

IPICYT

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

POSGRADO EN CIENCIAS APLICADAS

**“Métodos geofísicos aplicados en la exploración
del agua subterránea, caso: acuífero de Villa
Hidalgo, S.L.P.”**

Tesis que presenta

Mariana Figuera Martínez

Para obtener el grado de

Maestra en Ciencias Aplicadas

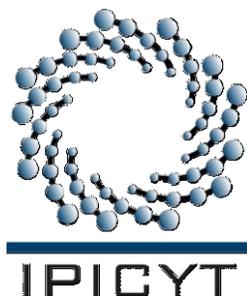
En la opción de

Ciencias Ambientales

Director de la Tesis:

Dr. Héctor López Loera

San Luis Potosí, S.L.P., Junio de 2010



Constancia de aprobación de la tesis

La tesis “**Métodos geofísicos aplicados en la exploración del agua subterránea, caso: acuífero de Villa Hidalgo, S.L.P.**” presentada para obtener el Grado de de Maestro(a) en Ciencias Aplicadas en la opción de Ciencias Ambientales fue elaborada por **Mariana Figuera Martínez** y aprobada el **28 de junio de 2010** 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)

Dr. José Alfredo Ramos Leal
(Asesor de la tesis)

Dr. Jaime Jesús Carrera Hernández
(Asesor de la tesis)



Créditos Institucionales

Esta tesis fue elaborada en el Laboratorio de Geofísica la División de Geociencias Aplicadas 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. de registro 221797 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 037 del Libro Primero de Actas de Exámenes de Grado del Programa de Maestría en Ciencias Aplicadas en la opción de Ciencias Ambientales esta asentado lo siguiente:

En la ciudad de San Luis Potosí a los 12 días del mes de julio del año 2010, se reunió a las 12:00 horas en las instalaciones del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., el Jurado integrado por:

Dr. Jaime Jesus Carrera Hernández	Presidente	IPICYT
Dr. José Alfredo Ramos Leal	Secretario	IPICYT
Dr. Héctor López Loera	Sinodal	IPICYT

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

**MAESTRÍA EN CIENCIAS APLICADAS
EN LA OPCION DE CIENCIAS AMBIENTALES**

sustenta la C.

Mariana Figuera Martínez

sobre la Tesis intitulada:

Métodos geofísicos aplicados en la exploración del agua subterránea, caso: acuífero de Villa Hidalgo, S. L. P.

que se desarrolló bajo la dirección de

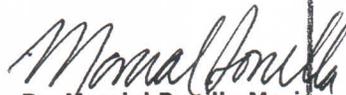
Dr. Héctor López Loera

El Jurado, despues de deliberar, determino

APROBARLA

Dándose por terminado el acto a las 13:05 horas, procediendo a la firma del Acta los integrantes del Jurado. Dando fe el Secretario Académico del Instituto

A petición de la interesada y para los fines que a la misma conlleva, se extiende el presente documento en la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P., México a los 12 días del mes de julio de 2010.


Dr. Marcial Bonilla Marín
Secretario Académico




Mtra. Ivonne Lizette Cuevas Vélez
Jefa del Departamento de Asuntos Escolares

Esta tesis se la dedico a:

A mi madre por todo el apoyo recibido a lo largo de mi vida.

A mi abuelita por ser todo un ejemplo de vida.

Agradecimientos

Quiero agradecer a la División de Geociencias Aplicadas por todo el apoyo recibido y las facilidades otorgadas para la realización de este trabajo.

Agradezco al CONACYT por la beca otorgada.

También agradezco al Dr. José Alfredo Ramos Leal, por toda la ayuda que me brindó desde que ingresé al instituto, por no solo ser un asesor sino también un amigo.

Agradezco al Dr. Héctor López Loera, por su asesoría en el desarrollo de este trabajo.

Al Dr. Noel Carbajal, por los amenos recorridos por la zona de estudio y al Dr. Jaime Carrera por los cursos y el apoyo recibido.

A los técnicos Ing. David Torres Gaytán e Ing. Víctor Julián Martínez Ruiz, por su ayuda en campo, en laboratorio y los consejos.

A la Dra. Claudia Arango, por sus asesorías a distancia.

A mis hermanos Julián, Jesús, Omar y Emmanuel, por las críticas constructivas y el apoyo.

A Rafael por ser un soporte para mí a lo largo de esta etapa.

A mis amigos y compañeros (Pamela, Dulce, Víctor, Daniel, Rodrigo, Fred, Ingrid, Alejandra y Martha), por soportar los momentos de estrés por el que pasé y siempre animarme para salir adelante.

A mi familia (tíos y primos) por sus oraciones y buenos deseos.

Contenido

Constancia de aprobación de la tesis	ii
Créditos institucionales	iii
Acta de examen	iv
Dedicatorias	v
Agradecimientos	vi
Contenido	vii
Lista de tablas	x
Lista de figuras	xi
Resumen	xvi
Abstract	xvii
1. INTRODUCCIÓN	1
1.1. Planteamiento del problema	2
1.2. Objetivos	2
1.3. Área de estudio	2
1.3.1. Rasgos Orográficos	3
1.3.2. Clima	3
1.3.3. Fisiografía	3
1.4. Antecedentes	3
2. GEOLOGÍA	4
2.1. Formaciones presentes en el valle de Villa Hidalgo	5
3. MÉTODO MAGNÉTICO	9
3.1. Generalidades del método	9
3.1.1. Conceptos básicos	9
3.1.1.1. Polos Magnéticos	9
3.1.1.2. Fuerza magnética	10
3.1.1.3. Campo magnético	10
3.1.1.4. Momento magnético	10

3.1.1.5. Intensidad de magnetización	10
3.1.2. Propiedades magnéticas de las rocas	10
3.1.2.1. Susceptibilidad magnética	10
3.1.2.2. Permeabilidad magnética	12
3.1.2.3. Fenómenos magnéticos en la materia	12
3.2. Aspectos teóricos	13
3.2.1. Inductancia magnética y magnetismo inducido	13
3.2.2. Magnetismo remanente	13
3.2.3. Magnetismo terrestre	15
3.3. Magnetometría aérea	16
3.3.1. Manejo de la información aeromagnética	16
3.4. Magnetometría terrestre	23
3.4.1. Manejo de la información magnética terrestre	23
3.4.2. Equipo empleado	24
3.4.3. Trabajo de campo	24
4. MÉTODO ELÉCTRICO	26
4.1. Generalidades del método	26
4.1.1. Propiedades eléctricas de las rocas	27
4.1.1.1. Resistividad eléctrica	27
4.1.1.2. Isotropía y anisotropía	27
4.1.1.3. Actividad electroquímica	27
4.1.1.4. Constante dieléctrica	28
4.2. Aspectos teóricos	29
4.3. Sondeos Eléctricos Verticales (SEV)	30
4.3.1. Equipo empleado	30
4.3.2. Trabajo de campo	30
5. MÉTODO MAGNETOTELÚRICO	34
5.1. Generalidades del método	34
5.2. Aspectos teóricos	35
5.2.1. Dimensionalidad del medio	37
5.3. Análisis de distorsión	40

5.3.1. Corrimiento estático	40
5.3.2. Inducción electromagnética	41
5.4. Prospección Audiomagnetotelúrica y CSAMT	43
5.4.1. Equipo empleado	43
5.4.2. Procedimiento de campo	44
6. PROCESADO E INTERPRETACIÓN MAGNÉTICA AÉREA Y TERRESTRE	46
6.1. Procesado de la información aeromagnética	46
6.2. Interpretación aeromagnética	49
6.3. Procesado de la magnetometría terrestre	52
6.4. Interpretación de la magnetometría terrestre	53
7. PROCESADO E INTERPRETACIÓN ELÉCTRICA	64
8. PROCESADO E INTERPRETACIÓN AUDIOMAGNETOTELÚRICA	77
9. RESULTADOS	86
10. CONCLUSIONES	97
11. RECOMENDACIONES	98
12. REFERENCIAS	99

Lista de tablas

3.1. Susceptibilidad magnética de las rocas más comunes.	11
3.2. Longitud de las secciones de magnetometría terrestre.	24
3.3. Susceptibilidades promedio medidas en campo.	24
4.1. Resistividades de las principales rocas.	28
4.2. Lecturas realizadas en los SEV con abertura $AB/2 = 1000$ m.	33
4.3. Lecturas realizadas en los SEV con abertura $AB/2 = 200$ m.	33
5.1. Variantes del método magnetotelúrico.	35
5.2. Tabla para determinar las distancias de colocación de la antena.	45
7.1. Ubicación de los SEV, su elevación y tipo de curva.	65
8.1. Rangos de frecuencias para las bandas del equipo stratagem y su tipo de fuente.	77
8.2. Ubicación geográfica de los CSAMT y la abertura de su dipolo.	79

Lista de figuras

1.1. Ubicación de la zona de estudio.	2
2.1. Geología del valle de Villa Hidalgo.	4
3.1. Ciclo de Histéresis.	13
3.2. Componentes del campo magnético de la Tierra.	15
3.3. Mapa que muestra la configuración del CMR reducido al polo.	17
3.4. Mapa que muestra la configuración del CMR derivado en Z.	18
3.5. Mapa que muestra la configuración del CMR continuado ascendentemente 250m.	19
3.6. Mapa que muestra la configuración del CMR continuado descendentemente 250m.	20
3.7. Mapa que muestra la configuración del CMR con un filtro pasa altos.	21
3.8. Mapa que muestra la configuración del CMR con un filtro pasa bajos.	22
3.9. Mapa que muestra la configuración del CMR aplicándole un filtro de señal analítica.	23
3.10. Ubicación de las secciones magnéticas terrestres.	25
4.1. Medición de las resistividades aparentes	26
4.2. Arreglo Schlumberger.	31
4.3. Trabajo de campo de los SEV.	32
5.1. Arreglo de electrodos y bobinas en los sondeos audiomagnetotelúricos.	44
5.2. Colocación del módulo de transmisión.	45
6.1. Mapa que muestra la configuración del CMR de Villa Hidalgo y sus alrededores, se localiza dentro del recuadro blanco el Valle de interés.	47
6.2. Mapa que muestra la configuración del CMR reducido al polo de Villa Hidalgo y sus alrededores y ubicación de la sección modelada.	48
6.3. Mapa que muestra la configuración del CMRP con un filtro de	

primera derivada vertical del valle de Villa Hidalgo y sus alrededores.	
6.4. Mapa que muestra la configuración del CMRP con un filtro de primera derivada vertical y continuado ascendentemente 250 del valle de Villa Hidalgo y sus alrededores.	48
6.5. Interpretación de los dominios aeromagnéticos del valle de Villa Hidalgo y sus alrededores.	50
6.6. Mapa que muestra la interpretación de los dominios aeromagnéticos en el valle de Villa Hidalgo y sus alrededores.	51
6.7. Modelo geológico interpretado a partir de la información aeromagnética.	52
6.8. Ubicación de las secciones de magnetometría terrestre en un mapa magnético aéreo.	53
6.9. Campo magnético residual aéreo, terrestre y topografía de la sección magnética terrestre de Sn. Nicolás.	54
6.10. Gradiente horizontal, filtro pasa altos y pasa bajos de la sección magnética terrestre de Sn. Nicolás.	55
6.11. Campo magnético residual aéreo, terrestre y topografía de la sección magnética terrestre de Villa Hidalgo	56
6.12. Gradiente horizontal, filtro pasa altos y pasa bajos de la sección magnética terrestre de Villa Hidalgo	57
6.13. Campo magnético residual aéreo, terrestre y topografía de la sección magnética terrestre de Peotillos.	58
6.14. Gradiente horizontal, filtro pasa altos y pasa bajos de la sección magnética terrestre de Peotillos.	59
6.15. Campo magnético residual aéreo, terrestre y topografía de la sección magnética terrestre SW-NE.	60
6.16. Gradiente horizontal, filtro pasa altos y pasa bajos de la sección magnética terrestre SW-NE.	61
6.17. Campo magnético residual aéreo, terrestre y topografía de la sección magnética terrestre de Sn. Rafael.	62
6.18. Gradiente horizontal, filtro pasa altos y pasa bajos de la sección	63

magnética terrestre de Sn. Rafael.

7.1. a) Curva del SEV 1 donde el eje $x=AB/2$ y el eje $y=Resistividad$ aparente. b) Interpretación, donde el eje $x=Resistividad$ y el eje $y=Profundidad$.	66
7.2. a) Curva del SEV 2 donde el eje $x=AB/2$ y el eje $y=Resistividad$ aparente. b) Interpretación, donde el eje $x=Resistividad$ y el eje $y=Profundidad$.	66
7.3. a) Curva del SEV 3 donde el eje $x=AB/2$ y el eje $y=Resistividad$ aparente. b) Interpretación, donde el eje $x=Resistividad$ y el eje $y=Profundidad$.	67
7.4. a) Curva del SEV 4 donde el eje $x=AB/2$ y el eje $y=Resistividad$ aparente. b) Interpretación, donde el eje $x=Resistividad$ y el eje $y=Profundidad$.	67
7.5. a) Curva del SEV 5 donde el eje $x=AB/2$ y el eje $y=Resistividad$ aparente. b) Interpretación, donde el eje $x=Resistividad$ y el eje $y=Profundidad$.	68
7.6. a) Curva del SEV 6 donde el eje $x=AB/2$ y el eje $y=Resistividad$ aparente. b) Interpretación, donde el eje $x=Resistividad$ y el eje $y=Profundidad$.	68
7.7. a) Curva del SEV 7 donde el eje $x=AB/2$ y el eje $y=Resistividad$ aparente. b) Interpretación, donde el eje $x=Resistividad$ y el eje $y=Profundidad$.	69
7.8. a) Curva del SEV 8 donde el eje $x=AB/2$ y el eje $y=Resistividad$ aparente. b) Interpretación, donde el eje $x=Resistividad$ y el eje $y=Profundidad$.	69
7.9. a) Curva del SEV 9 donde el eje $x=AB/2$ y el eje $y=Resistividad$ aparente. b) Interpretación, donde el eje $x=Resistividad$ y el eje $y=Profundidad$.	70
7.10. a) Curva del SEV 10 donde el eje $x=AB/2$ y el eje $y=Resistividad$ aparente. b) Interpretación, donde el eje $x=Resistividad$ y el eje $y=Profundidad$.	70

7.11. a) Curva del SEV 11 donde el eje $x=AB/2$ y el eje $y=Resistividad$ aparente. b) Interpretación, donde el eje $x=Resistividad$ y el eje $y=Profundidad$.	71
7.12. a) Curva del SEV 12 donde el eje $x=AB/2$ y el eje $y=Resistividad$ aparente. b) Interpretación, donde el eje $x=Resistividad$ y el eje $y=Profundidad$.	71
7.13. a) Curva del SEV 13 donde el eje $x=AB/2$ y el eje $y=Resistividad$ aparente. b) Interpretación, donde el eje $x=Resistividad$ y el eje $y=Profundidad$.	72
7.14. a) Curva del SEV 14 donde el eje $x=AB/2$ y el eje $y=Resistividad$ aparente. b) Interpretación, donde el eje $x=Resistividad$ y el eje $y=Profundidad$.	72
7.15. a) Curva del SEV 15 donde el eje $x=AB/2$ y el eje $y=Resistividad$ aparente. b) Interpretación, donde el eje $x=Resistividad$ y el eje $y=Profundidad$.	73
7.16. a) Curva del SEV 16 donde el eje $x=AB/2$ y el eje $y=Resistividad$ aparente. b) Interpretación, donde el eje $x=Resistividad$ y el eje $y=Profundidad$.	73
7.17. Configuraciones de resistividad aparente a diferentes aberturas $AB/2$.	74
7.18. Topografía y ubicación de los SEV y las pseudosecciones de resistividad aparente.	75
7.19. Pseudosecciones de resistividad aparente con dirección Este-Oeste.	76
7.20. Pseudosecciones de resistividad aparente con dirección Sur-Norte.	76
8.1. Ubicación de los sondeos CSAMT.	78
8.2. Resistividad aparente para el sondeo CSAMT 1 y su interpretación empleando la inversión de Occam y Bostick.	79
8.3. Resistividad aparente para el sondeo CSAMT 2 y su interpretación empleando la inversión de Occam y Bostick.	80

8.4. Resistividad aparente para el sondeo CSAMT 3 y su interpretación empleando la inversión de Occam y Bostick.	80
8.5. Resistividad aparente para el sondeo CSAMT 4 y su interpretación empleando la inversión de Occam y Bostick.	81
8.6. Resistividad aparente para el sondeo CSAMT 5 y su interpretación empleando la inversión de Occam y Bostick.	81
8.7. Resistividad aparente para el sondeo CSAMT 6 y su interpretación empleando la inversión de Occam y Bostick.	82
8.8. Resistividad aparente para el sondeo CSAMT 7 y su interpretación empleando la inversión de Occam y Bostick.	82
8.9. Resistividad aparente para el sondeo CSAMT 8 y su interpretación empleando la inversión de Occam y Bostick.	83
8.10. Resistividad aparente para el sondeo CSAMT 9 y su interpretación empleando la inversión de Occam y Bostick.	83
8.11. Resistividad aparente para el sondeo CSAMT 10 y su interpretación empleando la inversión de Occam y Bostick.	84
8.12. Resistividad aparente para el sondeo CSAMT 11 y su interpretación empleando la inversión de Occam y Bostick.	84
8.13. Resistividad aparente para el sondeo CSAMT 12 y su interpretación empleando la inversión de Occam y Bostick.	85
9.1. Ubicación de las secciones a interpretar empleando los diferentes métodos geofísicos.	86
9.2. Perfil geoeléctrico y geológico de la sección Este.	87
9.3. Perfil geoeléctrico y geológico de la sección Oeste.	89
9.4. Perfil geoeléctrico y geológico de la sección de Peutillos.	91
9.5. Perfil geoeléctrico y geológico de la sección de Villa Hidalgo.	93
9.6. Perfil geoeléctrico y geológico de la sección de Sn. Nicolás.	95
9.7. Mapa de unidades hidrogeológicas del Valle de Villa Hidalgo.	96

Resumen

“Metodos geofísicos aplicados en la exploración del agua subterránea, caso: acuífero de Villa Hidalgo, S. L. P.”

PALABRAS CLAVE: geofísica, hidrogeología, geología.

Este estudio busca explorar nuevas fuentes de abastecimiento de agua en vista al déficit presente en la ciudad de San Luis Potosí.

El valle de Villa Hidalgo localizado a 35 km al noreste de la capital del Estado se ha definido como un acuífero subexplotado según la CNA, 2002. Sin embargo no se tiene la suficiente información para determinar dicho estado, y un mal diagnóstico puede llevar a un mal manejo del recurso hídrico.

Se aplicó una metodología compuesta por cuatro diferentes métodos geofísicos (magnetometría aérea, magnetometría terrestre, sondeos eléctricos verticales y sondeos audiomagnetoteléuticos de fuente controlada) para determinar las propiedades físicas de las rocas presentes y determinar las estructuras presentes en el subsuelo del valle.

Se determinó que existen dos acuíferos, uno compuesto por sedimentos lacustres y rocas ígneas fracturadas, con espesores de 100 metros promedio, y uno más profundo (300 metros de profundidad) contenido en calizas con espesores de 300 a más de 500 metros el cual se prevé es de alto potencial, por lo que podría ser un abastecimiento no solo para el valle de Villa Hidalgo, sino para la ciudad de San Luis Potosí.

Abstract

“Métodos Geofísicos aplicados en la exploración del agua subterránea, caso: acuífero de Villa Hidalgo, S. L. P.”

KEYWORDS: geophysics, hydrogeology, geology.

This study seeks to explore new sources of water supply in view of the present deficit in the city of San Luis Potosí.

The Villa Hidalgo valley is located 35 km northeast of the capital state and has been defined as an under-exploited aquifer according to the CNA, 2002. But there is not enough information to determine the aquifer's state and a bad diagnostic could lead to a bad management.

A methodology composed for four different geophysical methods (aerial magnetometry, land magnetometry, vertical electrical soundings and controlled source audiomagnetotellurics surveys) to determine the physical properties of the rocks and determine the ground structures of the valley.

Found that there are two aquifers, a shallow compound lacustrine sediments and fractured igneous rocks, with average thickness of 100 meters, and a deep (300 meters deep) contained in limestone with a thickness of 300 to over 500 meters which is envisaged as a high potential, and it could be a source to Villa Hidalgo and San Luis Potosí.

1. INTRODUCCIÓN

La principal fuente de abastecimiento de aguas en el estado de San Luis Potosí es por medio de acuíferos subterráneos, al igual que en el resto del centro y norte del país (CNA, 1997).

El mayor consumidor de agua es el sector urbano y de servicios con un 67.2%, el 19.8% se destina al uso agrícola, la industria consume el 7.7% y otros usos el 4.5% (Peña, 2006). Debido al aumento en la requisición de este elemento vital se ha llegado a una explotación intensiva de más del 30% de los acuíferos, (CNA, 2002), En los últimos años los volúmenes de agua demandados por estos sectores se han ido incrementando, lo que ha provocado una extracción intensiva en más del 20 % de los acuíferos con la consecuente generación de problemas ambientales, económicos y sociales (CNA, 2005).

Entre los principales problemas ambientales se encuentra el deterioro de los ecosistemas, el agotamiento de manantiales, el descenso del nivel del agua subterránea, la reducción de los caudales base de los ríos, la subsidencia y agrietamientos del terreno, el deterioro de la calidad fisicoquímica del agua subterránea y la salinización de suelos (Custodio, 1992). Esto ha traído problemas para los diferentes sectores económicos como el incremento en los costos de extracción al bombear agua a mayor profundidad, mayores costos de mantenimiento ante la disminución de la eficiencia electromecánica de los equipos de bombeo y la disminución de la fertilidad de suelos al ser regados con agua de menor calidad. La competencia por el recurso ha hecho surgir conflictos entre los usuarios e incluso entre entidades federativas. El problema de la sobre-explotación de los acuíferos es cada vez más grave en el país (CNA, 2000). Debido a esto es de vital importancia encontrar nuevas fuentes de agua para abastecer la demanda de este recurso.

El valle de Villa Hidalgo, es una zona localizada 35 Km al Noreste de la ciudad de San Luis Potosí, la cual carece de información tanto hidrogeológica como geofísica del subsuelo, por lo que se plantea la siguiente propuesta de estudio para evaluar el potencial hídrico de esta zona. (Figura 1.1.).

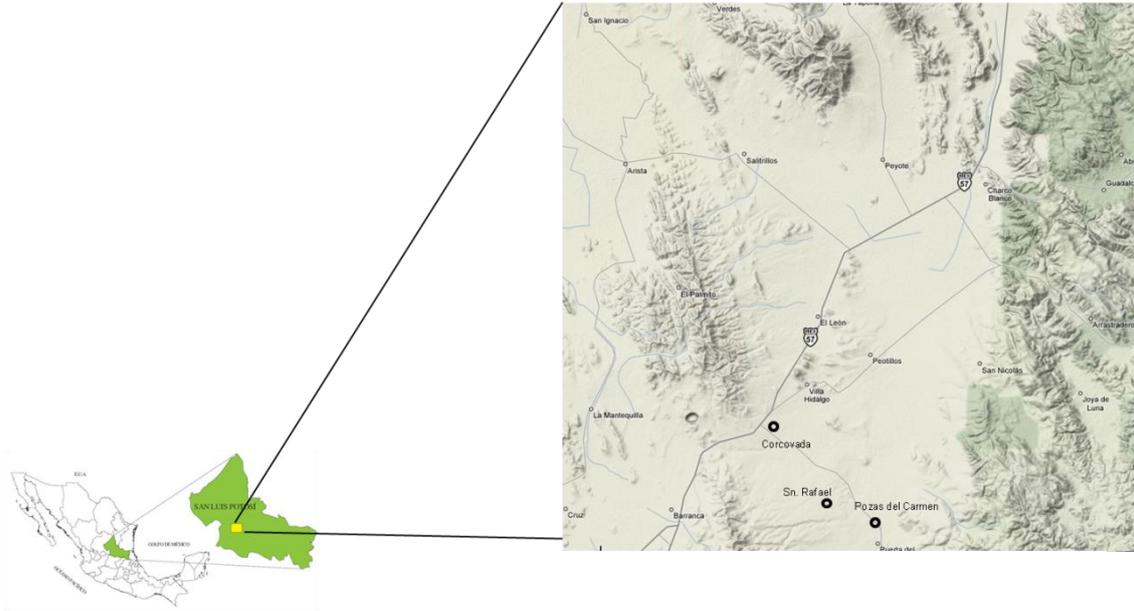


Figura 1.1. Ubicación de la zona de estudio.

1.1. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

En la Cuenca de San Luis Potosí, la extracción de agua subterránea se ha incrementado de $0.78\text{m}^3/\text{s}$ a $2.7\text{m}^3/\text{s}$ en los últimos 4 años, lo cual ha provocado el abatimiento de los niveles piezométricos y un déficit de $42.5\text{Mm}^3/\text{año}$ (CNA, 2002). Debido a esto surge la necesidad de estudiar nuevas fuentes de abastecimiento. Una zona poco estudiada es el Valle de Villa Hidalgo.

1.2. OBJETIVOS

En este trabajo se definirán las estructuras geológicas en el subsuelo, mediante una caracterización de las propiedades geofísicas de los materiales que lo componen para poder determinar sus condiciones hidrogeológicas.

1.3. ÁREA DE ESTUDIO

El área de estudio se localiza al centro-oeste del Estado de San Luis Potosí, dentro de la región hidrológica número 37 (RH37) denominada “El Salado”, en la zona hidrológica de Villa Hidalgo, la cual se queda enmarcada por las coordenadas geográficas $22^{\circ}15'$ a $22^{\circ}40'$ de latitud norte y $100^{\circ}30'$ a $100^{\circ}43'$ de longitud oeste.

1.3.1. RASGOS OROGRÁFICOS

La zona se encuentra delimitada por los siguientes rasgos orográficos: al este por la Sierra Las Paradas, al oeste por la Sierra del Coro y el Cerro Los Lirios, al noroeste por el Cerro de San Lucas, y al suroeste por el Cerro de San Pablo.

1.3.2. CLIMA

El clima que presenta la zona de estudio es semicálido con lluvias en verano; con una temperatura de 18.7°C a 21.8°C, y una precipitación que varía en promedio de 328mm a 422mm al año.

1.3.3. FISIOGRAFÍA

Se encuentra dentro de la Provincia Fisiográfica N° 5 que corresponde a la Sierra Madre Oriental, en la subprovincia de las Sierras y Llanuras Occidentales.

Los principales ríos que se localizan en la zona son El Bermejo y El Aguaje; dentro de algunas otras corrientes las cuales son intermitentes.

1.4. ANTECEDENTES

Los estudios encontrados que tratan la zona de estudio son en su mayoría de carácter geológico, y topográfico, estos son:

Las cartas geológicas de Villa de Arista (F14-A64), Guadalcázar (F14-A65), Peotillos (F14-A75) y Villa Hidalgo (F14-A74) Esc. 1:50 000, por el Servicio Geológico Mexicano y el Instituto de Geología de la U. A. S. L. P.

La cartografía magnética total de las mismas cartas realizadas por el Servicio Geológico Mexicano.

La topografía elaborada por el INEGI Esc. 1:50 000.

También se encontró un Folleto Técnico elaborado por Martínez Ruiz, (1989), el cual se basa en la geología de la zona y pozos perforados a 100 metros o menos.

Revisando los trabajos previos se determinó que no se cuenta con la información necesaria para evaluar el estado del acuífero.

2. GEOLOGÍA

La geología del área se encuentra representada por rocas sedimentarias marinas, de composición calcárea, margas, lutitas y areniscas de las formaciones Guaxcamá, La Peña, El Doctor, Tamabra, Cuesta del Cura, Indidura, Soyatal y Cárdenas. Estas unidades se describen plegadas con ejes de rumbo NW-SE recostados hacia el noreste formando así las Sierras de Peotillos y del Coro. En el Valle se encuentran cubiertas por rocas lávicas del Terciario de composición dacítica, riolítica y basáltica, así como por sedimentos lacustres con intercalación de conglomerados y algunos derrames basálticos recientes.

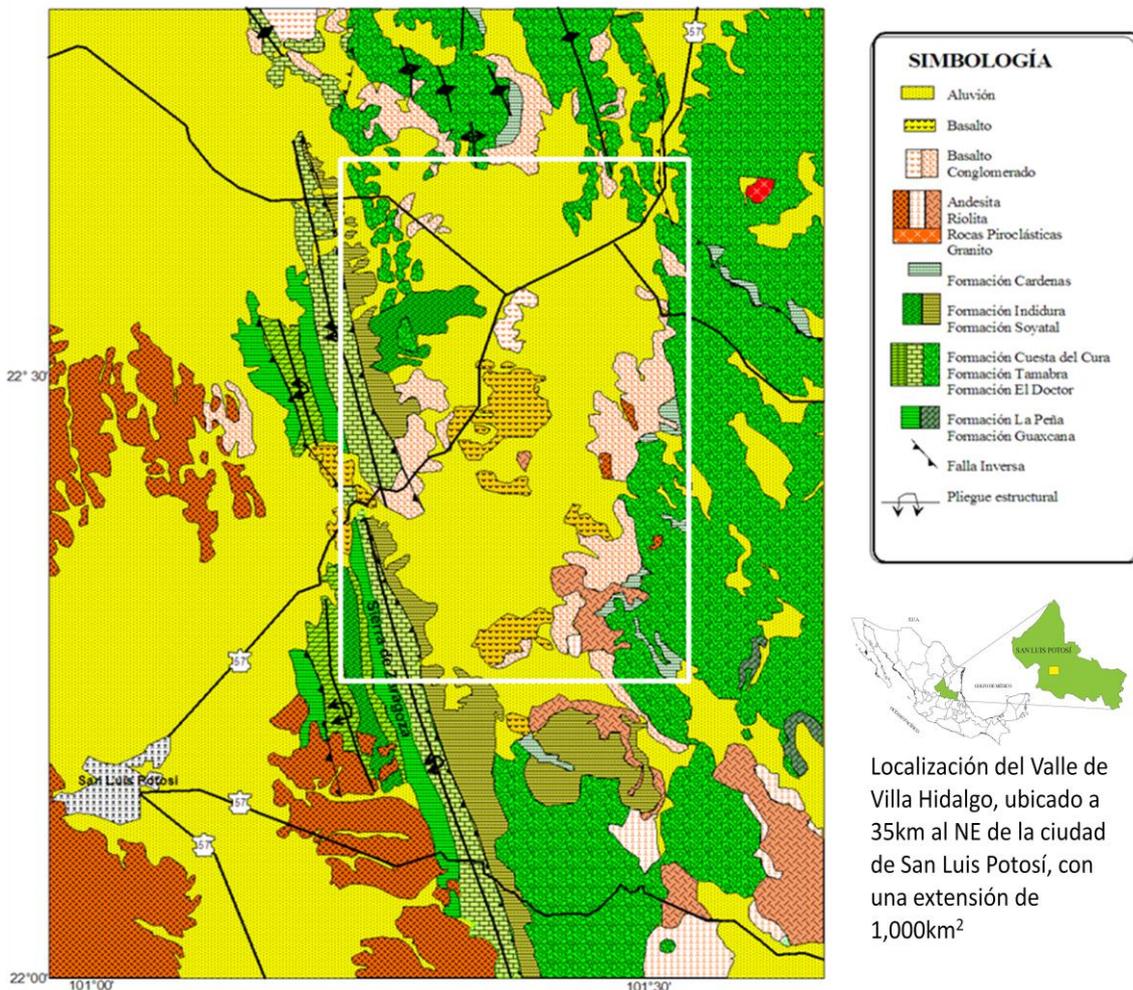


Figura 2.1. Geología del valle de Villa Hidalgo (Modificado de López-Doncel, 2003).

2.1 Formaciones presentes en el valle de Villa Hidalgo

➤ Formación Guaxcamá

Representada por una secuencia evaporítica transgresiva del Neocomiano-Aptiano constituida por capas medianas y gruesas de anhidrita delgada gris a rojiza (Martínez, 1972). La formación Guaxcamá se halla constituida por yesos y anhidritas, bien estratificadas en capas de 5 a 50cm de espesor, de aspecto saracoide de color gris claro a gris oscuro ligeramente bandeadas; las bandas son de material arcilloso y la coloración se debe a la presencia de material carbonoso. Intercaladas con los yesos, esporádicamente, se encuentran caliza microcristalinas y dolomías de color gris oscuro o pardos oscuro, fétidas y fracturadas (López-Ramos, 1982). Esta formación no aflora en el área de estudio; sin embargo, se ha reportado en áreas cercanas al valle (López-Doncel, 2003).

➤ Formación La Peña

Está constituida por calizas arcillosas, de estructura laminar y de color café claro rojizo en estratos de 5 a 20cm, interestratificados con calizas menos arcillosas de color gris claro en estratos que varían de 20 a 50cm. Su edad es del Aptiano-Albiano y sus contactos tanto el inferior como el superior son concordantes y bastante contrastables en aquellos casos en que la formación se presenta en su forma típica (López-Ramos, 1982), esta formación no aflora en el área de estudio; sin embargo, ha sido reportada en los cortes litológicos de PEMEX (López-Ramos, 1982).

➤ Formación El Doctor (El Abra)

Secuencia de Caliza pura color gris claro a oscuro de textura que varía de “mudstone”, “packstone”/ “grainstone” hasta “floodstone”, “rudstone” y “boundstone”, se presenta en horizontes medianos a gruesos y masivos, variablemente karstificada y estratificada definida por Carrillo(1971) como Formación El Abra de edad Albiano-Santoniano. Las diversas texturas que exhibe sugieren un espectro facial que incluye zonas lagunares hasta el margen arrecifal.

Consiste de calizas grises y gris oscuro bien estratificadas, en capas de 10 a 30 cm, presentando a veces en la base un conglomerado de rocas cretácicas. El espesor es de unos 400m, donde también pueden verse a distancia intercalaciones de caliza masiva de aspecto lenticular de posible origen arrecifal. Presenta también intercalaciones fosilíferas (ostreídos) (López-Ramos, 1982). Esta formación aflora al Este del valle de Villa Hidalgo, en la Sierra de Peotillos.

➤ Formación Tamabra

La Formación Tamabra se identificó desde las fases tempranas de su investigación como una unidad donde se mezclan calizas de cuenca de la Formación Tamaulipas Superior con los componentes calcáreos de aguas someras de la Formación El Abra (“mixed facies” Heim, 1940).

López- Doncel, (2003) la describe “se compone de secuencias autóctonas de “mudstone” y “wackestone” con fauna pelágica, características de ambientes de aguas profundas que se intercalan con sedimentos alóctonos gravitacionales y de suspensión compuestos por “packestone” y “grainstone” hasta “rudstone” con alto contenido de bioclastos y litoclastos provenientes de ambientes de aguas someras. En las secuencias alóctonas dominan los depósitos del tipo de flujos de detritos y escombros (“debris flows”) seguidos por turbiditas calcáreas asociadas con esporádicos pliegues sinsedimentarios debidos a deslizamiento. Afloramientos de esta formación pueden observarse al Oeste de valle, en la Sierra del Coro.

➤ Formación Cuesta del Cura

Constituida por calizas puras criptocristalinas del Albiano superior-Cenomaniano inferior en la mayoría de los casos de estratificación media y ondulante con la alternancia de capas de espesores delgados de lutitas y margas laminares de color gris claro a café claro.

Presenta gran contenido de pedernal negro en una pseudoestratificación típica de esta formación. Tanto la estratificación ondulante como el contenido de pedernal negro pseudoestratificado son rasgos distintivos. Fue depositada en mares poco profundos, evidenciados por algunos horizontes con cierto contenido de arena y arcilla. Estos clásticos fueron acompañados por la precipitación de carbonatos de calcio simultáneamente a precipitaciones de sílice, las cuales dieron origen a la gran cantidad de pedernal negro (López-Ramos, 1982). Afloramientos de esta unidad pueden observarse en los cortes de la carretera 57 al Oeste del valle.

➤ Formación Soyatal

Está integrada por calizas arcillosas de color gris oscuro y en capas de espesor mediano a delgado, sin pedernal, sobreyace a la caliza El Doctor, aparentemente sin discordancia angular. Se llama formación Soyatal, debido a los buenos afloramientos observables en un pequeño campo minero de antimonio de ese nombre, ubicado 48km al noreste de Zimapán, Hidalgo (Wilson et al, 1955). En la localidad típica la Formación consiste de conglomerados calizos, capas calizas de grano más fino y lutitas calcáreas, con aumento de lutitas en las partes superiores (White, 1948). Segerstrom, (1961), la describe como “caliza de grano fino, color gris oscuro, en capas delgadas,

con intercalaciones de lutita, marga y limolita, sin pedernal. Por la presencia de pelecípodo *Inoceramus labiatus* se le atribuye una edad del Turoniano. Afloramientos de esta unidad pueden observarse en los cortes de la carretera 57 al Oeste del valle.

➤ Formación Indidura

Compuesta por calizas laminares de color gris oscuro a negro y lutitas carbonosas a veces muy bituminosas de edad Turoniano, aunque algunos autores han considerado que tiene un rango estratigráfico más amplio (Kelly, 1936). Su localidad tipo se encuentra en el cañón de la Borrega en la parte Oeste de la Sierra de Tamaulipas, a unos 25km de la estación de ferrocarril de Forlón (Zaragoza), Tamaulipas. En la Sierra de la Silla (Tovar, 1964) aparece una secuencia de 131m, de lutitas laminares oscuras carbonosas, intercaladas con calizas del mismo color con estratificación delgada a media.

➤ Formación Cárdenas

Unidad muy fosilífera de 1050m de espesor de rocas sedimentarias clásticas finas del Campaniano-Maastrichtiano que afloran en un sinclinal asimétrico de la Sierra Madre Oriental. Esta unidad litoestratigráfica se divide en tres miembros: el miembro inferior de 180m de espesor de capas alternantes de lutitas, arenisca y bioespátita; el miembro medio de 445m de espesor de lutita y limolita, y el miembro superior es de 430m de limolita, arenisca y biosparrudita (Myers, 1968).

Miembro A (inferior) 50-500m lutitas y areniscas

Miembro B (medio) 200-300m limolitas, lutitas y calizas

Miembro C 300-500m lutitas y calizas.

➤ Depósitos Terciarios y Rocas volcánicas

Los primeros depósitos terciarios consisten de sedimentos clásticos gruesos y finos de origen continental del Eoceno que afloran en la porción centro-norte, al sur del poblado de Silos, subyaciendo discordantemente, a una serie volcánica, de tipo bimodal compuesta por andesitas, derrames de basalto y andesita, los cuales se presentan de color gris oscuro a verdoso, en forma de roca densa, de textura porfirítica y pilotaxítica que aflora en la porción centro-occidental.

Del Plioceno con desarrollo hasta el Pleistoceno, se tienen una serie de conglomerados que muestran diferentes grados de consolidación y granulometría, así como acumulaciones de clastos subredondeados a subangulosos de diferentes tamaños provenientes de la erosión de diferentes unidades. El conglomerado oligomítico-grava, se concentra al borde de la sierra que se encuentra en la porción oriental, mientras que el conglomerado

polimíctico-grava se encuentra principalmente en la porción occidental (SGM, 2003).

➤ Depósitos Cuaternarios

Del Pleistoceno, un conglomerado polimíctico-grava, depositado en ambiente fluvio lacustre, está distribuido en la porción sur-occidental, entre los poblados Pozas del Carmen y San Nicolás Tolentino. Sobreyaciendo a los depósitos pliocuaternarios aflora una serie volcánica, del Pleistoceno superior, constituida por basalto y una secuencia de piroclásticos, los cuales afloran en la porción sur-oriental, al poniente de la Ranchería Arroyo Hondo.

El Pleistoceno-Holoceno se caracteriza por el desarrollo de depósitos de relleno continental con sedimentos que incluyen desde arena hasta limo, arcilla y suelos residuales, y finalmente, del Holoceno, depósitos no consolidados, de arenas y limos, a lo largo de arroyos (SGM, 2003).

3. MÉTODO MAGNÉTICO

3.1. Generalidades del método

La Tierra se comporta como un gran imán y la dirección e intensidad del campo varía de un punto a otro de la superficie de la misma. Al emplear una brújula, esta no apunta hacia el Norte geográfico, sino a otro punto denominado polo Norte magnético, y el ángulo formado entre éste y el meridiano geográfico se llama declinación, y ésta varía de un punto a otro de la superficie terrestre.

En la prospección magnética se observan las variaciones en el campo magnético de la Tierra las cuales pueden ser atribuidas a anomalías magnéticas generadas por cambios en las propiedades magnéticas de las rocas presentes en la superficie o en subsuelo.

Estas variaciones pueden ser resultado de cambios en la profundidad de cuerpos magnéticos enterrados, cambios en su susceptibilidad o ambos. El método magnético proporciona información no solo de las rocas ígneas, ya que las sedimentarias también presentan variaciones en el campo magnético representados por bajos magnéticos.

El 80 o 90% del campo de la Tierra es originado por las corrientes de convección que se presentan en el manto (Campbell, 1997), el cual es monitoreado y estudiado por una red global de observatorios y satélites, (Langel y Hinze, 1998).

Este método es útil para definir rasgos estructurales en la superficie del basamento, tales como cuerpos enterrados o controles estructurales en cuencas sedimentarias, lo cual puede ser de gran ayuda en prospección petrolífera o en búsqueda de aguas subterráneas (Cantos, 1982). En prospección minera son empleados para localizar magnetita, pirrotita, o algunos otros minerales magnéticos, o para delimitar “trends” estructurales, donde el basamento se encuentra cubierto por aluvión u otros materiales superficiales (Dobrin, 1952).

3.1.1. Conceptos básicos

3.1.1.1. Polos Magnéticos

Se empleará una barra magnética para ilustrar el concepto de polos magnéticos. Si se esparcen pequeños trozos de metal sobre una hoja de papel sobre la barra imantada, se formarán líneas de fuerza alrededor de la barra, las cuales iniciarán en un extremo de la barra y terminarán en el lado opuesto, estos puntos son definidos como “polos”. La barra magnética puede estar orientada por las líneas de fuerza de la Tierra, la cual se comporta como un gran magneto (Dobrin y Savit, 1988).

3.1.1.2. Fuerza magnética

Si dos polos de fuerza P_0 y P respectivamente separados por una distancia r , la Fuerza F entre ellos será expresado por la relación:

$$F = C \frac{PP_0}{r^2}$$

La constante depende de las propiedades magnéticas del medio en el cual los polos están situados (Cantos, 1974).

3.1.1.3. Campo magnético

Si consideramos un polo magnético aislado, de intensidad P , se define como campo magnético H , la fuerza que experimenta un polo magnético positivo de intensidad unidad, debido a la presencia en el espacio del polo magnético considerado. Su expresión será por tanto (Cantos, 1974):

$$H = \frac{P}{r^2}$$

3.1.1.4. Momento magnético

Los polos magnéticos no se encuentran libres, sino formando dipolos. Se define como momento magnético de un dipolo el vector $\vec{M} = p \vec{r}$ siendo \vec{r} el vector de posición del polo magnético positivo respecto al negativo (Cantos, 1974).

3.1.1.5. Intensidad de magnetización

Cualquier material magnético al ser colocado en un campo magnético adquiere polos magnéticos en su superficie. En el caso de materiales magnéticos moderados y campos débiles, la magnetización inducida, algunas veces llamada polarización, es en la dirección del campo aplicado y la fuerza es proporcional a la fuerza de éste campo. La intensidad de magnetización J , puede ser considerada como la fuerza inducida por polo y por unidad de superficie a lo largo de una superficie normal al campo inducido (Dobrin, 1952, Cantos, 1974).

$$\vec{J} = \frac{d\vec{M}}{dv}$$

3.1.2 Propiedades magnéticas de las rocas

3.1.2.1. Susceptibilidad magnética

Es la capacidad que tiene un cuerpo para adquirir magnetización; es decir, al someter una sustancia a un campo magnético \vec{H} , ésta se magnetiza. Adquiere una intensidad de magnetización \vec{J} proporcional al campo exterior aplicado. Se tiene por tanto:

$$\bar{J} = k\bar{H}$$

Donde la constante de proporcionalidad k , recibe el nombre de susceptibilidad magnética (Cantos, 1974). En la magnetometría las unidades más comúnmente empleadas son: 1Oersted = 1Gauss = 10^5 gamma = 10^5 nT (T = Tesla), 1gamma = 10^{-9} T = 1nT.

Las susceptibilidades más comunes se muestran en la Tabla 5.1, donde se puede apreciar que las rocas sedimentarias presentan las susceptibilidades más bajas.

Tipos de Rocas	Susceptibilidad x 10^{-3} (SI)	
	Rangos	Promedio
Sedimentarias		
Dolomita	0 - 0.9	0.1
Caliza	0 - 3	0.3
Arenisca	0 - 20	0.4
Lutitas	0.01 - 15	0.9
Metamórficas		
Anfibolita		0.7
Gneiss	0.1 - 25	
Cuarcita		4
Serpentina	3 - 17	
Ígneas		
Granito	0 - 50	2.5
Riolita	0.2 - 35	
Gabro	1 - 90	70
Basalto	0.2 - 175	70
Diorita	0.6 - 120	85
Peridotita	90 - 200	150
Andesita		160

Tabla 3.1 Susceptibilidades magnéticas de las rocas más comunes. (Telford, et al., 1990).

3.1.2.2. Permeabilidad magnética

El total del campo B en un cuerpo es proporcional a la magnetización del campo externo. La constante de proporcionalidad $(1 + 4 \pi k)$ es llamada la permeabilidad y es expresada por μ , de tal forma que se puede escribir:

$$\mu = \frac{B}{H} = 1 + 4 \pi k$$

La permeabilidad expresa la modificación de la fuerza de atracción o repulsión entre dos polos magnéticos en un medio magnético (Dobrin y Savit, 1988).

3.1.2.3. Fenómenos magnéticos en la materia

Cuando la materia es sometida a campos externos se producen los siguientes fenómenos:

- a) Diamagnetismo: Consiste en una variación del radio y de la velocidad de giro de los átomos, con lo que varía el momento magnético de éstos, de forma que esta variación se opone al campo magnético exterior de acuerdo con la ley de Lenz. Las sustancias que presentan diamagnetismo son llamadas diamagnéticas como la sal, el bismuto, la anhidrita, etc. El resultado de este diamagnetismo es que el campo magnético es menor en el interior de estos cuerpos y presentan una susceptibilidad <0 , un ejemplo de estas sustancias es la anhidrita, el bismuto, por mencionar algunos (Cantos, 1974).
- b) Paramagnetismo: Se presenta en las sustancias en las que el momento magnético no es nulo, dada una simetría insuficiente en la disposición de los orbitales de los átomos; pero los momentos magnéticos de estos están en todas direcciones, con lo que estas sustancias aparecen como no magnéticas. Pero en presencia de un campo exterior, se ordenan de forma que refuerzan la acción de éste y presentan susceptibilidad >0 , ejemplos de estas sustancias son el preclorato, platino, aluminio, etc. (Cantos, 1974).
- c) Ferromagnetismo: Se presenta solo en el estado sólido en el que las fuerzas interatómicas son lo suficientemente grandes como para producir un paralelismo de los momentos atómicos de un conjunto de átomos próximos, que forman los llamados recintos de Weiss. Son estos recintos los que se ordenan al someterlos a un campo exterior. El valor de la susceptibilidad de estos materiales es mucho mayor que para los paramagnéticos, y además depende de la historia previa del material. Se pueden mencionar como ejemplos el hierro, el acero, el cobalto, níquel, magnetita, ilmenita, etc. (Cantos, 1974).
- d) Antiferromagnetismo: Aquí la magnetización está balanceada, es decir, los momentos magnéticos de la roca se encuentran ordenados por pares en sentidos inversos, así que no existe una magnetización externa por lo tanto no hay magnetización espontánea (Tarling, 1983).

- e) Ferrimagnetismo: En este tipo de fenómeno, se produce un ordenamiento de los momentos magnéticos, tal que no todos están alineados en una misma dirección y sentido, por ello no se consigue anular completamente la magnetización espontánea (Tarling, 1983).

3.2. Aspectos teóricos

3.2.1. Inducción magnética y magnetismo inducido.

Los polos magnéticos inducidos en una sustancia por un campo externo \bar{H} , formarán su propio campo H' , el cual está relacionado con la intensidad de magnetización por:

$$H' = 4\pi J$$

El total del flujo magnético que incide en el material en una cavidad estrecha en un eje perpendicular al campo es denominado como inducción magnética B . Esto es expresado por la relación (Dobrin y Savit, 1988):

$$B = H + H' = H + 4\pi J = H + 4\pi kH = (1 + 4\pi k) H \equiv \mu H$$

El magnetismo inducido es el magnetismo que adquieren los cuerpos cuando son colocados en un campo magnético.

3.2.2. Magnetismo remanente

Los cuerpos ferromagnéticos tienen la propiedad de que una vez imantados conservan cierto magnetismo (magnetismo remanente), al cesar el campo inductor.

Si se tiene un cuerpo ferromagnético y es sometido a un campo inductor (un electroimán) en el que se puede variar la intensidad del campo H y midamos al mismo tiempo la inducción producida B . Si ponemos en unos ejes coordenados H en abscisas y B en ordenadas, obtendremos la curva de la Figura 3.1.

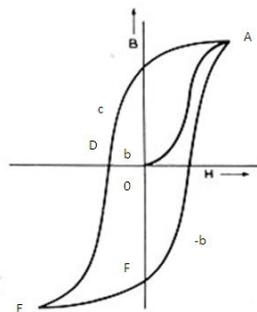


Fig. 3.1 Figura que muestra el ciclo de Histéresis, (Cantos, 1974).

La curva parte del origen O ; conforme se va aumentando H , B va aumentando primero lentamente, luego muy rápidamente y por último muy lentamente hasta el punto A en que la muestra queda imantada hasta la saturación (en este punto la intensidad de imantación J es la mayor posible); si se disminuye gradualmente el campo H hasta el valor cero se observa que los valores de B no coinciden con los anteriores sino que siguen otra curva AC por encima de la anterior; para el valor de $H = 0$ se obtiene un valor de la inducción $B = b$, que es lo que se llama magnetismo remanente.

Si ahora se invierte el campo y se le van dando valores progresivamente crecientes, llegamos al punto D de la curva en el que la inducción se hace cero. El valor del campo H para este punto es lo que se llama fuerza coercitiva.

Si se siguen aumentando los valores al campo, se llega al punto E , que correspondería al valor de saturación (con campo negativo); por último disminuyendo hasta cero llegaríamos a F y aumentando nuevamente el campo (valores positivos) se llegaría al punto A con lo que se habría completado el ciclo de histéresis.

Pero en la realidad no sucede así; ya que el primer ciclo de histéresis, la curva no sería simétrica y no se llegaría a los puntos E , F y A , pero sometiendo la muestra a varios ciclos de histéresis se llega a obtener una curva perfectamente simétrica (Cantos, 1974)

Este magnetismo remanente de los cuerpos ferromagnéticos es muy importante en prospección magnética ya que en general, las anomalías magnéticas se deben a la cantidad de minerales ferromagnéticos que contienen las rocas.

Las rocas han adquirido un magnetismo remanente sometidas al campo magnético terrestre; ahora bien, como a veces las rocas muestran magnetismo remanente que no ha sido producido por el campo actual de la tierra (ya que su dirección contrasta notablemente con la del campo magnético terrestre), se deduce que el campo magnético terrestre ha variado a lo largo de los tiempos. Como el ferromagnetismo desaparece bruscamente al llegar a una cierta temperatura crítica o punto de *Curie*; el estudio del magnetismo remanente de las rocas puede dar valiosa información de las variaciones del campo terrestre a lo largo de los tiempo geológicos.

La medición de la susceptibilidad magnética de las rocas se hace con un susceptibilímetro que en esencia, consiste en un puente de inductancia. El aparato se ajusta a cero antes de las mediciones y al efectuar la medición en la muestra, se introduce una inductancia cuyo valor se puede medir por el método de cero (Dobrin y Savit, 1988).

3.2.2. Magnetismo terrestre

Si se denomina h a la componente horizontal del vector del campo magnético terrestre \vec{H} , y Z a su componente vertical. Existirá la relación $H^2 = h^2 + Z^2$. Así mismo se denomina I a su inclinación con respecto al plano horizontal y D a su declinación o ángulo que forma la dirección de la componente h con el meridiano geográfico del lugar.

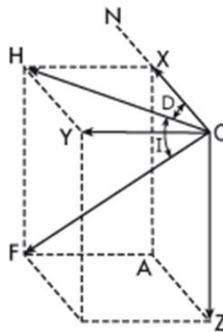


Fig. 3.2. Componentes del campo magnético de la Tierra.

http://www.fomento.es/MFOM/LANG_CASTELLANO/DIRECCIONES_GENERALES/INSTITUTO_GEOGRAFICO/Geofisica/Geomagnetismo/campomag.htm

Si nos fijamos en el campo magnético en un punto de la superficie terrestre, resulta que esta varía con el tiempo. Esta variación se representa periódicamente y para su estudio es necesario analizar el campo magnético terrestre en su conjunto. Este campo terrestre se descompone en dos campos principales:

- a) Campo interno: Es el preponderante ya que equivale a un 97%.

Este campo a su vez se divide en:

- 1) Campo geomagnético: que representa un momento magnético tan grande que no se puede justificar por los elementos ferromagnesianos de la corteza, dado que los elementos ferromagnéticos del núcleo están a una temperatura superior a la de Curie y ha perdido su carácter de ferromagnéticos.
 - 2) Campo cortical: que es debido a los elementos de la corteza y es el que se analiza en geofísica, pues las anomalías que presenta, al pasar de un punto a otro, nos permitirán conocer la desigual repartición de los materiales sobre la corteza terrestre.
-
- b) Campo externo: Es producido por corrientes inducidas en la ionosfera, al desplazarse esta con respecto al campo terrestre. El desplazamiento de la atmósfera, se debe principalmente al movimiento ascensional de convección, por calentamiento diurno solar y a las mareas atmosféricas que por tanto dependen de la posición de la luna y el sol. Debido a que

la emisión solar no es homogénea y en ciertas ocasiones se produce con mayor intensidad, se dan las tormentas magnéticas, que son las perturbaciones irregulares en el campo magnético terrestre (Cantos, 1974).

3.3 Magnetometría aérea

El magnetómetro electrónico fue descubierto en Austria en los años 30s, pero fue hasta la II Guerra mundial cuando se montó en aviones para la detección de submarinos desde el aire, y después fue empleado para la búsqueda de minerales magnéticos, con lo que aumentó su auge. Este método también es empleado para calcular la profundidad del basamento respecto a la altura del vuelo que es conocida determinando así los espesores de los paquetes sedimentarios, por lo cual la magnetometría aérea es uno de los principales métodos de reconocimiento (Cantos, 1974).

Mediante este método se obtienen perfiles continuos. El método aeromagnético al volar lejos del suelo elimina los errores que proceden de pequeños disturbios muy locales, así como también permite tener información de zonas inaccesibles tales como pantanos, desiertos, o zonas incomunicadas.

La estabilidad y sensibilidad del magnetómetro aéreo ha conseguido que este método supere mucho en resultados a los obtenidos desde tierra, sin que esto elimine los métodos clásicos terrestres, para determinar con mayor exactitud las condiciones del subsuelo (Cantos, 1974, Nabighian, et al. 2005).

3.3.1. Manejo de la información aeromagnética

De los datos adquiridos por el magnetómetro aéreo se obtiene el Campo Magnético Residual (CMR), el cual puede y debe ser procesado para resaltar u oscurecer información para ayudar en la interpretación, ese procesado se hace en base a la aplicación de filtros matemáticos como se explican a continuación:

- Reducción al polo, esta corrección se basa en hacer una corrección espacial, es decir, colocar las anomalías de acuerdo a su coordenada geográfica y no con respecto al polo magnético. Se realiza en base a la ecuación siguiente (Baranov y Naudy, 1964):

$$L(\theta) = \frac{[\sin(I) - i * \cos(I) * \cos(D - \theta)]^2}{[\sin^2(Ia) + \cos^2(Ia) * \cos^2(D - \theta)] * [\sin^2(I) + \cos^2(I) * \cos^2(D - \theta)]}$$

Donde

I = inclinación D = declinación Ia = Inclinación para corrección de amplitud

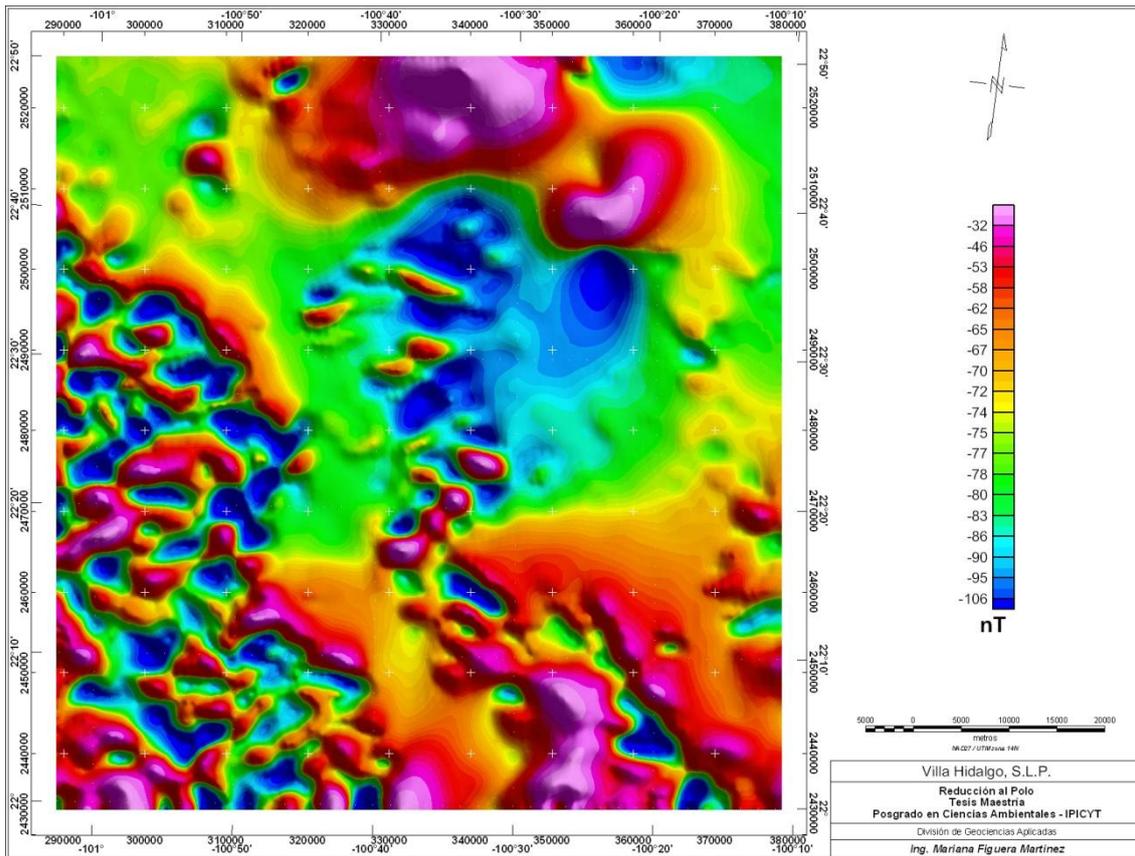


Figura 3.3. Mapa que muestra la configuración del CMR reducido al polo.

- Derivada en Z, este filtro es comúnmente aplicado al campo magnético total para mejorar la respuesta de las fuentes geológicas superficiales. Al igual que otros filtros mejora los componentes con alta longitud de onda.

$$L(r) = r^n$$

Donde

n = orden de diferenciación

r = número de onda (radianes/unidad de longitud)

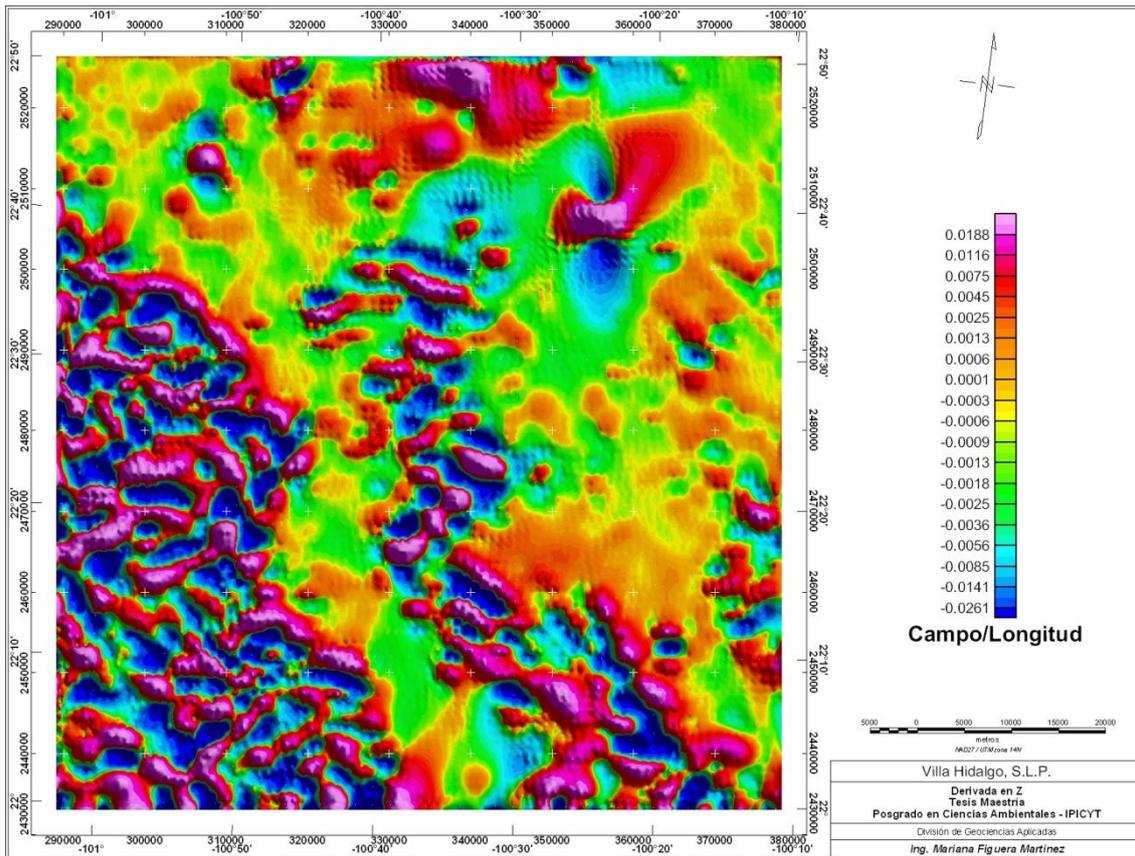
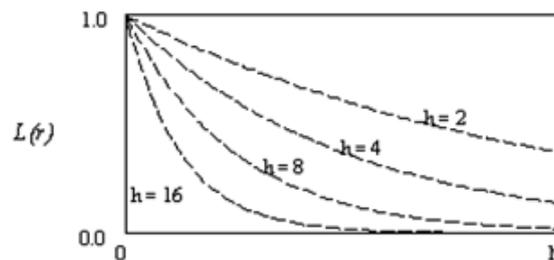


Figura 3.4. Mapa que muestra el CMR derivado en Z.

- Continuación ascendente, es considerado un filtro limpio, ya que casi no produce efectos secundarios de distorsión como otros filtros, por ello es muy utilizado para eliminar o minimizar los efectos de las fuentes superficiales y ruidos. Además los datos pueden ser interpretados numéricamente y por modelado (Henderson et al, 1949).

$$L(r) = e^{-hr}$$



Donde

h = distancia en unidades de longitud de ascendencia relativa al plano de observación.

r = número de onda (radianes/unidad de longitud)

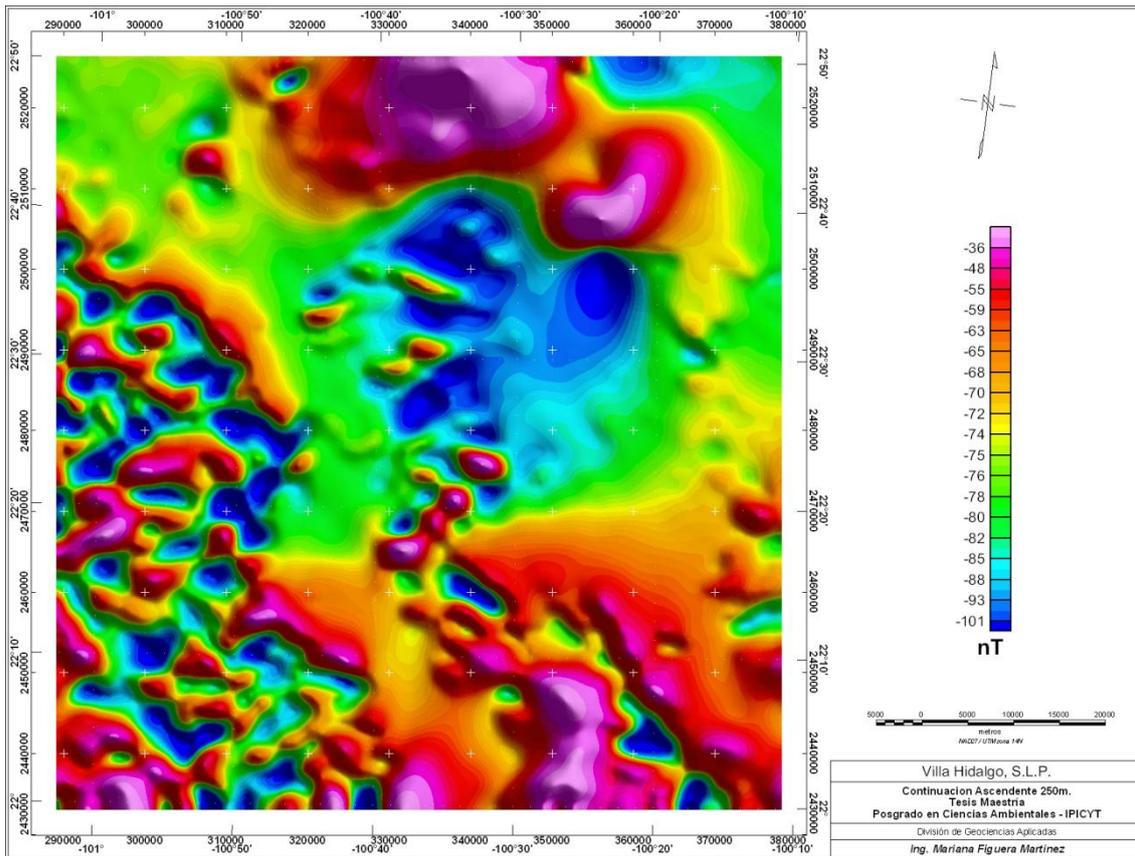
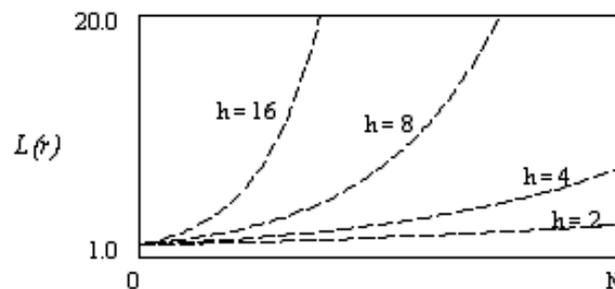


Figura 3.5. Mapa que muestra la configuración del CMR continuado ascendente a 250m.

- Continuación descendente, es empleado para mejorar la respuesta de las fuentes más profundas, debido a que se acerca el plano de medición a estas (Henderson and Zietz, 1949).

$$L(r) = e^{hr}$$



Donde

h = distancia en unidades de longitud de ascendencia relativa al plano de observación.

r = número de onda (radianes/unidad de longitud)

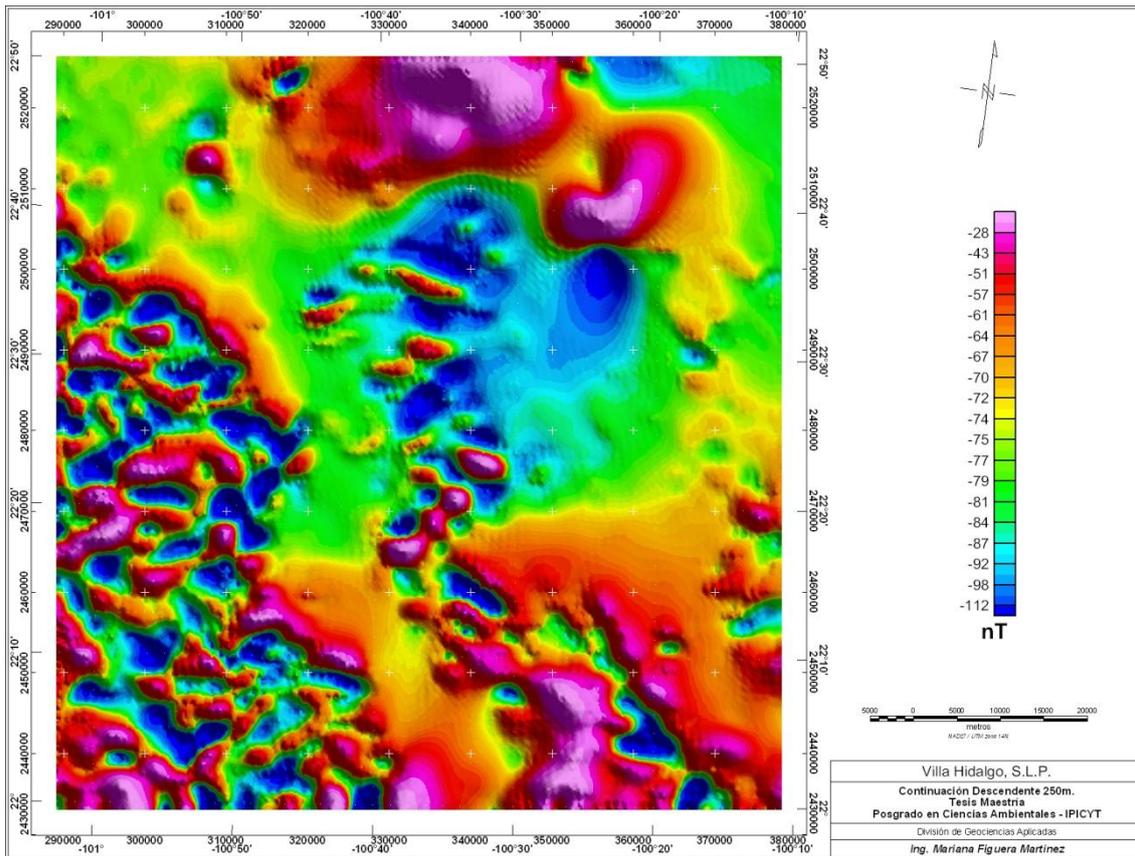
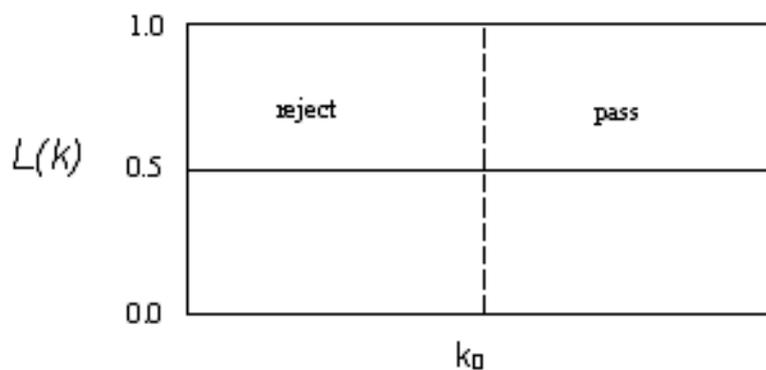


Figura 3.6. Mapa que muestra la configuración del CMR continuado descendente 250m.

- Pasa altos, el cual agudiza los datos de entrada aplicando un filtro de convolución. Su nombre se debe a que permite el paso de longitudes de onda alta (alta frecuencias) al canal de salida y los datos que se encuentran por debajo de esta son eliminados. El filtro de convolución está diseñado por Fraser et al. (1966).

$$L(k) = 0, \text{ para } k < k_0$$

$$L(k) = 1, \text{ para } k \geq k_0$$



Donde

k_0 = el número de longitud de onda a cortar en ciclos/unidad de longitud

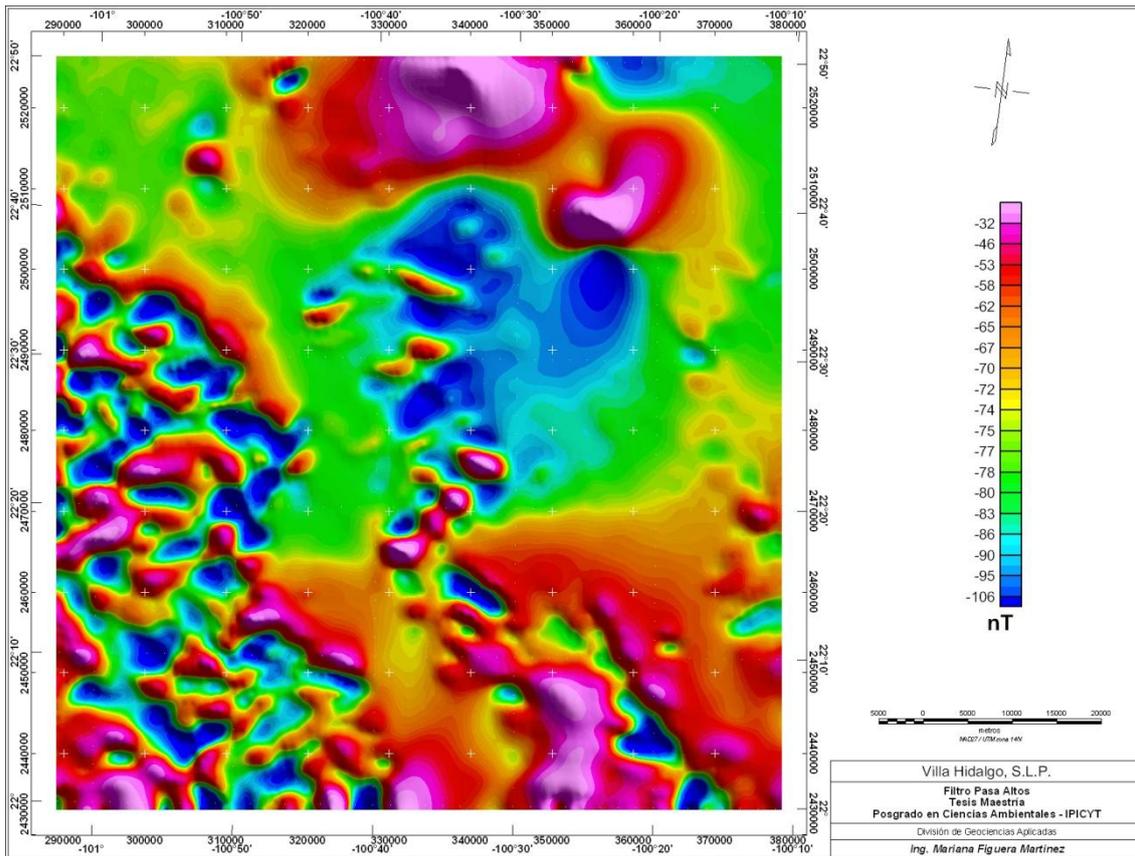
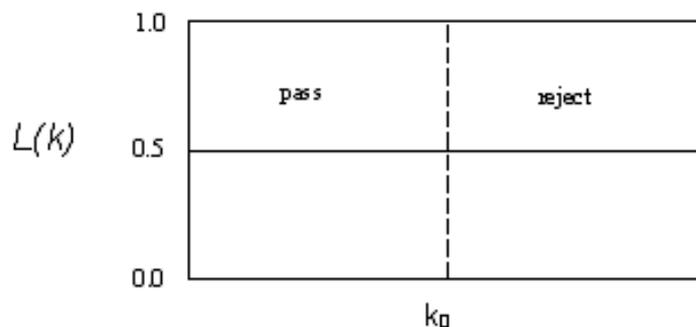


Figura 3.7. Mapa que muestra la configuración del CMR con un filtro pasa altos.

- Pasa bajos, suaviza los datos de entrada por la aplicación de un filtro de convolución, el cual permite que las longitudes de onda corta (frecuencia baja) pasen al canal de salida. El filtro de convolución está diseñado por Fraser et al. (1966), el cual muestra un mínimo de defectos secundarios.

$$L(k) = 1, \text{ para } k \leq k_0$$

$$L(k) = 0, \text{ para } k > k_0$$



Donde

k_0 = el número de longitud de onda a cortar en ciclos/unidad de longitud

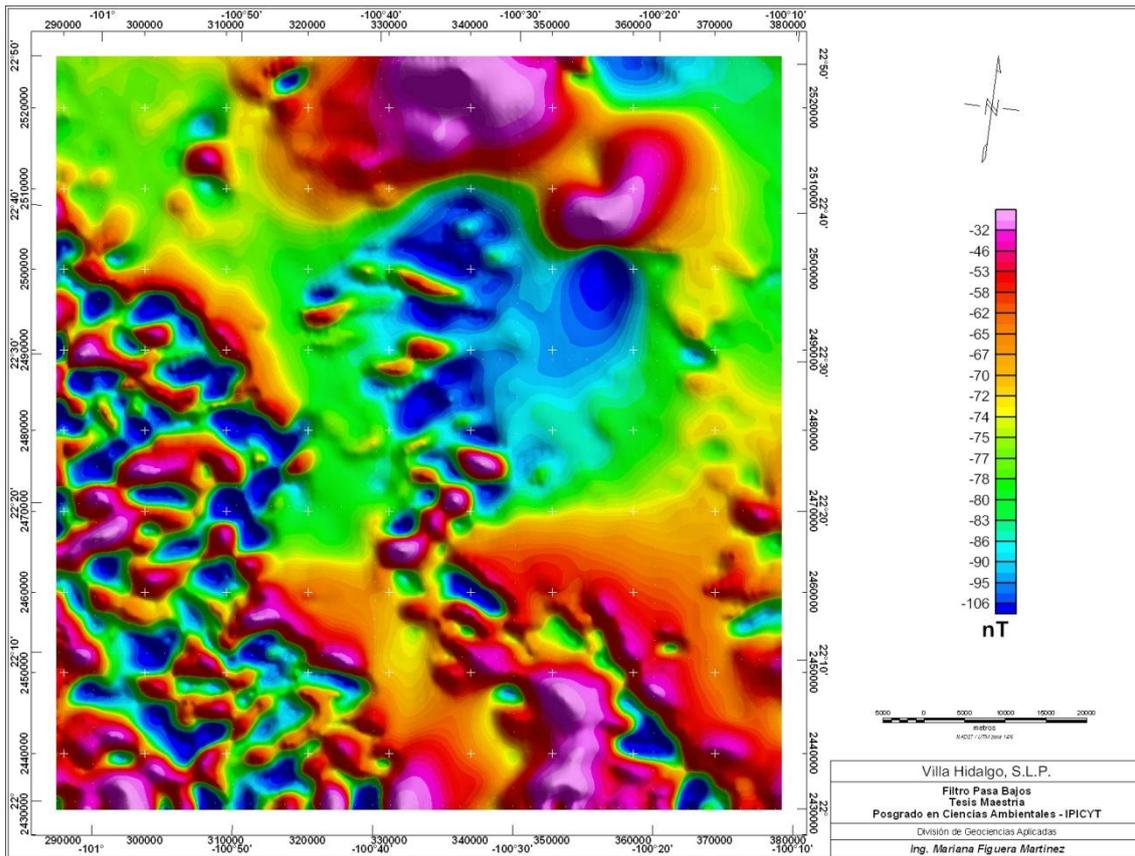


Figura 3.8. Mapa aeromagnético aplicándole un filtro pasa bajos.

- Señal Analítica, permite resaltar las anomalías magnéticas producidas por discontinuidades geológicas de mediana a corta longitud de onda (Salem and Smith, 2005). Es independiente de la dirección de cualquier campo potencial (Nabighian 1972, 1974, Roest *et al.* 1992). La expresión matemática de la amplitud de la señal analítica es la siguiente:

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

Donde:

$A(x, y)$: señal analítica.

$F(x, y)$: campo magnético

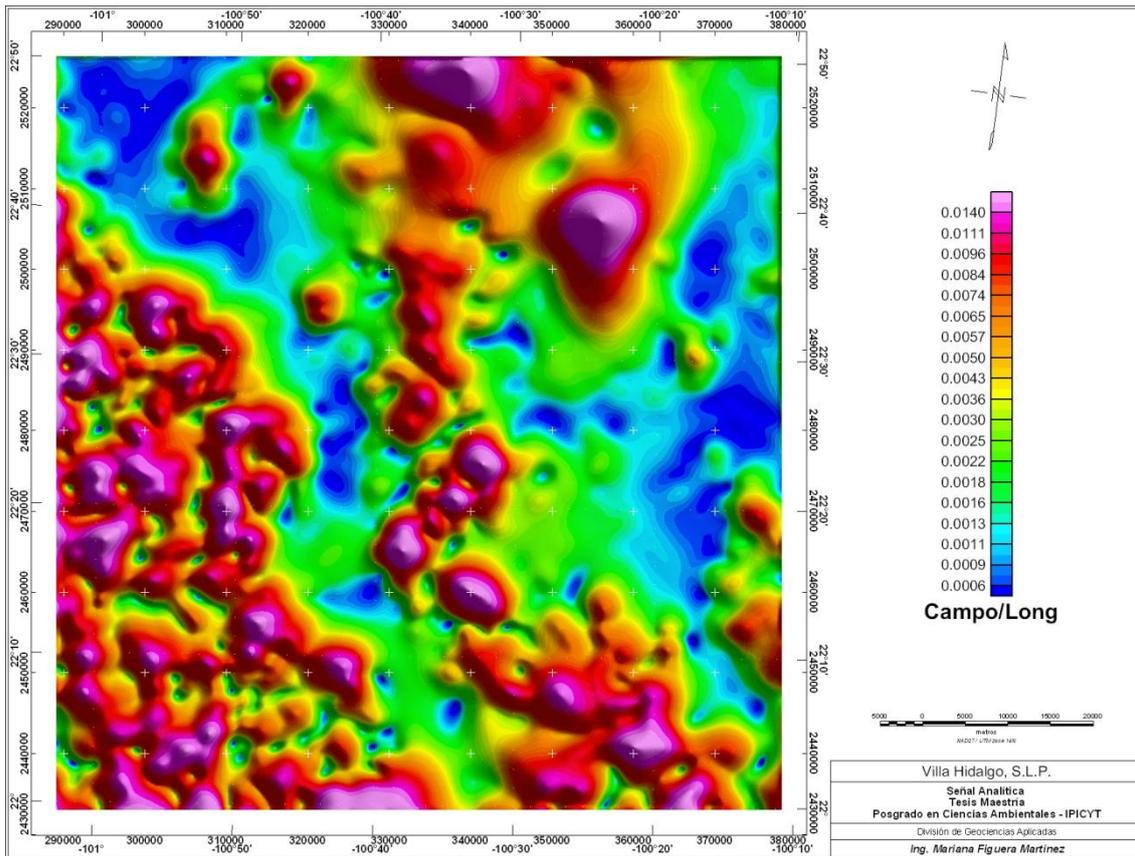


Figura 3.9. Mapa que muestra la configuración del CMR aplicándole un filtro de señal analítica.

3.4. Magnetometría terrestre

Este método es empleado para dar una mayor definición a las anomalías presentes en la corteza terrestre, ya que por medio de mediciones a distancias más cortas se puede ver la evolución de estas anomalías y determinar donde terminan; así también es empleada en la definición de controles estructurales, que en este estudio fue el interés de emplearlo, ya que no se buscan zonas de mineralización, sino definir las estructuras presentes en el subsuelo.

3.4.1. Manejo de la información magnética terrestre

Para procesar la información magnética terrestre es necesario realizar perfiles, o tener una buena cantidad de información bien distribuida para realizar configuraciones. En este caso se realizaron 4 perfiles, los cuales fueron procesados empleando los filtros matemáticos que se emplean en la magnetometría aérea. El campo magnético terrestre varía con el tiempo, por lo que deben hacerse correcciones de tiempo, ya sea diurnas o diarias, dependiendo si el levantamiento se realiza en horas o en días, esta corrección no es más que tomar una lectura en un punto conocido al inicio del levantamiento y al final (que no sea mayor a 2 horas) y si es por días hacer la medición exactamente en la misma coordenada y distribuir la variación entre todas las lecturas tomadas (Dobrin y Savit, 1988).

3.4.2. Equipo empleado

Para llevar a cabo las secciones magnéticas terrestres se empleó un magnetómetro de protón marca Geometrics modelo G-856, el cual tiene una precisión de 0.1nT, así como un GPS marca Garmin para levantar la topografía de la sección y poder ubicar geográficamente cada uno de los puntos medidos.

3.4.3. Trabajo de Campo

Se realizaron cinco secciones magnéticas terrestres con lecturas cada 200 metros, en las que se abarcaron 107.7 km lineales, dentro del valle, la ubicación de estas se muestra en la Figura 3.10. y sus longitudes se encuentran en la Tabla 3.2. Simultáneamente se tomaron las susceptibilidades magnéticas de las rocas aflorantes empleando un susceptibilímetro Exploranium KT-9, las cuales se muestran en la Tabla 3.3.

Sección	Longitud (Km)
SW-NE	41
Sn. Rafael	17.4
Sn. Nicolás	24
Villa Hidalgo	17.1
Peutillos	8.2

Tabla 3.2. Longitud de las secciones magnéticas terrestres.

TIPO DE ROCA	SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA PROMEDIO 1×10^{-5} (SI)
Riolita	0.467
Basalto	2.311
Caliza	-0.047

Tabla 3.3. Tablas de susceptibilidades promedio medidas en campo



Figura 3.10. Ubicación de las secciones magnéticas terrestres.

4. MÉTODO ELÉCTRICO

4.1. Generalidades del método

La exploración eléctrica es uno de los métodos geofísicos principales para el estudio de la estructura geológica de la parte superior de la corteza terrestre.

Las rocas, en función de su composición, textura y disposición presentan propiedades eléctricas diferentes: resistividad, permeabilidad dieléctrica, entre otras. Por ello, el corte geológico real se puede considerar como una parte del espacio relleno con materiales de propiedades eléctricas diferentes, (Iakubovskii y Liajov, 1980).

El método eléctrico de prospección se basa en el estudio de campos de potencial eléctrico, tanto en lo referente a los naturalmente existentes en la corteza terrestre, como a los artificialmente provocados en la misma. Mediante estas mediciones se puede determinar la situación en el subsuelo, reconocer estructuras o accidentes geológicos, (Cantos, 1974).

Los campos de potencial eléctrico, que se estudian en prospección, son muy variados. Pero lo más común es enviar energía al terreno, creando así campos artificiales de distintos tipos, de cuya deformación pueden deducirse consecuencias sobre las características geológicas del subsuelo.

Una ventaja de estos métodos es el poder controlar la profundidad de penetración y en alguna de las modalidades se llega a hacer en un modo bastante concreto, como lo es el método de las resistividades empleando la técnica de los Sondeos Eléctricos Verticales (Iakubovskii y Liajov, 1980).

Para trabajar con el método de resistividad se crea un campo eléctrico mediante dos tomas de tierra puntuales A y B. A través de estas tomas de tierra, denominadas de emisión, se introduce al terreno una corriente eléctrica de intensidad I , de cualquier fuente de corriente continua. Entre estos dos puntos del terreno y con ayuda de dos tomas de tierra M y N de medición, situadas en estos puntos y mediante el correspondiente instrumento de medida, se miden las diferencias de potenciales que surgen, como se muestra en la Figura 4.1.

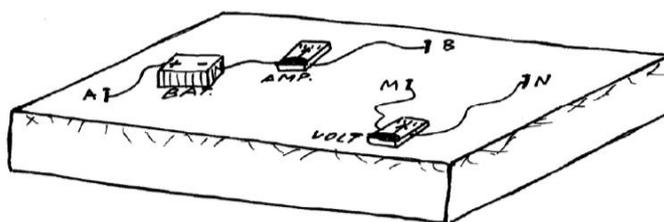


Figura 4.1. Medición de la resistividad aparente.

(<http://web.usal.es/javisan/hidro>)

4.1.1 Propiedades Eléctricas de las rocas

4.1.1.1 Resistividad eléctrica

La resistividad eléctrica ρ de cualquier sustancia se determina numéricamente por la resistencia que se obtiene en un centímetro cúbico de esa sustancia, tomando en forma de cubo, a la corriente eléctrica dirigida perpendicularmente a una de las aristas de ese cubo. La magnitud inversa de la resistividad se denomina conductividad eléctrica.

A una roca, como conductor de corriente eléctrica, se le puede considerar como un agregado que consta de un esqueleto sólido mineral, de líquidos y gases. En la resistividad de tal agregado influyen los siguientes factores:

- La resistividad de los minerales que forman la parte sólida de la roca (esqueleto)
- La resistividad de los líquidos y gases que rellenan los poros de la roca
- La humedad de la roca
- La porosidad de la roca
- La textura de la roca y la forma de distribución de sus poros
- Los procesos que ocurren en el contacto de los líquidos de los poros y el esqueleto mineral.

En condiciones naturales la resistencia mínima la poseen las aguas profundas fuertemente mineralizadas y también las marinas. La resistencia de las aguas subterráneas oscila en función de su mineralización, entre 10^{-2} y 10^2 ohm·m. las resistencias muy altas (del orden de decenas y centenas de ohm·m) corresponden a aguas fluviales débilmente mineralizadas; tienen aún mayores resistencias (hasta 1500 ohm·m), a causa de su escasa mineralización, las aguas de lluvia (Iakubovskii y Liajov, 1980).

4.1.1.2. Isotropía y anisotropía

Se define como isotropía la propiedad que presentan algunos cuerpos, de que una magnitud física sea la misma en cualquier dirección; siendo la anisotropía 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 (Cantos, 1974).

4.1.1.3. Actividad electroquímica

Está relacionada con la composición química de las rocas, pero principalmente con la composición y concentración de los electrolitos que las impregnan. De ello depende la magnitud y signo del voltaje que se desarrolla cuando la roca se encuentra en equilibrio con un determinado electrolito (Cantos, 1974).

TIPO DE ROCA	RESISTIVIDAD $\Omega \cdot m$
AGUA DE MAR	<.02
ARENAS Y GRAVAS CON AGUA SALADA	0.5 – 5
ESQUISTOS GRAFITOSOS	0.5 – 5
AGUAS SALOBRES	1 –10
ARCILLAS	1 - 20
AGUAS SUBTERRÁNEAS EN CALIZAS Y ACARREOS	20 – 200
AGUAS SUBTERRÁNEAS EN GRANITO Y ROCAS METAMÓRFICAS.	20 – 100
TOBAS VOLCÁNICAS	20 – 100
AGUA POTABLE SUPERFICIAL	20 – 300
LIMOS	30 – 500
ARENAS DE CUARZO	30 -10,000
ARENAS ARCILLOSAS	50 – 300
ARENAS	50 – 500
ARENAS Y GRAVAS CON AGUA DULCE	50 – 500
ARENISCAS	50 - 5,000
MARGAS	50 - 5,000
ESQUISTOS ARCILLOSOS O ALTERADOS	100 – 300
PIZARRAS	100 - 1,000
GNEISS Y GRANITO ALTERADO	100 - 1,000
BRECHA VOLCÁNICA	100 – 2000
GRAVAS	100 - 10,000
ESQUISTOS SANOS	300 - 3,000
GRANITO	300 - 10,000
BASALTOS	300 - 10,000
CALIZAS	300 - 10,000
ARENAS Y GRAVAS SECAS	1,000 -10,000
CONGLOMERADO	1,000 – 10,000
GNEISS SANO	1,000 - 10,000
AGUA DESTILADA	>500

Tabla 4.1. Resistividades de las principales rocas en $\Omega \cdot m$. (Orellana y Money, 1966).

4.1.1.4. Constante dieléctrica

Se llama constante dieléctrica a un valor que expresa la manera de polarizarse de un material, cuando se somete a un campo eléctrico. La constante dieléctrica del agua es igual a 80 unidades y el vacío tiene como valor la unidad (Cantos, 1974).

4.2 Aspectos teóricos

El método eléctrico de resistividad se basa en dos principales leyes:

a) Ley de la conservación de la carga espacial:

$$\operatorname{div} \bar{Y} = -\frac{\partial q}{\partial t}$$

b) La ley de Ohm:

$$\bar{Y} = \sigma \bar{E}$$

Donde el vector \bar{Y} representa una densidad de corriente (Amp/m²), q la densidad de carga espacial (columbios/m³), t el tiempo, σ la conductividad (Ohm⁻¹ · m⁻¹) y \bar{E} el vector de campo eléctrico (Voltios/m), definiéndose éste como el gradiente del potencial eléctrico V :

$$\bar{E} = -\operatorname{grad} V$$

La Ley de Ohm, anteriormente expuesta, es válida solo en el caso de cuerpos isótropos, ya que de lo contrario, la conductividad no podría considerarse como un escalar σ , sino como un tensor simétrico de segundo orden.

Considerando el caso de régimen estacionario, la densidad de carga espacial será constante, y la ley de la conservación de la carga se simplifica a:

$$\operatorname{div} \bar{Y} = 0$$

Haciendo uso de las dos leyes fundamentales para el régimen estacionario y cuerpos isótropos, tenemos:

$$\operatorname{div} \bar{Y} = \operatorname{div} (\sigma \bar{E}) = \sigma \operatorname{div}(\bar{E}) = \sigma \operatorname{div}(-\operatorname{grad} V) = -\sigma \Delta V = 0$$

De lo que resulta:

$$\Delta V = 0$$

Que es la ecuación de Laplace.

Aplicada al estudio de un terreno homogéneo e isótropo, en cuya superficie suponemos una carga puntual (un electrodo de corriente en el punto considerado y otro en el infinito), para ello aplicamos la ecuación de Laplace en coordenadas esféricas.

$$\frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial V}{\partial r} \right) + \frac{1}{r^2 \sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial V}{\partial \theta} \right) + \frac{1}{r^2 \sin^2 \theta} \frac{\partial^2 V}{\partial \varphi^2} = 0$$

Y como el sistema presenta simetría respecto a θ y a φ , supondremos que el potencial depende sólo de la distancia r al electrodo, con lo que la ecuación de Laplace se reduce a:

$$\frac{d}{dr} \left(r^2 \frac{dV}{dr} \right) = 0$$

De cuya integración resulta:

$$V = A - \frac{B}{r}$$

Si adoptamos como potencial nulo, el del infinito, resultará $A=0$, con lo que queda:

$$V = -\frac{B}{r}$$

La densidad de corriente en una dirección cualquiera y , a una distancia r , tendrá por módulo:

$$Y = -\sigma \frac{dV}{dr} = -\sigma \frac{B}{r^2}$$

Puesto que la densidad de corriente resulta ser la misma en cualquier dirección y , a la misma distancia r del electrodo, la corriente I que penetra por el electrodo, será la misma que la que atraviesa una semiesfera de radio r y por tanto:

$$I = 2\pi r^2 Y = 2\pi r^2 \left(-\sigma \frac{B}{r^2} \right) = -2\pi\sigma B$$

$$B = -\frac{1}{2\pi\sigma} = -\frac{I\rho}{2\pi}$$

Por lo tanto, resulta que el potencial debido a un electrodo puntual, y a una distancia r de éste es:

$$V = \frac{I\rho}{2\pi} \frac{1}{r}$$

De esta ecuación se parte para estudiar la configuración de electrodos, que como ya se mencionó son dos electrodos de corriente A y B ; uno por el que se inyecta corriente al terreno, uniéndolo al polo positivo de una batería, y hace de puente; otro por el que esta corriente sale del terreno, uniéndolo con el polo negativo de la batería y que hace de sumidero (Cantos, 1974, Iakubovskii y Liajov, 1980, Griffiths y King, 1965).

El potencial en un punto tal como el M, donde se encuentra el electrodo de medida, viene dado por el teorema de la superposición de los campos eléctricos:

$$V_M = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right)$$

De igual forma, en el punto N se tendrá:

$$V_N = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right)$$

Y la diferencia de potencial que se leerá con un voltímetro entre los puntos M y N será:

$$\Delta V = V_M - V_N = \frac{I\rho}{2\pi} \left[\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \right]$$

Si despejamos de aquí la resistividad ρ , resulta:

$$\rho = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right)} \cdot \frac{\Delta V}{I} = k \frac{\Delta V}{I}$$

Donde k resultará ser una función dependiente del dispositivo, en este caso es el Schlumberger, que se muestra en la Figura 6.1.

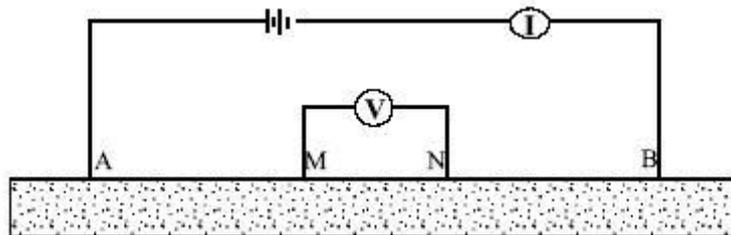


Figura 4.2. Arreglo Schlumberger.

En este dispositivo, los electrodos de medida M y N se sitúan simétricamente a la distancia l del punto estación 0.

Los electrodos de corriente, de igual forma, a la distancia variable L , y de forma que los cuatro electrodos queden alineados sobre el terreno; por lo que k resulta: (Cantos, 1974, Dobrin y Savit, 1988).

$$k = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{L-l} - \frac{1}{L+l} \right) - \left(\frac{1}{L+l} - \frac{1}{L-l} \right)} = \frac{\pi L^2 - l^2}{2l}$$

4.3. Sondeos Eléctricos Verticales

Es una de las técnicas más empleadas, se inicia tomando un punto del terreno como estación, y se elige un arreglo de electrodos como se vio anteriormente, se procede a realizar una serie de lecturas con distintos valores de abertura de los electrodos colocados. A medida que tanto se hace mayor la apertura del dispositivo, la información que recibimos corresponde a profundidades mayores. De aquí el nombre de sondeo que lleva el método (Iakubovskii y Liajov, 1980).

4.3.1. Equipo empleado

Para la realización de los SEVs se utilizó el siguiente equipo:

- Equipo IRIS Syscal R2
- 6 carretes de cable con extensiones de 500m cada uno
- 4 electrodos metálicos no polarizados
- 4 gps
- Una batería de 120V
- Hojas de campo
- Camioneta para el transporte del equipo y del personal

4.3.2. Trabajo de campo

Se realizaron 2 SEV con abertura $AB/2 = 200m$, y 14 SEV con $AB/2 = 1000m$, empleando un arreglo Schlumberger con las mediciones que se muestran en las Tablas 4.2 y 4.3 distribuidos en el valle; empleando el equipo Syscal R2, e inyectando una corriente que va desde 200 a 800Volts. En cada punto se hicieron observaciones adicionales como la geología, y la cota sobre nivel del mar empleando un GPS Garmin.



Figura 4.3. Trabajo de campo de los SEV.

AB/2	MN	Rho
1	0.4	
3	0.4	
5	0.4	
5	2	
7	2	
10	2	
10	4	
15	4	
30	4	
30	12	
50	12	
50	20	
75	20	
100	20	
150	20	
150	60	
300	60	
300	120	
500	120	
500	200	
750	200	
1000	200	

Tabla 4.2 que muestra las lecturas empleadas en los SEV con AB/2 = 1000m.

AB/2	MN	Rho
2	1	
3	1	
4	1	
6	1	
8	1	
10	1	
12	1	
16	1	
16	5	
20	5	
25	5	
30	5	
40	5	
50	5	
50	20	
60	20	
70	20	
80	20	
100	20	
120	20	
140	20	
160	20	
160	50	
180	50	
200	50	

Tabla 4.3 que muestra las lecturas empleadas en los SEV con AB/2 = 200m.

5. MÉTODO MAGNETOTELÚRICO

5.1 Generalidades del método

Inicialmente el Método Magnetotelúrico (MT) se desarrolló pensando en el estudio de las cuencas sedimentarias, debido a que su ambiente geológico es más simple por predominar la estratificación horizontal (Cagniard, 1953).

En los 70s se empleó para la exploración petrolera, pero debido al auge que tuvo el método sísmico no fue hasta la década de los 80s cuando se comenzó a emplear en medios más complejos, cuando se tuvo un desarrollo en las técnicas de procesado e interpretación y en los instrumentos de medición. Esto trajo consigo una mejora considerable en la resolución del método, teniendo profundidades de exploración de 2 hasta 50km.

El método Magnetotelúrico tiene cuatro principales variantes dependiendo del rango de frecuencias en las que se trabaja. La frecuencia empleada nos dará la profundidad de penetración, siendo las frecuencias más bajas las que alcancen mayores profundidades (Vozzof, 1972). A pesar de las variantes del método (Tabla 5.1), los principios físicos que los rigen son los mismos.

El basamento en la zona de estudio se encuentra desde los 300m en algunas zonas (Martínez-Ruiz, 1989). Por lo que la variante AMT y CSAMT lo pueden alcanzar sin problema, ya que la resolución del método es de 10m hasta 1.5km.

Variante	Rango de frecuencias	Rango de periodos	Tipo de fuente
Magnetotelúrico (MT)	10^{-4} Hz – 10 Hz	10^{-1} – 10^4 s	Natural
Audiomagnetotelúrico (AMT)	10 Hz – 10 kHz	10^{-4} – 10^{-1} s	Natural
Audiomagnetotelúrico de fuente controlada (CSAMT)	10 Hz – 100 kHz	10^{-5} - 10^{-1} s	Controlada
Radiomagnetotelúrico (RMT)	100 kHz – 1 MHz	10^{-6} - 10^{-5} s	Controlada

Tabla 5.1 que muestra las variantes del Método Magnetotelúrico.

5.2 Aspectos Teóricos

Los sondeos AMT se basan en la medición de los campos eléctricos y magnéticos naturales que fluyen en el subsuelo a diferente profundidad, la cual depende de la frecuencia, siendo que a menor frecuencia mayor es la profundidad de éstos y viceversa, su variante con el CSAMT es que éste último emplea una antena que amplifica el rango de frecuencias, ya que es una fuente controlada, la cual sirve para una mayor definición. Por lo tanto el AMT como el CSAMT son métodos electro-magnéticos (EM) de fuente natural y controlada que operan en el dominio de la frecuencia.

Las fuentes que generan los campos EM en el subsuelo están asociadas principalmente a los fenómenos de interacción entre el viento solar y la magnetósfera de la Tierra y a las tempestades meteorológicas que ocurren en la atmósfera del planeta (García y Jones, 2002).

Las mediciones de los campos eléctrico y magnético simultáneamente nos sirven para determinar la relación entre estos conocida como impedancia y así

determinar la distribución de la resistividad en el subsuelo. Entre mayor sea la resistividad de éste mayor será la profundidad de los campos EM.

Al mismo tiempo, la profundidad de penetración depende inversamente de la frecuencia. La “profundidad pelicular” o “*skin depth*” se emplea para estimar la profundidad de investigación para un medio homogéneo y está dada por (Vozoff, 1972):

$$\delta = \left(\frac{2\rho_{app}}{\mu\omega} \right)^{1/2} \cong 503 \left(\frac{\rho_{app}}{f} \right)^{1/2} [m]$$

donde $\omega=2\pi f$ es la frecuencia angular, μ es la permeabilidad magnética y ρ_{app} es la resistividad aparente media del subsuelo.

Un sondeo AMT consiste en la medición de las tres componentes del campo magnético h_x , h_y y h_z y de las componentes horizontales del campo eléctrico e_x y e_y . Estas componentes se miden en la forma de series de tiempo individuales que son transformadas al dominio de la frecuencia (H_x , H_y , H_z , E_x , y E_y) utilizando un algoritmo de transformada de Fourier. Luego de hacer las transformaciones anteriores se obtienen los “productos cruzados” o “*cross-powers*”.

Se aplica una convolución de dos señales para obtenerlos, donde se multiplican dos funciones, una función desplazada un pequeño intervalo de tiempo y luego se suman sus productos. Así se llega a la “correlación cruzada” o “*cross-correlation*”; esta correlación es mejor cuando se aproxima a la unidad, es decir, cuando el producto es grande y es cero cuando no existe similitud entre las señales. La correlación cruzada después de pasarla al dominio de frecuencias recibirá el nombre de “*cross-powers*” o “productos cruzados”. Esta correlación es sumamente útil para determinar una señal conocida dentro de una señal “ruidosa”, ya que maximiza la señal respecto a los ruidos al hacer el producto, y se puede hacer antes o después de aplicar Fourier. Después se obtiene el tensor de impedancia Z , también llamado función de transferencia magnetoteléfica. Dicha función (impedancia Z) es el operador que relaciona de forma lineal las componentes horizontales del campo eléctrico (E) y del campo

magnético (H), por lo que en el dominio de la frecuencia y en el sistema de ejes coordenados X y Y se relacionan a través de la ecuación:

$$E = Z \cdot H$$

que en forma matricial se expresa como:

$$\begin{bmatrix} E_x \\ E_y \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} \cdot \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix}$$

Los elementos del tensor Z_{ij} se calculan como promedios en diferentes bandas de frecuencias a partir de los productos cruzados entre las componentes del campo relacionadas utilizando (Madden y Nelson, 1964):

$$\langle E_x H_y^* \rangle = Z_{xx} \langle H_x H_y^* \rangle + Z_{xy} \langle H_y H_y^* \rangle$$

$$\langle E_x H_x^* \rangle = Z_{xx} \langle H_x H_x^* \rangle + Z_{xy} \langle H_y H_x^* \rangle$$

$$\langle E_y H_y^* \rangle = Z_{yy} \langle H_y H_y^* \rangle + Z_{yx} \langle H_x H_y^* \rangle$$

$$\langle E_y H_x^* \rangle = Z_{yy} \langle H_y H_x^* \rangle + Z_{yx} \langle H_x H_x^* \rangle$$

en donde H_x^* y H_y^* son los complejos conjugados de H_x y H_y . En éste sistema de ecuaciones las componentes Z_{ij} son las incógnitas en tanto que las componentes horizontales del campo son los coeficientes, medidas en superficie.

5.2.1 Dimensionalidad del medio

A partir de la estimación de la impedancia para cada una de las frecuencias analizadas se procede a calcular las resistividades y los ángulos de fase correspondientes utilizando las expresiones:

$$\rho_{ij}(\omega) = (1/\omega\mu) |Z_{ij}(\omega)|^2$$

$$\varphi_{ij}(\omega) = \tan^{-1} \left(\frac{\text{Im } Z_{ij}(\omega)}{\text{Re } Z_{ij}(\omega)} \right)$$

en donde $i, j = x$ o y , e Im y Re son las partes imaginaria y real de Z_{ij} respectivamente. En su forma más general el tensor de impedancia medido en un sistema N-S tiene la forma:

$$Z = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix}$$

Estrictamente hablando, de los cuatro elementos del tensor es posible obtener cuatro resistividades del medio (ρ_{xx} , ρ_{xy} , ρ_{yy} , y ρ_{yx}) y sus correspondientes fases (φ_{xx} , φ_{xy} , φ_{yy} , y φ_{yx}) a partir de las cuales se tendría que interpretar la estructura del subsuelo en el sitio de medición (Vozoff, 1972).

Afortunadamente, en muchos casos es posible hacer simplificaciones basadas en la naturaleza del medio. El caso más simple es el de un medio homogéneo o unidimensional (1D), que geológicamente puede corresponder a una cuenca sedimentaria estable, una plataforma marina, y en general a regiones tectónicamente estables que han pasado por un proceso de diferenciación estratigráfica. Para el caso unidimensional, Z tiene la forma (Vozoff, 1972):

$$Z_{1D} = \begin{bmatrix} 0 & -Za \\ -Za & 0 \end{bmatrix}$$

En este caso hay solamente un valor de resistividad ρ_a y uno de fase φ_a para cada frecuencia, los cuales dependen solamente de variaciones verticales de la conductividad del subsuelo. En cambio, cuando el medio es bidimensional (2D), pueden ocurrir dos cosas dependiendo si la dirección de las estructuras coincide o no con el sistema de referencia de la medición. Si la medición se llevó a cabo en los ejes principales, es decir a lo largo y perpendicularmente a una estructura regional (por ejemplo un plano de falla), entonces el tensor de impedancia está representado por:

$$Z_{2D} = \begin{bmatrix} 0 & -Z_{xy} \\ -Z_{yx} & 0 \end{bmatrix}$$

Es decir, se definen dos resistividades y dos fases, una a lo largo de la estructura regional y la otra perpendicular a ésta. Esto determina dos modos de polarización de los campos, uno cuando el flujo de corriente máximo (mínima resistividad) es paralelo a la estructura regional, el cual se define como el modo Transverso Eléctrico (TE) y otro, cuando el flujo magnético máximo es paralelo a la estructura, el modo de polarización se conoce como Transverso Magnético (TM) (Vozoff, 1972). Si el eje coordenado en el que fue realizado el sondeo no

coincide con los ejes de la estructura regional principal entonces el tensor Z tiene que ser girado a los ejes principales utilizando:

$$Z = RZ_mR^T$$

Con

$$R = \begin{bmatrix} \cos \theta & \sin \theta \\ -\sin \theta & \cos \theta \end{bmatrix}$$

donde R es el operador de rotación y R^T su transpuesta. Z_m es la impedancia medida en un sistema de referencia diferente al de la estructura principal y el ángulo θ corresponde al azimut del rumbo regional de dicha estructura, si las mediciones fueron realizadas a lo largo de los ejes magnéticos NS y EW. La dirección dada por este ángulo define la orientación preferencial del flujo eléctrico que determina la dirección estructural principal. Encontrar el valor de θ es parte del proceso de interpretación puesto que proporciona características estructurales del medio. Cuando se usa el método AMT/MT en realidad se está sondeando a diferentes escalas de inducción por lo que es común que el ángulo θ varíe con la frecuencia (Vozoff, 1972). Se puede dar el caso de que θ está definido solamente para una banda de frecuencias, en cuyo caso se puede considerar que el subsuelo es bidimensional a las profundidades de inducción correspondientes. Para frecuencias por arriba o por debajo de esta banda puede existir un medio 1D o bien 3D o incluso 2D con un θ diferente. Si se puede definir un ángulo para la estructura regional a lo largo de un perfil, incluso para una banda de frecuencias discreta, entonces se puede utilizar un algoritmo 2D para interpretarlo, tal como el de Smith y Booker (1990) y el de Rodie y Mackie (2001). Para definir los modos de polarización de un problema particular es necesario definir la dirección de la estructura principal cuando se trata de un medio bidimensional, utilizando uno de los métodos conocidos para estimar el ángulo regional. Un procedimiento estándar es el método de Swift (1967), el cual además de ser utilizado como un diagnóstico para determinar si un medio es 1D o 2D, es muy estable para la obtención de θ incluso cuando existe distorsión moderada de los campos EM debido a irregularidades superficiales. La ecuación de Swift está dada por:

$$\theta = a \tan \left(\frac{(Z_{xx} - Z_{yy})(Z_{xy} + Z_{yx})^* + (Z_{xx} - Z_{yy})^*(Z_{xy} + Z_{yx})}{(Z_{xx} - Z_{yy})^2 - (Z_{xy} + Z_{yx})^2} \right)$$

Cuando la distorsión de los campos es importante (debido a la presencia de estructuras más complejas o 3D), entonces hay otros métodos para probar si el sondeo puede todavía ser considerado o no como 2D. Entre los métodos más efectivos están el de Groom y Bailey (1989) y el de Bahr (1991).

5.3 Análisis de Distorsión

Hay dos tipos importantes de distorsión EM, el primero es el corrimiento estático, también conocido como distorsión galvánica, y el segundo se debe al efecto de la inducción electromagnética y que constituye en sí mismo el fenómeno físico a interpretar en términos de las estructuras del subsuelo.

5.3.1 Corrimiento estático

El corrimiento estático o “*static-shift*” se debe a la acumulación de cargas en la interfase de capas superficiales en que se traduce en un desplazamiento vertical de las curvas de resistividad. Es decir, las resistividades se ven multiplicadas por un mismo factor. Sin embargo, las fases no son afectadas por este fenómeno (Jones, 1988), esto se debe a que en un medio 1D la fase es la derivada logarítmica de la resistividad (Weidelt, 1972).

Existen diferentes formas de realizar la corrección en las resistividades por efecto del corrimiento estático, entre las que se encuentran la aplicación de un filtro pasabajos (Torres-Verdín, 1991) o promedio de sitios (Sternberg et al., 1988), cálculos teóricos de superficies 3D cercanas a la superficie (Park et. al., 1983), y cálculos teóricos por efectos topográficos (Jones, 1988). La aplicación de las primeras dos técnicas requiere de una buena densidad de sondeos, en tanto que la última se refiere a un tipo particular de problema. Sternberg et al. (1988) demostraron que el corrimiento estático ocurre incluso en regiones planas. Frecuentemente el procedimiento más sencillo y efectivo para corregir el corrimiento estático es graficar conjuntamente todas las curvas de resistividad del perfil y observar si existe un nivel particular que se repita más

que otros, siempre y cuando las estaciones estén medidas sobre zonas con características litológicas similares. Si este es el caso se asume que el resto de las estaciones AMT están afectadas por variaciones locales de resistividad (estática) y se considera que el nivel de resistividad que se repite es el correcto, al cual son desplazadas verticalmente el resto de las curvas de resistividad.

Alternativamente, el conocimiento adecuado de la geología de la zona de estudio, es una herramienta útil para corregir apropiadamente éste efecto. También si existe información de la resistividad del suelo por otros medios ya sean directos o indirectos, los cuales se pueden utilizar directamente para corregir la posición de las curvas de resistividad, como es el caso de éste estudio.

Una vez que las curvas han sido corregidas entonces es posible generar pseudo-secciones de resistividad, las cuales frecuentemente se pueden visualizar más directamente que las de fase, además de que se utilizan de manera complementaria a éstas para confirmar tendencias. Una de las ventajas sobre las pseudo-secciones de fase es el mayor rango de variación de las resistividades que proporciona mayor detalle muchas veces mejorando la ubicación de zonas anómalas.

5.3.2 Inducción electromagnética

Este tipo de distorsión está muy relacionado a estructuras locales o regionales del subsuelo que determinan la dimensionalidad del medio. Existen diferentes enfoques (Swift, 1967; Bahr, 1988, 1990) para determinar dicha dimensionalidad, que se construyen a partir de componentes invariantes del tensor de impedancia. Estas componentes reciben el nombre de invariantes ya que no dependen del eje de coordenadas en que se mide, es decir, si se rota la matriz se obtiene el mismo valor invariante. Esta propiedad es muy útil para determinar el comportamiento del tensor a diferentes frecuencias independiente del marco de referencia en el cual se encuentre. Uno de los criterios más importantes es el de la asimetría del tensor de impedancias (k) o “skew” (Swift, 1967).

$$k = \frac{|Z_{xx} + Z_{yy}|}{|Z_{xy} - Z_{yx}|}$$

En esta ecuación se emplea el criterio que $Z_{xx}+Z_{yy}$ y $Z_{xy}-Z_{yx}$ son invariantes ante las rotaciones, por lo tanto k también es invariante. Según Bahr (1990), donde define 7 clases de distorsión telúrica, si $k < 0.1$ no existe distorsión del tensor de impedancia, por lo que el modelo 1D es apropiado para interpretar los datos (Swift, 1967; Cagniard, 1953). Cuando k es inestable, es decir varía erráticamente de una frecuencia a otra, significa que $Z_{xy} \approx Z_{yx}$, por lo que el denominador sería muy pequeño y k tendería a infinito indicando también que el medio es unidimensional. Si los valores de k son estables y consistentes menores a 0.4 indica que el medio se puede considerar 2D. Cuando el medio es bidimensional se debe girar el tensor de impedancias.

Otra forma de asimetría, también invariante ante las rotaciones es la definida por Bahr (1988), donde el parámetro μ es un indicador de la dimensionalidad del medio. Si μ es aproximadamente 0 entonces el medio se puede considerar homogéneo, la expresión está dada por:

$$\mu = \frac{(|[D_1, S_2]| + |[S_1, D_2]|)^{1/2}}{|D_2|}$$

$$\text{con } S_1=Z_{xx}+Z_{yy}, S_2=Z_{xy}+Z_{yx}, D_1=Z_{xx}-Z_{yy}, D_2=Z_{xy}-Z_{yx}$$

$$\text{y } C_1, C_2 = \text{Im}(C_2 C_1^*) = \text{Re}C_1 \text{Im}C_2 - \text{Re}C_2 \text{Im}C_1$$

Otro parámetro de distorsión brindado por Bahr (1990) es la anisotropía regional (η). Este parámetro se obtiene de la condición que se presenta en el sistema de referencia de la estructura regional 2D, donde los dos elementos de cada columna del tensor tienen la misma fase. Cualquier desviación implica que η sea mayor que 0 por lo que este parámetro puede ser utilizado como una medida de la bidimensionalidad del medio. Si η es menor que 0.4 se considera que el medio es 2D, para valores mayores se considera que es un medio regional 3D. La anisotropía regional se estima a partir de la siguiente expresión:

$$\eta = \frac{(|[D_1, S_2]| - |[S_1, D_2]|)^{1/2}}{|D_2|}$$

Para medir el ángulo de la estructura regional se utiliza la siguiente expresión (Bahr, 1990):

$$\tan(2\theta) = \frac{[S_1, S_2] - [D_1, D_2]}{[S_1, D_1] + [S_2, D_2]}$$

donde S_1 , S_2 , D_1 , y D_2 están dados anteriormente.

5.4. Prospección Audiomagnetoteléfrica y CSAMT

5.4.1. Equipo Empleado

Para la realización de los Sondeos AMT y CSAMT se empleó el siguiente equipo:

- 1 consola stratagem de procesamiento de señales
- 1 módulo de interfaz analógico AFE
- 4 electrodos de acero inoxidable
- 1 juego de sistema de tierra y cable
- 4 cables de 26m protegidos
- 2 bobinas de campo magnético (modelo BF6)
- 2 cables de interconexión bobinas-AFE
- 1 teclado IBM compatible con stratagem
- 1 cable de comunicación AFE – stratagem
- 1 cable de alimentación de la consola
- 1 módulo de transmisión
- 1 cable de alimentación del transmisor
- 1 juego de sistema tierra y cable para antena
- 1 control de transmisor
- 2 ensambles de la antena
- Dos baterías de 120V
- Brújula
- Nivel
- Pica
- 2 cintas métricas de 100m
- 1 GPS

- 1 camioneta para transporte de equipo y personal
- Libreta de campo

5.4.2. Procedimiento de campo

Se realizaron 12 sondeos CSAMT, los cuales estuvieron orientados N-S y E-W, y en los cuales se empleó un dipolo de 30m, a excepción de 4 que se realizaron cerca del poblado y el dipolo se cerró a 20m para evitar fuentes de contaminación de señal producidas por cables eléctricos, o ruidos antropogénicos. Se empleó el arreglo que se muestra en la Fig. 5.1

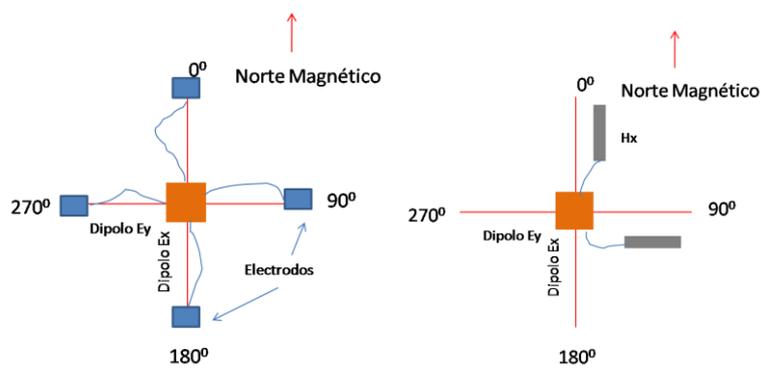


Figura 5.1. Que muestra el arreglo de electrodos y bobinas en los sondeos AMT.

Para determinar la distancia óptima de colocación de la antena se puede emplear la tabla 5.2 donde se obtiene la distancia a partir de la resistividad del terreno y la frecuencia (Geometrics, 2000). En este caso se hicieron pruebas colocando la antena a diferentes distancias y viendo como recibía la respuesta la consola Stratagem; debido a que no siempre se obtienen los resultados de laboratorio en campo; siendo los 250m la distancia más óptima.

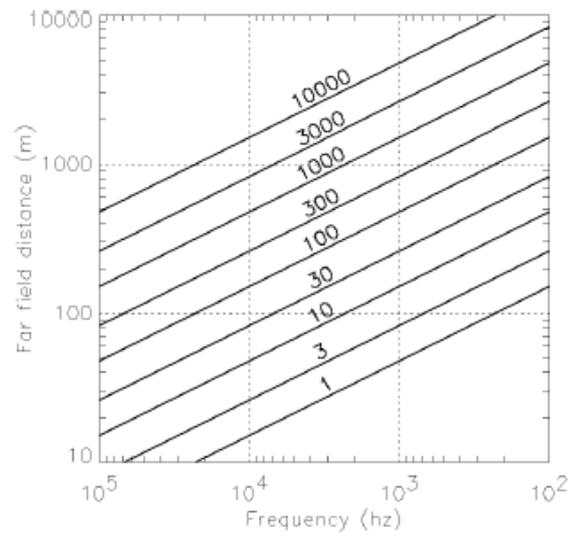


Tabla 5.2. Para determinar las distancias de colocación de la antena.



Figura 5.2. Colocación del módulo de transmisión.

6. PROCESADO E INTERPRETACIÓN MAGNÉTICA AÉREA Y TERRESTRE

6.1. Procesado de la información aeromagnética

La información aeromagnética puede proporcionar una gran cantidad de información si es bien procesada e interpretada, esto aplicando los filtros antes descritos (Cap. 3) La información aeromagnética se obtuvo del Servicio Geológico Mexicano (SGM), el cual hizo un barrido empleando un avión ISLANDER BN2-B27, utilizando un magnetómetro Scintrex de Cesio, bombeo óptico, el sistema Picodas P-101 de adquisición de datos, cámara de video JVC de alta resolución, El magnetómetro Gem System GSM-19 en la estación base, un radar altímetro Sperry RT-220 y un sistema de navegación Ashtech GG24 GPS+GLONAS, 16 m. El vuelo se realizó en 1995 a 450m de altura constante sobre el nivel del terreno, con línea de exploración de rumbo N-S y separación de 1000 m. Distancia entre líneas de control de 20 000 m.

Se hizo un procesado de 1800 Km² para poder hacer la definición de las anomalías presentes, ya que algunas continuaban fuera del valle y es importante para la interpretación conocer las dimensiones de las anomalías presentes.

De la información adquirida se obtuvo el campo magnético residual y posteriormente se hizo una reducción al polo, la cual debe ser el primer paso, ya que sitúa las anomalías sobre su origen geográfico.

Mediante la aplicación de la primera derivada en Z se resaltó la respuesta de los cuerpos superficiales, pero debido a que esto puede perturbar la señal (se genera un espectro de corrimiento sobre la señal) se continuó ascendientemente 250 metros para limpiarla. Así es como funciona el procesado, se aplican los filtros matemáticos para resaltar la información deseada y después se aplican filtros limpios para aclarar la respuesta obtenida y así poder hacer una mejor interpretación, este proceso se puede observar en las figuras 6.1 a 6.4.

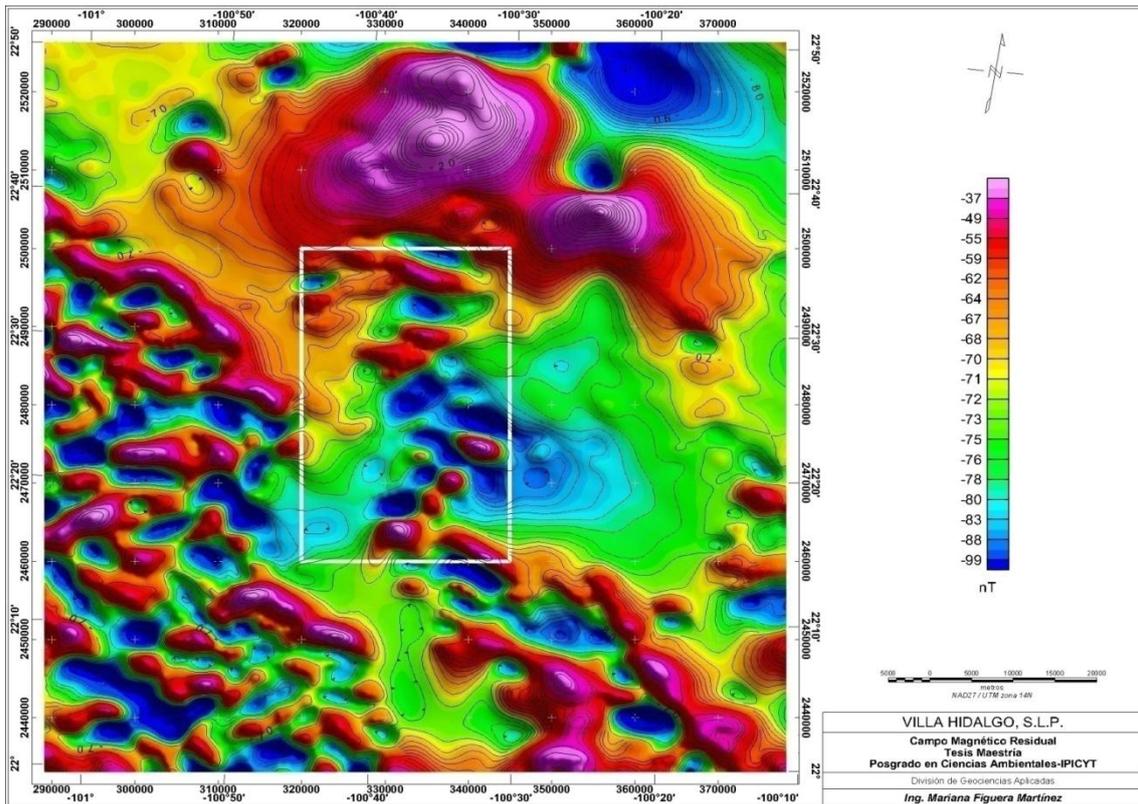


Figura 6.1. Mapa que muestra la configuración del CMR de Villa Hidalgo y sus alrededores, se localiza dentro del recuadro blanco el Valle de interés.

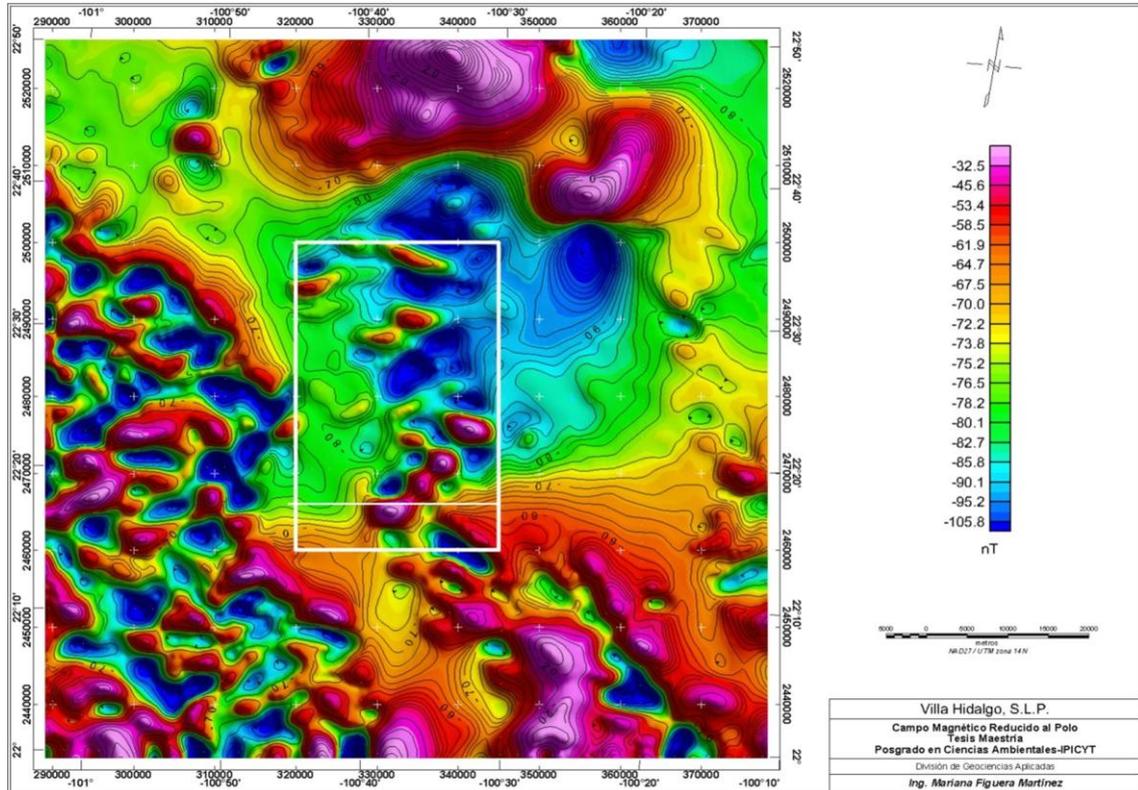


Figura 6.2. Mapa que muestra la configuración del CMR reducido al polo (CMRP) de Villa Hidalgo y sus alrededores. La línea blanca muestra la ubicación de la sección que se modeló.

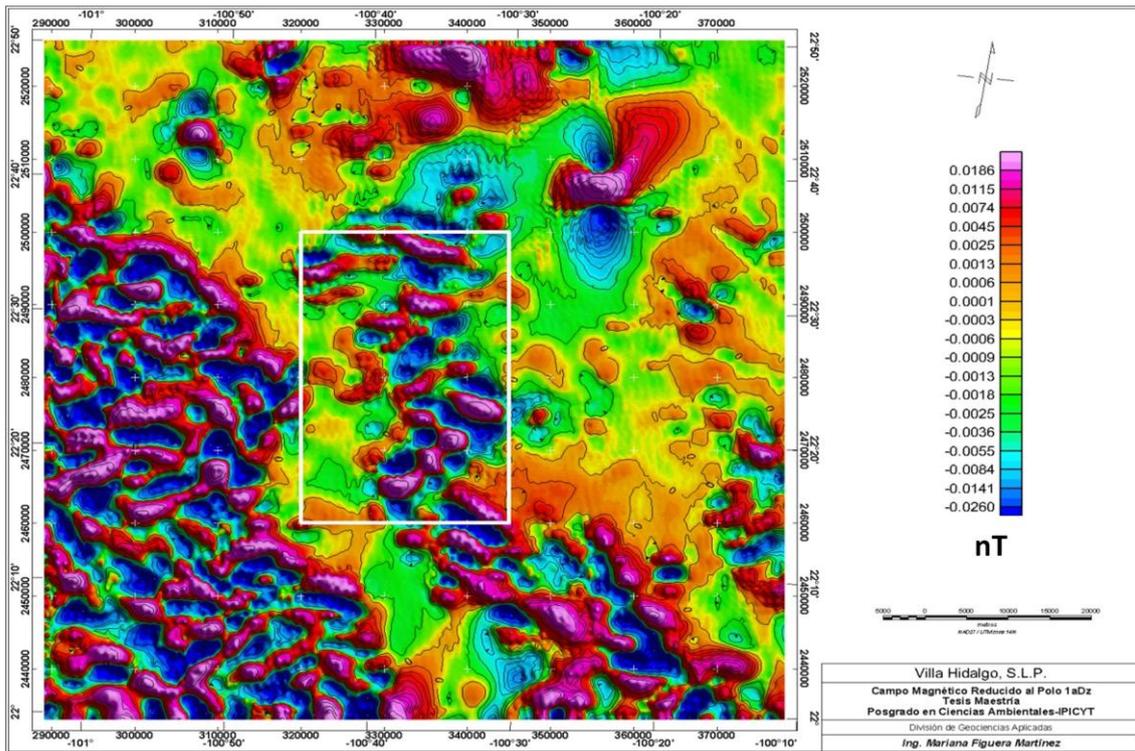


Figura 6.3. Mapa que muestra la configuración del CMRP con un filtro de primera derivada vertical, para resaltar la respuesta de estructuras geológicas superficiales.

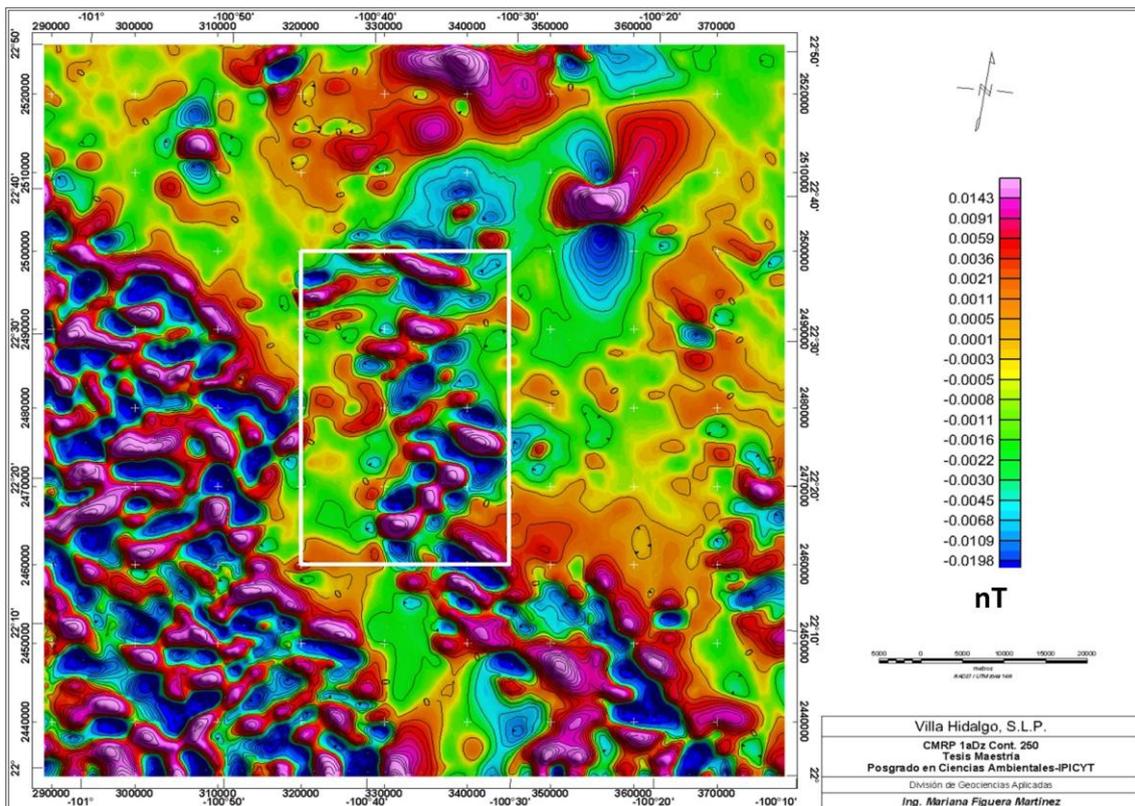


Figura 6.4. Mapa que muestra la configuración del CMRP con un filtro de primera derivada vertical y continuado ascendentemente 250 metros para limpiar la señal.

6.2. Interpretación aeromagnética

Una vez realizado todo el proceso de la información aeromagnética se procede a la interpretación de la información, para esto es necesario tener un conocimiento previo de la zona de estudio y poder hacer correlaciones de la información, esto con el objetivo de tener una mayor certeza en la interpretación.

El primer objetivo que se presenta en la interpretación aeromagnética es delimitar los dominios aeromagnéticos (DAM), los cuales son zonas con el mismo tipo de respuesta magnética, es decir, se analiza la respuesta de las anomalías magnéticas determinando propiedades de onda similares (amplitud y longitud de onda principalmente). Dentro de estos dominios pueden existir subdominios que son zonas con respuestas magnéticas similares a sus dominios pero ubicadas en otra zona espacialmente hablando.

Para hacer la interpretación de los DAM de la zona de estudio primeramente se aplicó un filtro de señal analítica, el cual resalta las anomalías en las 3 dimensiones (x , y , z) y se aplicó una continuación ascendente a 500 metros para limpiar la señal. Se obtuvieron 6 DAM, los cuales se muestran en la Figura 6.5. El DAM I se ubica en la parte central de la zona de estudio y se extiende hacia el sur con una dirección N-SE y fue asociado al relleno del valle compuesto de materiales aluviales y rocas ígneas.

El DAM II ubicado en toda la parte Oeste, pero fuera de la zona de estudio, presentó anomalías con amplitudes mayores y longitudes de onda corta, por lo que se asocia a presencia de rocas ígneas.

En la parte Oeste de la zona de estudio, así como en la parte Este se presenta el DAM III, el cuál es de mucha importancia, ya que es el que presenta los bajos magnéticos, las cuales son de mayor importancia en la búsqueda de aguas subterráneas, y en este caso fueron asociadas a las calizas presentes en el basamento del valle.

Los DAM IV y V presentan mucha similitud, pero el DAM V se atribuye a un intrusivo presente en Guadalcázar al Noreste de la zona de estudio y su subdominio Va se atribuye a un apófisis de este cuerpo; mientras que el DAM IV presentan anomalías singulares pero de menor amplitud y mayor frecuencia.

Por último el DAM VI presente en la parte Este se caracteriza por anomalías con frecuencias mayores y amplitudes menores.

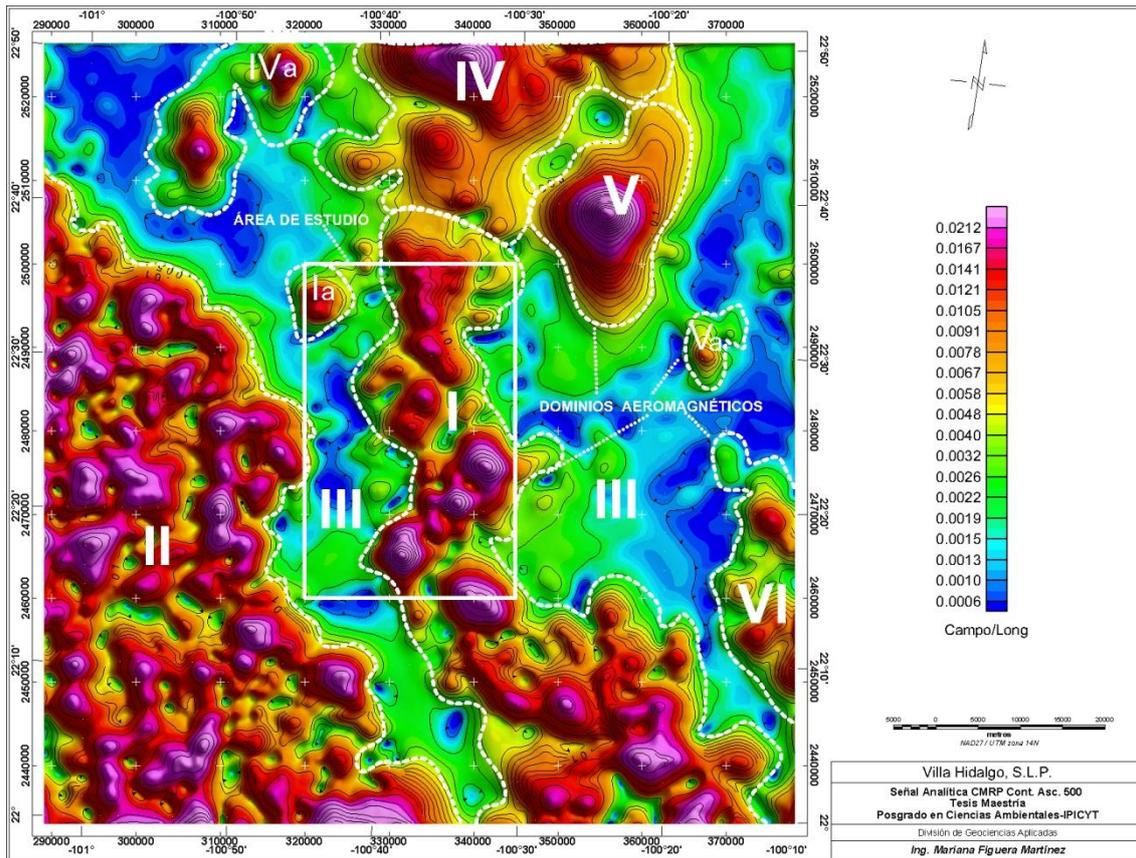


Figura 6.5. Mapa que muestra la interpretación de los dominios aeromagnéticos en el valle de Villa Hidalgo y sus alrededores.

Los lineamientos aeromagnéticos 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 y/o fallas y/o fracturas, por lo que su interpretación es muy importante. En la Figura 6.6 se muestran los dominios aeromagnéticos interpretados en la zona de estudio, los cuales muestran una dirección preferencial SE-NW.

En la parte central del valle se presentan una gran cantidad de lineamientos que fueron asociados a fallas, lo cual sería conveniente, debido a que son factores importantes para la recarga de acuíferos y propician al flujo subterráneo y almacenamiento.

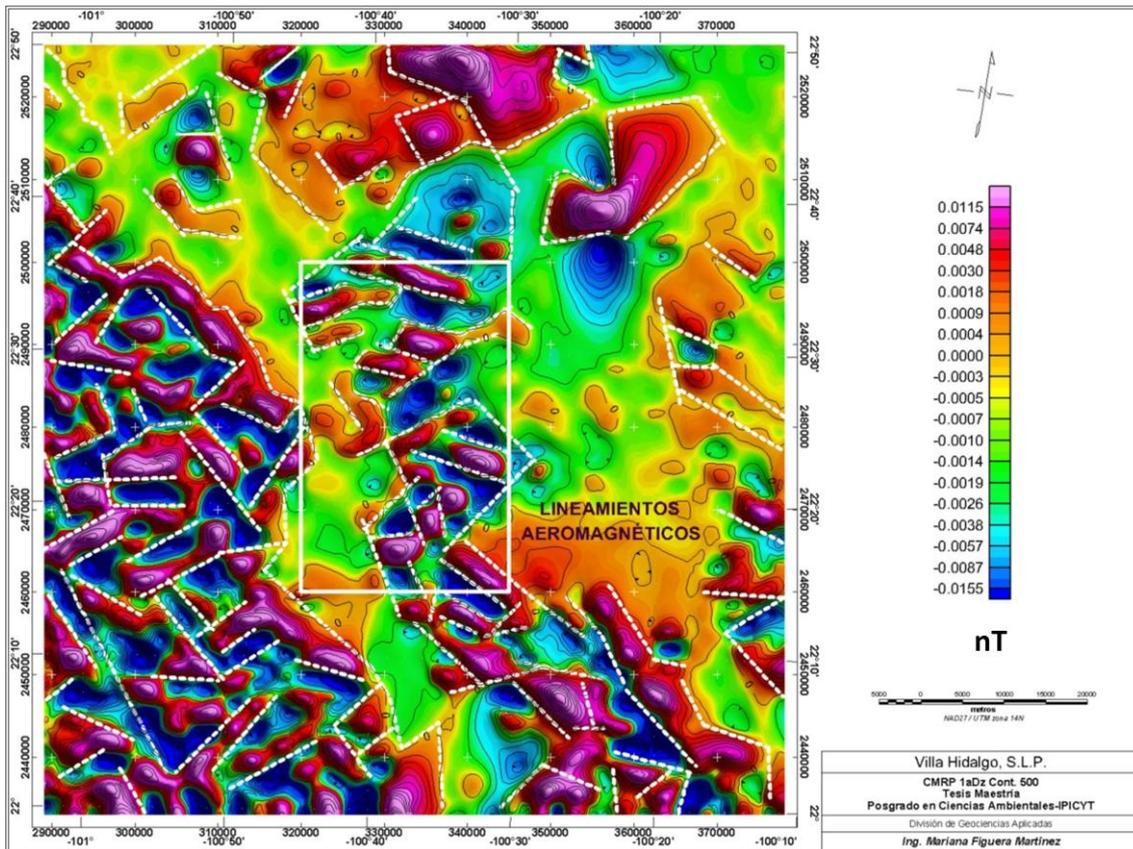


Figura 6.6. Lineamientos aeromagnéticos interpretados en el campo magnético reducido al polo aplicando una primera deriva en Z continuada ascendente a 500 metros.

En un intento por investigar la geometría y las propiedades magnéticas de los cuerpos fuente de las anomalías se modeló una sección del CMRP (la cuál se muestra en la Figura 6.2.) en la que existe una anomalía sobresaliente del campo magnético, utilizando el programa GM-SYS el cual emplea una rutina de inversión con el algoritmo de Marquardt (Marquardt, 1963).

Con este modelo se delimitaron 10 unidades geológicas diferentes entre rocas ígneas, sedimentarias y materiales no consolidados como muestra la Figura 6.7, donde se aprecia un paquete masivo de calizas como basamento con espesores de más de 1000 metros. En la parte central se aprecia una capa de caliza con lutita, la cual es sepultada por relleno de material terrígeno compuesto entre conglomerado arenas y lutitas, cubierto pos un derrame de basalto de espesores no mayores a 70 metros.

Al Este de la sección se observa una secuencia que va desde aluviones en la parte más superficial, pasando por arenas, lutitas-areniscas hasta llegar a la caliza a profundidades de 600 metros en la parte más profunda del relleno, estos sedimentos son cubiertos por riolitas de poco espesor (40 metros).

La anomalía magnética que sobresale es debida al contraste entre las rocas calizas de susceptibilidades negativas contrastando con la susceptibilidad del basalto y la toba que las cubre. Los contactos laterales del basalto fueron

marcados anteriormente en los lineamientos magnéticos, y fueron corroborados con geología de campo.

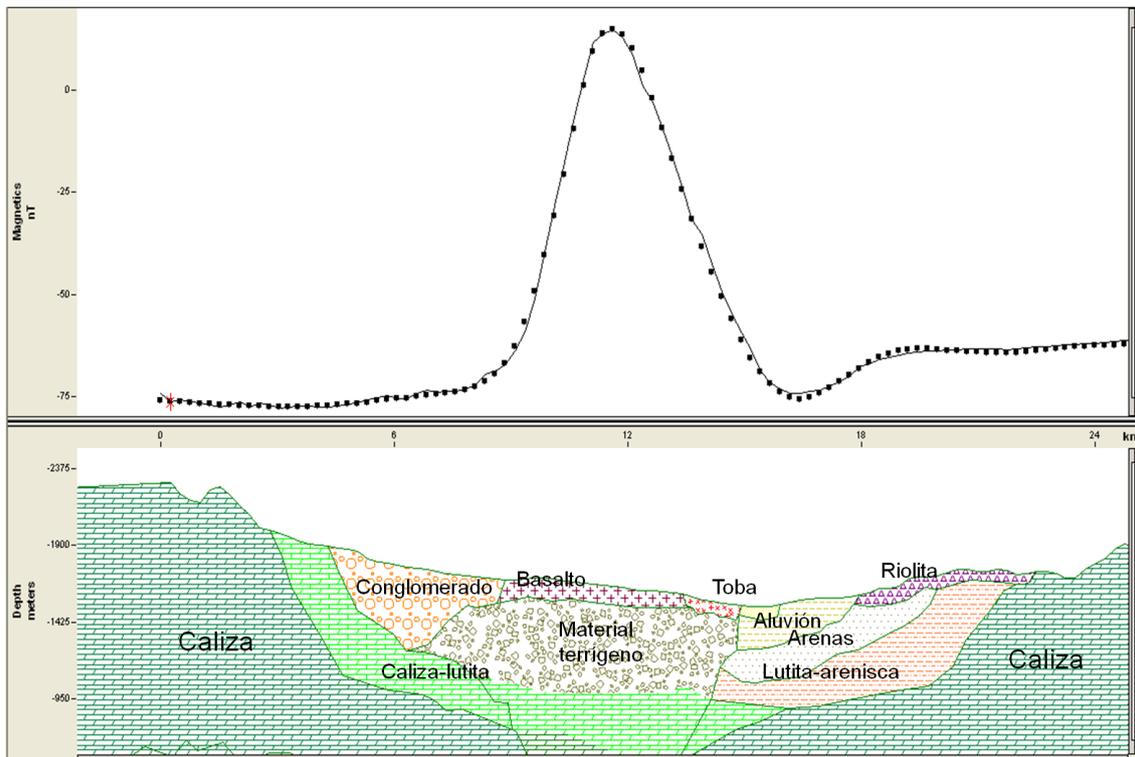


Figura 6.7. Modelo geológico interpretado de la magnetometría aérea.

6.3. Procesado de la magnetometría terrestre

Se levantaron 107.7km de magnetometría terrestre en cinco secciones, las cuales se muestran en la Figura 6.8. Se realizaron 2 secciones SW-NE y 3 en dirección E-W.

Para el procesado de la información magnética terrestre se realizaron las correcciones horaria y diurna, para posteriormente obtener el campo magnético residual (CMR) de estas secciones. Se obtuvo el CMR aéreo a lo largo de las secciones terrestres, para hacer una comparación entre magnetismo aéreo y terrestre, esto con el propósito de verificar las anomalías y posteriormente determinar el origen de las anomalías terrestres. Al CMR obtenido de la magnetometría terrestre se le aplicaron 2 filtros matemáticos uno pasa bajos y otro pasa altos, y se determinó que $k_0 = 4$, para ambos filtros, así se determinaría si las anomalías son producidas por cuerpos con longitudes de onda corta o larga, conjuntamente se obtuvo el gradiente horizontal de la señal, el cual es muy útil para determinar las zonas de falla. Las Figuras 6.9 a 6.18.

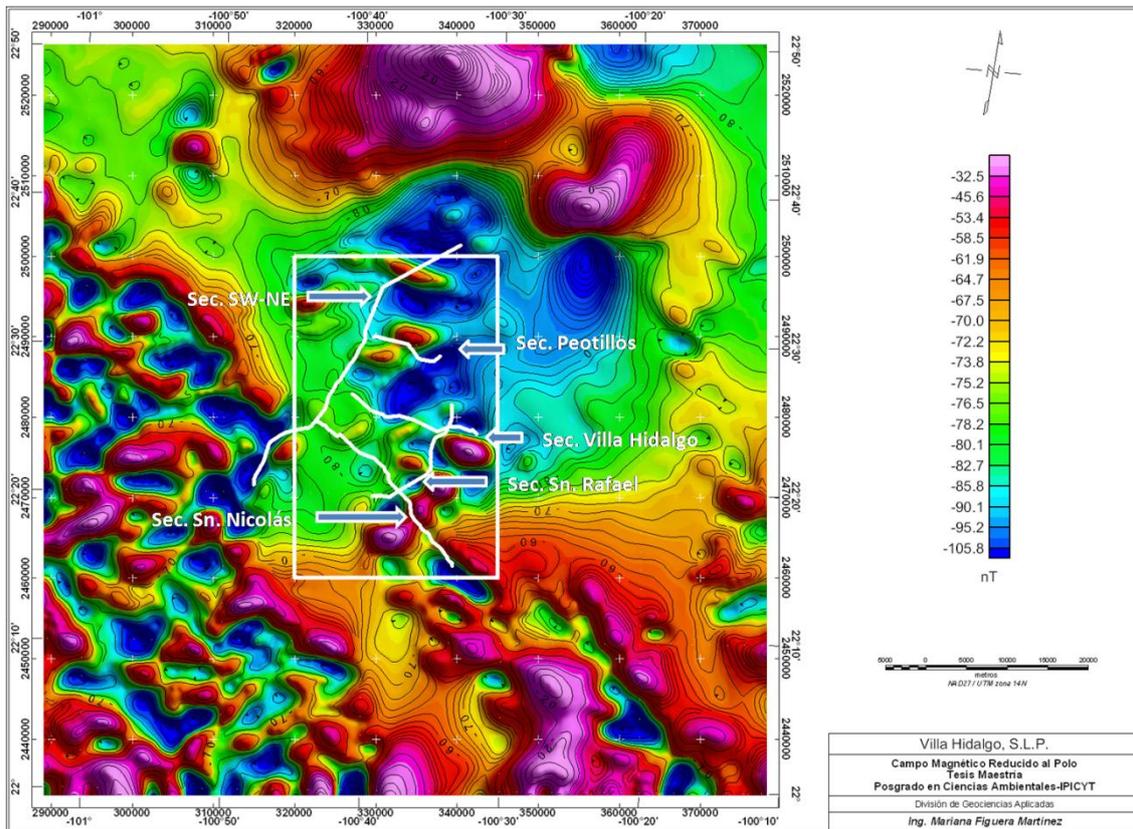


Figura 6.8. Ubicación de las secciones de magnetometría terrestre, en un mapa magnético aéreo.

6.4. Interpretación de la magnetometría terrestre

La magnetometría terrestre fue primero interpretada como secciones, las cuales después fueron correlacionadas con los métodos eléctrico y AMT, para delimitar zonas de falla y fracturamiento de la roca, lo cual se observará en el capítulo 10.

La sección de Sn. Nicolás tiene una extensión de 24km y se extiende en dirección NW-SE en la parte Sur del valle, en la magnetometría aérea la parte Oeste de la sección se observa sin anomalías relevantes, mientras que en la terrestre se puede apreciar que en la parte oeste de la sección se aprecia otra anomalía la cual se asoció a fracturamiento en las rocas presentes y a una falla al hacer la correlación de la magnetometría con los métodos eléctrico y AMT. Las anomalías se presentan muy similares en los filtros pasa bajos y pasa altos, con lo que corrobora la interpretación de que son producidas por fracturamiento.

Sección Sn. Nicolás

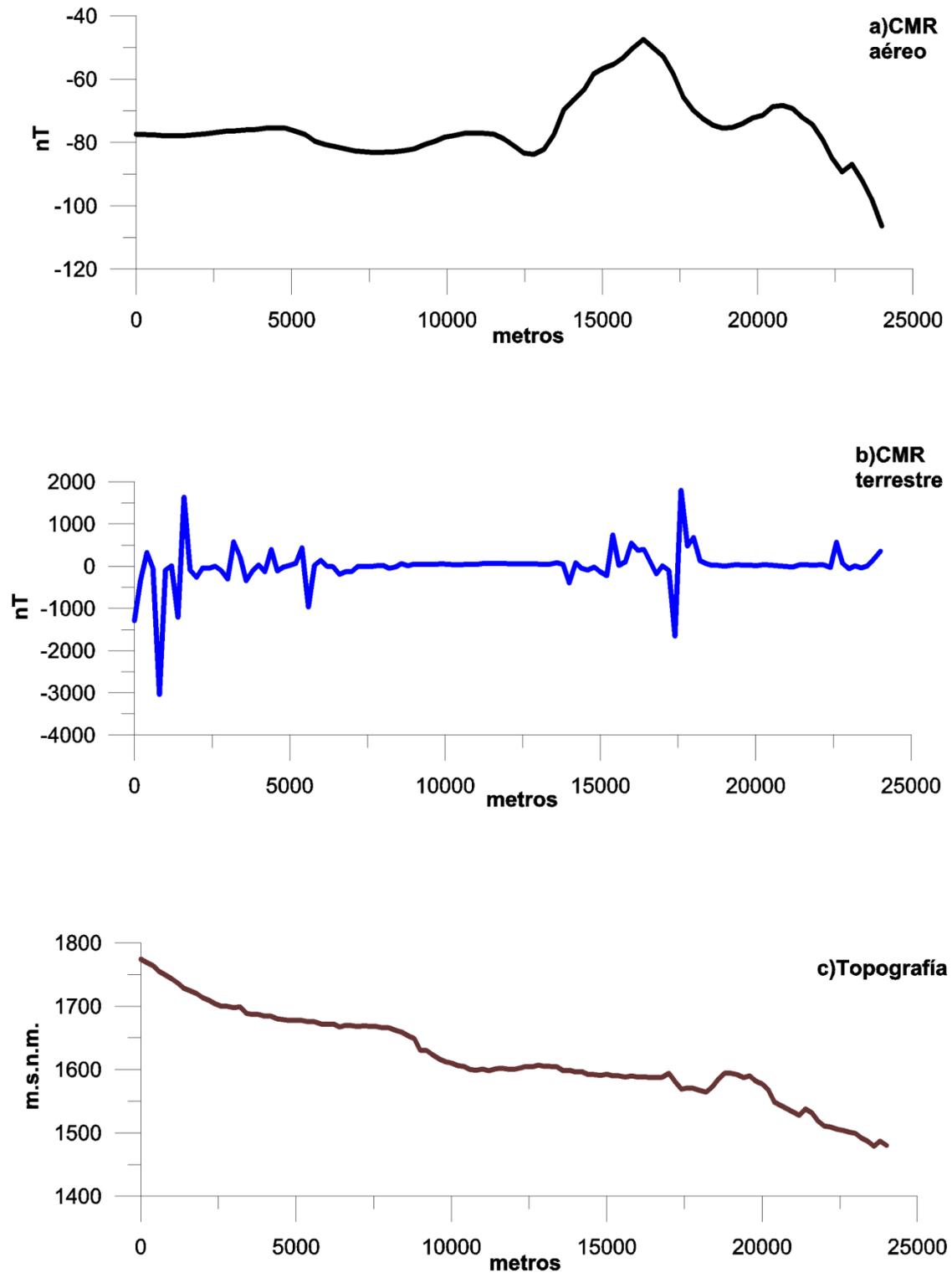


Figura 6.9. Comparación del campo magnético residual a) aéreo y b) terrestre y c) la topografía, en la sección de Sn. Nicolás.

Sección Sn. Nicolás

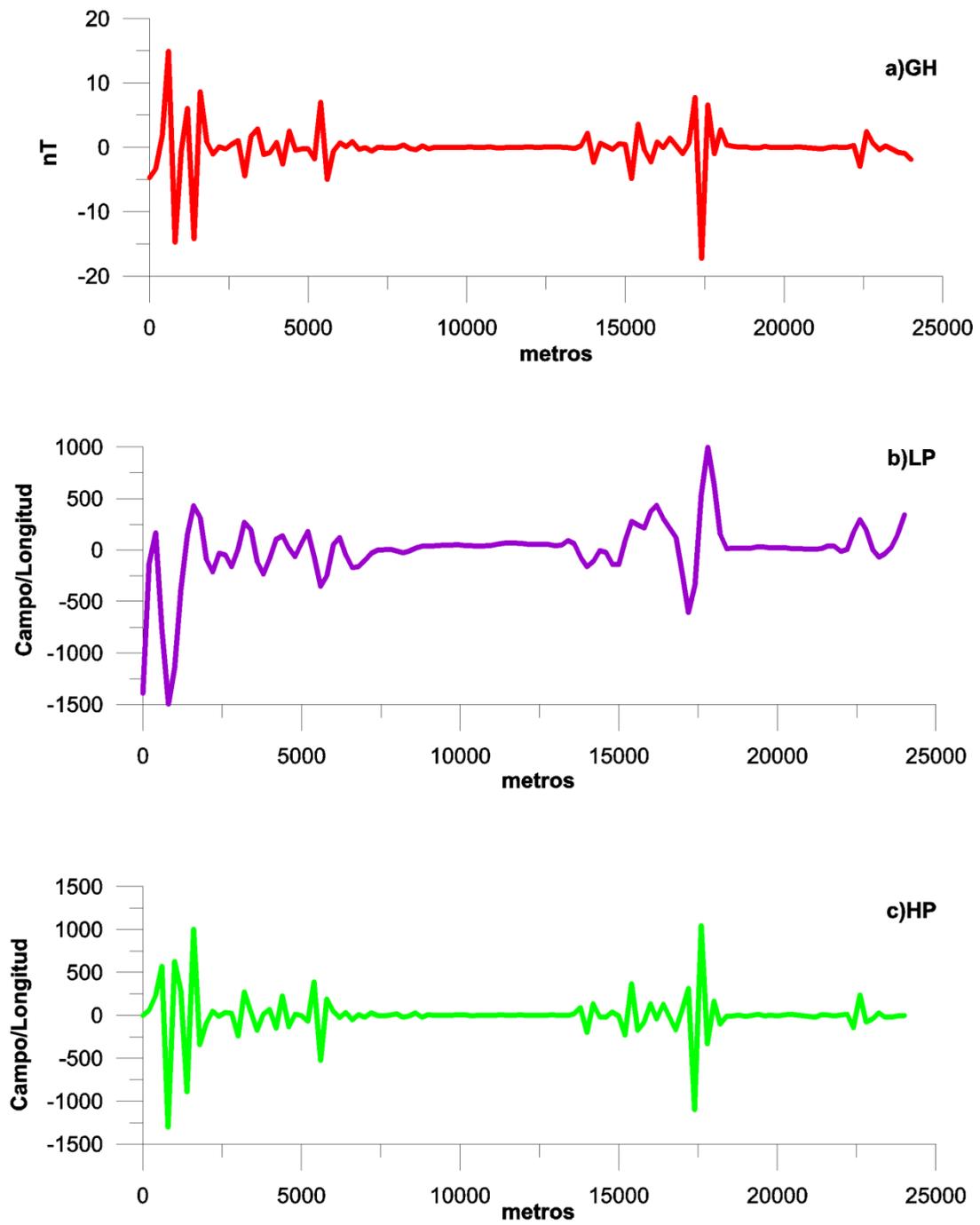


Figura 6.10. Filtros aplicados al CMR terrestre, a) Gradiente Horizontal, b) Pasa bajos c) Pasa altos, en la sección de Sn. Nicolás.

La sección de Villa Hidalgo presenta una anomalías con una diferencia máxima de 30nT en los datos aéreos, pero al observar la magnetometría terrestre se observan anomalías de amplitud mayor y mayores frecuencias, al aplicar los filtros podemos observar que son producto de frecuencias altas, ya que es donde se ve mayor respuesta. En esta sección hay dos segmentos donde no se obtuvo información debido a que atravesó dos poblados y estos generan mucho ruido magnético generado por cables de alta, tensión, coches, etc. Estos segmentos son de los 4200 a los 6200 metros y de los 11800 a los 13400 metros.

Sección Villa Hidalgo

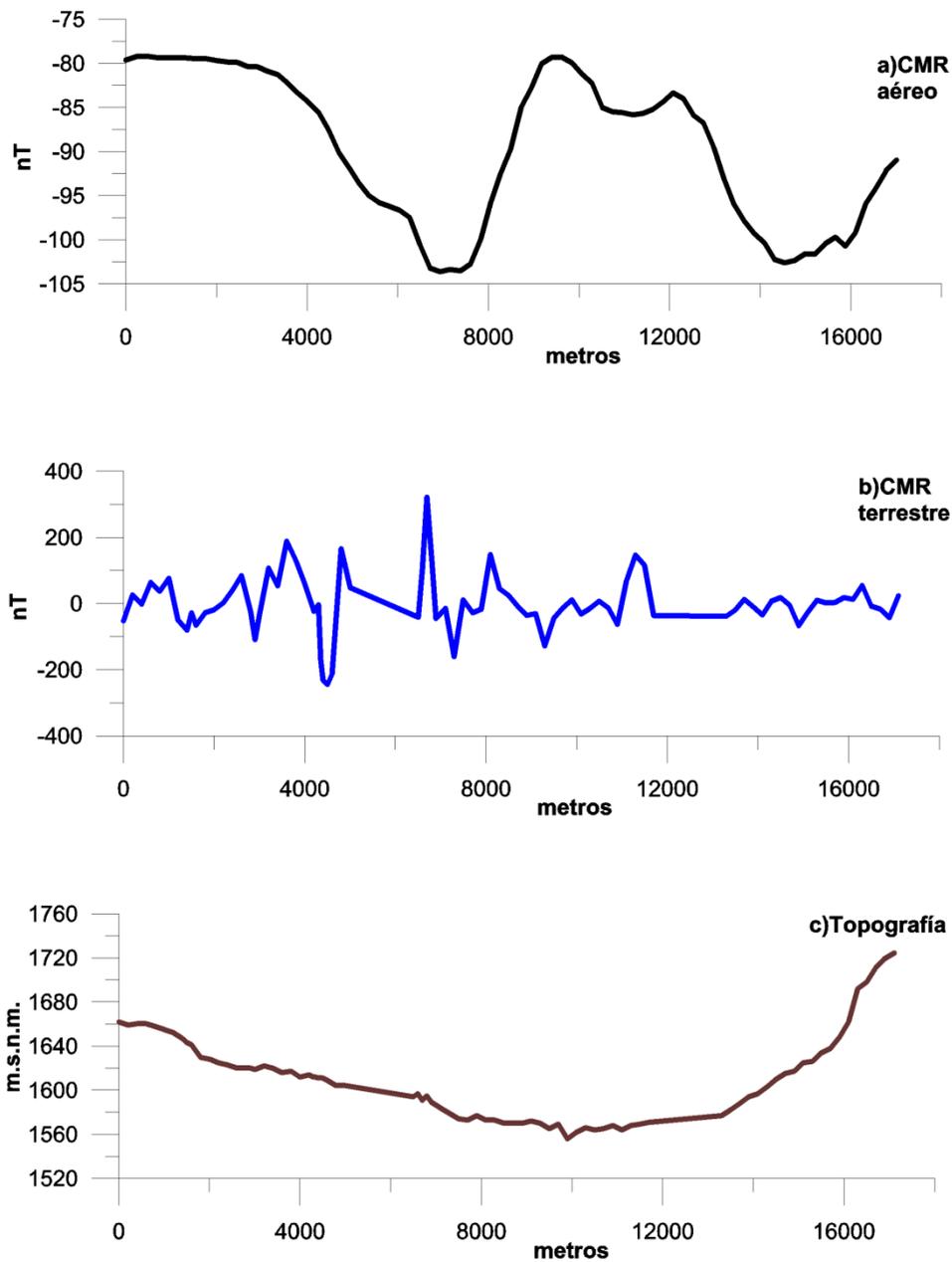


Figura 6.11. Comparación del campo magnético residual a) aéreo y b) terrestre y c) la topografía, en la sección de Villa Hidalgo.

Sección Villa Hidalgo

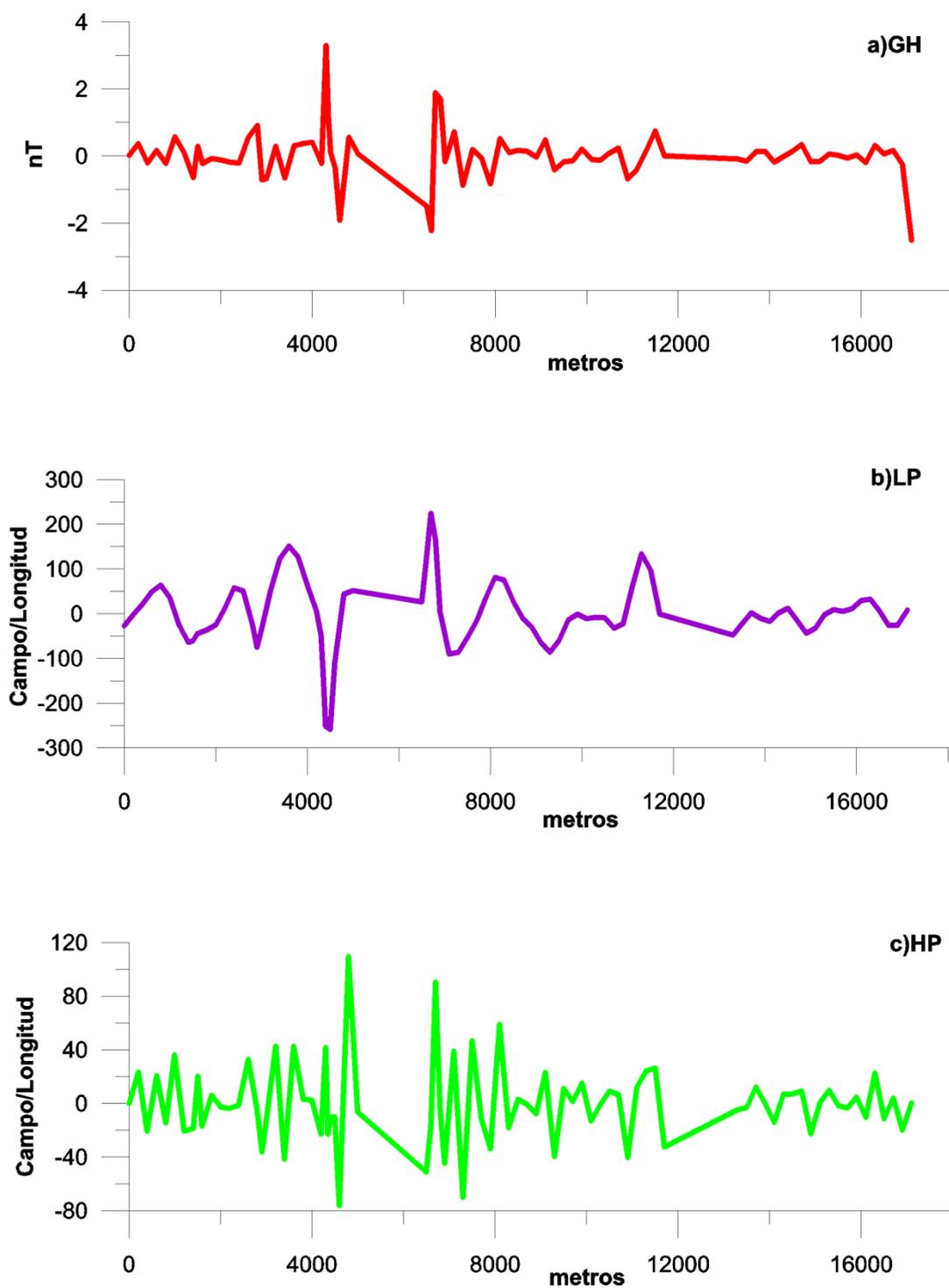


Figura 6.12. Filtros aplicados al CMR terrestre, a) Gradiente Horizontal, b) Pasa bajos c) Pasa altos, en la sección de Villa Hidalgo.

La sección de Peutillos presenta una anomalía con un máximo de 40nT, en su respuesta aérea, mientras que para el levantamiento terrestre se presentan varias anomalías a lo largo de la sección y al igual que en la sección de Villa Hidalgo predominan las frecuencias altas, por lo que se infiere que la sección de Peutillos se encuentra muy fracturada, a lo largo de toda la sección.

Sección Peutillos

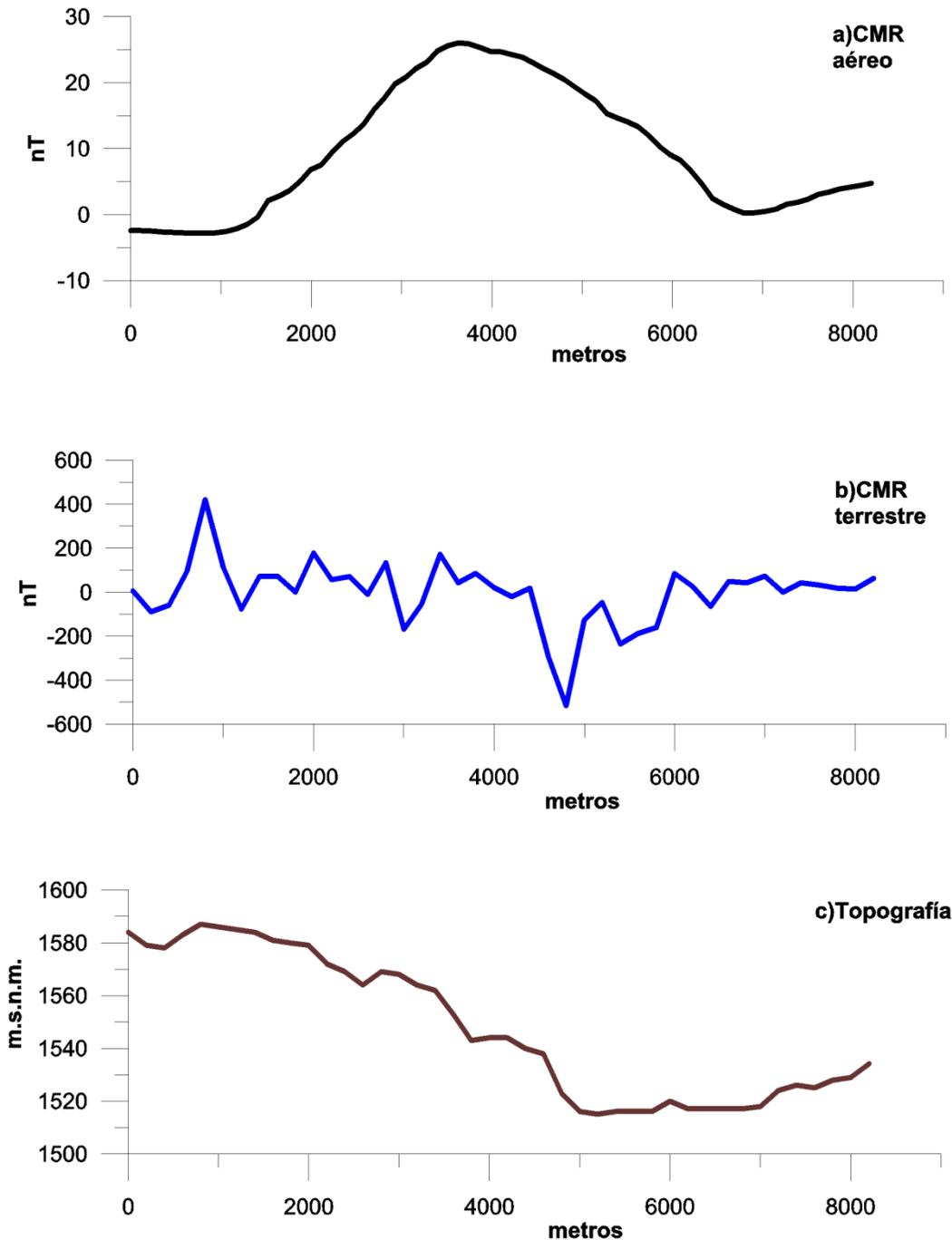


Figura 6.13. Comparación del campo magnético residual a) aéreo y b) terrestre y c) la topografía, en la sección de Peutillos.

Sección Peotillos

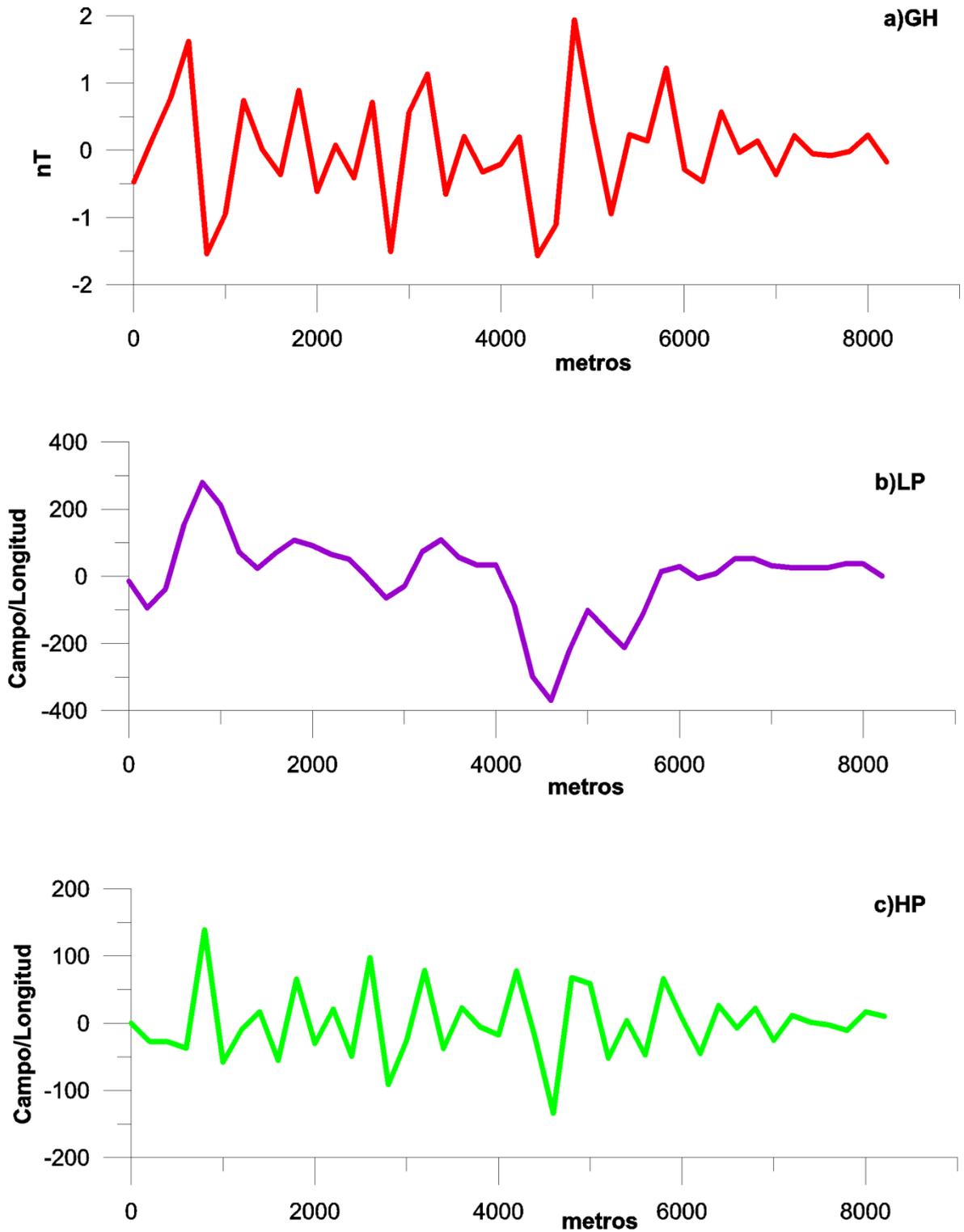


Figura 6.14. Filtros aplicados al CMR terrestre, a) Gradiente Horizontal, b) Pasa bajos c) Pasa altos, en la sección de Peotillos.

La sección SW-NE se presenta relativamente pareja a diferencia de dos anomalías presentes tanto en el perfil aéreo como en el terrestre, las cuales se infiere son fallas, ya que se presentan con propiedades similares tanto en los perfiles de CMR como en los filtros aplicados.

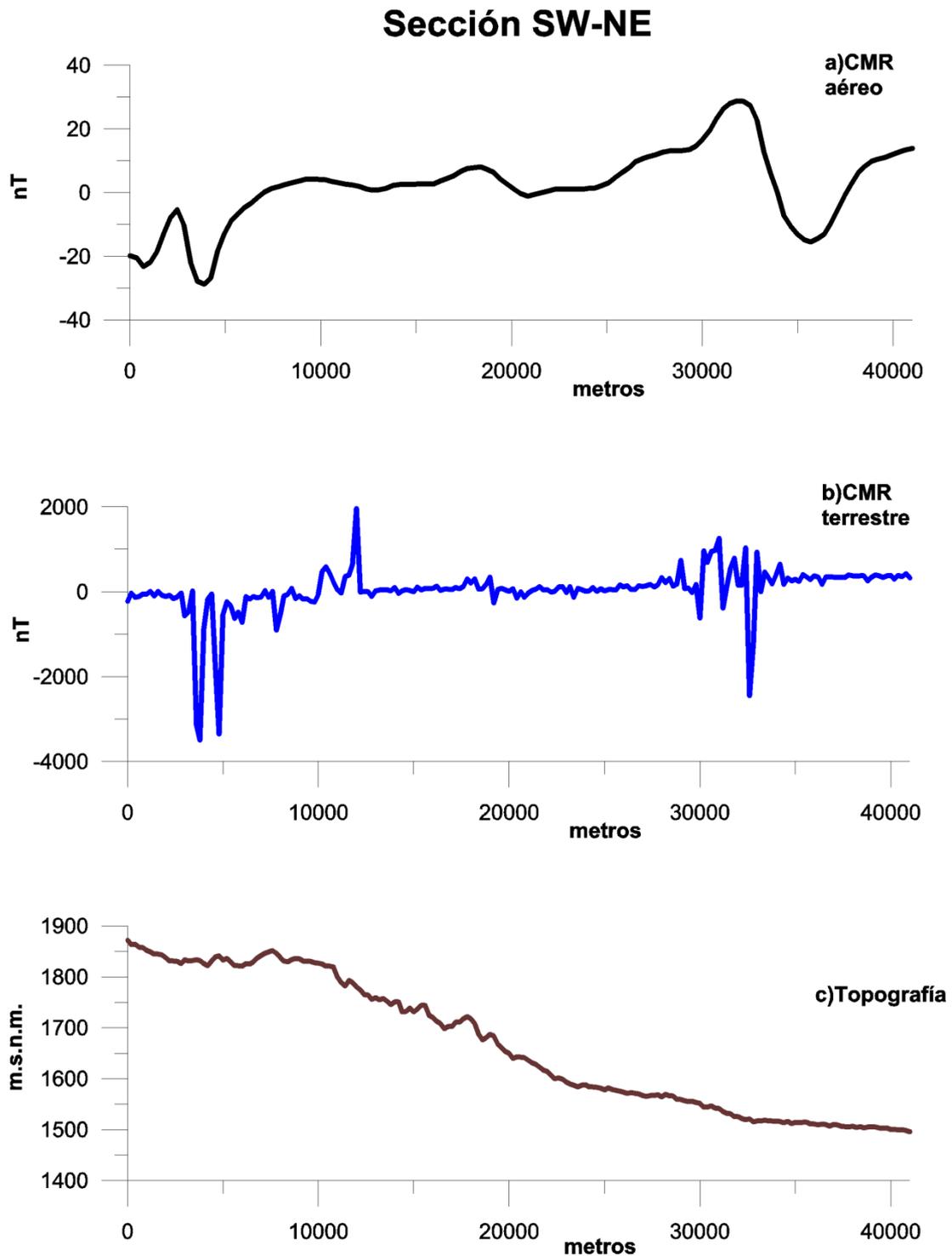


Figura 6.15. Comparación del campo magnético residual a) aéreo y b) terrestre y c) la topografía, en la sección SW-NE.

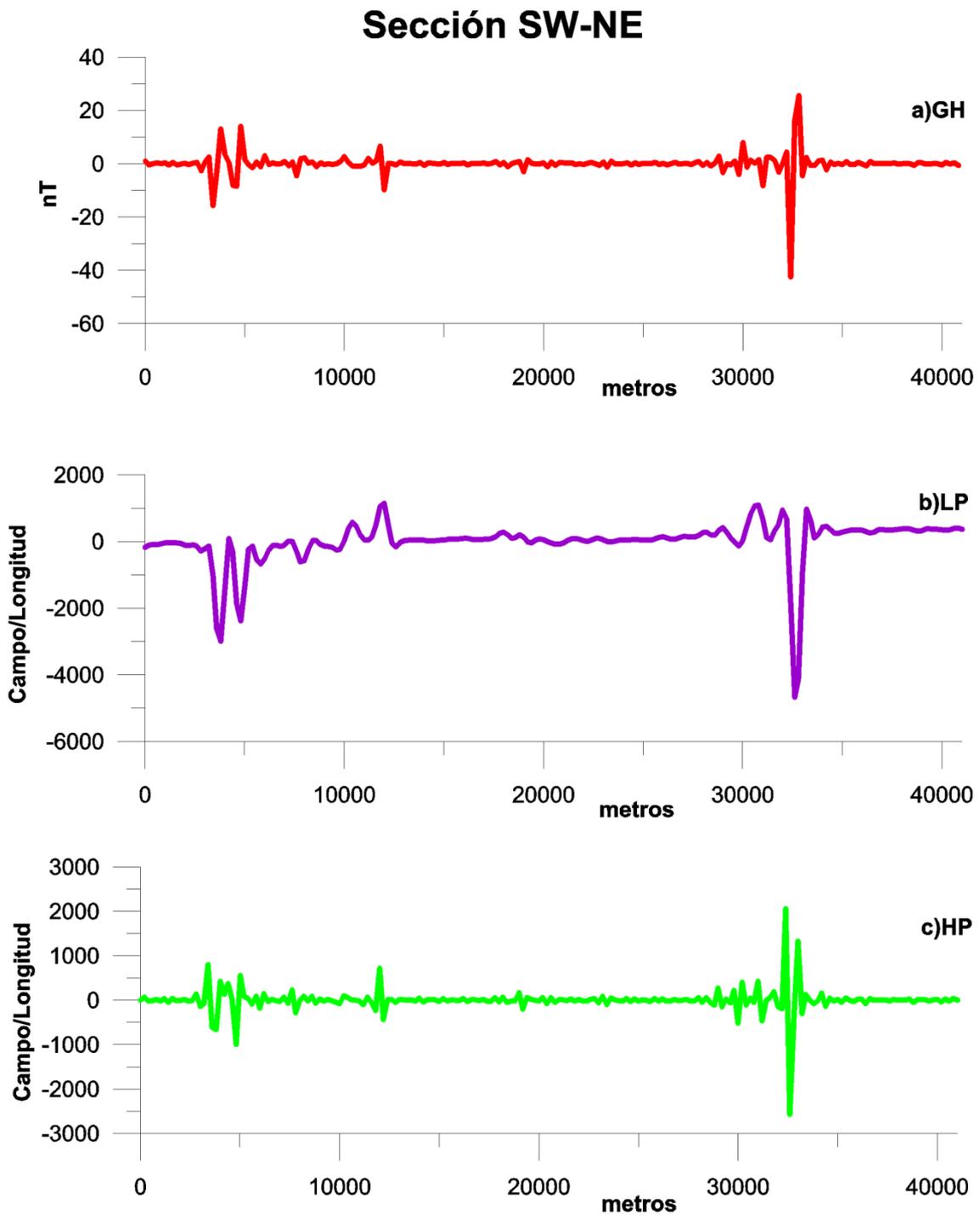


Figura 6.16. Filtros aplicados al CMR terrestre, a) Gradiente Horizontal, b) Pasa bajos c) Pasa altos, en la sección SW-NE.

En la sección de Sn. Rafael se puede observar que en la respuesta magnética aérea se presentan varias anomalías de valores alrededor de 30nT, y al observar el perfil magnético terrestre se aprecian muchas más anomalías que tienen una frecuencia mayor, así como grandes amplitudes y en su mayoría son generadas por fuentes de longitudes altas.

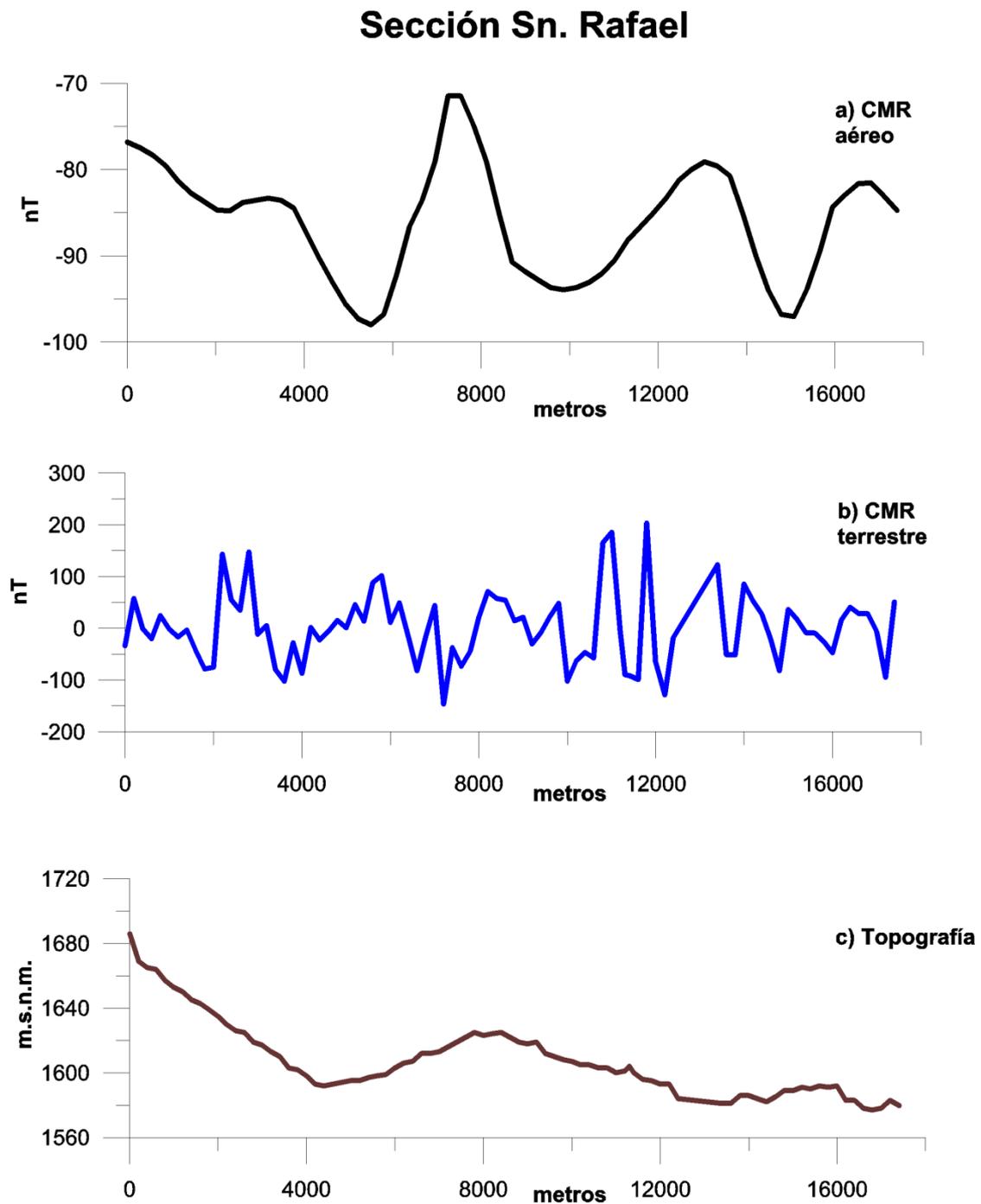


Figura 6.17. Comparación del campo magnético residual a) aéreo y b) terrestre y c) la topografía, en la sección de Sn. Rafael.

Sección Sn. Rafael

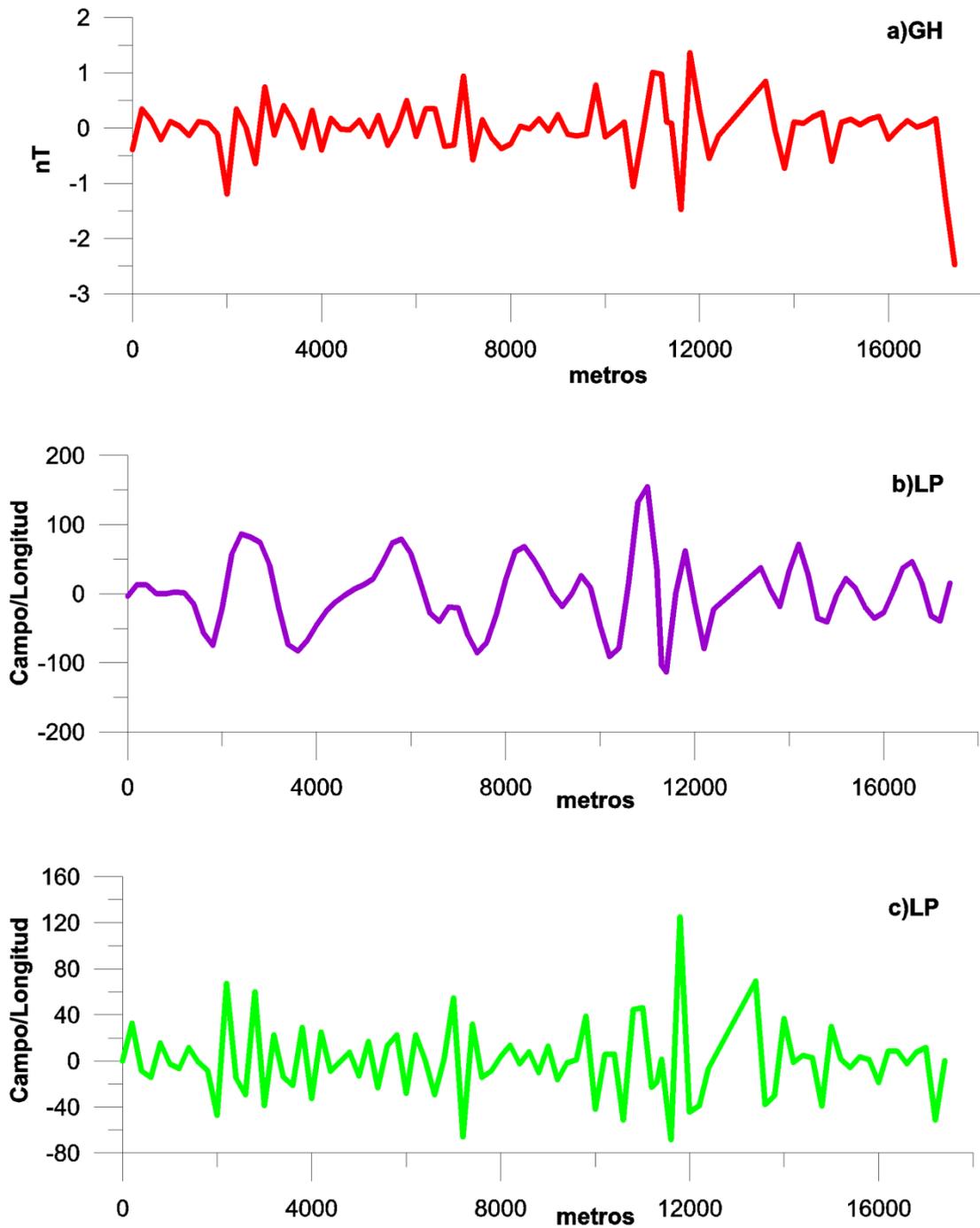


Figura 6.18. Filtros aplicados al CMR terrestre, a) Gradiente Horizontal, b) Pasa bajos c) Pasa altos, en la sección de Sn. Rafael.

7. PROCESADO E INTERPRETACIÓN ELÉCTRICA

Se realizaron 16 Sondeos Eléctrico Verticales (SEV), empleando un arreglo Schlumberger; 2 de ellos sus aberturas AB/2 fueron de 200m, 1 de AB/2 de 750m y los 13 restantes su abertura AB/2 fue de 1000m; haciendo mediciones como muestran las tablas 6.2 y 6.3.

Debido a que no se obtiene una solución única para cada curva de resistividad, se interpretaron empleando 3 programas diferentes, para así obtener la interpretación más adecuada para dicha curva una vez conocido el medio. Los programas empleados fueron el 1X1D Inversión versión 2.09, WinGLink versión 1.62.04, IPI2Win versión 3.0.1e.

Una vez interpretados los SEV se capturaron todos en el programa WinGLink para fines de correlación con los sondeos Audiomagnetotelúricos, ya que este programa permite hacer proyectos conjuntos empleando diferentes métodos geofísicos.

La Tabla 7.1 muestra la ubicación de los SEV, su abertura AB/2 y su tipo de curva (Orellana-Mooney, 1966); las curvas de resistividad aparente se muestran en las figuras 7.1 a 7.16.

SONDEO	X	Y	Z	AB/2	TIPO DE CURVA
SEV 1	327016	2476535	1678	1000	HKQ
SEV 2	334250	2468659	1592	750	HK
SEV 3	333717	2471409	1595	1000	KH
SEV 4	327456	2487570	1630	1000	KH
SEV 5	331086	2489789	1583	1000	KHKH
SEV 6	320829	2478629	1831	1000	KHKA
SEV 7	339050	2487382	1559	1000	KHA
SEV 8	336275	2487021	1522	1000	KQH
SEV 9	332985	2489330	1558	1000	KHKH
SEV 10	336590	2478671	1569	1000	HKQH
SEV 11	333610	2479900	1572	1000	QHKA
SEV 12	328605	2481568	1629	1000	QH
SEV 13	329600	2492968	1560	1000	KH
SEV 14	326271	2482530	1672	1000	KQHA
SEV 15	329647	2482669	1735	200	HK
SEV 16	323988	2481128	1621	200	AAQ

Tabla 7.1. Donde se muestra la ubicación de los SEV en UTM, su elevación, abertura AB/2

y el tipo de curva.

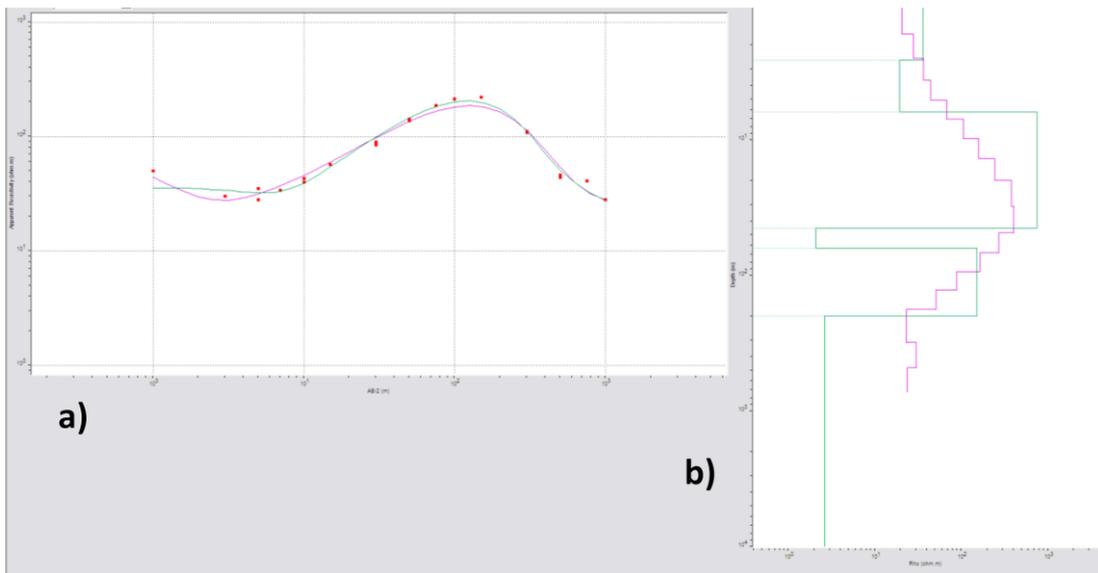


Figura 7.1. a) Curva del SEV 1 donde el eje $x=AB/2$ y el eje $y=Resistividad$ aparente. b) Interpretación, donde el eje $x=Resistividad$ y el eje $y=Profundidad$.

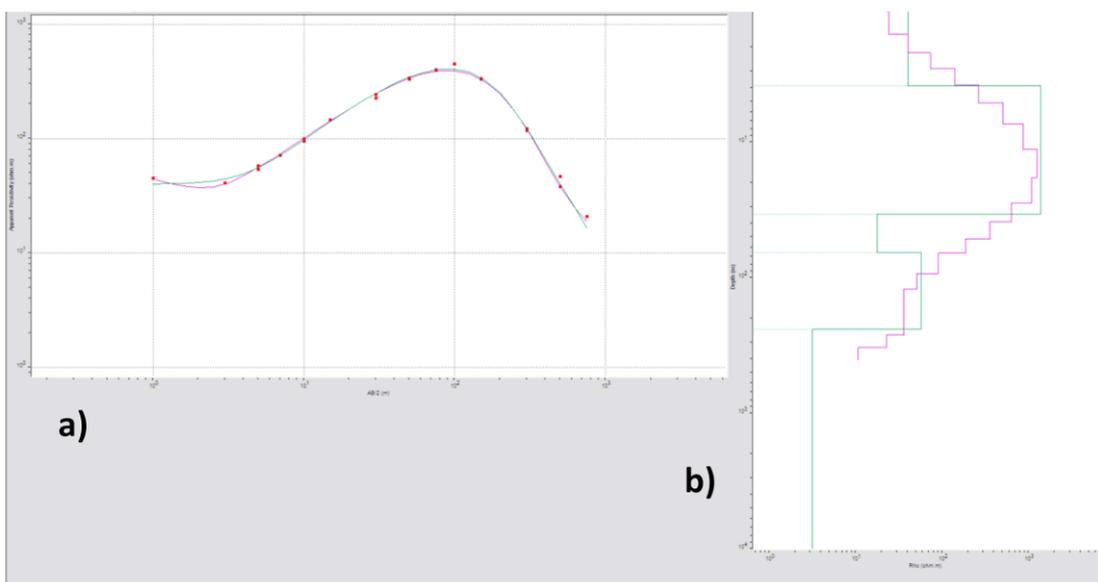


Figura 7.2. a) Curva del SEV 2 donde el eje $x=AB/2$ y el eje $y=Resistividad$ aparente. b) Interpretación, donde el eje $x=Resistividad$ y el eje $y=Profundidad$.

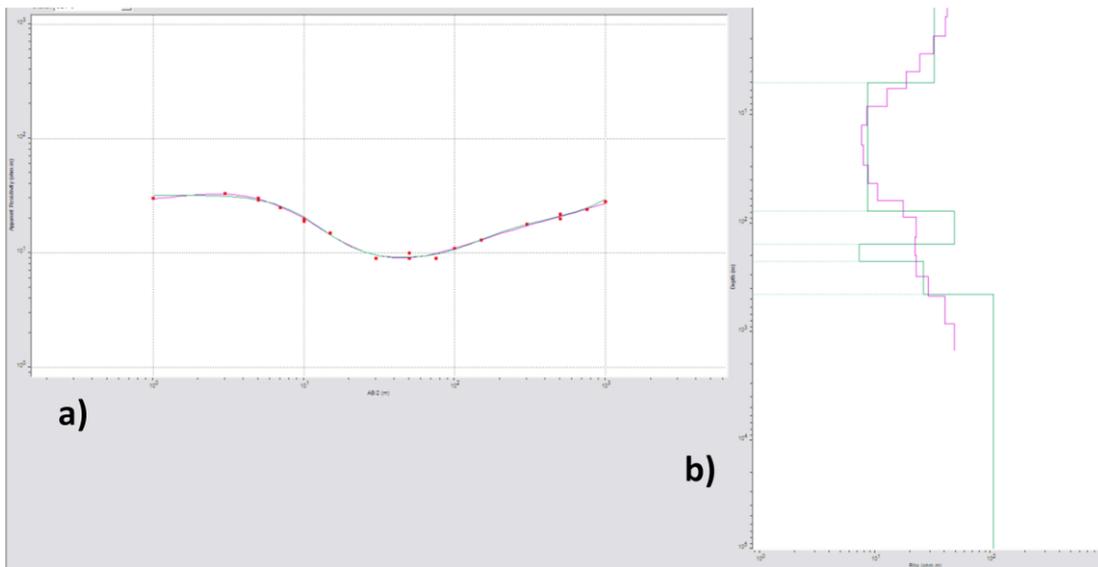


Figura 7.3. a) Curva del SEV 3 donde el eje $x=AB/2$ y el eje $y=Resistividad$ aparente. b) Interpretación, donde el eje $x=Resistividad$ y el eje $y=Profundidad$.

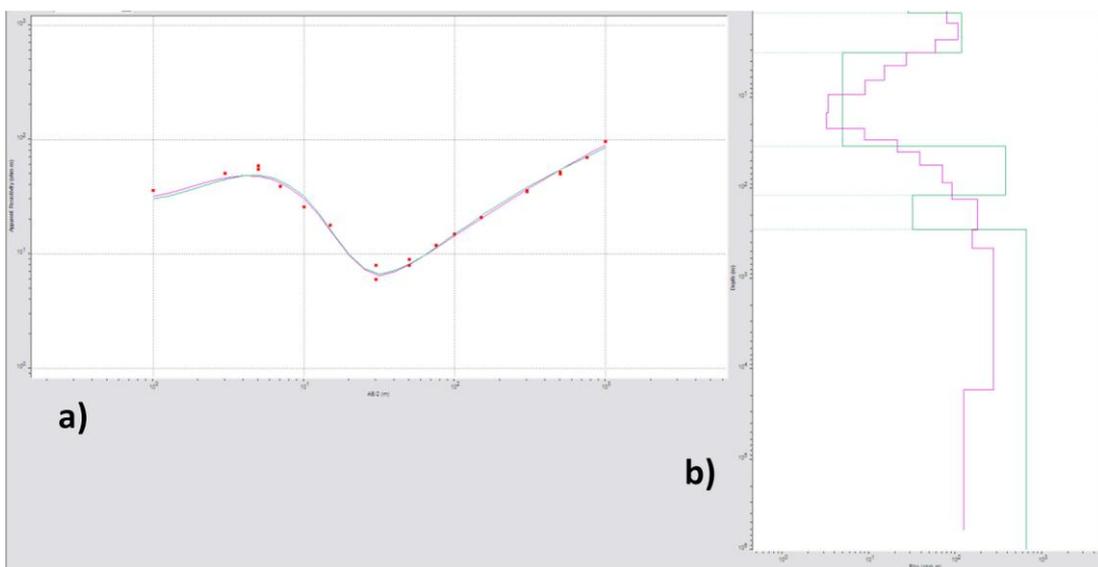


Figura 7.4. a) Curva del SEV 4 donde el eje $x=AB/2$ y el eje $y=Resistividad$ aparente. b) Interpretación, donde el eje $x=Resistividad$ y el eje $y=Profundidad$.

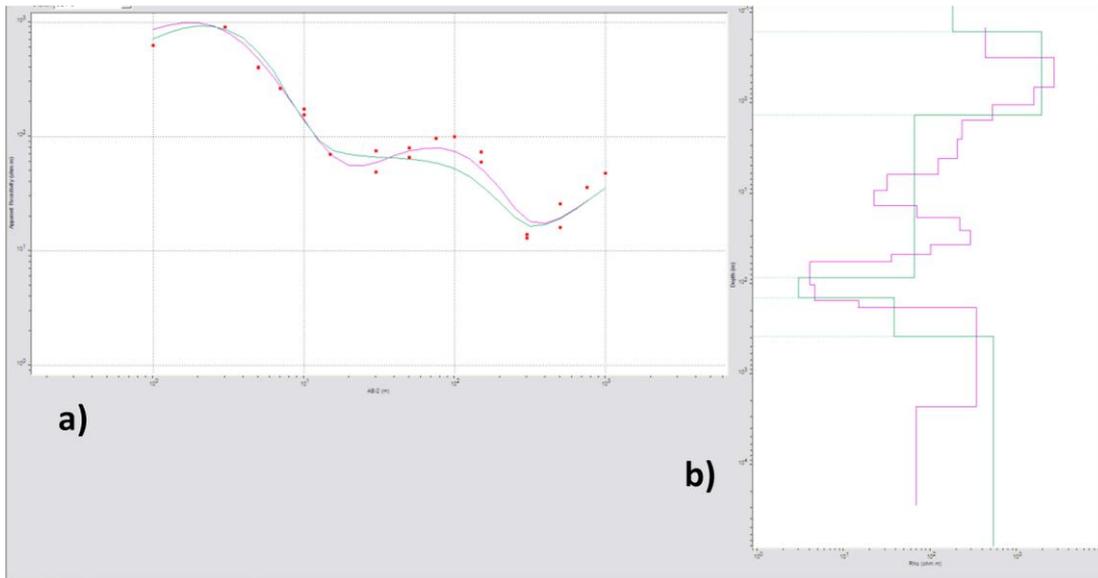


Figura 7.5. a) Curva del SEV 5 donde el eje $x=AB/2$ y el eje $y=Resistividad$ aparente. b) Interpretación, donde el eje $x=Resistividad$ y el eje $y=Profundidad$.

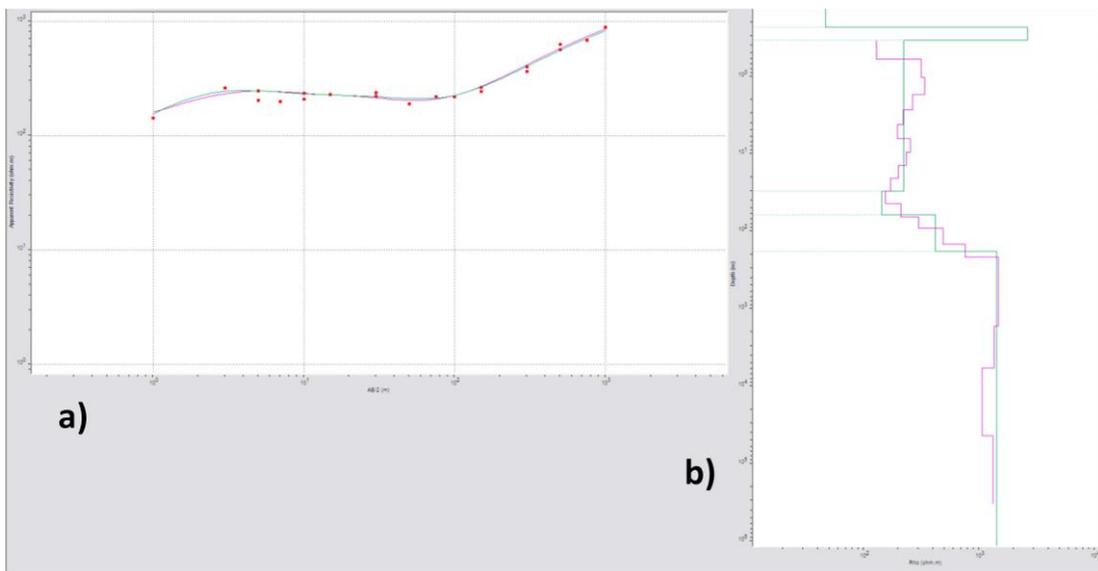


Figura 7.6. a) Curva del SEV 6 donde el eje $x=AB/2$ y el eje $y=Resistividad$ aparente. b) Interpretación, donde el eje $x=Resistividad$ y el eje $y=Profundidad$.

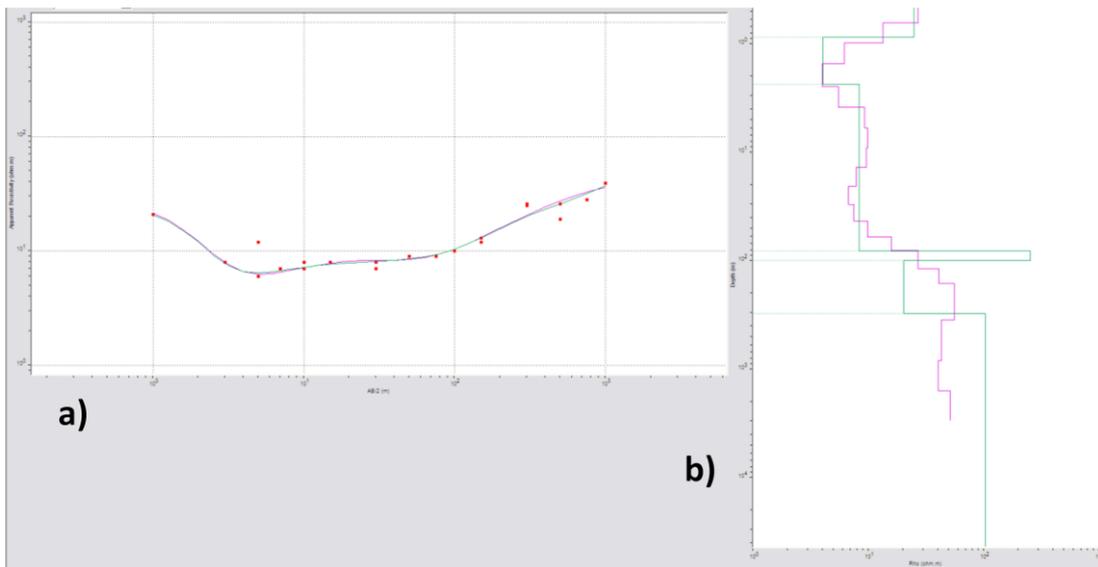


Figura 7.7. a) Curva del SEV 7 donde el eje $x=AB/2$ y el eje $y=Resistividad$ aparente. b) Interpretación, donde el eje $x=Resistividad$ y el eje $y=Profundidad$.

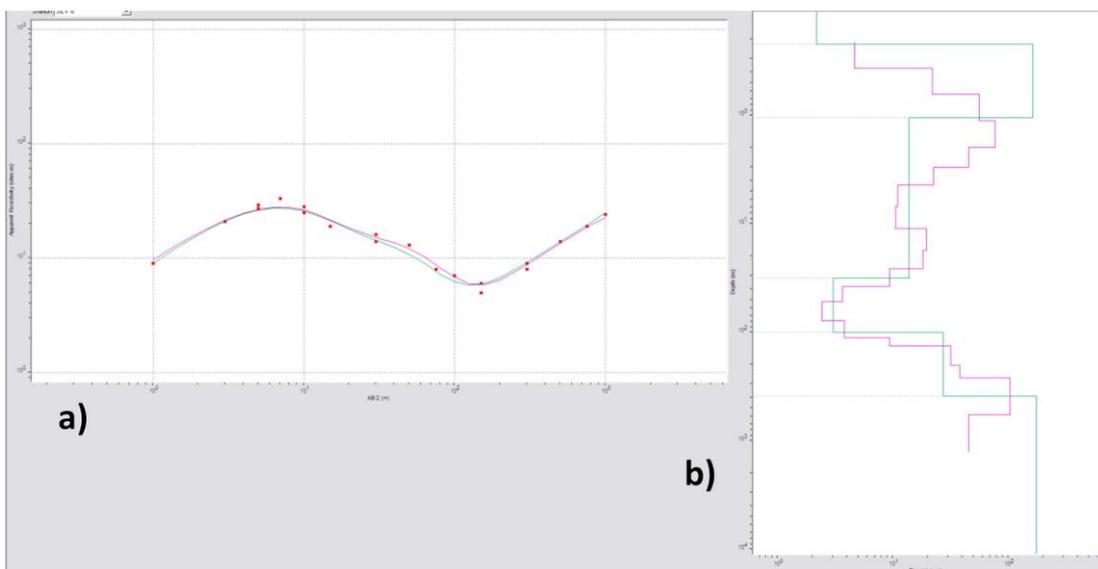


Figura 7.8. a) Curva del SEV 8 donde el eje $x=AB/2$ y el eje $y=Resistividad$ aparente. b) Interpretación, donde el eje $x=Resistividad$ y el eje $y=Profundidad$.

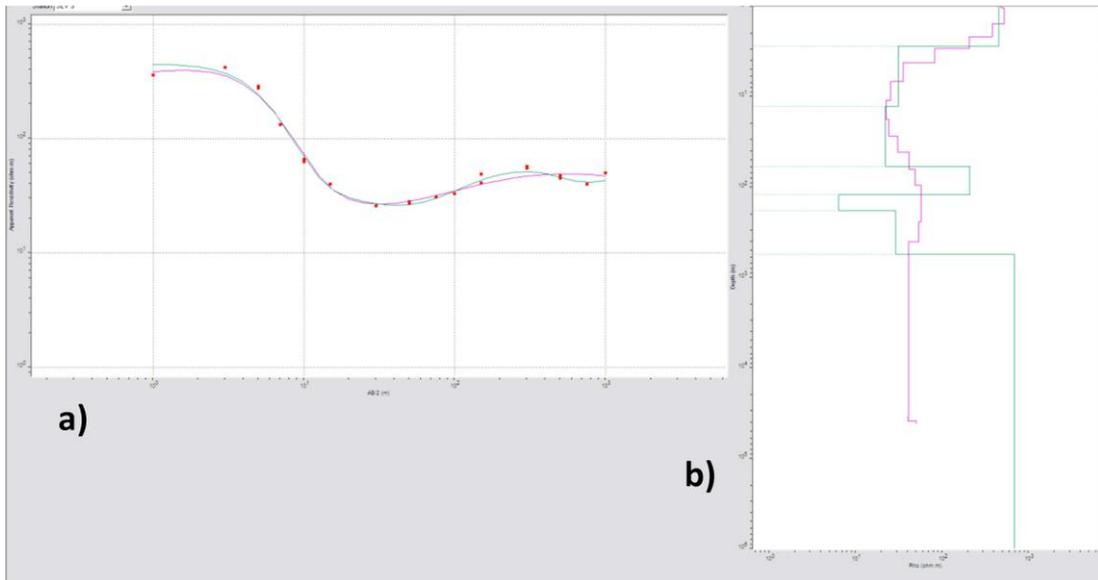


Figura 7.9. a) Curva del SEV 9 donde el eje $x=AB/2$ y el eje $y=Resistividad$ aparente. b) Interpretación, donde el eje $x=Resistividad$ y el eje $y=Profundidad$.

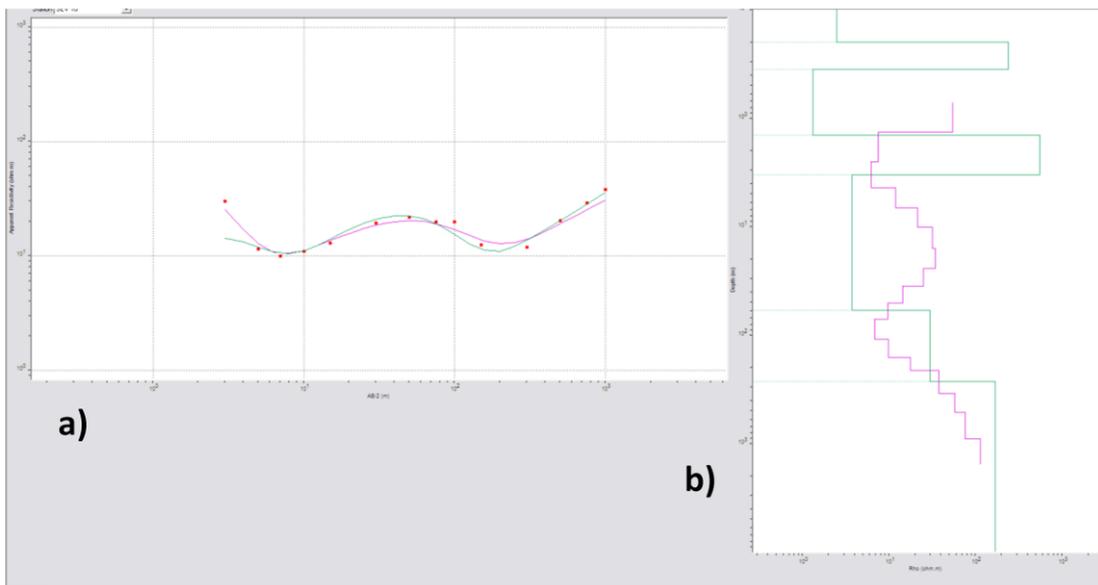


Figura 7.10. a) Curva del SEV 10 donde el eje $x=AB/2$ y el eje $y=Resistividad$ aparente. b) Interpretación, donde el eje $x=Resistividad$ y el eje $y=Profundidad$.

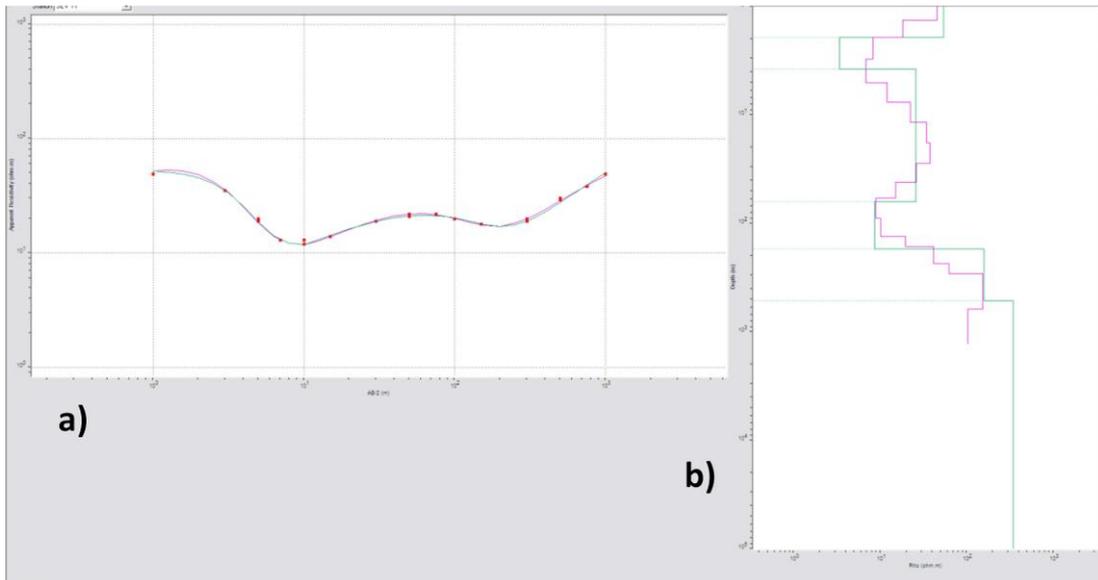


Figura 7.11. a) Curva del SEV 11 donde el eje $x=AB/2$ y el eje $y=Resistividad$ aparente. b) Interpretación, donde el eje $x=Resistividad$ y el eje $y=Profundidad$.

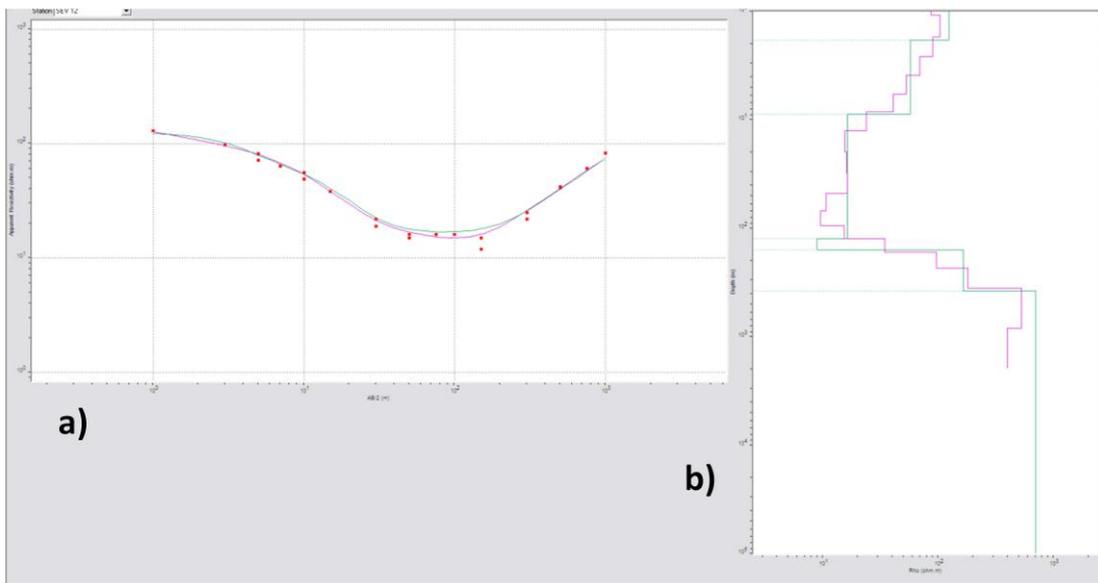


Figura 7.12. a) Curva del SEV 12 donde el eje $x=AB/2$ y el eje $y=Resistividad$ aparente. b) Interpretación, donde el eje $x=Resistividad$ y el eje $y=Profundidad$.

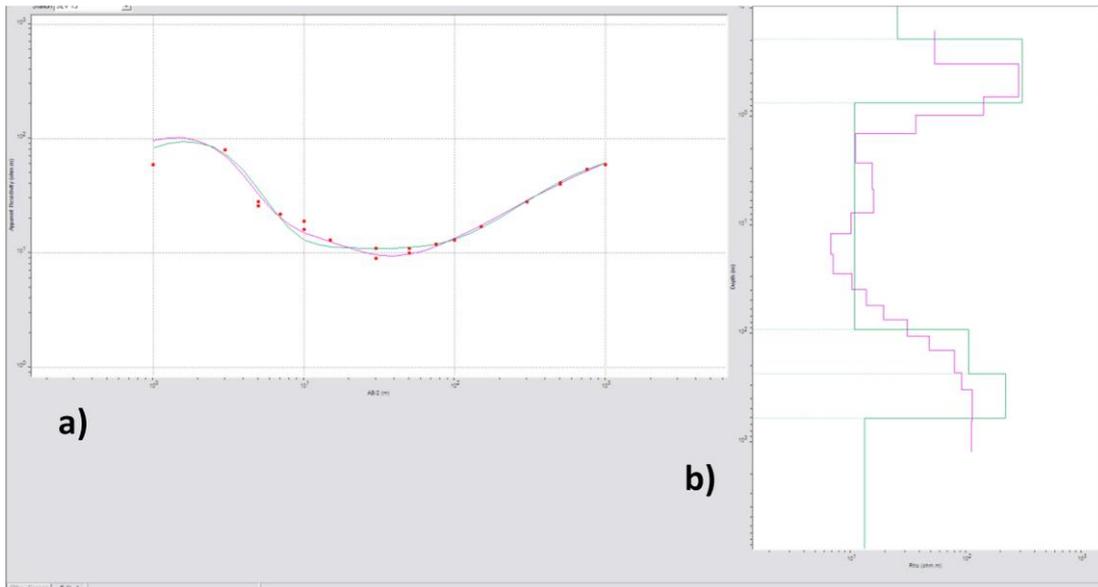


Figura 7.13. a) Curva del SEV 13 donde el eje $x=AB/2$ y el eje y =Resistividad aparente. b) Interpretación, donde el eje x =Resistividad y el eje y =Profundidad.

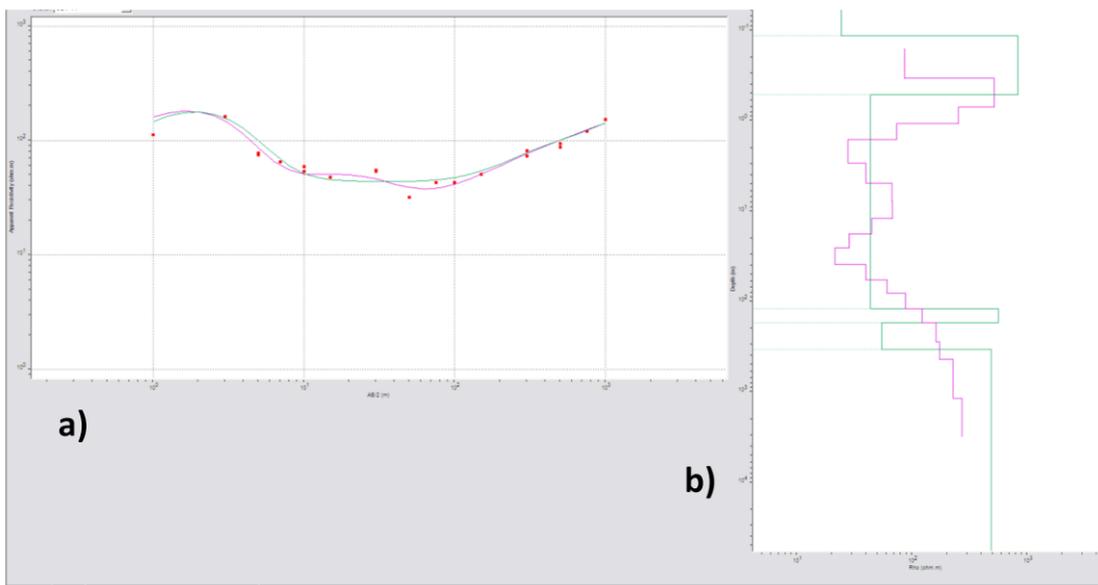


Figura 7.14. a) Curva del SEV 14 donde el eje $x=AB/2$ y el eje y =Resistividad aparente. b) Interpretación, donde el eje x =Resistividad y el eje y =Profundidad.

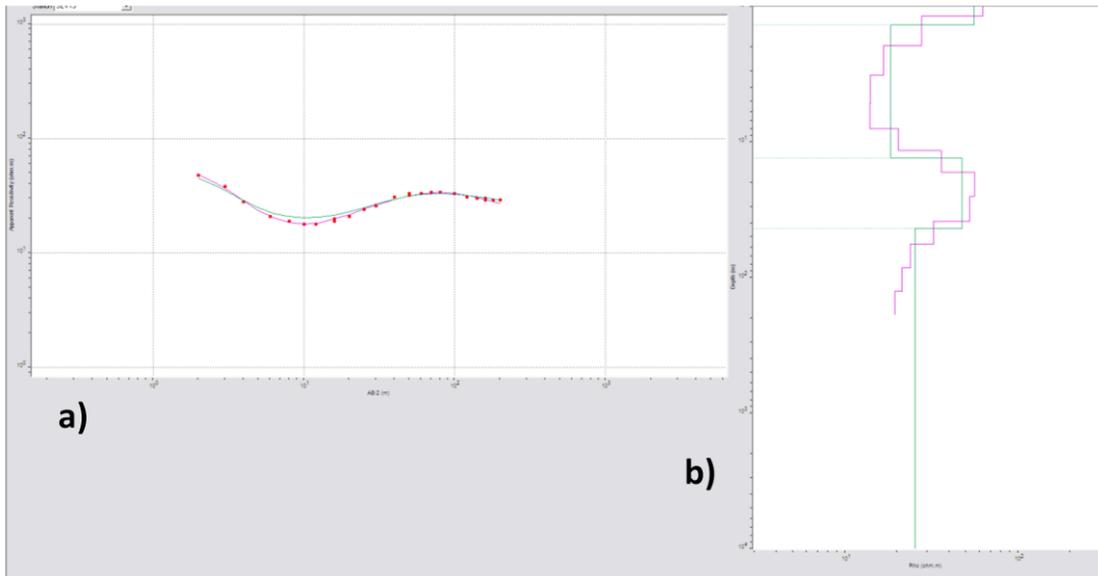


Figura 7.15. a) Curva del SEV 15 donde el eje $x=AB/2$ y el eje $y=Resistividad$ aparente. b) Interpretación, donde el eje $x=Resistividad$ y el eje $y=Profundidad$.

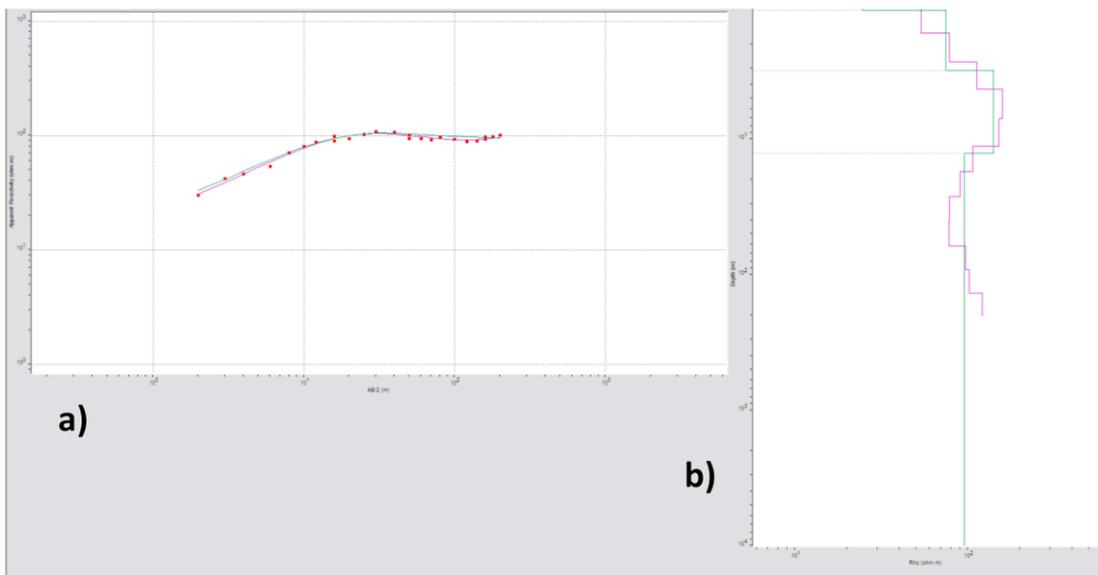


Figura 7.16. a) Curva del SEV 16 donde el eje $x=AB/2$ y el eje $y=Resistividad$ aparente. b) Interpretación, donde el eje $x=Resistividad$ y el eje $y=Profundidad$.

Con los valores de resistividad aparente se hicieron configuraciones para las diferentes aberturas de $AB/2$, esto con la finalidad de conocer cómo se comporta la corriente en el subsuelo; esto debe considerarse, ya que las rocas que contienen humedad son de resistividad más baja como muestra la tabla 7.1, ya que la corriente fluye más fácilmente por los medios porosos y húmedos (Tinajero, 1985). Con estas configuraciones se determinó que a medida que se profundiza en el valle, las condiciones se vuelven más favorables, ya que no

solo se homogenizan las resistividades, sino que los valores de estas son favorables para encontrar unidades favorables, es decir, potenciales para contener humedad. En la parte suroeste del valle se observa un punto muy resistivo, el cual fue asociado a unidades muy compactas y desfavorables, por lo que la parte Este del valle es la que debe ser estudiada más a detalle por ser la que tiene potencial.

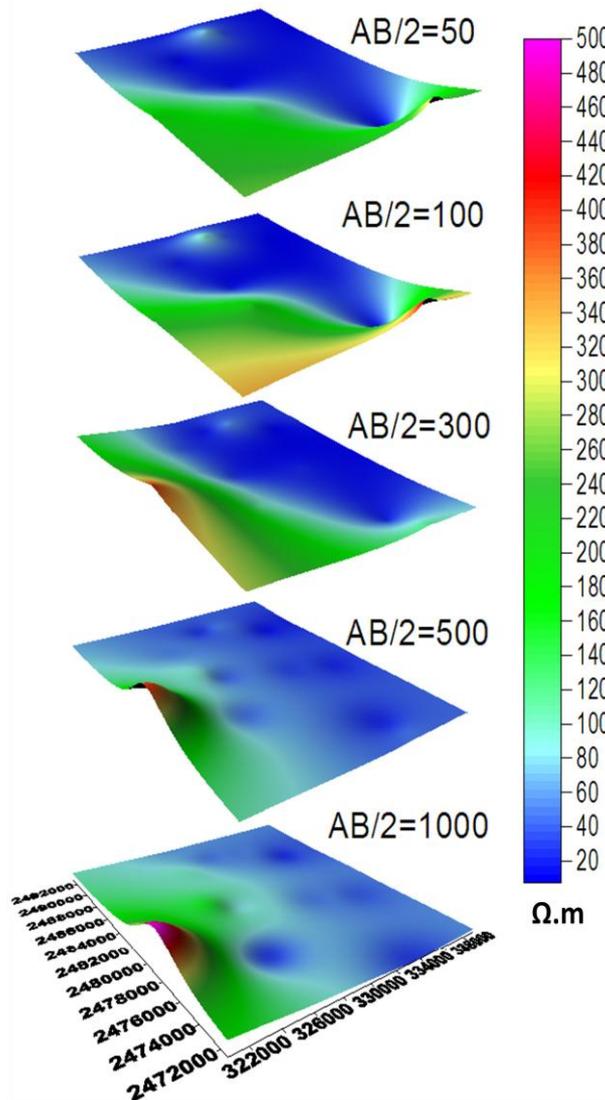


Figura 7.17. Configuración de las resistividades aparentes a diferentes aberturas AB/2.

También se realizaron 6 perfiles de resistividad aparente, 3 en dirección Oeste-Este y 3 en dirección Sur-Norte, los cuales también se emplearon para hacer las interpretaciones de los sondeos; dichos perfiles se muestran en las figuras 7.19 y 7.20.

En las pseudosecciones Oeste-Este se observa que las partes más resistivas se tienen en la parte Oeste del valle. Como muestra la pseudosección 1 hay algunas variaciones muy verticales de resistividad, lo que sugiere cambios laterales en las unidades, esto puede ser debido a fallas o cambios de facies en las unidades. La 3 presenta las resistividades menores, pero también se observan cambios laterales, pero como si tuvieran una tendencia NW-SE. En la pseudosección 6 se aprecia que el Oeste presenta las mayores resistividades del valle, mientras del centro hacia el este se vuelve un poco más homogéneo, solo en el extremo Este donde la parte más superficial tiene valores mayores de resistividad.

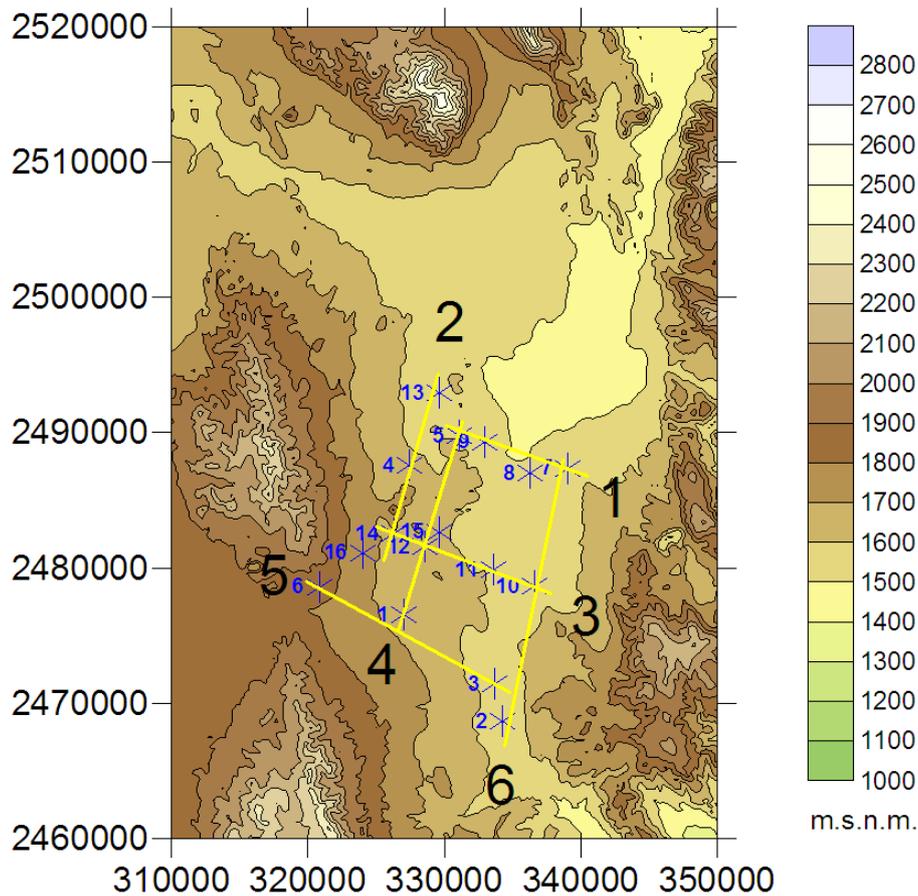


Figura 7.18. Topografía del valle de Villa Hidalgo en metros sobre el nivel del mar, así como la ubicación de los SEV y las pseudosecciones de resistividad aparente que se realizaron con estos.

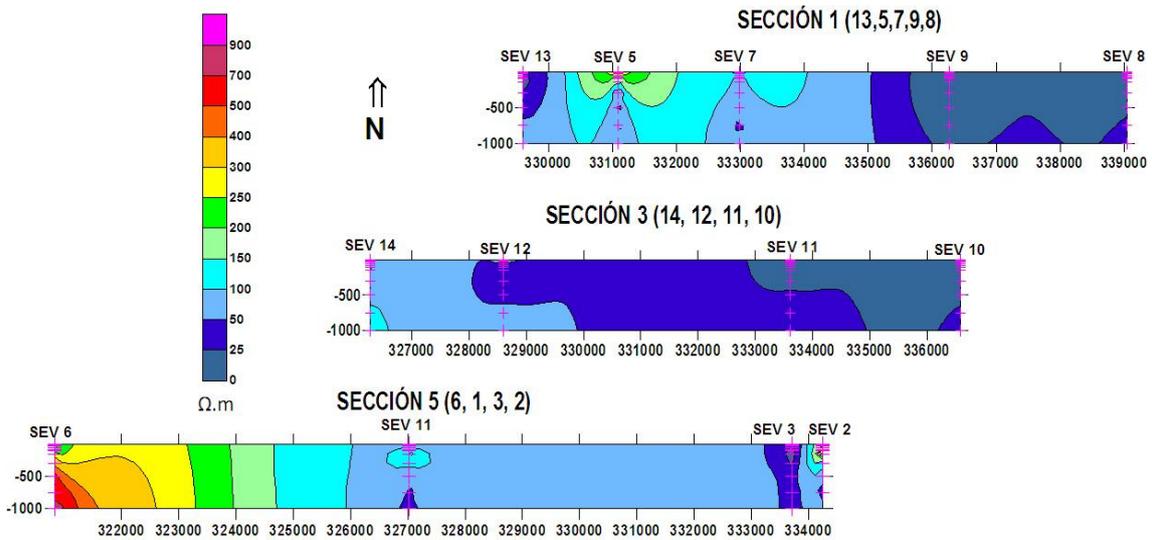


Figura 7.19. Pseudosecciones de resistividad aparente con dirección Este-Oeste.

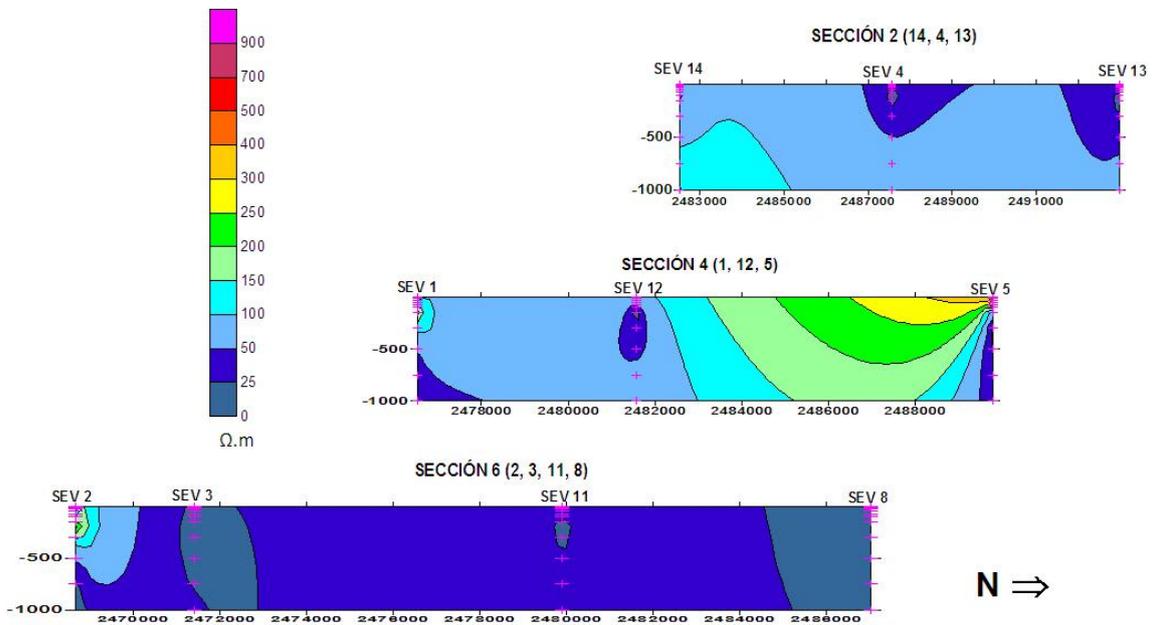


Figura 7.20. Pseudosecciones de resistividad aparente con dirección Sur-Norte.

En las pseudosecciones con dirección Sur-Norte 2 y 6 presentan más homogeneidad que la 4 ubicada al centro del valle, la cual presenta valores altos de resistividad en la parte más superficial, mientras en los extremos los valores son bajos.

Con las configuraciones y las pseudosecciones de resistividad aparente se pudo determinar que la mayor parte del valle presenta bajas resistividades, las cuales son favorables pero la zona este del valle presenta mayores posibilidades acuíferas, ya que las resistividades son menores.

8. PROCESADO E INTERPRETACIÓN AUDIOMAGNETOTELÚRICA

Como se mencionó en el Capítulo 5, se realizaron 12 Sondeos Audiomagnetotelúricos de fuente controlada (CSAMT) empleando un equipo Stratagem Geometrics; dicho equipo trabaja con 3 bandas las cuales funcionan en el rango que se muestra en la Tabla 8.1 la ubicación de los sondeos se muestra en la Figura 8.1.

El dipolo empleado en los sondeos se varió entre 20 y 30m debido a la localización de cada uno, ya que los que se encontraban cerca de poblados presentaban influencia antropogénica en la señal. La Tabla 8.2 muestra las coordenadas de los sondeos y la distancia de su dipolo.

Los sondeos fueron corregidos por corrimiento estático, así como por inducción electromagnética; la primera corrección se hizo basándose en lo establecido por Sternberg et al. (1988), el cual demuestra que al graficar conjuntamente los sondeos se puede apreciar este corrimiento y así hacer la corrección pertinente, adjuntamente a este procedimiento se empleó graficar SEV que se encontraran cercanos a los CSAMT con la misma finalidad (observar el corrimiento).

Se determinó la dimensionalidad del medio haciendo un análisis de la variación entre la variante del transversal magnético y el eléctrico, definiéndose a sí que la mayoría de las unidades geoelectricas son de unidimensionales, aunque se presentan horizontes bidimensionales, por ellos los sondeos fueron interpretados en ambas variantes (Transversal eléctrico y magnético), así como con la invariante, por el método de Occam (Constable et al, 1987) y la inversión de Bostick (Bostick, 1977). Resultando las interpretaciones del método de la invariante las más factibles en este estudio, debido a que las estructuras más importantes son unidimensionales.

Las interpretaciones de las unidades geoelectricas fueron correlacionadas con las obtenidas en los SEV, para generar los perfiles geoelectricos que sirvieron para las interpretaciones geológicas, como se muestra en los resultados.

Banda	Rango de frecuencias	Fuente
1	10 Hz – 1 KHz	Natural
4	500 Hz – 3 KHz	Natural
7	750 Hz – 92 KHz	Controlada

Tabla 8.1. Rangos de frecuencias para las bandas del equipo Stratagem y su tipo de fuente.

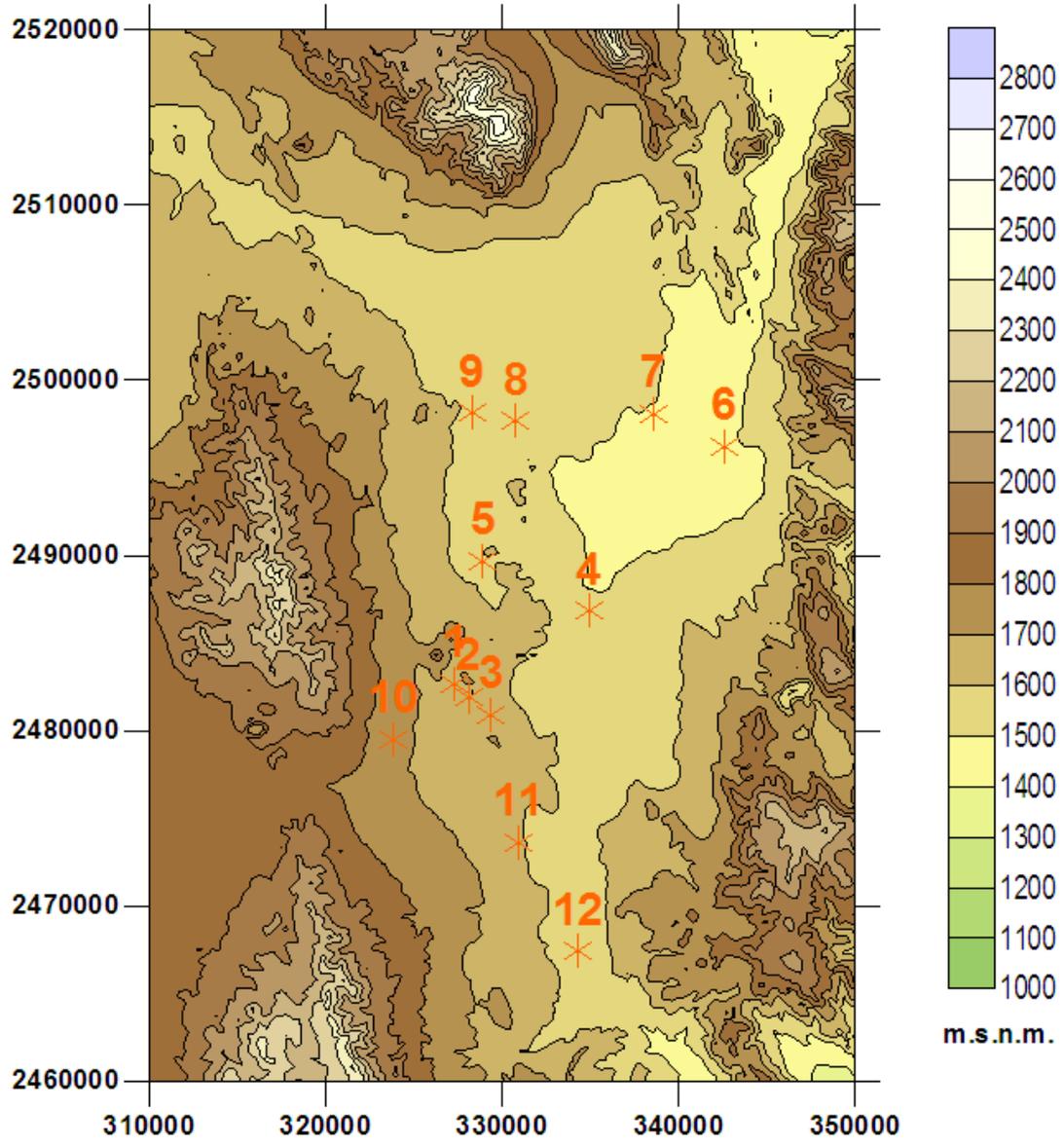


Figura 8.1. Ubicación de los sondeos CSAMT.

SONDEO	X	Y	Z	DIPOLO
1	327306	2482711	1658	30
2	328079	2481938	1649	30
3	329358	2480900	1623	30
4	334904	2486850	1535	30
5	328886	2489721	1594	20
6	342550	2496228	1481	30
7	338543	2498123	1501	30
8	330751	2497694	1532	20
9	328292	2498159	1570	30
10	323835	2479528	1732	20
11	330960	2473610	1624	30
12	334312	2467407	1565	20

Tabla 8.2. Ubicación geográfica de los sondeos CSAMT y abertura del dipolo.

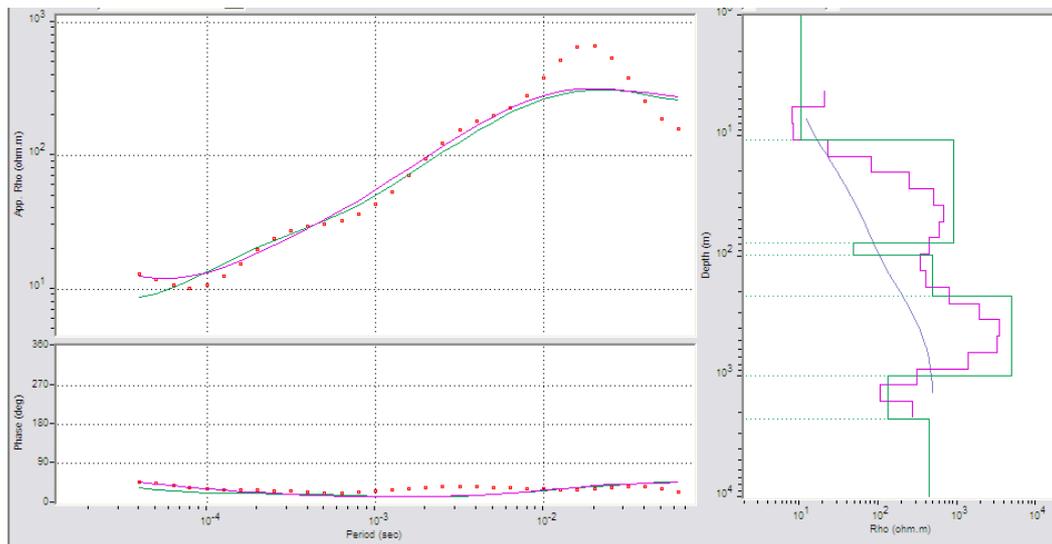


Figura 8.2. Resistividad aparente del sondeo CSAMT 1 y su interpretación empleando la inversión de Occam en morado y Bostick en verde.

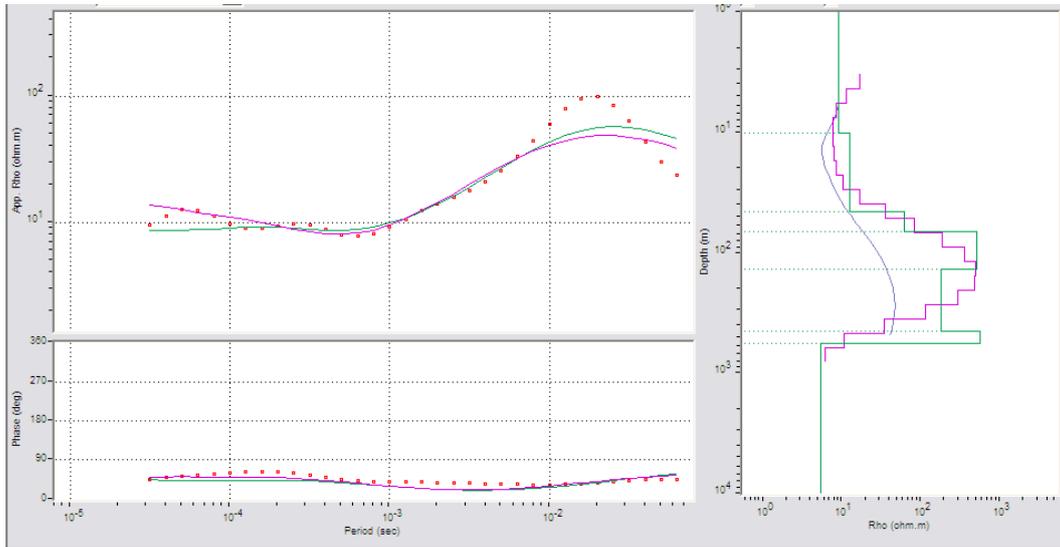


Figura 8.3. Resistividad aparente del sondeo CSAMT 2 y su interpretación empleando la inversión de Occam en morado y Bostick en verde.

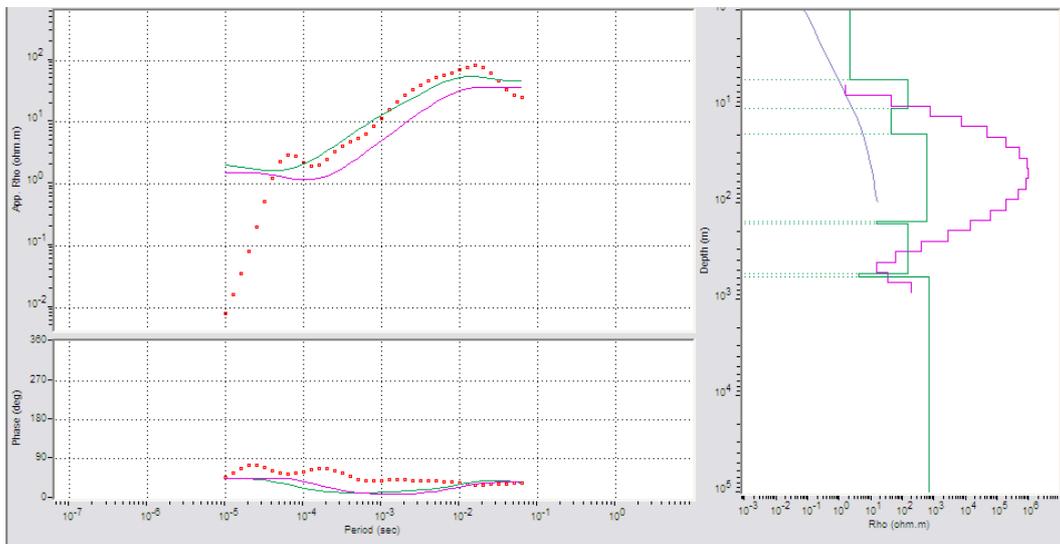


Figura 8.4. Resistividad aparente del sondeo CSAMT 3 y su interpretación empleando la inversión de Occam en morado y Bostick en verde.

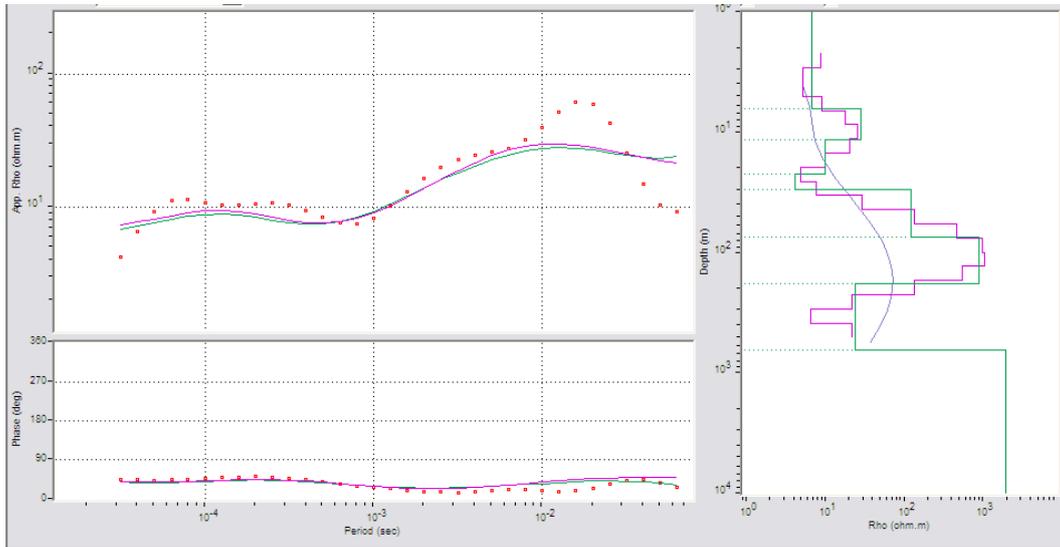


Figura 8.5. Resistividad aparente del sondeo CSAMT 4 y su interpretación empleando la inversión de Occam en morado y Bostick en verde.

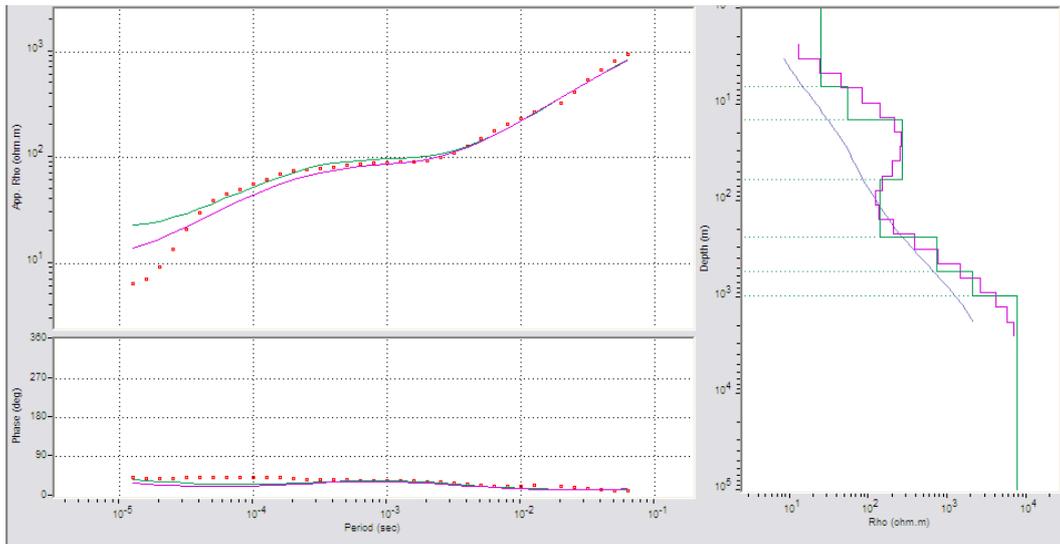


Figura 8.6. Resistividad aparente del sondeo CSAMT 5 y su interpretación empleando la inversión de Occam en morado y Bostick en verde.

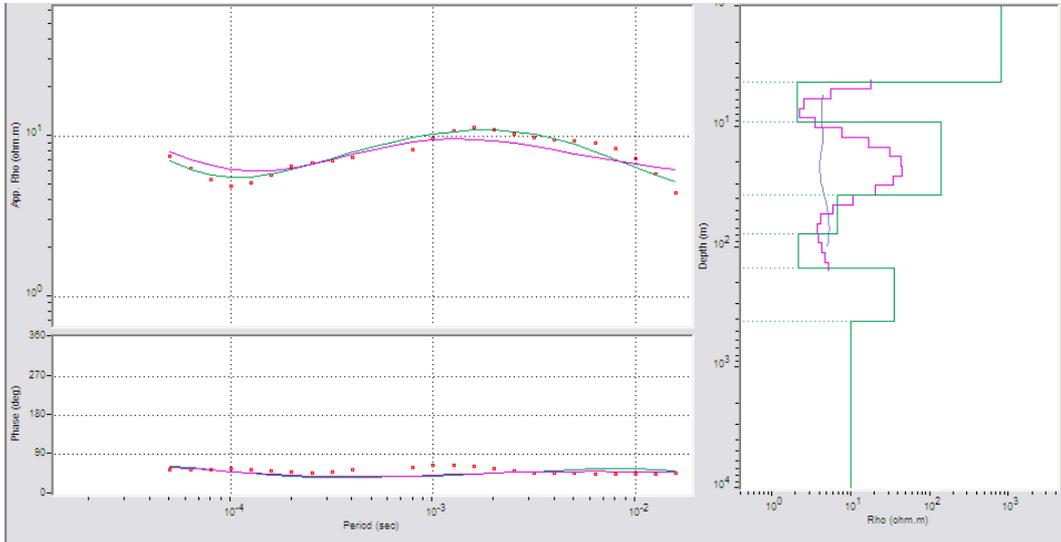


Figura 8.7. Resistividad aparente del sondeo CSAMT 6 y su interpretación empleando la inversión de Occam en morado y Bostick en verde.

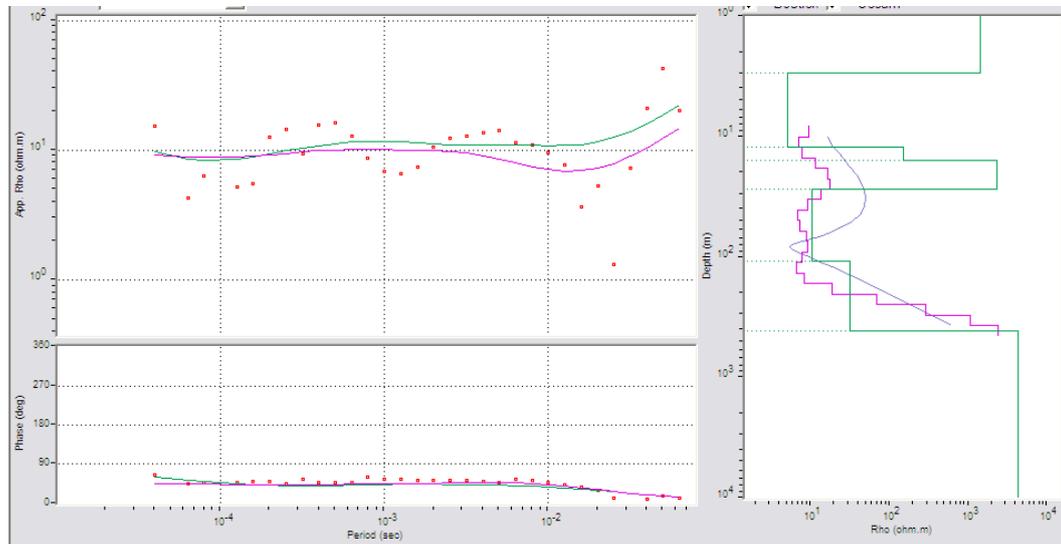


Figura 8.8. Resistividad aparente del sondeo CSAMT 7 y su interpretación empleando la inversión de Occam en morado y Bostick en verde.

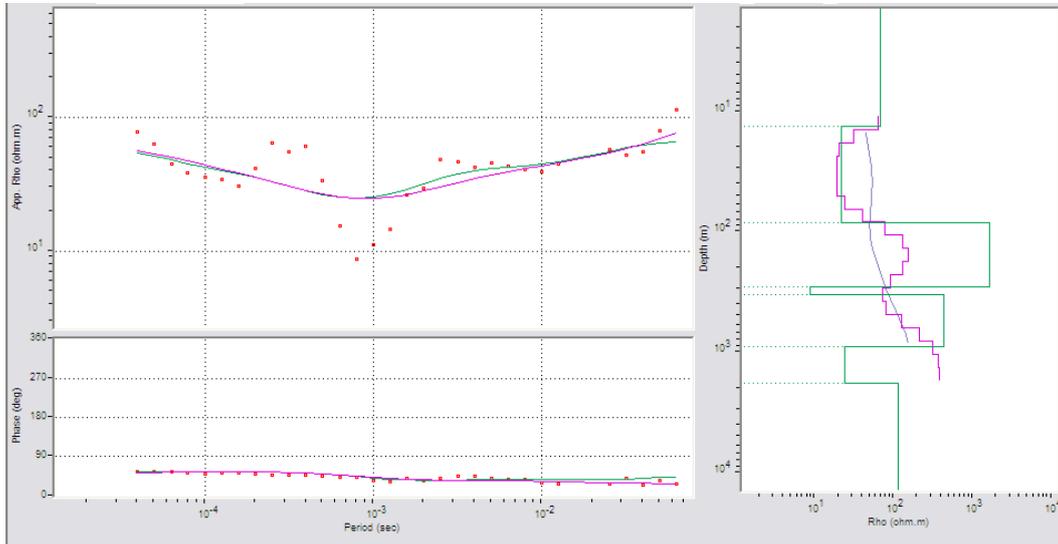


Figura 8.9. Resistividad aparente del sondeo CSAMT 8 y su interpretación empleando la inversión de Occam en morado y Bostick en verde.

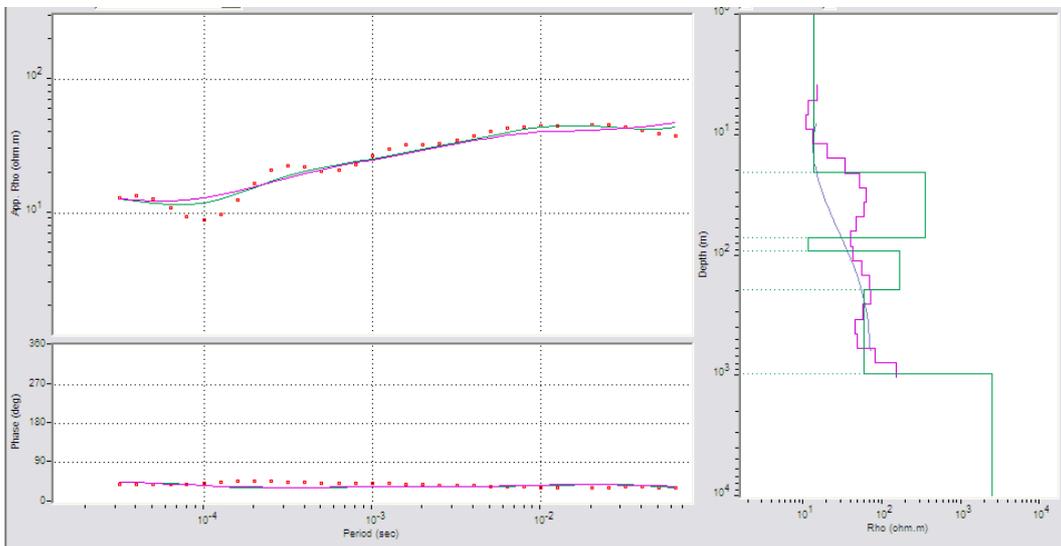


Figura 8.10. Resistividad aparente del sondeo CSAMT 9 y su interpretación empleando la inversión de Occam en morado y Bostick en verde.

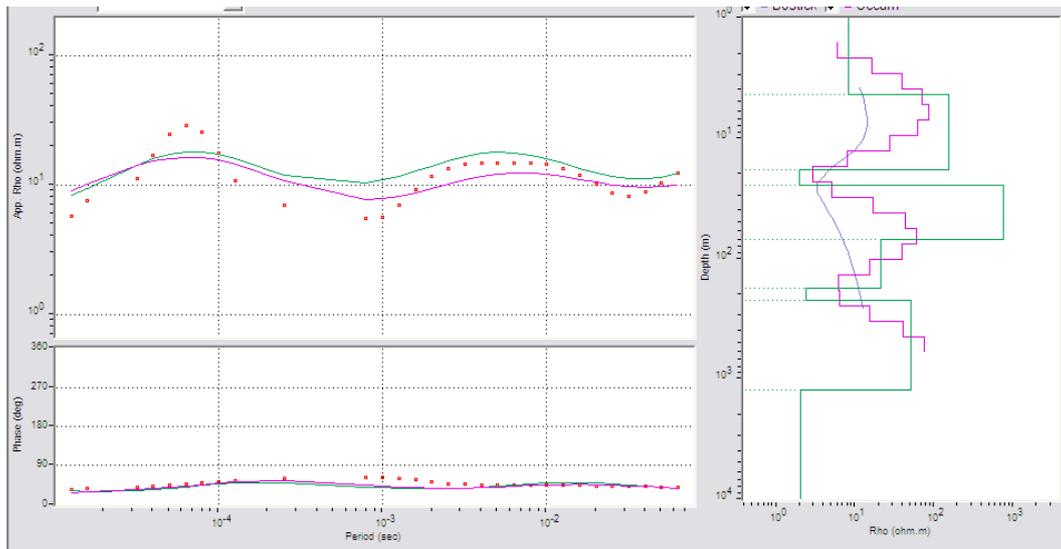


Figura 8.11. Resistividad aparente del sondeo CSAMT 10 y su interpretación empleando la inversión de Occam en morado y Bostick en verde.

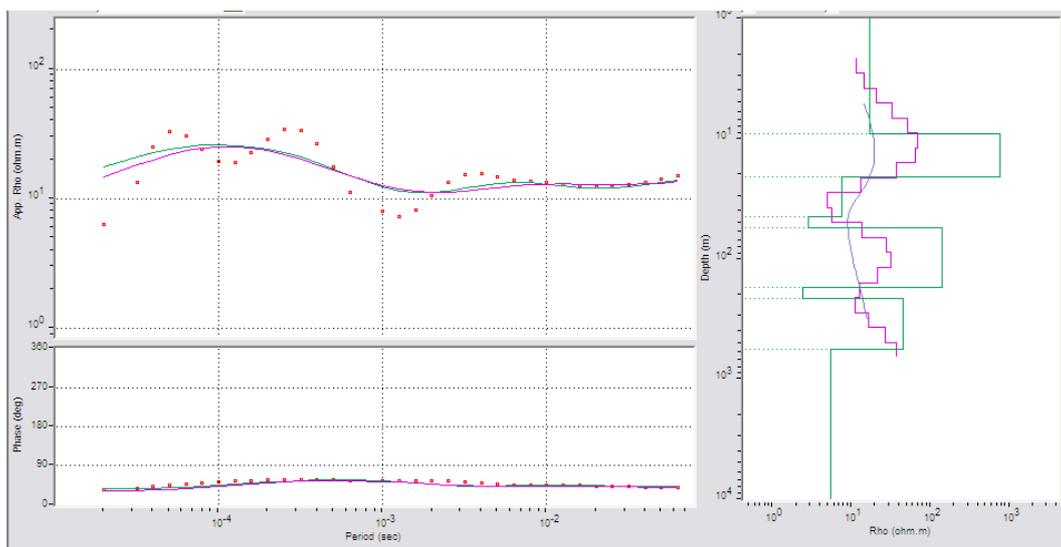


Figura 8.12. Resistividad aparente del sondeo CSAMT 11 y su interpretación empleando la inversión de Occam en morado y Bostick en verde.

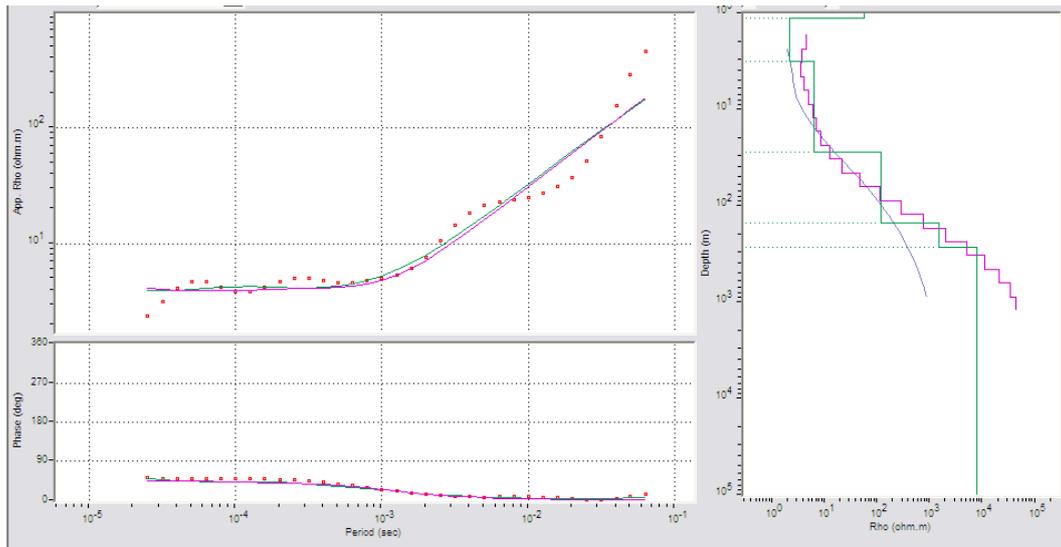


Figura 8.13. Resistividad aparente del sondeo CSAMT 12 y su interpretación empleando la inversión de Occam en morado y Bostick en verde.

9. RESULTADOS

El objetivo de este estudio es determinar las estructuras presentes en el subsuelo partiendo de sus propiedades físicas y de ahí determinar sus posibilidades acuíferas, para ello se realizaron cinco perfiles dentro del valle donde se hizo una correlación de los diferentes métodos geofísicos aplicados en esta tesis.

Dos secciones se realizaron en dirección S-N y tres en dirección W-E, se determinaron los paquetes geoelectríficos empleando los sondeos SEV y CSAMT para esto; posteriormente se hizo una interpretación geológica tomando en cuenta las anomalías magnéticas y la geología conocida de la zona de estudio.

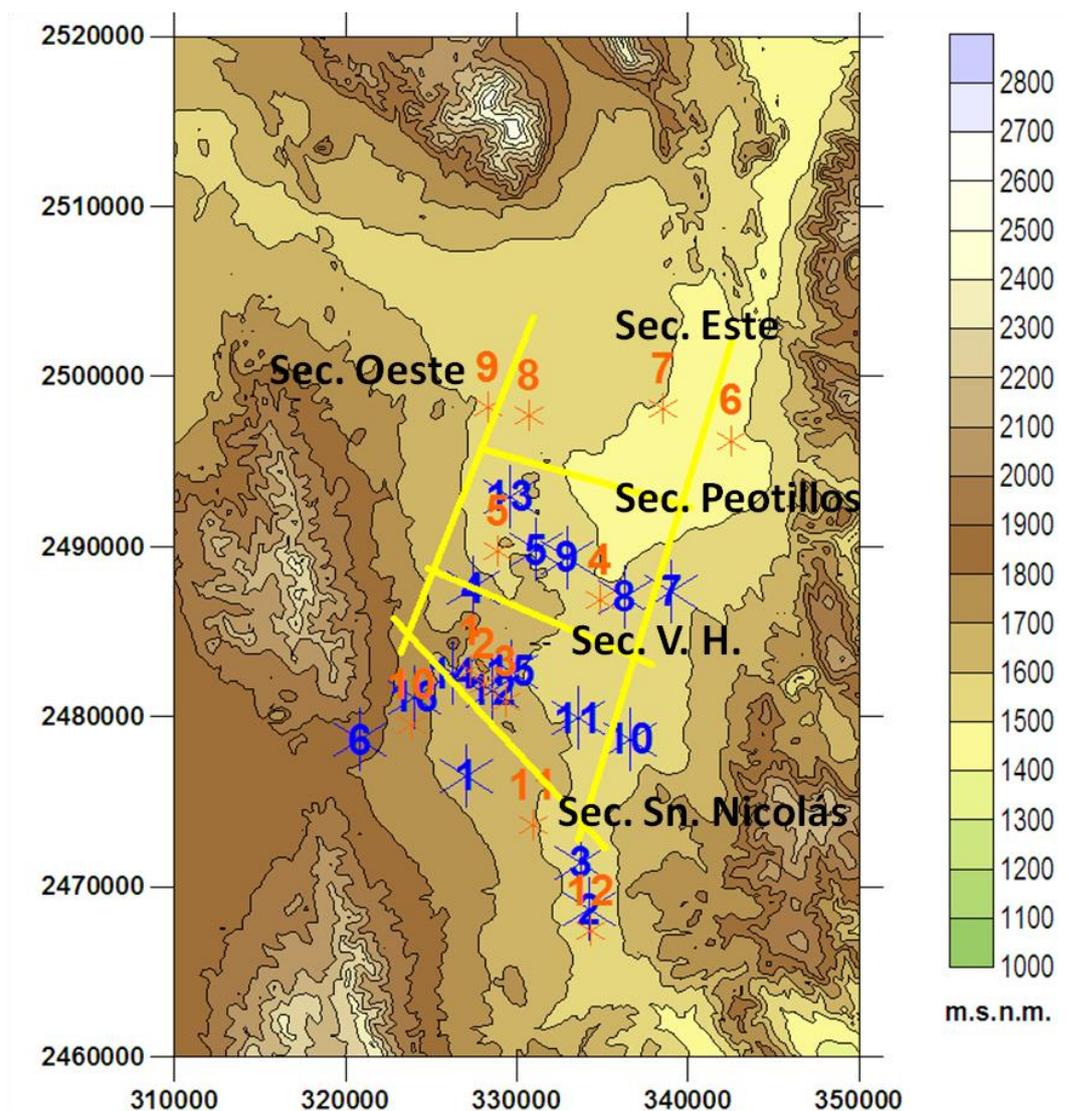


Figura 9.1. Ubicación de las secciones interpretadas empleando los diferentes métodos geofísicos. En color azul se presenta la ubicación de los SEV y en naranja la ubicación de los CSAMT.

La sección Este (Figura 9.2 a)) presenta los 6 dominios geoelectrónicos, donde en la parte Sur se presentan horizontes con una inclinación de aproximadamente 45° hacia el Norte, y una predominancia del dominio III; dicho dominio se encuentra interrumpido por un horizonte de dominio II; en la parte más superficial se encuentran paquetes con resistividades menores, y una parte del dominio IV. La parte central no presenta muchos problemas, ya que se ven continuos los horizontes I, III y IV, con un pequeño horizonte más resistivo del dominio V. Por otra parte la parte norte de la sección se encuentra el dominio I como predominante.

Esta sección fue interpretada como se muestra en la Figura 9.2 b)), donde en la parte sur los horizontes más superficiales se encuentran constituidos por materiales vulcanosedimentarios con derrames de basaltos, los cuales se encuentran sobre un conglomerado que por la geología presente son gravas, las cuales son subyacidas por un horizonte de lutita arenisca, el cual cubre una caliza con buenas posibilidades acuíferas, que fue interpretada como Cz El Abra.

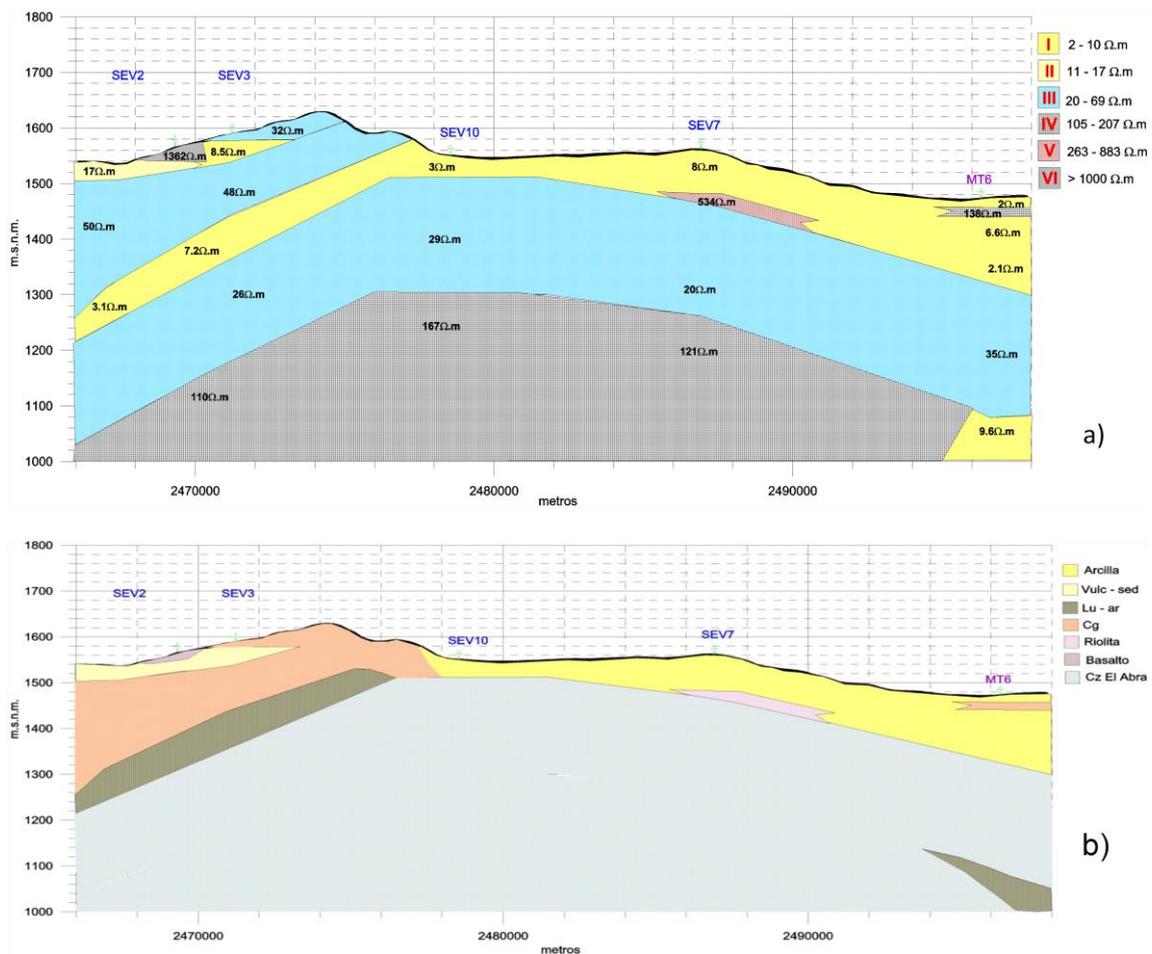
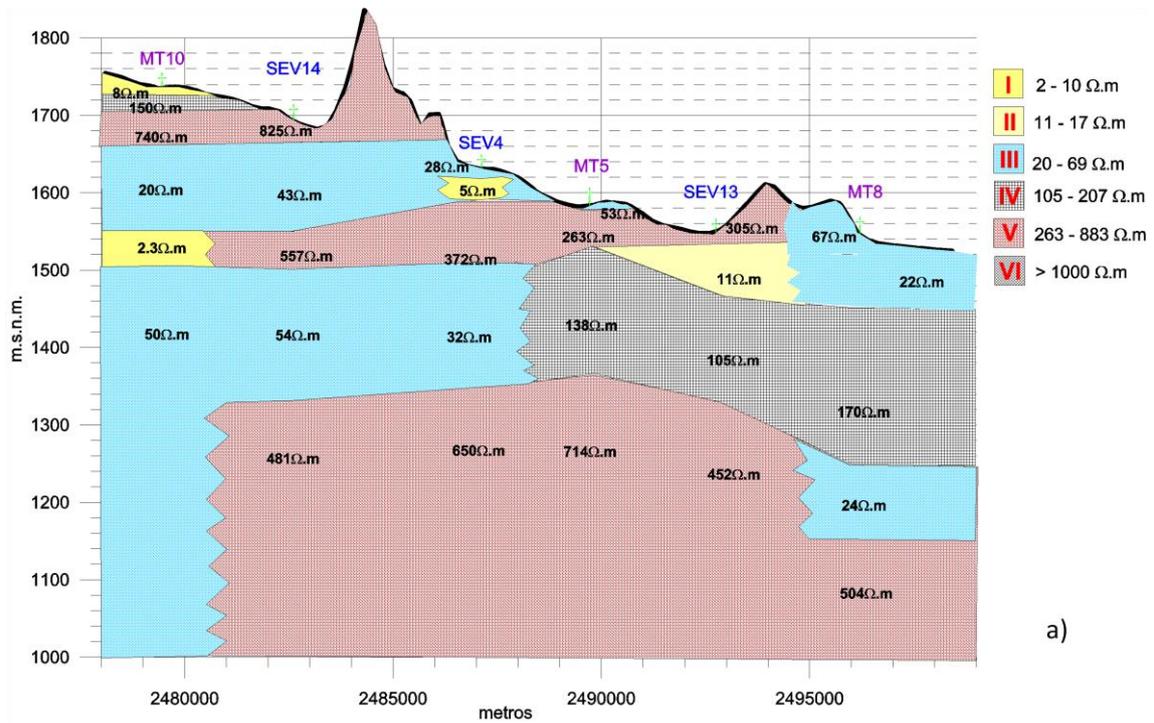


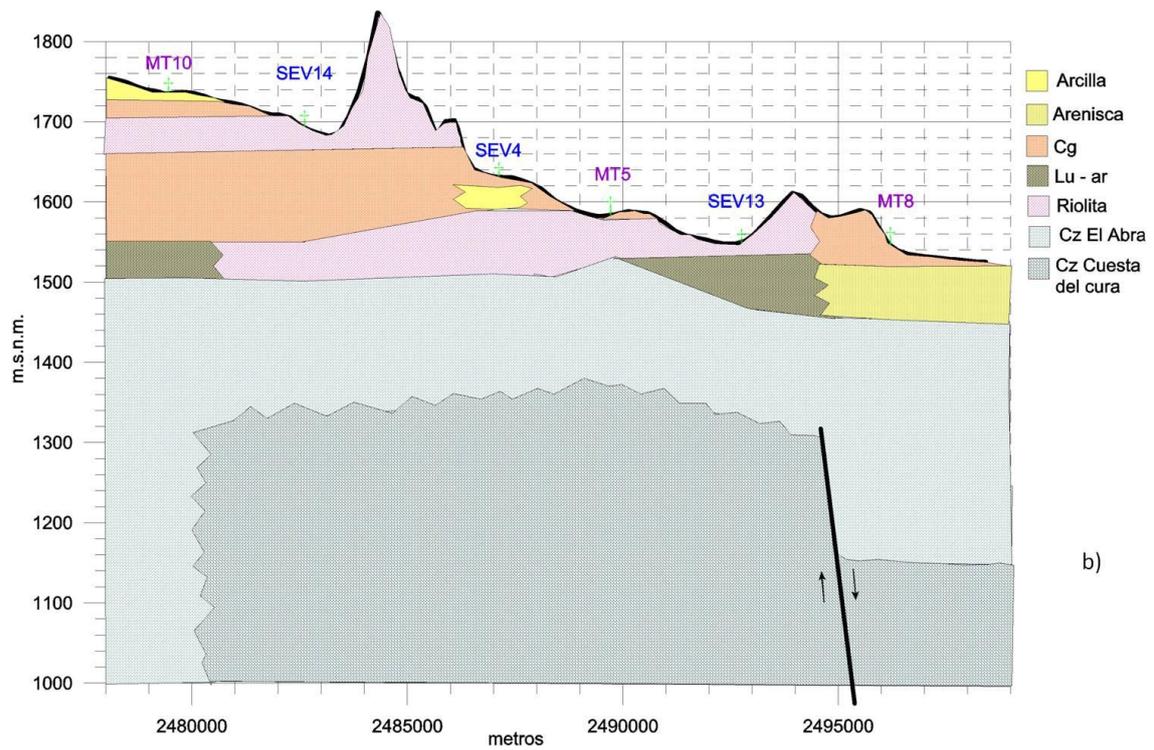
Figura 9.2. Perfil a) geoelectrónico y b) geológico de la sección Este del valle.

El perfil Oeste por su parte presenta en la parte Sur una basamento de resistividades altas, sobre las cuales se vuelve a presentar el dominio III, con un horizonte intercalado de dominio V y pequeños paquetes de dominio I. La parte superficial se encuentra una secuencia de horizontes de dominios I, IV y V. Hacia la parte norte el dominio III se vuelve más resistivo cambiando a dominio IV, el cual es subyacido por el dominio V y III más al norte. También se puede apreciar que en la parte norte los horizontes más superficiales se encuentran dominados por el dominio III, como se observa en la Figura 9.3 a).

La interpretación geológica de la sección Oeste se muestra en la Figura 9.3 b), donde se puede apreciar una secuencia de horizontes sedimentarios intercalados con paquetes de riolita y algunos remanentes de arenisca y lutita arenisca, los cuales son subyacidos por la caliza El Abra y esta a su vez por la Formación Cuesta del Cura. En la parte norte se presentan varias discordancias, así como una falla normal, donde el bloque norte es el que ha caído.



a)

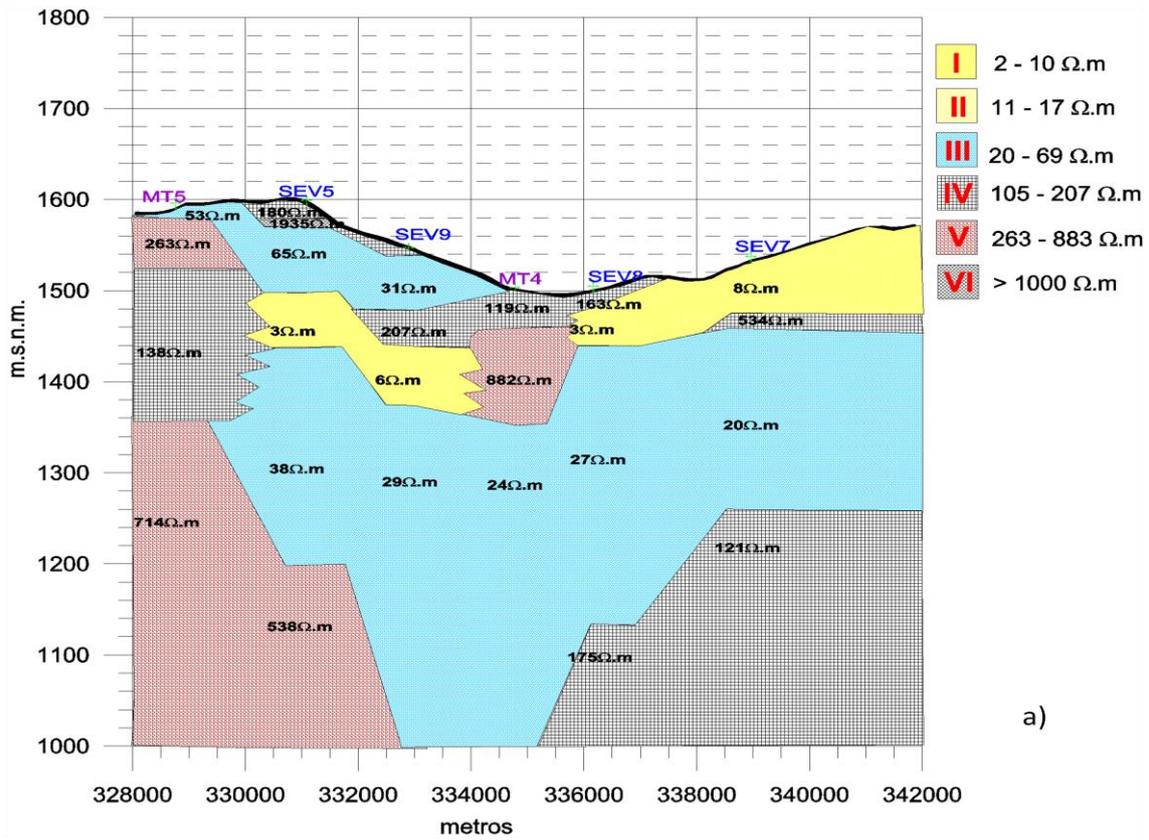


b)

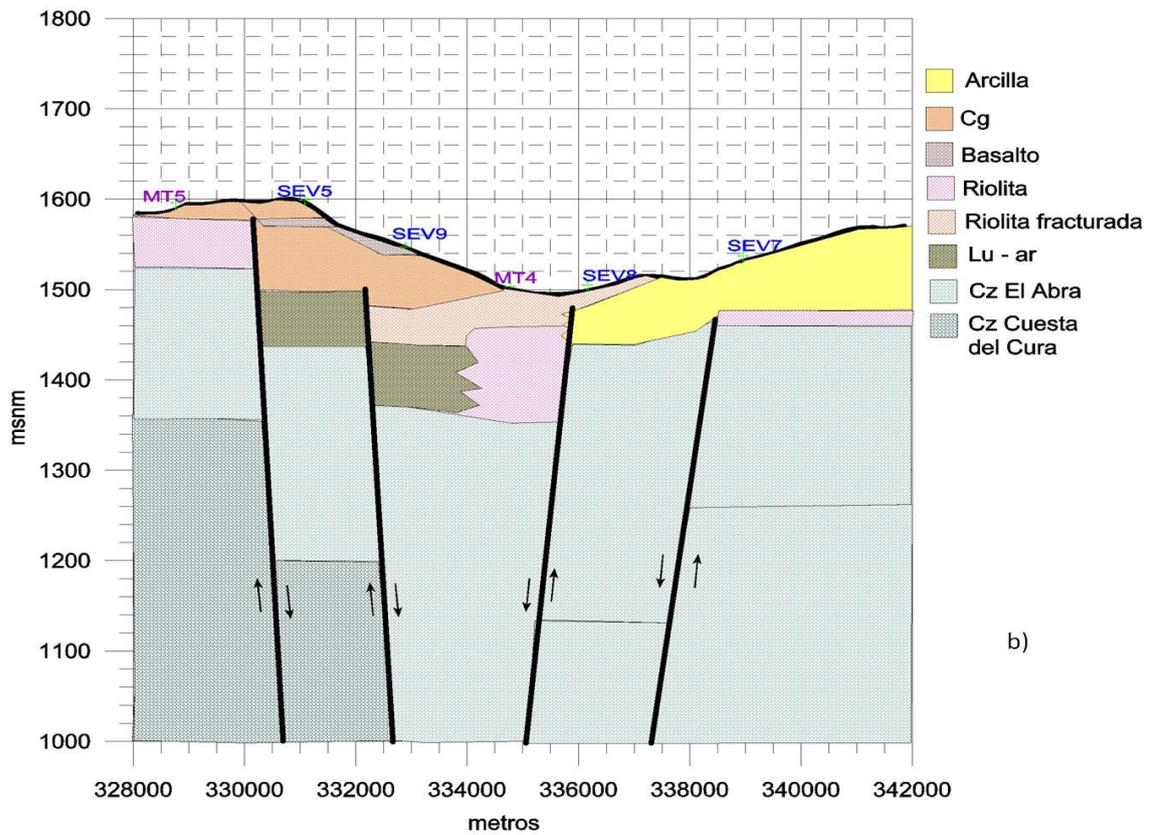
Figura 9.3. Perfil a) geoelectrico y b) geologico de la seccion Oeste del valle.

En la sección de Peotillos se observa que la parte superficial de la zona Oeste se encuentra una secuencia del dominio III, V, IV y V, donde los dominios III y V parecen caer en forma escalonada conforme se avanza hacia el Este, donde en la parte central se aprecia un cambio de dominio I a V, sobre estos se puede observar el dominio IV, el cual cambia a dominio I al extremo Este, como muestra la Figura 9.4 a).

Por la forma escalonada que tienen los horizontes en el perfil de Peotillos y corroborando con el perfil de magnetometría terrestre, esto se ha interpretado como un graben compuesto por cuatro fallas normales, dos al Este y dos al Oeste dentro de la caliza, el cual está relleno por lutita arenisca, riolitas y conglomerados en la parte centro y Oeste, mientras en la parte Este se encuentra relleno por arcillas.



a)

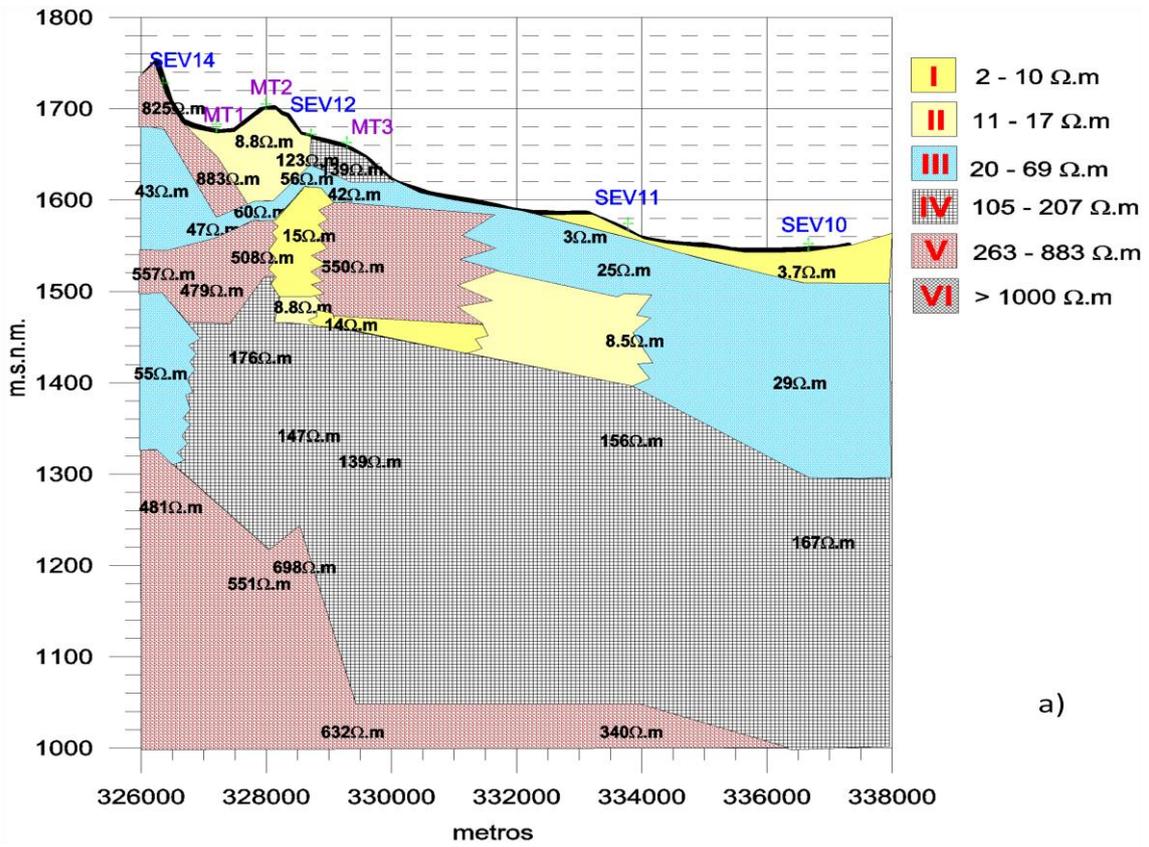


b)

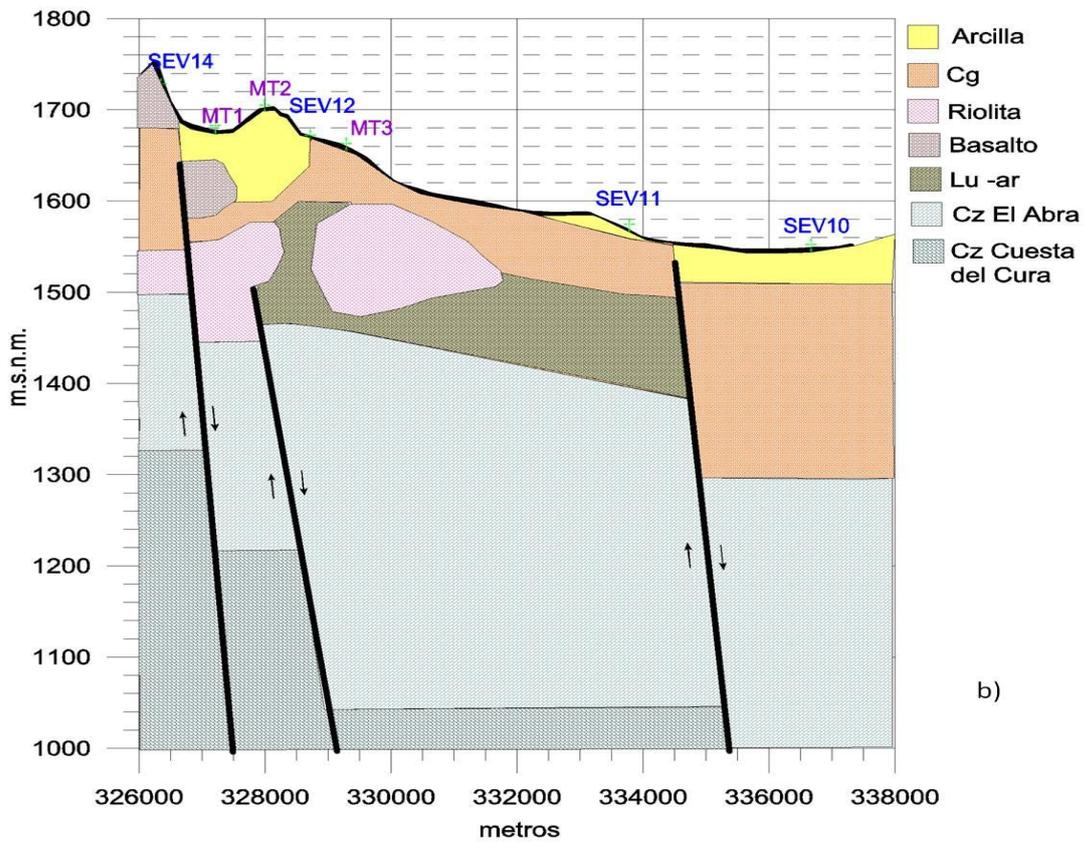
Figura 9.4. Perfil a) geoelectrico y b) geológico de la sección de Peutillos.

La sección correspondiente a Villa Hidalgo, es la que presenta más complejidad en su perfil geoelectrico como se observa en la Figura 9.5 a); donde la parte Oeste presenta una predominancia del dominio V y III, los cuales son interrumpidos por los dominios I, III y IV. Hacia la parte central y hacia el Este se presentan horizontes de mayores dimensiones del dominio IV y III.

Haciendo una correlación con el perfil magnético terrestre se interpretaron 3 fallas normales en el perfil de Villa Hidalgo como muestra la Figura 9.5 b), donde los bloques van cayendo hacia el Este. En el basamento nuevamente se encuentra la caliza, sobre la cual se tienen riolitas, las cuales subyacen un conglomerado en la parte oeste; en la parte central se tiene un paquete de lutita arenisca subyaciendo a las riolitas y al conglomerado, mientras que en la parte Este solo se tiene una secuencia de arcillas, conglomerado y caliza en el basamento.



a)

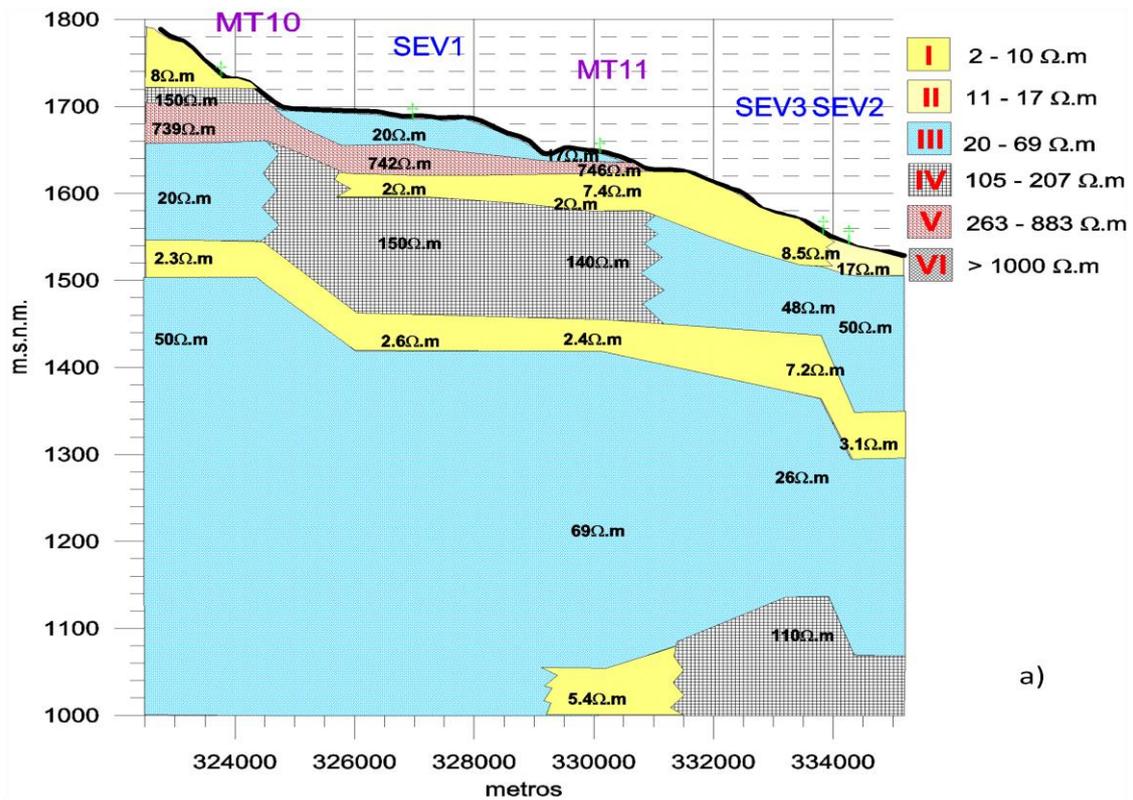


b)

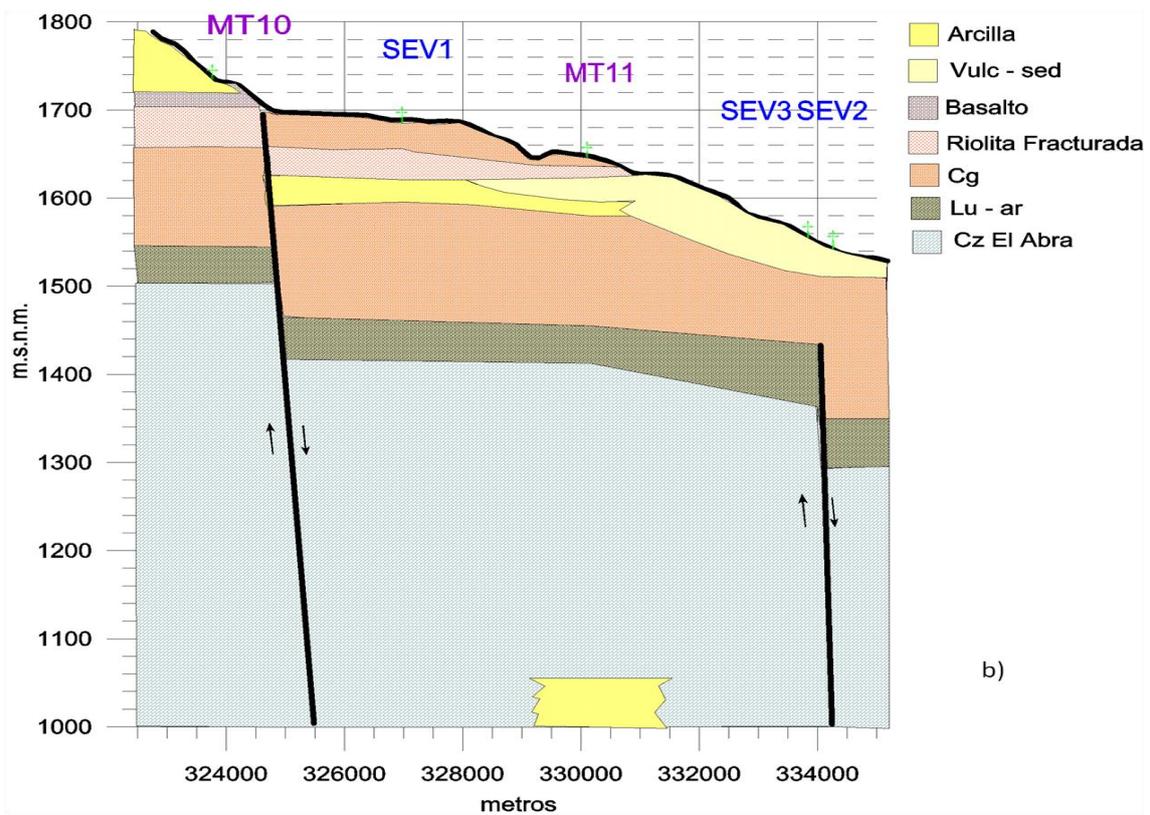
Figura 9.5. Perfil a) geoelectrico y b) geologico de la seccion de Villa Hidalgo.

En la parte sur del valle se encuentra el perfil de Sn. Nicolás el cual se aprecia en la Figura 9.6, en el a) podemos ver su interpretación geoelectrica, donde nuevamente vemos que el dominio III es el predominante a lo largo de la sección, sobre el cual se observa un horizonte continuo del dominio I, el cual subyace al dominio III, que cambia su resistividad en la parte central, pero continua con espesores de 100m. En la parte Oeste se aprecia un horizonte resistivo que pertenece al dominio V, el cual desaparece al Este, en la parte central es subyacido por un horizonte del dominio I y II.

Al igual que en la sección de Villa Hidalgo, la sección de Sn Nicolás presenta tres fallas normales, donde los escalones caen hacia el Este. Esta sección presenta horizontes de arcilla, basalto, riolitas fracturadas, lutita arenisca y caliza en la parte Oeste, en la parte central esta secuencia cambia a conglomerados, riolitas fracturadas, arcilla y material vulcanosedimentario conglomerado, lutita arenisca y caliza, el cual continúa hacia el Este, como muestra la Figura 9.6 b).



a)



b)

Figura 9.6. Perfil a) geoelectrico y b) geologico de la seccion de Sn. Nicolás.

En base a los métodos geofísicos empleados y conociendo las propiedades físicas de las rocas se realizó el mapa de unidades hidrogeológicas que se muestra en la Figura 9.7, donde se puede observar que las partes más favorables del valle se encuentran en la periferia, lo que da una idea de que el acuífero se recarga en estas partes, mientras que en el centro del valle predominan unidades poco favorables. En la parte Oeste del Valle lo que corresponde a la Sierra del Coro es donde se tiene las unidades desfavorables, las cuales sirven como roca sello al acuífero profundo presente en las caliza El Abra como ocurre en la sección de Sn. Nicolás.

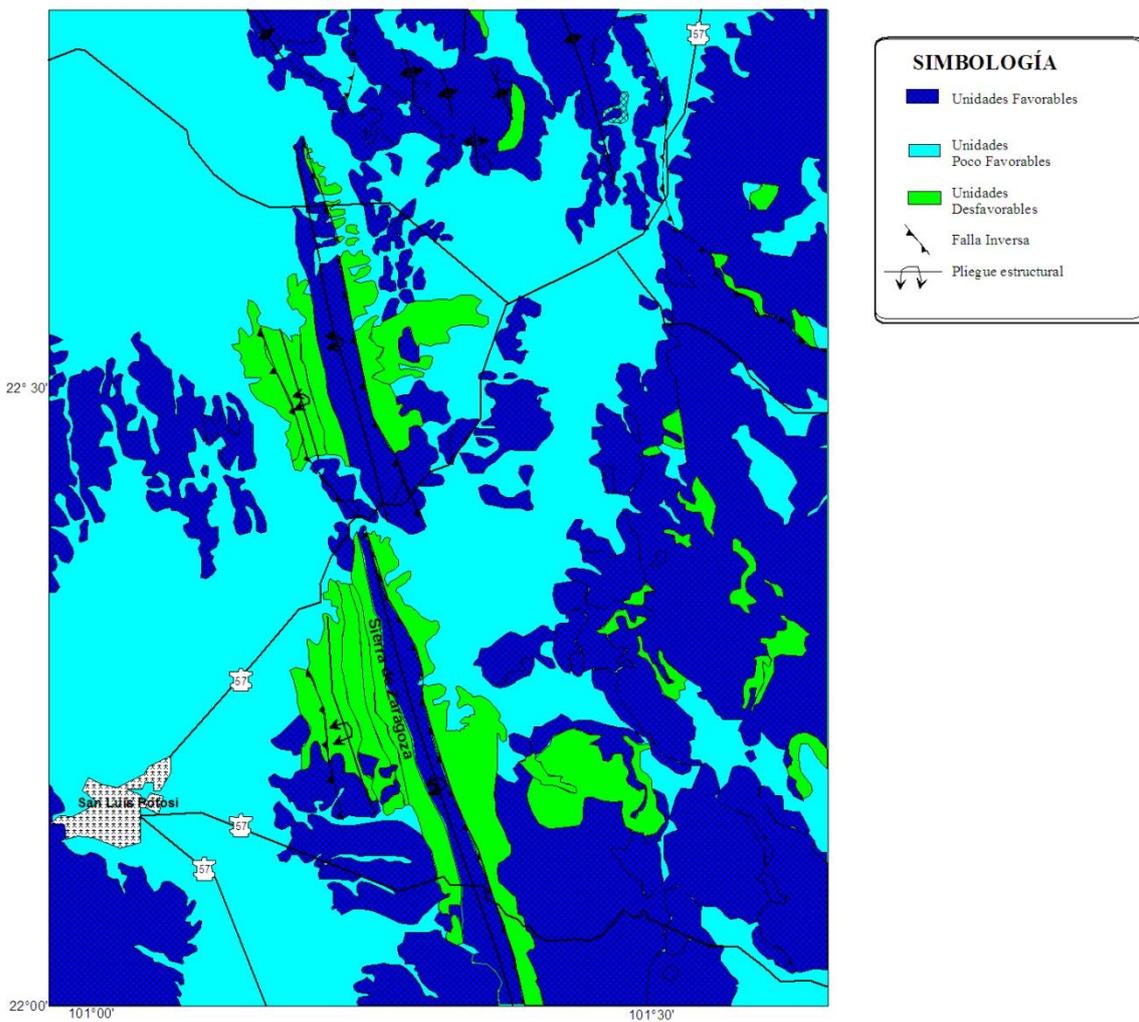


Figura 9.7. Mapa de unidades hidrogeológicas del valle de Villa Hidalgo

10. CONCLUSIONES

Las rocas más favorables para contener humedad son aquellas que presentan resistividades bajas (entre 20 y 200 Ω .m en este caso) así como susceptibilidades magnéticas negativas como se presentan en las rocas calizas o respuestas magnéticas de frecuencias y amplitudes altas que indican fracturamiento, como sucede con los conglomerados y rocas ígneas fracturadas.

El Valle de Villa Hidalgo presenta una secuencia de rocas ígneas en unos casos fracturadas, intercaladas con materiales de acarreo como conglomerados, los cuales son favorables para contener agua debido a sus bajas resistividades con espesores de 100 metros en promedio; sin embargo este estudio busca un acuífero con mayor potencial para que el recurso hídrico pueda ser exportado a la capital del Estado, dicho acuífero fue encontrado a profundidades de 300 metros en la parte Sur del Valle, 350 metros en la parte central y 100 metros en la parte norte, con espesores que van de 200 metros (en la parte Oeste de Villa Hidalgo) a 500 metros o más en el centro del valle y hacia el norte, por lo que se piensa puede ser explotado para enviarlo a la capital.

La zona más recomendable para hacer métodos directos es al Este de la sección de Peotillos, ya que es donde se tienen los mayores espesores y se encuentra más superficial la unidad favorable.

En la metodología empleada la combinación de varios métodos geofísicos ha sido una muy buena herramienta para la definición de estructuras en el subsuelo, generando una buena caracterización del medio, lo cual es esencial para definir las características hidrogeológicas del valle.

11. RECOMENDACIONES

Este estudio se puede extender haciendo una mayor cantidad de sondeos para hacer una mejor definición de estructuras y fallas que pudieron ser omitidas en este estudio debido a la interpolación entre sondeos.

Se recomienda hacer un estudio de la calidad del agua, debido a que el hecho de encontrar grandes cantidades del recurso no significa que este sea de buena calidad.

12. REFERENCIAS

Bahr, K., 1988. Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: Regional induction and local telluric distortion, *Geophysics.*, 62, pp 119–127.

Bahr, K. 1990. Geological noise in magnetotelluric data: a classification of distortion types. *Physics. Earth Planet. Inter.* 66, pp 24-38.

Baranov, V., Naudy, H., 1964. Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole. *Geophysics.* 29, pp 67-79.

Bostick, F. X., 1977. A simple almost exact method of magnetotelluric analysis. *In: Ward, S., Ed., Workshop of Electrical Methods in Geothermal Exploration, Univ. of Utah Res. Inst., U. S. Geol. Surv. Contract 14-08-0001-g-359.*

Cagniard, L. 1953. Basic theory of the magneto-telluric method of geophysical prospecting. *Geophysics*, 18, pp 605-635.

Campbell, W. C., 1997, *Introduction to geomagnetic fields: Cambridge University Press.*

Cantos, J. (1974) *Tratado de Geofísica Aplicada.* Pp 5-33, 105-175, 379-433.

Carrillo J. 1971. La Plataforma Valles-S. L. P. Bol. AMGP. Vol.XXIII Nos. 1-6.

CNA (1997) *Actualización del marco geológico del subsuelo del Valle de San Luis Potosí*

CNA (2000) *Reglas de Organización y Funcionamiento de los Consejos de Cuenca.*

CNA (2002) *Determinación de la Disponibilidad del Agua en el Acuífero de San Luis Potosí. Informe Inédito, 26pp.*

CNA (2005) *Estudio Técnico del Acuífero 2411 San Luis Potosí.*

Constable, S. C., R. L. Parker and C. G. Constable, 1987. Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophys.*, 52, pp 289-300.

Custodio, E. 1992. Coastal aquifer salinization as a consequence of aridity: the case of Amurga phonolitic massif, Gran Canaria Island.

Dobrin, M. B., 1952. *Introduction to Geophysical Prospecting.* McGraw-Hill Book Company, Inc. pp. 1-12, 103-175, 286-314.

Dobrin, M.B. and Savit, C.H., 1988, Introduction to Geophysical Prospecting, fourth edition, McGraw-Hill, 630 pp.

Fraser, D.C., Fuller, B.D., Ward S.H., 1966: Some numerical techniques for application in mining exploration. *Geophysics*, v.31, no. 6, pp. 1066-1077.

Garcia, X. and Jones, A. G. 2002. Atmospheric sources for Audio-magnetotelluric (AMT) sounding. *Geophysics*. 67. pp 448-458.

Geometrics, 2000. Operation manual for stratagem systems running IMAGEM ver. 2.16. Electromagnetic Instruments. 38pp.

Griffiths, D. H., King, R. F., 1965. Applied Geophysics for Geologists & Engineers. The Elements of Geophysical Prospecting. University of Birmingham. Pergamon Press. pp. 1-5, 70-117, 166-187.

Groom, R. W.; Bailey. R. C., 1989. Descompositon of Magnetotelluric Impedance Tensor in the presence of Local 3-D Galvanic Distortion. *Journal of Geophysical Research* N° B-2, pp 1913-1925.

Groom, R. W.; Bailey. R. C., 1989. Analytical Investigations of the effects of Near-Surface Three-Dimensional Galvanic Scatterers on MT Tensor Descompositons: *Geophysics*. 56, pp 496-518.

Heim, A., 1940, The front ranges of Sierra Madre Oriental, México, from Ciudad Victoria to Tamazunchale: *Ecologiae Geologicae Helveticae*, 33(2), pp 313-352.

Henderson Roland G. Zietz Isidore, 1949. The Upward Continuation of Anomalies in Total Magnetic Intensity Fields. *Geophysics* 14, 517.

Iakubovskii, I.U. V., Liajov, L. L., 1980, Exploración Eléctrica, Ed. Reverté.

Jones A. G., 1988. Static shift of magnetotelluric data and its removal in a sedimentary basin environment. *Geophysics*. 53, pp 967-978.

Kelly, W. A. 1936, Geology of the mountains bordering the valleys of Acatita and Las Delicias: *Geol. Soc. America, Bull*, 47, pp 1009-1038.

Langel, R.A., and W. J. Hinze, 1998, The magnetic field of the Earth's lithosphere: The satellite perspective: Cambridge University Press.

López-Doncel, R., 2003. La Formación Tamabra del Cretácico Medio en la porción central del margen occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, centro-noreste de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 20, pp 1-19.

López-Ramos, E., 1982. Geología de México Tomo II. 3ª. Edición.

Madden, T.; Nelson, P., 1964. A defense of Cagniard's magnetotelluric method, ONR. Rept, NR 371-401, Geophysics. Lab, MIT.

Marquardt, D. W., 1963. An algorithm for least-square estimation of non-linear parameters. J. SIAM. 11, pp 431-441.

Martínez Pérez J., 1972, Exploración Geológica del Área de Estribos San Francisco, S. L. P., Bol. AMGP, Vol XXIV, Nos. 7-9.

Martínez-Ruiz, V.J. 1989. Estudio Geohidrológico del Valle de Villa Hidalgo, Estado de San Luis Potosí. Instituto de Geología, U. A. S. L. P., Folleto Técnico No. 111. 24 pp.

Myers, R. L., 1968. Biostratigraphy of the Cardenas formation (Upper Cretaceous) San Luis Potosí, México. Paleontología Mexicana, 24, pp 1-89.

Nabiaghian, M.N. 1972. The analytic signal of two- dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: its properties and use for automated interpretation. Geophysics 37, pp 507-517.

Nabiaghian, M.N. 1974. Additional comments on the analytic signal of two dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. Geophysics 39, pp 85-92.

Nabighian, M. N., Grauch, V. J. S., Hansen, R. O., La Fehr, T. R., Li, Y., Peirce, J. W., Phillips, J. D., and Ruder, M. E., 2005. The historical development of the magnetic method in exploration. Geophysics, 70, pp 33ND – 61ND.

Orellana E, Mooney, H. M., 1966. Tablas y curvas patrón para sondeos eléctricos verticales sobre terrenos estratificados. Interciencia Madrid.

Park, S. K., Orange, A. S., and Madden, T. R., 1983, Effects of threedimensional structure on magnetotelluric sounding curves: Geophysics, 48, pp 1402-1405.

Peña, F., 2006, Abasto de agua a la ciudad de San Luis Potosí, *en* Barkin, D. (ed.), La Gestión del Agua Urbana en México: Mexico, Universidad de Guadalajara, pp 249-264.

Rodi, W.; Mackie, R., 2001. Nonlinear conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion. Geophysics, 66, pp. 174–187.

Roest, W. R., J. Verhoef, and M. Pilkington, 1992, Magnetic interpretation using the 3-D analytic signal: Geophysics, 57, pp 116–125.

Smith, R.S., Salem, A., and Lemieux, J., 2005, An enhanced method for source parameter imaging of magnetic data collected for mineral exploration: *Geophysical Prospecting*, 53, pp 655–665.

Seegerstrom Kenneth, 1961. *Geología del Sureste del Estado de Hidalgo y del Noreste del Estado de México*. Bol. AMGP. 13, pp 147-168.

Smith J. T.; Broker J. R., 1991. Rapid Inversión of two and three Dimensional Magnetotelluric data. *J. Geophysics*, 96, pp 3905-3922.

Sternberg, B. K.; Washburne, J. C. and Pellerin, L., 1988. Correction for static shift in magnetotellurics using transient electromagnetic sounding. *Geophysics* 53, pp 1459-1468.

Swift, C. M., 1967. A magnetotelluric investigation of an electrical conductivity anomaly in the southwestern United State. Tesis Doctoral, M. I. T.

Tarling, D. H., 1983. *Paleomagnetism, Principles and applications in geology, geophysics and archeology*. Chapman and Hall. 379 pp.

Telford, W. M., Geldart, L.P., Sheriff, R. E., 1990. *Applied Geophysics*. Cambridge. 770 pags.

Tinajero-Gonzalez, J. A. 1985. *Apuntes de Aspectos Fundamentales en el Estudio Del Agua Subterránea (Geohidrología)*. Facultad de Ingeniería. U. N. A. M.

Torres-Verdin, C., 1991, *Continuous profiling of Magnetotelluric Fields*: Ph. D thesis, Univ. of California Berkeley.

Tovar, J. C., 1964, *Geología de la Sierra de la Silla*. UNAM. Facultad de Ingeniería (inédito).

Vozoff, K., 1972. The Magnetotellúric method in the exploration of sedimentary basins. *Geophysics*, 37, pp 98-141.

Weidelt, P., 1972. The inverse problem of geomagnetic induction. *Zeitschrift fur Geophysics*, 38, pp 257-289.

White, D. E. y González, R. J., 1946, *San José Antimony Mines near Wadley, State of S. L. P.*, U. S. Geological Survey, Bull. 946-E.

Wilson, B. W. Hernández, J. P. y Meave, T. E., 1955. Un banco calizo del Cretácico en la parte oriental del Estado de Querétaro: *Bol. Soc. Geo. Mexicana*. 18, pp 1-10.

<http://web.usal.es/javisan/hidro>

http://www.fomento.es/MFOM/LANG_CASTELLANO/DIRECCIONES_GENERALES/INSTITUTO_GEOGRAFICO/Geofisica/Geomagnetismo/campomag.htm