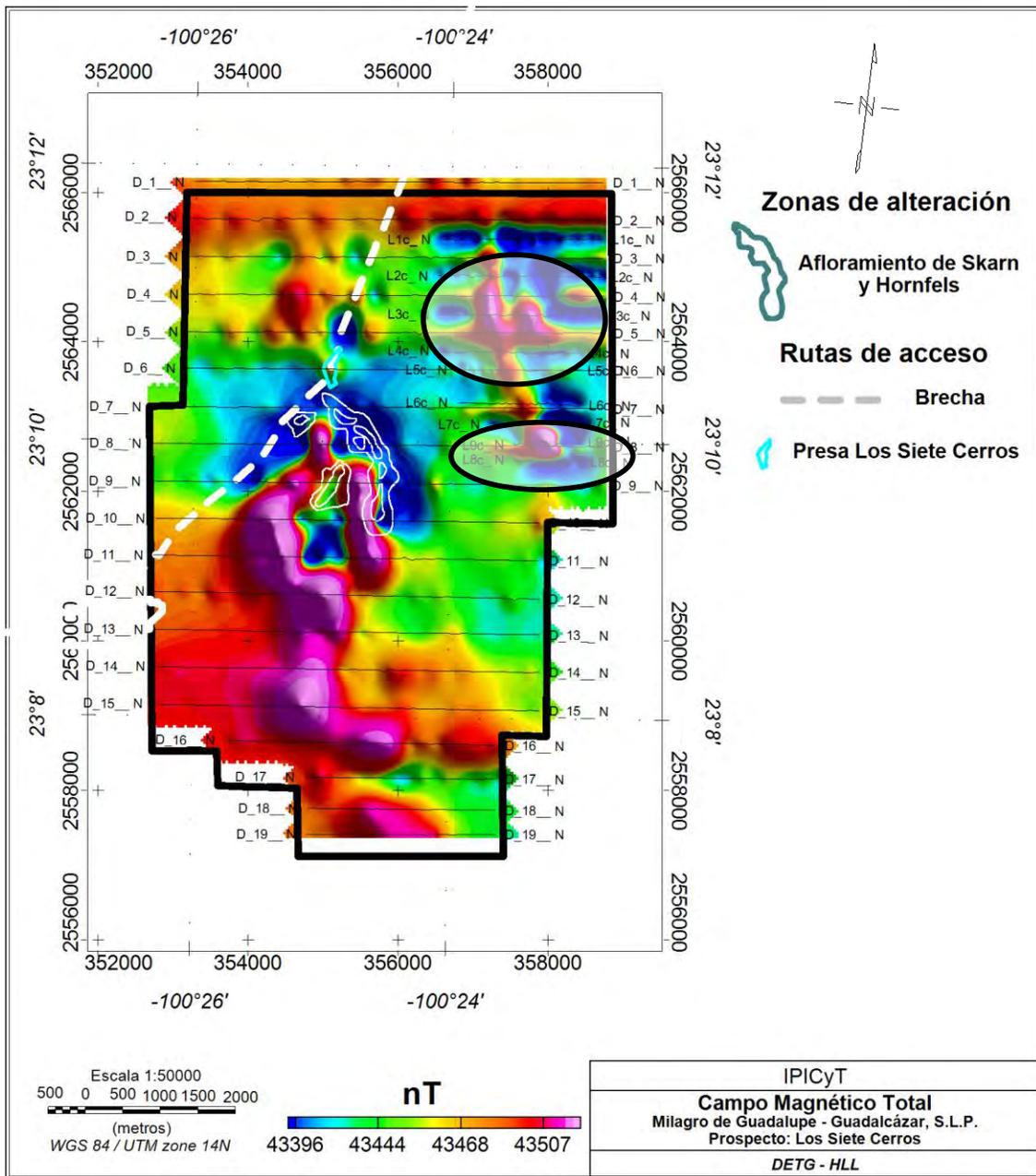


Figura 4.17. Mapa del CMT con efectos de líneas.

La decorrugación es un procedimiento con dominio en la frecuencia, que se basa en la aplicación de un filtro tipo coseno direccional al mallado original, creando un mallado que muestra anomalías que son el error causante de los efectos de línea. Consecutivamente el mallado de errores se le sustrae al mallado de anomalía original, obteniendo así un mapa con efectos de línea disipados.

El siguiente paso es aplicar el filtro Butterworth que tiene como finalidad suavizar el ruido. Este filtro está diseñado para poder obtener una respuesta de frecuencia lo más plana posible, el resultado será un mapa de anomalía suavizado con efectos de línea eliminados, ver Figura 4.18.

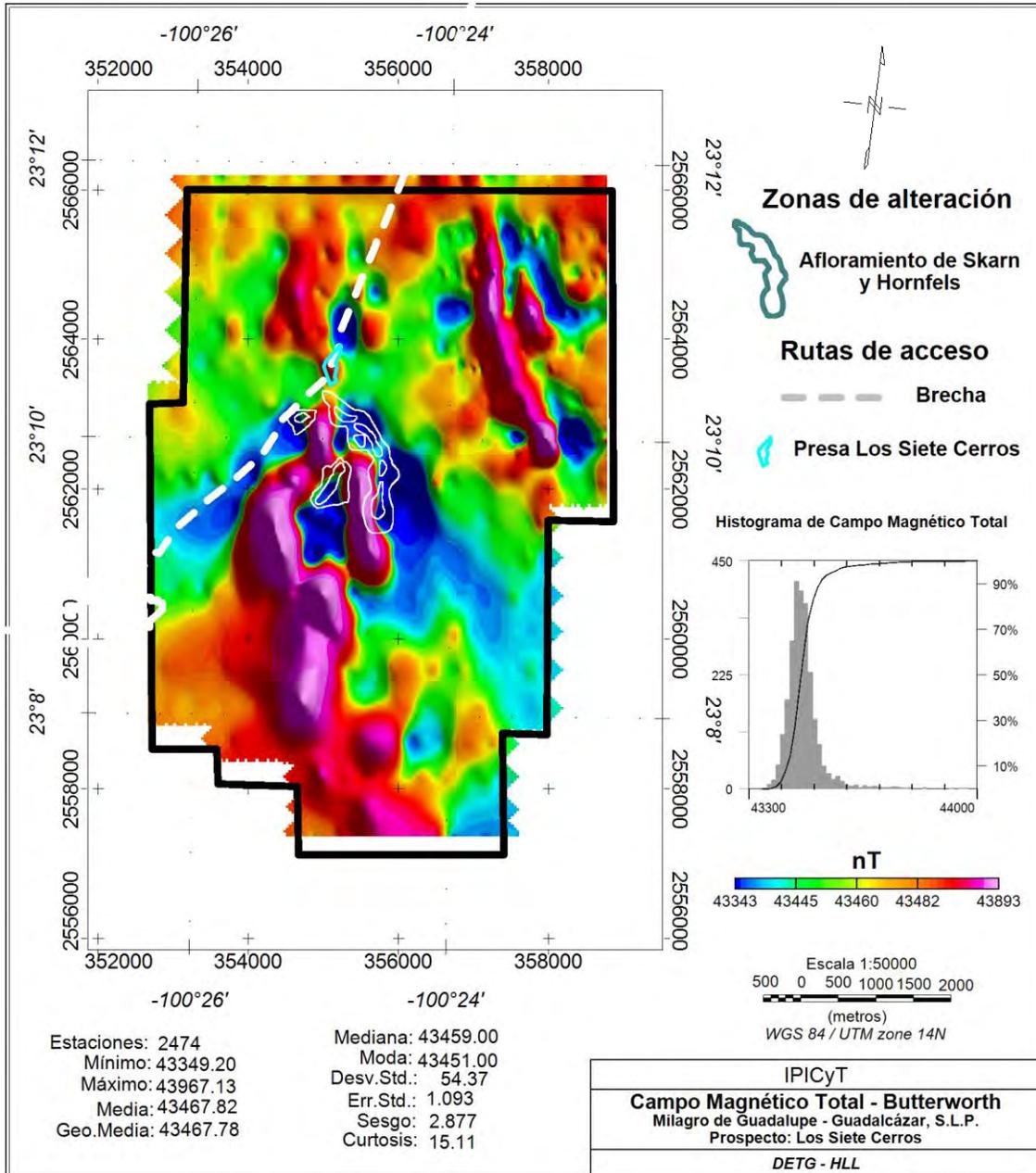


Figura 4.18. Mapa del CMT con el histograma calculado y su tabla de datos para la intensidad de CMT en la zona.

#### **4.1.2.1 CAMPO MAGNÉTICO TOTAL**

En el mapa del CMT, se observa que el área de estudio se caracteriza por un campo magnético anómalo que en el área de los afloramientos (Siete Cerros) tenemos las intensidades mayores con valores de 43967 nT y en las zonas de bajo magnético valores de hasta 43349 nT. El valor del CMT para la fecha en que se realizó el levantamiento magnético terrestre del área fue de 43227 nT.

#### **4.1.2.2 CAMPO MAGNÉTICO RESIDUAL**

En el mapa de la Figura 4.19 se pueden ver estructuras de alta magnetización en dirección N-S y NW – SE. Las cuales no se definen tanto al norte como al sur.

En la parte NE de la zona tenemos una estructura magnética alargada con una dirección NW-SE que al centro puede tener otra estructura paralela o ampliarse a profundidad.

El área de bajos magnéticos puede indicar la presencia de un proceso de alteración en el intrusivo y nos define zonas de gradientes que se pueden asociar a las líneas de contacto. Es de importancia estudiar estas zonas ya que pudiéramos hacer una correlación bien definida con los diversos cuerpos geológicos.

En la anomalía principal podemos ver una zona de bajo magnético rodeada por altos que podemos correlacionar geológicamente con una zona mineralizada (Zona de contacto) que rodea al intrusivo y sabiendo que la zona del intrusivo es diamagnético. Ver modelo 2 en la sección de gravedad.

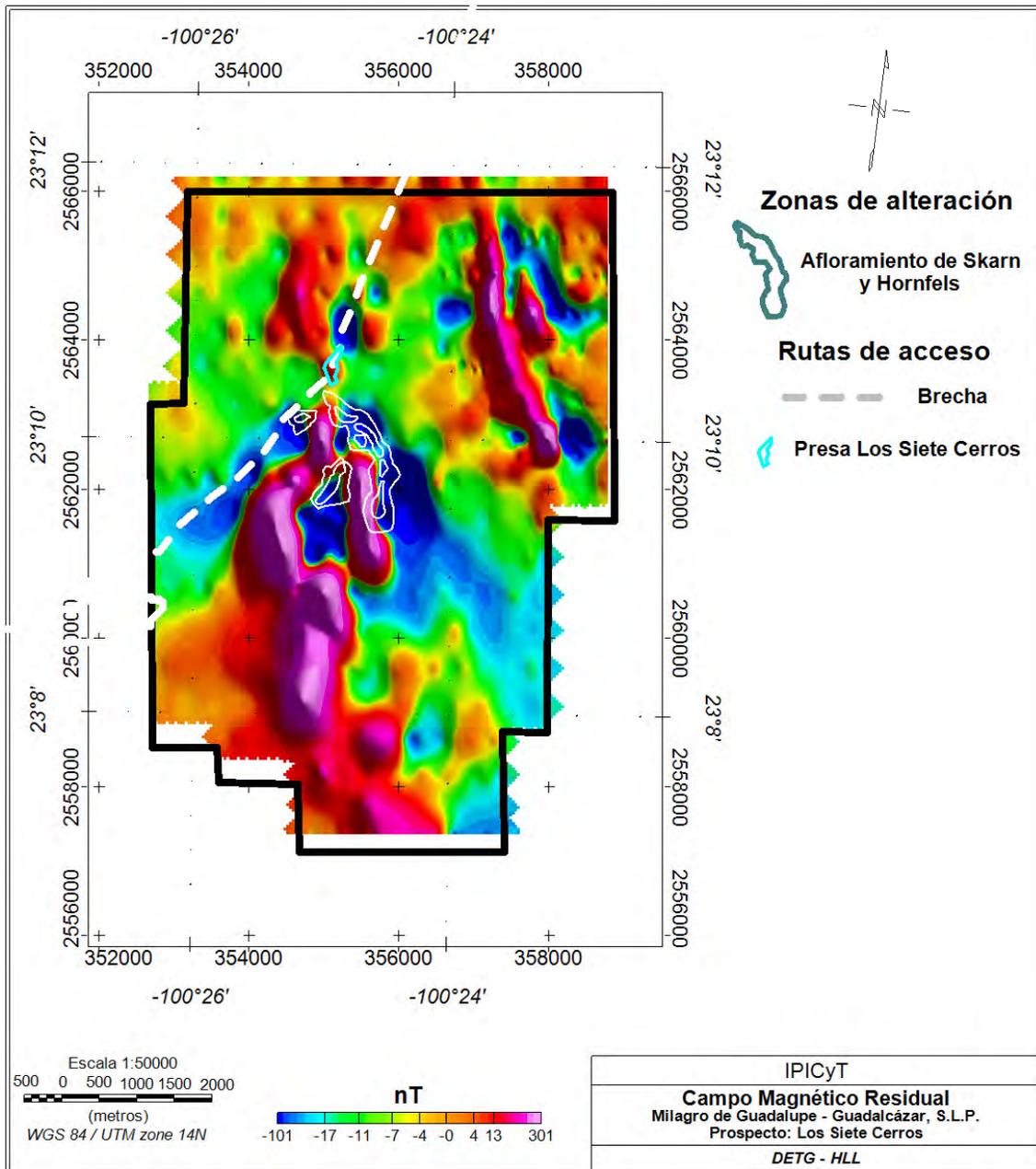


Figura 4.19. Mapa de campo magnético residual.

#### 4.1.2.2.1 CAMPO MAGNÉTICO RESIDUAL REDUCIDO AL POLO

Como ya se ha mencionado, el campo magnético de la Tierra está representado por un vector que tiene una inclinación y declinación variable dependiendo de la posición y/o zona del planeta en la que se esté ubicado, por tanto las anomalías magnéticas que se tengan estarán desplazadas con respecto a la fuente que las esté causando, para corregir el desplazamiento se utiliza el algoritmo matemático denominado reducción al polo [58] el cual simula llevar el área de estudio al polo magnético ( donde la inclinación es de  $90^\circ$  y la declinación de  $0^\circ$ ) ubicándose así las anomalías sobre la fuente que las causan, el filtro de reducción al polo se aplica al CMR para generar una rejilla de datos que será la base para la aplicación de algoritmos matemáticos posteriores.

En el mapa de la Figura 4.20 se muestra que las anomalías en la parte central del mapa tienen una forma de dona con un bajo magnético al centro rodeado de altos magnéticos. Al este y oeste de esta anomalía (altos magnéticos) vemos una zona de bajos la cual nos podría estar indicando que está relacionada a una zona de contacto del intrusivo con la roca encajonante (caliza), o el intrusivo alterado. Al sur se puede ver que la estructura magnética sigue con una longitud de 2800 m. En la región SE se ve otra estructura en forma de dona pero a mayor profundidad.

En la parte NE de los afloramientos tenemos una anomalía con dirección  $N10^\circ W$ , con una longitud de 3600 m la cual puede estar relacionada con una zona de falla.

Esta anomalía tiene una estructura paralela que nos indica que se amplía a profundidad, al sur de esta anomalía tenemos una zona de bajo magnético al este y al oeste a la cual se le debe dar importancia ya que tiene una intensidad magnética de -117 a 326 nT. El rango de anomalías en el mapa va de -129 a 425 nT.

En la parte norte de los afloramientos se puede ver la continuidad de la estructura magnética pero más profunda. A continuación se describen los dominios magnéticos interpretados en el mapa de CMRP.

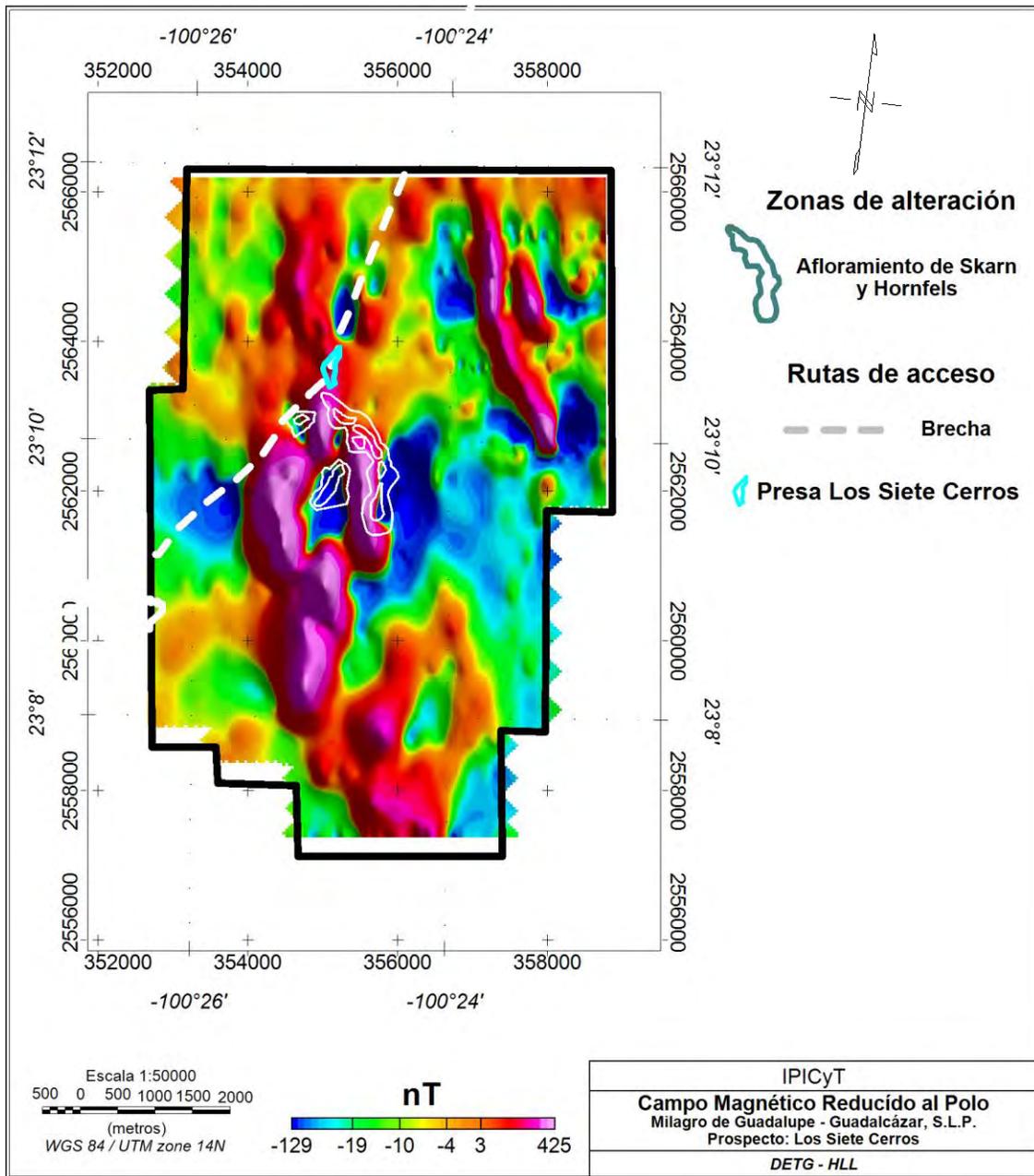


Figura 4.20. Mapa del CMRP con intensidades de Campo Magnético de -129 a 425 nT.

#### 4.1.2.2.2 DOMINIOS MAGNÉTICOS

Los dominios magnéticos (DM) son zonas con el mismo tipo de respuesta magnética, y nos interesa analizar la respuesta de las anomalías magnéticas

determinando propiedades de onda similares (amplitud y longitud de onda). Dentro de estos dominios pueden existir subdominios los cuales son zonas con respuestas magnéticas similares a sus dominios pero con otras coordenadas, ver Figura 4.21.

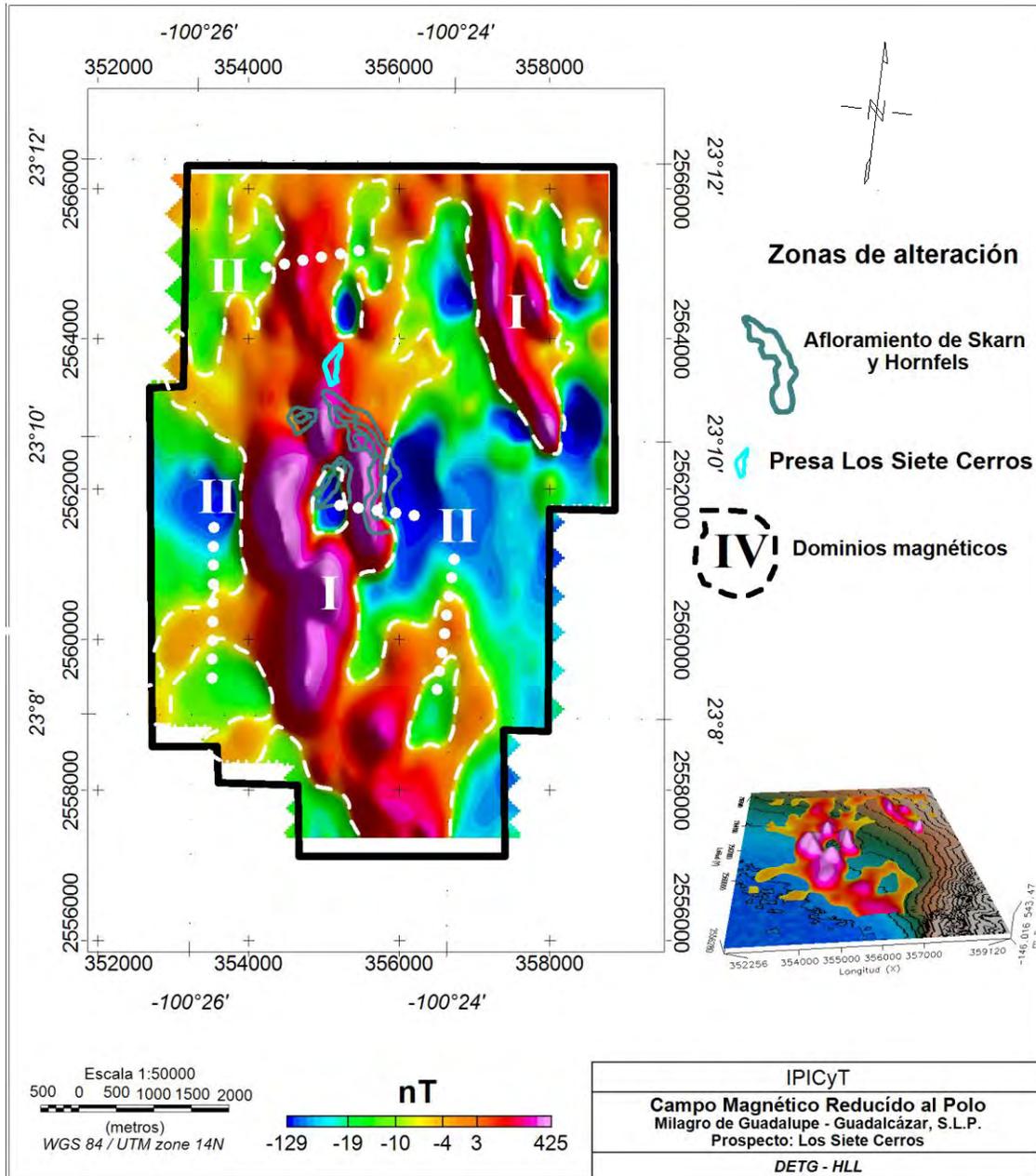
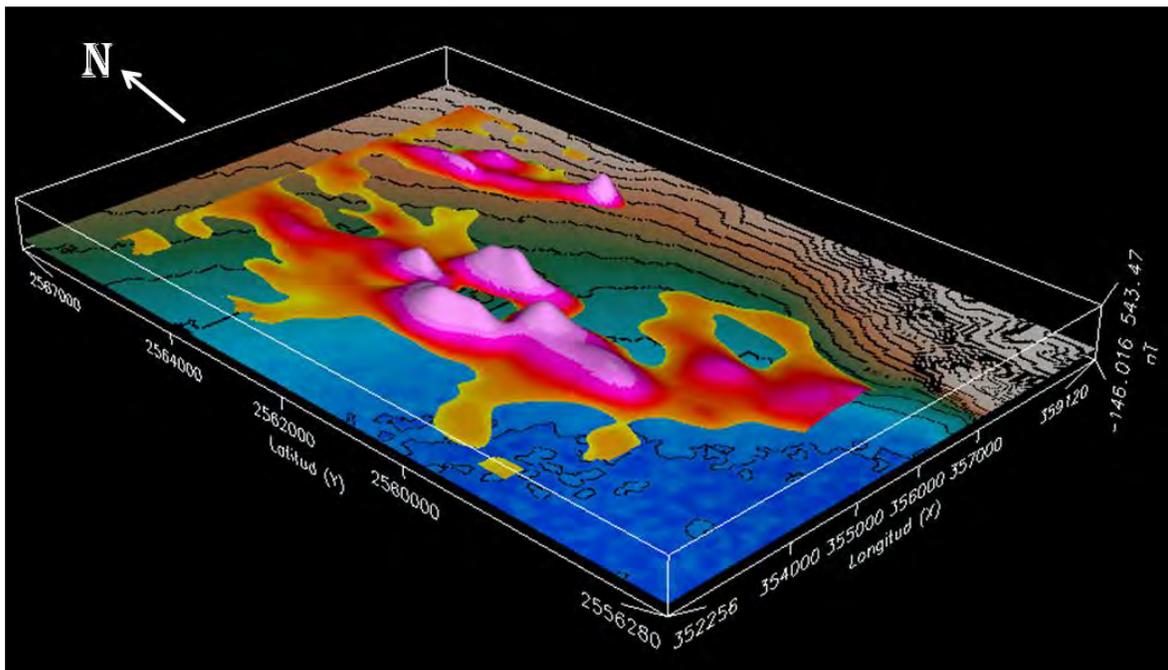


Figura 4.21. Mapa de CMRP con dominios magnéticos.

#### 4.1.2.2.1 DOMINIO I, CMRP

En este dominio vemos intensidades altas de magnetización, las cuales correlacionamos geológicamente con las partes magnéticas del intrusivo. Este DM muestra la forma que tiene el cuerpo magnético. Las intensidades altas (colores rosas) van de 50 a 420 nT y nos indican fuentes más someras y/o cuerpos más grandes, las intensidades intermedias (colores rojos) que van de 20 a 50 nT indica donde está el mismo cuerpo pero a profundidad media, y las intensidades bajas (colores naranjas) que van de 3 a 20 nT nos muestran un cuerpo mucho más profundo. En la Figura 4.22 se observa el DM I en tres dimensiones, la forma del intrusivo y en donde tenemos las mayores intensidades. Cabe señalar que la magnetita y pirrotina alojadas en el intrusivo están en la parte baja del afloramiento y las intensidades van de 3 a 421 nT.



**Figura 4.22.** Mapa tridimensional con la anomalía de CMRP sobre la base topográfica.

En este mapa podemos observar que la estructura magnética que está en dirección no se define ni al norte ni al sur. La forma que tenemos es de dona en el

área de los intrusivos, los altos magnéticos rodean al llamado Cerro de En Medio y en la parte sur tenemos esa misma formación pero a profundidad. La geología superficial que podemos observar en ese lugar es aluvión y caliza – yeso y en el este conglomerado polimíctico.

En la sección NE se observa una clara alineación de un alto magnético que al centro se amplía, ver Figura 4.23, geológicamente es una zona de falla que está rellena con magnetita y/o pirrotina y algunos otros materiales magnéticos. Tiene una longitud de 3600 m y un ancho de 350 m al sur, de 950 m al centro y 450 m al norte.

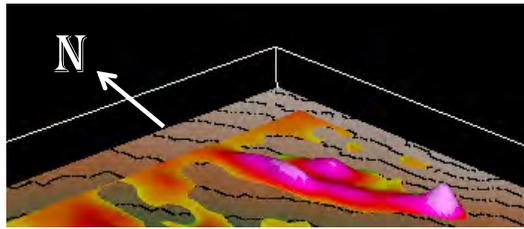


Figura 4.23. Ampliación de la región NE.

#### 4.1.2.2.2 DOMINIO II, CMRP

Este dominio hace relación a todas las zonas de bajos magnéticos, intensidades de -129 a 3 nT, aquí la correlación que hacemos con la geología es que en la parte del intrusivo tenemos zonas alteradas con minerales diamagnéticos, y en la parte de los costados se encuentra la roca encajonante (calizas). Las zonas de bajo que están rodeadas de mineral magnético son áreas de importancia porque se puede relacionar con alguna estructura geológica que sea la fuente de mineralización en el lugar.

Las zonas de bajos magnéticos son de importancia para este dominio y se encuentran en la sección este de los afloramientos, en la parte sur del alto magnético al NE y en la zona centro el bajo que está rodeado de las intensidades más altas en el lugar y es topográficamente denominado Cerro de En Medio. En

tanto, que al oeste de los afloramientos también hay respuestas de bajos y podrían asociarse al contacto entre la roca encajonante y el intrusivo.

#### **4.1.2.2.3 LINEAMIENTOS MAGNÉTICOS, 1adZ**

Los lineamientos magnéticos son alineaciones de anomalías magnéticas, es decir, anomalías que se encuentran distribuidas en una misma dirección o una misma anomalía que se extiende en alguna dirección particular. Son asociadas a contactos geológicos, fallas y/o fracturas, por lo que su interpretación es muy importante.

En la Figura 4.24 se muestran el mapa de la primera de derivada en Z continuado ascendentemente 100m y los lineamientos magnéticos interpretados en la zona de estudio.

De acuerdo con el diagrama de Rosas, ver Figura 4.25 los lineamientos magnéticos tienen una dirección preferencial N5°E y están asociados a fallas y/o fracturas y algunos contactos litológicos. En la zona de los afloramientos donde se conoce el intrusivo podemos notar que esta interpretación hace la asociación con un cuerpo muy afallado, fracturado y alterado. En la zona al NE inferimos la falla pero en este mapa podemos delimitar dos cuerpos paralelos al centro, en esta estructura las zonas importantes para estudiar con otras metodologías de las zonas con intensidades altas y sus bajos magnéticos que se encuentran muy marcados.

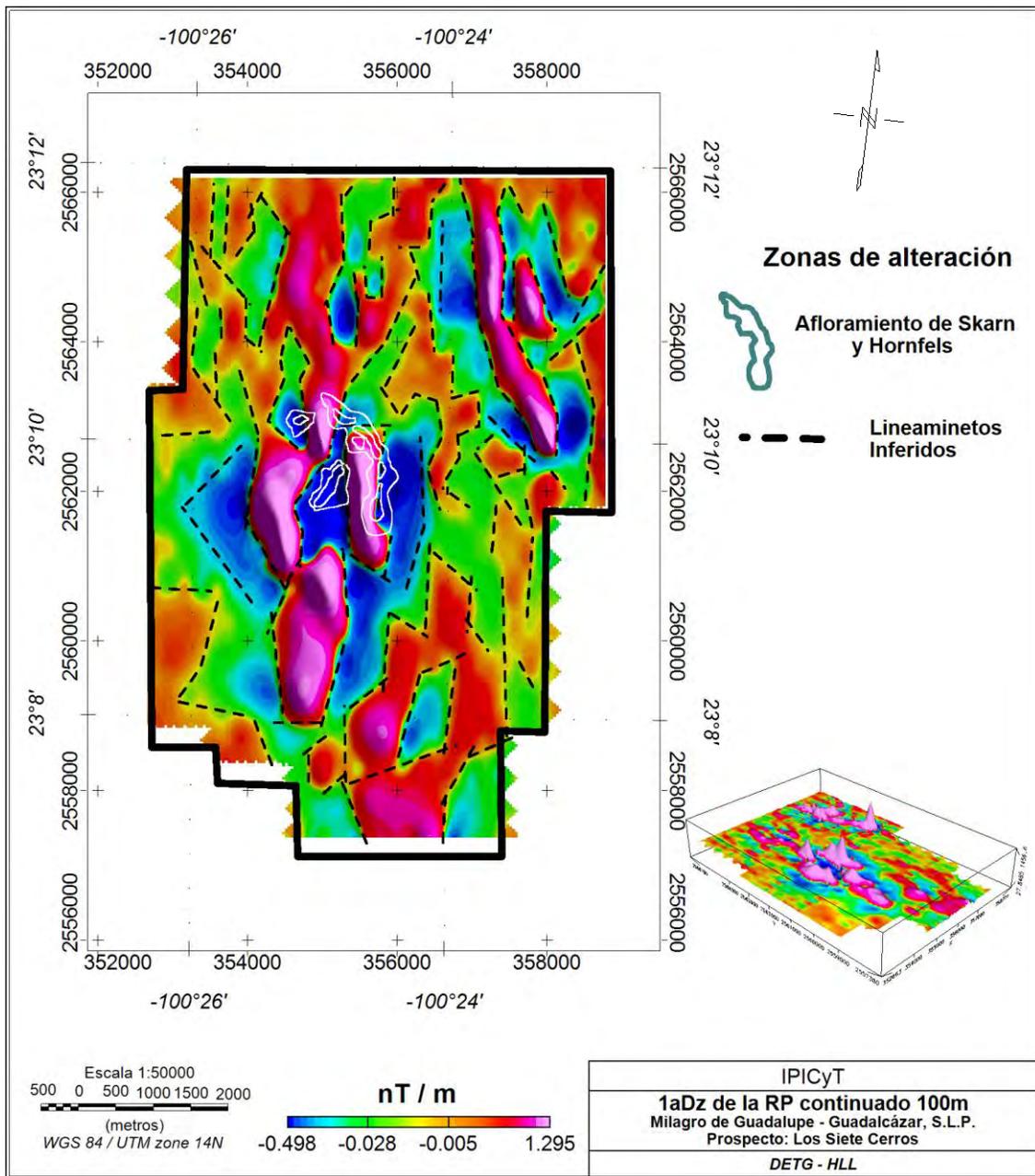
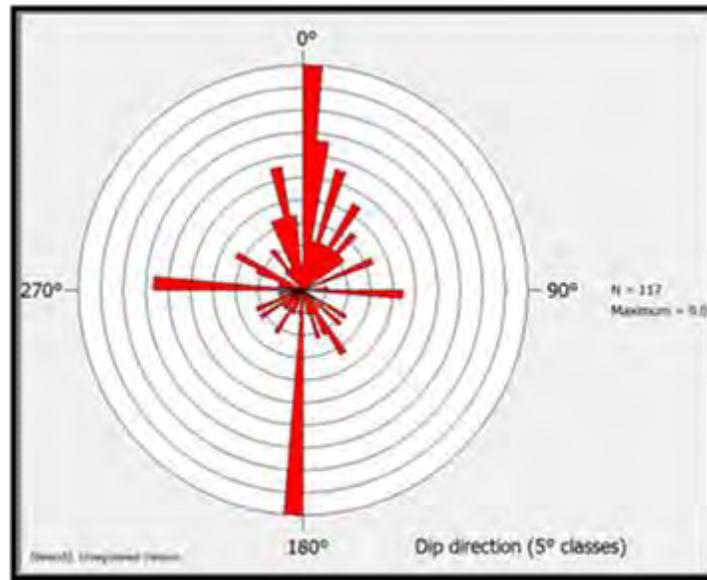


Figura 4.24. Mapa de lineamientos magnéticos interpretados aplicando 1aDz de la RP continuado ascendientemente 100 m.



**Figura 4.25.** Diagrama de rosas con direcciones preferenciales de los lineamientos magnéticos terrestres.

#### 4.1.2.2.4 SEÑAL ANALÍTICA

Para poder definir con mayor precisión las estructuras geológicas se obtuvo el valor absoluto de la señal magnética mediante el algoritmo matemático de la señal analítica [57] con el cual se obtiene el valor absoluto de la señal magnética, permitiendo así resaltar los bordes de las estructuras geológicas que causan las anomalías magnéticas, ver Figura 4.26. A continuación se describen cada una de las estructuras.

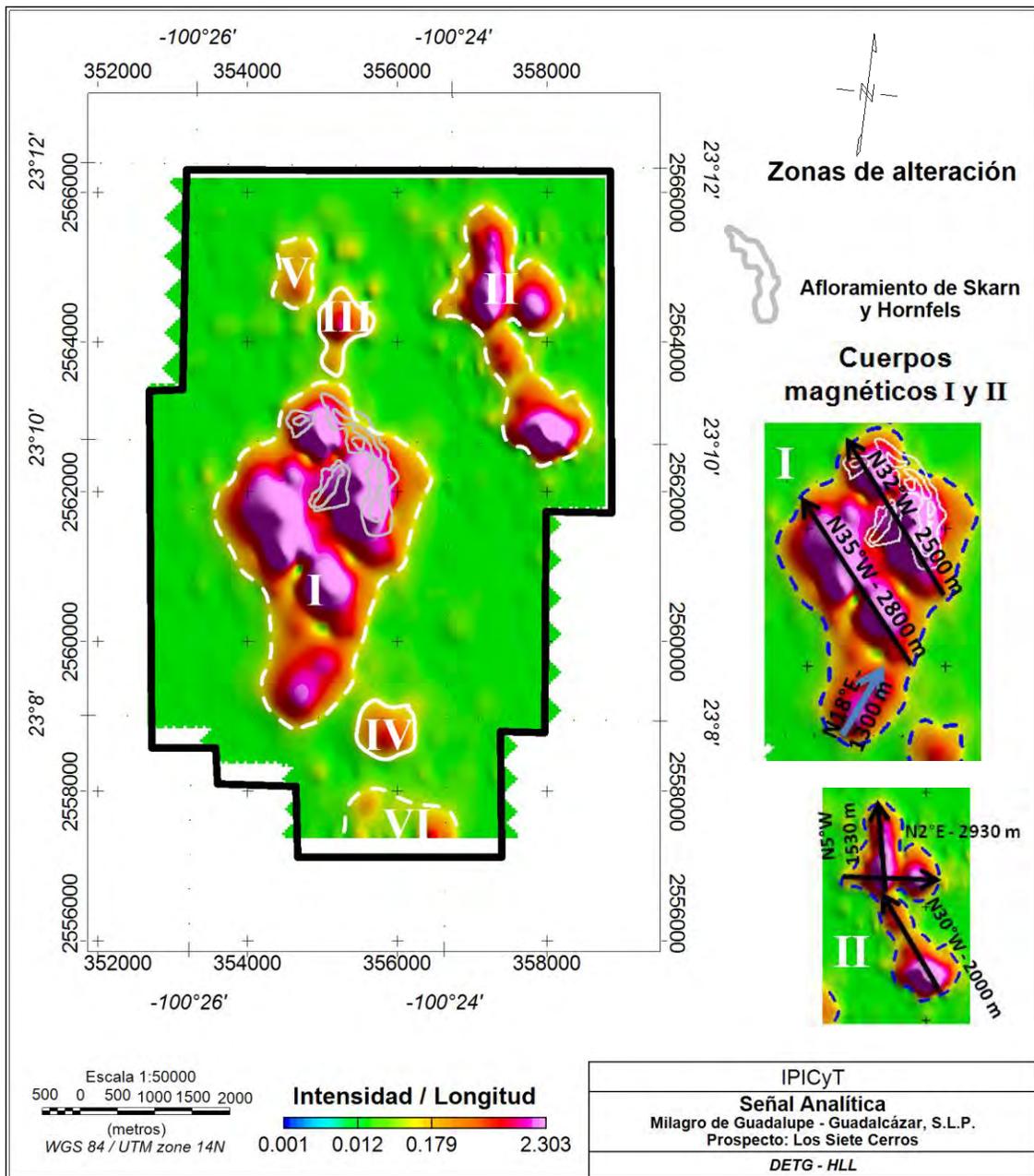


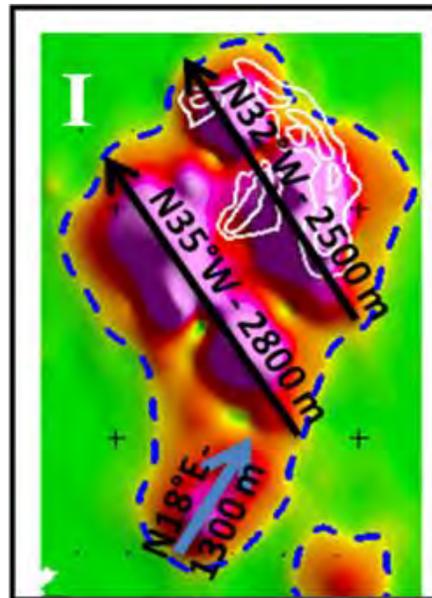
Figura 4.26. Mapa de señal analítica con los cuerpos principales resaltados con una distribución de color normalizada.

#### 4.1.2.2.4.1 ESTRUCTURA I

Las anomalías cuyos bordes se encuentran definidos en sus tres ejes, siendo de formas alargadas dispuestas en dirección preferencial NW-SE y NE-SW, con un rango de intensidad magnética sobre longitud de 0.001 a 2.3 nT, al centro de la anomalía correlacionándolo con la información geológica se hallan zonas mineralizadas pertenecientes, al Cerro de En Medio, es un intrusivo de composición granodiorita-monzonita, en donde se emplazan dos vetas de óxidos de hierro cuyos espesores varían de 0.5 m en la parte superior y a profundidad se amplía a 4 m [56].

El rumbo de la anomalía magnética del norte es de N32°W, tiene una longitud de 2500 m, las intensidades de magnetización van de 0.15 a 2.2 nT.

La estructura anómala al centro con rumbo N35°W y una longitud de 2800 m e intensidad de 0.16 a 1.17 nT. La anomalía al sur tiene un rumbo de N18°E, una longitud de 1300 m con intensidades de 0.14 a 0.55 nT. Ver Figura 4.27.

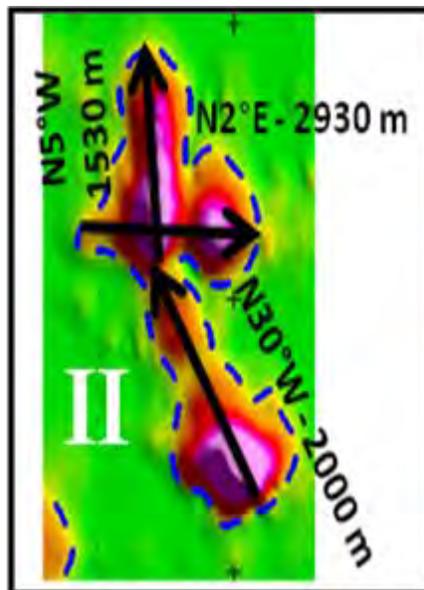


**Figura 4.27.** Estructura I con rumbos y longitudes de las intensidades magnéticas.

#### 4.1.2.2.4.2 ESTRUCTURA II

En la Figura 4.28 se pueden apreciar las anomalías que se definen con bordes alargados, la cual muestra claramente su asociación con una estructura geológica de características tabulares a profundidad ya que en la zona no existe ningún tipo de afloramiento. La geología superficial en esta zona es conglomerado polimíctico. La estructura geológica que aloja la fuente que ocasiona la anomalía magnética, tiene una longitud mayor a los 3 km y un ancho medio de 500 m. En esta área también se definieron tres subestructuras que a continuación se describen.

- Anomalía norte. Tiene una orientación  $N5^{\circ}W$  de longitud 1530 m las intensidades varían de los 0.06 a 0.89 nT.
- Anomalía centro. Abarca parte de la sub anomalía 1 su dirección es  $N2^{\circ}E$  con una longitud de 2930 m con intensidades de 0.06 a 0.91 nT.
- Anomalía sur. Su dirección es  $N30^{\circ}W$  con una longitud de 2000 m, las intensidades en esta zona van de 0.053 a 2.04 nT.



**Figura 4.28.** Estructura II con direcciones y longitudes de las estructuras magnéticas.

#### **4.1.2.2.4.3 ESTRUCTURA III, IV, V, VI**

Estas estructuras son de forma ovalada a las cuales se les relaciona con cuerpos magnéticos y geológicamente hacen relación con diques de minerales magnéticos sepultados por el conglomerado y/o aluvión.

Las intensidades más bajas (colores naranjas y amarillos) hacen relación a cuerpos más profundos, Estructuras V, VI. La intensidad promedio de magnetización para estas estructuras es de 0.14 a 0.33nT.

#### **4.1.2.3 ZONAS DE INTERÉS MINERO**

En el mapa de señal analítica de la Figura 4.29, se localizaron los cuerpos de interés minero. Aquí se observa la ubicación de las 14 posibles zonas mineralizadas asociadas con las anomalías magnéticas de intensidad alta.

Además, las estructuras geológicas controladoras de la posible mineralización tienen un rumbo general N-S. La cercanía de las rocas sedimentarias calcáreas que son receptoras de la mineralización, con la porción de la estructura magnética II hace que esta zona sea de principal importancia.

En el modelo tridimensional de la Figura 4.30 se muestra con detalle las estructuras magnéticas que son de interés para su exploración y análisis con métodos eléctricos y gravimétricos.

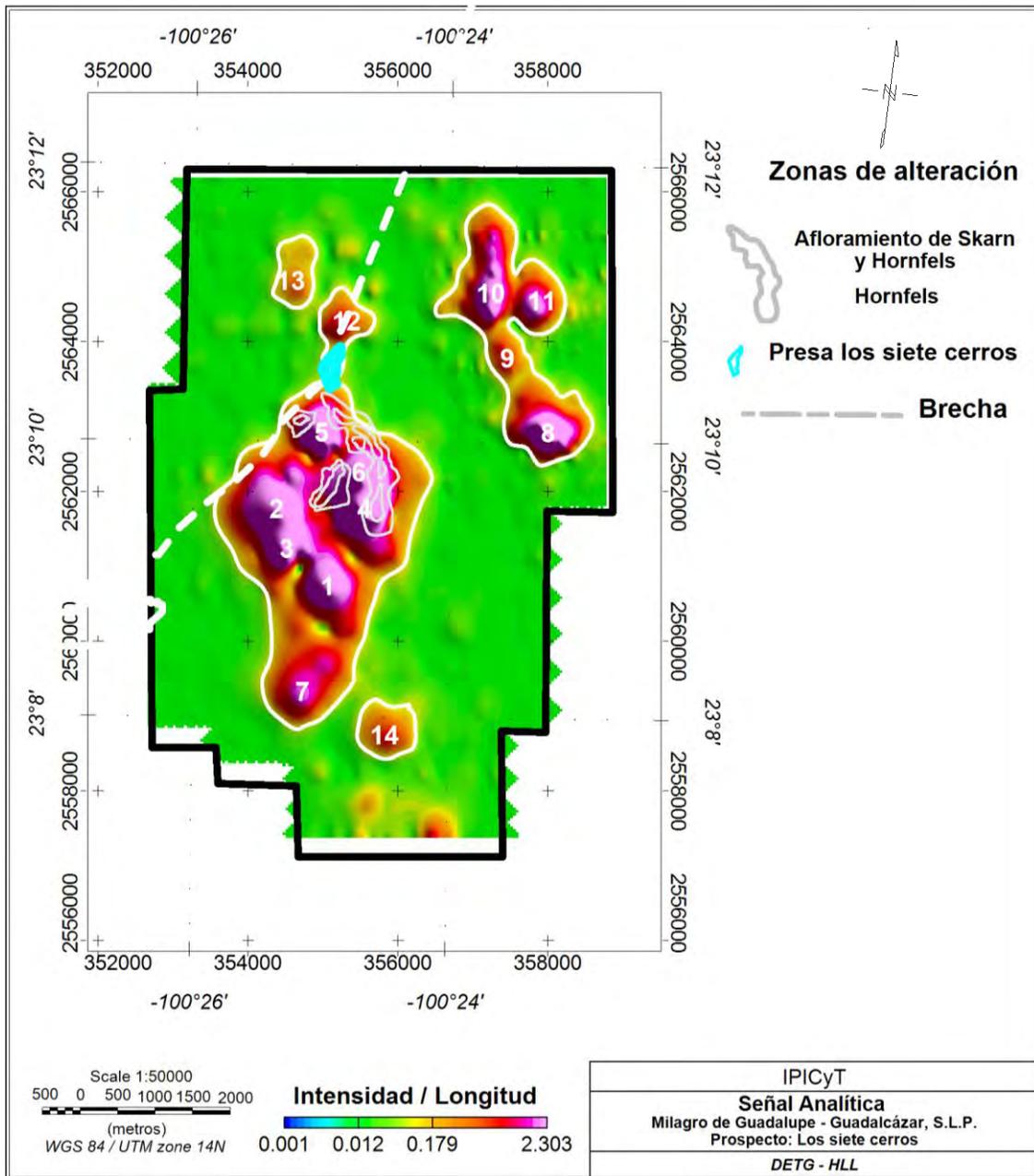


Figura 4.29. Mapa de señal analítica con zonas de interés minero.

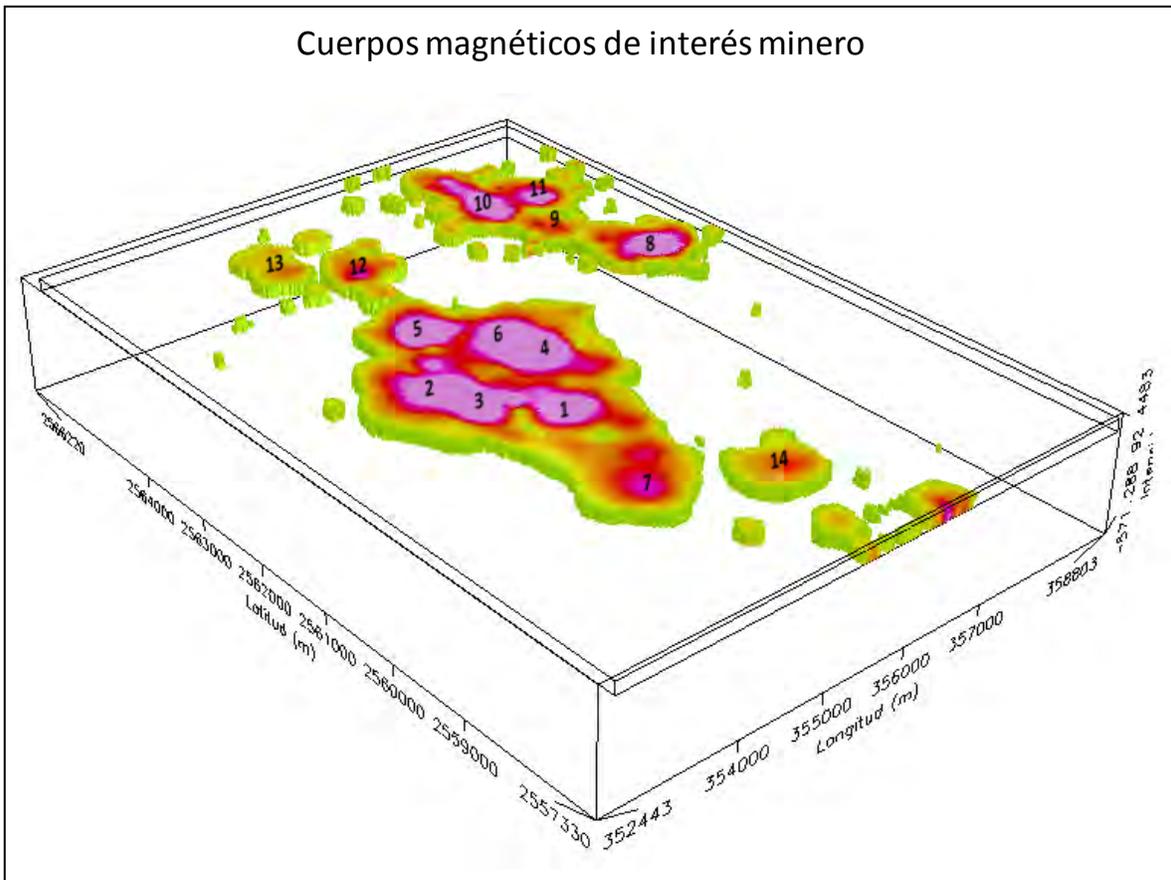


Figura 4.30. Mapa de los cuerpos de interés minero.

#### 4.1.2.4 ESPECTRO DE POTENCIA

A los datos magnéticos terrestres obtenidos se les aplicó el análisis espectral promediado radialmente, ver Figura 4.31 [59]. Estos resultados indican una profundidad de 160 m para las fuentes más profundas y 50 m para las fuentes superficiales.

##### 4.1.2.4.1 ANÁLISIS ESPECTRAL

De acuerdo con la Figura 4.31, se pueden definir tres dominios de frecuencia. El primer dominio (dominio A) está comprendido en el intervalo de 0 a 4.0 ciclos/km.

El segundo dominio (dominio B) está definido en los valores de 4.0 a 10.6 ciclos/km. Finalmente el tercer dominio (dominio C) es atribuido a ruido blanco y está ubicado entre 10.6 y 12.8 ciclos/km.

Para poder estimar las profundidades de los diferentes dominios se tomaron en cuenta las diferentes rectas trazadas en el espectro de potencias promediado radialmente, ver Figura 4.31, las cuales representan cambios en las pendientes, el cálculo de pendientes dio pauta a la deducción de las profundidades de cada fuente. A continuación se muestra el procedimiento para calcular las profundidades de dichas fuentes.

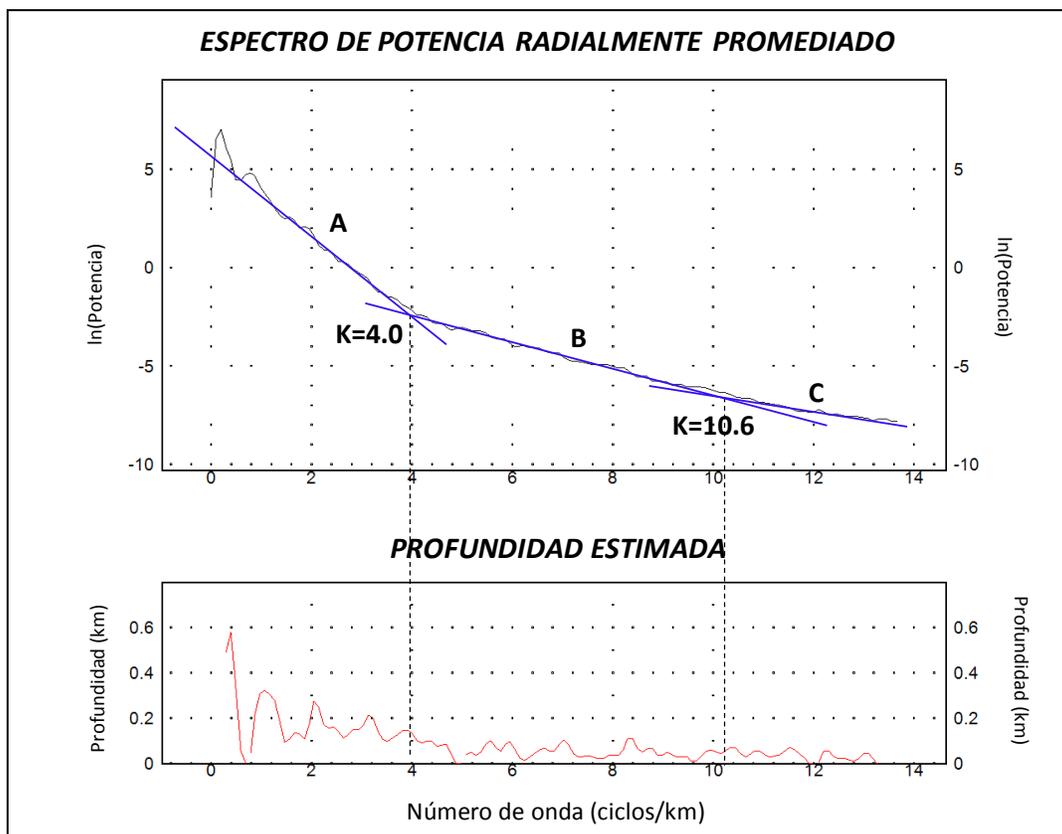


Figura 4.31. Ubicación de las pendientes en el espectro de energía promediado radialmente.

**a) Dominio A = Fuente profunda**

Los puntos P1 y P2 corresponden a la recta representativa del dominio A:

$$P1 (0.0, 5.5); P2 (4.0, -2.5)$$

$$m = \frac{y_2 - y_1}{x_2 - x_1} \quad ; \quad m = \frac{-2.5 - 5.5}{4.0 - 0.0} \quad ; \quad \text{por lo tanto } m = -2.0$$

$$\text{Profundidad} = \frac{m}{4\pi} \quad ; \quad \text{Profundidad} = \frac{-2.0}{4\pi}$$

$$\underline{\text{Profundidad} = -0.16 \text{ km}}$$

**b) Dominio B = Fuente intermedia**

Los puntos P2 y P3 corresponden a la recta representativa del dominio B:

$$P2 (4.0, -2.5); P3 (10.6, -6.7)$$

$$m = \frac{y_3 - y_2}{x_3 - x_2} \quad ; \quad m = \frac{-6.7 - -2.5}{10.6 - 4.0} \quad ; \quad \text{por lo tanto } m = -0.63$$

$$\text{Profundidad} = \frac{m}{4\pi} \quad ; \quad \text{Profundidad} = \frac{-0.63}{4\pi}$$

$$\underline{\text{Profundidad} = -0.05 \text{ km}}$$

#### 4.1.2.5. DECONVOLUCIÓN DE EULER

En la Figura 4.32 se muestran las profundidades estimadas con un SI de 0.0, un tamaño de ventana de Euler 3 y una tolerancia de error del 3%. El SI nos dice las profundidades de las unidades magnéticas asociadas a contactos o bordes, geofísicamente hablando está relacionado a líneas de dipolos, y sus profundidades van desde 59 a 219 m, nótese que las fuentes se calculan en las zonas de altos gradientes. En tanto, en la Figura 4.33 también vemos el mismo SI para la respuesta magnética de la señal analítica y la estimación de sus profundidades van de 70 a 369 m, aquí las fuentes se encuentran en la parte sur de la zona de estudio.

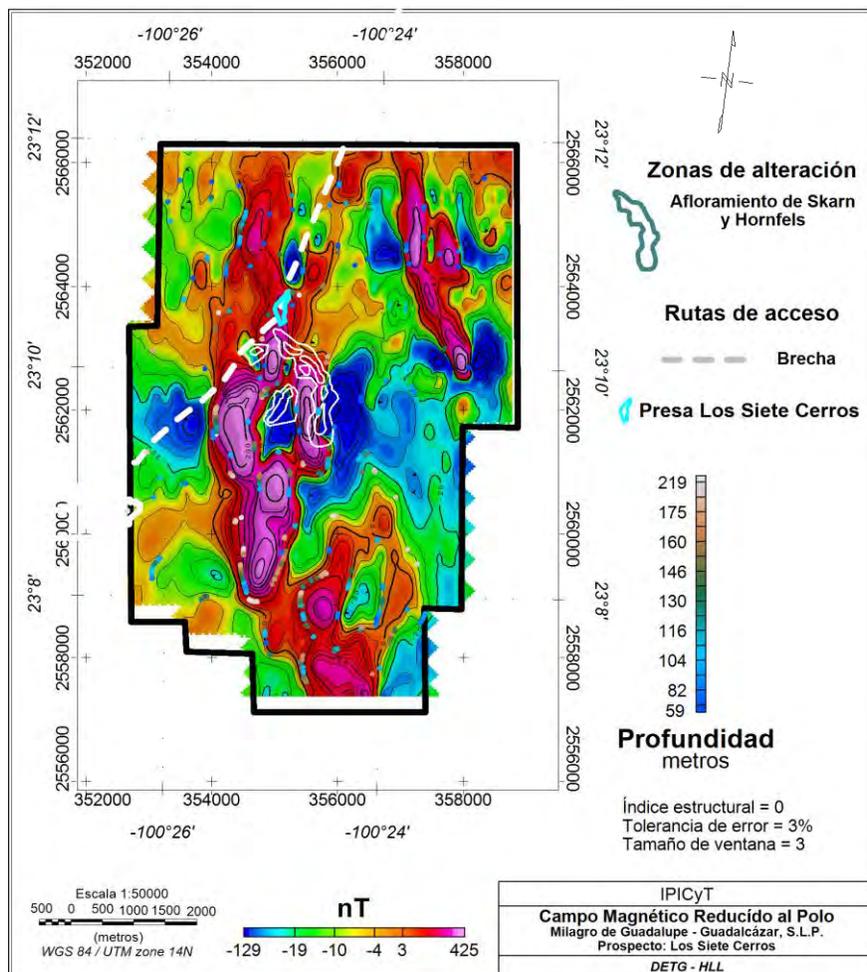


Figura 4.32 Mapa de RP con estimación de profundidades con ED, con SI de 0.0.

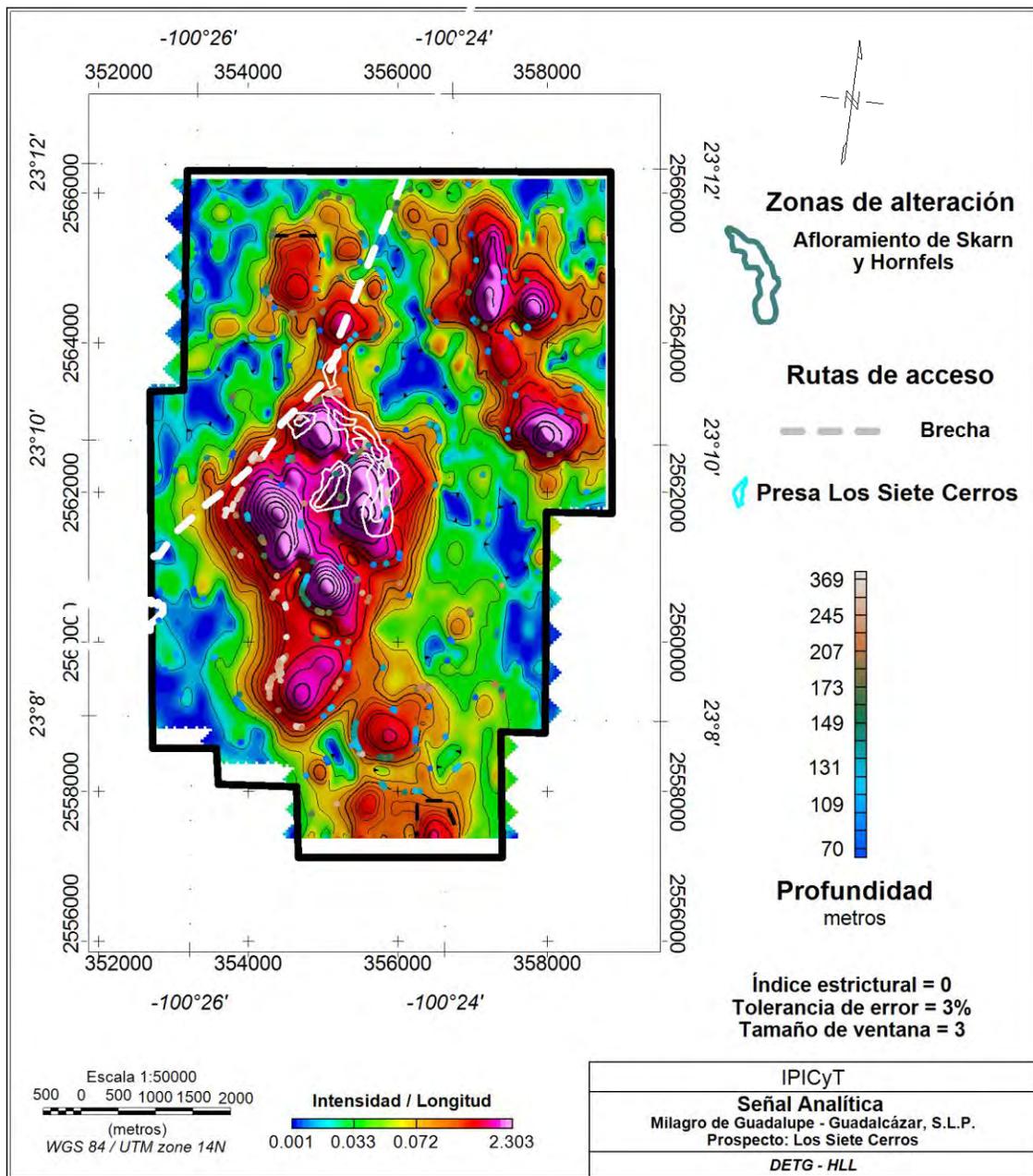


Figura 4.33. Mapa de señal analítica con estimación de profundidades con ED, con SI de 0.0.

A continuación, en la Figura 4.34 se calculó la profundidad para un SI de 0.5, tamaño de ventana de Euler de 3 y tolerancia de error de 3%. En este mapa se resaltan las zonas de cuerpos lineales (step), y cambios litológicos, sus profundidades van de 76 a 300 m y se ubican al centro del intrusivo. En tanto que

en la Figura 4.35, correspondiente al mismo SI para la respuesta magnética de señal analítica y la estimación de sus profundidades a 67 a 316 m.

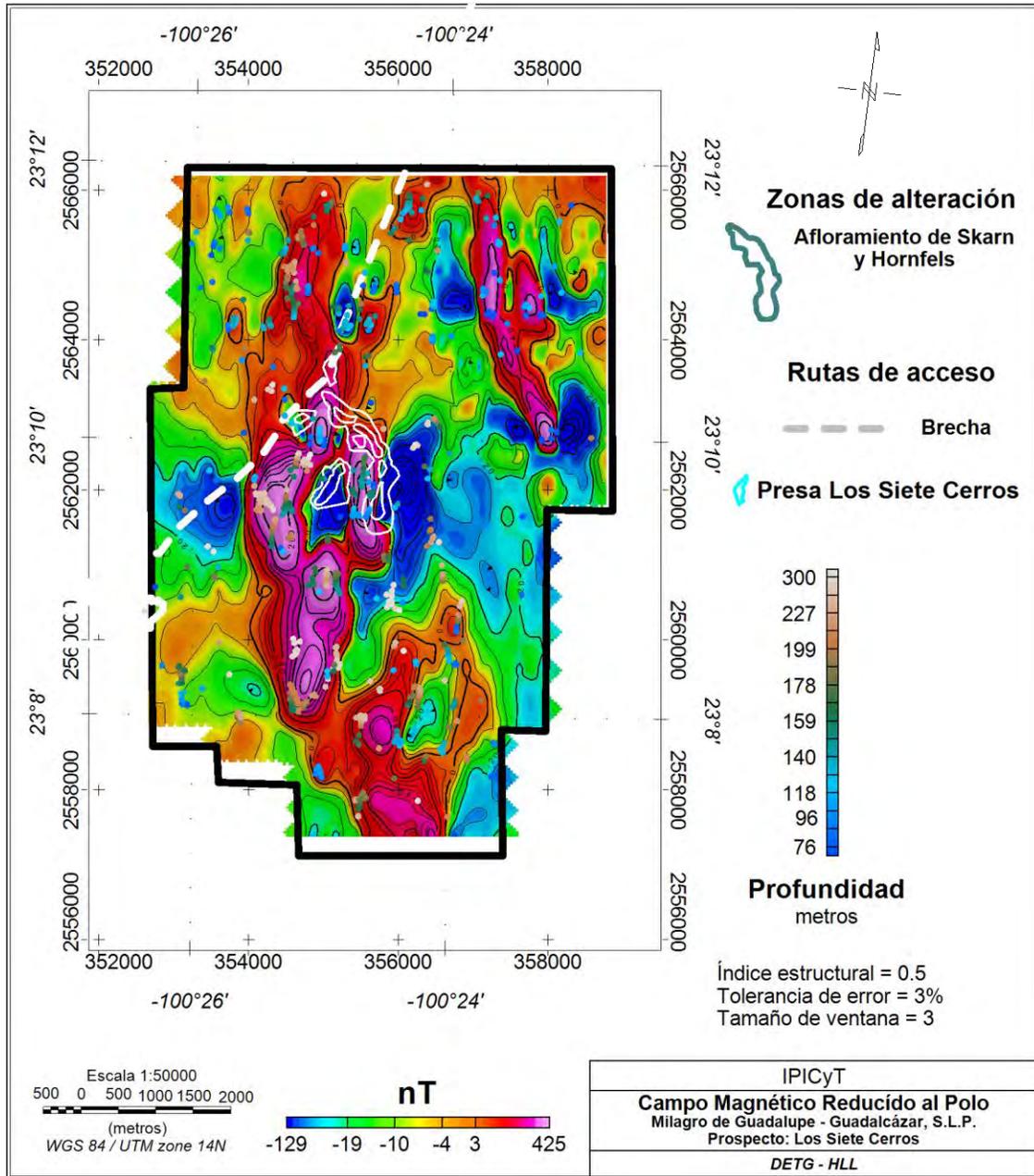


Figura 4.34. Mapa de RP con estimación de profundidades con ED, con SI de 0.5.

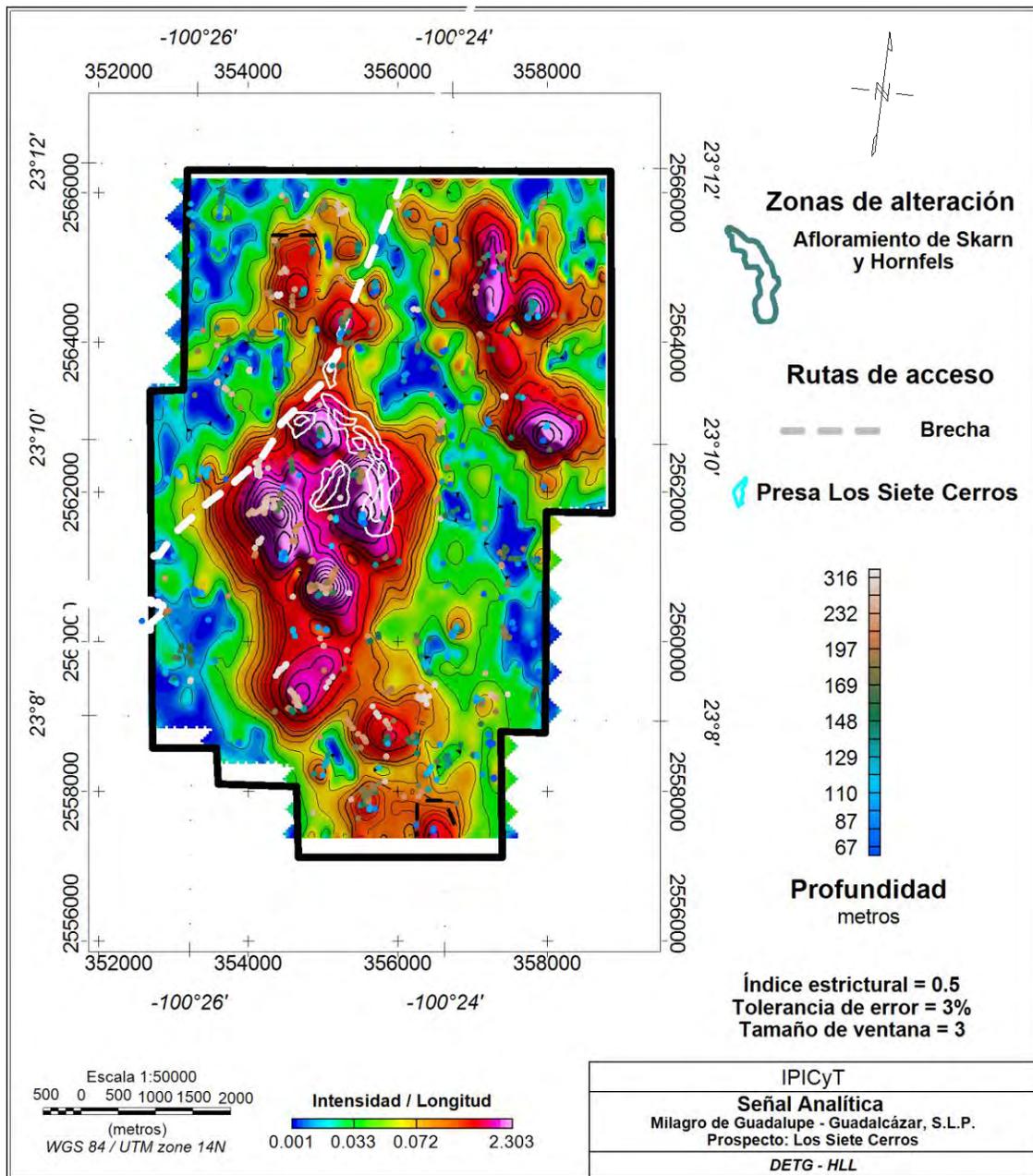


Figura 4.35. Mapa de señal analítica con estimación de profundidades con ED, con SI de 0.5.

En el mapa de la Figura 4.36 se calcula la profundidad para un SI de 1.0, tamaño de ventana de Euler de 3 y tolerancia de error de 3%. En este mapa se resaltan las zonas de falla, diques y cuerpos bidimensionales relativamente delgados que están en posición subvertical; en geofísica las relaciones son profundidades de

contacto, que van de 91 a 379 m los cuerpos mas someros los encontramos en todo el largo de la anomalía. En tanto que en la Figura 4.37, correspondiente al mismo SI para la respuesta magnética de señal analítica la estimación de sus profundidades va de 80 a 417 m y se ubican entre los intrusivos y en la parte centro oeste del área de estudio .

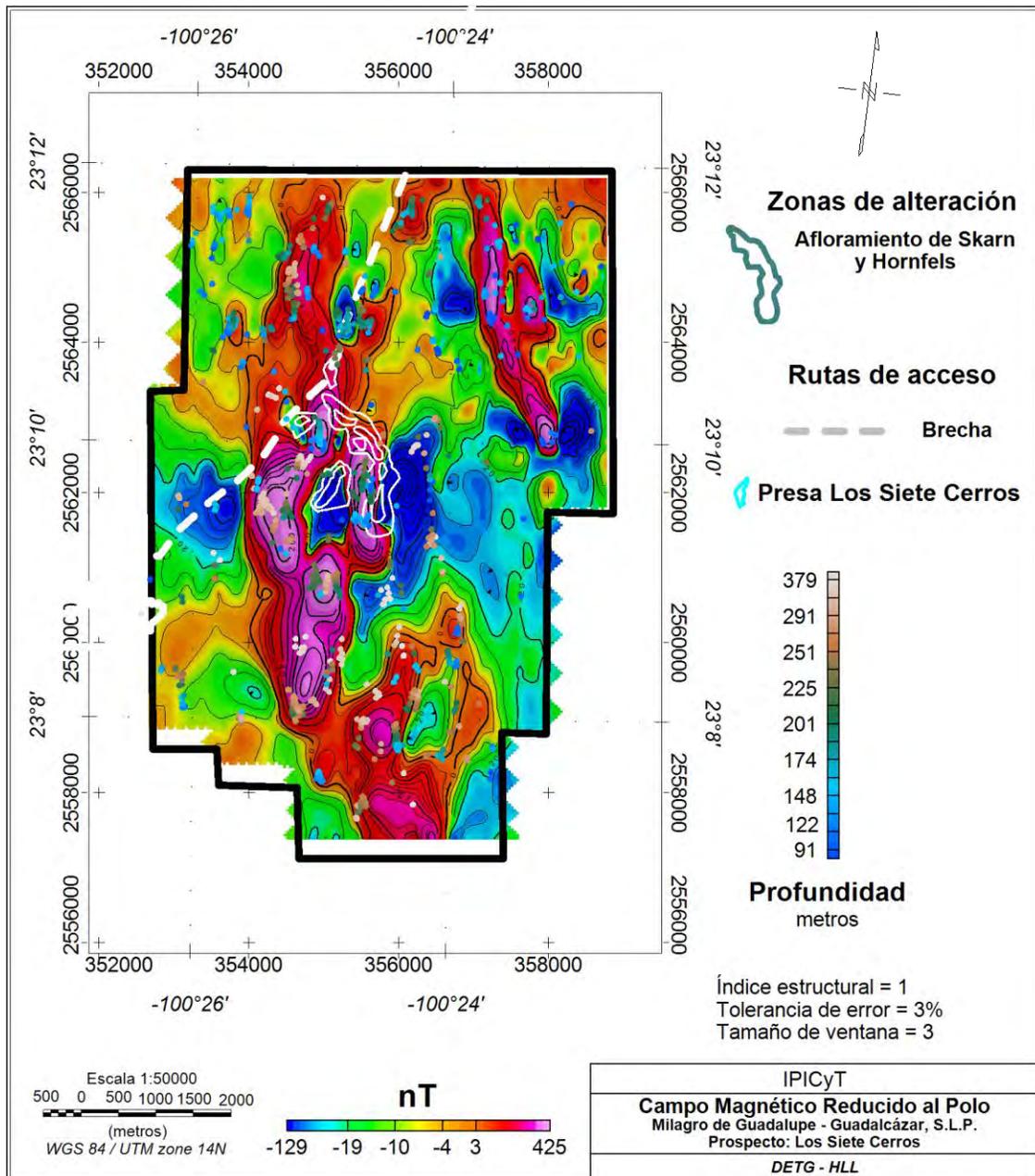


Figura 4.36. Mapa de RP con estimación de profundidades con ED, con SI de 1.

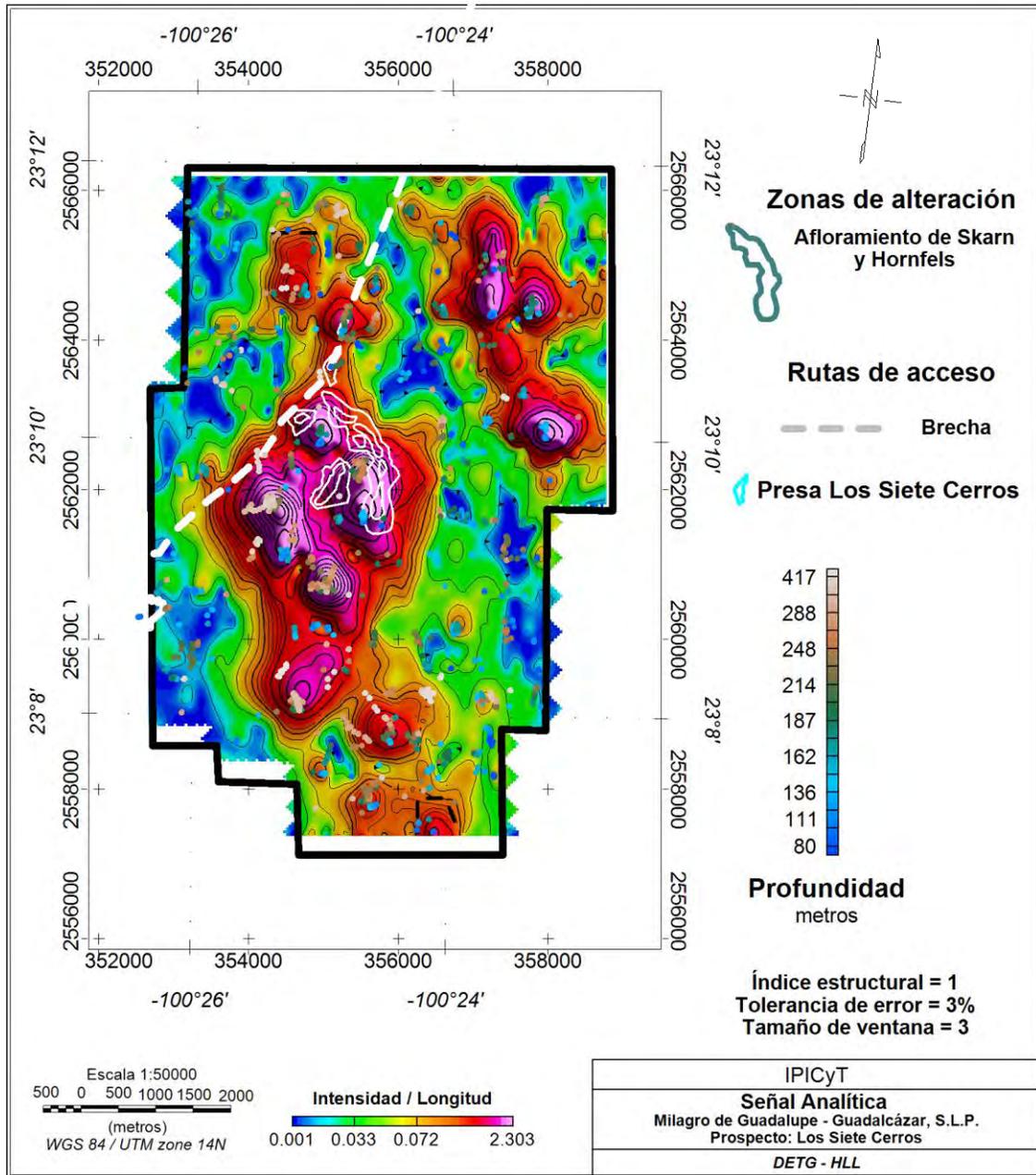


Figura 4.37. Mapa de señal analítica con estimación de profundidades con ED, con SI de 1.

## 4.2 MÉTODO GEOELÉCTRICO

Entre los métodos de resistividad geoelectrica se emplearon las técnicas SEV y PI, las cuales miden la variación de la resistividad eléctrica a profundidad (SEV) y lateral (PI). Es importante mencionar que la resistividad eléctrica de una unidad geológica (rocas o sedimentos), varía de acuerdo con la naturaleza del material que constituye la roca o sedimento (composición mineral, densidad, porosidad y tamaño) y también depende del contenido de agua.

### 4.2.1 SONDEOS ELÉCTRICOS VERTICALES

En la Figura 4.38 se muestran los mapas de ubicación de los SEVs realizados en la sección Noreste y Sur de la zona de estudio. Una vez realizados los SEVs se procedió a graficar los valores de resistividad aparente contra la distancia AB/2 en doble logaritmo y mediante el programa IX1D Interpex limited Company [61] se generó la curva de resistividad aparente para cada SEV, que a su vez estima un modelo inicial (curva teórica) preliminar, el cual se ajusta y suaviza a través de múltiples iteraciones mediante la inversión de Occamm [62], manteniendo un error al 5% en el intervalo de confianza, generando un buen ajuste entre la curva teórica y la curva de campo, ver Figuras 4.39 a 4.51.

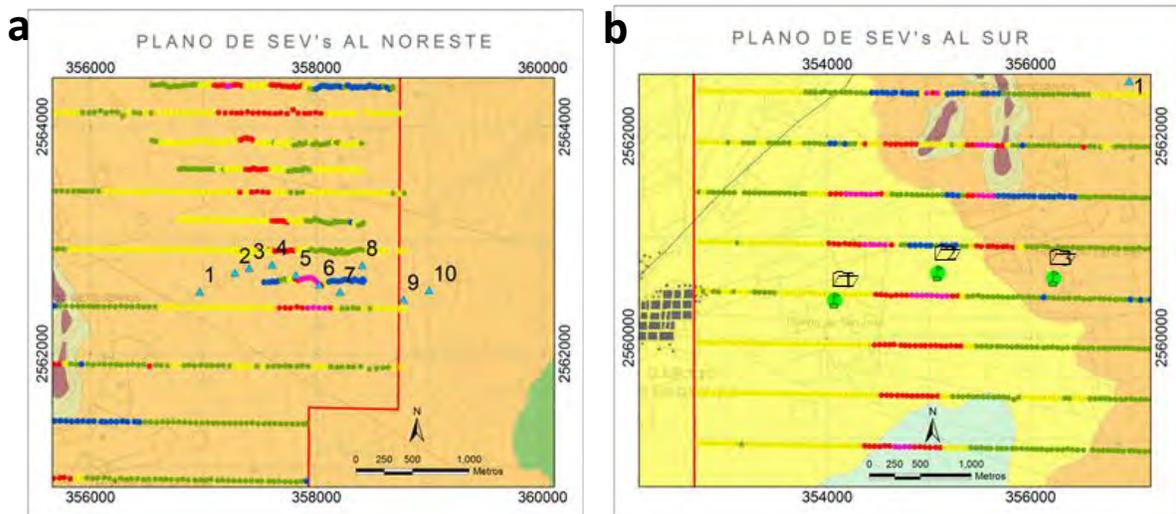


Figura 4.38. Mapas de ubicación de los SEVs a) sección Noreste y b) sección Sur.

Inmediatamente se procedió a hacer un cálculo cuantitativo computando las resistividades y espesores reales. Una vez obtenidas las resistividades reales, se interpretaron las morfologías de las curvas patrón (A, Q, K y H) que representan a cada SEV, para poder saber los diferentes tipos de familias de curvas que caracterizan al subsuelo del área al NE y al S, ver Tabla 4.2.

**Tabla 4.2.** Coordenadas de los SEVs realizados en las zonas NE y S.

<b>SEV</b>	<b>Longitud (m)</b>	<b>Latitud (m)</b>	<b>Altitud (m)</b>	<b>AB/2 (m)</b>	<b>Tipo de curva</b>
<b>Zona Noreste</b>					
1	356968	2562548	1394	1000	AA
2	357280	2562716	1401	1000	AA
3	357405	2562756	1401	1000	KH
4	357608	2562786	1424	1000	KH
5	357817	2562695	1390	1000	KHKH
6	358025	2562609	1439	1000	KHKH
7	358209	2562548	1439	1000	KH
8	358404	2562782	1452	1000	KQH
9	358769	2562480	1492	500	QQH
10	358997	2562561	1481	1000	KQH
<b>Zona Sur</b>					
11	354075	2560375	1309	1500	HKH
12	355090	2560642	1344	1500	HKH
13	356228	2560590	1353	1500	HKH

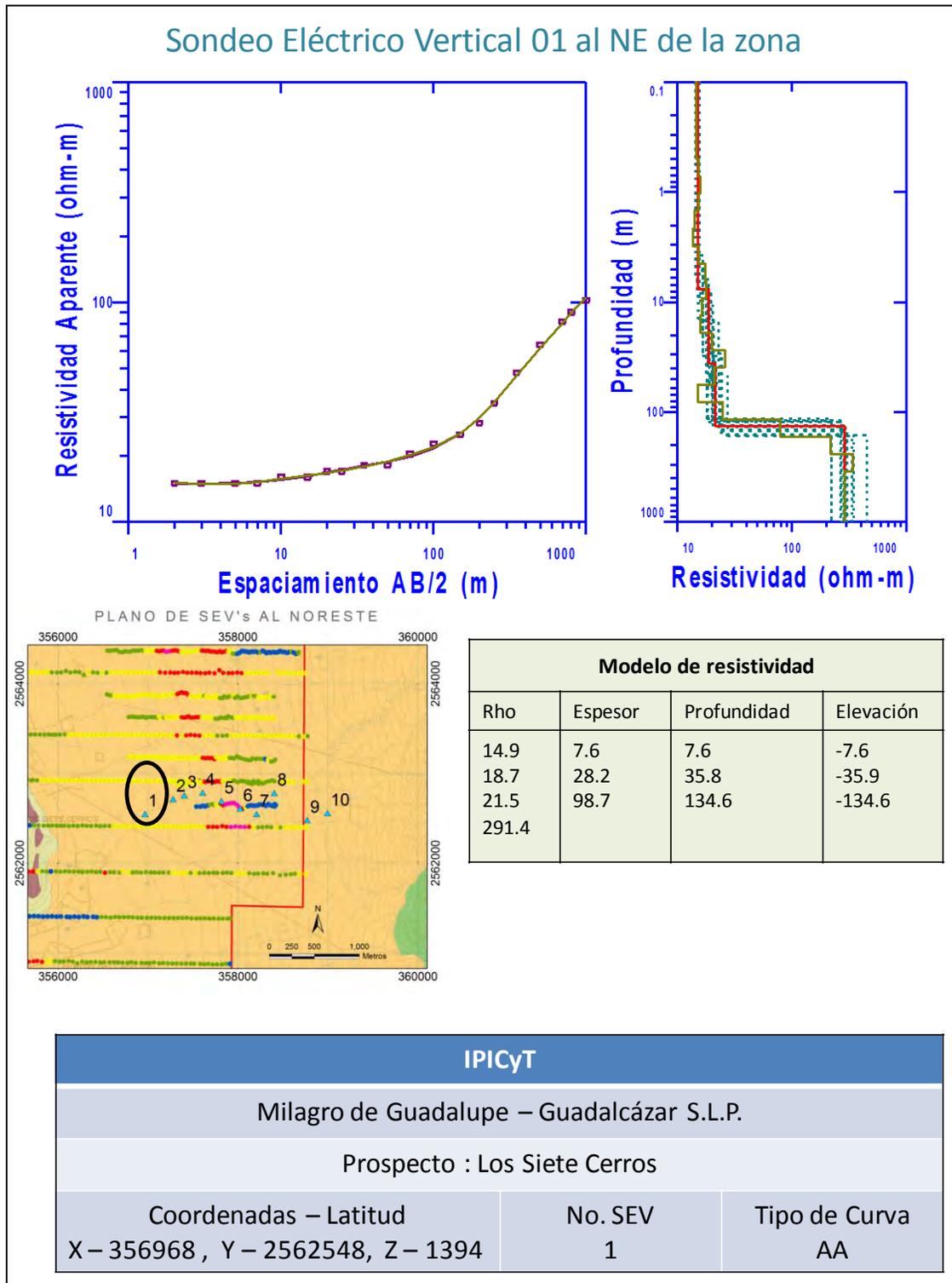


Figura 4.39. Curva del SEV 1 al NE de la zona y su interpretación.

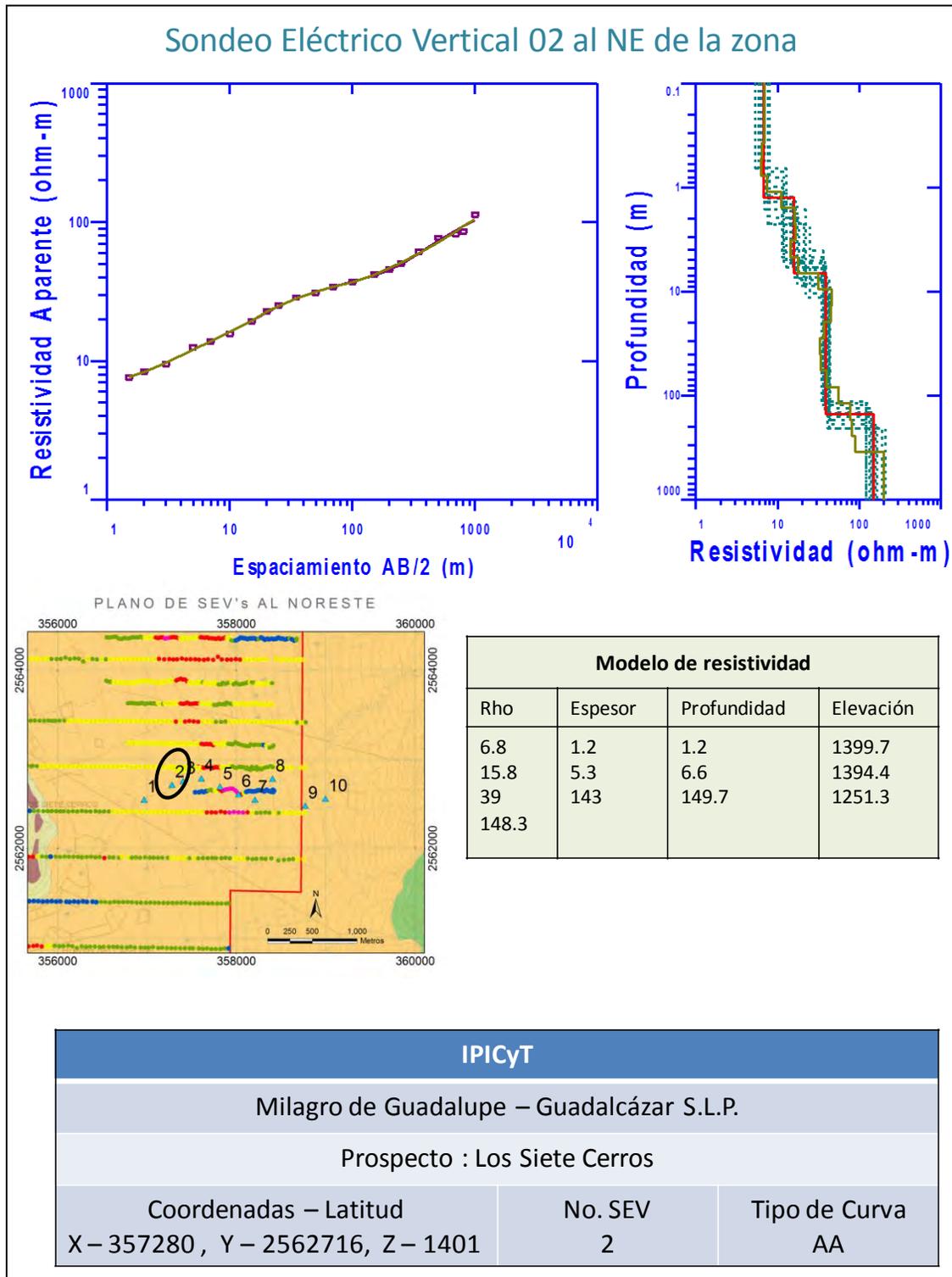


Figura 4.40. Curva del SEV 2 al NE de la zona y su interpretación.

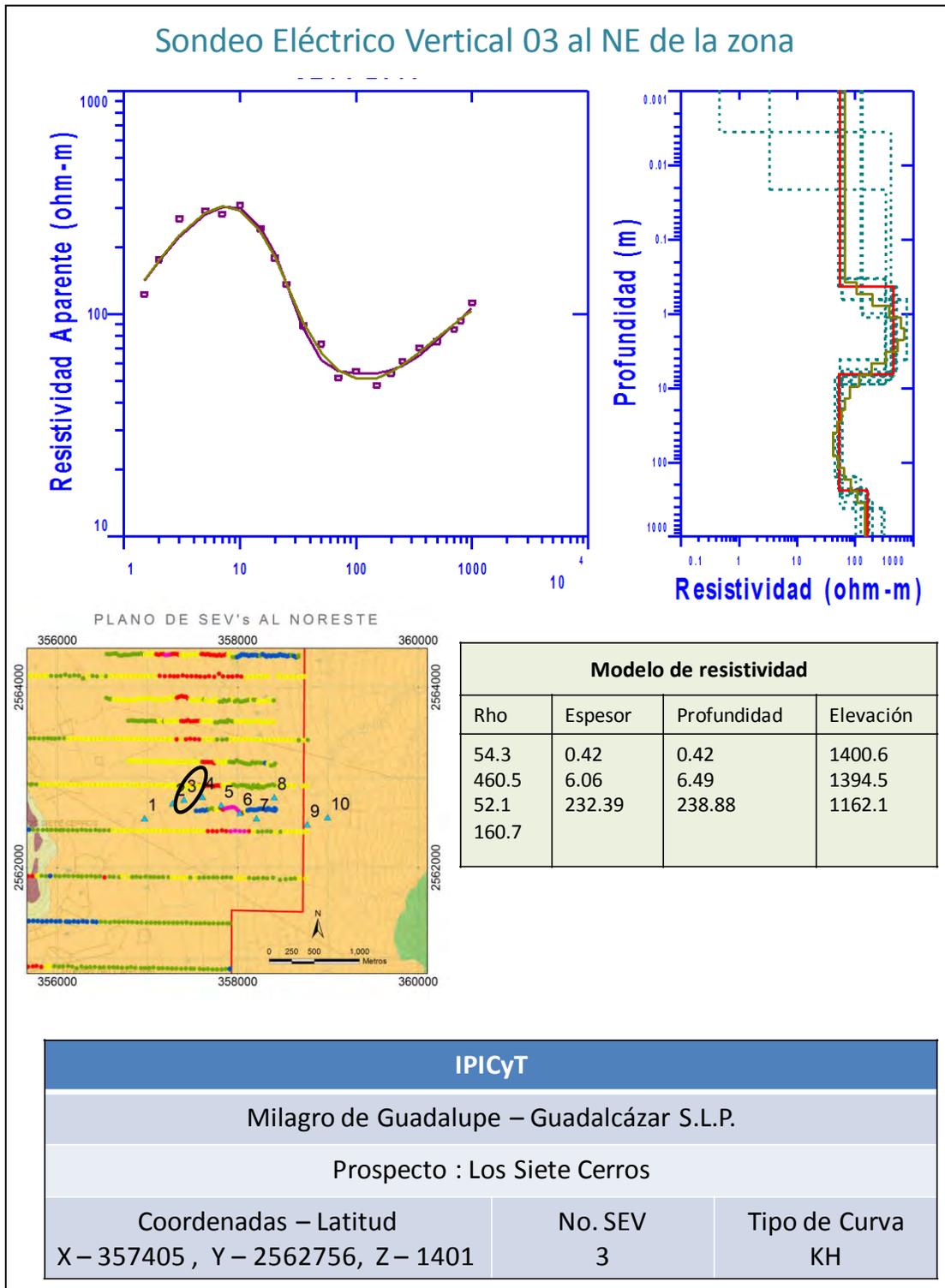
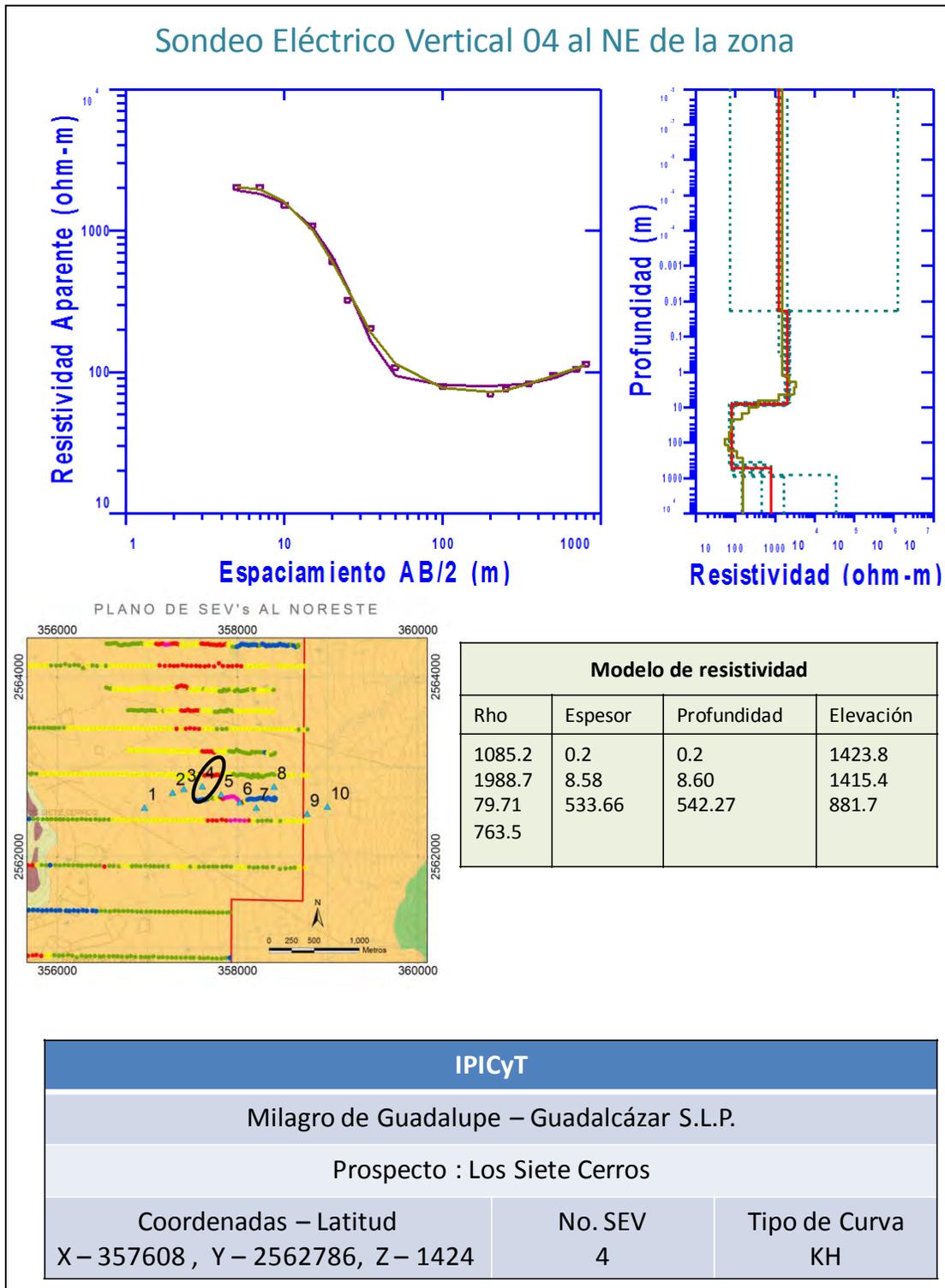
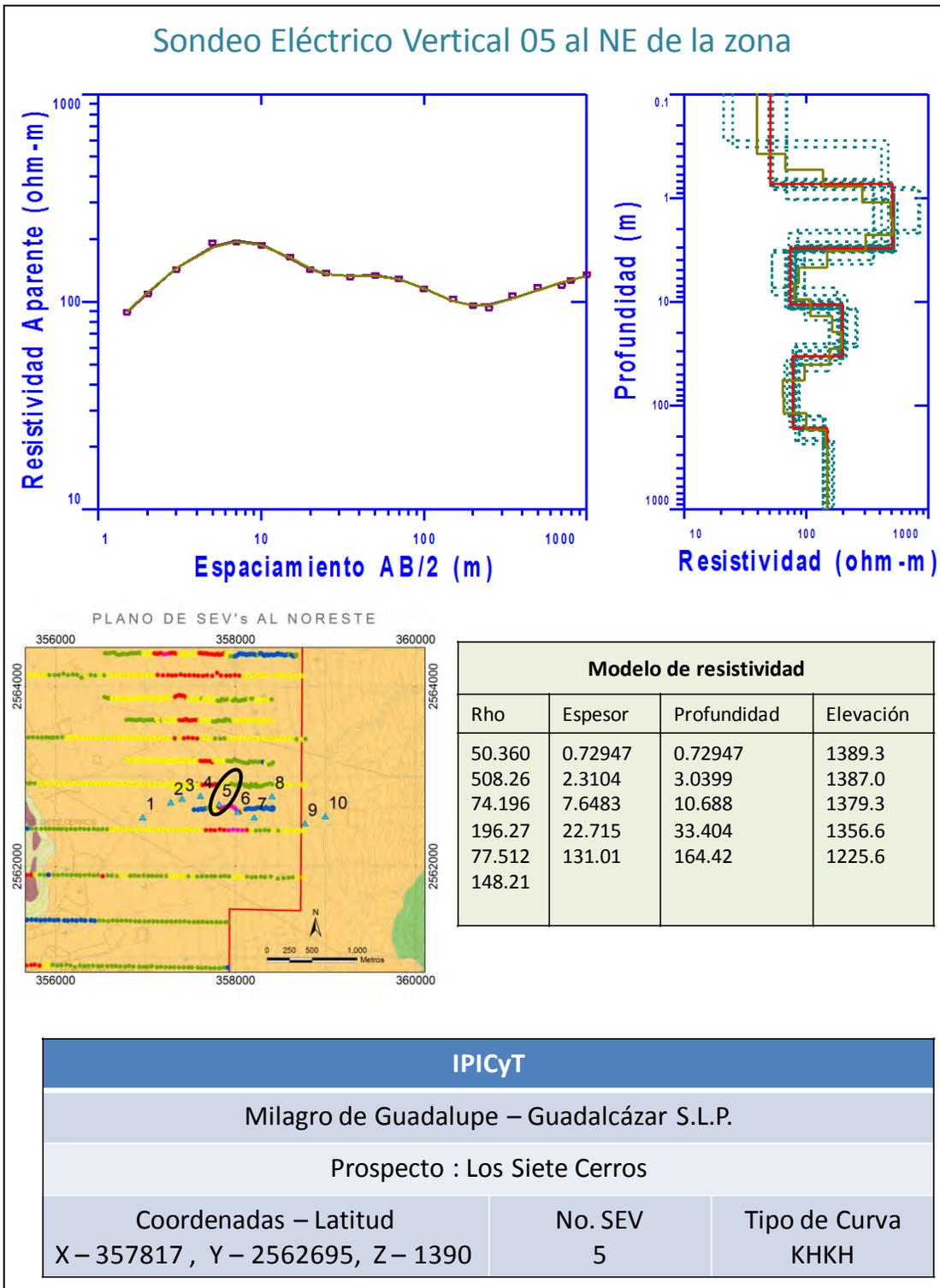


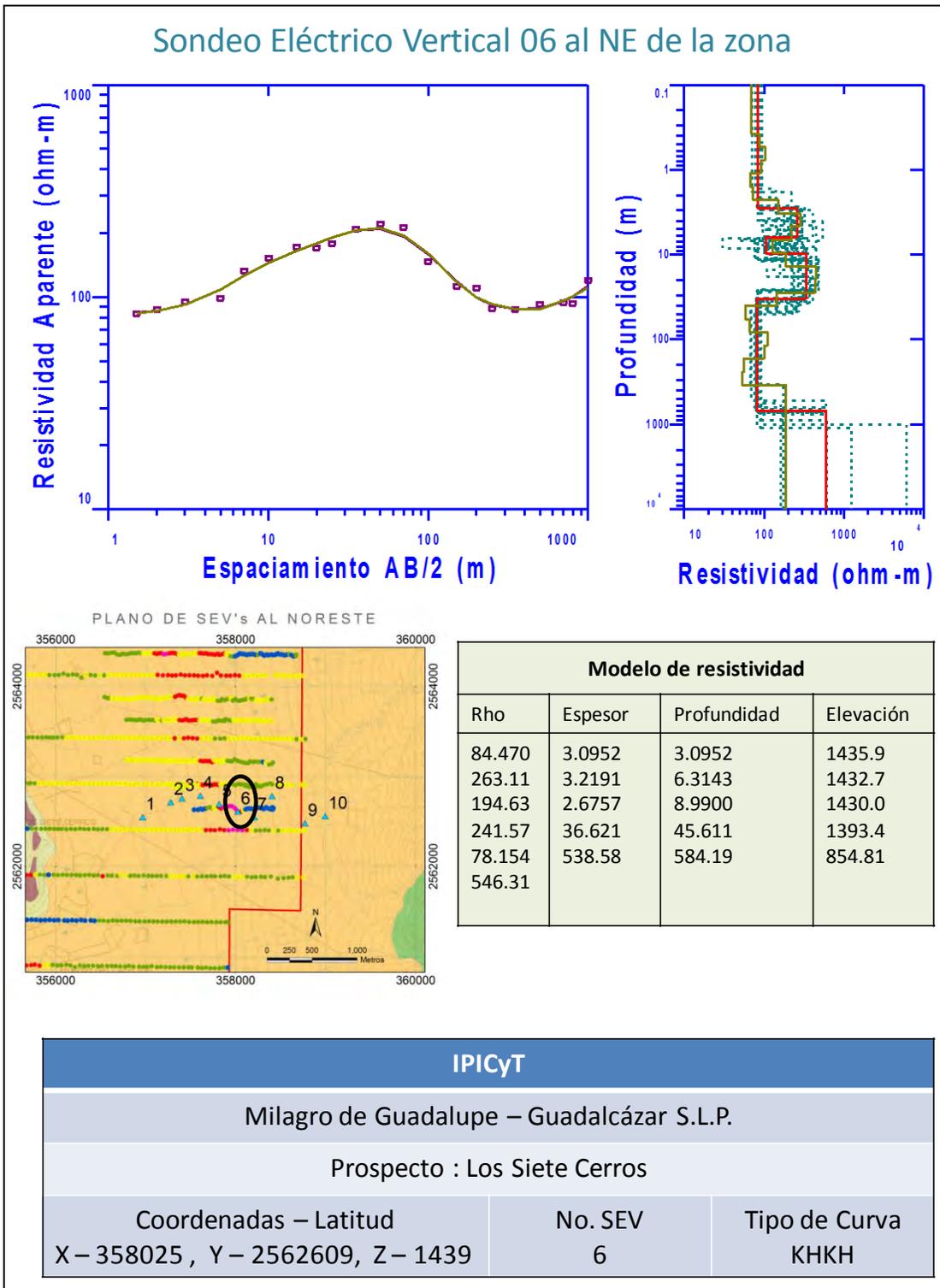
Figura 4.41. Curva del SEV 3 al NE de la zona y su interpretación.



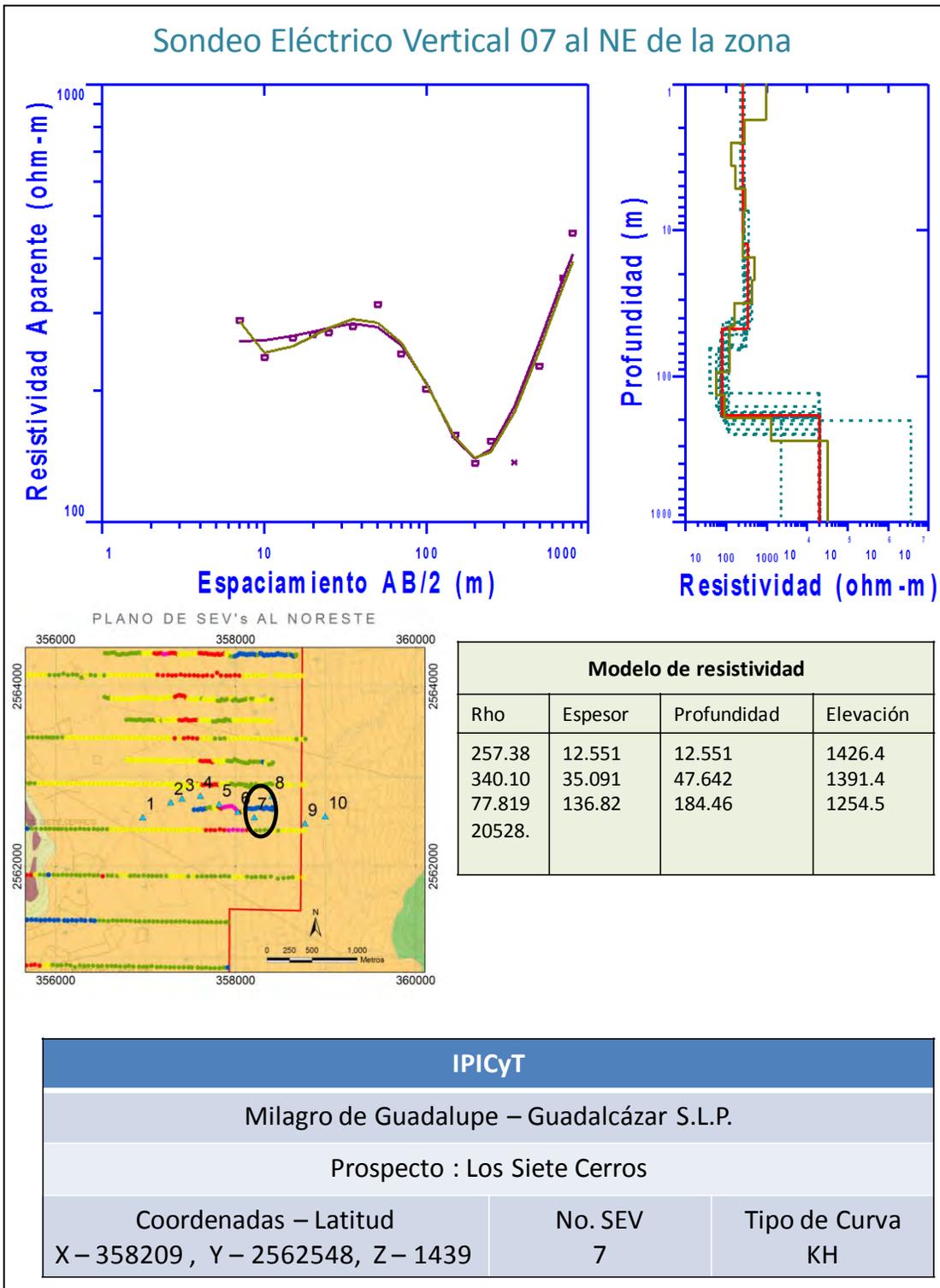
**Figura 4.42.** Curva del SEV 4 al NE de la zona y su interpretación.



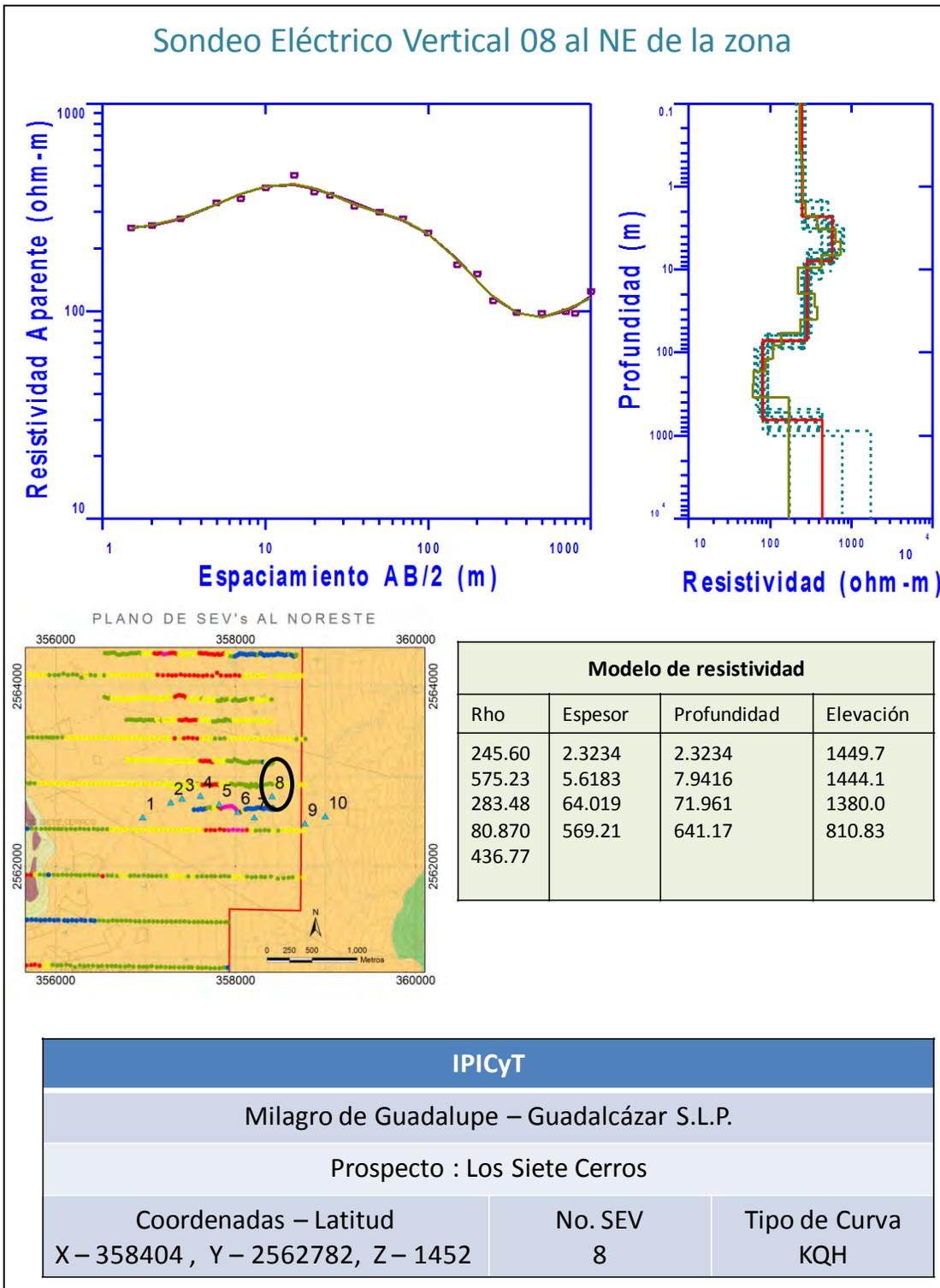
**Figura 4.43.** Curva del SEV 5 al NE de la zona y su interpretación.



**Figura 4.44.** Curva del SEV 6 al NE de la zona y su interpretación.



**Figura 4.45.** Curva del SEV 7 al NE de la zona y su interpretación.



**Figura 4.46.** Curva del SEV 8 al NE de la zona y su interpretación.

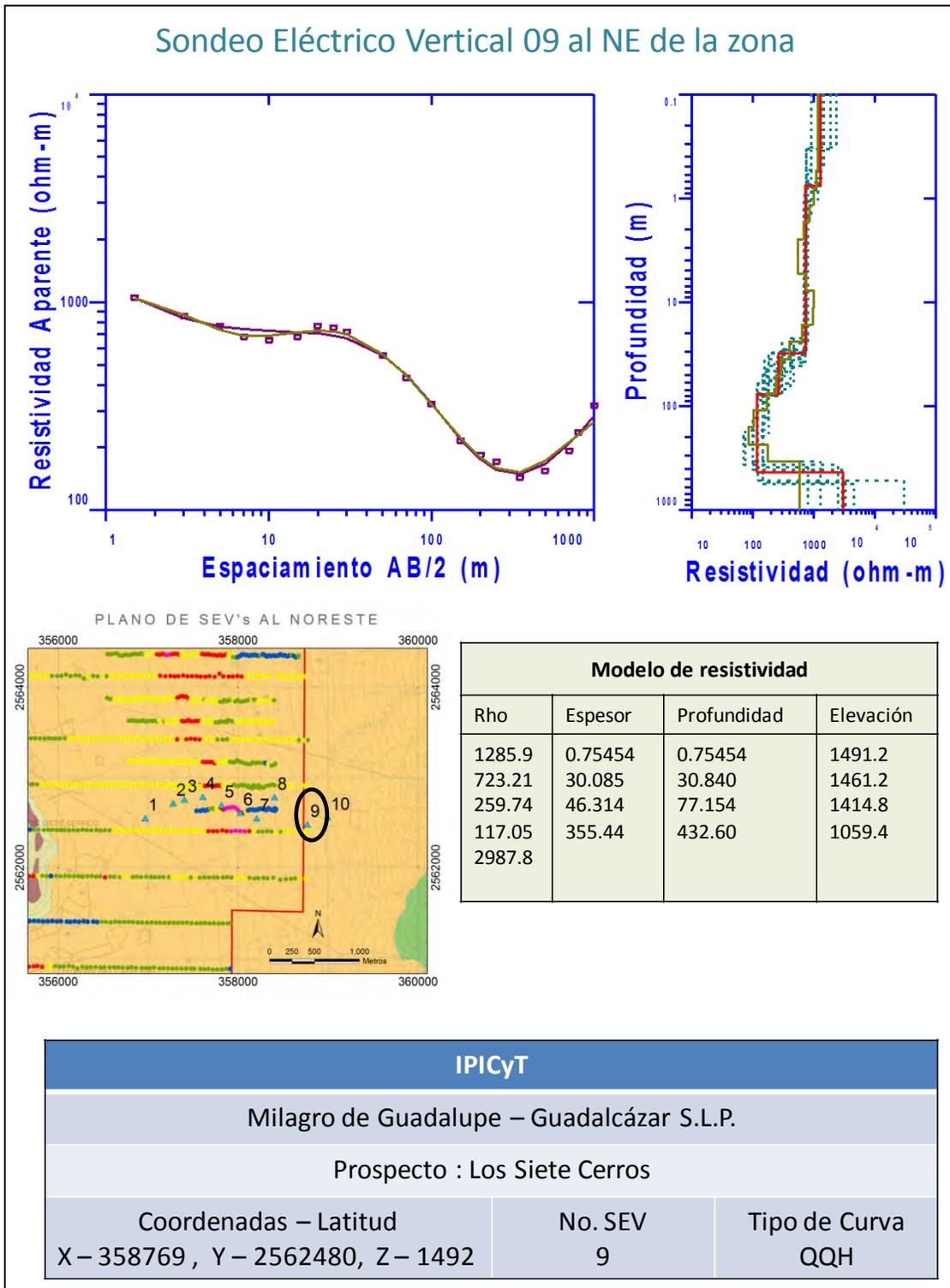
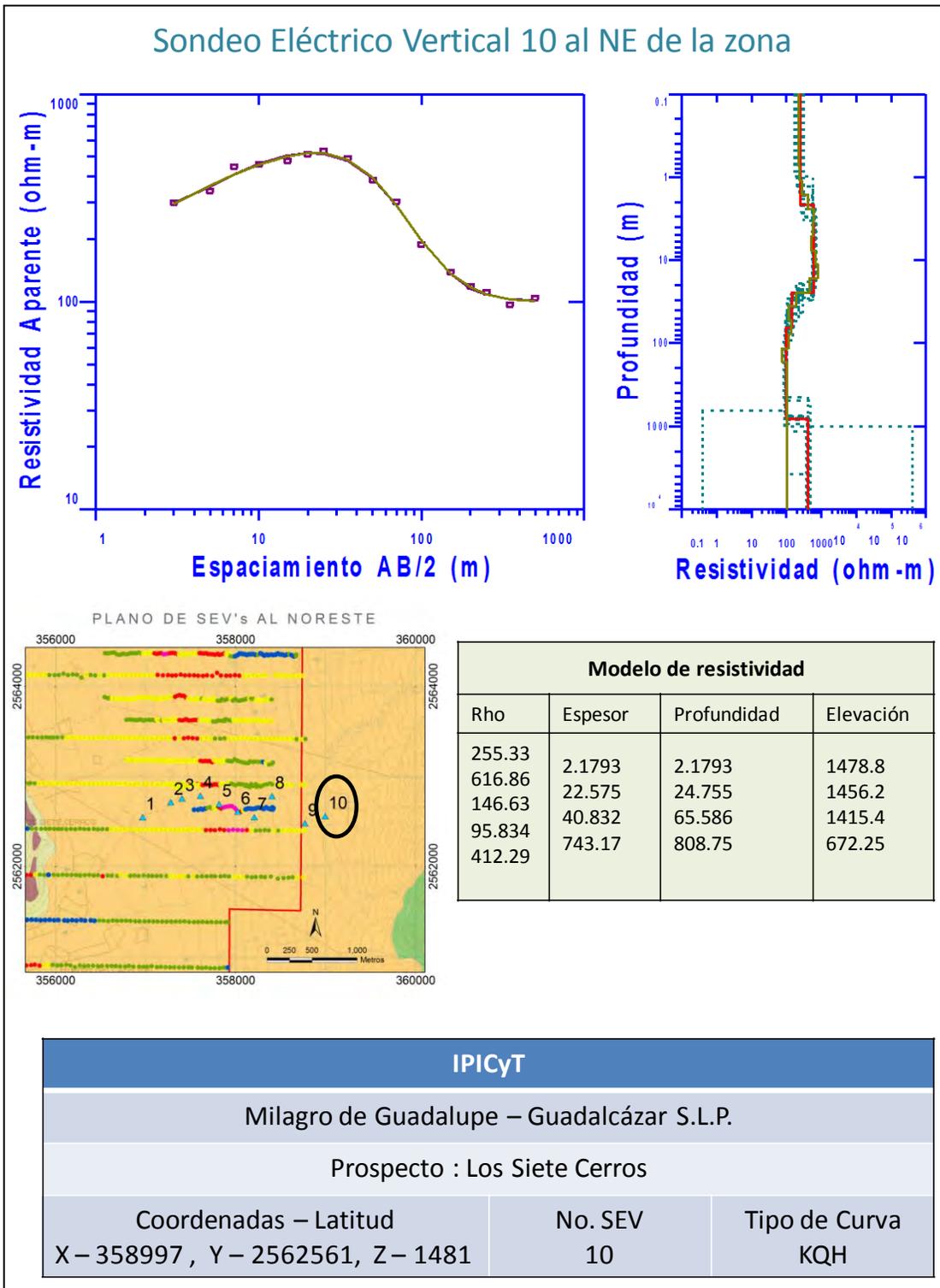
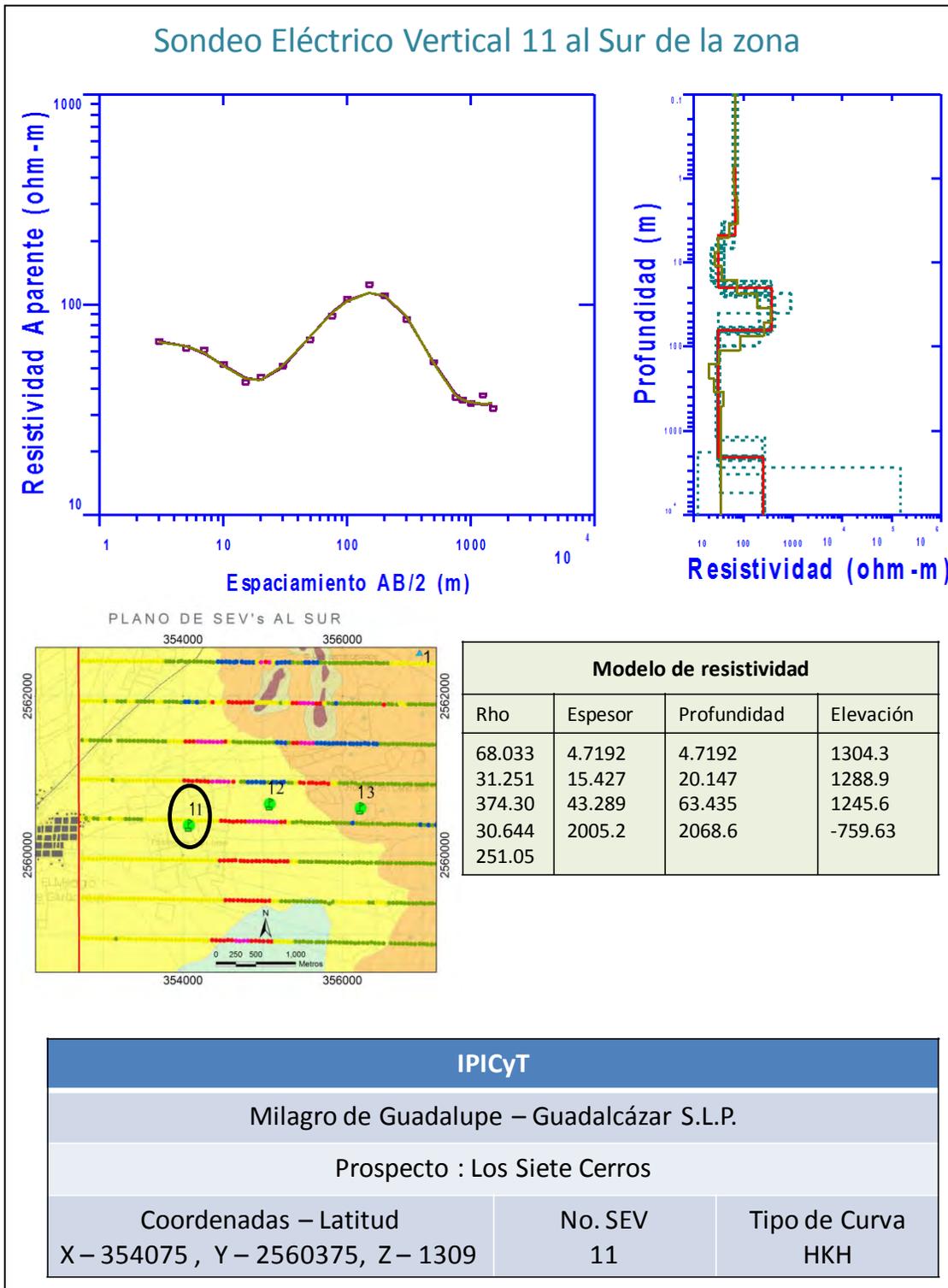


Figura 4.47. Curva del SEV 9 al NE de la zona y su interpretación.



**Figura 4.48.** Curva del SEV 10 al NE de la zona y su interpretación.



**Figura 4.49.** Curva del SEV 11 al Sur de la zona y su interpretación.

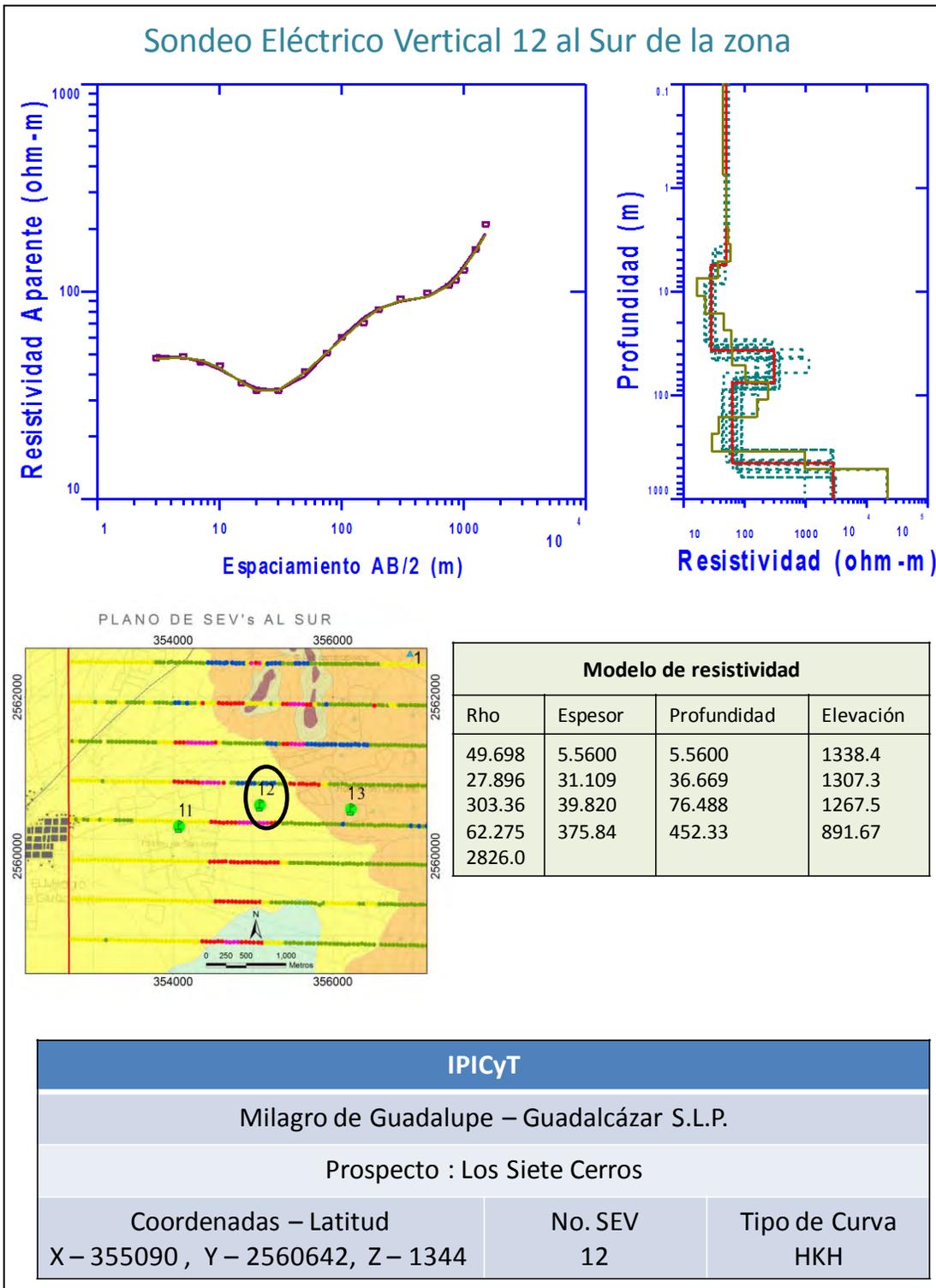
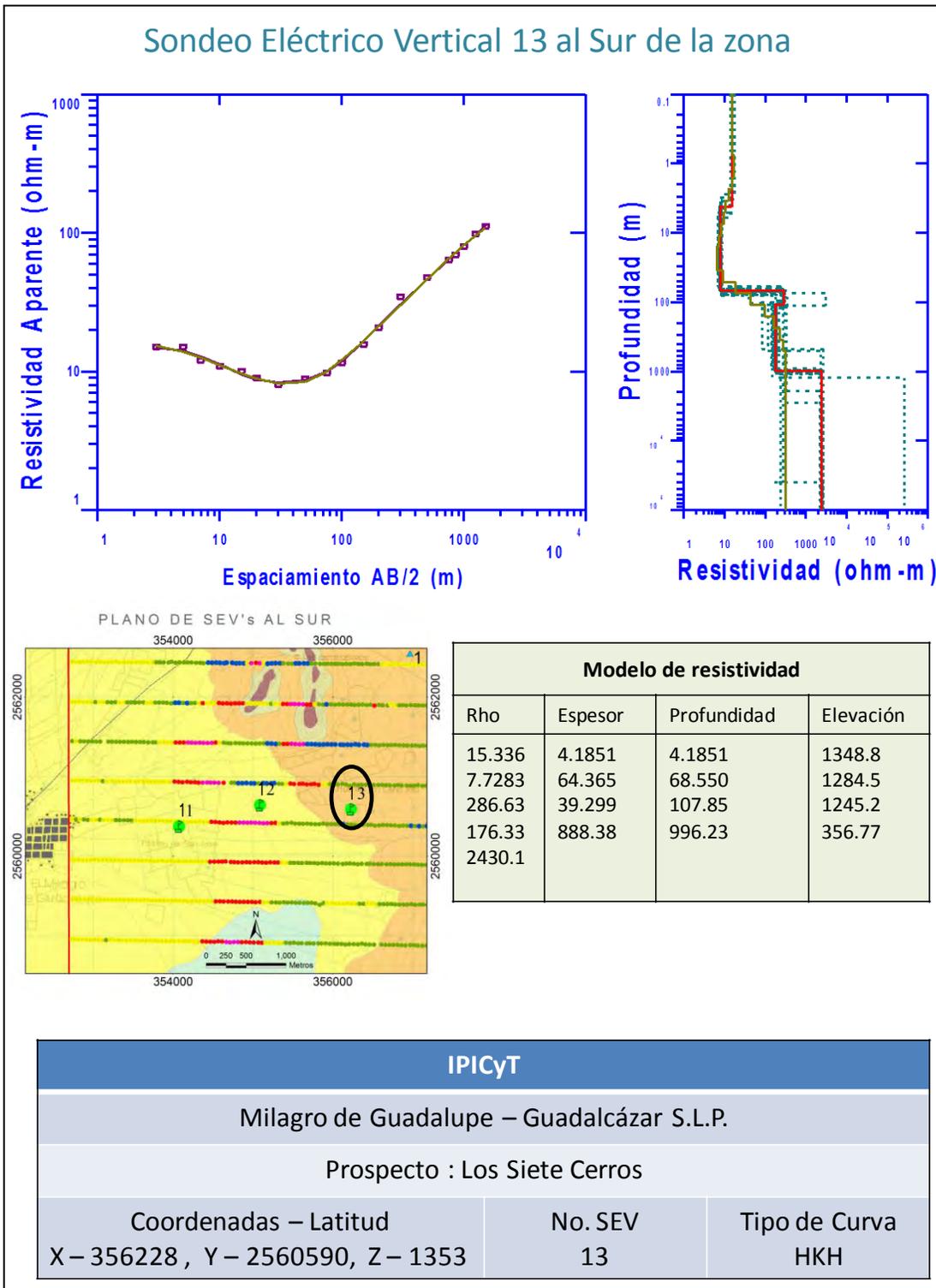


Figura 4.50. Curva del SEV 12 al Sur de la zona y su interpretación.



**Figura 4.51.** Curva del SEV 13 al Sur de la zona y su interpretación.

#### 4.2.2 PSEUDOSECCIONES DE CARGABILIDAD Y RESISTIVIDAD

Posteriormente se realizó una interpretación cualitativa de las *pseudosecciones* de resistividad aparente y cargabilidad para los primeros 10 sondeos, integrando los mapas a aberturas de AB/2 de 25, 50, 100, 250, 500, 700, 800 y 1000 m, ver Figuras 4.52 y 4.53.

Las *pseudosecciones* muestran las variaciones de los valores de cargabilidad y resistividad a diferentes aberturas.

En los planos de resistividad, ver Figura 4.52 se observan zonas conductoras (color azul) al oeste, con resistividades de 5 – 20  $\Omega$ -m que se correlacionan con las zonas rellenas con arcillas. Al centro del mapa (color verde) se correlaciona con el conglomerado con resistividades de 300 – 600  $\Omega$  -m, que conforme se profundiza a mayor abertura se observa cómo se desfasa hacia la izquierda y al oeste del mapa se pueden observar las resistivas (color rojo - rosa) a las que se les correlaciona con las calizas las cuales tienen resistividades en el orden de 600 a 900  $\Omega$  -m. Conforme se va profundizando cambia su resistividad a valores de 40 – 80  $\Omega$ -m, lo cual correlaciona con agua subterránea en calizas o calizas de la Formación Agua Nueva (arcillosa).

En las *pseudosecciones* de cargabilidad, se muestran las zonas anómalas de alta polarización (colores rojos a rosas) en las aberturas de AB/2 a 100 y 700 m se ve una área amplia de alta cargabilidad, lo cual hace referencia a una posible alteración hidrotermal de carácter argilítico que coincide con la geología local de la zona. Las cargabilidades van de 10 a 40 mV-V, esto nos indica la posible presencia de estructuras geológicas con sulfuros de interés.

En este trabajo, nos interesa la presencia de zonas conductoras de corriente (color azul en resistividad) las cuales deben tener una alta polarización (colores rojos a rosas en cargabilidad).

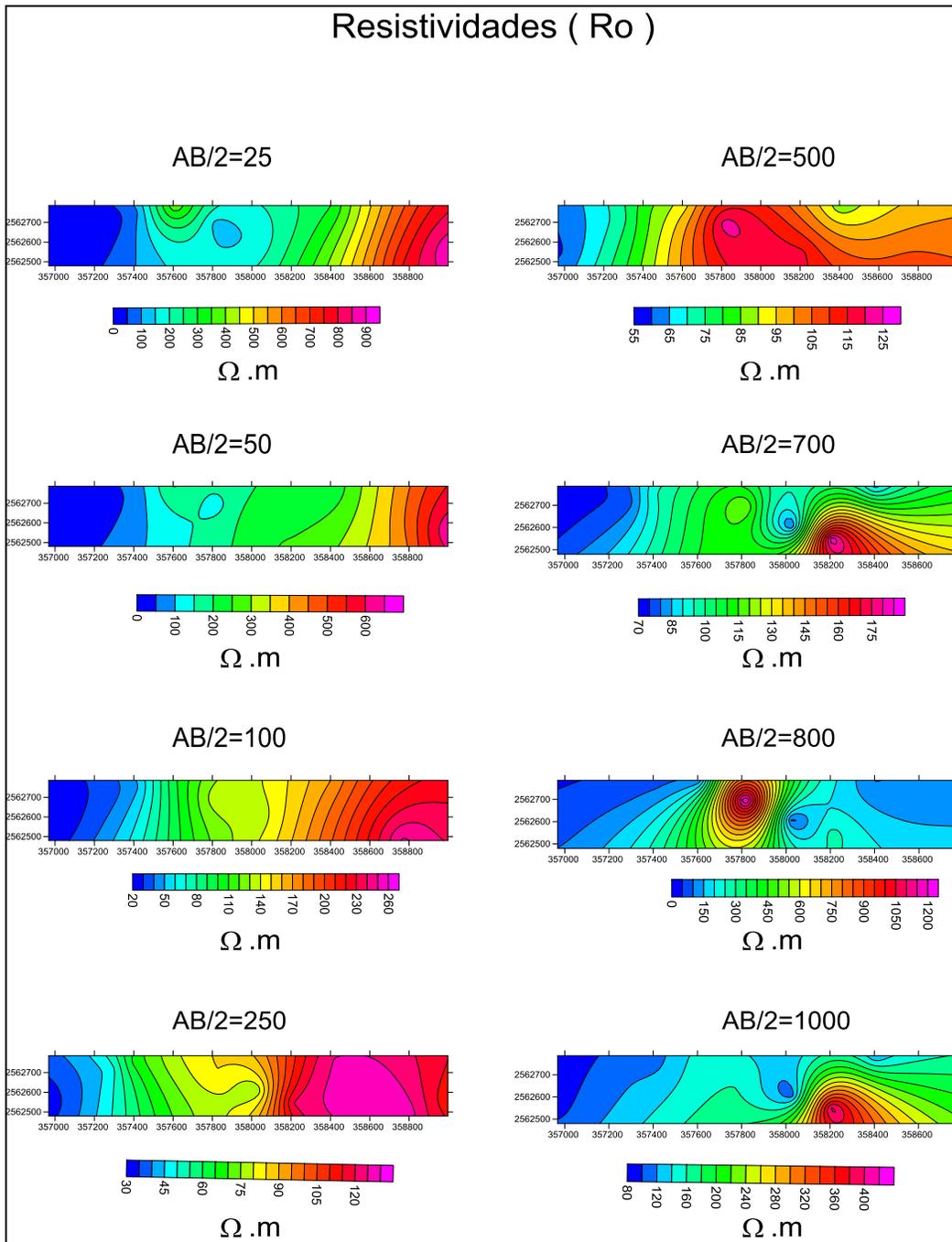


Figura 4.52. Mapas que muestran la distribución de la resistividad a diferentes aberturas de  $AB/2$ .

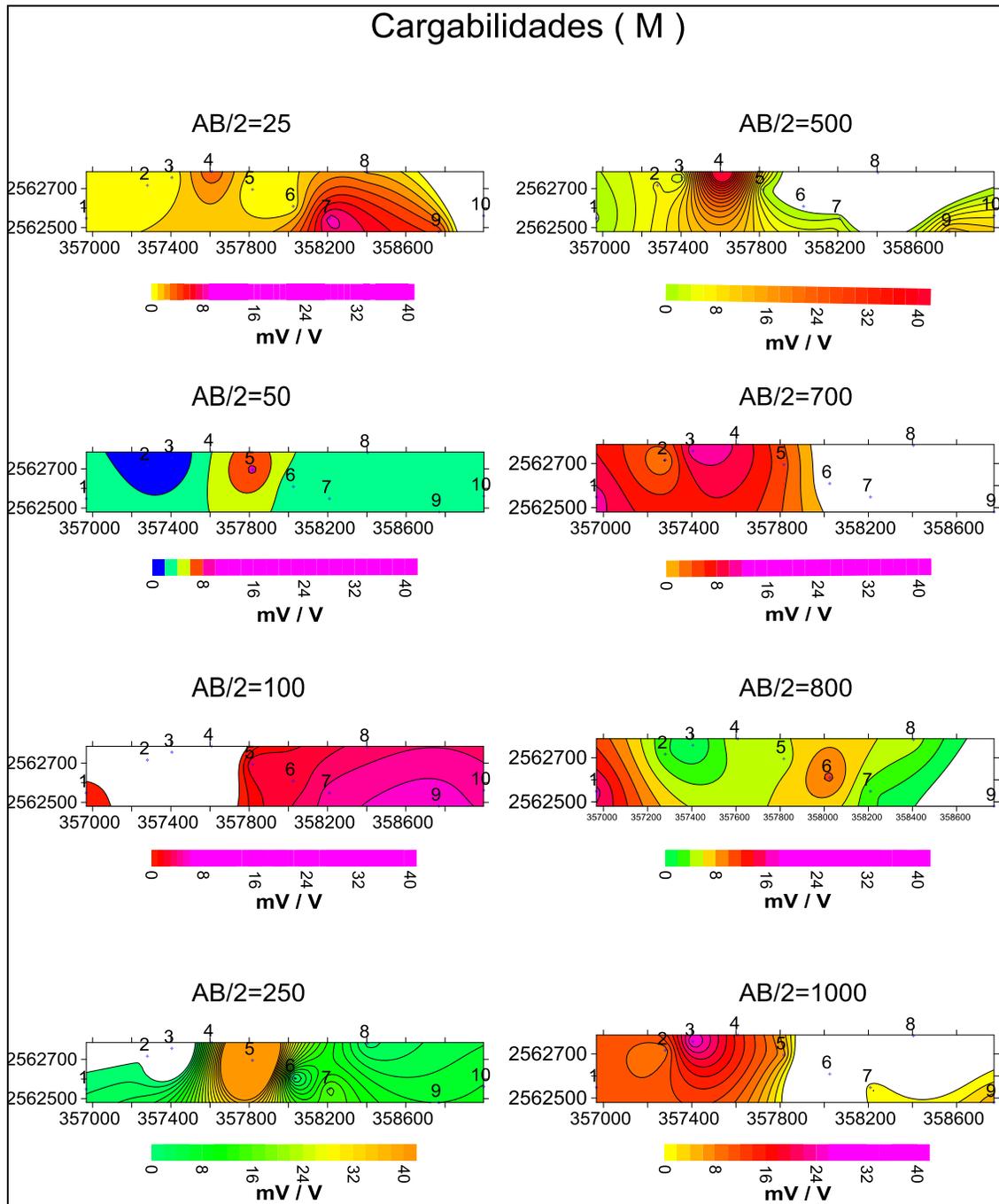


Figura 4.53. Mapas que muestran la distribución de cargabilidades a diferentes aberturas de AB/2.

### 4.2.3 PERFILES DE GRADIENTE GEOELÉCTRICOS

Mediante PI se analizaron las variaciones laterales de resistividad. Las mediciones que se realizaron fueron hechas a lo largo de perfiles marcados en el terreno con dipolos de 25 m y se estudiaron a una profundidad aproximada de 425 m.

Los SEVs realizados en la sección sur del intrusivo dieron pauta para determinar la abertura de los electrodos de potencial y la profundidad idónea a investigar.

#### 4.2.3.1 PERFIL DE GRADIENTE GEOELÉCTRICO 1

En el perfil de gradiente geoelectrio (PGG, *por sus siglas*) 1 ubicado en la zona centro - sur del área de estudio, ver Figura 4.54, se realizaron 95 estaciones de lectura cubriendo una distancia de 2475 m. Para una mejor interpretación de los datos estos fueron suavizados por el método de polinomios de grado 5, ver Figura 4.55. En el PGG 1 se deduce que hay 5 dominios de gradiente geoelectrico (DGG) asociados a cambios litológicos, los cuales se describen a continuación.

- El DGG 1 se asocia a resistividades del orden de los 17  $\Omega\text{m}$  a 100  $\Omega\text{m}$ , sus cargabilidades son del orden de 0.3 mV/V a 8 mV/V, estos valores se correlacionan con una zona de acarreo (arcillas y arenas). En el área central tenemos una anomalía de PI donde hay variaciones hasta los 25 mV/V y resistividades del orden de 15  $\Omega\text{m}$  a 40  $\Omega\text{m}$ .
- El DGG 2 tiene resistividades del orden de 100  $\Omega\text{m}$  a 280  $\Omega\text{m}$ , en este se interpreta un intrusivo granodiorítico alterado. Cabe mencionar que las cargabilidades en esta zona van de 7mV/V a 18 mV/V.

En la anomalía de cargabilidad (elipse en la grafica b, Figura 4.55) que abarca los DGG 1 se recomienda hacer trabajo a detalle para determinar los cambios presentados. Este es un objetivo de exploración adicional de interés que también podría estar correlacionado con zonas de sulfuros consecuencia de la actividad hidrotermal.

#### 4.2.3.2 PERFIL DE GRADIENTE GEOELÉCTRICO 2

Este perfil se encuentra al noreste del área de estudio, ver Figura 4.54, aquí se realizaron 117 estaciones de lectura cubriendo una distancia de 2080 m. Para una mejor interpretación de los datos, estos fueron suavizados por el método de polinomios de grado 5, ver Figura 4.56. En el perfil deduce la presencia de 5 DGG asociados a cambios litológicos.

- El DGG 1 tiene anomalías de resistividad del orden de 25  $\Omega\text{m}$  a 150  $\Omega\text{m}$  se interpreta que tiene una correlación con un relleno arenogravoso y su cargabilidad va de 1.5 mV/V a 8 mV/V.
- El DGG 2 tiene resistividades del orden de 25  $\Omega\text{m}$  a 40  $\Omega\text{m}$ , y una cargabilidad de 2.5 nV/V a 20 mV/V. Se interpretan con un intrusivo posiblemente granodiorítico.
- Las anomalías presentadas en el DGG 3 se interpretan como zonas de skarn por su baja resistividad y alta polarización, las resistividades están del orden de 15  $\Omega\text{m}$  y la polarización inducida va de 15mV/V a 22 mV/V.
- El DGG 4 se correlaciona con una roca probablemente arcillosa, sus resistividades van de 17  $\Omega\text{m}$  a 35  $\Omega\text{m}$  y su cargabilidad aumentó hasta 30 mV/V.

En este perfil se observa una ligera tendencia con dirección oeste a este de resistividades de altas a bajas con valores de 150 a 15  $\Omega\text{m}$  y por el contrario en la cargabilidad va de bajas a altas con valores de 2 a 20 mV/V indicando que hacia el este hay una zona de importancia asociada a alteración y/o mineralización.

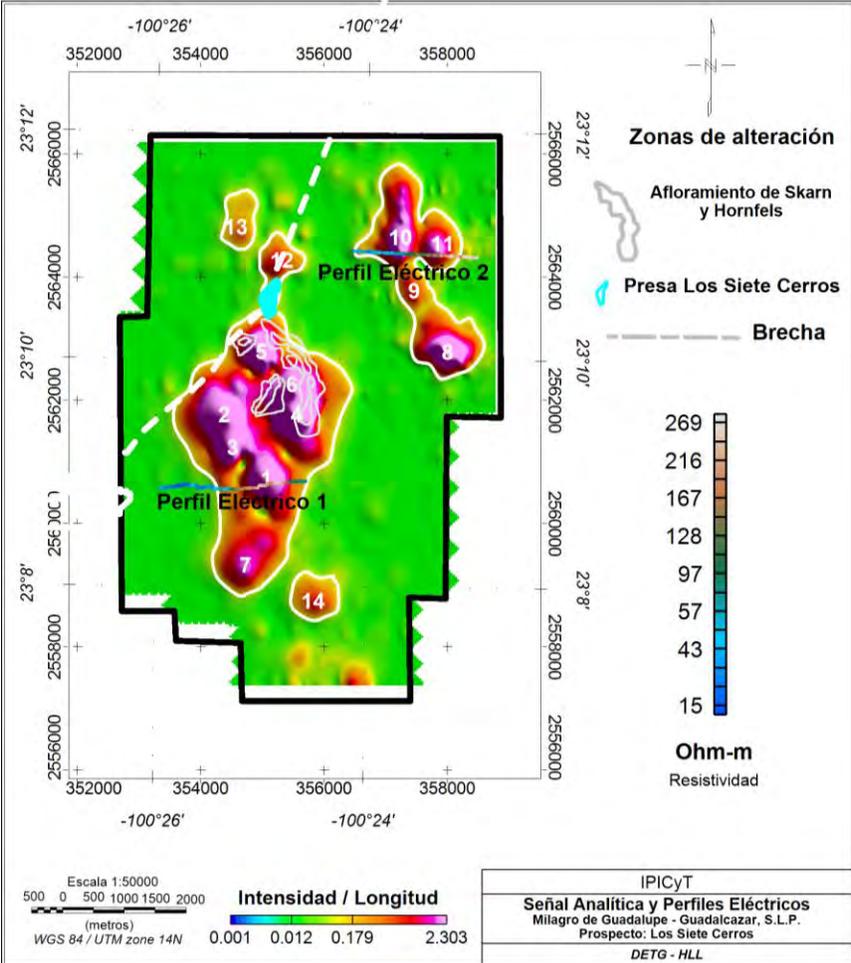


Figura 4.54. Mapa de señal analítica con perfiles geoelectricos de PI.

### Perfil de Gradiente Geoeléctrico 1

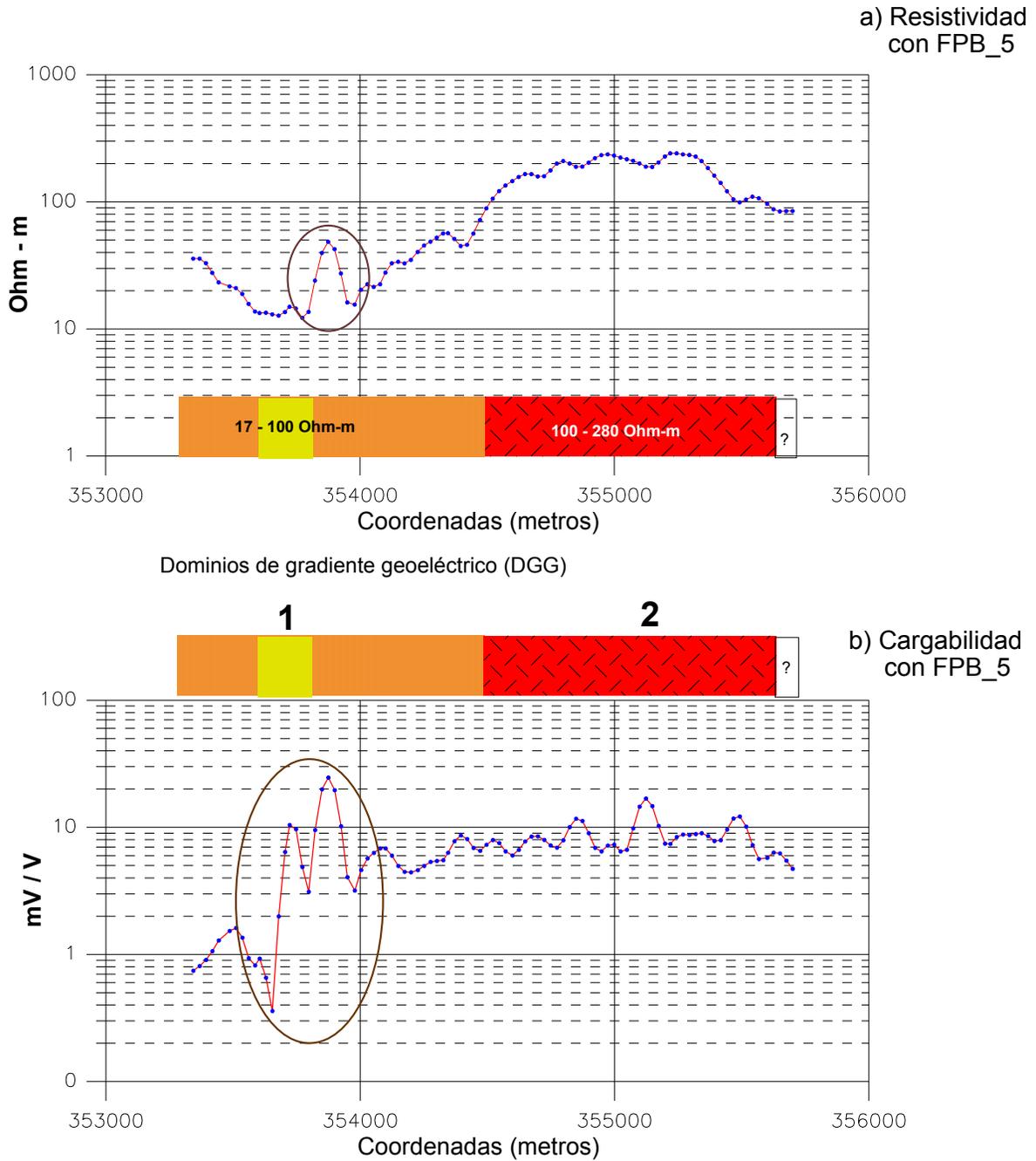


Figura 4.55. Gráfica semilogarítmica para el perfil geoeléctrico 1 de PI al Sur de la zona.

## Perfil de Gradiente Geoeléctrico 2

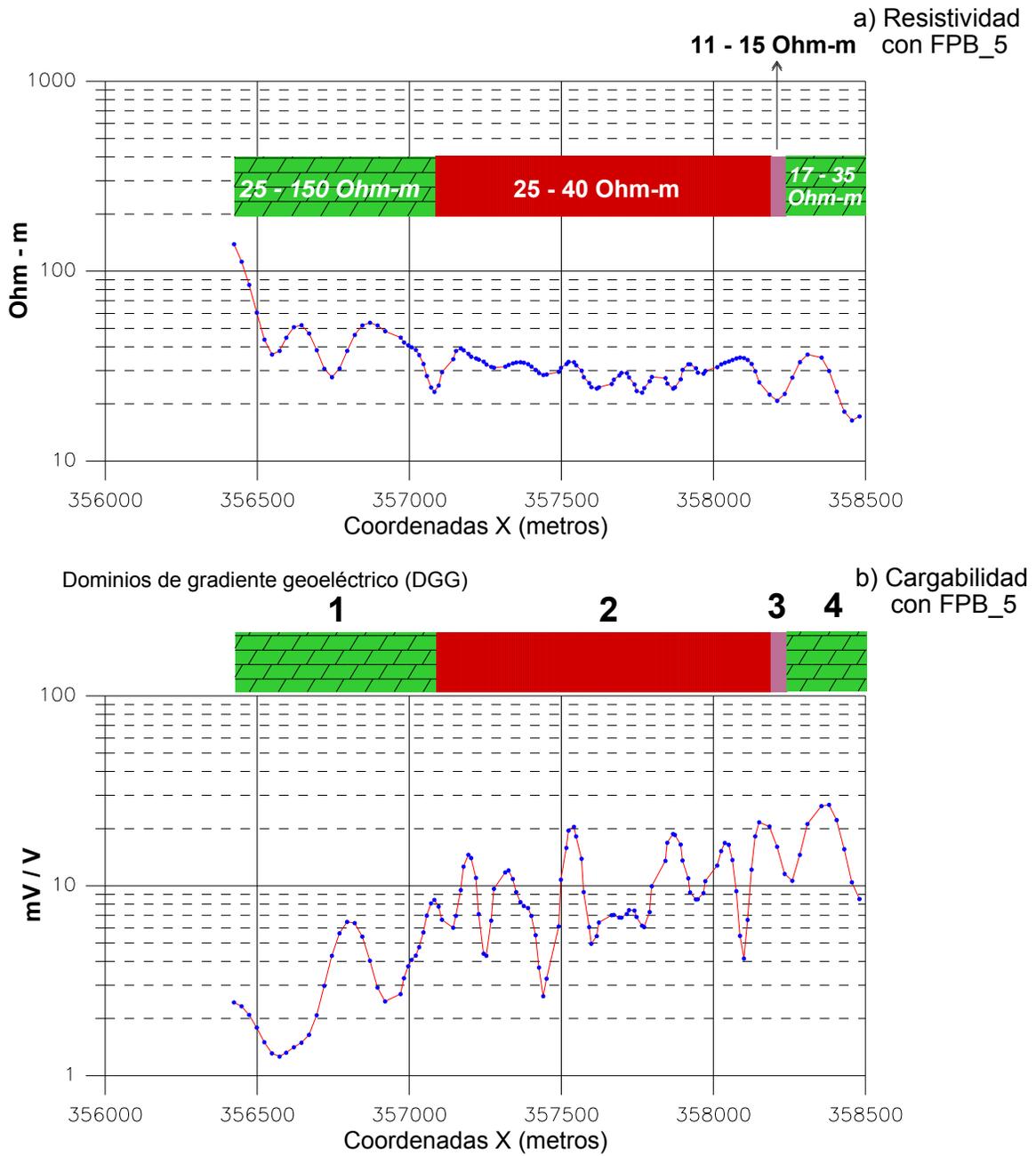


Figura 4.56. Gráfica semilogarítmica para el perfil geoeléctrico 2 de PI, al NE de la zona.

### 4.3 MÉTODO GRAVIMÉTRICO

Como ya se explicó anteriormente, la gravimetría se basa en el estudio de cambios en la fuerza de atracción gravitacional producida por el subsuelo, la cual varía dependiendo de las densidades que se encuentren en este. Por lo tanto la presencia de cuerpos intrusivos (granodiorita) de más alta densidad (2.69 – 3.3 g/cm<sup>3</sup>) en un ambiente sedimentario con densidades menores (2.46 – 2.73 g/cm<sup>3</sup>) provocará un contraste en los valores de gravimetría medidos, produciendo una anomalía positiva con respecto al ambiente circundante, lo que facilitaría la posible ubicación de éstos.

La mineralización del área de estudio está caracterizada por presentarse en fenómenos de metamorfismo de contacto y metasomatismo ligados a intrusiones que cortan secuencias de rocas carbonatadas.

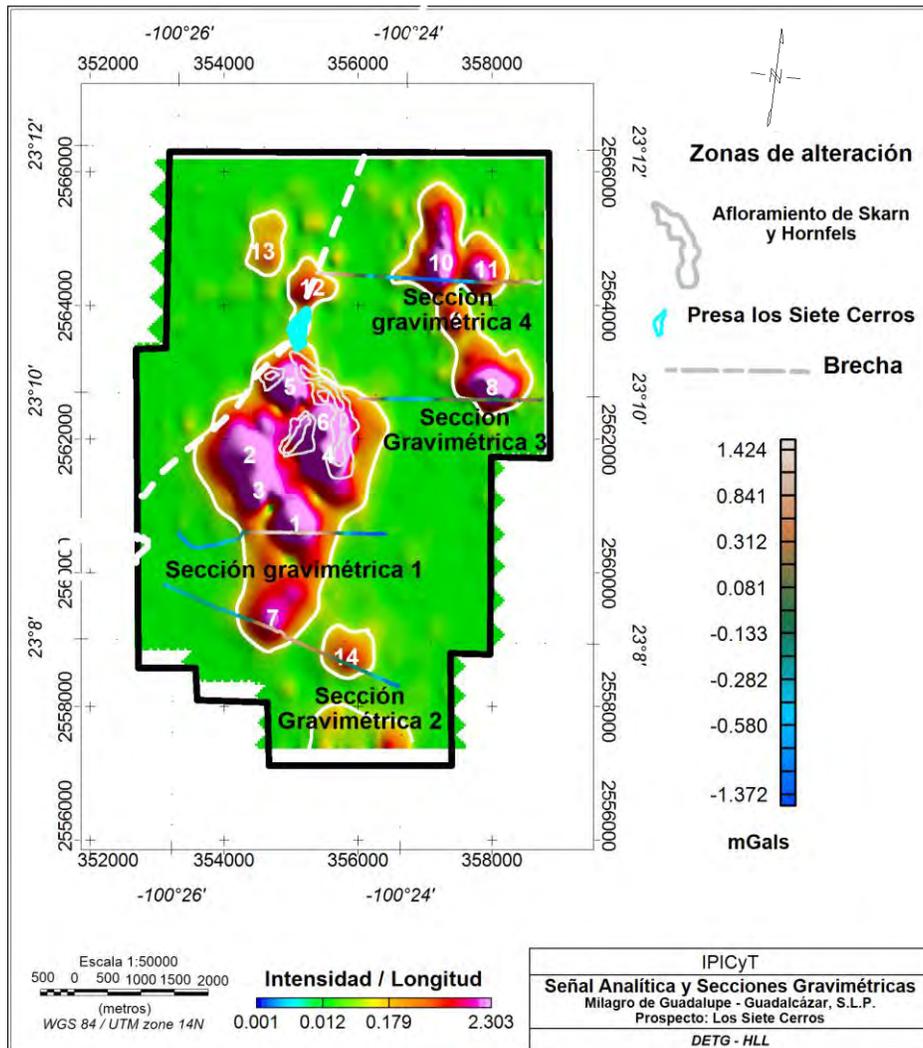
La anomalía gravimétrica positiva señala la zona de gradiente correspondiente al límite del cuerpo intrusivo en donde se aloja la parte de alteración. En ese punto se recomienda que la exploración directa se haga en los flancos de la anomalía gravimétrica en dirección este – oeste o viceversa ya que existe un cuerpo con dirección norte – sur.

En la Figura 4.57 se muestra la ubicación de las secciones gravimétricas sobre el mapa de señal analítica con los puntos de interés minero señalados, el rango de anomalía va de -1.94 a 2.1 mGal.

#### 4.3.1. PROCESAMIENTO DE LA ANOMALÍA GRAVIMÉTRICA

Se aplicaron filtros en el dominio de Fourier, haciendo uso del programa computacional Oasis Montaj con la herramienta 1-D FFT, el cual aplica filtros en la base de datos a nivel de perfil. En el tratamiento de la anomalía gravimétrica se usaron filtros polinomios de primer grado para el cálculo de la anomalía residual, gradiente horizontal, gradiente vertical con un filtro pasa-bajos de orden 5, para

suavizar la información y poder delimitar cuerpos probables y sus límites de falla en el perfil, y por último la señal analítica que delimita los cuerpos existentes en el perfil. A continuación se presenta el análisis de las secciones gravimétricas comparándola con la anomalía de reducción al polo de campo magnético residual. En la Figura 4.57 se ubican las 4 secciones gravimétricas.



**Figura 4.57.** Plano donde se ubican las 4 secciones gravimétricas y estaciones en las isolíneas de campo magnético residual reducido al polo.

### 4.3.1.1 ANÁLISIS DE LOS PERFILES GRAVIMÉTRICOS

#### 4.3.1.1.1 PERFIL GRAVIMÉTRICO 1

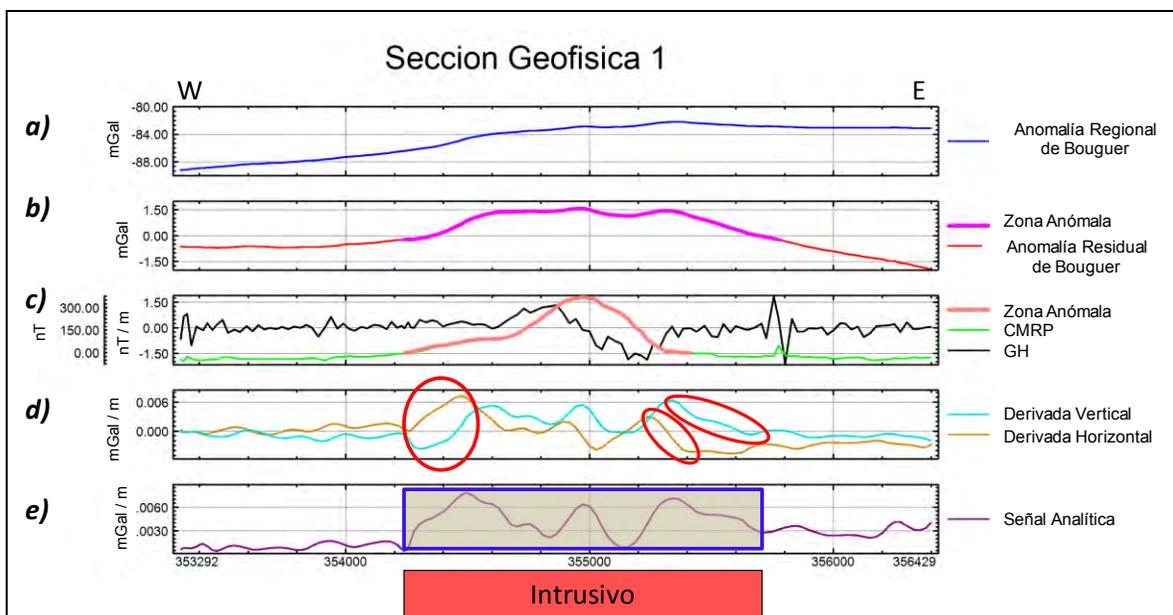
En la Figura 4.58 se observa a) la anomalía regional de Bouguer que va de -89.2 a 82.2 mGal y representa la suma de la anomalía regional (señal profunda caracterizada por frecuencias bajas) y la anomalía residual (señal superficial caracterizada por frecuencias altas), en b) se encuentra la anomalía residual positiva que delimita el cuerpo (zona color rosa) en el área anómala de interés en el rango de -1.5 a 1.6 mGal, en c) se encuentra la anomalía de intensidad magnética reducida al polo para tener una referencia de la zona anómala de interés (zona color naranja), que se propuso como área principal para estudiarse con este método, en d) está la derivada vertical y horizontal y se delimitaron zonas de gradiente atribuidas a zona de falla por las cuales queda delimitado el cuerpo intrusivo (círculos rojos). Dentro de estas dos zonas marcadas, se interpreta un intrusivo fracturado por las áreas de altos y bajos gravimétricos y la variedad de gradientes existentes. Cabe señalar que la derivada horizontal muestra un cuerpo pequeño de 1200 m aproximadamente. Finalmente en e) la señal analítica refleja la existencia de tres anomalías positivas que se correlacionan con el cuerpo intrusivo que es más denso en sus extremos y además está fracturado en el centro.

El cuerpo principal va de la coordenada 354240 a 355724 con una longitud de 1884 m, ver rectángulo azul de la Figura 4.58 y el rango de los gradientes extremos son de 0.0074 y 0.0043 mGal/m, respectivamente.

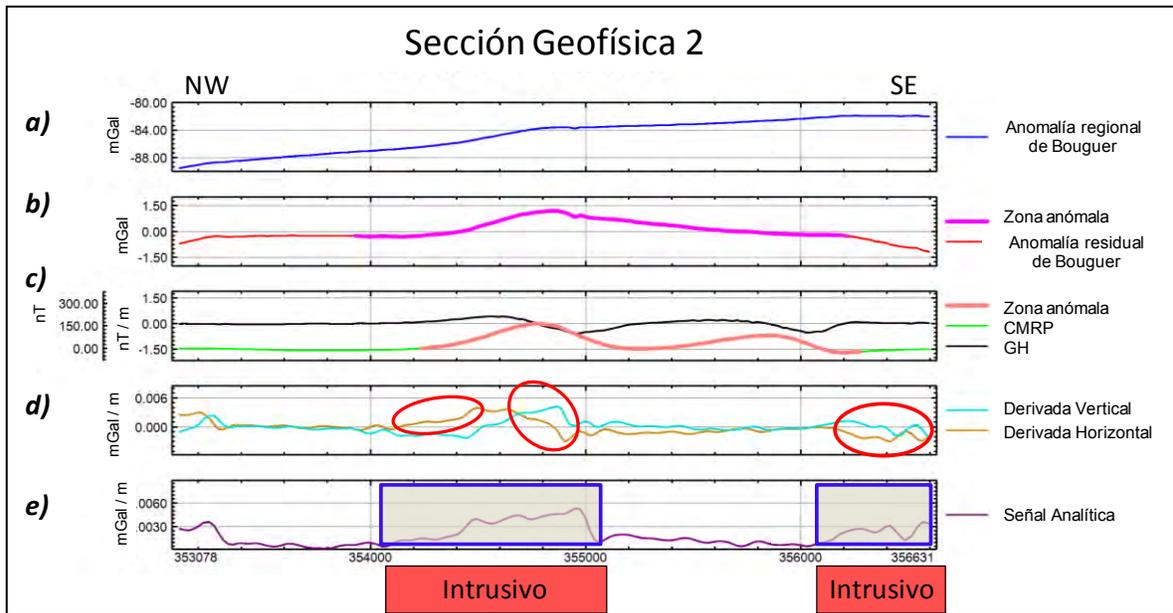
#### 4.3.1.1.2 PERFIL GRAVIMÉTRICO 2

En los perfiles de la Figura 4.59 se observa a) la anomalía regional de Bouguer que va de -89.4 a -81.9 mGal, en b) la anomalía residual positiva que delimita el cuerpo gravimétrico (color rosa) y resalta el área anómala la cual se encuentra en

el rango de -1.17 a 1.19 mGal, en c) se encuentra la intensidad magnética reducida al polo de la anomalía (color naranja), que se propuso como área principal para estudiarse con este método, en d) la derivada vertical y horizontal ayudaron a la delimitación de gradientes atribuidos a áreas de falla en el contacto entre unidades geológicas (círculos rojos) que delimitan el intrusivos y la roca encajonante (caliza), en e) en el proceso de señal analítica se interpretan dos áreas con anomalías positivas que se correlacionan con cuerpos intrusivos, ver rectángulos azules de la Figura 4.59, el primero con coordenadas 354077 a 355065 con una longitud de 988 m y un segundo cuerpo al este con coordenadas 356026 a 356595 quedando abierta la anomalía en esa zona.



**Figura 4.58.** Sección Geofísica 1, a) anomalía de Bouguer completa b) anomalía residual c) campo magnético residual reducido al polo y su gradiente vertical en color negro d) derivada vertical y horizontal e) señal analítica.

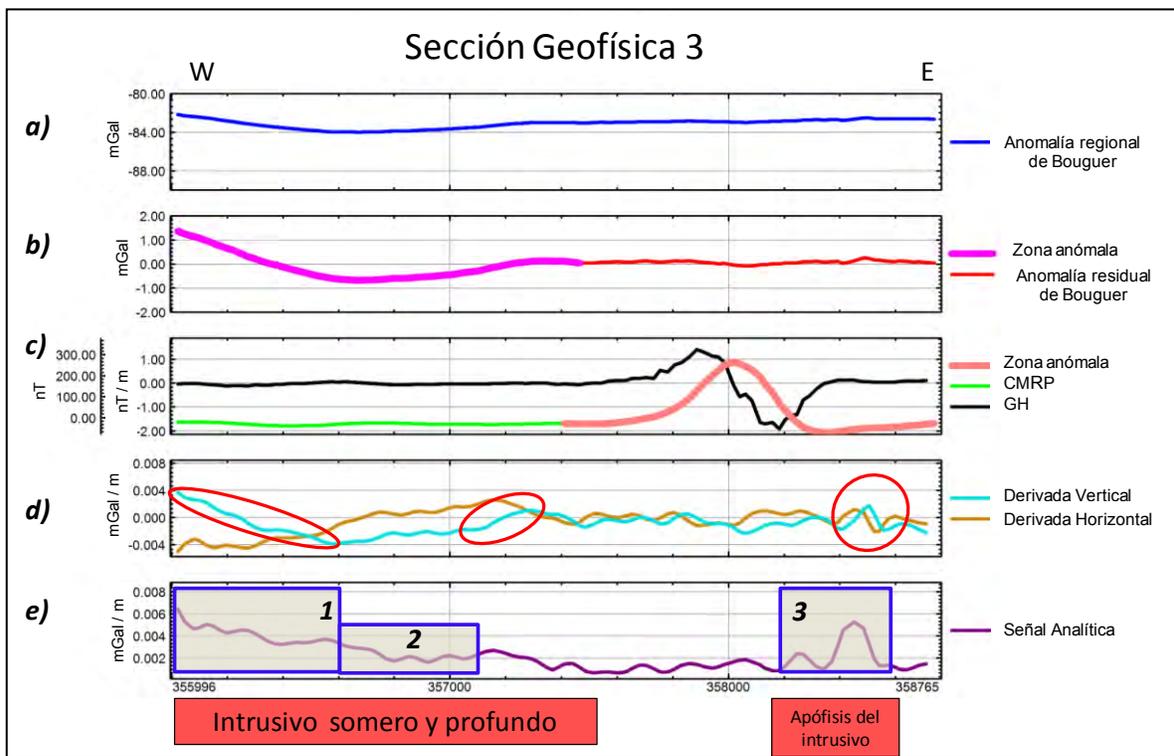


**Figura 4.59.** Sección Geofísica 2, a) anomalía de Bouguer completa b) anomalía residual c) campo magnético residual reducido al polo y su gradiente vertical en color negro d) derivada vertical y horizontal e) señal analítica.

#### 4.3.1.1.3 PERFIL GRAVIMÉTRICO 3

En las graficas de la Figura 4.60 se identifica a) la anomalía regional de Bouguer que va de -83.99 a -82.17 mGal, en b) la anomalía residual positiva y negativa que delimita la zona anómala (color rosa), la cual nos dice que el cuerpo se encuentra al oeste y que además hay un área menos densa dentro del perfil la cual se correlaciona con la zona de contacto. El rango de anomalía es de -0.67 a 1.36 mGal, en c) se encuentra la anomalía de intensidad magnética reducida al polo la cual sirve de referencia de la zona anómala de interés (color naranja), que se propuso como área principal para estudiarse con este método, en d) con ayuda de la derivada vertical y horizontal se delimitaron zonas de gradientes que son atribuidas a fallas normales que delimitan el contacto entre unidades geológicas, ver círculos rojos.

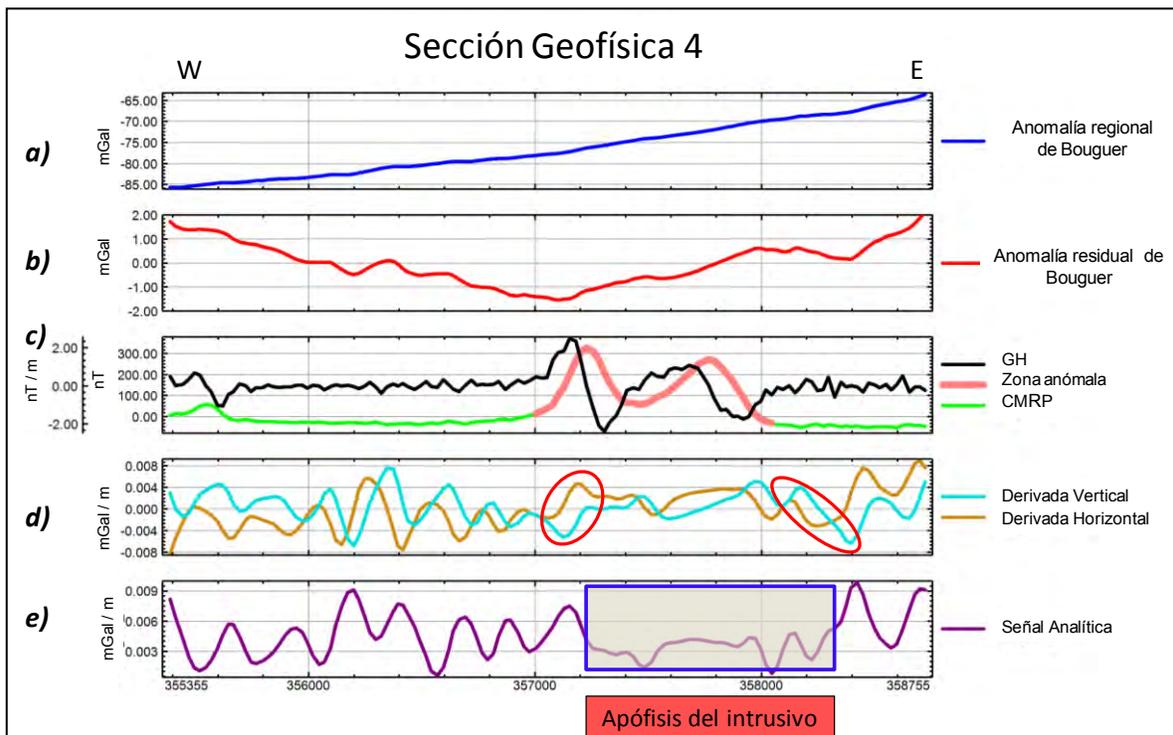
En e) con el proceso de señal analítica se interpretan tres zonas de interés (rectángulos azules), primer área (rectángulo 1) con coordenadas 356022 a 356797 y una longitud de 775 m, se interpreta un cuerpo intrusivo granodiorítico-monzonítico alterado de alta densidad, diamagnético y somero. En el rectángulo 2 se muestra una deficiencia de masa a la cual se atribuye una zona de falla normal y se interpreta que en esa área hay un intrusivo más profundo. En el tercer rectángulo se interpreta un cuerpo asociado a un apófisis del intrusivo por el exceso de masa que se muestra en la anomalía con un ancho de 479 m.



**Figura 4.60.** Sección Geofísica 3, a) anomalía de Bouguer completa b) anomalía residual c) campo magnético residual reducido al polo y su gradiente vertical en color negro d) derivada vertical y horizontal e) señal analítica.

#### 4.3.1.1.4 PERFIL GRAVIMÉTRICO 4

De acuerdo con los perfiles de la Figura 4.61 se observa que en a) la anomalía regional de Bouguer va de -85.67 a -63.63 mGal, en b) el rango de la anomalía residual es de -1.54 a 2.0 mGal, en c) está la anomalía de intensidad magnética reducida al polo para tener una referencia de la zona anómala de interés (color naranja), que se propuso como área principal para estudiarse con este método, en d) con la derivada vertical y horizontal se delimitaron las áreas de mayor gradiente atribuidas a zonas de falla, delimitando anomalías de interés ver círculos rojos de la Figura 4.61, donde se encuentra el contacto y pudiera ser que se asocie a mineralización, en e) el proceso de señal analítica interpretamos un apófisis del intrusivo que es consecuencia de las pulsaciones magmáticas que tuvo el intrusivo, este tiene una longitud de 1270 m, se interpreta caliza fracturada en los extremos.



**Figura 4.61.** Sección Geofísica 3, a) anomalía de Bouguer completa b) anomalía residual c) campo magnético residual reducido al polo y su gradiente vertical en color negro d) derivada vertical y horizontal e) señal analítica.

### 4.3.2 MODELOS GEOFÍSICOS

Con el fin de tener mayor confiabilidad en la interpretación, se modeló la respuesta geofísica mediante una serie de cuerpos geométricos que simulan la litología geológica del subsuelo. El modelado se realizó con la herramienta GM-SYS, de Oasis Montaj [63], incluyendo los datos de anomalía de Bouguer residual, campo magnético residual reducido al polo y la topografía, esto se hizo para los 4 perfiles gravimétricos-magnéticos ya mencionados.

El software utilizado requiere valores de densidades y susceptibilidades magnéticas *in situ* para que la respuesta geofísica tenga un fundamento real. A continuación se presenta la tabla de los valores de susceptibilidades y densidades utilizadas para las diferentes litologías geológicas existentes del área, ver Tabla 4.3.

**Tabla 4.3.** Susceptibilidad magnética y densidades de muestras de rocas presentes en la zona.

Muestra	Tipo de Roca	Densidad (SI) kg/m <sup>3</sup>	Susceptibilidad Magnética 1X10 <sup>-3</sup> (SI)
1	Aluvión	2250	-0.01 a 0.1
2	Conglomerado Polimíctico	2910	-0.02 a 0.2
3	Caliza - Yeso	2460	-0.26 a -0.1
4	Lutita – Arenisca Fm. Caracol San Felipe	2560	-0.08 a 0.07
5	Caliza – Lutita Fm. Indidura Agua nueva	2530	-0.09 a -0.2
6	Caliza Fm. Cuesta del Cura Tamaulipas superior	2700	-0.02 a 2.32
7	Caliza Fm. Abra	2730	-0.06 a -0.22
8	Skarn - Hornfels	2480	-0.02 a -0.05
9	Granodiorita Monzonita	2690 a 3.300	2.894 a 4.184

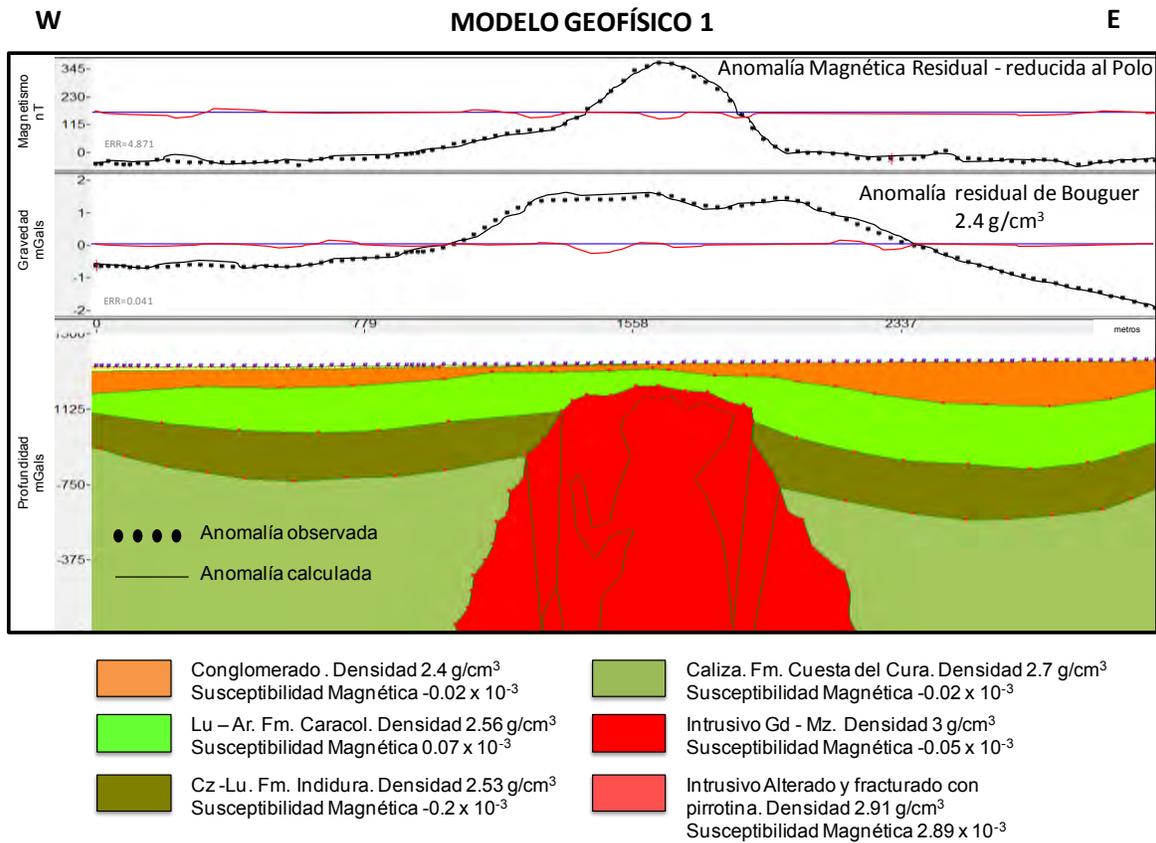
Cabe mencionar que todas las susceptibilidades y densidades fueron medidas en el sitio y en laboratorio con los equipos ya mencionados en el capítulo 3.

#### 4.3.2.1. MODELO GEOFÍSICO 1

Este modelo ubicado en la zona centro sur del área de estudio ver Figura 4.57, tiene un rumbo oeste – este con una longitud de 3277 m y 128 estaciones de lectura, espaciadas cada 25 m, en la Figura 4.62 se presenta el modelo geológico interpretado para estos datos.

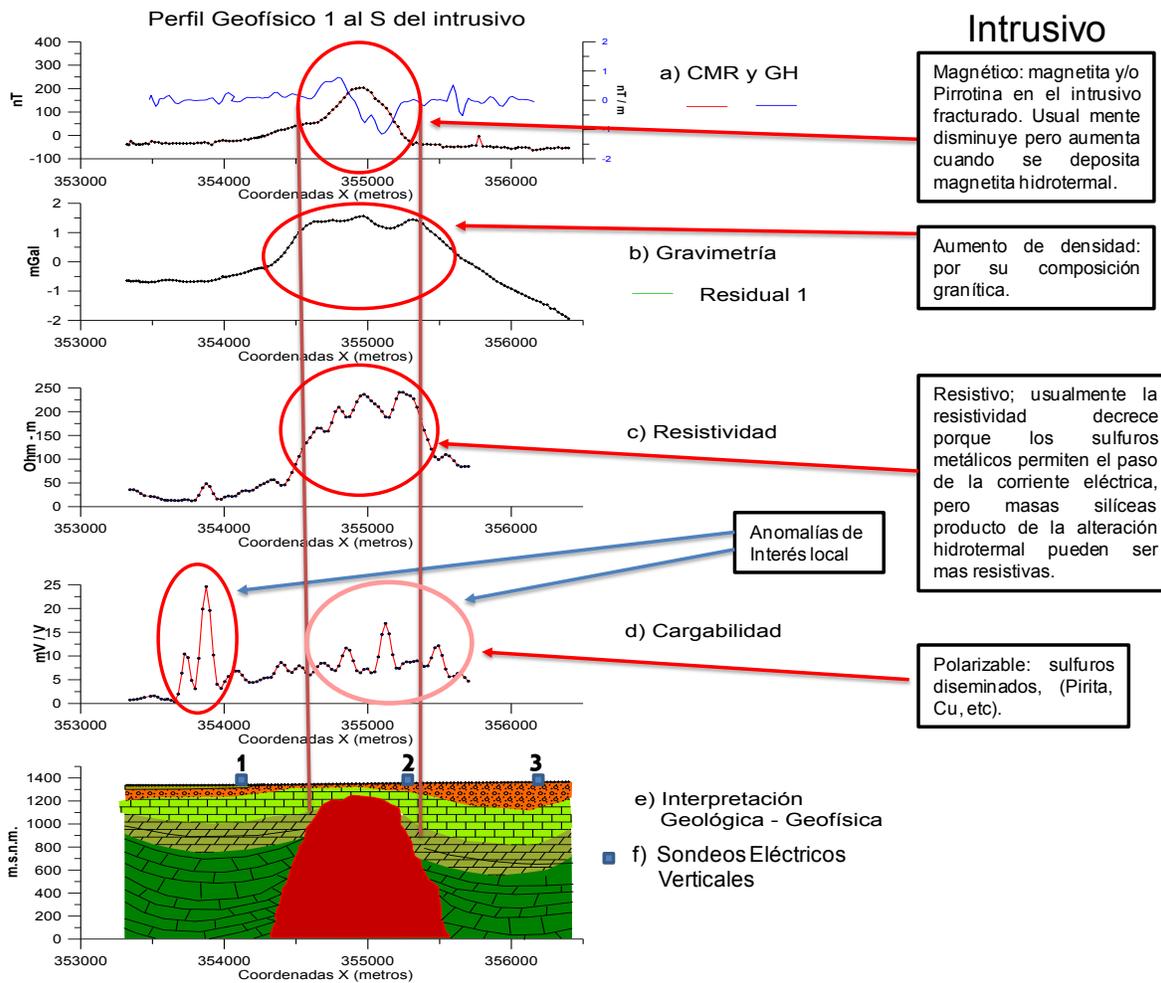
El modelo de la anomalía magnética (magnetismo inducido) y gravimétrica se ajusta por medio de varios cuerpos poligonales, resaltando por sus características físicas el cuerpo central que simula la presencia de un cuerpo ígneo que intrusión a una secuencia sedimentaria. A este cuerpo central se le asignó una susceptibilidad magnética  $k$  de  $2.89 \times 10^{-3}$  SI, una inclinación y declinación del campo magnético de  $5.771^\circ$  y  $51.431^\circ$  respectivamente y una densidad de  $2.894 \text{ g/cm}^3$ , sus dimensiones en la parte más superficial son de 520 m y hacia el fondo se va ampliando, la profundidad de este cuerpo es de 1250 m. Para la secuencia sedimentaria marina intrusionada se consideran valores de  $k$  de  $-0.2 \times 10^{-3}$  a  $0.07 \times 10^{-3}$  SI, con una inclinación y declinación de  $7.771^\circ$  y  $51.431^\circ$  respectivamente, su densidad va de  $2.53 \text{ g/cm}^3$  a  $2.7 \text{ g/cm}^3$ . Los espesores en la segunda capa se correlacionan con caliza de la Formación Caracol y van de 87 a 334 m. La tercera capa se correlaciona con la Formación Indidura y sus espesores van de 220 a 296 m, por último tenemos la Formación Cuesta del Cura cuyo espesor no se define.

En la parte superficial y cubriendo totalmente las litologías anteriores, se consideró un cuerpo tabular alargado que simula una capa de conglomerado policmítico, a este se le asignaron valores de  $k$  de  $-0.02 \times 10^{-3}$  SI, con una inclinación y declinación de  $7.771^\circ$  y  $51.431^\circ$ , sus espesores van de 30 a 70 m y alcanzó profundidades al este de 128 m.



**Figura 4.62.** Modelo geofísico 1. Se interpreta la geología del perfil en base a las intensidades magnéticas y densidades de las unidades geológicas del área.

Para complementar la información interpretada, la información eléctrica de resistividad ( $Rho$ ) y cargabilidad ( $M$ ) fue agregada para controlar las unidades geológicas lateralmente y fijar los espesores medidos e interpretados con los sondeos eléctricos verticales, ver Figura 4.63.



**Figura 4.63.** Modelo geofísico 1. Se interpreta la geología del perfil en base a las a) intensidades magnéticas, b) densidades y c) resistividad, d) cargabilidad de las unidades geológicas del área y e) interpretación geológica – geofísica.

Para este modelo podemos definir que el intrusivo es un cuerpo con contenido de ferromagnesianos, a) que lo hacen más denso, b) que es resistivo, c) por su composición granítica donde predomina sílice y feldespatos y d) tiene anomalías de cargabilidad (PI) que probablemente se correlacionan con la presencia de sulfuros, e) se muestra el modelo geológico interpretado en base a la información geofísica integral.

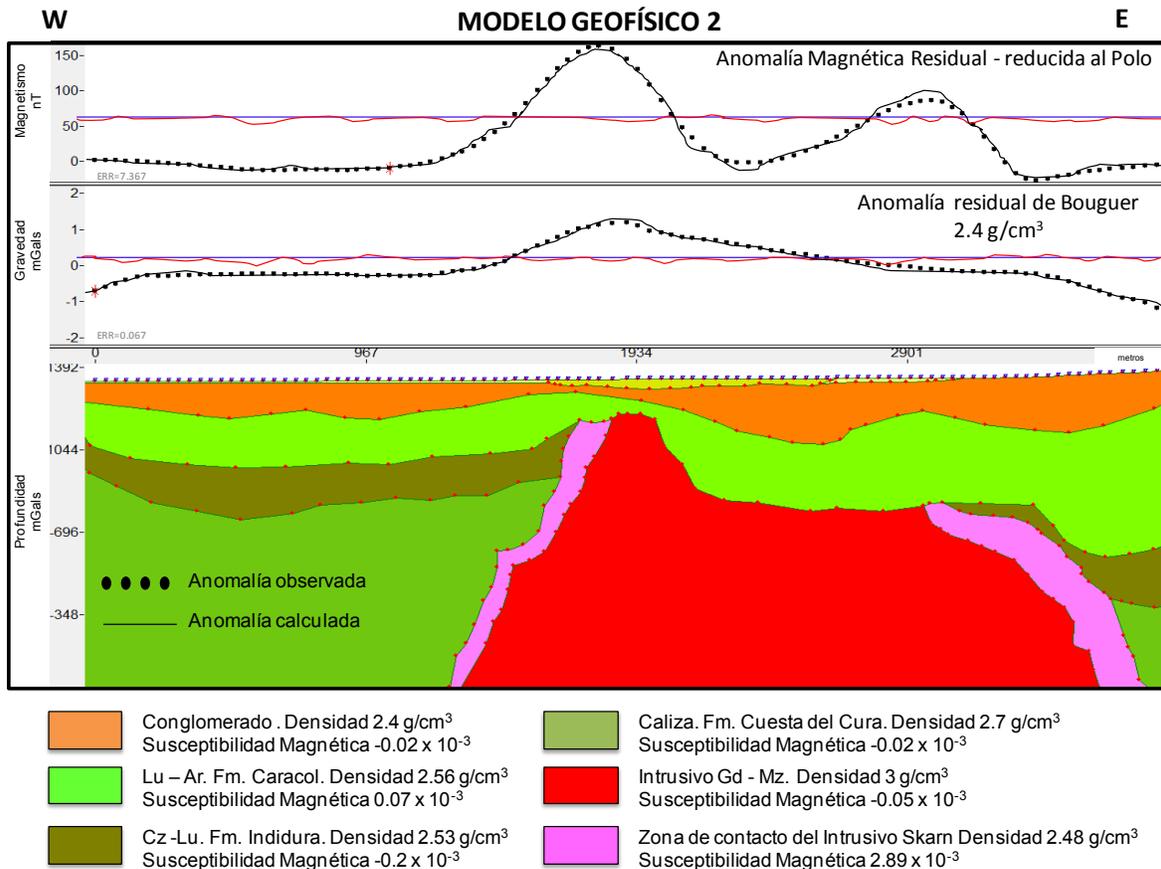
#### 4.3.2.2 MODELO GEOFÍSICO 2

Se encuentra ubicado en el área sur de la zona de estudio y tiene un rumbo noroeste – sureste con una distancia de 3849 m y 150 estaciones de lectura hechas cada 25 m, ver Figura 4.64. El modelo de la anomalía magnética y gravimétrica obtenido, se compone de varios cuerpos horizontales simulando las capas sedimentarias del área, al centro se tiene un cuerpo poligonal vertical que simula un cuerpo ígneo que intrusionó dichas capas, las dimensiones van en su parte superficial de 625 m y en su parte más profunda de 2500 m, y se interpreta que tiene una profundidad mayor a los 1200 m. La susceptibilidad  $k$  que se utilizó para este cuerpo es de  $2.89 \times 10^{-3}$  SI, con declinación e inclinación de  $7.77^\circ$  y  $51.431^\circ$  respectivamente y una densidad de  $2.89 \text{ g/cm}^3$ .

Para las secuencias sedimentarias la susceptibilidad magnética  $k$  varía de  $-0.01 \times 10^{-3}$  a  $0.05 \times 10^{-3}$ , una inclinación y declinación del campo magnético de  $7.77^\circ$  y  $51.431^\circ$ , respectivamente. La primera capa se correlaciona con caliza de la Formación Caracol y se interpretan espesores de 84 a 580 m, la segunda capa se correlaciona con la Formación Indidura y sus espesores van de 250 a 430 m y la tercera capa se correlaciona con la Formación Cuesta del Cura cuyo espesor no se define.

En superficie y cubriendo totalmente las litologías anteriores se interpretan 2 cuerpos tabulares que corresponden a aluvión y conglomerado policrístico con espesores de 40 a 220 m y una susceptibilidad magnética  $k$  de  $-0.01 \times 10^{-3}$  y  $-0.02 \times 10^{-3}$  SI, respectivamente.

Podemos definir un intrusivo granodiorítico – monzonítico de composición félsica que es más superficial al poniente y con una posible zona de mineralización en los flancos rica en magnetita.



**Figura 4.64.** Modelo del perfil geofísico 2. Se interpreta la geología del perfil en base a las intensidades magnéticas y densidades de las unidades geológicas del área de magnetometría y gravimetría y modelo geológico interpretado.

#### 4.3.2.3. MODELO GEOFÍSICO 3

En la Figura 4.57 se localiza el modelo al centro-este del área de estudio, que tiene una dirección, poniente – oriente con una distancia de 2761 m y 110 estaciones de lectura cada 25 m, ver Figura 4.65. En este se pudo definir la geometría y la profundidad de los cuerpos fuente asociados con el intrusivo.

La anomalía es modelada por cuerpos poligonales con diferentes magnetizaciones. Los valores de susceptibilidad magnética  $k$  para las capas sedimentarias van de  $-0.08 \times 10^{-3}$  a  $0.07 \times 10^{-3}$  SI, una inclinación y declinación de

7.77° y 51.431° respectivamente, las densidades van de 2.46 a 2.67 g/cm<sup>3</sup>, en su primera capa los espesores van de 60 a 170 m y se correlaciona con la Formación Caracol, la siguiente unidad geológica con espesores de 180 a 306 m y se correlaciona con la Formación Indidura, por último tenemos la Formación Cuesta del Cura con un espesor indefinido.

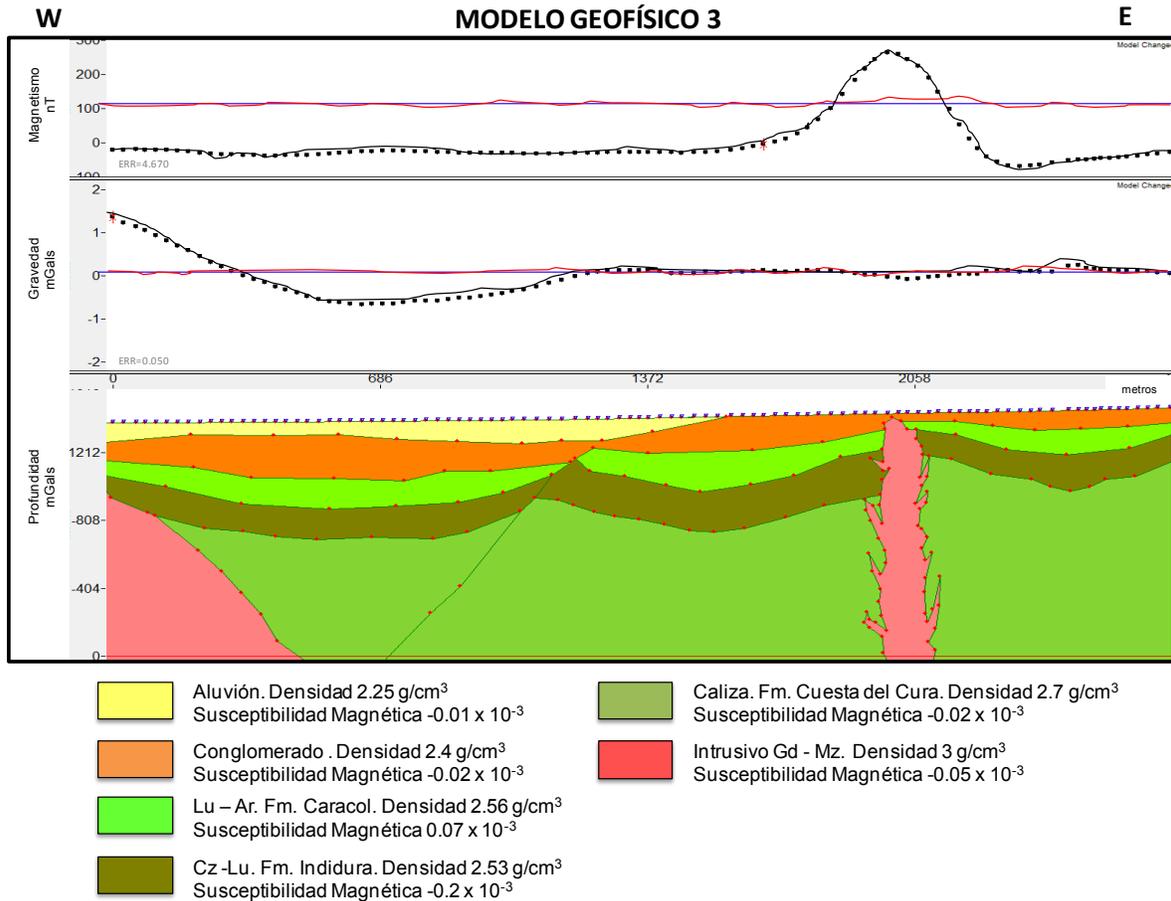
También se interpreta una zona con menor densidad la cual se correlaciona con un hundimiento relleno de conglomerado polimíctico, los espesores de esta unidad van de 50 a 174 m. La susceptibilidad magnética  $k$  es de  $0.02 \times 10^{-3}$  SI, su inclinación y declinación de 7.77° y 51.431° respectivamente, la densidad es de 2.85 g/cm<sup>3</sup>, posteriormente se interpreta un cuerpo tabular simulando un apófisis del intrusivo con alta susceptibilidad magnética  $k$  del orden de  $2.84 \times 10^{-3}$  SI, una inclinación y declinación de 7.771° y 51.431° respectivamente, con una densidad de 3 g/cm<sup>3</sup>, este cuerpo muestra un espesor medio de 100 m, una longitud de 1400 m a profundidad y un largo de 3.5 km en una dirección N-S. Esta unidad se encuentra rodeada de unidades sedimentarias.

Para el análisis de la información se le agregó la información eléctrica de los 10 SEVs que se realizaron para ese perfil, esto permitió detallar los espesores de las primeras capas en el modelo, ver Figura 4.66.

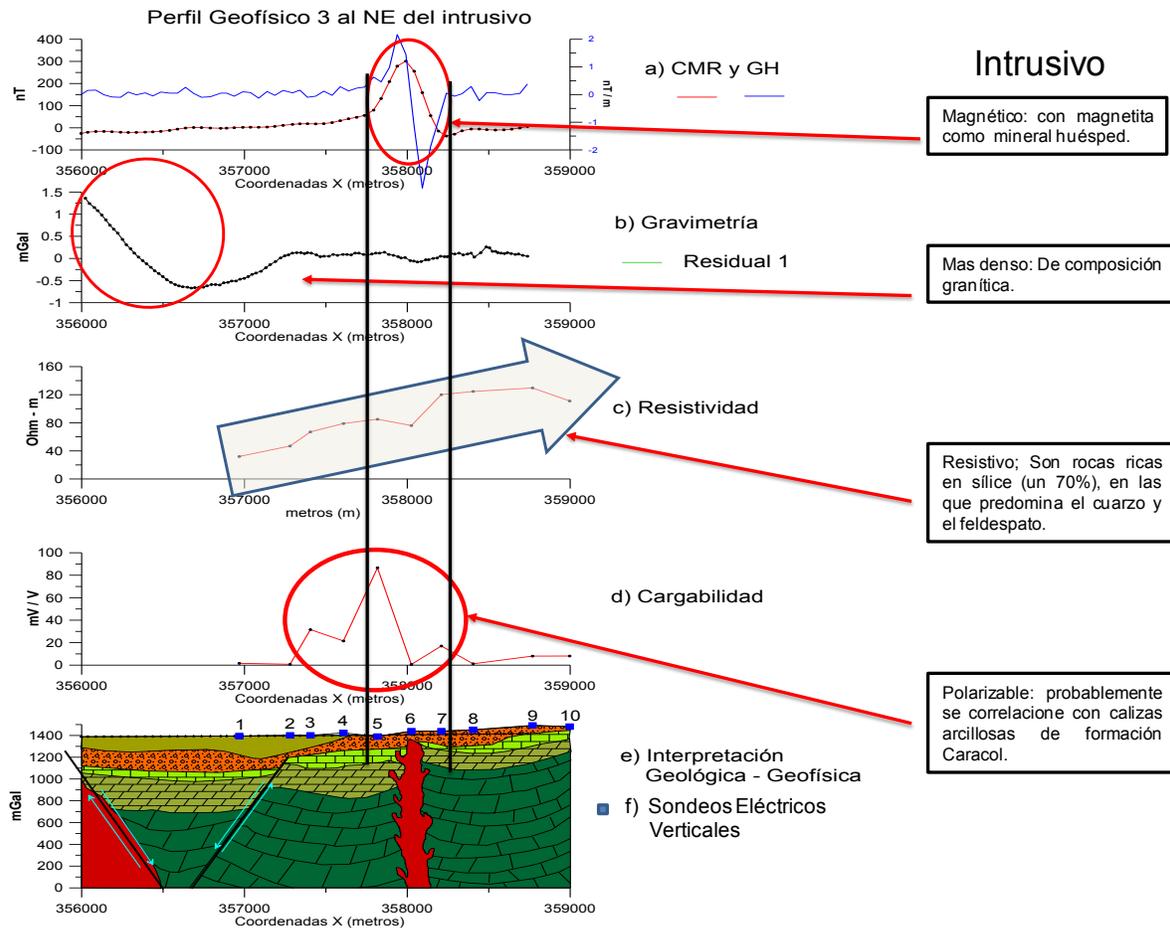
En este modelo se concluye que hay 2 tipos de intrusivo, uno que se encuentra al poniente del perfil de composición félsica donde predomina cuarzo y feldespato y otro que se encuentra al oriente que es probablemente de composición diorita a monzonita cuarcífera con alta concentración de ferrromagnesianos, para esta área se tiene una zona de falla de más de 3.5 km, que aloja una estructura tabular que se asocia a un cuerpo con mineralización por la cercanía que tiene con las rocas sedimentarias.

En las graficas de la Figura 4.66 se observa a) el intrusivo del oriente muestra un alto magnético b) el intrusivo del poniente presenta un alto gravimétrico, c) se exhibe un incremento de la resistividad de oeste a este, d) en la porción media del perfil se muestra un alto de carbabilidad (PI) que probablemente se correlacione

con calizas arcillosas de formación Caracol, e) se muestra el modelo geofísico interpretado en base a la información geofísica integral.



**Figura 4.65.** Modelo del perfil geofísico 3. Se interpreta la geología del perfil en base a las intensidades magnéticas y densidades de las unidades geológicas del área de magnetometría y gravimetría y modelo geológico interpretado.



**Figura 4.66.** Modelo geofísico 1. Se interpreta la geología del perfil en base a las a) intensidades magnéticas, b) densidades y c) resistividad y cargabilidad de las unidades geológicas del área.

#### 4.3.2.4. MODELO GEOFÍSICO 4

El modelo está localizado en la parte noreste del área de estudio y tiene una dirección Oeste – Este con una distancia de 3362 m y 131 estaciones de lectura cada 25 m, ver Figura 4.67.

Para este modelo se utilizaron los datos de la anomalía magnética residual reducida al polo y la anomalía residual de Bouguer, debido a que en estas las estructuras de interés son marcadas de manera clara por anomalías positivas de baja frecuencia, relacionados con estructuras que simulan el cuerpo ígneo y sus

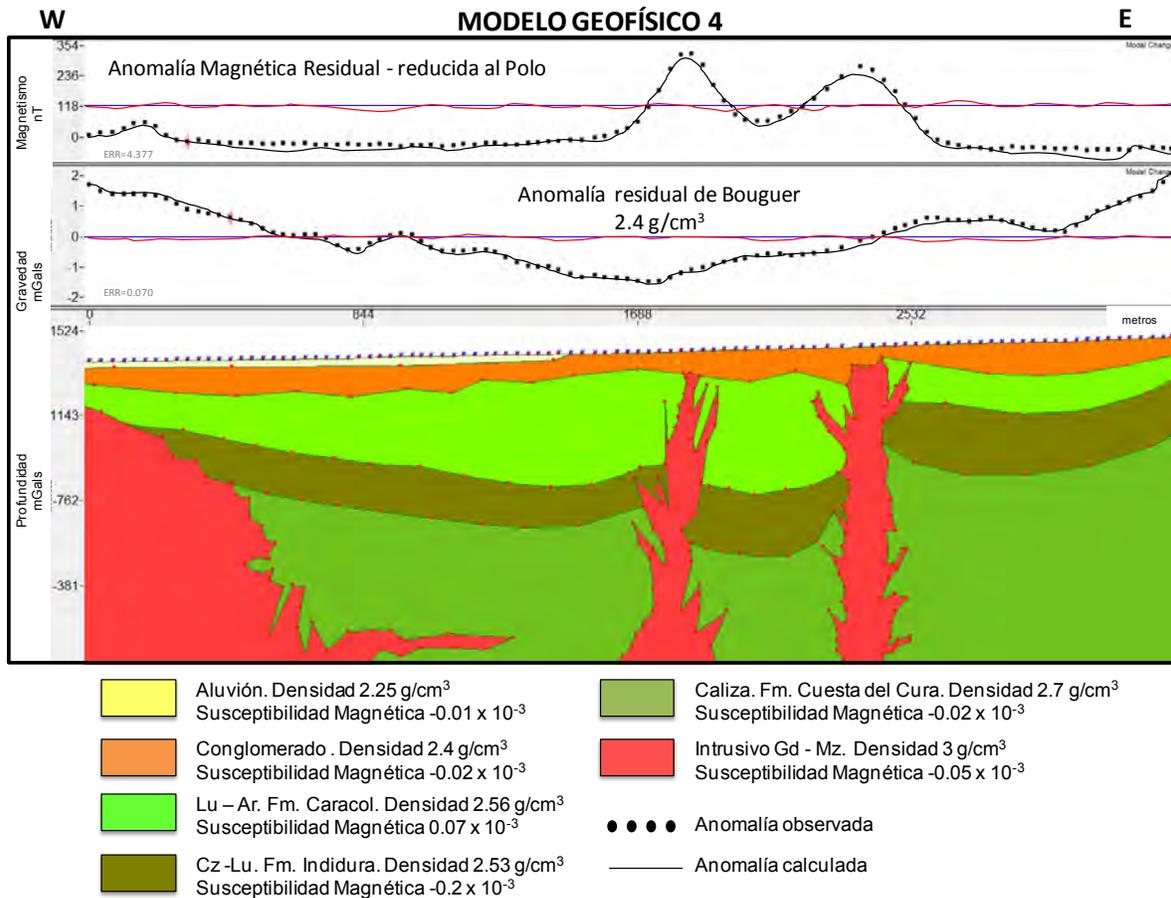
apófisis que intrusionan la secuencia sedimentaria. La susceptibilidad magnética para estos cuerpos va de  $0.289 \times 10^{-3}$  a  $3.2 \times 10^{-3}$  SI, una declinación e inclinación del campo magnético de  $5.77^\circ$  y  $51.431^\circ$  respectivamente y una densidad de  $2.98 \text{ g/cm}^3$ . Las dimensiones del cuerpo ígneo que se encuentra al poniente no se definen, en este modelo tiene un ancho medio de 550 m, el segundo cuerpo en la porción centro, se interpreta con un cuerpo irregular con alta susceptibilidad magnética  $k$  y densidad baja que se correlaciona con la zona de falla principal donde quedo emplazado el intrusivo.

El siguiente elemento que supone el tercer cuerpo ígneo también simula un apófisis con susceptibilidad magnética  $k$  alta y densidad del orden de  $2.94 \text{ g/cm}^3$ , este cuerpo podría unirse al anterior a mayor profundidad, el ancho de este cuerpo es de 150 m y en nuestro modelo tiene una profundidad de 1366 m y no se define.

El primer cuerpo poligonal que aflora se interpretó con una susceptibilidad de  $-0.02 \times 10^{-3}$  SI y densidad de  $2.4 \text{ g/cm}^3$  que se correlaciona con un conglomerado policrístico. Inferiores al anterior se encuentran las unidades sedimentarias con susceptibilidad magnética que va de  $-0.2 \times 10^{-3}$  a  $0.07 \times 10^{-3}$  SI, una declinación e inclinación del campo magnético de  $5.77^\circ$  y  $51.431^\circ$  respectivamente y sus densidades van de 2.4 a  $2.62 \text{ g/cm}^3$ .

El cuerpo subyacente al de conglomerado policrístico es interpretado por la Formación Caracol con espesores de 44 m al este, 70 m al centro y 200 m al oeste.

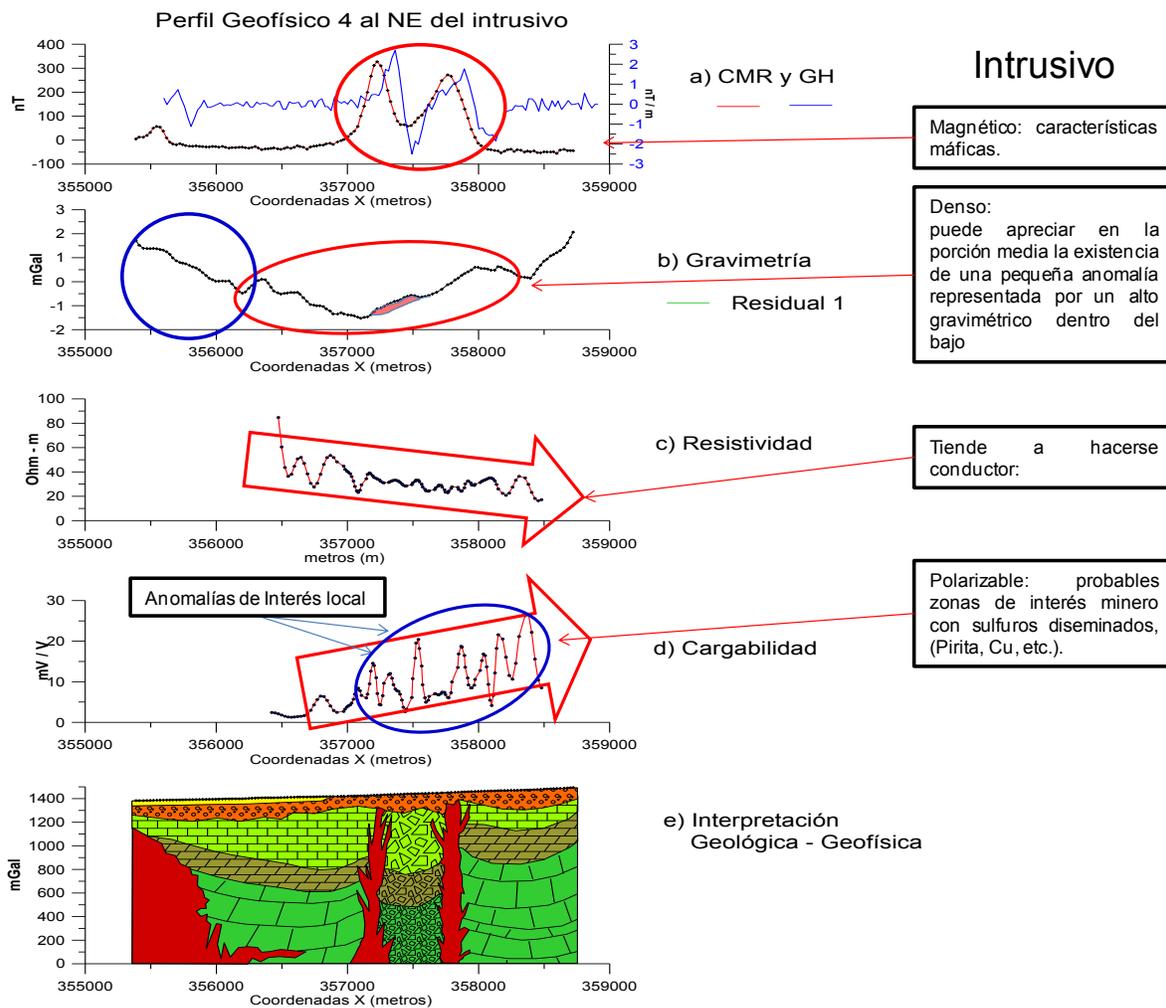
El tercer cuerpo con espesores de caliza de la Formación Indidura van de 321 a 360 m y concordante con la unidad anterior se interpretó un último cuerpo que simula una secuencia sedimentaria marina caliza de la Formación Cuesta del cura que no se definen sus espesores, ver Figura 4.67.



**Figura 4.67.** Modelo del perfil geofísico 4. Se interpreta la geología del perfil en base a las intensidades magnéticas y densidades de las unidades geológicas del área de magnetometría y gravimetría y modelo geológico interpretado.

En las graficas de la Figura 4.68 se muestra una integración de todas las metodologías utilizadas que conforman este perfil geofísico. En a) se muestra la presencia de anomalías representadas por dos altos magnéticos con intensidades que van de -20 a 191 nT, que se correlacionan con la presencia de dos apófisis del intrusivo de características máficas, por los valores de susceptibilidad  $k$  que deben tener, el gradiente horizontal muestra la zona relacionada con la posible presencia de los intrusivos. En la grafica b) del campo gravimétrico residual se puede apreciar en la porción media la existencia de una pequeña anomalía representada por un alto gravimétrico dentro del bajo subregional. En c) se

muestra el comportamiento de la resistividad que tiende a disminuir suavemente en una dirección de oeste a este, evidenciando una mayor conductividad hacia la zona del intrusivo máfico. La grafica d) muestra anomalías de cargabilidad (PI) que pueden asociarse con zonas de interés minero, la grafica de PI muestra un incremento en una dirección de oeste a este, en e) se muestra el modelo geológico interpretado, en base a la información geofísica integral.



**Figura 4.68.** Modelo geofísico 1. Se interpreta la geología del perfil en base a las a) intensidades magnéticas, b) densidades y c) resistividad y cargabilidad de las unidades geológicas del área.

## 5. CONCLUSIONES

### 5.1 CONCLUSIONES GENERALES

La metodología utilizada en este estudio muestra que la exploración geofísica de minerales debe realizarse por etapas, ya que en cada una de ellas se genera información cada vez con mayor certidumbre acerca de las características físicas de las posibles fuentes de mineralización.

Se identificaron 14 áreas con posibilidades de asociación con intrusivos, es decir con fuentes de mineralización.

Dos de las anomalías fueron definidas con la combinación de metodologías geofísicas tales como magnetometría aérea y terrestre, gravimetría y métodos eléctricos (SEVs y perfilaje geoeléctrico). Interpretándose la presencia de un intrusivo de características cuarzomonzoníticas por las propiedades de susceptibilidad magnética, densidad, resistividad y cargabilidad con el que se modeló en los perfiles geofísicos.

### 5.2 CONCLUSIONES ESPECÍFICAS

Se identificaron cuatro dominios aeromagnéticos en un área de  $\sim 890 \text{ km}^2$ , (carta magnética F14-A45 SGM), correlacionándose uno de ellos a la presencia de un intrusivo que se asocia a una anomalía aeromagnética dipolar normal de forma elipsoidal, con su eje mayor de rumbo norte – sur, con una longitud del orden de 20 km y en su eje menor de rumbo este – oeste del orden de 15 km. Se reconocieron al centro noreste y centro sur de la anomalía, apófisis magnéticos con posibilidades de asociación con mineralización.

Se verificó con magnetometría terrestre la existencia de las anomalías aeromagnéticas interpretadas, mostrando la configuración del campo magnético la presencia de 14 anomalías magnéticas terrestres con posibilidades de asociarse a cuerpos intrusivos con posibilidades mineras.

Los métodos de prospección geoelectrica definieron espesores de las unidades geológicas que cubren a las fuentes de las anomalías magnéticas de 30 a 220 m aproximadamente. También identificaron posibles zonas de asociación con mineralización en base a valores de resistividad y cargabilidad (PI).

El método gravimétrico permitió definir en la anomalía Sur 1 la presencia de una unidad geológica con exceso de masa que se interpretó está asociada a un intrusivo de características granodioríticas

- [1] Base referencial mundial del recurso suelo. Obtenido el 18 de marzo de 2013 de <ftp://ftp.fao.org/docrep/fao/011/a0510s/a0510s00.pdf>.
- [2] V. J. Martínez Ruiz. 1971. "Estudio geológico del Área El Milagro- Villa de Guadalupe, Municipios de Guadalcázar y Villa de Guadalupe, S.L.P."
- [3] Muñoz S. R. y Soto R. D. 1977. Cartografía geológica Hoja "Pozas de Santa Ana, S.L.P." Folleto técnico No. 55, Instituto de geología y metalurgia, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, pp. 1-18.
- [4] Rodríguez M. F. 1982. Informe del reconocimiento geológico del área Milagro, Municipio de Guadalcázar, S.L.P. pp. 1-120.
- [5] Moreira R. F., Martínez R. L., Palacios G. R., y Maldonado L. J. M. 1997. Informe de la carta geológico- minera y geoquímica Hoja Matehuala F14-1, Escala 1:250,000 Estado de San Luis Potosí Convenio con el gobierno del Estado de San Luis Potosí. Consejo de Recursos Minerales, pp.1-115.
- [6] Gómez R. I. 2000. Evaluación técnico económico del yacimiento de mineral de yeso de la zona El Milagro de Guadalupe, municipios de Villa de Guadalupe y Guadalcázar, S.L.P. Reporte inédito de Yeso Industrial de Navojoa, S.A. de C. V., pp.1-5.
- [7] Rodríguez R. R. y López D. R. 1999. Informe de la carta geológico-minera y geoquímica Carta Pozas de Santa Ana Escala 1:50,000. Consejo de Recursos Minerales, pp, 1-62.
- [8] Carrillo B. J. 1971. La Plataforma Valles – San Luis Potosí. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. VXXIII, no.1-6, pp, 1-102, tablas y planos.
- [9] Imlay, R.W., 1936, Evolution of the Coahuila Peninsula, Mexico: Part IV, Geology of the western part of the Sierra de Parras: Geological Society of America Bulletin, 47. pp, 1091–1152.
- [10] Moreira R. F., Martínez R. L., Palacios G. R., y Maldonado L. J. M. 1997. Informe de la carta geológico- minera y geoquímica Hoja Matehuala F14-1, Escala 1:250,000 Estado de San Luis Potosí Convenio con el gobierno del Estado de San Luis Potosí. Consejo de Recursos Minerales, pp, 1-115.
- [11] Kellum, L.B., 1936. Geologic of the mountains West of the Laguna District. Geol. Soc. America Bull., Vol. 47, pp. 1039 – 1090.
- [12] Imlay, R.W., 1937, Geology of the middle part of the Sierra de Parras, Coahuila, Mexico: Geological Society of America Bulletin, v. 48, pp, 587 – 630.
- [13] Carrillo B. J. 1971. La Plataforma Valles – San Luis Potosí. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros. VXXIII, no.1-6, pp. 1-102.
- [14] Grande L.R. 1968. Morfología y génesis de suelos yesíferos de Matehuala, S.L.P. Folleto técnico No.16, Instituto de geología y metalurgia, Universidad Autónoma Potosina, pp.1-133.

- [15] Barboza G. J. R., Mata S. J. L. y Martínez C. M. 1999. Informe de la carta geológico- minera Llanos del Carmen F14-A54 Escala 1:50,000, Consejo de Recursos Minerales, pp.1-43.
- [16] Gunnesch K. A., Torres A. C., Cuba C. C. Y Saez J. 1994, The (Au) Cu skarn and Ag-Pb-Zn vein deposits of La Paz, central México, mineralogic, paragenetic and fluid inclusion characteristics. *Economic Geology* V.89 pp.1640-1650.
- [17] Gilberto Sánchez Bermeo y Alfredo de la Calleja Moctezuma 2004 Informe de la carta geológico-minera el milagro de guadalupe clave f14-a45 escala 1:50,000, estados de san luis potosí y nuevo león, Consejo de Recursos Minerales, pp.1-66
- [18] Telford, W.M. 1976. *Applied Geophysics*. Cambridge University Press. Estados Unidos de América, pp. 120-121.
- [19] Nabighian, M.N. Grauch V.J., et al., 2005. 75th Anniversary. The Historical development of the Magnetic Method in Exploration: SEG, *Geophysics*, Vol. 70, no. 6, pp. 33nd-61-nd.
- [20] Clarck, D.A., 1997. Magnetic Properties of rocks and minerals. *AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics*, pp. 17(2). pp, 83-103.
- [21] Milson, J.J. 2003. *The Geological Field Guide* John Wiley & Sons. Inglaterra, pp, 52-53.
- [22] Colin Reeves. Octubre 2005 *Aeromagnetic Surveys Principles, Practice & Interpretation*, Geosoft pp, 1 – 155.
- [23] Baranov, V., 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic maps pseudo-gravimetric anomalies: *Geophysics*, 22, pp, 359–383.
- [24] Dean,W. C., 1958, Frequency analysis for gravity and magnetic interpretation: *Geophysics*, pp. 23, 97–127.
- [25] Nabighian, M. N., 1984. Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms—Fundamental relations: *Geophysics*, 49, pp.780–786.
- [26] Nabighian, M. N., 1972. The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section — Its properties and use for automated anomaly interpretation: *Geophysics*, 37, pp. 507–517.
- [27] Butterworth, S., 1930 "On the theory of filter amplifiers," *Experimental Wireless and the Wireless Engineer*, vol. 7, pp. 536–541.
- [28] Spector A. & Grant F.S.,1975. Comments on "Two dimensional power spectral analysis of aeromagnetic fields". *Geophysical Prospecting*, pp. 23-91.
- [29] S. Breiner 1973 – U.S.A. *Magnetometers – Geometrics* pp. 1- 63.
- [30] Thompson, D. T., 1982, EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data, *Geophysics*, 47 pp, 31–37.
- [31] portable geophysical instruments (2007). *Manual del Susceptibilmetro TK-9 modelo Kappameter*
- [32] Geosoft Inc. "Oasis Montaje Versión 6.4.2. 2007" Copyright, Geosoft Inc.

- 
- [33] Northwest Geophysical Associates, Inc. 2006 “gm-sys Gravity & Magnetic Modeling Software User Guide v.4.10” pp. 1 – 116.
- [34] Servicio Geológico Mexicano 1997, “Carta magnética de Campo Total escala 1:50000 El Milagro de Guadalupe F14A45” pp. 1 – 1.
- [35] Auge M., 2008. “Métodos Geoelectrónicos para la Prospección de Agua Subterránea” pp. 2-3.
- [36] Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E., and Keys, D. S. 1990. Applied Geophysics. Second Edition.
- [37] Sears Zemansky et al., 1999. Física Universitaria. Volumen 2.
- [38] Cantos, F. 1974. Tratado de Geofísica Aplicada. Litoprint, España. pp, 520.
- [39] Kiberu, J., 2002. “Induced polarization and Resistivity measurements on a suite of near surface soil samples and their empirical relationship to selected measured engineering parameters”. pp, 19-31.
- [40] Parasnis, D. S. 1973. Mining Geophysics. Elsevier Publishing Company, Amsterdam London New York. pp, 26-47.
- [41] Kenneth L. Zonge and Larry J. Hughes, 1990. Applications of Electrical Geophysics to Precious Metals Exploration. *Zonge Engineering and Research Organization, Inc.* pp, 76-90.
- [42] Zonge, K.L. Zonge Engineering and Research Organization, Inc., 2005 “Introduction to IP”. pp, 130–160.
- [43] Chelotti, L., Acosta, N., Foster, M., 2010. “Métodos Electromagnéticos y de Polarización Inducida”. Cátedra de Geofísica Aplicada, U.N.P.S.J.B., Chubut, Argentina. pp, 45-56.
- [44] Orellana, E. 1982 Prospección Geolétrica en Corriente Continua. Segunda edición Biblioteca técnica Phylips. Madrid. pp, 50 – 80.
- [45] Blohm, E. K, Flathe, H. 1970 Geoelectrical Dep. Sounding in the Rhine-graben. J. H. Ellies and St. Mueller (Editors), Graben Problems, Schweizerbart Stuttgart, pp, 239-241
- [46] IX1D Version 2.15 2006, Software para Windows 9x. IX1D is copyright (c) 2002, by Interpex Limited, Golden Colorado USA. pp, 455 – 460.
- [47] Serway, R. 1998. Física. Tomo I. James Madison University. Cuarta Edición. Mcgraw-Hill. pp, 540.
- [48] Telford, W., Geldart, L, P., Sheriff, R., Keys., 1976. “Applied Geophysics“. Cambridge University Pres, Gran Bretaña. Segunda Edicion. Pp, 6 – 100
- [49] Chelotti, L., Acosta, N., Foster, M., 2009. Cátedra de Geofísica Aplicada, U.N.P.S.J.B., Chubut, Argentina. Prospección gravimétrica. pp. 1 – 17.
- [50] Autograv., 2008. CG – 5. Operation manual. Scintrex Autograv System. pp, 1-60.
- [51] H.O.Seigel., 1995. “GRAVGUID” . Scintrex Limited. pp. 1-23.

- [52] Hinze, W., Aiken, C., Brozena, J., Coakley, B., Dater, D., Flanagan, G., Forsberg, R., Hildenbrand, T., Keller, G., Kellogg, J., Kucks, R., Li, X., Mainville, A., Morin, R., Pilkington, M., Plouff, D., Ravat, D., Roman, D., Urritia-Fucugauchi, J., Véronneau, M., Webring, M., Winester, D. 2005. New Standards for reducing gravity data: The North American gravity database. *GEOPHYSICS VOL.70, NO. 4*.pp. J25-J32.
- [53] Wenzel H (1985) Hochauflösende Kugelfunktionsmodelle für das Gravitationspotential der Erde. *Wissenschaftliche Arbeiten der Fachrichtung Vermessungswesen der Universität Hannover. Wiss. Arb. 137. Universidad de Hannover, Alemania.* pp, 155.
- [54] Heiskanen W.A., Moritz H. 1967 *Physical Geodesy.* W.H. Freeman Company. pp, 130.
- [55] Dobrin, M.B. 1960 *Introducción a la Prospección Geofísica.* Edit. McGraw Hill, New York, pp, 630.
- [56] Gilberto Sánchez Bermeo y Alfredo de la Calleja Moctezuma 2004 Informe de la carta geológico-minera el milagro de guadalupe clave f14-a45 escala 1:50,000, estados de san luis potosí y nuevo león. Consejo de Recursos Minerales, pp,1-66
- [57] Nabighian, M. N., 1984. Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms—Fundamental relations: *Geophysics*, 49, pp,780–786.
- [58] Baranov, V., 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic maps pseudo-gravimetric anomalies: *Geophysics*, 22, pp, 359–383.
- [59] Spector A. & Grant F.S.,1975. Comments on “Two dimensional power spectral analysis of aeromagnetic fields”. *Geophysical Prospecting*, pp. 23-91.
- [60] Thompson, D. T., 1982, EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data, *Geophysics*, 47 pp, 31–37.
- [61] IX1D Version 2.15 2006, Software para Windows 9x. IX1D is copyright (c) 2002, by Interpex Limited, Golden Colorado USA.
- [62] Constable, S. C., Parker, R, L., and Constable, C. G., 1987. Occam’s inversion; a practical algorithm for generating smooth model from EM sounding data. *Geophysics*, 52, pp, 289 – 300.
- [63] Marquardt, D.W., 1963, An algorithm for least-squares estimation of non-linear parameters: *Journal of the Society for Industrial and Applied Mathematics*, v. 11, pp, 431–441.