



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

POSGRADO EN CIENCIAS APLICADAS

**“Caracterización geofísica de ambientes cársticos,
caso: Poljé de Joya de Luna, San Luis Potosí, México”**

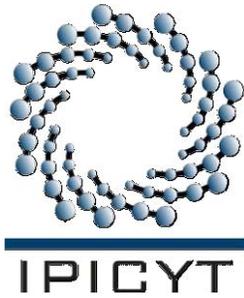
Tesis que presenta
Fred Yoan Pérez Corona

Para obtener el grado de
Maestro en Ciencias Aplicadas

En la opción de
Ciencias Ambientales

Director de la Tesis:
Dr. Héctor López Loera

San Luis Potosí, S.L.P., Marzo de 2011



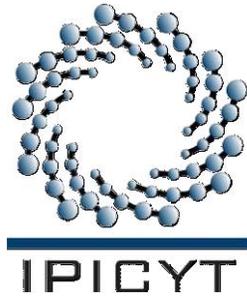
Constancia de aprobación de la tesis

La tesis “**Caracterización geofísica de ambientes cársticos, caso: Poljé de Joya de Luna, San Luis Potosí, México**” presentada para obtener el Grado de de Maestro en Ciencias Aplicadas en la opción de Ciencias Ambientales fue elaborada por **Fred Yoan Pérez Corona** y aprobada el **28** de Marzo de 2011 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

Dr. José Alfredo Ramos Leal

Dr. José Noel Carbajal Pérez



Créditos Institucionales

Esta tesis fue elaborada en el Laboratorio de Geofísica de 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: 221813) y del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.



IPICYT

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 045 del Libro Primero de Actas de Exámenes de Grado del Programa de Maestría en Ciencias Aplicadas en la opción de Ciencias Ambientales está asentado lo siguiente:

En la ciudad de San Luis Potosí a los 12 días del mes de abril del año 2011, se reunió a las 18:00 horas en las instalaciones del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., el Jurado integrado por:

| | | |
|-------------------------------------|-------------------|---------------|
| Dr. José Alfredo Ramos Leal | Presidente | IPICYT |
| Dr. José Noel Carbajal Pérez | Secretario | IPICYT |
| Dr. Héctor López Loera | Sinodal | IPICYT |

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

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

sustentó el C.

Fred Yoan Pérez Corona

sobre la Tesis intitulada:

Caracterización geofísica de ambientes cársticos, caso: Polje de Joya de Luna, San Luis Potosí, México

que se desarrolló bajo la dirección de

Dr. Héctor López Loera

El Jurado, después de deliberar, determinó

APROBARLO

Dándose por terminado el acto a las 19:45 horas, procediendo a la firma del Acta los integrantes del Jurado. Dando fe el Secretario Académico del Instituto.

A petición del interesado y para los fines que al mismo convengan, se extiende el presente documento en la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P., México, a los 12 días del mes de abril de 2011.

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

Dr. Marcial Bonilla
Secretario Académico



Dedico esta tesis a mis padres: Eva Corona Mendoza y Fidel Pérez Martínez que son las personas que más amo, respeto y admiro en la vida, y de los cuales solamente he recibido amor y apoyo incondicional.

A mis hermanos: Omar Pérez Corona y Ángel Pérez Corona con quienes he compartido momentos inolvidables; así como, a mis tíos, primos y amigos que siempre me han brindado su apoyo. También quiero dedicarla a mis abuelos a quienes guardo un cariño especial y que de no haber existido yo no estaría aquí.

Agradecimientos

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

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

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

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

Agradezco sinceramente y de manera respetuosa al Dr. Héctor López Loera por la paciencia, asesoría y apoyo brindado durante el desarrollo del trabajo.

A los Doctores: José Alfredo Ramos Leal, José Noel Carbajal Pérez y Lázaro Raymundo Reyes Gutiérrez por el apoyo y consejos ostentados durante la maestría.

Al Ing. Víctor Julián Martínez Ruíz por su asesoría y amenas pláticas geológicas.

Al Observatorio Magnético de Teoloyucan por proporcionar los datos magnéticos que permitieron realizar las correcciones horarias y diurnas del Campo Magnético.

A mi familia y amigos por el apoyo moral y buenos deseos.

Agradezco a Daniel González Rivera, David Calva Hernández, David Torres Gaitán, Mariana Figuera Martínez, Ingrid Árcega Santillán y Dulce María Picazo por su ayuda en trabajo de campo.

A la Dra. Andrea Pavlick por su asesoría en la redacción del abstract.

Contenido

| | |
|--|-----------|
| Constancia de aprobación de la tesis | ii |
| Créditos institucionales | iii |
| Acta de exámen | iv |
| Dedicatorias | v |
| Agradecimientos | vi |
| Contenido | vii |
| Lista de tablas | x |
| Lista de figuras | xi |
| Resumen | xvi |
| Abstract | xvii |
| INTRODUCCIÓN | 1 |
| OBJETIVO | 2 |
| ANTECEDENTES | 2 |
| Capítulo 1 | |
| 1. GENERALIDADES | 3 |
| 1.1. Localización y vías de comunicación | 3 |
| 1.2. Clima y vegetación | 5 |
| 1.2.1. <i>Clima</i> | 5 |
| 1.2.2. <i>Vegetación</i> | 6 |
| 1.3. Fisiografía y Geomorfología | 8 |
| 1.4. Hidrología | 9 |
| Capítulo 2 | |
| 2. GEOLOGÍA | 11 |
| 2.1. Plataforma Valles-San Luis Potosí | 11 |
| 2.2. Geología regional | 14 |
| 2.3. Geología local | 17 |
| 2.3.1. <i>Estratigrafía</i> | 17 |
| 2.3.2. <i>Estructuras</i> | 23 |
| 2.3.3. <i>Fallas y fracturamiento</i> | 23 |
| Capítulo 3 | |
| 3. KARST | 25 |
| 3.1. La solubilidad de la caliza | 25 |
| 3.2. Influencia de la tectónica en karst | 28 |
| 3.3. Estructuras cársticas | 29 |
| 3.3.1. <i>Formas cerradas</i> | 29 |
| 3.3.2. <i>Formas abiertas</i> | 34 |
| 3.4. Tipos de karst | 37 |

Capítulo 4

| | |
|--|----|
| 4. MARCO TEÓRICO | 44 |
| 4.1. Método geoelectrico | 44 |
| 4.1.1. <i>Principios básicos</i> | 44 |
| 4.1.1.1. <i>Potencial eléctrico y diferencia de potencial</i> | 44 |
| 4.1.1.2. <i>Resistividad y la ley de Ohm</i> | 45 |
| 4.1.1.3. <i>Resistividad de las rocas</i> | 46 |
| 4.1.1.4. <i>Resistividad aparente</i> | 47 |
| 4.1.2. <i>Dispositivo eléctrico Schlumberger</i> | 51 |
| 4.1.3. <i>Sondeos Eléctricos Verticales (SEV)</i> | 52 |
| 4.1.4. <i>Tipos de curvas</i> | 53 |
| 4.1.4.1. <i>Curvas para dos capa</i> | 54 |
| 4.1.4.2. <i>Curvas para tres capas</i> | 54 |
| 4.1.4.3. <i>Curvas para cuatro y mas capas</i> | 56 |
| 4.1.4.4. <i>Interpretación de las curvas de resistividad</i> | 57 |
| 4.2. Método Magnético | 58 |
| 4.2.1. <i>Campo magnético terrestre</i> | 58 |
| 4.2.1.1. <i>Distribución normal del campo magnético en la superficie terrestre</i> | 62 |
| 4.2.1.2. <i>Variaciones temporales del campo magnético terrestre</i> | 64 |
| 4.2.2. <i>Propiedades magnéticas de las rocas</i> | 65 |
| 4.2.3. <i>Mecanismos para la magnetización inducida</i> | 65 |
| 4.2.3. <i>Filtros matemáticos</i> | 70 |
| 4.2.3.1. <i>Reducción al polo</i> | 70 |
| 4.2.3.2. <i>Derivada en la Vertical</i> | 71 |
| 4.2.3.3. <i>Continuación Ascendente</i> | 72 |
| 4.2.3.4. <i>Señal Analítica</i> | 73 |

Capítulo 5

| | |
|-------------------------------------|----|
| 5. METODOLOGÍA | 74 |
| 5.1. Magnetometría aérea | 74 |
| 5.1.1. <i>Equipo utilizado</i> | 74 |
| 5.1.2. <i>Procesamiento</i> | 75 |
| 5.2. Magnetometría Terrestre | 76 |
| 5.2.1. <i>Equipo utilizado</i> | 76 |
| 5.2.2. <i>Procesamiento</i> | 77 |
| 5.3. Método Eléctrico | 78 |
| 5.3.1. <i>Equipo utilizado</i> | 79 |
| 5.3.2. <i>Procesamiento</i> | 79 |

Capítulo 6

| | |
|---|-----|
| 6. INTERPRETACIÓN Y RESULTADOS | 80 |
| 6.1. Magnetometría aérea | 80 |
| 6.1.1. <i>Campo Magnético Residual</i> | 80 |
| 6.1.2. <i>Reducción al polo del campo magnético residual</i> | 83 |
| 6.1.3. <i>Primera derivada en la vertical del campo magnético residual reducido al polo</i> | 86 |
| 6.1.4. <i>Señal Analítica del campo magnético residual reducido al polo</i> | 88 |
| 6.1.5. <i>Interpretación cualitativa</i> | 90 |
| 6.1.5.1. <i>Dominios aeromagnéticos</i> | 90 |
| 6.1.5.2. <i>Lineamientos aeromagnéticos</i> | 92 |
| 6.2. Magnetometría terrestre | 96 |
| 6.2.1. <i>Campo Magnético Total</i> | 96 |
| 6.2.2. <i>Campo Magnético Residual</i> | 96 |
| 6.2.3. <i>Reducción al polo del campo magnético residual (RPCMR)</i> | 100 |
| 6.2.4. <i>Primera derivada en la vertical del campo magnético residual reducido al polo</i> | 102 |
| 6.2.5. <i>Señal analítica del campo magnético residual reducido al polo</i> | 102 |
| 6.2.6. <i>Interpretación cualitativa</i> | 105 |
| 6.2.6.1. <i>Dominios magnéticos</i> | 105 |
| 6.2.6.1.1 <i>Lineamientos magnéticos</i> | 106 |
| 6.2.7. <i>Análisis espectral</i> | 109 |
| 6.2.8. <i>Modelación magnética</i> | 111 |
| 6.2.8.1. <i>Perfil X-X'</i> | 114 |
| 6.2.8.2. <i>Perfil Y-Y'</i> | 116 |
| 6.3. Método Eléctrico | 117 |
| 6.3.1. <i>Curvas de resistividad aparente</i> | 120 |
| 6.3.2. <i>Mapas de distribución de resistividades aparentes</i> | 125 |
| 6.3.3. <i>Interpretación y descripción de secciones</i> | 128 |
| 6.3.3.1. <i>Sección A-A</i> | 128 |
| 6.3.3.2. <i>Sección B-B'</i> | 130 |
| 6.3.3.3. <i>Sección C-C'</i> | 133 |
| 6.3.3.4. <i>Sección D-D'</i> | 136 |
| 6.3.3.5. <i>Sección E-E'</i> | 138 |
| 6.3.3.6. <i>Sección F-F'</i> | 140 |
| 6.3.3.7. <i>Sección G-G'</i> | 143 |
| 6.3.3.8. <i>Sección H-H'</i> | 146 |
| 6.4. Interpretación hidrogeológica | 149 |
| 6.5. Evolución geológica del Polje de Joya de Luna | 150 |
| CONCLUSIONES | 153 |
| REFERENCIAS | 155 |
| ANEXO | 161 |

Lista de tablas

| | |
|--|-----|
| Tabla 4.1. Resistividades más comunes en rocas, materiales y agua (Orellana y Money, 1966). | 46 |
| Tabla 4.2. Valores promedio de susceptibilidades magnéticas de rocas (Burger, 1992). | 69 |
| Tabla 6.1. Valores de Campo Magnético para los años de 1990 y 1995 (NOAA). | 80 |
| Tabla 6.2. Tabla de susceptibilidades. | 114 |
| Tabla 6.3. Coordenadas de los SEVs realizados en el Poljé de Joya de Luna. | 118 |
| Tabla 6.4. Parámetros geoelectrónicos y tipos de curvas SEV's del Poljé de Joya de Luna. | 124 |

Lista de figuras

Capítulo 1

- Figura 1.1.** Ubicación de Joya de Luna en el Estado de San Luis Potosí y vías de comunicación. 4
- Figura 1.2.** Mapa que muestra los diferentes tipos de vegetación. 7
- Figura 1.3.** Provincias y subprovincias fisiográficas de la Republica Mexicana (modificado de Raisz, 1959). 8
- Figura 1.4.** Mapa de las diferentes corrientes intermitentes que dominan el área de estudio. 10

Capítulo 2

- Figura 2.1.** Ubicación de la zona de estudio dentro de la plataforma Valles-San Luis Potosí (modificado de Carrillo-Bravo, 1971). 12
- Figura 2.2.** Geología de la plataforma Valles-San Luis Potosí y ubicación del Poljé de Joya de Luna (modificado de Aguayo-Camargo, 1998; López –Doncel y Rodríguez-Hernández, 2004 y Ángeles-Hernández, 2009). 13
- Figura 2.3.** Mapa de la geología regional del área de estudio (tomado y modificado de la base geológica de Zapata-Zapata y Pérez Bensor 1979 y López-Doncel *et al.*, 2008). 16
- Figura 2.4.** Relaciones estratigráficas de los diferentes estudios realizados en la plataforma Valles-San Luis Potosí. 22
- Figura 2.5.** Geología local del área de estudio (tomada y modificada de Zapata-Zapata y Pérez-Bensor; 1979; y López-Doncel *et al.*, 2008). 24

Capítulo 3

- Figura 3.1.** Dolina ubicada hacia el NE de Joya de Luna. 30
- Figura 3.2.** Vista general del Poljé de Joya de Luna. 33
- Figura 3.3.** Sótano de las Golondrinas (ejemplo de una Sima). 34
- Figura 3.4.** Sumidero o Ponor ubicado al SW de Joya de Luna. 35
- Figura 3.5.** Lapiaz o Karren localizado en Joya de Luna. 36
- Figura 3.6.** Evolución de las estructuras cársticas (Tomada y modificada de Llopis-Lladó, 1970). 37

Capítulo 4

| | |
|--|----|
| Figura 4.1. Inyección de la corriente en el suelo en el punto A. | 47 |
| Figura 4.2. Inyección de la corriente en el suelo en el punto A y B. | 48 |
| Figura 4.3. Medición de diferencia de potencial en los puntos M y N. | 49 |
| Figura 4.4. Medición de la resistividad aparente con electrodos dispuestos aleatoriamente (modificado de Ernstson y Kirch, 2006). | 50 |
| Figura 4.5. Dispositivo Schlumberger (modificado de Kirch y Ernstson 2006). | 51 |
| Figura 4.6. Sondeo eléctrico vertical (SEV): A mayor distancia de AB, la profundidad aumenta. | 52 |
| Figura 4.7. Gráfico logarítmico con el que se grafican las curvas de resistividad aparente de cada sondeo. | 53 |
| Figura 4.8. Tipos de curvas para corte de dos capas. | 54 |
| Figura 4.9. Corte geoelectrico de tipo de curva H. | 55 |
| Figura 4.10. Corte geoelectrico de tipo de curva K. | 55 |
| Figura 4.11. Corte geoelectrico de tipo de curva A. | 56 |
| Figura 4.12. Corte geoelectrico de tipo de curva Q. | 56 |
| Figura 4.13. Forma de interpretar el tipo de curva en cortes con 4 ó más capas. | 57 |
| Figura 4.14. Método a seguir para interpretar cortes eléctricos en cortes geológicos. | 57 |
| Figura 4.15. Campo dipolar terrestre (modificada de Burger, 1992). | 59 |
| Figura 4.16. Componentes del vector de campo magnético en un punto de la superficie terrestre (modificada de Parasnis, 1979). | 61 |
| Figura 4.17. A) Inclinación geomagnética B) Declinación geomagnética (NOAA). | 63 |
| Figura 4.18. Líneas de igual intensidad de campo magnético terrestre (2005). | 64 |
| Figura 4.19. Ejemplos del registro de la variación diurna del campo magnético (tomada de Breiner, 1999). | 65 |

| | |
|--|----|
| Figura 4.20. Materiales ferromagnéticos puros (modificada de Burger, 1992). | 67 |
| Figura 4.21. Materiales antiferromagnéticos (modificada de Burger, 1992). | 67 |
| Figura 4.22. Materiales ferromagnéticos (modificada de Burger, 1992). | 68 |
| Figura 4.23. Relación entre los campos observado, reducido al polo y pseudo gravedad (tomada de Tchernychev, 2004). | 71 |
| Figura 4.24. Relaciones entre h y número de onda (r). | 73 |

Capítulo 5

| | |
|--|----|
| Figura 5.1. a) Avión Islander BN2-B27, b) Magnetómetro Scintrex, c) Magnetómetro GEM GSM-19. | 75 |
| Figura 5.2. a) Magnetómetro de protones con pantalla y teclado, b) sensor montado en una barra no magnética y c) magnetómetro ensamblado. | 77 |
| Figura 5.3. a) Receptor y transmisor SYSCAL R-2, b) Electrodo y carretes. | 79 |

Capítulo 6

| | |
|---|----|
| Figura 6.1. Mapa del campo magnético residual. | 82 |
| Figura 6.2. Mapa del campo magnético residual reducido al polo. | 84 |
| Figura 6.3. Mapa de la primera derivada vertical del campo magnético reducido al polo. | 87 |
| Figura 6.4. Mapa de la señal analítica del campo magnético residual reducido al polo. | 89 |
| Figura 6.5. Mapa de dominios aeromagnéticos. | 91 |
| Figura 6.6. Diagrama de roseta de los lineamientos aeromagnéticos superficiales. | 92 |

| | |
|--|-----|
| Figura 6.7. Mapa de lineamientos aeromagnéticos superficiales. | 93 |
| Figura 6.8. Diagrama de roseta de los lineamientos aeromagnéticos Profundos. | 94 |
| Figura 6.9. Mapa de Lineamientos Aeromagnéticos Profundos. | 95 |
| Figura 6.10. Ubicación de las secciones magnéticas en el área de estudio. | 97 |
| Figura 6.11. Mapa de la configuración del campo magnético total. | 98 |
| Figura 6.12. Mapa de la configuración del campo magnético residual. | 99 |
| Figura 6.13. Mapa de la configuración del campo magnético residual reducido al polo. | 101 |
| Figura 6.14. Mapa de la configuración de la primera derivada vertical del campo magnético reducido al polo. | 103 |
| Figura 6.15. Mapa de configuración de la señal analítica del campo magnético residual reducido al polo. | 104 |
| Figura 6.16. Diagrama de roseta de los lineamientos magnéticos. | 106 |
| Figura 6.17. Mapa de dominios magnéticos. | 107 |
| Figura 6.18. Mapa de lineamientos magnéticos. | 108 |
| Figura 6.19. Ubicación de las pendientes en el espectro de energía promediado radialmente. | 110 |
| Figura 6.20. Ubicación de los perfiles magnético X-X' y Y-Y'. | 113 |
| Figura 6.21. Modelo geológico del perfil magnético X-X'. | 115 |
| Figura 6.22. Modelo geológico del perfil magnético Y-Y'. | 116 |
| Figura 6.23. Ubicación de SEVs y secciones geoelectricas. | 119 |

| | |
|---|-----|
| Figura 6.24. Histograma de la distribución de frecuencia total contra el tipo de curva identificada en el Polje de Joya de Luna. | 120 |
| Figura 6.25. Distribución espacial de los tipos de curva en el área de estudio. | 122 |
| Figura 6.26. Mapas que muestran la distribución de la resistividad del terreno a diferentes aperturas de $AB/2$. | 126 |
| Figura 6.27. Sección A-A' a) pseudosección de resistividad aparente, b) sección geoelectrica c) sección geológica. | 129 |
| Figura 6.28. Sección B-B' a) pseudosección de resistividad aparente, b) sección geoelectrica c) sección geológica. | 132 |
| Figura 6.29. Sección C-C' a) pseudosección de resistividad aparente, b) sección geoelectrica c) sección geológica. | 135 |
| Figura 6.30. Sección D-D' a) pseudosección de resistividad aparente, b) sección geoelectrica c) sección geológica. | 137 |
| Figura 6.31. Sección E-E' a) pseudosección de resistividad aparente, b) sección geoelectrica c) sección geológica. | 139 |
| Figura 6.32. Sección F-F' a) pseudosección de resistividad aparente, b) sección geoelectrica c) sección geológica. | 142 |
| Figura 6.33. Sección G-G' a) pseudosección de resistividad aparente, b) sección geoelectrica c) sección geológica. | 145 |
| Figura 6.34. Sección H-H' a) pseudosección de resistividad aparente, b) sección geoelectrica C) sección geológica. | 148 |
| Figura 6.35. Situación geológica actual del área de estudio. | 152 |

Resumen

“Caracterización geofísica de ambientes cársticos, caso: Poljé Joya de Luna, San Luis Potosí, México”

Métodos geofísicos fueron utilizados para caracterizar la geología del subsuelo en la zona cárstica (Poljé) de Joya de Luna, estado de San Luis Potosí.

La investigación se inició con una recopilación de la geología existente y con el procesamiento, análisis e interpretación de la magnetometría aérea efectuada por el Servicio Geológico Mexicano (SGM). Se aplicaron diversos algoritmos matemáticos a los datos digitales del SGM que permitieron definir tres Dominios Aeromagnéticos (DAM). Estos se asocian a las diferentes unidades geológicas existentes en y bajo la cubierta aluvial en la zona de estudio, cubriendo un área aproximada de 2,536 km².

En el DAM asociado al Poljé se efectuó un estudio magnético terrestre por medio de 22 líneas perpendiculares (NE-SW) al Poljé (NW-SE), con longitud total de 66.4 km, interpretándose dos dominios terrestres dentro de dicha estructura geológica.

Para conocer la distribución y características de las diferentes capas del relleno en el Poljé se realizaron 18 Sondeos Eléctricos Verticales de resistividad los cuales se configuraron conformando ocho pseudosecciones geoeléctricas de resistividad aparente, interpretándose y generando secciones de resistividad real y secciones geológicas.

La investigación comprendió la realización de modelos magnéticos y eléctricos que permitieron interpretar la estructura geológica del subsuelo, definiendo unidades geológicas, áreas de debilidad asociadas a fallas y/o fracturas; así como, las mejores zonas con posibilidades hidrogeológicas dentro de la estructura cárstica.

PALABRAS CLAVE: Métodos Geofísicos, Poljé, Geología, Magnetometría Aérea, Dominios Aeromagnéticos, Modelos Magnéticos, Pseudosecciones Geoeléctricas.

Abstract

“Caracterización geofísica de ambientes cársticos, caso: Poljé Joya de Luna, San Luis Potosí, México”

Geophysical methods were used to characterize the geologic subsurface of the karst (Poljé) Joya de Luna, in the state of San Luis Potosi.

Existing geological information collected by the Mexican Geological Service (SGM) with aeromagnetometry was compiled, analyzed and interpreted as a part of this investigation. Several mathematical algorithms were applied to the SGM aeromagnetic data which allowed three aeromagnetic domains (AMD) to be defined; these domains are associated with different geological units present in and under the alluvial cover in the study area which covered an approximate area of 2,536 km².

In the associated Poljé AMD a study of magnetic survey was conducted by 22 perpendicular lines (NE-SW) to the direction of the Poljé (NW-SE), with a total length of 66.4 km. Two magnetic anomaly domains were interpreted inside the geological structure.

To understand the distribution and characteristics of different cover layers in the Poljé, 18 Electrical Vertical Soundings were carried out, conforming to eight geoelectrical pseudosection configurations of apparent resistivity, interpreted and generate real resistivity and geological sections.

This investigation included the application of electric and magnetic models that allowed the interpretation of the subsurface geological structure, defining geological units, weakness areas associated with faults and / or fractures, and areas with hydrogeological potential within the karst structure.

KEY WORDS: Geophysical Methods, Poljé, Geology, Aeromagnetometry, Aeromagnetic Domains, Magnetic Models and Geoelectrical Pseudosections

INTRODUCCIÓN

La aplicación de magnetometría, tanto aérea como terrestre a nivel mundial, ha sido utilizada principalmente para fines de prospección minera y muy poco utilizada en la investigación y prospección de zonas cársticas debido a la baja susceptibilidad magnética que presentan las rocas carbonatadas y/o rocas sedimentarias en general. Sin embargo en algunos de los pocos trabajos que se tienen a nivel mundial de magnetometría aplicada en zonas cársticas se ha observado que el método magnético se puede utilizar siempre y cuando se obtenga un contraste marcado entre los diferentes tipos de rocas sedimentarias (Armadillo *et al.*, 1999).

En ambientes cársticos existen estructuras (fracturas, cavidades, dolinas, úvalas, Poljés) que se forman debido a la disolución parcial de la roca y el fenómeno de infiltración que posteriormente pueden causar colapsamientos, haciendo que su geología complique los estudios de ingeniería, estudios hidrológicos e hidrogeológicos. Para el desarrollo de obras civiles y prospección de agua subterránea es necesario el uso de herramientas que permitan el estudio de la geología del subsuelo a detalle y en este contexto la Geofísica y la Geología juegan un papel muy importante.

El área de estudio corresponde a una estructura cárstica tipo Poljé ubicado en el poblado de Joya de Luna que pertenece al Municipio de Cerritos en San Luis Potosí, la cual tiene 11.7 km de longitud y 6.3 km de ancho máximo y se ha desarrollado sobre la Formación El Abra, correspondiente a un complejo calcáreo arrecifal de edad Albiano-Cenomaniano (100 M.A.) que se desplegó sobre la plataforma Valles-San Luis Potosí.

El presente estudio es de vital importancia ya que da bases sobre la combinación de diferentes métodos geofísicos en ambientes cársticos, aportando información a las personas que deseen hacer estudios posteriores de carácter civil en la zona, tales como: la construcción de zonas urbanas, vías de comunicación, construcción de presas, rellenos sanitarios, entre otros.

OBJETIVO

El objetivo del estudio es caracterizar la geología del subsuelo e identificar estructuras menores dentro del Poljé; así como, evaluar sus posibilidades hidrogeológicas y valorar el origen del mismo mediante la utilización de métodos geofísicos de campo natural (magnetometría aérea y terrestre) y métodos inducidos (eléctricos de resistividad).

ANTECEDENTES

Algunos de los trabajos en los que se han encontrado resultados relevantes de respuesta magnética asociada a estructuras cársticas son los de Mochales *et al.*, (2008), en el cual se caracterizó por medio de métodos geofísicos una dolina ubicada en Zaragoza, España; la respuesta obtenida en este caso con el método magnético fue de altos en el relleno de dicha estructura debido a que ha sido colmada con material antropogénico (escombros de construcción). En el caso de Bozzo *et al.*, (1996), se obtuvo contraste entre el relleno arenoso y la caliza, también se delimitó la geometría de varias dolinas ubicadas en Italia. Gibson *et al.*, (2004) aplicaron los métodos magnético y eléctrico para estudiar estructuras cársticas desconocidas en el subsuelo y paleo karst en Irlanda. Otro estudio sobresaliente es el de Armadillo *et al.*, (1998) en el cual se estudió una dolina en S. Pietro dei Monti, Italia, aplicando los métodos geofísicos magnético, sísmica de refracción y el método electromagnético para definir cuál fue el origen de la estructura, en este caso el contraste magnético que se encontró fue bueno entre la dolomía y el relleno arcilloso.

En cuanto la aplicación de métodos eléctricos para la detección de estructuras cársticas existen más trabajos alrededor del mundo.

En la zona de estudio no se tiene antecedente alguno de trabajos de geofísica a detalle. Sólo se cuenta con la Hoja Peotillos escala 1:5000 realizada por López-Doncel *et al.*, (2008) Y la tesis de licenciatura de Zapata-Zapata y Pérez Benzor (1979).

Capítulo 1

1. GENERALIDADES

1.1. Localización y vías de comunicación

El área de estudio se encuentra localizada a 93 km hacia la parte NE de la ciudad capital del estado de San Luis Potosí, con una altitud que varía de 1250 a 1270 m.s.n.m. y se localiza entre las coordenadas UTM X= 350591, Y=24858774 y X=359859, Y=247735. La zona de estudio concierne al municipio de Cerritos que a su vez pertenece al estado de San Luis Potosí, México (figura 1.1).

La principal vía de acceso hacia la zona de Joya de Luna es partiendo de la ciudad capital, se toma la carretera 57 hasta encontrar la desviación que va a Río Verde, posteriormente se tiene que desviar en el entronque de la caseta que va a la planta de Cementos Moctezuma S.A. de C. V., ubicada en el poblado de Montaña, para posteriormente tomar el camino mejorado que llega hasta los poblados de Joya de Luna y Rincón de Banda (figura 1.1).

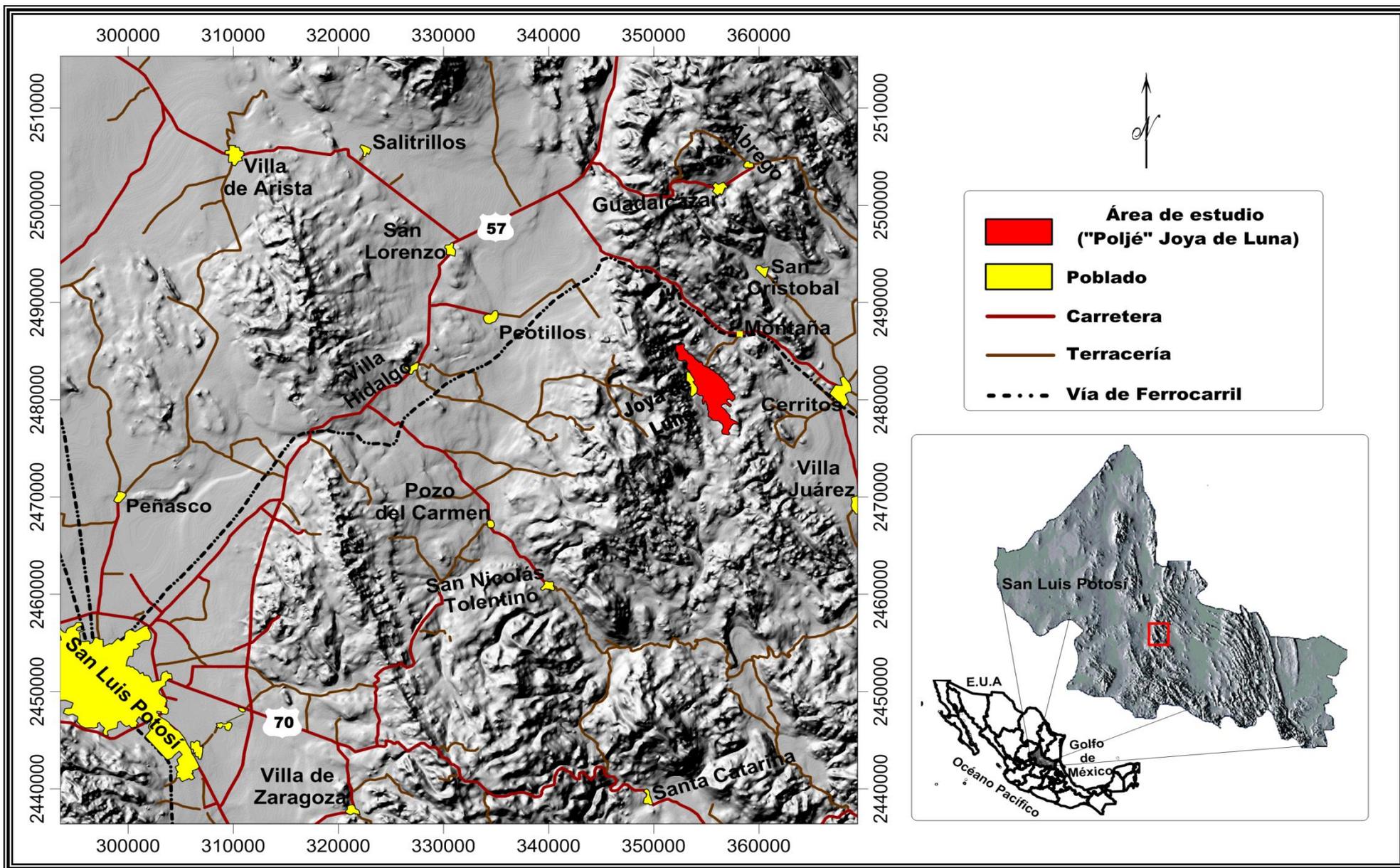


Figura 1.1. Ubicación de Joya de Luna en el Estado de San Luis Potosí y vías de comunicación.

1.2. Clima y vegetación

1.2.1. Clima

De acuerdo a la clasificación de Köppen modificada por E. García en 1964, el clima que domina el área de estudio así como a sus alrededores es de tipo BSohw (e). A continuación se muestra el significado de la simbología del grupo de los climas secos:

BSI: es el menos seco del grupo BS con un cociente P/T mayor de 22.9.

BSo: corresponde al más seco de los BS con un cociente P/T menos de 22.9.

k: templado con verano cálido; temperatura media anual entre los 12 y 18 °C; el mes más caliente es mayor de 18°C y el más frío entre -3 y 18°C.

w: régimen de lluvia de verano por lo menos 10 veces mayor a la cantidad de lluvia en el mes más húmedo de la mitad caliente del año, que en el mes seco; un porcentaje de lluvia invernal entre 5 y 10.2 de la total anual.

e: extremoso, oscilación entre 7 y 14 °C.

h: semicálido con invierno fresco, temperatura media anual entre 18 y 22°C, el mes más frío menor a 18 °C.

Es primordial mencionar que la caliza es atacada por el ácido carbónico (CO_3H_2) que resulta de la unión de H_2O y el CO_2 .

La capacidad de retención del CO_2 por el H_2O está relacionado directamente con el tipo de clima que se tenga; ya que cuanto más baja sea la temperatura mayor será el contenido de gas (CO_2) y mayor será la disolución de la roca, contrario a climas donde la temperatura sea alta, en este caso el CO_2 se volatiliza fácilmente ocasionando una menor retención de CO_2 en el agua y por tanto habrá una menor disolución.

1.2.2. Vegetación

La clasificación de Vegetación (figura 1.4) hecha por Z. Rzedowki (1961) indica que en la zona de estudio se tienen los siguientes tipos de vegetación:

Matorral submontano: está determinada por la abundancia de arbustos altos y arboles bajos. Su florística se ha clasificado como neo tropical, caracterizándose por elementos que se presentan comúnmente en los bosques tropicales, deciduos y espinosos. Este tipo de vegetación se desarrolla entre las elevaciones 800 y 1700 msnm, una temperatura media anual de 19° a 23 °C y con una precipitación de 450 a 900 mm; desarrollándose en suelos someros.

Mezquital extradesértico: se encuentra abarcando en gran parte central y hacia el NE de la zona de estudio. Se desarrolla en climas semejantes a los del matorral submontano, ocupando lugares planos o con poca pendiente y un suelo de profundidad regular. También se presenta en lugares más áridos en donde la precipitación es escasa y se suple por un nivel freático ya sea temporal o permanente que se encuentre al alcance de las raíces de los vegetales; muchas veces el suelo es obscuro (casi negro) con algo de material orgánico, en ocasiones acompañados por horizontes de caliche mas o menos definidos. El mezquite (*Prosopis Juliflora*) es la especie predominante siendo en muchas ocasiones el único en existir, también se encuentran otras especies como: *Acacia Farnesiana*, *Lemaireocereus Spp.* Y la *Yuca Filifera*. En ocasiones se pueden encontrar capas perenes de Gramíneas cubriendo el suelo.

Debido a las características del suelo que acompañan a este tipo de vegetación hacen que en la gran mayoría de los caso el área se vea invadida por vegetación de fines agrícolas, tal es el caso del Polje Joya de Luna en la cual gran parte de cambio de uso de suelo a afectado a este tipo de vegetación.

Es importante mencionar la vegetación, debido a que es otro de los factores que más influyen en el desarrollo de estructuras cársticas, ya que al ponerse en contacto el agua con la cobertura vegetal se carga de diversas sustancias húmicas acidas que hacen que se acelere el proceso de la formación de karst.

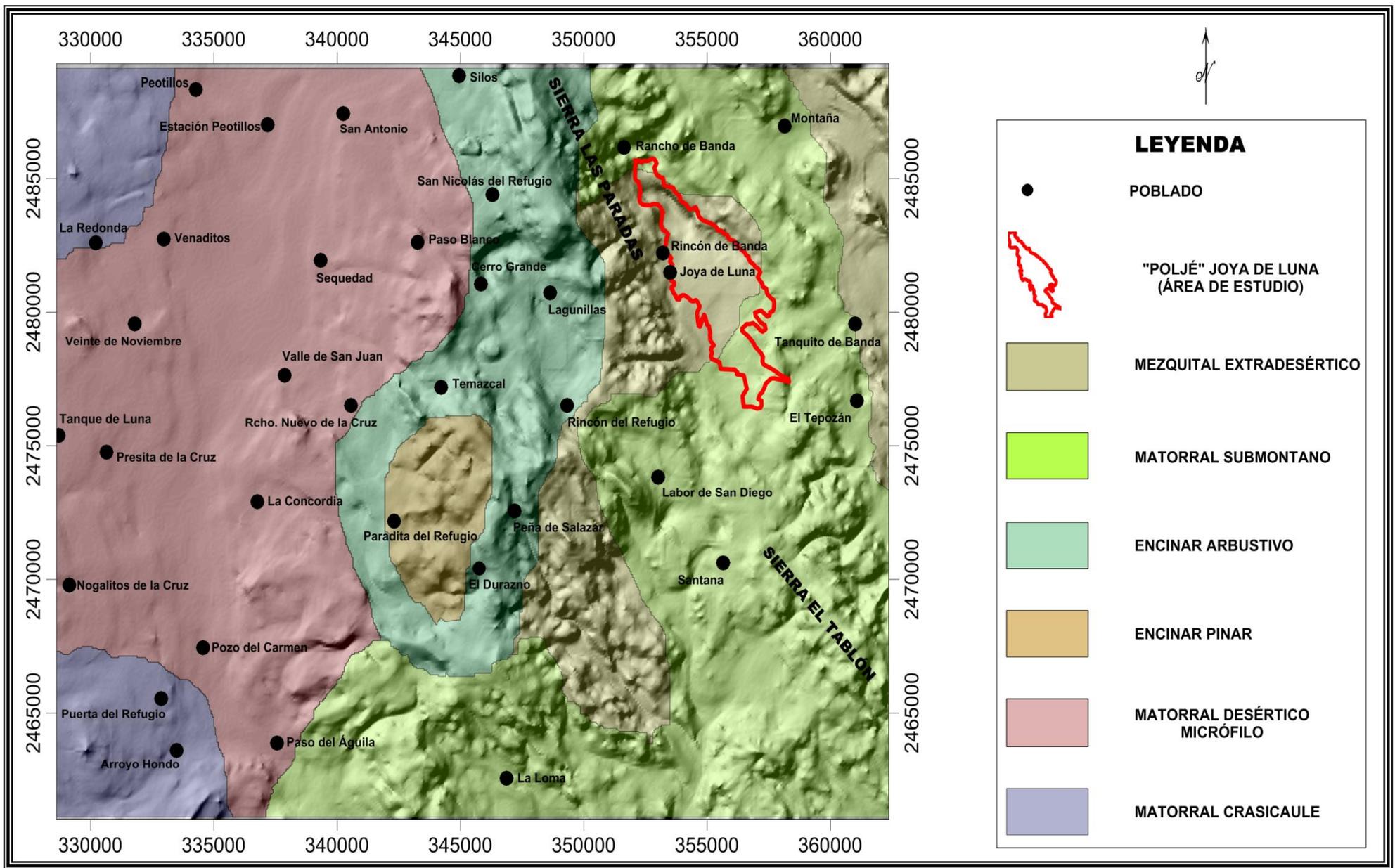


Figura 1.2. Mapa que muestra los diferentes tipos de vegetación (modificado de Rzedowski, 1966).

1.3. Fisiografía y Geomorfología

El área de estudio se ubica en la sub-provincia de las Sierras Bajas de la Sierra Madre Oriental (Raisz, 1959) (figura 1.5). En la zona de estudio la parte central esta conformada por un valle que tiene una elevación de 1250-1270 msnm rodeado de cerros y lomeríos que tienen elevaciones que varían de 1300 msnm. a 1800 msnm., estando las máximas elevaciones en la parte NW, conformada por lo que se conoce como Sierra de Las Joyas o Sierra Las Paradas.

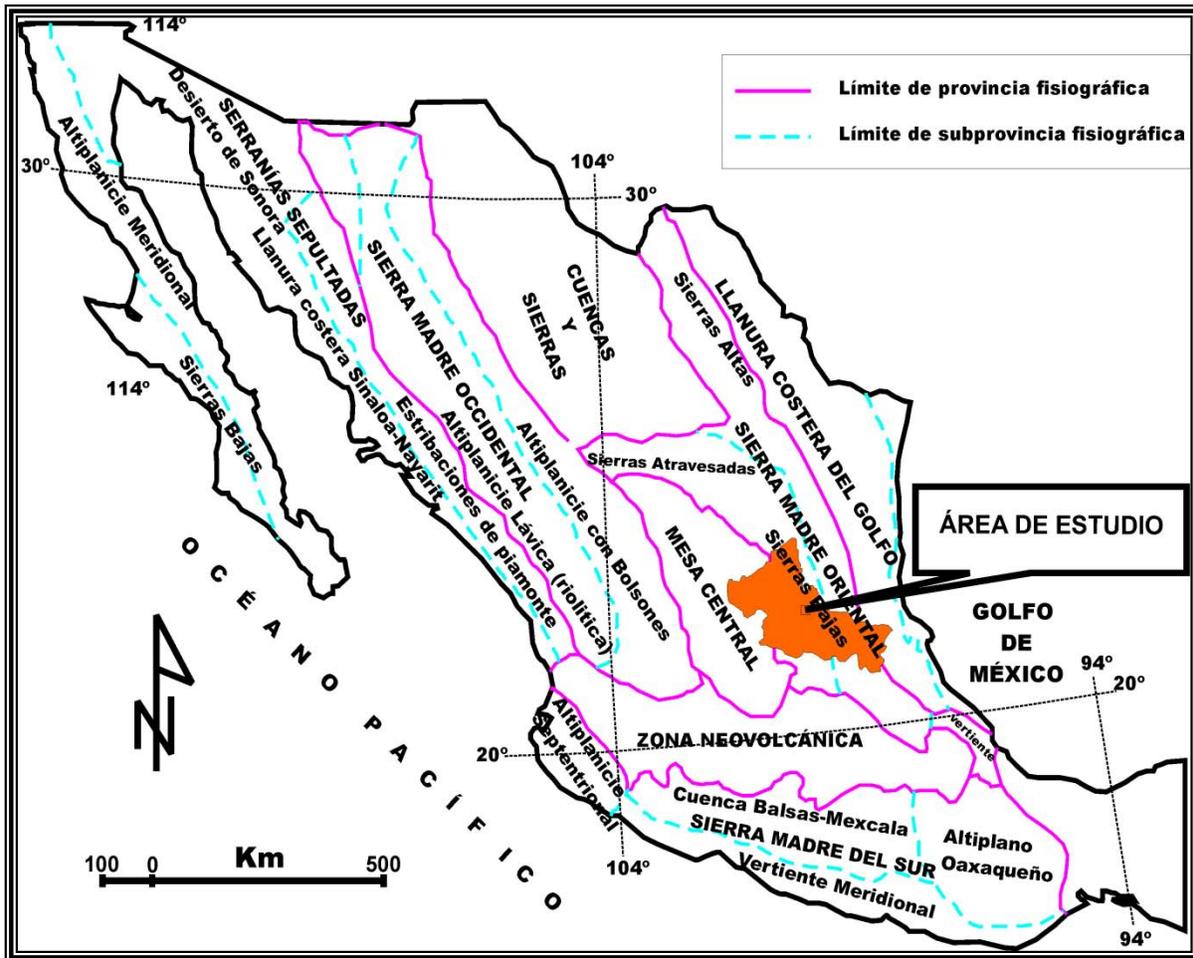


Figura 1.3. Provincias y subprovincias fisiográficas de la República Mexicana (modificado de Raisz, 1959).

Geomorfológicamente, la zona está dominada por la presencia de varias estructuras cársticas (dolinas, ponors, lapiaz), que se originan debido a la disolución y tectonismo de las rocas sedimentarias marinas de edad cretácica (calizas), que constituyen el terreno del área de estudio.

En los cerros circundantes se pueden observar diversas dolinas que en conjunto pueden llegar a formar úvalas y/o Poljés como es el caso del valle mencionado que abarca los poblados de Joya de Luna y Rincón de Banda.

1.4. Hidrología

El drenaje que se presenta en la zona de estudio es principalmente de tipo dendrítico intermitente que debido a la topografía y constitución de la roca (caliza) del terreno hace que las escorrentías drenen hacia el centro del Poljé (figura 1.4), que posteriormente descarga en un sumidero que se localiza en la porción NW del la zona de estudio y que debido al intenso fracturamiento que se tiene en la zona existe una infiltración y una disolución avanzada que origina que el nivel freático se encuentre a mayor profundidad. El área de estudio forma una cuenca cerrada (endorreica).

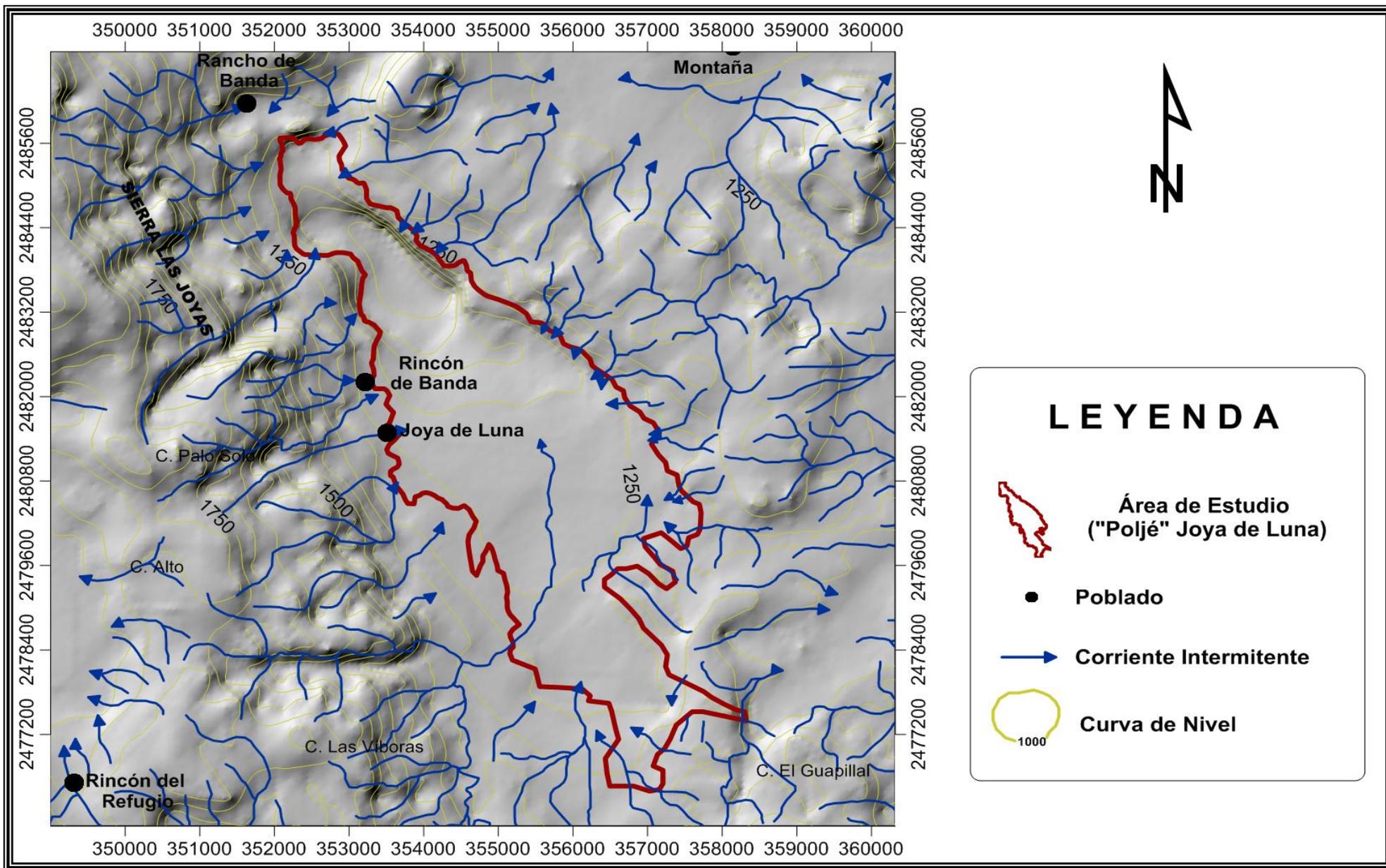


Figura 1.4.- Mapa de las diferentes corrientes intermitentes que dominan el área de estudio.

Capítulo 2

2. GEOLOGÍA

2.1. Plataforma Valles-San Luis Potosí

El área de estudio se encuentra localizada dentro de lo que Carrillo-Bravo (1971) ha denominado como plataforma Valles-San Luis Potosí (figura 2.1), tomándose en cuenta secciones de rocas sedimentarias clásticas y evaporíticas de edad Jurasico Superior que cubren discordantemente a rocas más antiguas; así como, la presencia de evaporitas de tipo plataforma cuya edad es del Cretácico Medio, el amplio desarrollo de un complejo arrecifal y post-arrecifal durante el Cretácico Medio.

Dicha plataforma es reflejo del elemento Pre-Jurasico formado durante la Orogenia Permo-Triásica sobre el cual se depositó un grueso y fuerte paquete sedimentario. Sus límites son:

La Plataforma Valles-San Luis Potosí se encuentra colindando al poniente con la Cuenca Mesozoica del Centro de México; al oriente con el antiguo Golfo de México; al norte con un canal que comunicaba a estas dos cuencas y al sur con la Cuenca Mesozoica y otra parte no ha sido definida con exactitud.

La zona Centro Occidental de la plataforma corresponde al área de estudio, donde se encuentran aflorando rocas sedimentarias cuya edad van del Cretácico Inferior al Reciente; se debe de hacer notar que aunque el área se localiza dentro de la Plataforma Valles-San Luis Potosí (figura 2.2), está muy próxima a la Cuenca Mesozoica del Centro de México.

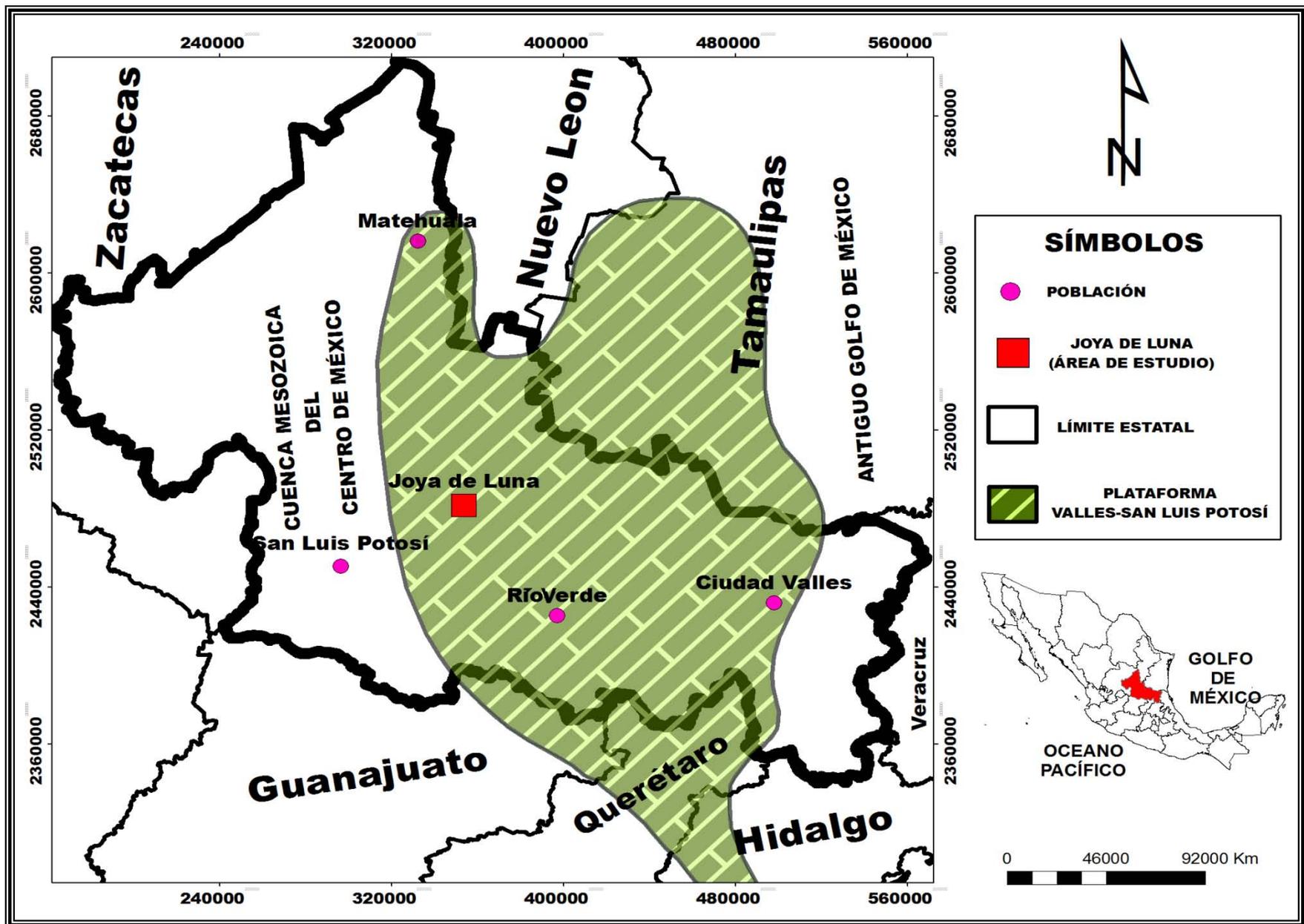


Figura 2.1.- Ubicación de la zona de estudio dentro de la plataforma Valles-San Luis Potosí (modificado de Carrillo-Bravo, 1971)..

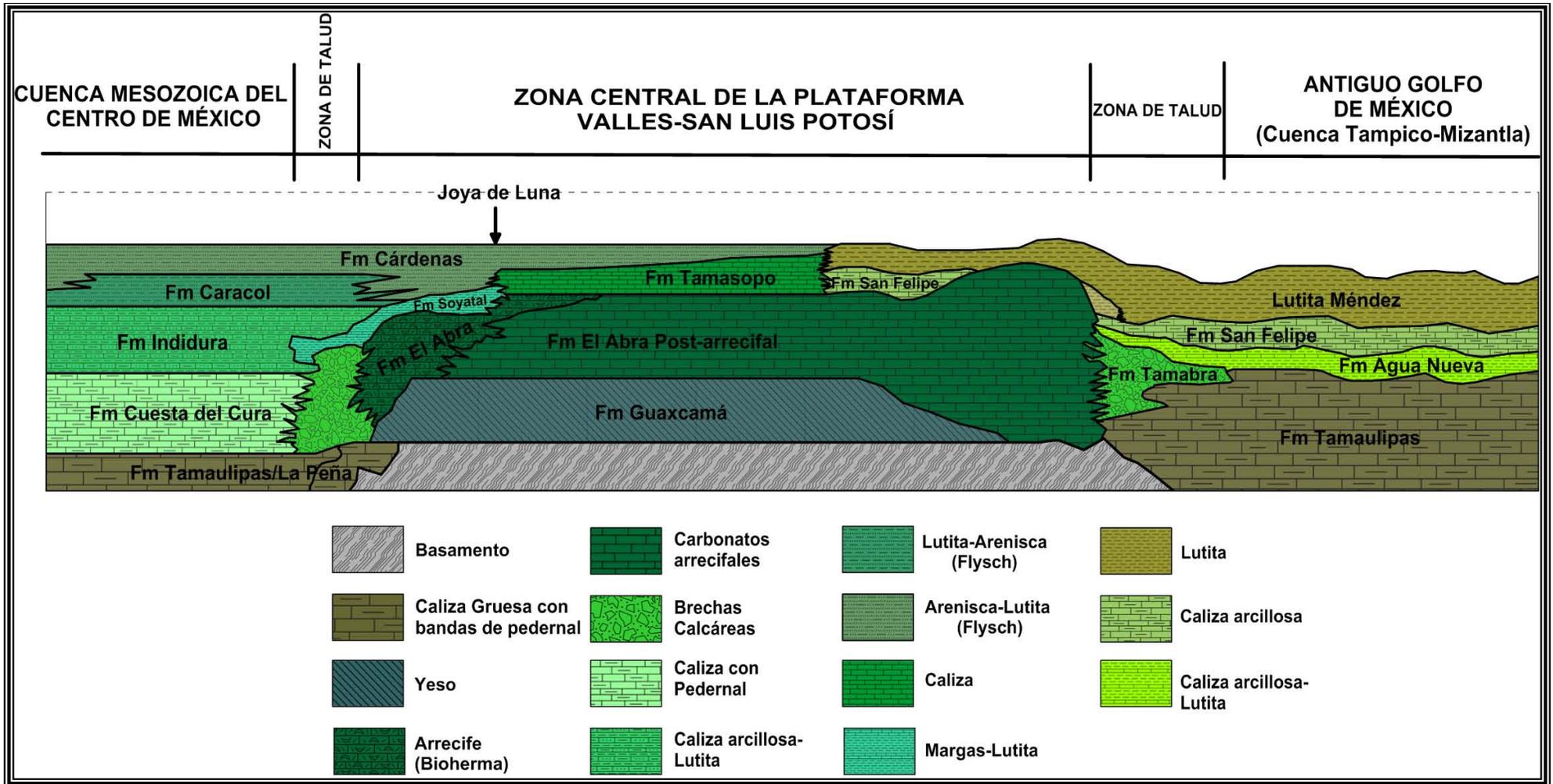


Figura 2.2.- Geología de la plataforma Valles-San Luis Potosí y ubicación del Polje de Joya de Luna (modificado de Aguayo-Camargo, 1998; López –Doncel y Rodríguez-Hernández, 2004; y Ángeles-Hernández, 2009).

2.2. Geología regional

Regionalmente el área de estudio se encuentra ubicada dentro de la Hoja Peotillos (figura 2.3), la cual tiene unidades litoestratigráficas que varían en edad desde el Cretácico Inferior hasta el Holoceno, la unidad más antigua corresponde a una secuencia evaporítica transgresiva del Neocomiano-Aptiano denominada Formación Guaxcamá, aflorando en el núcleo de dos anticlinales ubicados en la parte sur-sureste del área de estudio. Sobreyaciendo concordantemente (?) a la Formación Guaxcamá se localiza aflorando una caliza de horizontes que varían de medianos a gruesos y masivos, variablemente carstificada y la cual fue definida por Carrillo-Bravo (1971) como Formación El Abra de edad Albiano-Santoniano. Sobreyaciendo de forma concordante y abrupta a la Formación El Abra se encuentra una secuencia de capas medianas y delgadas de areniscas de color ocre y/o café (horizontes medianos), que gradúan rítmicamente de limolitas hasta lutitas y lutitas calcáreas, definida por Imlay (1944) como Formación Cárdenas. Aflorando principalmente en núcleos de algunos sinclinales de la porción centro-norte y centro sur, contemporánea a la Formación Cárdenas, afloran capas medianas a masivas de conglomerado calcáreo que varía de espesor en forma muy marcada con intercalaciones e interdigitaciones de capas medianas de margas y lutitas calcáreas la cual se define como Formación Soyatal o Formación Tamabra Superior (López-Doncel *et al.*, 2007), la cual aflora al oriente de Paradita del Refugio y en las inmediaciones del Durazno. Los primeros depósitos terciarios consisten en sedimentos clásticos gruesos y finos de origen continental del Eoceno concernientes a la Formación Cenicera que afloran en la porción centro-norte al sur del poblado de Silos, la cual subyace discordantemente a una serie volcánica de tipo bimodal, compuesta por derrames de basaltos y andesitas que van de color gris oscuro a verdoso y que afloran principalmente en la porción centro-occidental y en la esquina noroeste de la Hoja Peotillos. Sobreyaciendo a la secuencia volcánica bimodal afloran de manera muy dispersa en la porción occidental depósitos de la Ignimbrita Chiquihuitillo de color rosa pálido que intemperiza a color gris y se caracteriza por formar estructuras columnares. Del Plioceno hasta el Pleistoceno se tiene conglomerados que muestran diferente

grado de consolidación y granulometría; así como, acumulación de clastos subredondeados y/o subangulosos de diferentes tamaños procedentes de la erosión de diferentes unidades. El conglomerado oligomítico-grava se encuentra en el borde de las sierras que se encuentran en la porción oriental en forma aislada, en la parte central y centro-norte. Mientras que el conglomerado poligmítico-grava se ubica en la zona central, también se tiene la presencia de un conglomerado poligmítico-grava pero del Plioceno depositado en un ambiente fluvio-lacustre en la porción sur-occidental, entre los poblados de Pozo del Carmen y San Nicolás Tolentino. A los depósitos pliocauternarios les sobreyace una serie volcánica del Pleistoceno Superior constituida por basalto y una secuencia de piroclastos que afloran en la parte sur-oriental al poniente de Arroyo Hondo. El Pleistoceno-Holoceno se caracteriza por el desarrollo de depósitos de relleno continental con sedimentos que incluyen desde arena hasta limos, arcillas y suelos residuales, finalmente en el Holoceno se tienen depósitos no consolidados de arenas y limos (López-Doncel *et al.*, 2008; Zapata-Zapata y Pérez-Benzor, 1979).

La región fue afectada por lo menos por dos eventos deformativos, primero un evento tipo compresivo asociado a las deformaciones producidas por la orogenia Laramide y posteriormente a un evento extensional que ocasionaron la formación de pilares y fosas tectónicas. Las estructuras más importantes de la carta están representadas por los plegamientos de una fase compresiva Laramidica que causó plegamiento anticlinal y sinclinal recumbente con rumbo de eje general N30°W. Entre las estructuras más importantes podemos mencionar a los anticlinorios La Mina, Paso Blanco, La Víbora y los sinclinorios El Refugio y El Conejo.

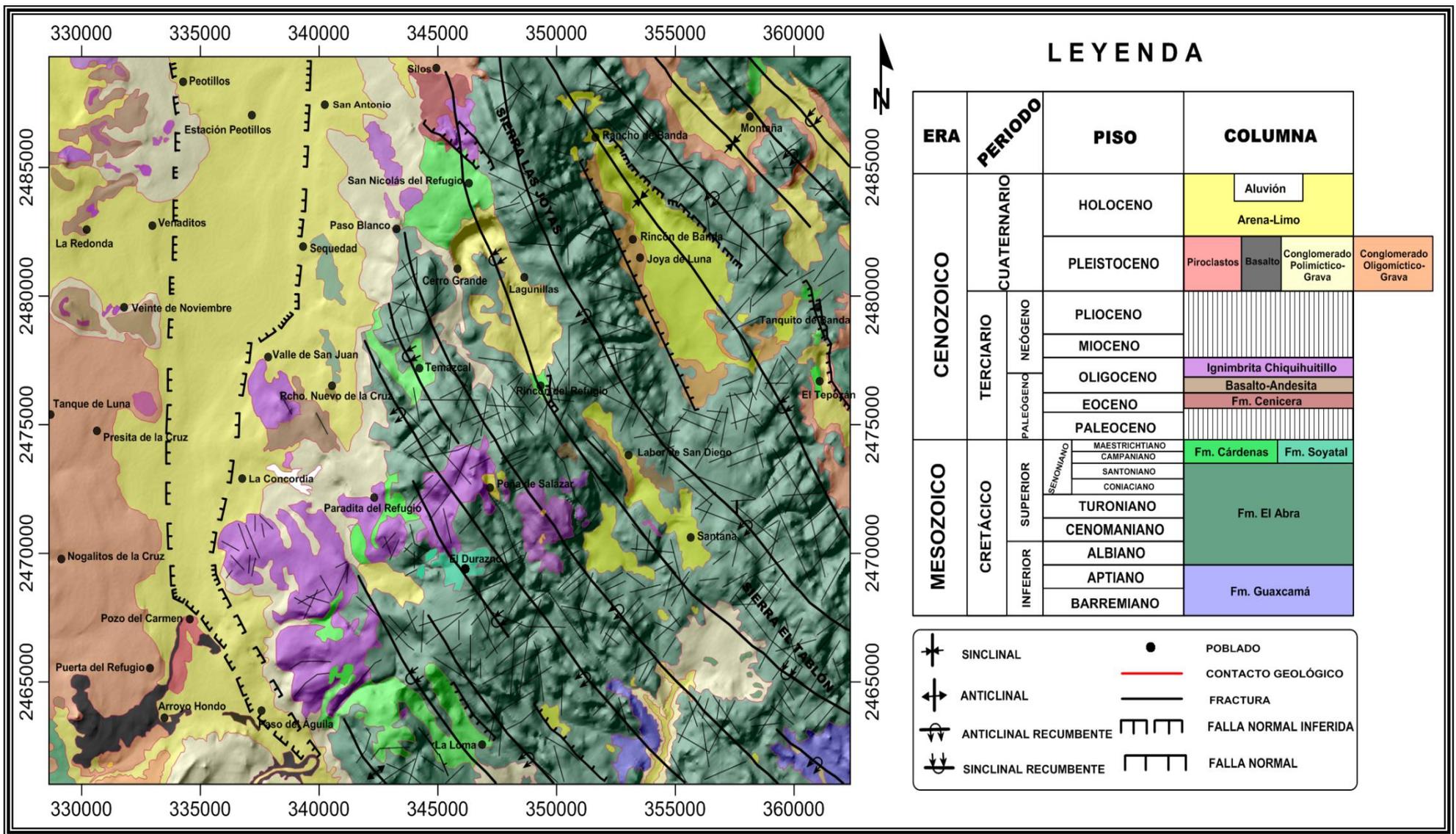


Figura 2.3. Mapa de la geología regional del área de estudio (tomado y modificada de la base geológica de Zapata-Zapata y Pérez Benzor 1979; y López-Doncel et al., 2008).

2.3. Geología local

El área de estudio se encuentra dominada por un paquete de rocas sedimentarias de origen marino de edad que abarca desde el Cretácico Medio (Albiano) hasta el Maastrichtiano (figura 2.5), diferenciadas por su litología, fauna y ambiente de depósito, a las cuales les sobreyacen un conglomerado oligomíctico cuya edad abarca del Plioceno al Pleistoceno y depósitos de relleno continental (Pleistoceno-Holoceno). A continuación se describe la secuencia estratigráfica de la zona.

2.3.1. Estratigrafía

➤ *Formación Guaxcamá*

La formación Guaxcamá se ha mencionado e identificado por diferentes autores. El primero en estudiarla fue Goldschmid (1933) el cual la llamó “zona de yesos”, en las minas de azufre Guaxcamá, cuyos yacimientos se encuentran en esta secuencia evaporítica.

La Formación Guaxcamá está formada por anhidritas con estratificación delgadas a gruesas, bandeada de color gris claro, presentándose en cerros aislados en forma dómica con pendientes fuertes, que cuando se intemperizan quedan cubiertos por una capa de yeso (Zapata-Zapata y Pérez Benzor, 1979).

Esta formación se encuentra subyaciendo concordantemente a la Formación El Abra, existiendo entre ellas una zona de caliza dolomitizada por lo cual se supone es la cima de la Formación Guaxcamá en la base de la Formación El Abra (Martínez-Pérez, 1965).

La secuencia evaporítica de la Formación Guaxcamá fue depositada en una plataforma y representa el inicio de la invasión marina sobre un elemento paleogeográfico que había permanecido sobre el nivel del mar. El poco tirante de agua ocasionó una intensa evaporación, depositando a las evaporitas. Las irregularidades del piso marino pudieron favorecer que al mismo tiempo, en algunos lugares hubiese crecimiento orgánico y depositación calcárea. En el borde de la plataforma, el nivel del mar pudo también tener fluctuaciones importantes, de

tal manera que se intercalaron en la secuencia evaporítica horizontes de estratos de dolomía.

Aunque esta formación no aparece en el Polje de Joya de Luna se encuentra aflorando 20 km al SE del área de estudio en forma diapírica, originada por la presión de un paquete sedimentario aunado a las características físicas de estos depósitos.

Por su posición estratigráfica y contenido faunístico se le asigna una edad Aptiana y es correlacionable con las formaciones Tamaulipas y La Peña (figura 2.4) de ambiente de cuenca (Carrillo-Bravo, 1971).

➤ *Formación El Abra*

La formación más antigua que aflora dentro del área de estudio es la Formación El Abra que corresponde a un complejo de rocas arrecifales que subyacen a conglomerados y depósitos aluviales del Cuaternario.

Carrillo-Bravo (1971), propuso el nombre de Formación El Abra para el complejo calcáreo tipo plataforma, de edad Albiano-Cenomaniano, que se haya sobre la Plataforma Valles-San Luis Potosí y en la Faja de Oro. La localidad tipo se encuentra en el Cañón El Abra, sobre la carretera Ciudad Valles-Tampico, aproximadamente a 10 km al oriente de Ciudad Valles, S.L.P. El nombre de Formación El Abra en un principio fue aplicado a un grupo de dos facies (Muir, 1936): La facies Taninul al oeste de la Estación Taninul, sobre la vía de ferrocarril Tampico-San Luis Potosí y la facies El Abra (de miliólidos) con localidad tipo en la Estación El Abra a 9.4 km al oriente de Ciudad Valles. En principio se consideró como más antigua a las facies Taninul. Carrillo-Bravo (1971), estableció que ambas facies (Taninul arrecifal), El Abra (lagunar o post-arrecifal) son de edad semejante y describió la facies pre-arrecifal de esta formación como equivalente a la Formación Tamabra.

Esta secuencia de roca está sumamente plegada, formando pliegues en su mayoría simétricos, siendo su rumbo general de N30°W. El espesor asignado en

áreas adyacentes es de 1800 m. Esta formación se encuentra constituyendo la Sierra de las Joyas que se ubica en la porción NW del área estudiada, que a su vez está conformada por el anticlinorio La Víbora, además de bordear al Polje en su porción N-NE y S-SE por el sinclinorio El Conejo y el anticlinal El Cabezón. La potencia de los estratos varía de 10 cm a más de 2 m de espesor intercalados en ocasiones con una caliza arcillosa en capas delgadas que no exceden los 40 cm.

En áreas circunvecinas esta formación se encuentra interdigitada con la Formación Cuesta del Cura, no existiendo afloramientos que nos muestren su base y su cima. Sin embargo, en áreas contiguas se encuentra intrusionada por diapiros de anhidrita de la Formación Guaxcamá y cubierta discordantemente en algunos lugares por remanentes de erosión de lutitas y areniscas de la Formación Cárdenas y en otros por lutitas calcáreas carbonosas de la Formación Soyatal.

La edad asignada a esta formación abarca desde el Albiano hasta el Coniaciano-Santoniano. Lo anterior está basado en edades determinadas por varios investigadores en áreas circunvecinas y por su posición estratigráfica con respecto a formaciones suprayacentes. Esta formación se puede correlacionar con las Formaciones Cuesta del Cura y El Doctor entre otras (figura 2.4).

El ambiente de la Formación El Abra fue marino, epinerítico arrecifal con profundidades muy someras, propias para el desarrollo de corales, con zonas de alta energía producto del oleaje, lo que originó las calizas alóctonas. Al mismo tiempo, el espesor tan grande que tiene esta formación nos indica que existió una subsidencia que aunque lenta fue progresiva hasta el Santoniano (Zapata-Zapata y Perez Benzor, 1979).

➤ *Formación Cárdenas*

El primero en llamar Formación Cárdenas a una secuencia de lutitas y areniscas calcáreas que afloran a lo largo del ferrocarril San Luis Potosí-Tamasopo cerca de la estación Cárdenas fue Bosë (1906).

Posteriormente Myers (1968) en la localidad tipo (Sinclinal Cárdenas) definió a la Formación Cárdenas integrada por 3 miembros el primero de capas alternadas de lutitas, areniscas y biospatita; el segundo (medio) compuesto por lutitas y limolitas y el tercero (superior) compuesto por limolitas, arenisca y bioesparrudita.

Aunque no se tiene aflorando esta formación en el área de estudio en zonas cercanas al Poljé (Rincón del Refugio), se encuentra en forma discordante con la Formación El Abra, presentándose generalmente como remanentes constituyendo los núcleos de los sinclinales. Es común tener sobre los contactos de esta Formación con El Abra pequeños manantiales.

De acuerdo con las características descritas, el área se encontraba bajo condiciones de profundidad nerítica por lo que se originaron sedimentos de textura fina (lutitas y limolitas), así como fragmentos arenosos, producto de la desintegración de ciertas áreas positivas que formaban parte del continente.

El contenido de clásticos y material terrígenos, hace suponer que existieron pequeños movimientos tectónicos (pulsaciones) que provocaron un aumento de volumen en el material acarreado hacia las áreas de depósito y se le considera como un sedimento tipo flysch.

Por su posición estratigráfica y tomando en consideración el paso transicional hacia su base con la Formación Soyatal, se considera que se depositó desde principios del Conaciano hasta finales del Maastrichtiano (Carrillo-Bravo, 1971)

➤ *Conglomerado Oligomíctico*

Se encuentra ubicado en la parte NW y SW del área de estudio en su mayoría abarcando los poblados de Joya de Luna y Rincón de Banda, aunque también abarca pequeñas porciones hacia el sureste y noreste del Poljé de Joya de Luna. Está constituido por fragmentos del tamaño de cantos rodados en su mayor parte; así como, de tamaño de gravas y en su minoría por fragmentos de areniscas, todo esto está cementado por carbonato de calcio.

La composición, el tamaño y distribución de los fragmentos indican que fueron depositados por las aguas de los arroyos provenientes de los cerros cercanos, sin estar expuesto a intemperismo tanto tiempo y con soterramiento rápido después de un corto transporte. La edad asignada al conglomerado va del Plioceno al Pleistoceno (Zapata-Zapata y Pérez Benzor 1979; y López-Doncel *et al.*, 2008).

➤ *Aluvión*

Está constituido por arenas, limos y arcillas que se localizan en todo el centro del Polje de Joya de Luna y cuya edad varía desde el Pleistoceno al Holoceno.

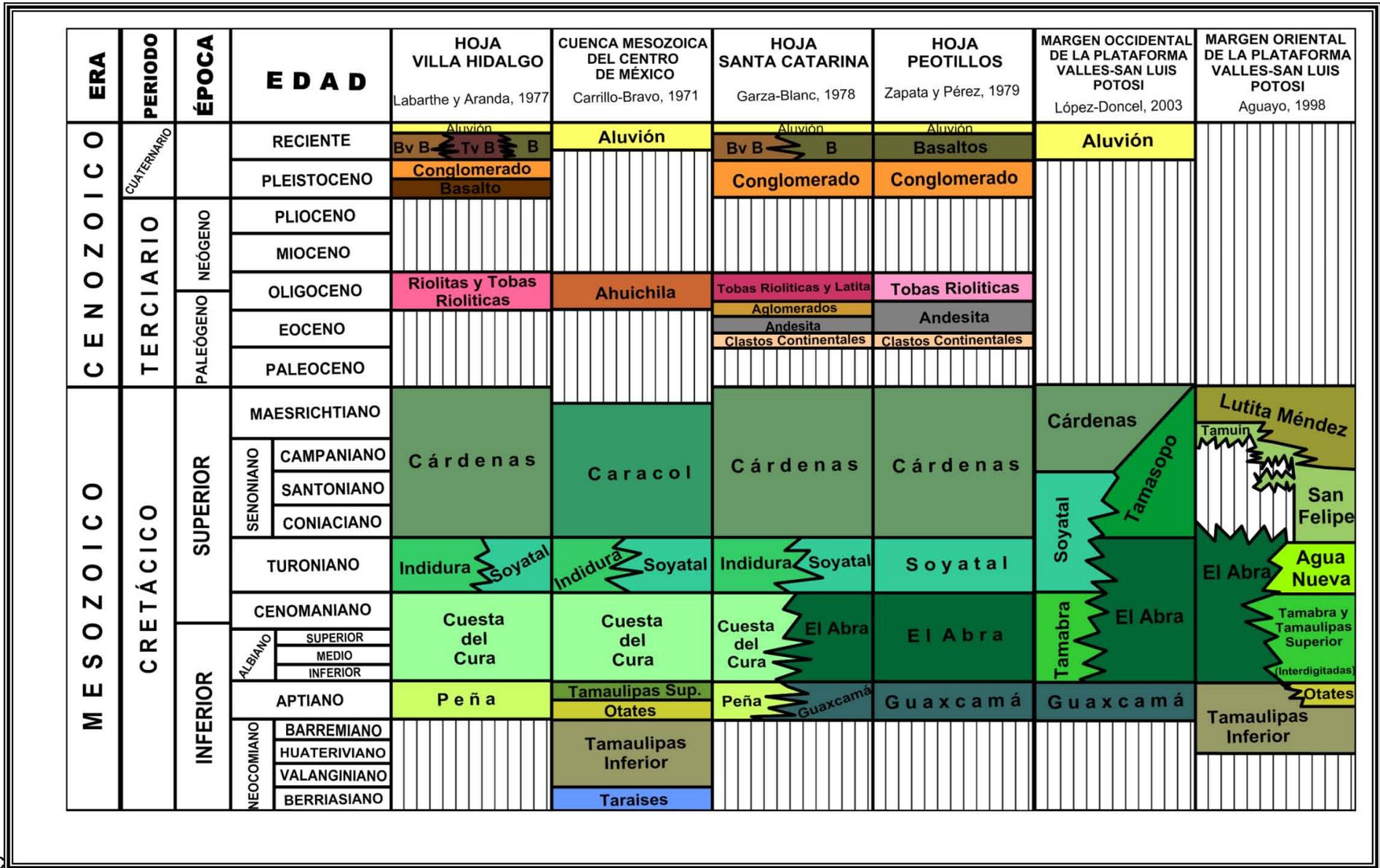


Figura 2.4. Relaciones estratigráficas de los diferentes estudios realizados en la plataforma Valles-San Luis Potosí.

2.3.2. Estructuras

Las estructuras que dominan el área de estudio son las siguientes.

a) Anticlinorio Las Víboras

Es una de las estructuras simétricas más grandes que se localizan cerca del área de estudio, su eje está localizado aproximadamente N30°W, siendo sus echados de 40° a 60°. Está formada por rocas de la Formación El Abra, afectada en su flanco NE, por una falla longitudinal.

b) Sinclinorio El Conejo

El área de estudio se encuentra ubicada sobre el sinclinorio El Conejo el cual está conformado por rocas de la Formación El Abra que han sido erosionada y posteriormente sepultadas por conglomerados y material aluvial. El rumbo de su eje es aproximadamente N35°W.

c) Sinclinal El Cabezón

Se localiza hacia la parte NE y SE del área estudiada y se encuentra conformada por la Formación El Abra, y la dirección de su eje es N30°W.

2.3.3. Fallas y fracturamiento

Existen dos sistemas de fracturamientos y fallamientos que se encuentran afectando a los sedimentos marinos (Zapata-Zapata y Pérez-Benzor, 1979). Uno es longitudinal y el otro perpendicular a los ejes de los plegamientos. Los fracturamientos y fallas longitudinales son los que han provocado el desarrollo de estructuras cársticas (dolinás, úvalas y poljé) a lo largo de estos. Los ejes mayores están en dirección N40°W y el otro es de N60°W.

Las fallas están localizadas paralelamente hacia el NW-SW y NE-SE del Poljé de Joya de Luna (figura 2.5) y se encuentran afectando el flanco oriental del anticlinorio La Víbora y porción occidental del anticlinal El Cabezón respectivamente. Teniendo un rumbo aproximado de N30°W.

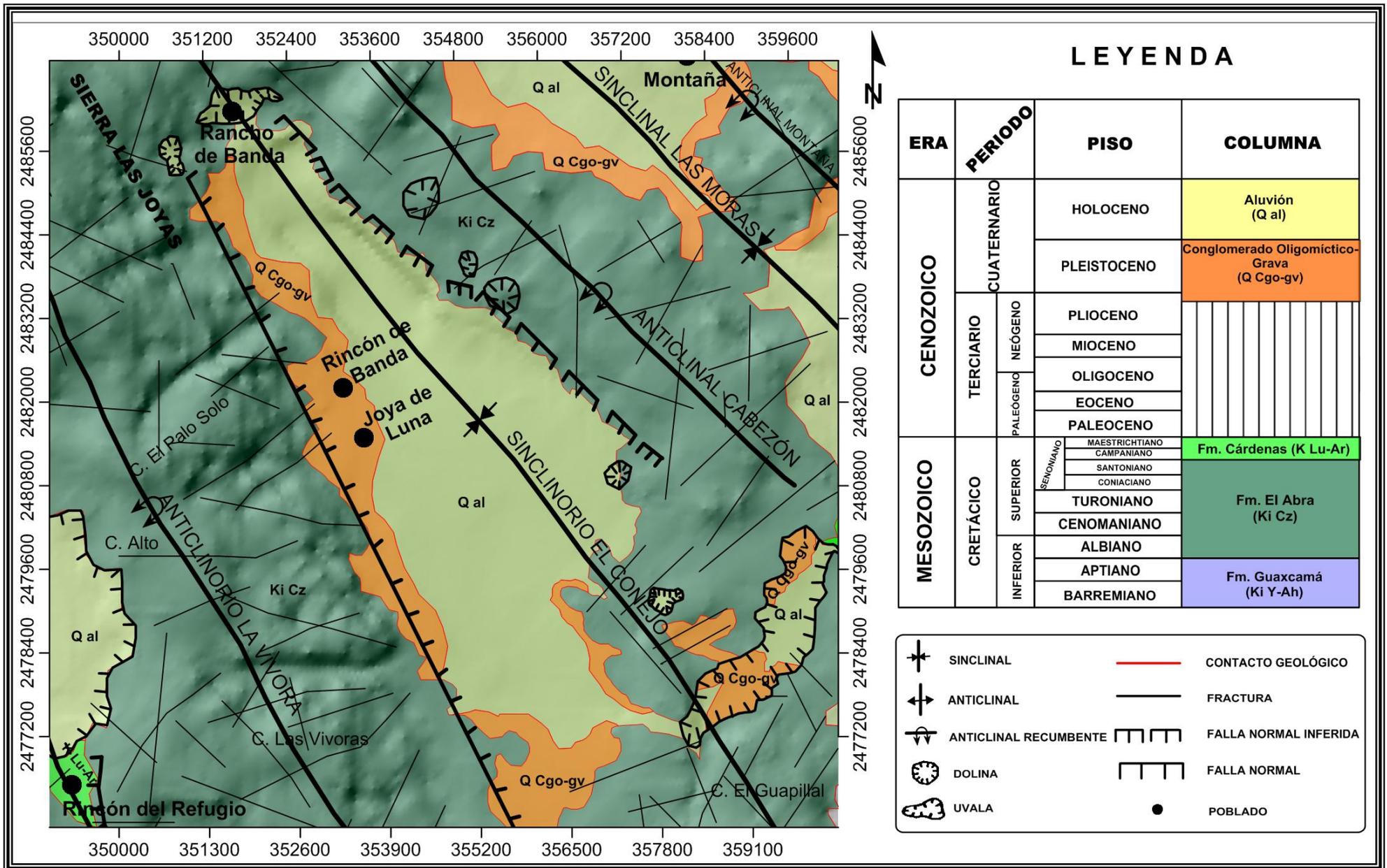


Figura 2.5. Geología local del 3rea de estudio (modificada de Zapata-Zapata y P3rez-Benzor; 1979; y L3pez-Doncel *et al.*, 2008).

Capítulo 3

3. KARST

El término karst se refiere a un conjunto de rasgos geológicos, relacionados a terrenos con características hidrológicas muy específicas. Los terrenos están compuestos de caliza, dolomía, yeso, halita o alguna otra roca soluble. Como resultado de la solubilidad de la roca y procesos geológicos que actúan a través del tiempo se forman estructuras y paisajes cársticos. (Milanovic' *et al.*, 1981).

Estas estructuras y paisajes son producidos por la disolución de las rocas expresándose a través de la formación de depresiones; esto dado por la destrucción de la roca dependiendo de su estructura, condición, así como del régimen y circulación de aguas subterráneas, de las características de la topografía regional y las características del régimen de la red de drenaje.

Usar el término karst para describir el desarrollo de cavidades que se dan en loess, arcillas, depósitos similares o rocas efusivas, es inapropiado e inaceptable porque su formación no tiene una conexión genética con los procesos de carstificación, de hecho estos son formados a través de erosión mecánica no por disolución, esta es la confusión más común de algunas personas. (Milanovic' *et al.*, 1981). De acuerdo a Jennings (1971) estas características pueden ser descritas con el nombre de pseudo karst.

3.1. La solubilidad de la caliza

La palabra karst está directamente asociada con rocas carbonatadas, específicamente con calizas y dolomías, aunque los procesos de carstificación ocurren también dentro de las formaciones de yeso y sal. No obstante, los karst se han vuelto un sinónimo de rocas carbonatadas (caliza y dolomía) incluyendo todas sus variedades. Sin embargo la caliza es la roca mas importante en la que los procesos de carstificación tienen lugar.

La caliza está compuesta principalmente de calcita (CaCO_3 —Carbonato de Calcio). Es muy raro ver calizas compuestas sólo de pura caliza. A menudo contienen cierto porcentaje de arcilla, material bituminoso, magnesio, sílice, arena y otros componentes menores. Dependiendo de la cantidad de estas inclusiones, la caliza puede ser clasificada como: arcillosa o margosa, bituminosa, dolomítica, con nódulos de pedernal, arenosa (calcarenita) etc. La solubilidad de la caliza en la carstificación aumenta de acuerdo a su pureza (Milanovic' *et al.*, 1981).

Para que la caliza pueda disolverse hace falta que el agua posea una determinada acidez, y esta acidez, en la mayoría de los casos, se la proporciona el CO_2 que pueda tener en disolución por la reacción siguiente:



y a su vez el ácido carbónico, actuando sobre la caliza, la transforma en bicarbonato cálcico, de acuerdo a la siguiente ecuación:



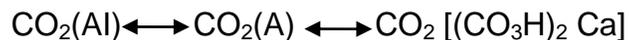
Siendo el bicarbonato cálcico soluble en el agua, esta se enriquecerá de este modo en CO_3Ca . La acidez del agua, medida por el pH, influye considerablemente en su poder disolvente. Las aguas con pH bajos son las más agresivas, porque contienen ácido en mayor proporción, por lo tanto el agua desprovista de CO_2 , aún el agua fría procedente de la fusión del hielo, tendría poco poder disolvente sobre la caliza sin la presencia del CO_2 . El agua desprovista de CO_2 solo es capaz de disolver 16 mg. de CO_3Ca por litro a la temperatura de 16°C (Llopis-Lladó *et al.*, 1970).

La temperatura es también un factor importante que controla los procesos de disolución de la caliza. Esto fue establecido por Castany (1963) cuando en un litro de agua con una temperatura de 0°C vio que se puede disolver la caliza 4 veces más rápido que en un litro de agua a una temperatura de 30°C y seis veces más rápido que en un litro de agua a temperatura de 40°C . Esto también fue concluido y proporcionado por Corbel (1959). Después de detallar la investigación pudo

concluir que los procesos de carstificación son más rápidos en climas fríos con gran precipitación de nieve que en regiones de agua caliente. De acuerdo con Corbel, la proporción de erosión, incluyendo la mecánica y la química en montañas que tienen de 1000-1600 mm de precipitación y clima frío, es de 160 mm por 1000 años, mientras que en montañas con las mismas condiciones de precipitación pero con clima cálido la erosión es 10 veces más baja, ya que solamente tiene un avance de 16 mm por 1000 años.

En regiones planas con precipitaciones de 300-500 mm y climas fríos la proporción de erosión es de 40 mm por 1000 años y sólo de 4 mm por año en climas cálidos.

Por otra parte se puede mencionar que únicamente una porción del CO₂ disuelto se combina con el agua para dar ácido carbónico, el resto se equilibra con el CO₂ contenido en el aire y con el del bicarbonato de calcio, de tal forma que si llamamos CO₂(Al) al contenido en el aire y CO₂(A) al disuelto en el agua, y CO₂ [(CO₃H)₂ Ca] al del bicarbonato de calcio, podremos establecer la siguiente ecuación de equilibrio:



Toda disminución de la cantidad de CO₂ (A) se traduce por una disminución de CO₂ (Al) ó de CO₂ [(CO₃H)₂ Ca] y en este último caso la descomposición del carbonato de calcio en CO₂, CO₃, Ca y H₂O, precipitándose carbonato de calcio.

La relación CO₂(A)/ CO₂ (Al) varía con la temperatura, decreciendo cuando la temperatura aumenta; de aquí que como ya se había mencionado, a menor temperatura aumenta la cantidad de CO₂ (A).

Sin embargo además de CO₂ el agua cárstica puede contener otras sustancias que aumenten su poder disolvente, tales como ácidos húmicos procedentes de la desintegración bacteriana de la materia vegetal u otros ácidos minerales, como el NO₃H, que puede formarse sintéticamente durante las tormentas en los países tropicales (Llopis-Lladó *et al.*, 1970).

3.2. Influencia de la tectónica en karst

La carstificación es originada por la penetración del agua en masas de rocas permeables y solubles (en rocas carbonatadas). Ambos agentes, tanto la permeabilidad como la solubilidad son muy importantes. El factor básico que los afecta de manera importante y por tanto a la roca es el fracturamiento. Las calizas y dolomías son muy susceptibles al fracturamiento, más cuando están expuestas. Los procesos tectónicos intensos pueden producir grandes extensiones de fracturamientos, por medio de los cuales el agua tiene acceso a mayor profundidad. Los procesos tectónicos que ocasionan el fracturamiento de la roca son los más importantes dentro de la carstificación (Milanovic´ *et al.*, 1981).

Los sistemas de fracturas más importantes se forman por esfuerzos de tensión que son producto de la separación de bloques. Estos sistemas de fracturas se dan siempre en los anticlinales y partes profundas de los sinclinales. Durante los procesos de formación de pliegues bajo la influencia de esfuerzos, hay planos de estratificación que no tienen la suficiente resistencia a este tipo de fuerzas de deformación dando como resultado su fracturamiento y son los que juegan un papel fundamental en la carstificación.

Usualmente las fracturas son parte de un sistema mayor que corta las capas de la roca y juntas forman una red continua bien definida de aperturas secundarias. Las fracturas secundarias son las que más influyen en el proceso de carstificación ya que por medio de estas y dependiendo de su profundidad y separación es que actuará el agua y la gravedad.

La relajación de esfuerzos también juega un papel importante en el proceso de carstificación, debido a que las fracturas se forman en planos perpendiculares al eje máximo de los esfuerzos de compresión después de que esta acción es terminada. Siguiendo el descargo de tensión, la masa de roca intenta asumir el mismo estado que existió antes de la aplicación de tensión, dando como resultado las fracturas de esfuerzos de relajación. Este tipo de fracturas se concentran en o cerca de zonas de la superficie, específicamente en áreas donde la erosión fue

muy amplia (desarrollada), estas áreas están usualmente en valles de ríos profundos, a lo largo de los cañones, alrededor de dolinas (“sinkholes”) profundas, etc. Debido a que sus lados aumentan la formación de fracturas de esfuerzos de relajación. No es fácil determinar la profundidad de este tipo de fracturas, algunos autores listan profundidades de 100 ó más metros (Milanovic´ *et al.*, 1981).

Las fisuras de la superficie que son producto de procesos exógenos juegan un papel definitivo en los procesos de carstificación. Las fisuras superficiales junto con las fracturas de relajación forman una red extensa de aperturas que interceptan el agua de la superficie llevándola a través de las capas por medio de las fracturas hasta la parte más profunda de la caliza. Las fracturas que están a través de una sola capa tienen efectos muy limitados. En capas delgadas, estratificación y laminación la caliza es menos quebradiza que en caliza masiva. Usualmente las estratificaciones de caliza se encuentran intercaladas o interestratificadas con arcilla lo cual hace que el fracturamiento sea menos expresivo.

El movimiento del agua en todas estas fracturas es causado por la fuerza de gravedad. La cantidad y velocidad depende del tamaño de los canales, de las fracturas, y del grado de interconexión que se tenga (Milanovic´ *et al.*, 1981).

3.3. Estructuras cársticas

Las estructuras cársticas se pueden clasificar de acuerdo a sus formas de absorción como: cerradas y abiertas, las formas cerradas se caracterizan por permitir una absorción lenta del agua y en las formas abiertas el agua penetra masivamente.

3.3.1. Formas cerradas

➤ Dolinas

El resultado de la infiltración del agua por la intersección de dos diaclasas (fracturas) y por las fisuras menores es la creación de una zona de máxima disolución y en consecuencia, se producirá una mayor emigración de caliza

disuelta hacia abajo y la pérdida de volumen del conjunto, que determinará el hundimiento lento de toda la zona afectada a partir de su centro, originándose entonces una depresión circular en principio embudiforme, llamada dolina (Figura 3.1).

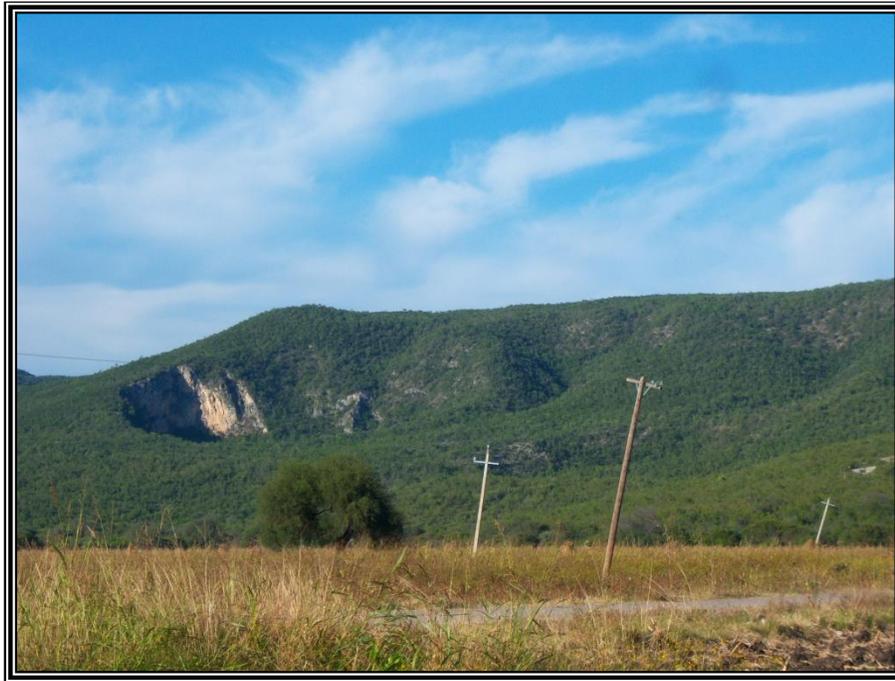


Figura 3.1. Dolina ubicada hacia el NE de Joya de Luna.

En toda dolina se debe diferenciar dos regiones: la externa o embudo, por la que se recogen las aguas de precipitación y de escurrimiento, principal elemento colector que en ocasiones también sirve como depósito, y la chimenea o tubo de absorción, desarrollo de los fenómenos de disolución y región por la cual el agua se infiltra. La chimenea puede tener el mismo diámetro que el embudo en las formas juveniles pero cuando ya es maduro el diámetro de la chimenea es menor que el del embudo.

El tamaño de las dolinas es muy variado oscilando desde algunos pocos metros hasta algunos centenares. A medida que la dolina va evolucionando a profundidad hundiéndose progresivamente el material aluvial se acumula en el fondo por el escurrimiento de las aguas, de tal forma que llega a construirse un sedimento que hace que cambie totalmente la morfología primitiva de la dolina, provocando que la

absorción se realice lentamente debido a que el sedimento arcilloso constituye un impedimento para una absorción rápida, de tal modo que en épocas de mucha pluviosidad las aguas aportadas pueden acumularse en la depresión, constituyendo charcas o lagunillas cuya agua se infiltra poco a poco hasta desaparecer. En las zonas de plegamiento las dolinas repartidas morfológicamente sobre las estructuras de los pliegues: en los flancos, encontramos dolinas de cuesta asimétrica, mientras que en el eje del pliegue se encuentran dolinas simétricas (Llopis-Lladó *et al.*, 1970).

➤ *Úvalas*

Cuando las dolinas evolucionan en superficie mas rápidamente que en profundidad es frecuente que los bordes de dos dolinas próximas se conjuguen originando una depresión más amplia, llamada úvala. Las úvalas tienden a tomar formas de elipsoide cuando derivan de la conjugación de dos dolinas, pero cuando a esta se juntan otras, los contornos pueden llegar a ser muy irregulares, aunque conservan casi siempre parte de sus formas primitivas. La generación de una úvala aumenta considerablemente la capacidad absorbente de la región de las calizas, puesto que actúa como zona colectora de agua en mucha mayor escala que la dolina.

Las úvalas se encuentran en todos los karst que presentan un cierto grado de evolución, pero sin duda, presentan ya formas más maduras que las dolinas.

➤ *Poljés*

Constituyen las formas de absorción de mayor extensión superficial del karst, Poljé significa llanura o campos en lenguaje yugoslavo, y en realidad morfológicamente no difiere gran cosa de las fosas tectónicas o graben; sus formas son alargadas (figura 3.2) en el sentido de los accidentes tectónicos. Son de fondo plano, cubiertos de sedimentos, de entre los cuales pueden emerger islotes rocosos fuertemente carstificados y atravesados por cavernas muertas, llamados "hum". Desde el punto de vista hidrológico hay tres tipos de Poljés 1) Poljés secos, situados generalmente a mayores altitudes, 2) Poljés inundados recurrentemente y

3) Poljés inundados permanentemente, los segundos tienen un funcionamiento complejo puesto que se inundan total o parcialmente durante los periodos húmedos y quedan en seco durante las sequías (Fernández-Rubio, 1965), de tal modo que en los Poljés se pueden encontrar alternancia de aluviones y arcillas lacustres.

Los Poljés que sufren inundaciones periódicas estacionales pueden tener 3 regímenes de sedimentación anual: periodo seco, con sedimentación de arcillas, periodo fluvial con depósito de aluviones; periodo lacustre, con sedimentación de arcillas.

La génesis de los Poljés puede ser diversa según Cvijic (1918) (referenciado por Milanovic *et al.*, 1981), puede generarse por:

1.- Progresiva conjugación de dolinas y úvalas. En efecto, si exageramos el fenómeno de conjugación de dolinas obtendremos úvalas de gran extensión superficial, es decir, Poljés; en ellas quedarán numerosos restos de rebordes calizos de las dolinas conjugadas, formando cerros denominados "hum".

2.- Por desarrollo de úvalas sobre una falla.

3.- Por carstificación de una zona tectónica (fosa, frente de cabalgamiento, etc.). Las fosas tectónicas de los Poljés y, sin duda, sobre estos accidentes tectónicos se han desarrollado los Poljés más extensos del mundo.

En realidad toda dolina por pequeña que sea requiere para su creación un accidente tectónico. Aunque sea elemental como una diaclasa, por lo tanto los Poljés de úvala como los de falla, tienen como directrices un accidente tectónico. Sólo los grandes Poljés se instalan sobre estructuras mayores, como los graben y fosas en general y en ellos no hay huellas de hums lo que parece indicar que la erosión cárstica ha desempeñado un papel secundario. La generación de los Poljés por conjugación de dolinas y úvalas sólo puede explicarse en los casos de extensión restringida, pero muchos de los Poljés del mundo no pueden explicarse de esta manera mucho menos cuando están relacionados con accidentes

tectónicos importantes ya sean sinclinales o fosas tectónicas. Las fosas tectónicas son una forma muy propicia al desarrollo de los Poljés debido a que naturalmente tiene ya una tendencia a dificultar el drenaje (Llopis-Lladó, 1970).

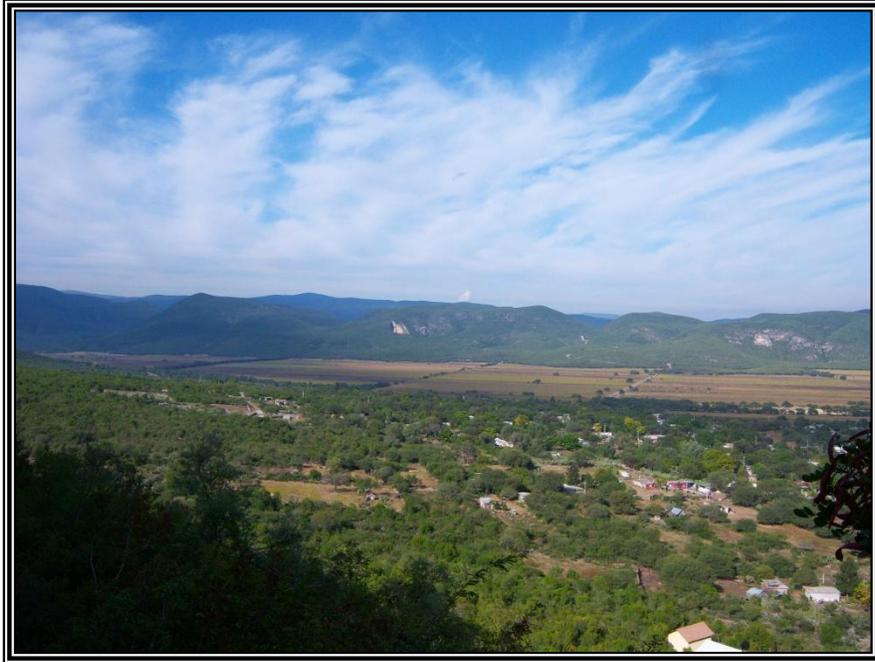


Figura 3.2. Vista general del Poljé de Joya de Luna.

Desde Cvijic (1918) (referenciado por Milanovic´ *et al.*, 1981) se ha adquirido la noción de que el funcionamiento hidrológico variado de los Poljés es consecuencia de su grado de evolución y sobre todo, de la posición del nivel impermeable subyacente del karst. Cuando el nivel piezométrico teórico del karst está muy por debajo del fondo del Poljé, quedara siempre en seco (Poljé Joven). Por el contrario, cuando el fondo del Poljé se ubica cerca de la capa impermeable, estará siempre inundado (Polje senil). Si se encuentra a una distancia moderada existirán periodos de inundación y periodos secos (Poljé maduro). Los Poljés evolucionan a profundidad del mismo modo que las dolinas, el fondo de los Poljés se hunde poco a poco.

3.3.2. Formas abiertas

Las formas de absorción abiertas se diferencian fundamentalmente de las cerradas en los volúmenes de agua que son capaces de absorber, ya que se realiza en masa.

➤ *Simas*

Cuando la evolución de una dolina progresa mas en profundidad que en superficie, se produce una continuada depresión de la misma debido a que se ha instalado sobre un haz de diaclasas o una falla que facilita excepcionalmente la disolución; dando como consecuencia el hundimiento brusco de los bloques de la chimenea. Esto solamente ocurre cuando ya existen huecos por debajo de la estructura antes de su instalación, ocasionando que posteriormente la dolina sufra un hundimiento brusco que provoque un desplazamiento rápido de bloques y arcillas hacia el interior del aparato cárstico, dando lugar a una forma de absorción abierta penetrable la cual se denomina sima (figura 3.3), teniendo una topografía fundamentalmente de desarrollo vertical (Llopis-Lladó et al., 1970).



Figura 3.3. Sótano de las Golondrinas (ejemplo de una Sima).

➤ *Sumideros o Poners*

En el transcurso de la evolución de dolinas a simas la capacidad de absorber de las nuevas estructuras aumenta progresivamente. En la fase de dolina la absorción es lenta aumentando considerablemente en el momento de formarse la sima, ya que la absorción se vuelve masiva. En este caso la sima recibe el nombre de sumidero o poner (Figura 3.4), reservando entonces en este caso el nombre de sima a las formas muertas de sumideros. Los sumideros o poners pueden actuar constantemente siendo entonces permanentes constituyendo en este caso las absorciones normales de arroyos y/o un río interior. También pueden ser sumideros accidentales que actúan únicamente durante las crecidas de los ríos o en periodos fuertes de precipitación. Así mismo, existen sumideros periódicos que tienen régimen estacional o funcionan durante la fusión de nieve o en otoño durante periodos lluviosos (Llopis-Lladó et al., 1970).



Figura 3.4. Sumidero o poner ubicado al SW de Joya de Luna.

➤ *Lapiaz*

Los lapiaz o Karrens (Figura 3.5) consiste en cumbres y vertientes de caliza cubiertas por hendiduras y arañazos de profundidad variable. Los lapiaz son estructuras cársticas que pueden evolucionar hacia cualquiera de las estructuras antes mencionadas (Figura 3.6).



Figura 3.5. Lapiaz o Karren localizado en Joya de Luna.

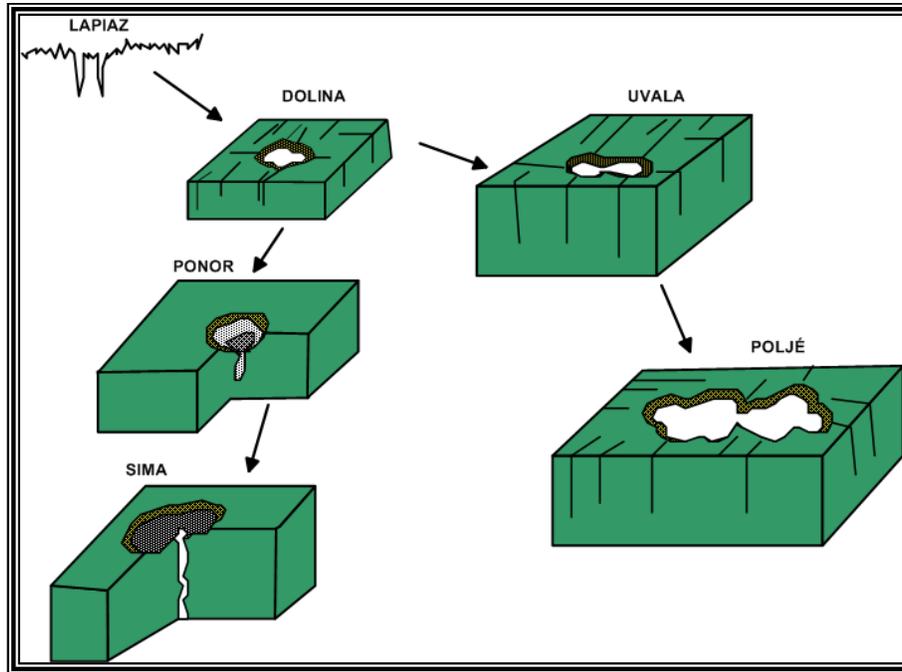


Figura 3.6. Evolución de las estructuras cársticas.

3.4. Tipos de karst

Al tener ambientes geológicos complejos, podemos encontrar la existencia de regiones de karst. Estas deben tener características específicas en común que nos permitan dar una clasificación entre los tipos y subtipos de karst. Hay varios parámetros que pueden ser empleados para hacer una clasificación factible y dependiendo del rasgo que se tomó en cuenta, es en el que estará basada. Varios autores clasifican a los karst de acuerdo a rasgos morfológicos, factores estructurales, factores tecto-genéticos, posición geográfica y el ambiente de depositación de las rocas carbonatadas, entre otras, debido a que ninguna de estas clasificaciones están basada en valores numéricos o en parámetros que puedan clasificarse y puedan expresarse por leyes exactas, cualquiera de estas clasificaciones de karst puede juzgarse como aceptable o inaceptable, dependiendo del prejuicio individual o los aspectos que se enfatizaron en cada sistema de clasificación (Llopis-Lladó et al., 1970).

Cvijic´ (1924-1926) (referenciado por Milanovic´ *et al.*, 1981) dio una de las primeras clasificaciones de karst. Utilizando el factor morfológico como base. Divide los karst en tres tipos: holokarst, merokarst y de tipo transicional.

Holokarst (karst completo): se desarrolla en áreas que se componen de rocas carbonatadas solubles. Se caracteriza por tener fenómenos de karst tanto subterráneamente como superficialmente, dando paso al desarrollo de nuevos procesos de karst. En las partes donde hay holokarst se tienen una vegetación muy específica y debido a la constante exposición de la caliza a la erosión no existe la posibilidad de tener tierra para ser cultivada.

Merokarst (karst incompleto): tiene algunas propiedades de regiones no kársticas. La roca carbonatada (bituminosa, arcillosa, dolomía) no estuvieron tan sujetas a procesos de carstificación, por lo que el fenómeno de karst es infrecuente y la profundidad de la carstificación es limitada. Los sedimentos carbonatados por lo regular están cubiertos de suelo con vegetación. En la parte expuesta a la intemperie el lapiaz es prácticamente ausente. Los merokarst nos hablan frecuentemente de karst enterrado o cubierto.

Transicional: el tipo de karst transicional tiene un grado de carstificación de una mezcla entre holokarst y merokarst. Esto es encontrado principalmente en caliza que es aislada de sedimentos impermeables o menos solubles. Las estructuras subterráneas de karst tienen un desarrollo bueno.

Desde un punto de vista hidrogeológico, la clasificación de los karts es de las más importantes. Está basada en las diferencias esenciales de sus características geológicas, sobre todo, en las características litológicas y estructurales. De acuerdo con esta clasificación hay dos tipos diferentes de karst: karst de plataforma y karst geosinclinal.

Karst de plataforma: se caracteriza por tener estratos horizontales o ligeramente inclinados y por su relieve de plataforma. Las rocas carbonatadas usualmente contienen un porcentaje superior de material de margoso por lo que la carstificación es impedida. Estos sedimentos a menudo se encuentran compactados e interestratificados entre las rocas impermeables o yacen fuera de la roca impermeable Por la ausencia de movimientos tectónicos diferenciales. En las regiones de plataformas los karst tienden a ser desprovisto de elementos rotos

o fracturados que proporcionan las principales líneas o direcciones para los procesos de carstificación.

Karst de geosinclinal: se desarrolla en diferentes zonas plegadas y fracturadas o rocas carbonatadas falladas. Con condiciones de clima favorables, las regiones de sinclinal o regiones plegadas son excelentes ambientes para el máximo desarrollo de procesos de carstificación.

La principal diferencia entre los karst de plataforma y los karst de geosinclinal es la relación hidrogeológica que tiene cada uno. En el karst de geosinclinal son más complicados o complejos y los procesos de carstificación son más activos que los que se tienen en los karst de plataforma. Las rocas carbonatadas que están en disolución en el karst de geosinclinal no exceden la actividad de disolución del karst de plataforma.

M. Herak (1977) propuso la aproximación de la clasificación tecto-genética de terrenos kársticos, distinguidos por la morfología e hidrogeología de cada uno. De acuerdo con Herak, tecto-genéticamente se pueden tener dos tipos de karst: 1) karst epi-orogénicos y 2) karst orogénicos.

1) *karst epi-orogénico:* este tipo de karst se desarrolla en rocas carbonatadas o alguna otra roca soluble depositada en mar epicontinental o bajo condiciones de agua dulce. Este tipo de sedimentos y karst es desarrollado en capas horizontales o sub-horizontales. Los plegamientos son regulares y las fracturas frecuentemente tienen una extensión regional. Dentro de esta clasificación se pueden tener cuatro variedades mas para una descripción detallada.

a) *karst epi-orogénico tabular:* se da en rocas solubles con o sin sedimentación, recubriendo un basamento impermeable que genéticamente pertenezca a una orogenia previa o a una antigua transgresión, dando como resultado la depositación de rocas impermeables. La base del karst está bien definida. La percolación del agua se da a través de planos de estratificación abiertos, grietas, fisuras y fracturas. Los rasgos de este tipo de karst casi siempre se desarrollan horizontalmente. Las cuevas y canales del karst son en ocasiones largos y bien

desarrollados, las cavidades verticales son raras. Las fuentes intermitentes y los acuíferos tienen pequeñas retardaciones, predominando la capacidad de almacenamiento.

b) Karst epi-orogénico plegado: es desarrollado en regiones que están directamente sobre secuencias impermeables de rocas epicontinentales. El cubrimiento sedimentario hace posible la existencia de agua confinada dentro de unidades sedimentarias más solubles. El subsuelo que divide las aguas usualmente coincide con algunas superficies.

c) Karst epi-orogénico tipo cuenca: se da en sedimentos puestos debajo de depresiones, dentro del basamento de una orogénia antigua. En las rocas solubles usualmente ocurren repetidamente en la sucesión de rocas. Los acuíferos del karst pueden ser aislados o interconectados de acuerdo a las fracturas locales que se tengan. Las condiciones de agua subterránea artesisiana o subarteciana pueden ocurrir en algunas cuencas.

d) Karst epi-orogénicos profundos: es una variedad de los karst epicontinentales y es muy parecido al karst orogénico profundo, los sedimentos carbonatados son muy gruesos y la cubierta es de rocas impermeables. Las características morfológicas e hidrogeológicas son desarrolladas a una gran escala.

2) Karst orogénico: se desarrollan en carbonatos y otras rocas solubles que estuvieron sujetas a movimientos tectónicos energéticos (orogénia). Muy a menudo con cabalgamientos así como formas estructurales extremos. El espesor de las rocas y su posición en una secuencia geosinclinal determina la variedad de tipos, los cuales se pueden distinguir en cuatro subtipos de karst orogénicos.

a) Karst orogénico lenticular: está limitada por intercalaciones carbonatos lenticulares plegadas junto con rocas no carbonatadas de otra orogénia.

b) Karst orogénico plegado: Los pliegues dominan, consistiendo en antiformal de carbonato y principalmente clástico sinforme que están perturbadas por fallas.

c) *Karst orogénico disecado*: se desarrolla en lugares tectónicos que son el principal factor de perturbación de las rocas carbonatadas. Las perturbaciones tectónicas y la erosión hacen que la impermeabilidad de las rocas no carbonatadas de la base del karst sea menor y el descenso permanente de las fuentes de agua es común (en los valles).

De acuerdo con su periodo de formación, los karst se pueden separar en dos tipos: paleokarst (karst fósiles) y karst recientes.

En la práctica, los karst frecuentemente son clasificados según su posición litoral y continental. Esta clasificación está determinada por su posición geológica y en base a sus características hidrogeológicas, la diferencia entre estos dos tipos depende de la manera en que se formaron, de las características hidrogeoquímicas de sus acuíferos en el régimen de circulación del agua y en otros fenómenos hidrogeológicos específicos.

Karst litoral: en contraste con el karst continental, en ocasiones puede contener aguadulce, el suelo es salobre y casi siempre tiene aguas completamente saladas. La intrusión de agua salada puede alcanzar unos kilómetros dentro del continente. La circulación sifonal, la ocurrencia de fuentes de manantiales submarinos y fuentes de manantiales de suelos salobres son también características de los karst litorales.

Karst continental: los karst continentales pueden ser separados en zonas. Herak *et al.*, (1969) analizaron la zona de Dinaric en el territorio de Croacia y diferenciaron tres franjas: Adriatic (litoral), central (high karst) e interna (inner belt). La franja litoral está compuesta de rocas autóctonas y está caracterizado por fuentes de agua de terrenos salobres o aguas salobres, fuentes de agua submarina, corrientes kársticas submarinas y un escaso flujo superficial permanente. En la franja central (high karst) se caracteriza por tener simas (ponors), corrientes kársticas (estavelles) y ríos perdidos. La franja interna (inner belt) está definida por un tipo de karst disecado en el que la superficie de corrientes permanentes y ríos están a menudo erosionados al nivel de los acuíferos del karst.

Los karst son divididos basados en su posición con respecto al nivel de la base local de erosión y la posición de la base impermeable en karst profundos y karst poco profundos.

Karst profundo: en el caso del karst profundo, existen debajo de dolinas de los ríos más profundos. Estos están formados en gruesa, abatidas y plegadas masas de karst. Las capas impermeables están localizadas a gran profundidad, la mayoría principalmente bajo el nivel del mar. Las rocas impermeables son locales o aisladas y no tienen mucha influencia en los procesos de carstificación. Todas las formas de la superficie dan las características de karst formados en karst profundos. Las posibilidades para el desarrollo de llanuras de karst (Poljés) son ilimitadas.

Karst poco profundo: en el caso de los karst poco profundos, la masa de carbonatos ha limitado el espesor de las capas de impermeables que son expuestas por la erosión profunda cerca de la base. Estos erosionaron profundamente las masas de carbonatos, particularmente dentro de los bloques aislados. Exhibiendo considerablemente la relación hidrogeológica mas simple que ocurre en los karst profundos. Las llanuras de karst (Poljés) son muy raros.

Jenning (1971) así como Cvijic´ (1900) (referenciado por Milanovic´ *et al.*, 1981) clasificaron a los karst como descubiertos y karst cubierto. Quinlan (1972) separan los karst en cuatro tipos particulares: (1) karst de subsuelo: están cubiertos con suelo residual, (2) karst de manto: se encuentran cubiertos con una capa delgada de sedimentos de postkarst que caracteriza el paisaje, (3) karst sepultado: están cubiertos por una capa relativamente delgada de sedimentos de postkarst, también se les conoce como paleokarst, (4) karst inter-estratificado: están cubiertos por rocas precársticas o sedimentos. Estas no pueden ser parte del paisaje contemporáneo.

Komatina (1973) separa cuatro tipos de karst en base a sus elementos estructurales: (1) karst de series horizontales y sub-horizontales, (2) karst de

zonas de plegamiento mínimo, (3) karst de zonas de cizalla de la corteza terrestre y (4) karst de zonas de compresión de la corteza terrestre.

Los autores chinos Yao-Ju *et al.*, (1976) distinguen tres tipos de karst de acuerdo con su exposición y circunstancias de sepultamiento, las condiciones de geología estructural y la variación en la geomorfología ocasionados por la erosión: (1) karst de corrosión, (2) karst de corrosión-erosión y (3) karst de tipo corrosión-estructural.

1) Karst de corrosión: esta representado por un peculiar paisaje de karst producido principalmente por corrosión. Debido a la corrosión se desarrollan formas típicas que hacen que la roca parezca un bosque y las depresiones se den en forma de embudo que pueden estar aisladas o en grupos.

2) Karst de corrosión-erosión: este tipo de karst están formados principalmente por corrosión y erosión, en ocasiones su apariencia geomorfológica es similar a paisajes producidos en rocas no carbonatadas. Las formas que se dan, son ocasionadas por la corrosión principalmente. Este tipo de karst está representado por conjuntos de crestas en valles de cuencas, montañas y con cañones en áreas montañosas.

3) Karst de tipo corrosional-estructural: este tipo de karst se desarrolla en diferentes áreas que están influenciadas por condiciones estructurales. Es posible distinguir dos subtipos de karst dentro de esta clasificación: (1) karst de tipo corrosión estructural y (2) karst de tipo corrosional-estructural. El karst tipo corrosión estructural ocurre en áreas de sinclinales y anticlinales elongados. El karst tipo corrosional-estructural, se desarrolla en capas de carbonatos sepultados, esto influenciado por una antigua topografía y por grandes fallas, como por ejemplo las que ocurrieron en el Mesozoico-Cenozoico.

Estas son unas de las principales clasificaciones de karst, hay otras pero son sólo una variación de las que se presentaron anteriormente.

Capítulo 4

4. MARCO TEÓRICO

4.1. Método geoelectrico

El método geoelectrico es aplicado para medir la resistividad de las diferentes estructuras geológicas que se tengan en el subsuelo en función de su composición textura, porosidad, y disposición. La resistividad de las rocas es de gran interés debido a que con el método podemos discriminar la presencia de humedad (agua dulce y agua salada), distinguir los diferentes tipos de rocas (ígneas, sedimentarias y metamórficas) también se puede diferenciar entre roca sana y roca fracturada y/o alterada.

Para medir la resistividad de las diferentes unidades geológicas a profundidad, se inyecta una corriente y después se mide la diferencia de potencial en superficie. Para ello se utilizan dos pares de electrodos. Los electrodos A y B son utilizados para inyectar corriente y con los electrodos M y N se mide la diferencia de potencial.

4.1.1. Principios básicos

4.1.1.1. Potencial eléctrico y diferencia de potencial

El potencial de un campo eléctrico es el trabajo que realiza dicho campo para repeler una carga (1 Coulomb) hasta el infinito, de manera contraria sería el trabajo que tendríamos que realizar para llevar la carga desde el infinito hasta aquel punto contra las fuerzas del campo. Cuando se tiene una diferencia de potencial entre dos puntos de un campo eléctrico nos referimos al trabajo que se tiene que realizar para mover una carga de un punto a otro en contra de las fuerzas del campo, dicho de otra manera es el trabajo que realiza un campo eléctrico para mover una carga de un punto a otro.

4.1.1.2. Resistividad y la ley de Ohm

Se demuestra experimentalmente que la intensidad de corriente que atraviesa un cuerpo por unidad de sección es linealmente proporcional al gradiente del potencial ($\Delta V/\Delta l$). Por lo tanto para una sección cualquiera, será:

$$\text{Intensidad} = C \cdot \text{Sección} \cdot \frac{\Delta V}{\Delta l} \quad (1)$$

Donde:

C: constante de proporcionalidad que es la conductividad del material.

$\frac{\Delta V}{\Delta l}$: Gradiente de potencial.

Por otro lado, la resistencia R que opone un cuerpo al paso de la corriente eléctrica es directamente proporcional a la longitud e inversamente proporcional a la sección. La constante de proporcionalidad lineal ρ (ro) es la resistividad, el cual es un parámetro propio de cada material.

$$R = \rho \frac{\text{longitud}}{\text{seccion}} \quad (2)$$

Como la conductividad (C) es el inverso de la resistividad (ρ):

$$R = \frac{1}{C} \cdot \frac{\Delta l}{\text{seccion}} \quad (3)$$

Despejando C en (3) y sustituyendo su valor en (1) obtenemos:

$$\text{Intensidad} = \frac{\Delta V}{R} \quad (4)$$

La unidad de resistencia es Ohm (Ω).

A partir de (2) obtenemos las unidades de ρ , que son $\Omega \cdot m$ (Ohm . metro).

4.1.1.3. Resistividad de las rocas

Los valores de resistividad en una roca están determinados por la cantidad de agua que contenga, por su porosidad y salinidad, así como la mineralogía de la roca.

De acuerdo a la variación que se tenga de los parámetros antes mencionados cada tipo de roca presentará una gran variedad de resistividades. A continuación se muestran los valores de resistividad de las rocas:

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

Tabla 4.1. Resistividades mas comunes en rocas, materiales y agua (Orellana y Money, 1966).

Es importante mencionar que en materiales detríticos la resistividad aumenta con el tamaño de grano. Por lo tanto en una investigación hidrogeológica en materiales detríticos, buscaremos resistividades elevadas que indican los materiales más gruesos, mayor permeabilidad.

En rocas compactas que tienen permeabilidad debido a su posible fisuración se buscarán las resistividades mas bajas que nos indicarán las zonas en las que la formación presenta la mayor fracturación y/o alteración. En este caso, también puede que la zona o niveles de menor conductividad tampoco sean permeables si los planos de fracturación han sido colmados por arcillas de alteración. En una región determinada cada formación nos indicará valores concretos de resistividad para cada formación, los valores se pueden obtener de diagráfias o realizando Sondeos Eléctricos en el mismo punto donde exista una perforación de la que se conozca la columna litológica (“SEV paramétrico o de calibración”).

4.1.1.4. Resistividad aparente

Supongamos que introducimos una corriente de intensidad I en el suelo en un punto A y mediante la ley de Ohm calculamos la resistencia, R , que se opone al paso de esa corriente, un cuerpo semiesférico de radio r y espesor dr (figura 4.1).

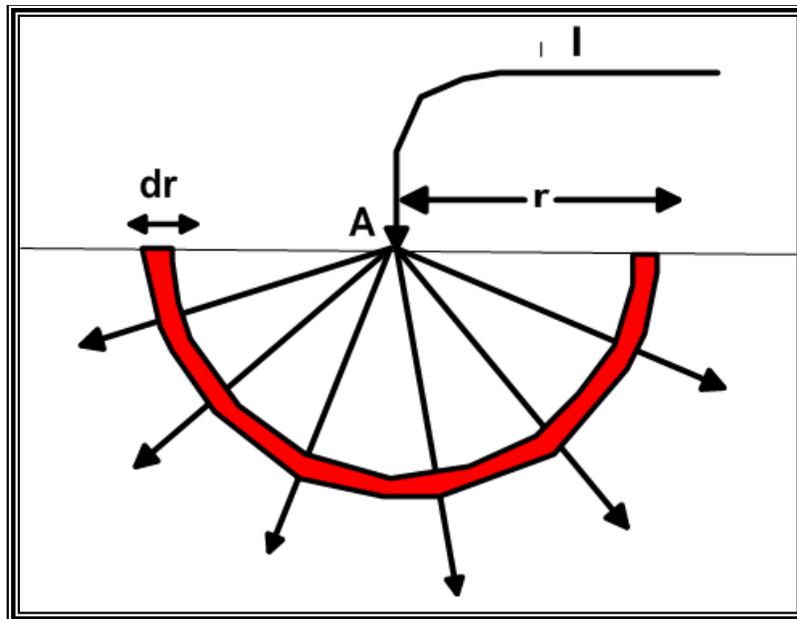


Figura 4.1. Inyección de corriente al suelo en el punto A.

Aplicando (2)

$$R = \rho \frac{\text{longitud}}{\text{sección}} = \rho \frac{dr}{2\pi r^2} \quad (5)$$

Aplicando la expresión (4):

$$-dV = R \cdot I \quad (6)$$

Y sustituyendo en (6) el valor de R por el obtenido en (5):

$$-dV = \rho \frac{dr}{2\pi r^2} \cdot I \quad (7)$$

Integrando resulta:

$$V = \rho \frac{I}{2\pi r} \quad (8)$$

Para introducir esa corriente debe existir otro electrodo *B*, por lo cual el potencial generado en el punto *M* será igual al producido por *A* menos el producido por *B* (figura 4.2).

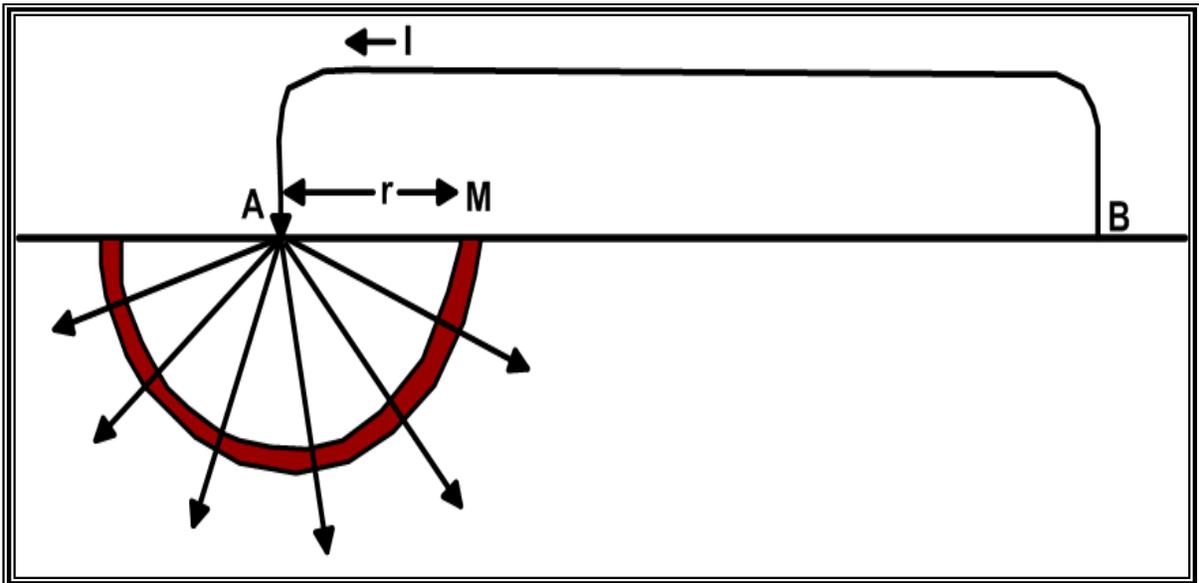


Figura 4.2. Inyección de la corriente al suelo en el punto A y B.

Aplicando dos veces la expresión (8) y restando, obtenemos el potencial en el punto M :

$$V_M = \rho \frac{\rho I}{2\pi AM} - \frac{\rho I}{2\pi BM} \quad (9)$$

Pero en la práctica no medimos el potencial en un punto sino que medimos la diferencia de potencial entre dos puntos M y N (figura 4.3).

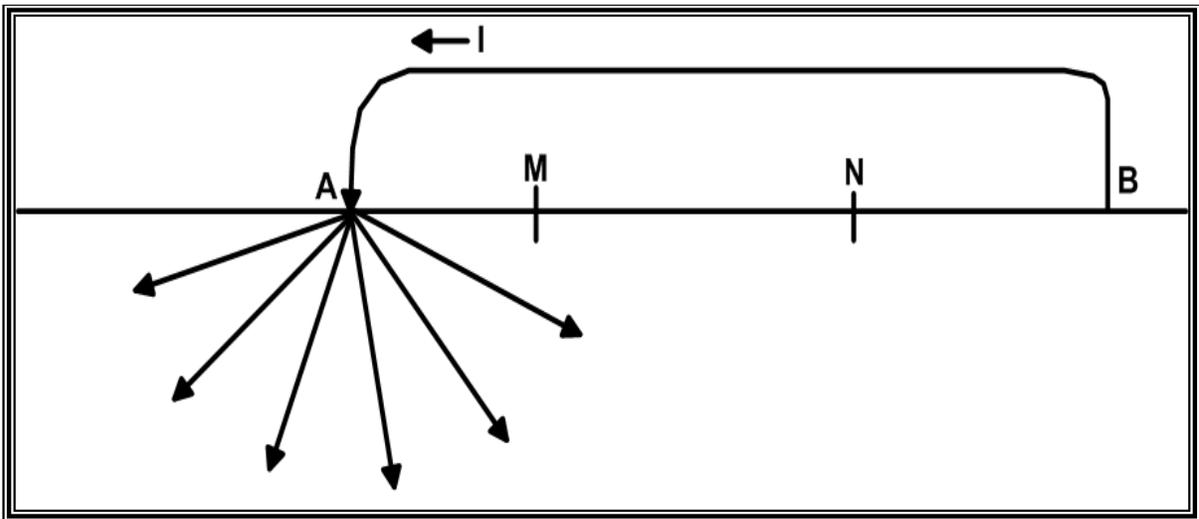


Figura 4.3. Medición de diferencia de potencial en los puntos M y N .

Aplicando la expresión (9) al punto N resulta:

$$V_N = \rho \frac{\rho I}{2\pi AN} - \frac{\rho I}{2\pi BN} \quad (10)$$

Por lo tanto, la diferencia de potencial entre los puntos M y N será:

$$V_M - V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right) \quad (11)$$

Despejando la resistividad ρ :

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)} \quad (12)$$

Simplificando y llamando K a la segunda fracción, resulta la fórmula que se utiliza en el campo en cada medida:

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} \cdot K \quad (13)$$

La constante K se denomina coeficiente geométrico del dispositivo, porque depende solamente de las distancias entre los cuatro electrodos. Si se trabaja con distancias predeterminadas, los valores de K ya se llevan calculados.

Para deducir la fórmula (13) no hemos necesitado suponer que los electrodos A , B , M , y N estén en una disposición especial, de modo que, colocándolos en cualquier posición (figura 4.4), para obtener la resistividad del subsuelo, simplemente hay que dividir la lectura del voltímetro por la lectura del amperímetro y multiplicar por K .

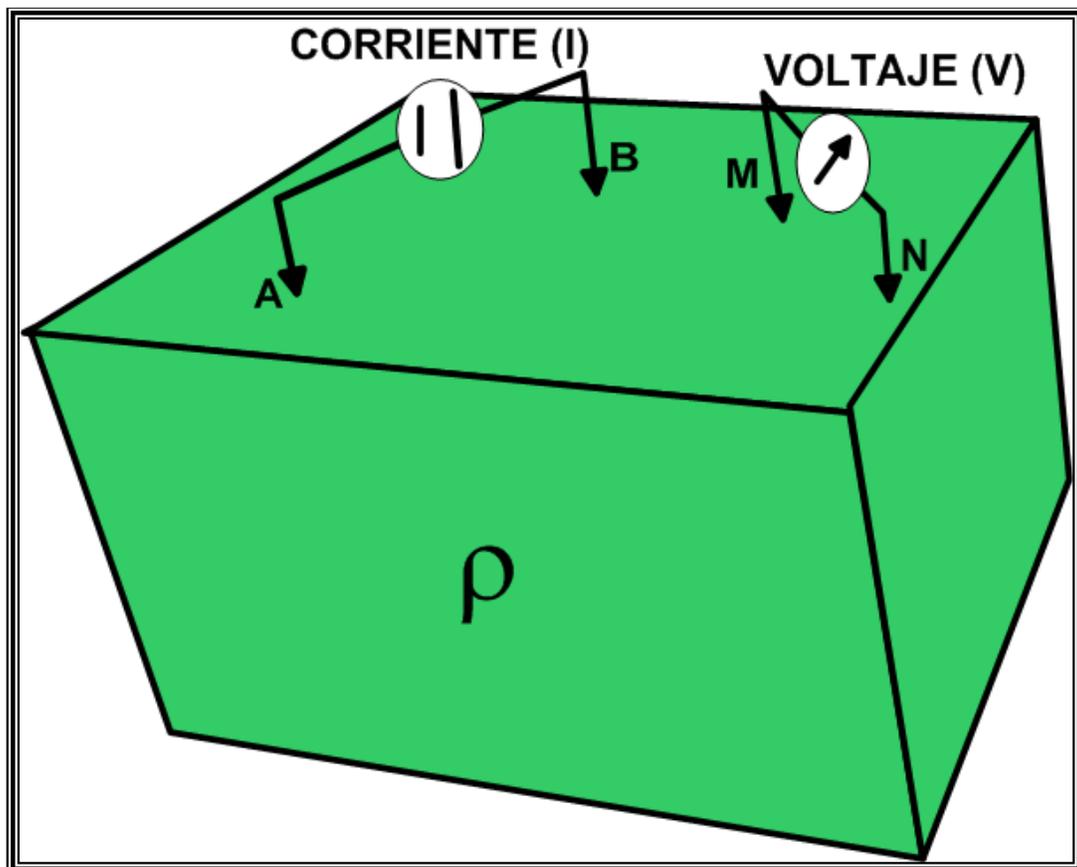


Figura 4.4. Medición de la resistividad aparente con electrodos dispuestos aleatoriamente (modificado de Kirch y Ernstson 2006).

El valor de ρ obtenido sería la resistividad real del terreno si este fuera homogéneo, pero es habitual que la ρ obtenida sea una mezcla de las resistividades de diversos materiales. Por tanto lo denominamos resistividad aparente (ρ_a).

4.1.2. Dispositivo eléctrico Schlumberger

En la figura 4.4 se han representado los cuatro electrodos dispuestos aleatoriamente. A pesar de ello aplicando la fórmula (12) obtendríamos la resistividad correcta del terreno, realmente los cuatro electrodos se colocan con una estructura determinada, es lo que se denomina “dispositivo eléctrico”.

Los más utilizados disponen los cuatro electrodos alineados y simétricos respecto del centro aunque hay otros dispositivos que no están alineados.

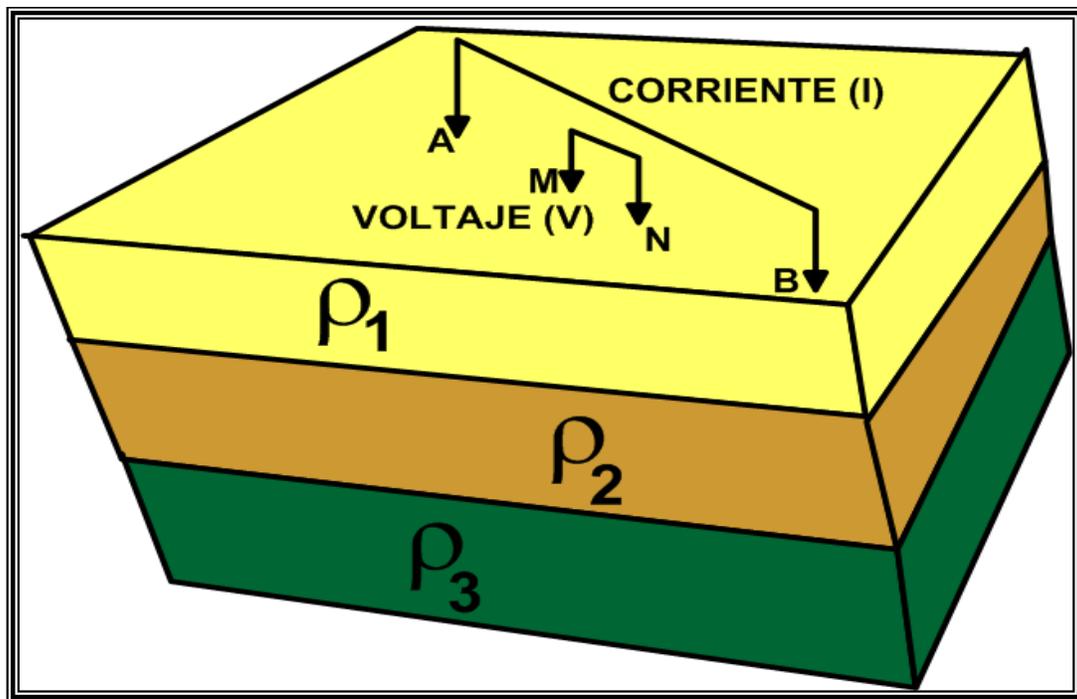


Figura 4.5. Dispositivo Schlumberger (modificado de Kirch y Ernstson 2006).

En el dispositivo Schlumberger (figura 4.5) la distancia MN es pequeña en relación a AB, en la práctica MN se mantiene tan pequeño como sea posible siempre que se puedan conseguir lecturas correctas. Para el dispositivo Schlumberger K (ecuación 13) se simplifica a: $K = (AM \cdot AN / MN)$.

4.1.3. Sondeos Eléctricos Verticales (SEV)

Si mantenemos el punto central (O) y vamos abriendo sucesivamente la distancia AB, la corriente eléctrica atravesará cada vez a mayor profundidad (figura 4.6), de tal modo que podemos decir que estamos realizando un Sondeo Eléctrico Vertical.

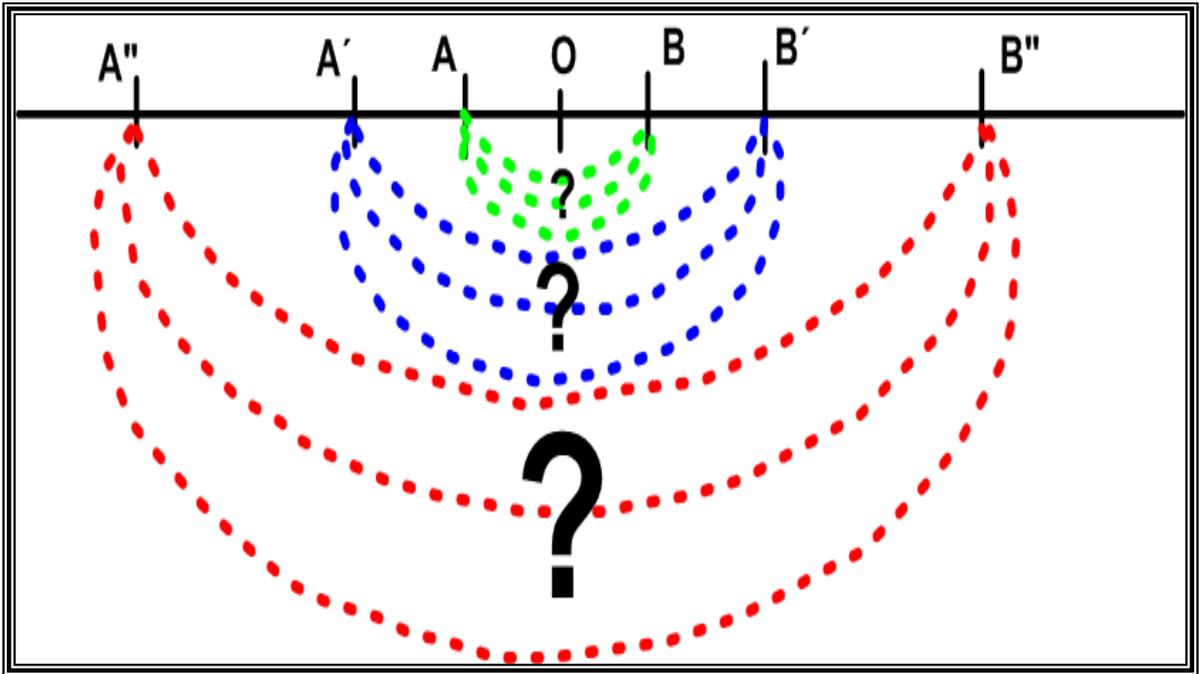


Figura 4.6. Sondeo Eléctrico Vertical (SEV): a mayor la distancia de AB, la profundidad aumenta.

Las distancias de AB se van espaciando de modo que al representarse en escala logarítmica queden equidistantes.

Los resultados se representan en un gráfico logarítmico: en las abscisas la distancia $AB/2$ de cada medida, y en ordenadas la resistividad aparente de cada punto (figura 4.7).

Esta curva es la que vamos a interpretar para conseguir los espesores y resistividades de las formaciones geológicas de la zona en la que hemos realizado el SEV.

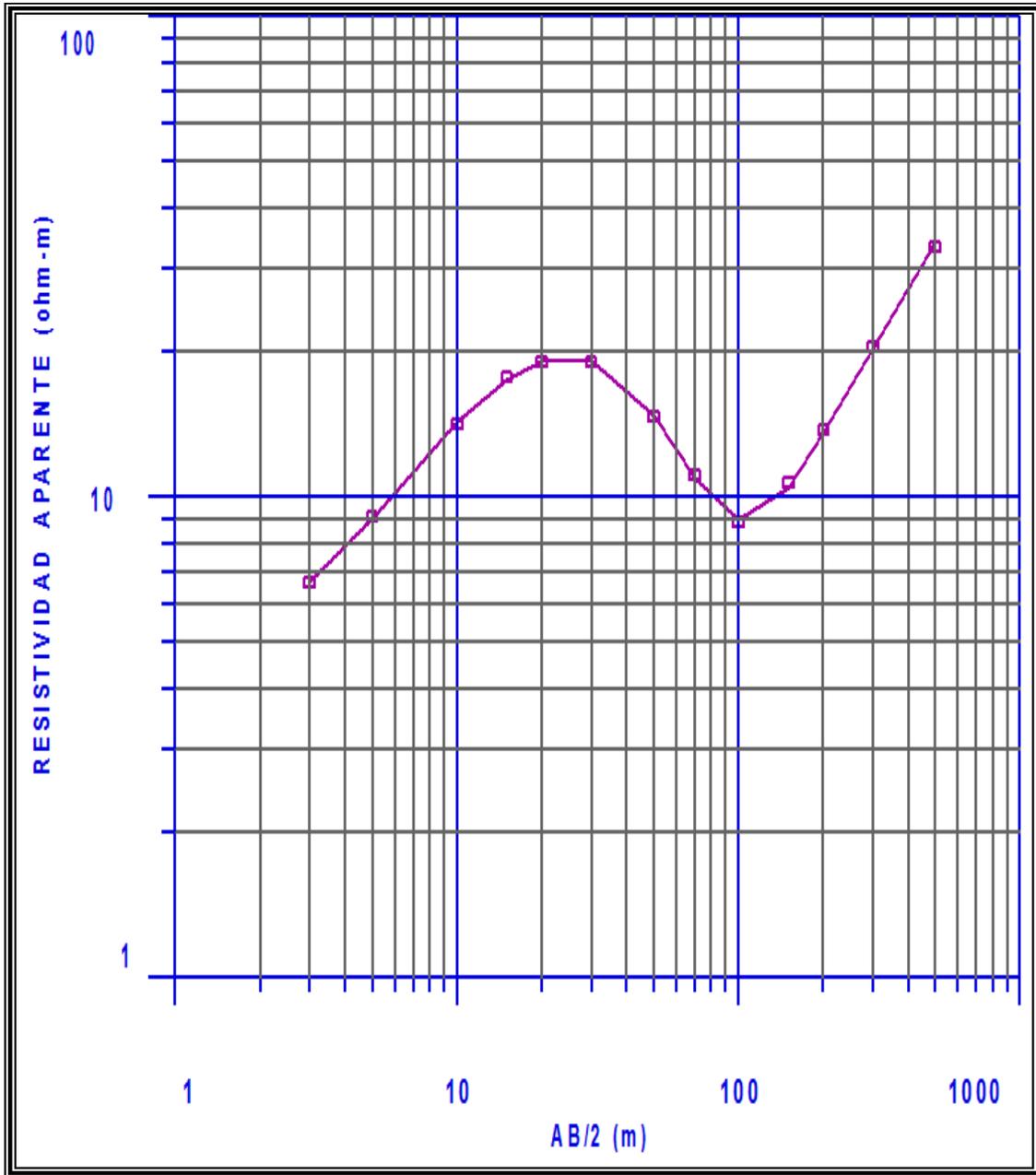


Figura 4.7. Gráfico logarítmico donde se muestran las curvas de resistividad aparente de cada sondeo.

4.1.4. Tipos de curvas

Los SEV pueden realizarse sobre cualquier zona geológica, pero para que la curva de resistividad aparente pueda ser interpretada, el terreno debe de estar conformado por capas horizontales y homogéneas, para que la información pueda ser aprovechada en otras circunstancias el procedimiento no se aplica.

Un corte geoelectrico de cualquier número de capas se compone de los siguientes datos: n valores de resistividad y $n-1$ espesores (no se conoce el espesor de la última capa).

4.1.4.1 Curvas para dos capa

Para un corte en el que se tengan únicamente dos capas solo pueden presentarse dos posibilidades: $\rho_1 > \rho_2$ y $\rho_1 < \rho_2$ (Figura 4.8) y no tienen nomenclatura específica.

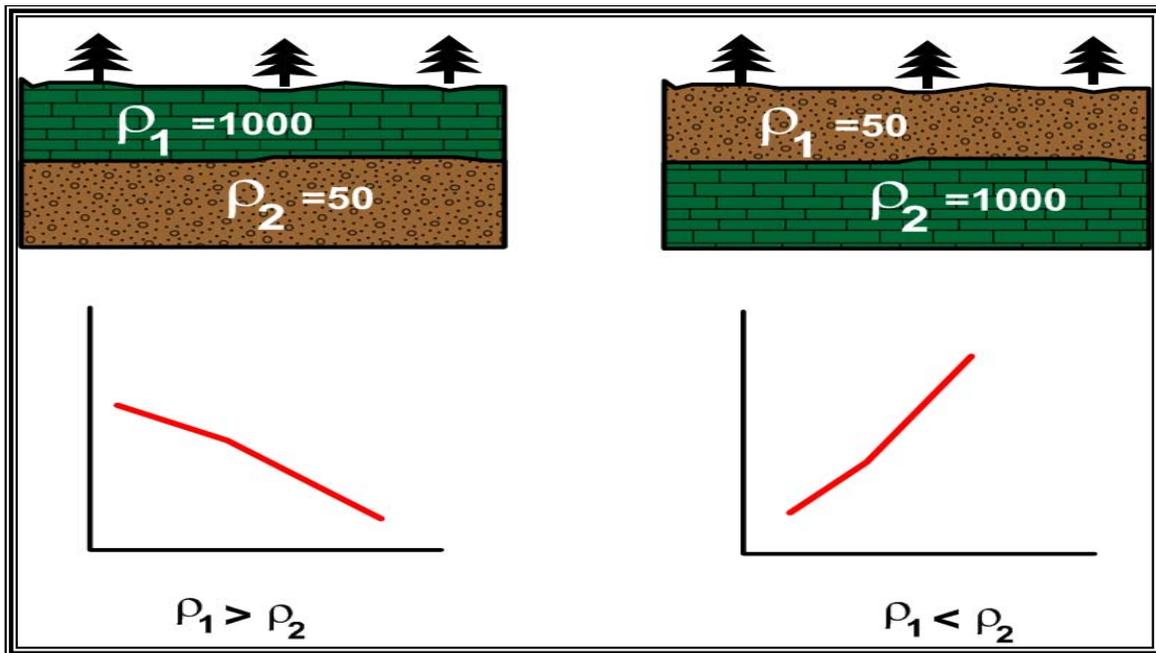


Figura 4.8. Tipos de curvas para corte de dos capas.

4.1.4.2. Curvas para tres capas

Cuando en el subsuelo se tiene la presencia de tres capas, se permiten cuatro posibilidades:

Tipo H. La segunda capa es la menos resistiva de las tres, es decir: $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$ (figura 4.9).

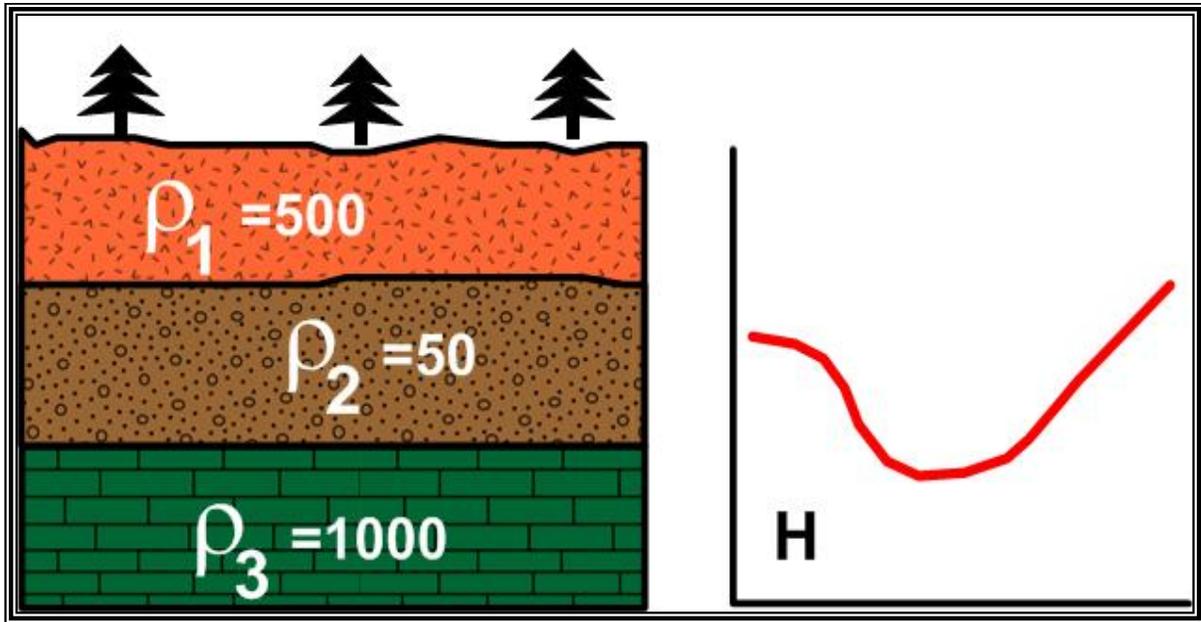


Figura 4.9. Corte geoelectrico de tipo de curva H.

Tipo K. La segunda capa es la más resistiva de las tres, es decir: $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$ (figura 4.10.)

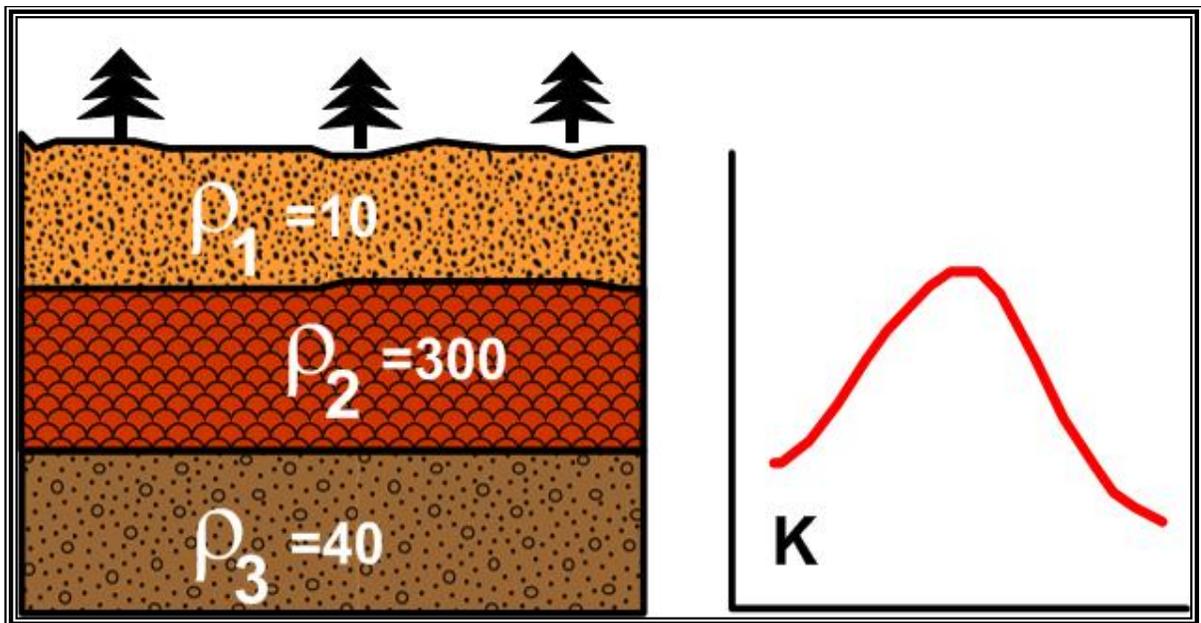


Figura 4.10. Corte geoelectrico de tipo de curva K.

Tipo A. La resistividad va aumentando con la profundidad, es decir: $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$ (figura 4.11).

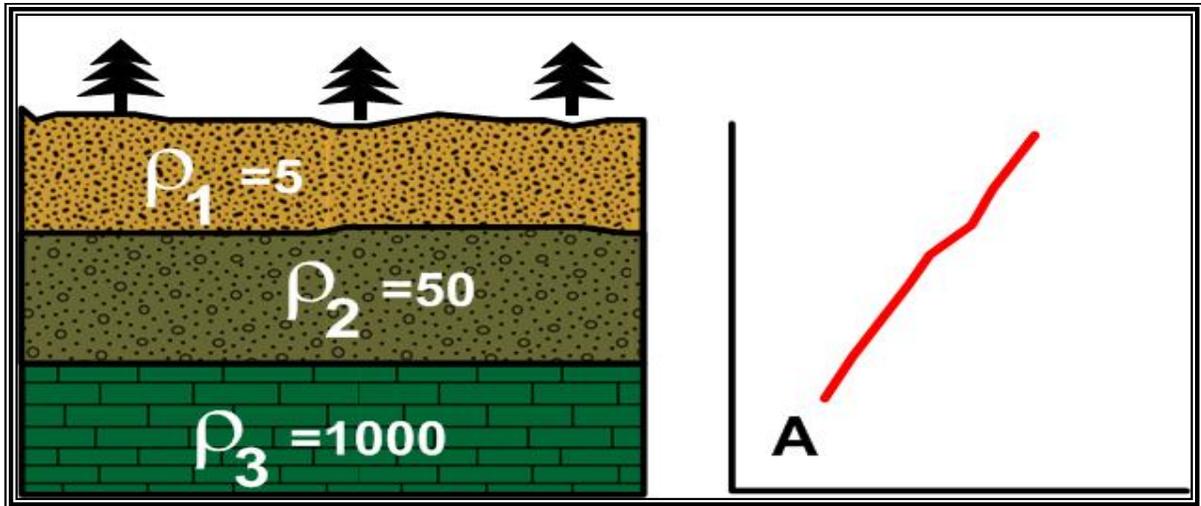


Figura 4.11. Corte geoelectrico de tipo de curva A.

Tipo Q. La resistividad va disminuyendo con la profundidad es decir: $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$ (figura 4.12).

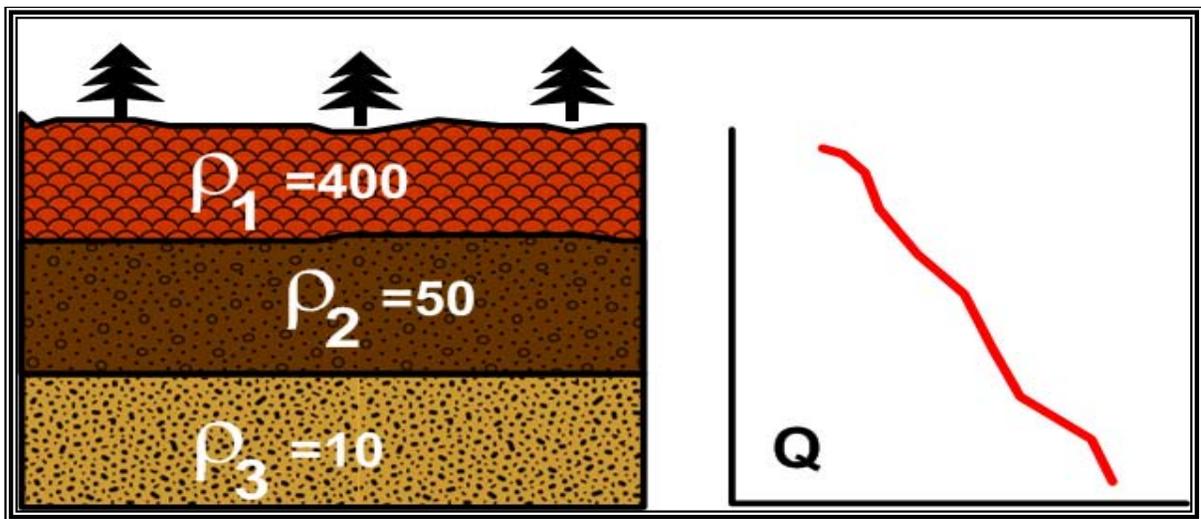


Figura 4.12. Corte geoelectrico de tipo de curva Q.

4.1.4.3. Curvas para cuatro y mas capas

Un corte geoelectrico de cuatro o más capas se descompone en intervalos de 3 en 3, dándole la nomenclatura correspondiente a cada tramo de 3 en la figura 4.13 se puede observar que las tres primeras capas forman una tipo H. La 2ª, 3ª y 4ª dan lugar a un tipo K y finalmente, las capas 3ª 4ª y 5ª son de tipo Q. por tanto, el corte completo, una vez interpretado se diría que es de tipo HKQ.

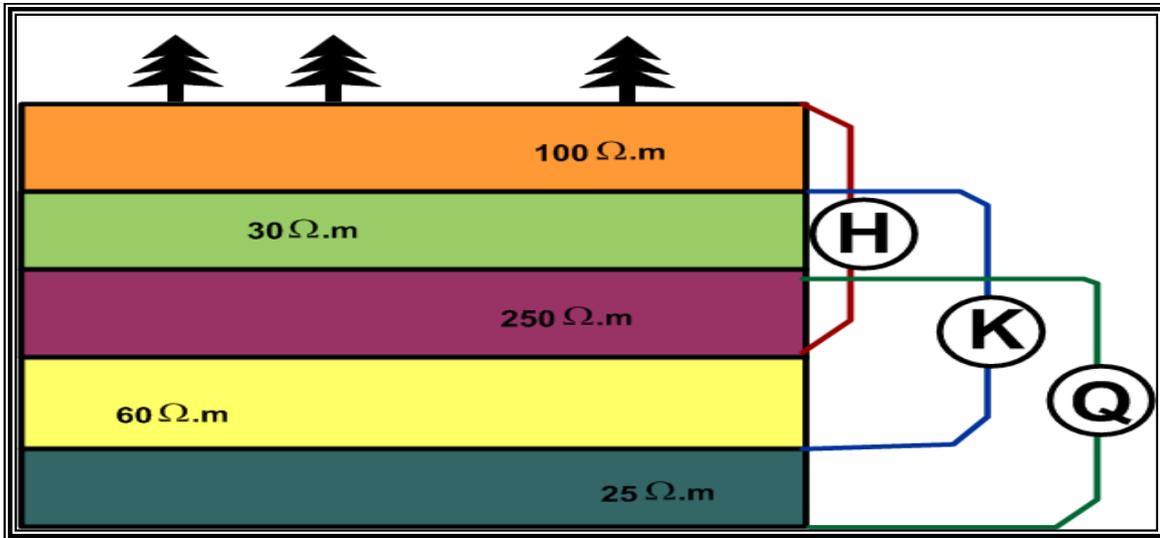


Figura 4.13. Forma de interpretar el tipo de curva en cortes con 4 ó más capas.

4.1.4.4. Interpretación de las curvas de resistividad

Para poder interpretar una curva cuantitativamente se debe razonar cualitativamente el número de capas y la nomenclatura del corte. La primera fase de la interpretación consiste en conseguir el corte geoelectrico, formado por espesores y resistividades. Esto puede realizarse superponiendo la curva obtenida en el campo a gráfico patrón o mediante softwares. La segunda fase de la interpretación es convertir el corte geoelectrico en un corte geológico (figura 4.14). Esta etapa precisa de un conocimiento geológico de la región.

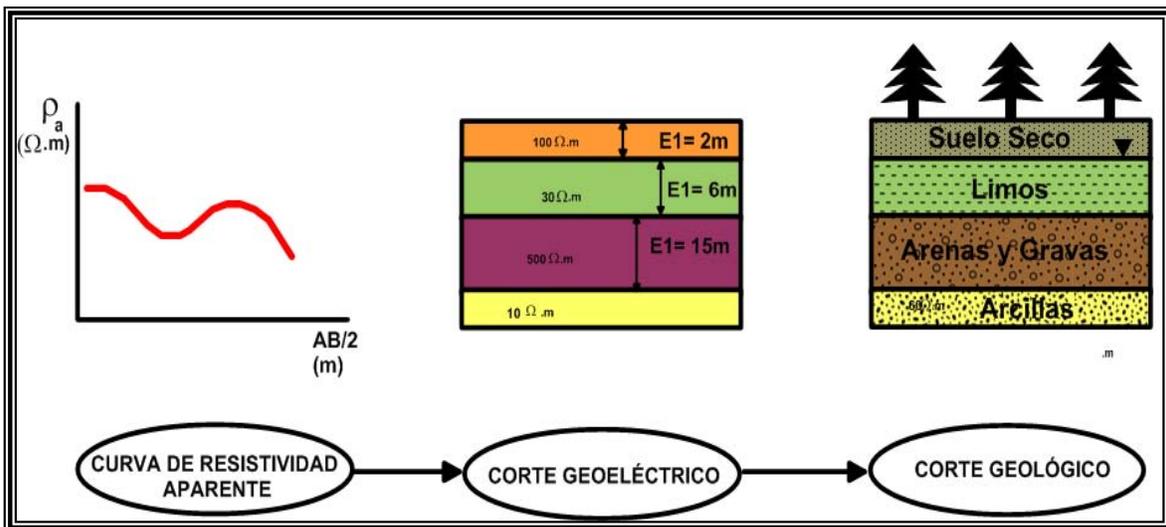


Figura 4.14. Método a seguir para interpretar cortes eléctricos en cortes geológicos.

4.2. Método magnético

4.2.1. Campo magnético terrestre

Se tiene evidencia de que el campo magnético de la Tierra existe desde hace aproximadamente unos 2,600 millones de años, ya que esta es la edad de la roca más antigua que se ha examinado paleomagnéticamente.

Mediante diversos estudios realizados se ha llegado a la conclusión de que el campo magnético terrestre es consecuencia de la existencia de corrientes de convección en el núcleo externo de la Tierra (Campbell, 1997), que es monitoreado y estudiado mediante una red global de observatorios magnéticos y diversos estudios magnéticos por satélite (Langel y Hinze, 1998). A una primera aproximación, este campo es dipolar y tiene una intensidad de aproximadamente 50,000 nanoTeslas (nT). Además, este campo cambia lentamente con el tiempo y se cree que tiende a colapsarse, con frecuencia seguido por una inversión, sobre una escala de tiempo de 750,000 a 780,000 años. Con base a las teorías que explican el origen del campo magnético, podemos decir que el magnetismo que se observa en la superficie terrestre, es producido por un dipolo magnético situado en el centro de la Tierra. La forma de este dipolo central realmente es muy compleja.

El campo magnético de la Tierra se parece al campo de un imán de barra grande cerca de su centro o que se debe a una esfera uniformemente magnetizada. El origen del campo no es bien entendido, pero se cree que se debe a las corrientes en un núcleo de fluido conductor. En la superficie de la Tierra, el polo de este imán de barra equivalente, mas cercano al polo geográfico norte, realmente es un polo "sur" magnético. Esta situación paradójica existe, ya que por convención el extremo norte que busca la aguja de una brújula se define como apuntando al norte, que debe apuntar a un polo de sentido opuesto o el polo sur del campo magnético de la Tierra. Para evitar una posible confusión, sin embargo, el polo magnético cerca del polo norte geográfico es y será llamado, un polo "norte".

El globo terráqueo constituye un imán permanente (figura 4.15), cuyos polos se encuentran en las proximidades de los polos geográficos. El campo magnético

terrestre no es mas que un caso particular del magnetismo, cuyas características están determinadas por las propiedades físicas de nuestro planeta.

Las líneas del campo, o flujo, de la Tierra presentan el modelo usual común a un imán pequeño como se muestra en la figura 4.15. Nótese que la dirección del campo es vertical a los polos magnéticos norte y sur, y horizontal al Ecuador magnético. Es importante entender esta geometría con respecto a la interpretación de las anomalías magnéticas.

Aunque el campo de la corteza es el enfoque de la exploración, los campos magnéticos externos a la Tierra tienen un gran efecto en las mediciones magnéticas y deben eliminarse durante el procesado de los datos.

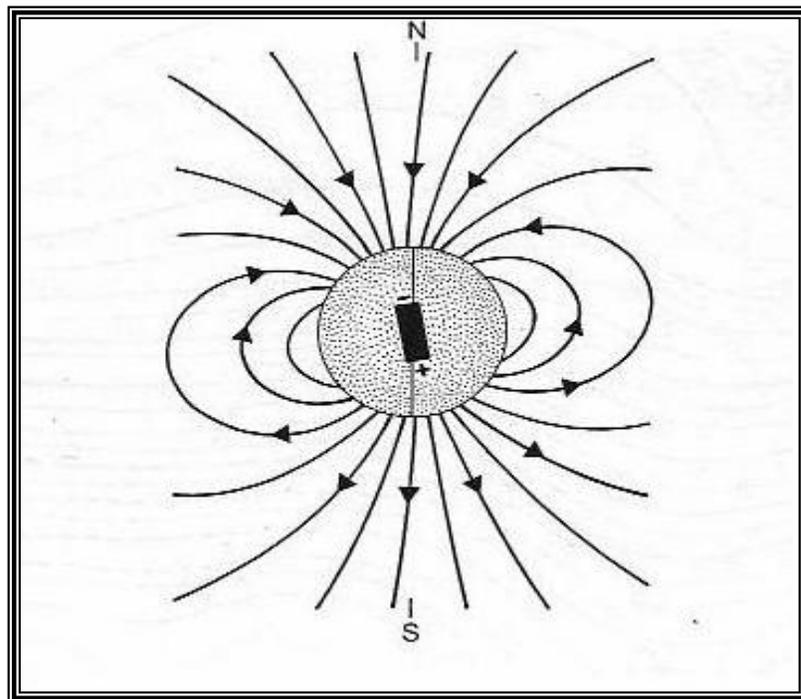


Figura 4.15. Campo dipolar terrestre (modificada de Burger, 1992).

Estos efectos son el producto de la interacción entre el campo global y los campos magnéticos asociados con el viento solar (Campbell, 1997). Primero, el campo de la Tierra está comprimido en el lado de entrada del Sol y da lugar a una variación periódica (diurna); en las latitudes medias, las variaciones diurnas son de aproximadamente de 60 nT. Segundo, la interacción genera partículas cargadas eléctricamente que mantienen un anillo de corriente persistente a lo largo del

Ecuador, llamado el electrojet ecuatorial. Las inestabilidades en el anillo de corriente dan lugar a las fluctuaciones del campo magnético impredecibles de decenas de nT cerca de la superficie de la Tierra. Finalmente, cerca de los polos, la entrada de partículas cargadas a lo largo de las líneas de campo crea fuertes fluctuaciones del campo magnético durante las tormentas magnéticas sobre escalas de tiempo de unas horas y con amplitudes de más de 200 nT.

El campo magnético terrestre está formado por dos campos principales: el Campo Interno y el Campo Externo.

El Campo Interno: es el campo más importante ya que constituye el 98% del campo magnético total. Como su nombre lo indica, es el campo que proviene del interior de la Tierra. Teóricamente este campo puede representarse como el campo producido por una serie de dipolos magnéticos con diferente orientación situados en el centro de la Tierra. El campo interno presenta una variación media secular de 8 nT por año. Si se supone que la Tierra está constituida por un material uniformemente magnetizado y que el campo geomagnético es producido por un dipolo magnético situado a lo largo del eje terrestre, el momento magnético total de la Tierra sería de 8.3×10^{25} unidades cgs de lo cual se supondría una polarización de 0.08 unidades cgs. El campo interno es en sí la suma de un campo geomagnético y un campo cortical. El campo geomagnético, como ya se dijo, es el producido por el dipolo magnético en el núcleo de la Tierra, y el campo cortical esta dado por el material en la corteza terrestre. Las anomalías que produce este campo es el objeto de estudio para la geofísica de exploración.

El Campo Externo: se cree que es producido por corrientes inducidas en la ionósfera cuando esta se desplaza con respecto al campo magnético terrestre, este campo es el que ocasiona la periodicidad diaria del campo magnético terrestre.

Si suponemos una aguja imantada, libremente suspendida, de modo que pueda girar en el plano horizontal, esta tomará una posición de equilibrio que forma con el meridiano astronómico el ángulo llamado declinación, D , variable de unos

puntos de la Tierra a otros. Si puede girar en el plano vertical, colocado en la dirección de la declinación, formará con el horizonte el ángulo de inclinación, I . Los elementos del campo magnético terrestre se ilustran en la figura 4.16.

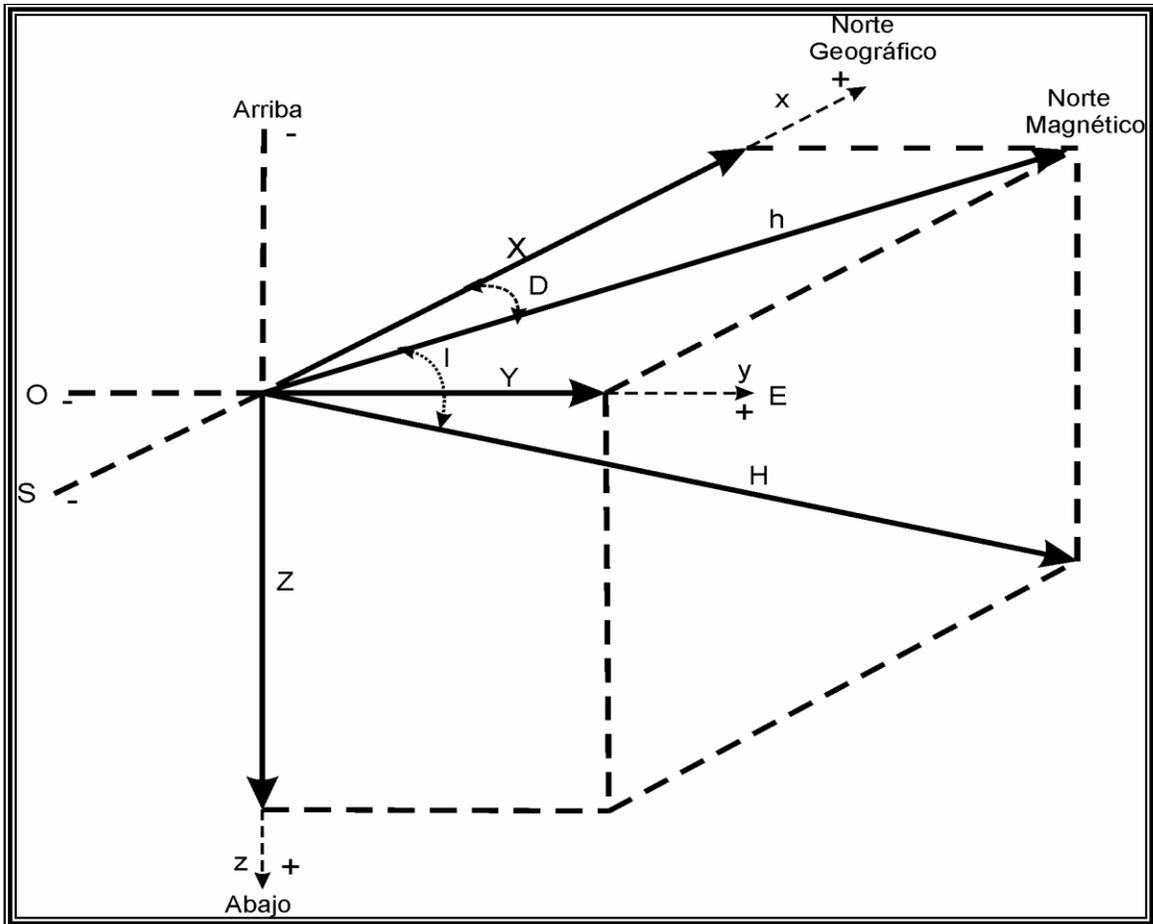


Figura 4.16. Componentes del vector de campo magnético en un punto de la superficie terrestre (modificada de Parasnis, 1979).

Donde:

D = Declinación magnética ($0 < D < 360^\circ$)

I = Inclinación magnética ($-90^\circ < I < 90^\circ$)

h = Componente horizontal del campo magnético

z = Componente vertical del campo magnético

H = Intensidad del campo magnético terrestre

y sus relaciones son:

$$\begin{aligned}H^2 &= h^2 + z^2 = X^2 + Y^2 + Z^2 \\h &= H \cos I & z &= H \sin I \\X &= h \cos D & \tan I &= \frac{z}{h} \\Y &= h \sin D & \tan D &= \frac{Y}{X}\end{aligned}$$

En el ecuador magnético $I = 0$, luego $h = H$, $Z = 0$. En los polos $I = 90^\circ$, luego $h = 0$, $Z = H$.

Según indican las fórmulas anteriores la componente vertical aumenta hacia el norte y la horizontal disminuye. Esta variación del campo magnético, que podríamos llamar variación normal, hay que tenerla en cuenta en todos los trabajos de investigación, por lo que su conocimiento es indispensable.

4.2.1.1. Distribución normal del campo magnético en la superficie terrestre

La prospección magnética se basa en el análisis de las anomalías magnéticas, que son aquellas debidas a la distorsión local del campo terrestre que modifica la dirección y magnitud del vector que representa localmente el campo. Estas anomalías son producidas por la presencia en el subsuelo, de cuerpos con contenido de magnetita, un mineral común en la naturaleza. Para las anomalías magnéticas *inducidas*, la inclinación del campo en el lugar determina las características de la distorsión del campo. Para las anomalías *remanentes* estas características dependen mas de la inclinación del campo remanente de otras épocas geológicas que quedo grabado en las rocas de manera permanente. La forma de las anomalías entonces depende, por una parte de la inclinación del campo, actual o pasado y por otra de la posición, las dimensiones, de la forma y la naturaleza de los cuerpos anómalos.

Las unidades utilizadas en la exploración geofísica para medir la intensidad del campo H son el nanoTesla (nT) y la gamma (γ), aunque esta última cada vez está mas en desuso. Estas son iguales entre sí y son equivalentes a 10^{-5} oersted. Un oersted es la intensidad del campo en un punto en donde se ejerce una fuerza de

un dina sobre un polo magnético unitario. La intensidad del campo magnético terrestre es en promedio del orden de los 25,000 nT en el Ecuador y 70,000 nT en los polos. La inclinación y la intensidad horizontal total se muestra en las figuras 4.17 y 4.18 (NOTA: 1 nT = 10^{-9} gauss). El Gauss realmente es una unidad de la inducción magnética y el oersted una unidad de la intensidad magnética B y I respectivamente, en la nomenclatura física. Sin embargo, por convención en la comunidad geofísica, el gauss es la unidad en cgs de la intensidad magnética. En todo caso, numéricamente, 1 gamma = 10^{-5} gauss = 10^{-5} oersted = 10^{-9} webers/M² = 10^{-9} tesla.

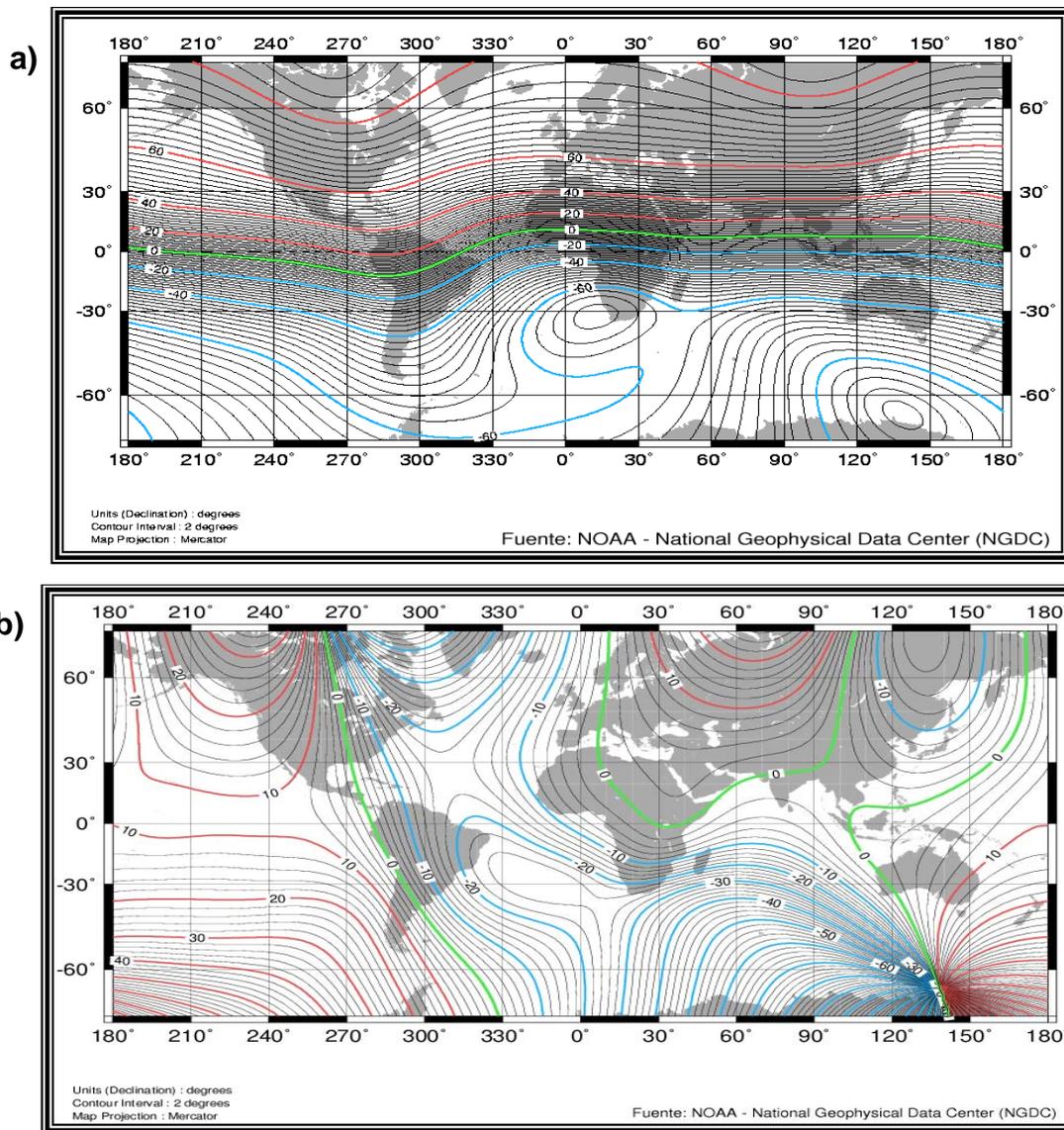


Figura 4.17.-a) Inclinación geomagnética (I), b) Declinación geomagnética (D).

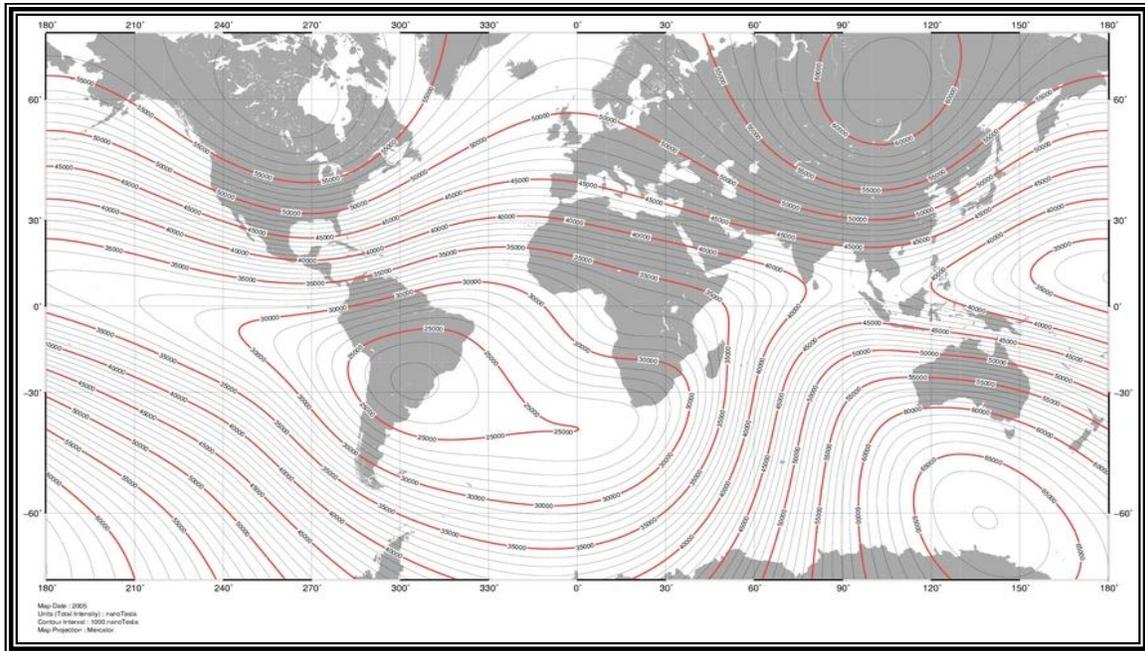


Figura 4.18. Líneas de igual intensidad del campo magnético terrestre (2005) (Tomada del NOAA).

4.2.1.2. Variaciones temporales del campo magnético terrestre

Si la susceptibilidad magnética de las rocas subyacentes se considera nula o constante, el campo magnético en la superficie de la Tierra varía muy poco. Las variaciones del campo magnético terrestre con la latitud en una zona confinada (algunas centenas de kilómetros cuadrados) son despreciables. En cuanto a la altitud apenas varía 0.03 nT por cada metro en los polos, y la mitad de esta cantidad en el Ecuador, lo cual hace que no se consideren estas variaciones en el cálculo de las anomalías magnéticas. Las variaciones mas importantes del campo magnético terrestre son de carácter temporal. Estas son las siguientes:

La variación secular con valores de decenas de nT al año. En algunos sitios alcanza hasta 150 nT/año y de 6 a 10 minutos/año para la declinación e inclinación magnética respectivamente. Las variaciones periódicas, con periodos de doce horas, un día, veintisiete días, seis meses y un año. Estas variaciones pueden llegar a tener valores de hasta 100 nT. Las variaciones no periódicas, asociadas a las tormentas magnéticas, con fluctuaciones de hasta 500 nT. Las pulsaciones magnéticas que son variaciones con periodos muy cortos y amplitudes muy pequeñas.

Las variaciones diurnas (figura 4.19) son las más importantes desde el punto de vista de la exploración magnética, por lo que se deben tener en cuenta durante el procesamiento de los datos.

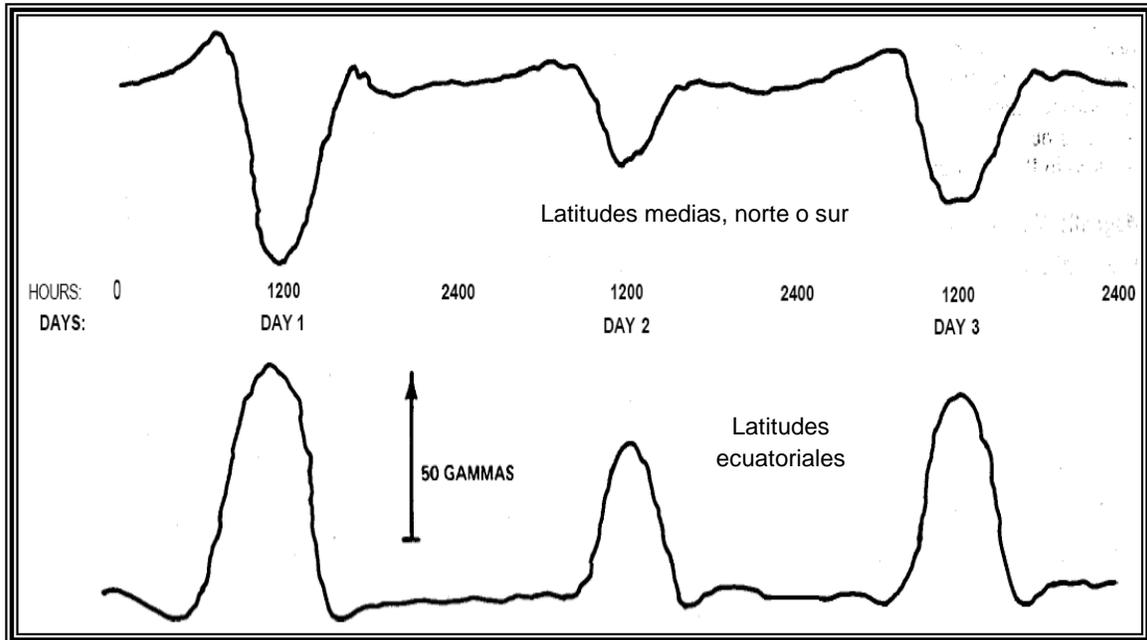


Figura 4.19. Ejemplos de registro de la variación diurna del campo magnético (tomada de Breiner, 1999).

4.2.2. Propiedades magnéticas de las rocas

Susceptibilidad (k): la susceptibilidad magnética de una sustancia es la relación que existe entre la intensidad magnética que posee dicha sustancia y el campo magnético o fuerza magnética terrestre.

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

4.2.3. Mecanismos para la magnetización inducida

La naturaleza de la magnetización de un material en general es compleja y está gobernada por las propiedades atómicas y está mas allá del alcance de esta discusión. Es suficiente decir, que al someter la materia a un campo exterior se presentan tres tipos de fenómenos magnéticos:

Diamagnetismo: consiste en una variación del radio y de la velocidad de giro de las cargas de los átomos, con lo que varía el momento magnético de estos.

Este fenómeno se presenta en todos los átomos, pero se aprecia cuando el número de electrones es grande y dispuestos con una simetría tal, que el momento magnético del átomo no es nulo, es decir, para los elementos sin electrones no apareados en sus orbitas exteriores, ésta es la única forma de magnetismo observado. Las susceptibilidades de los materiales diamagnéticos son relativamente pequeñas y negativas. El campo magnético en el interior de estos cuerpos es menor, por lo tanto, la susceptibilidad $k < 0$. Los materiales diamagnéticos se caracterizan por ser difícilmente o nada imantables. El cuarzo y la sal son dos materiales diamagnéticos terrestres comunes.

Paramagnetismo: este fenómeno se presenta cuando en las sustancias el momento magnético del átomo no es nulo, está en todas las direcciones, con lo que las sustancias aparecen como no magnéticas pero en presencia de un campo exterior se ordenan de forma que refuerzan la acción de este y presentan $k > 1$. Este fenómeno depende de la agitación térmica de las moléculas y por lo tanto de la temperatura. Sólo puede observarse a temperaturas relativamente bajas. La temperatura sobre la que el paramagnetismo ya no se observa se llama la Temperatura de Curie. Las susceptibilidades de sustancias paramagnéticas son pequeñas y positivas. Los materiales paramagnéticos son fáciles de magnetizar.

Ferromagnetismo: es un caso especial del paramagnetismo, se presentan en sólidos interatómicos suficientemente grandes como para producir un paralelismo de los momentos atómicos de un conjunto de átomos próximos, los cuales se ordenan al someterlos a un campo exterior como sucede con el paramagnetismo, sólo se observa a temperaturas por debajo de la Temperatura de Curie. Hay tres variedades de ferromagnetismo:

Ferromagnetismo puro. Las direcciones de alineación del giro del electrón dentro de cada dominio son casi todos paralelos a la dirección del campo externo

inducido. Las sustancias puras ferromagnéticas tienen grandes susceptibilidades positivas (aproximadamente 1).

Los minerales ferromagnéticos puros no existen, ya que se encuentran asociados con el hierro, cobalto y el níquel que son ejemplos comunes de elementos ferromagnéticos (figura 4.20).

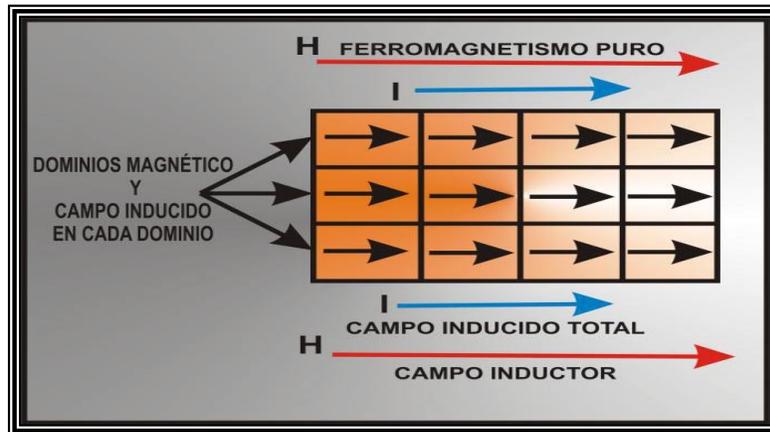


Figura 4.20. Materiales ferromagnéticos puros (modificada de Burger, 1992).

Antiferromagnetismo. Las direcciones de alineación de los electrones dentro de los dominios adyacentes están opuestas y la abundancia relativa de dominios con cada dirección del giro es aproximadamente igual. La intensidad magnética observada para el material es casi cero. Así, las susceptibilidades de materiales antiferromagnéticos son casi cero. La hematita es un material antiferromagnético (figura 4.21).

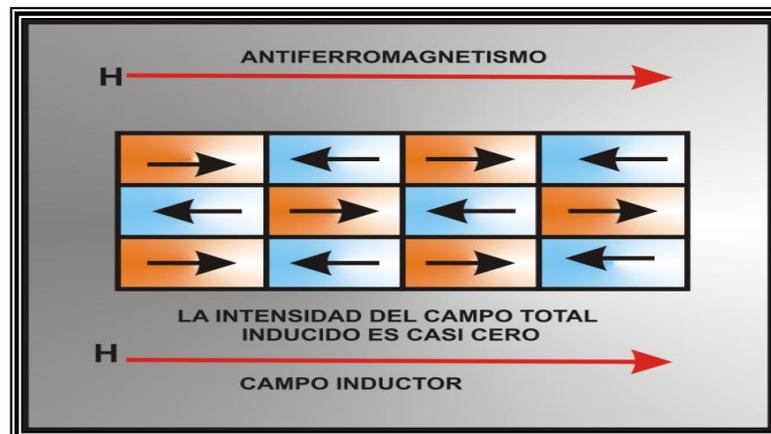


Figura 4.21. Materiales antiferromagnéticos (modificada de Burger, 1992).

Ferromagnetismo. Como los materiales antiferromagnéticos, los dominios adyacentes producen intensidades magnéticas en direcciones opuestas. Las intensidades asociadas con los dominios polarizados en una dirección opuesta al del campo externo, sin embargo, son mas débiles. La intensidad magnética observada para todo el material está en la dirección del campo inducido pero es mucho mas débil que el observado para los materiales ferromagnéticos puros (figura 4.22). Así, las susceptibilidades para los materiales ferromagnéticos son pequeñas y positivas. Los minerales magnéticos más importantes son los ferromagnéticos e incluyen la magnetita, titanomagnetita, ilmenita y pirrotita.

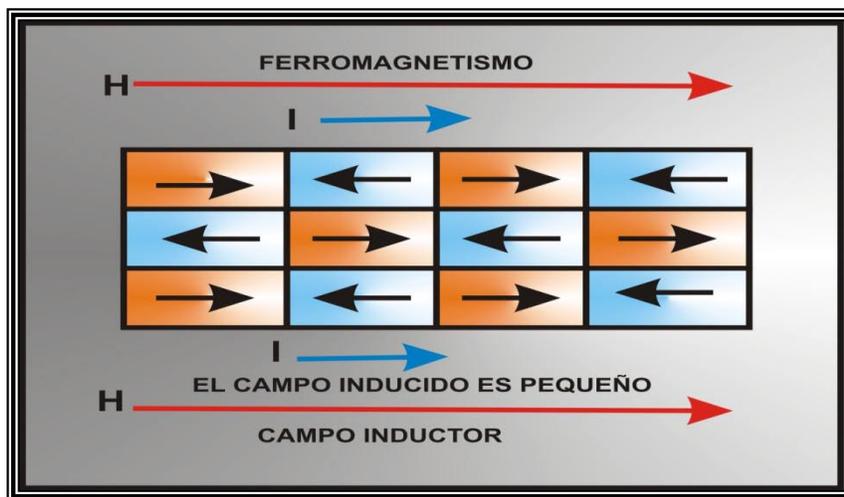


Figura 4.22. Materiales ferromagnéticos (modificada de Burger, 1992).

De esta manera, las rocas que producen anomalías magnéticas son aquellas que difieren de las rocas encajonantes por su intensidad de magnetización I . Esta propiedad se puede describir como la facultad de un material para polarizarse magnéticamente bajo la influencia de un campo exterior H . Cuando el campo magnético exterior es débil, por ejemplo el campo terrestre, la intensidad de magnetización I , ó sea la magnetización por unidad de superficie, es proporcional al campo si el campo es normal a la superficie del cuerpo. Es decir:

$$I = kH$$

Donde k es la susceptibilidad magnética. Este parámetro es esencial para la prospección debido a que permite caracterizar ciertas familias de minerales o de

rocas; k es positiva para los cuerpos paramagnéticos, cero en el vacío y negativo o muy débil para los minerales diamagnéticos. La susceptibilidad magnética de las rocas depende principalmente de su contenido de magnetita. De hecho, esta puede variar fuertemente dentro de una misma familia petrográfica. Algunos valores medios experimentales en unidades SI $\times 10^{-3}$ son los indicados en la Tabla 4.2. Como se puede observar, ciertas familias de rocas difieren notablemente en la susceptibilidad magnética y en consecuencia, en la intensidad de magnetización bajo el campo terrestre.

| TIPO DE ROCA | Susceptibilidad $\times 10^{-3}$ (SI) | |
|----------------------|---------------------------------------|----------|
| | Rango | Promedio |
| Sedimentarias | | |
| Dolomía | 0-0.9 | 0.1 |
| Caliza | 0-3 | 0.3 |
| Arenisca | 0-20 | 0.4 |
| Lutita | 0.01-15 | 0.9 |
| Igneas | | |
| 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 |
| Metamórficas | | |
| Anfibolita | | 0.7 |
| Gneiss | 0.1-25 | |
| Cuarcita | | 4 |
| Serpentina | 3-17 | |

Tabla 4.2. Valores promedio de susceptibilidades magnéticas de rocas (Burger, 1992).

4.2.3. Filtros matemáticos

4.2.3.1. Reducción al polo

En la interpretación de datos magnetométricos, el algoritmo matemático de la reducción al polo (Baranov, 1957, Baranov y Naudy, 1964), simula llevar el área de estudio al polo magnético (donde la inclinación es de 90° y la declinación de 0°), situando la anomalía magnética inmediatamente sobre el cuerpo que las causa, de esta manera, el intérprete puede situar más fácilmente el cuerpo anómalo en el modelo que propone. La reducción al polo se realiza en base a la siguiente ecuación:

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

Donde:

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

La figura 4.23 muestra la relación entre el campo medido a la latitud magnética media (A), al polo magnético (B) y al campo de gravedad (C) del mismo objeto. La curva (A) tiene una forma compleja y la posición real del objeto está en algunas partes entre el mínimo y el máximo.

La posición real depende de la inclinación y la declinación del campo terrestre, así como de la dirección de magnetización del objeto. En el polo magnético (B) el campo terrestre se dirige hacia abajo. La magnetización inducida, también se dirige hacia abajo. En este caso (B), el máximo principal del campo se encuentra sobre el objeto. Así, la posición horizontal puede encontrarse fácilmente. En el caso (C) muestra el campo de gravedad del mismo objeto. Es similar al campo con el polo magnético pero no tiene mínimos laterales.

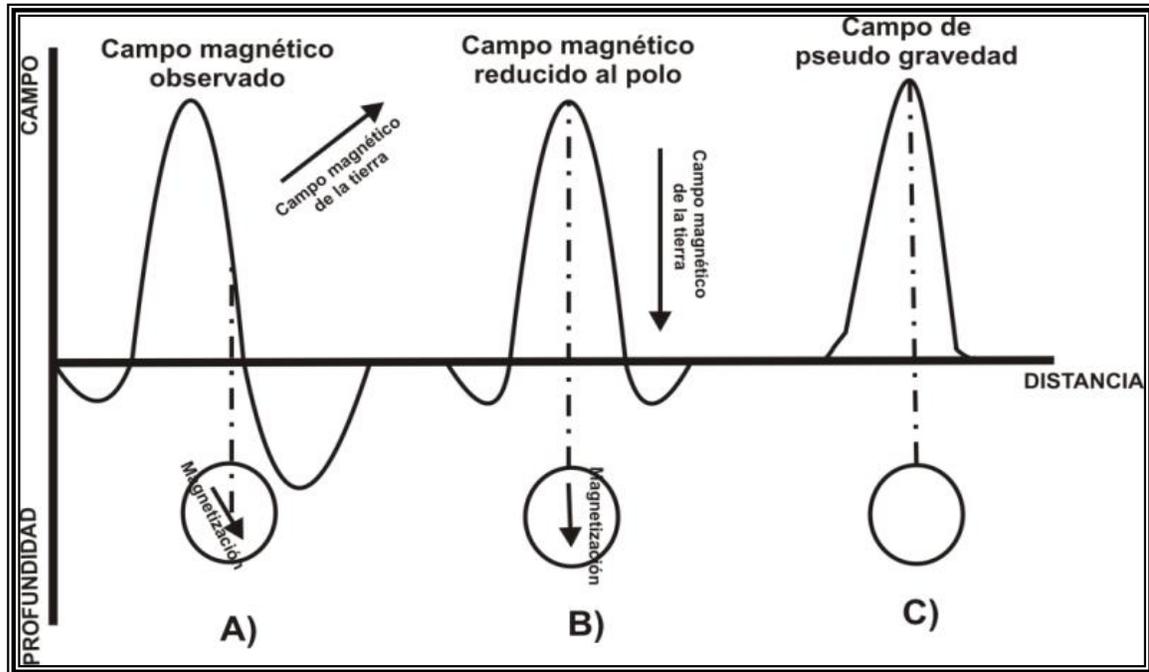


Figura 4.23. Relación entre los campos observado, reducido al polo y pseudo gravedad (tomada de Tchernychev, 2004).

4.2.3.2. Derivada en la vertical

El algoritmo matemático de la primera derivada en la vertical (1aDz) (Henderson y Ziets, 1949) realza la información relacionada a altas frecuencias que se encuentran enmascarada por frecuencias bajas que están asociadas a fuentes profundas (Allrege, 1965). El mapa de la derivada vertical se encuentra libre de efectos de estructuras regionales o profundas.

Existen diferentes litoestructuras que al estar en contacto sus anomalías magnéticas se superponen causando una anomalía compuesta que es muy difícil de separar a simple vista en sus diferentes componentes, para ello se aplican los filtros de separación de las derivadas verticales (Henderson y Ziets, 1949).

La primera derivada se puede tomar análogamente como la medición física simultánea del campo magnético en dos puntos de la misma vertical que se encuentran a diferente altura, encontrando el gradiente del campo magnético entre dichos puntos y dividiéndolo entre la diferencia de altura de los mismos.

Con este proceso se resaltarn las anomalías de altas frecuencias ayudando a definir rasgos litológicos y estructurales superficiales, también se pudieron identificar tendencias generales de la morfología (rocas volcánicas, cuerpos plutónicos), localizar contactos verticales y sub-verticales de las diferentes litoestructuras.

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

Donde:

n = orden de diferenciación

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

4.2.3.3. Continuación Ascendente

La continuación ascendente (Henderson *et al.*, 1970) transforma el campo potencial medido en una superficie, al campo que se mediría en otra superficie mas alejada de las fuentes. Atenúa los datos del campo potencial con respecto a la longitud de onda: a mayor longitud de onda menor la atenuación, y a mayor altitud, mayor la atenuación. A través de la continuación ascendente a una cierta altitud, los efectos debidos a las fuentes más profundas, pueden resaltarse relativamente más grandes. Cuando es necesario unir o comparar los datos medidos del campo potencial a diferentes altitudes, la continuación ascendente proporciona una manera de transformar los estudios individuales dentro de una superficie consistente (Blakely, 1996). Los desplazamientos laterales del punto origen de las derivadas de los datos continuados hacia arriba pueden usarse para determinar las fronteras geológicas. Para la continuación ascendente de una superficie topográfica, la técnica de la fuente equivalente puede usarse (Bhattacharyya y Chan, 1977; Hansen y Miyazaki, 1984; Cordell, 1992).

La técnica de continuación ascendente dominante usada en la geofísica del campo potencial es la técnica de la Transformada Rápida de Fourier. Al llevar a cabo la continuación ascendente en el dominio de Fourier, nos limitamos a aplicaciones nivel-a-nivel.

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

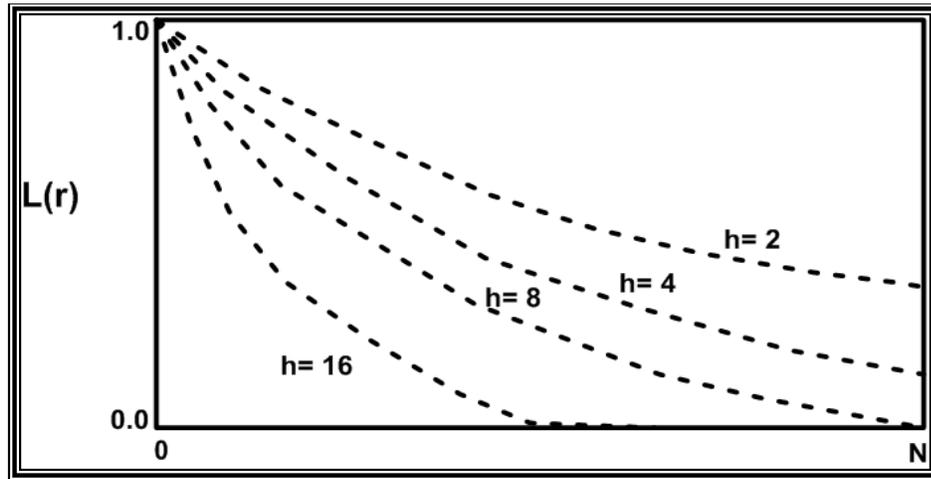


Figura 4.24. Relaciones entre h y número de onda (r).

Donde:

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

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

4.2.3.4. Señal Analítica

El algoritmo de la señal analítica (Nabighian, 1972 y 1974) está basado en la raíz cuadrada de la suma de los cuadrados de las derivadas parciales X, Y, teniendo como consecuencia la obtención del valor absoluto de la señal magnética, permitiendo así resaltar los bordes de las estructuras geológicas que causan las anomalías magnéticas.

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

Donde: $A(x, y)$ = señal analítica y $F(x, y)$ = campo magnético

La señal analítica permite resaltar las anomalías magnéticas producidas por discontinuidades geológicas de mediana a corta longitud de onda (Salem y Smith, 2005). Es independiente de la dirección de cualquier campo potencial.

Capítulo 5

5. METODOLOGÍA

La metodología general del estudio comenzó con el reconocimiento geológico del área de estudio a través de visitas de campo y consulta de trabajos previos de carácter regional así como posteriormente se dividió en 3 fases de aplicación de métodos geofísicos 1.- Magnetometría aérea con la cual se discriminaron las diferentes unidades geológicas sedimentarias de las ígneas a nivel regional, 2.- Magnetometría terrestre (semidetalle) que se utilizó para ver las diferentes respuestas magnéticas de las rocas sedimentarias marinas y las rocas continentales y 3.- Prospección geoeléctrica (detalle) para hacer una caracterización a detalle de las diferentes unidades geológicas.

5.1. Magnetometría Aérea

El Servicio Geológico Mexicano (SGM) en el año 1995, realizó un estudio aeromagnético en la zona investigada por medio de la técnica vuelo de contorno, el cual consiste en mantener en lo posible una misma altura sobre el nivel del terreno (450 m). Los parámetros de vuelo que se utilizaron fue con líneas en dirección N-S y separadas cada kilómetro, utilizando líneas de control cada 20 km en una dirección E-W. La navegación fue electrónica (GPS).

5.1.1. Equipo utilizado

En el estudio aeromagnético del SGM, se utilizó un avión Islander BN2-B27, con un magnetómetro Scintrex de cesio de bombeo óptico con una sensibilidad de 0.001 nT. Empleando un sistema de adquisición de datos PDAS 1000 con una cámara de video a color JVC de alta resolución y un magnetómetro GEM GSM-19 como estación base, el cual tiene una sensibilidad de 0.01 nT. El radar altímetro utilizado fue Sperry (figura 5.1).

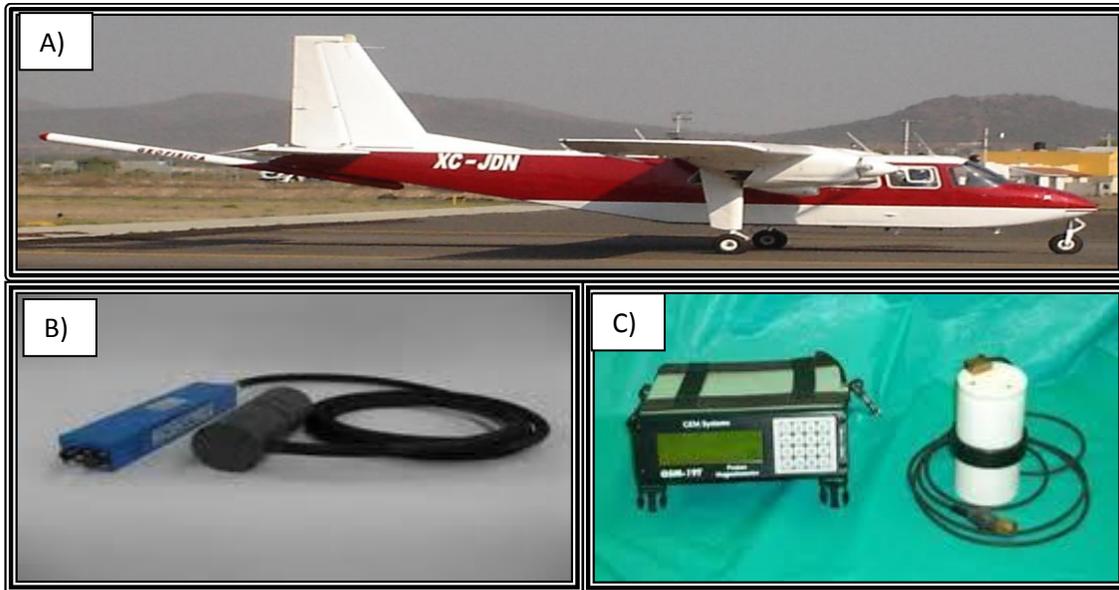


Figura 5.1.- a) Avión Islander BN2-B27, b) Magnetómetro Scintrex GSM-19, c) magnetómetro GEM.

5.1.2. Procesamiento

Los procesos realizados a la información aeromagnética consistieron en la aplicación de las correcciones por deriva diaria y líneas de control, corrección por movimiento del avión (compensación magnética). A la información aérea se le sustrajo el Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF) de 1990, obteniéndose de esta manera una separación entre la información regional-residual.

La información digital se integró y procesó mediante la generación de una rejilla de datos con un tamaño de celda de 200 m x 200 m, de esta manera se generó una matriz de datos (“grid”) con la información del Campo Magnético Residual (CMR). Al CMR se le aplicó el algoritmo matemático de Baranov y Naudy (1964), que simula que el vector de inclinación magnética es de 90° y la declinación es de 0°, este algoritmo se le conoce como Reducción al Polo (RP) y supone que nuestra zona de trabajo se ubica en el polo norte magnético, lo que significa que las anomalías se van a ubicar sobre las fuentes que las producen.

Tomando como base la RP, se aplicaron los algoritmos matemáticos de Baranov y Naudy (1964) llamados comúnmente Primera Derivada Vertical y Continuación

Ascendente. También se aplicó el algoritmo de Nabighian (1972 y 1974) conocido como señal analítica.

Los mapas generados con estos algoritmos matemáticos, permitieron resaltar información de fondo obscureciendo el ruido superficial, esto es posible al realizar un análisis de las longitudes de onda, frecuencias y amplitudes de la señal magnética. El ruido superficial se correlaciona con longitudes de onda corta y frecuencias altas, la señal de fondo se asocia a longitudes de onda larga, frecuencias bajas. Las amplitudes pueden ser altas o bajas en ambos casos.

Todos los filtros o algoritmos utilizados están basados en el análisis del dominio de la transformada rápida de Fourier y para ello se utilizó el software Oasis Montaj de Geosoft™. También con la aplicación de los filtros se pudo delimitar diferentes zonas con susceptibilidades magnéticas similares denominadas Dominios Aeromagnéticos (DAM), los cuales se relacionan a diferentes unidades geológicas. Así mismo, se pudieron identificar estructuras geológicas por medio de los lineamientos aeromagnéticos que se asocian a zonas de contacto y/o fallas y/o fracturas.

5.2. Magnetometría terrestre

La magnetometría terrestre se utilizó para detallar y definir estructuras que se encuentren en el subsuelo de la zona de estudio (Polje Joya de Luna).

5.2.1. Equipo utilizado

Para la realización de la magnetometría terrestre se utilizaron 2 magnetómetros portátiles de precesión nuclear de protones de la marca Geometrics™, modelo 856A que cuentan con una resolución de 0.1 nT y una exactitud de 0.5 nT, también se utilizaron 2 GPS de la marca Garmin™, para la ubicación y registro instantáneo del establecimiento de cada estación en donde se midió el CMT (figura 5.2).

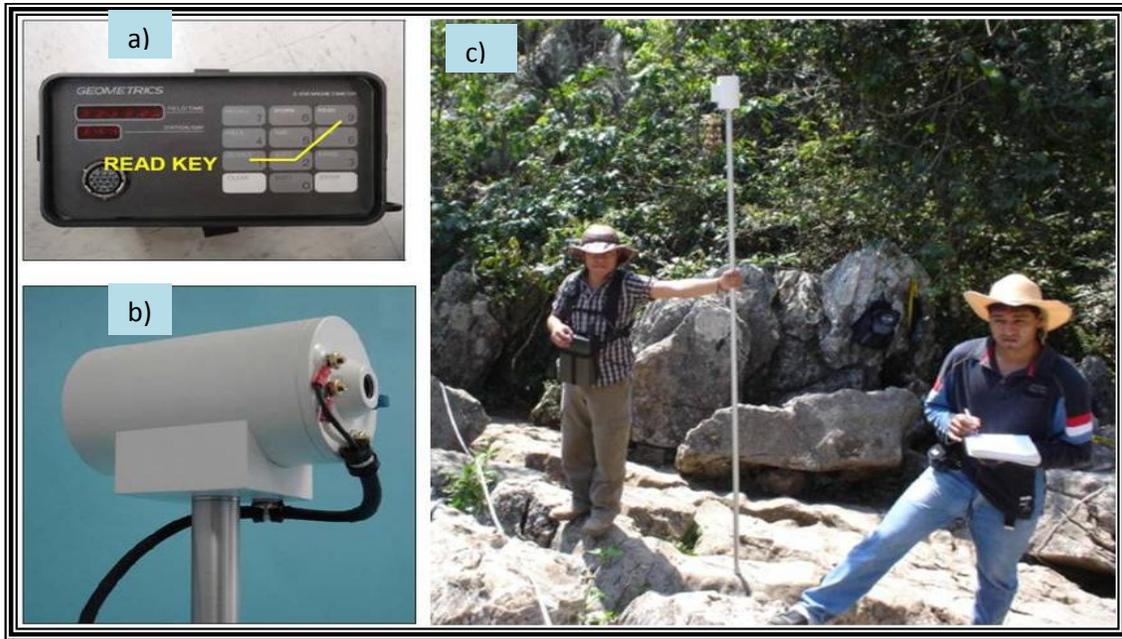


Figura 5.2. a) Magnetómetro de protones con pantalla y teclado, b) Sensor montado en una barra no magnética y c) Magnetómetro ensamblado.

5.2.2. Procesamiento

El campo geomagnético sufre variaciones con respecto al tiempo y a su forma (una de ellas es la variación diurna), estas variaciones no están relacionadas con la respuesta magnética de los minerales de cada roca y se superponen a los valores medidos, es por ello que se deben corregir dichos valores.

Los valores obtenidos en el levantamiento magnético terrestre se corrigieron por variación diurna, lo cual consistió en repetir la medición de la variación de la intensidad vertical en estaciones base (3 lecturas al principio y 3 lecturas al final) en intervalos de tiempo regulares de cada 2 horas desde el principio hasta el fin de la campaña de medición. Los 3 valores medidos al principio y final de cada estación base se promediaron y restaron para posteriormente presentarlos en función del tiempo, permitiendo así calcular el valor de corrección que en realidad correspondía a cada medición realizada durante el intervalo de tiempo establecido (2 horas).

Una vez realizadas las correcciones por deriva horaria, los datos se recopilaron mediante la generación de una matriz de datos del CMT a la cual se les sustrajo el

Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF) de 2005, obteniendo así el Campo Magnético Residual (CMR) y poder diferenciar información residual de información regional. Para matizar o resaltar la información del CMR se utilizaron una serie de algoritmos matemáticos basados en el análisis del dominio de la transformada rápida de Fourier, dando como resultado la creación de mapas magnéticos mediante el Software Oasis Montaj de Geosoft™, los algoritmos utilizados en el procesamiento fueron: Reducción al Polo (Baranov y Naudy, 1964), Primera Derivada Vertical (Henderson y Ziets, 1949) Continuación Ascendente (Henderson, 1970) y Señal Analítica (Nabighian, 1972).

Con la aplicación de los diferentes algoritmos matemáticos se facilitó en gran medida hacer un análisis cualitativo de zonas con susceptibilidad magnética similar (denominadas Dominios Magnéticos) asociadas a diferentes unidades geológicas. También se pudieron identificar lineamientos magnéticos que se asocian a contactos geológicos y/o fracturas y/o fallas.

5.3. Método eléctrico

El método eléctrico se utilizó para detectar estructuras cársticas, facilitar la ubicación de fallas, fracturas, cambios laterales, verticales y otras anomalías presentes de la geología del subsuelo del Poljé de Joya de Luna, para así poder determinar su origen y evolución.

En la prospección geoeléctrica se utilizó el arreglo o dispositivo Schlumberger realizando 18 Sondeos Eléctricos Verticales (SEVs), las distancias entre electrodos de potencial (MN) varió de 0.20 m hasta 100 m, los electrodos de emisión de corriente (AB) se abrieron desde 1m hasta distancias de 1000 m.

Las separaciones entre electrodos (AB/2) empleadas en la realización de los SEVs fueron de: 0.5m, 1m, 3m, 5m, 7m, 10m, 15m, 20m, 30m, 50m, 75m, 100m, 150m, 200m, 300m, 400m y 500 m, alcanzando profundidades de investigación desde 0.5m hasta 268 m. La proporción entre la distancia de MN y la distancia AB varió entre 1:5 hasta 1:10 (Orellana, 1971; Parasnis, 1997).

5.3.1. Equipo utilizado

Para adquirir los datos en la prospección geoelectrica se utilizó el resistivímetro SYSCAL R2 de la marca IRIS, el cual cuenta con una fuente de poder (DC) externa para energizar el terreno. Las características del equipo son: salida de voltaje máximo de 800 V, salida de corriente máxima de 2.5 A, una resolución de 10 μ A, precisión estándar de 0.3% a 1%, impedancia de entrada de 10 Mohms/min., rango estándar de entrada de voltaje de -5V a +5V y la medición de resistencia del terreno varía desde 0.1 Ω a 1000 k Ω además de una pantalla LCD de 20 caracteres que se despliegan en 2 líneas (figura 5.3). El equipo incluye 4 carretes con cable conductor de base aislada y de baja resistencia de 500 m de largo, 10 electrodos de acero inoxidable que funcionan como electrodos de corriente y electrodos de potencia. También se utilizaron martillos, radios para comunicar los cambios en las distancias de los electrodos, así como GPSs para ubicación de SEV's y medición de las distancias entre los diferentes electrodos.



Figura 5.3. a) Receptor y transmisor SYSCAL R-2, b) Electrodo y carretes.

5.3.2. Procesamiento

Una vez adquiridos los datos de campo se interpretaron las curvas a través del programa 1XID, adquiriendo las resistividades reales, números de capas y espesores. Después se realizó la interpretación de los tipos de curvas de los diferentes SEV's. Posteriormente se hizo un análisis de la distribución de la resistividad a diferentes aperturas de AB/2. Finalmente se realizaron secciones geoelectricas para hacer interpretación geológica del subsuelo.

Capítulo 6

6. INTERPRETACIÓN Y RESULTADOS

6.1. Magnetometría Aérea

6.1.1. Campo Magnético Residual

Al Campo Magnético Total (CMT) se le restó el campo geomagnético producido por la Tierra (IGRF/DGRF) dejando sólo el Campo Magnético Residual (CMR), el cual ya se puede asociar directamente con el magnetismo producido por las estructuras y unidades geológicas.

El valor del Campo Magnético Total (CMT) en la zona, tiene una disminución de 78.4 nT/año (NOAA). El valor del CMT para 1990 en el área era de 44,514.3 nT, con una Inclinación (I) de 50°43' y una Declinación (D) de 7°32'. Para 1995 estos valores habían cambiado a 44,254.4 nT, la I = 50°51' y la D 7°19' (Tabla 6.1).

| FECHA | DECLINACIÓN | INCLINACIÓN | INTENSIDAD HORIZONTAL | COMPONENTE NORTE | COMPONENTE ESTE | COMPONENTE VERTICAL | CAMPO MAGNÉTICO TOTAL |
|-------------------|-------------|-------------|-----------------------|------------------|-----------------|---------------------|-----------------------|
| 10/05/1990 | 7° 32' | 50° 43' | 28183.7 nT | 27940.9 nT | 3691.4 nT | 34455.8 nT | 44514.3 nT |
| 10/05/1995 | 7° 19' | 50° 51' | 27939 nT | 27711.5 nT | 3557.9 nT | 34320 nT | 44254.4 nT |
| VARIACIÓN POR AÑO | 4' por año | 0' por año | - 51.3 nT/año | -46.5 nT/año | -40.2 nT/año | -59.3 nT/año | -78.4 nT/año |

Tabla 6.1. Valores de Campo Magnético para los años de 1990 y 1995. (NOAA).

Al sustraerle al CMT (1995) el IGRF (1990), la resultante son valores negativos, de ahí que los mapas del CRM y de RP aparezcan con valores negativos, en realidad estos valores son relativos ya que lo que representan son valores de referencia.

En el mapa del CMR (figura 6.1) se puede observar que el área de estudio se localiza en una zona caracterizada por un campo magnético normal que en su porción NW se asocia a un bajo magnético (colores verde y azul respectivamente).

La zona de estudio se contrasta con una zona de altos magnéticos (colores del amarillo al rosa) localizada en la parte N y NW del mapa aeromagnético. El mapa muestra la existencia de una serie de anomalías magnéticas de diferente amplitud, tamaño y forma. Hacia la porción W predominan las anomalías magnéticas dipolares normales caracterizadas por longitudes de onda corta, frecuencia alta y amplitud de 40nT, mostrando distancias polares que varían de 1.8 km hasta 3.7 km. Geológicamente se correlacionan con rocas volcánicas en el subsuelo.

Hacia el N se localiza una anomalía de características monopolares, de gran tamaño 15.2 km en dirección E-W y 7.7 km en dirección N-S, que se asocia con el intrusivo de Guadalcázar a profundidad.

Hacia la porción E se observa una tendencia magnética que muestra un rumbo NW-SE y está representado por anomalías magnéticas dipolares con amplitudes del orden de 30 nT y distancias polares que varían de 2.5 km a 3.2 km.

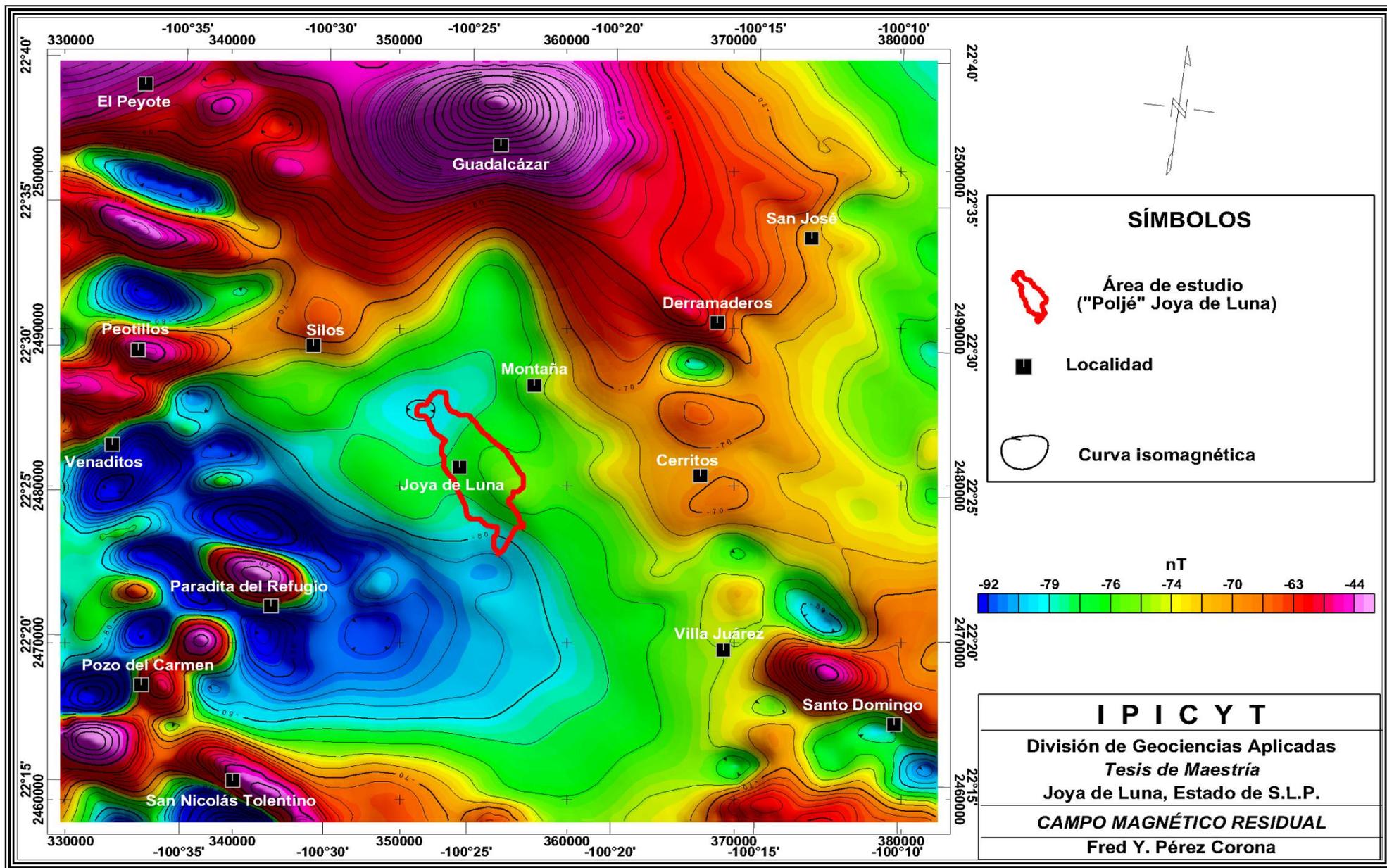


Figura 6.1. Mapa del Campo Magnético Residual.

6.1.2. Reducción al Polo del Campo Magnético Residual

El campo magnético de la Tierra, es un vector que está representado por la inclinación, declinación e intensidad de magnetización. La inclinación varía de 0° en el Ecuador magnético a 90° en los polos magnéticos, la declinación varía de 180° en el Ecuador magnético a 0° en los polos y la intensidad de magnetización puede variar de 25,000 nT en el Ecuador magnético hasta 70,000 nT en los polos magnéticos.

Lo anterior implica que una fuente de magnetismo generará una anomalía con cierto desplazamiento, debido a los valores de inclinación y declinación que existan en la zona. Sólo en los polos las anomalías generadas se ubican sobre las fuentes que las producen.

Existe un algoritmo matemático (Baranov y Naudy, 1964) que simula que el área bajo estudio se traslada al polo magnético donde, como ya se mencionó, la inclinación es de 90° y la declinación de 0° , por lo que las anomalías se ubicarán sobre las fuentes que las producen.

Este filtro de Baranov y Naudy (1964) es conocido como la Reducción al Polo y normalmente se obtiene al aplicársele al CMR y debe ser la base para la aplicación de otros filtros matemáticos.

En el área de trabajo la inclinación y declinación al momento del estudio aeromagnético (1995) tenía valores de 50.8° y 7.3° respectivamente.

En la figura 6.2, se presenta la configuración del Campo Magnético Reducido al Polo (CMRP) y se observa que las anomalías sufrieron modificaciones en su posición y magnitud respecto al CMR (figura 6.1).

La zona de estudio se muestra en la configuración del CMRP, relacionado a un campo normal, en donde se observa un pequeño contraste magnético hacia la porción SE del Poljé.

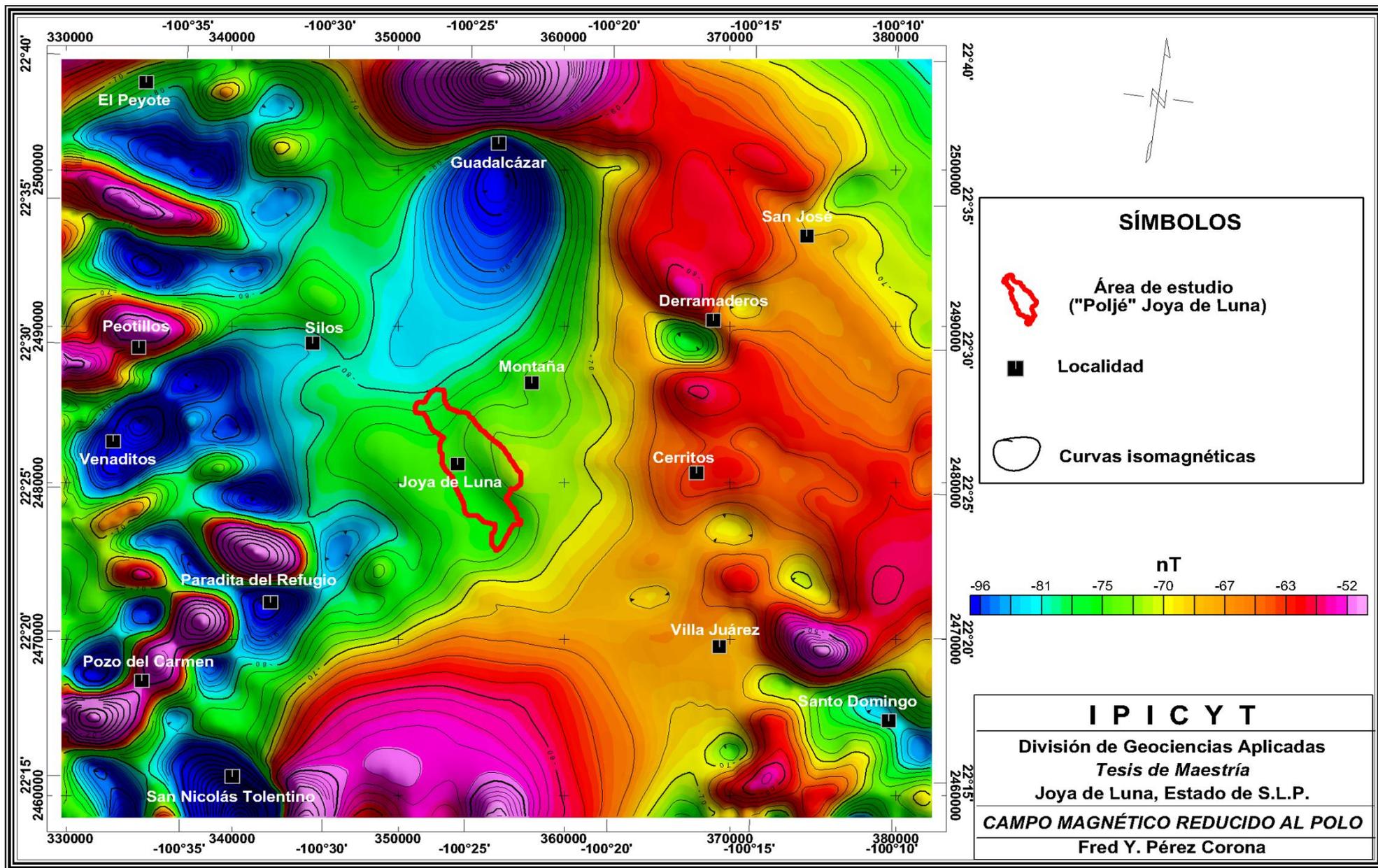


Figura 6.2. Mapa del Campo Magnético Residual Reducido al Polo.

En el mapa del CMRP se muestra en la porción norte una anomalía bipolar invertida con amplitudes del orden de 100 nT, un rumbo preferencial N-S y una distancia polar de 6.3 Km, la cual se asocia con el intrusivo de Guadalcázar a profundidad. Esta anomalía en la configuración del CMR mostraba características monopolares.

En la parte occidental del mapa, predominan anomalías de carácter bipolar normal, presentan longitudes de onda cortas, frecuencias altas, amplitudes que varían de 20 nT a 60 nT con distancias polares de 2.3 km a 4.1 km.

La alineación de dichas anomalías sigue un rumbo aproximado N-S. Se interpreta que geológicamente están relacionadas a rocas de origen volcánico en el subsuelo.

En la parte oriental, se observa un “trend” con dirección NW-SE conformado por unas anomalías bipolares normales, con longitudes de onda cortas, frecuencias medias y amplitudes de onda del orden de 30 nT.

Las distancias polares varían de 2.5 Km a 4.6 km. Geológicamente están asociadas a rocas volcánicas en el subsuelo.

Hacia la porción sur central, la configuración del CMRP muestra una anomalía de características monopolares, que no se había detectado en el mapa del CRM.

Esta anomalía está indefinida hacia el S pero presenta dimensiones de E a W del orden de los 17.5 km y de al menos 10 km en dirección N-S.

Esta anomalía presenta tres altos magnéticos que se interpreta pudieran estar asociados geológicamente con rocas volcánicas a profundidad.

6.1.3. Primera Derivada Vertical del Campo Magnético Residual Reducido al Polo

La Primera Derivada Vertical ($1aDz$) se utiliza para mejorar la respuesta de las fuentes geológicas superficiales, mejorando los componentes de alta longitud de onda.

En la configuración de la primera derivada vertical (figura 6.3) se observa que en la zona del Poljé de Joya de Luna, está acotada al NW por una zona anómala que tiene un rumbo similar a la estructura cárstica y al NE existe otra anomalía con las mismas características, sólo que una parte de esta zona se encuentra dentro del Poljé.

Geológicamente, se pueden relacionar estas zonas anómalas con rocas que contienen susceptibilidades mayores a las de la Formación El Abra.

Hacia el lado occidental se observan una serie de anomalías bipolares normales con longitudes de onda cortas y frecuencias altas.

La alineación de dichas anomalías sigue un rumbo general N-S. Se interpreta que geológicamente están relacionadas a rocas de origen volcánico en el subsuelo.

En la parte oriental, se siguen observando algunas anomalías bipolares normales, con longitudes de ondas cortas y frecuencias medias. Geológicamente están asociadas a rocas volcánicas en el subsuelo.

La porción norte está caracterizada por una anomalía bipolar invertida con un rumbo preferencial N-S y una distancia polar de 4.7 km, la cual se asocia con el intrusivo de Guadalcazar a profundidad.

La configuración de la Primera Derivada Vertical muestra hacia el S una zona anómala conformada por anomalías con dirección N-S y NW-SE.

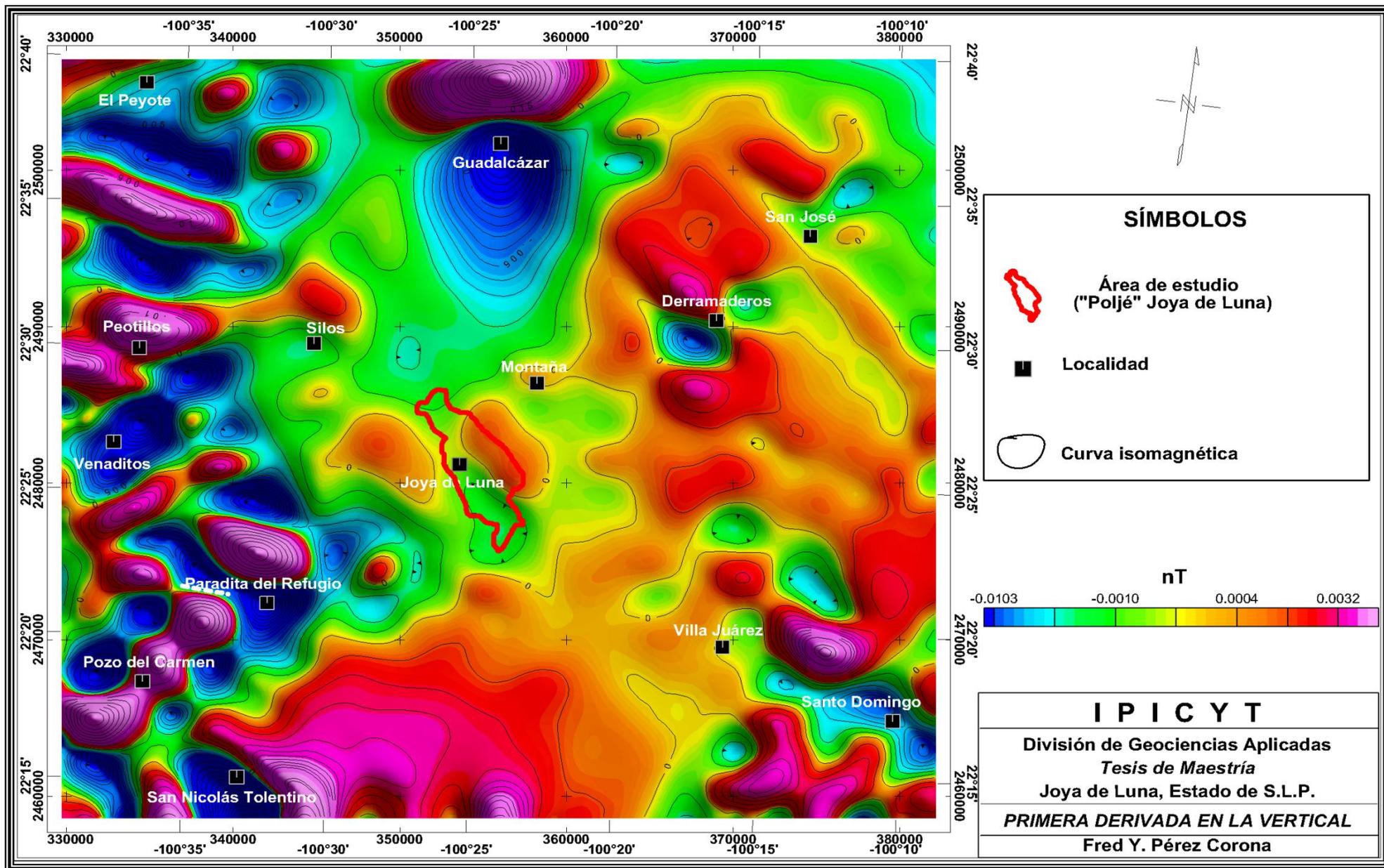


Figura 6.3. Mapa de la Primera Derivada Vertical del Campo Magnético Reducido al Polo.

6.1.4. Señal Analítica del Campo Magnético Residual Reducido al Polo

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

En el mapa de la configuración de la señal analítica (figura 6.4) se observa que la zona del Polje de Joya de Luna está caracterizada por anomalías relacionadas a bajos magnéticos que la limitan hacia el E y W.

Hacia el lado occidental se observan una serie de anomalías que varían de 2.5 km a 7.4 km en dirección N-S y de 2.7 km a 5.9 km en dirección E-W.

La alineación de dichas anomalías siguen un rumbo general N-S, aunque existe hacia la porción SW una serie de cuatro anomalías que muestran una dirección NE-SW. Se interpreta que geológicamente están relacionadas a rocas de origen volcánico en el subsuelo.

En la parte oriental, se observan anomalías cuyos tamaños varían de 3.9 km a 6.1 km en dirección E-W y de 2.7 km a 8.1 km en dirección N-S. Geológicamente están asociadas a rocas volcánicas en el subsuelo.

La porción norte está caracterizada por una anomalía de gran tamaño que presenta dimensiones de 13.4 km en dirección E-W y al menos 13.6 km en dirección N-S, ya que la anomalía queda indefinida hacia esta dirección. Su asociación geológica es con el intrusivo de Guadalcázar a profundidad.

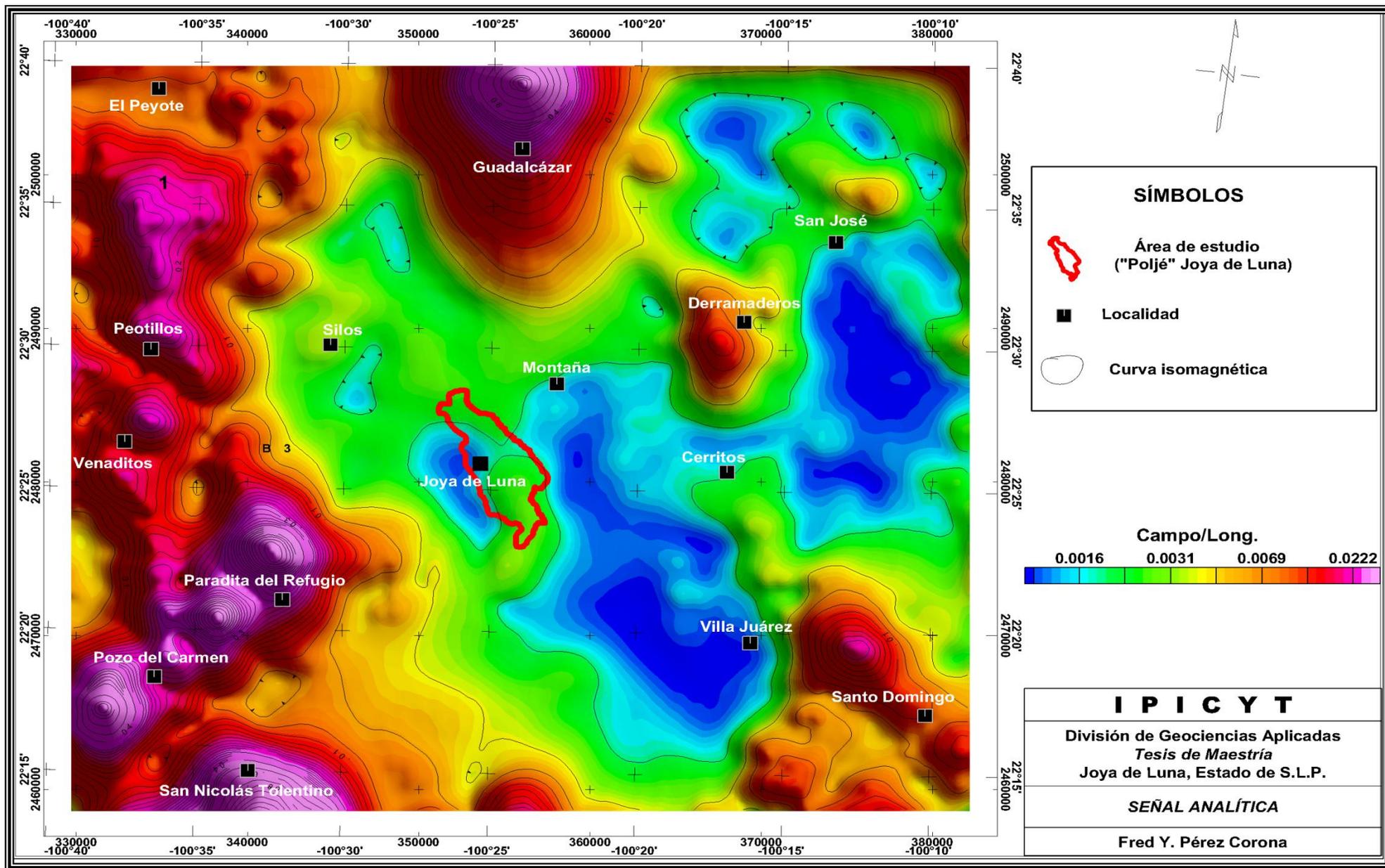


Figura 6.4. Mapa de la Señal Analítica del Campo Magnético Residual Reducido al Polo

6.1.5. Interpretación Cualitativa

Una vez que se han creado los mapas con los diferentes filtros matemáticos se hace una interpretación de forma visual comparando la morfología, tendencia e intensidad de magnetización de las diferentes anomalías magnéticas correlacionándose con la geología del lugar. Una de estas técnicas de interpretación cualitativa, consiste en agrupar zonas que muestren valores de magnetismo asociados a susceptibilidades magnéticas similares, las cuales se asociarán con unidades geológicas. A estas zonas se les denominan Dominios Aeromagnéticos (DAM).

6.1.5.1. Dominios Aeromagnéticos

Para interpretar los DAM, se ha seleccionado la configuración de la señal analítica del CMRP, debido a que este filtro nos proporciona información relacionada con los límites de las fuentes en las direcciones X, Y, Z. En la zona de estudio se han interpretado tres diferentes dominios aeromagnéticos I, II, y III (figura 6.5) que a continuación se describen:

a) Dominio Aeromagnético I: el dominio I se ubica en la porción norte del mapa (figura 6.5), tiene una orientación N-S, y está caracterizado por una gran anomalía que tiene una superficie del orden de los 182 km². Tiene una forma elipsoidal con su eje mayor en la dirección N-S. Está relacionado geológicamente con el intrusivo de composición ácida denominado Granito Guadalcázar (Tristán-González *et. al*, 1999).

b) Dominio AeroMagnético II: este DAM se localiza principalmente hacia la porción W de la zona estudiada, en donde está representado por una serie de anomalías que muestran formas circulares y un rumbo general N-S, existiendo también direcciones NE-SW hacia la porción SW del área investigada. Este DAM se observa igualmente hacia la porción SE y bordeando asimismo al DAM I en la zona N. Geológicamente, este DAM se correlaciona con la existencia de rocas volcánicas.

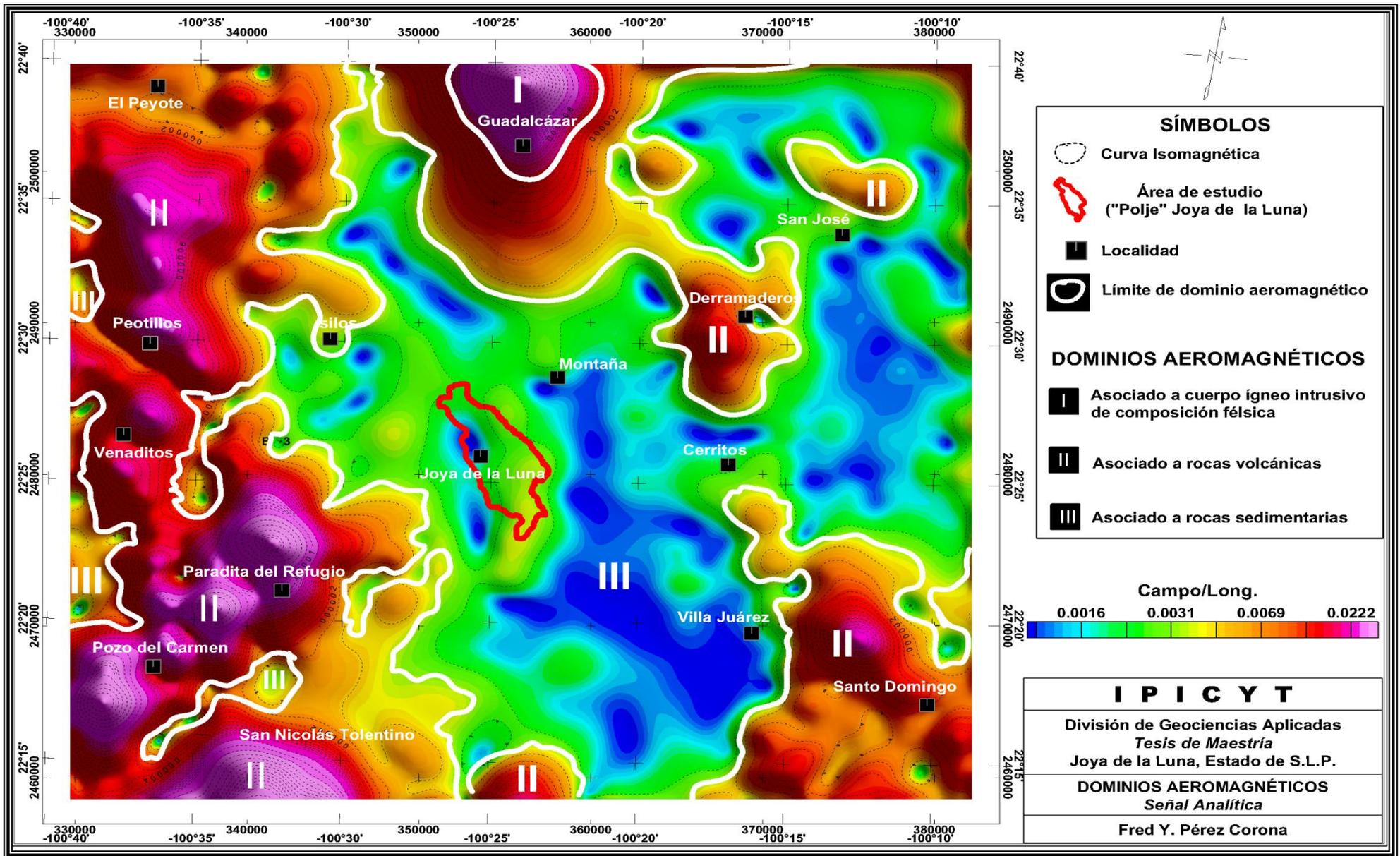


Figura 6.5. Mapa de dominios Aeromagnéticos.

c) Dominio Aeromagnético III: el DAM III se identifica en la mayor parte del área estudiada, exceptuando la porción W. El Poljé de Joya de Luna se ubica en este DAM el cual se caracteriza por presentar valores bajos y normales del campo magnético. La zona de bajos magnéticos se define hacia el E y W del Poljé, mostrando una forma alargada con rumbo NW-SE. Geológicamente se correlaciona con rocas sedimentarias de las Formaciones Cárdenas, Soyatal, El Abra y Guaxcamá (Labarthe- Hernández *et al.*, 1982).

6.1.5.2. Lineamientos Aeromagnéticos

Los lineamientos aeromagnéticos se correlacionan con zonas de alto gradiente y pueden estar asociados a fallas geológicas, fracturas y/o contactos litológicos. Se interpretaron lineamientos superficiales los cuales se delimitaron en el mapa de la 1aDz (figura 6.7) y lineamientos a profundidad los cuales se definieron en el mapa de la 1aDz continuado ascendentemente 1500 m (figura 6.9). En el mapa de la 1aDz, de los lineamientos aeromagnéticos superficiales, se interpretaron dos direcciones principales, los cuales de acuerdo al diagrama de roseta tienen rumbo preferencial NW-SE y en menor proporción NE-SW (figura 6.6), atribuidos principalmente a fallas y/o fracturas y en algunos casos a contactos litológico.

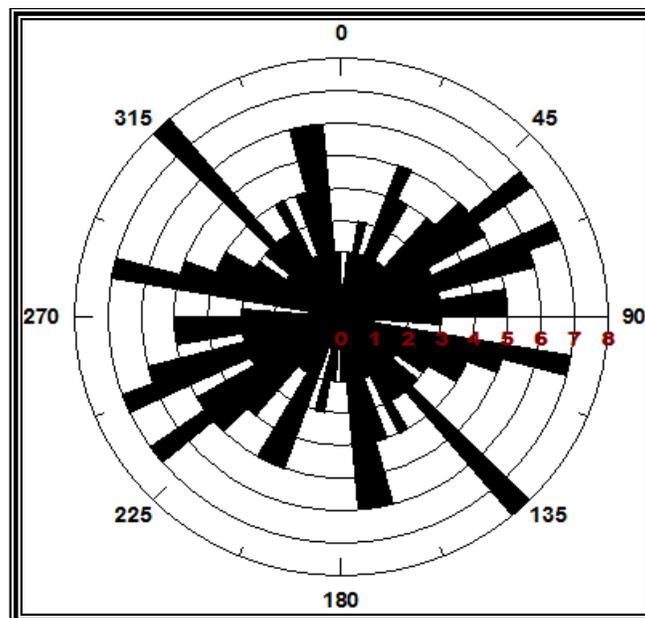


Figura 6.6. Diagrama de roseta de los lineamientos aeromagnéticos superficiales.

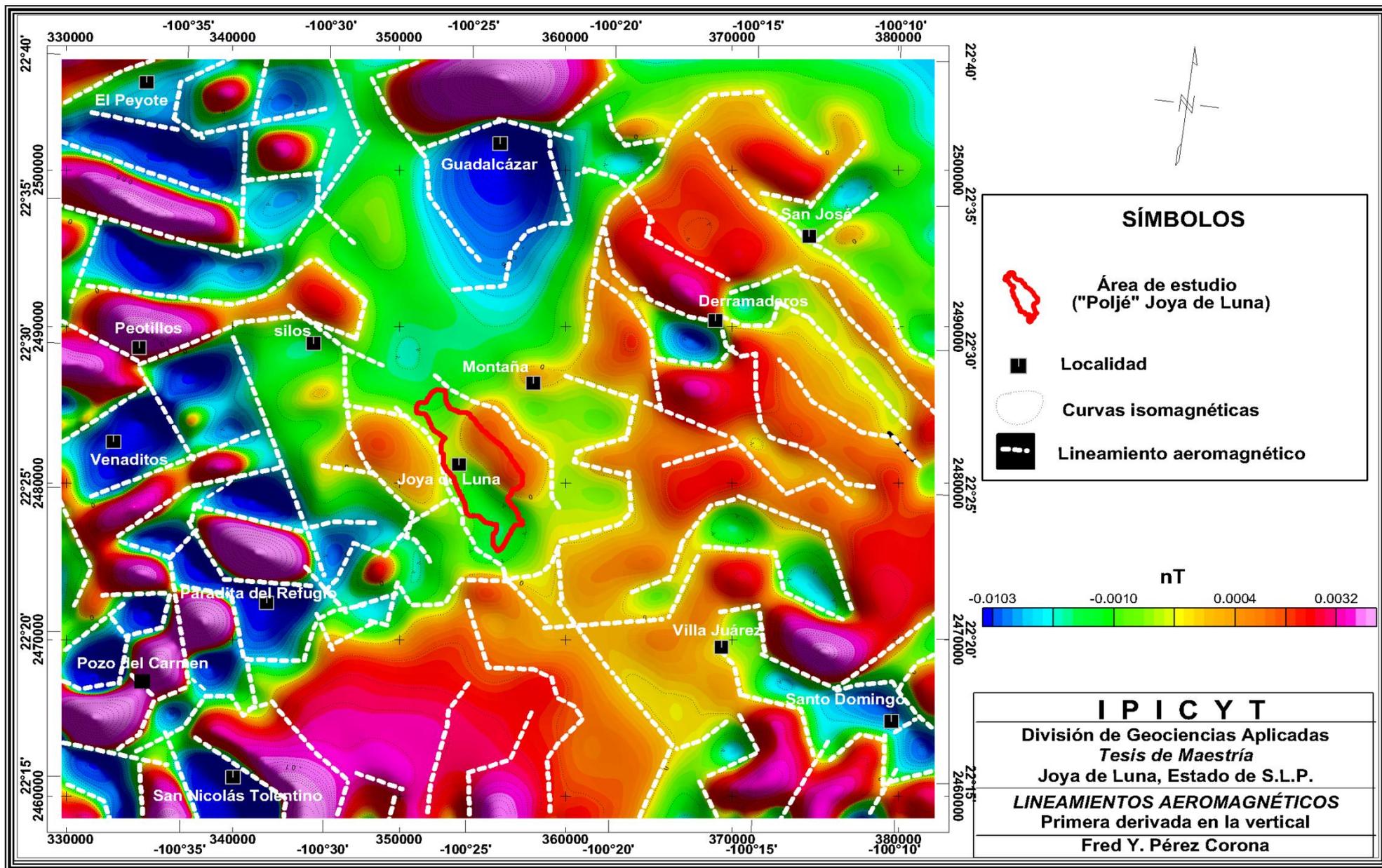


Figura 6.7. Mapa de Lineamientos Aeromagnéticos Superficiales.

En el mapa de la 1aDz continuado ascendente 1500 m, los lineamientos aeromagnéticos profundos están relacionados a fallas, contactos geológicos y algunas fracturas que se encuentran a profundidad (figura 6.9).

De acuerdo al diagrama de roseta (figura 6.8) los lineamientos aeromagnéticos tienen un rumbo preferencial NW-SE.

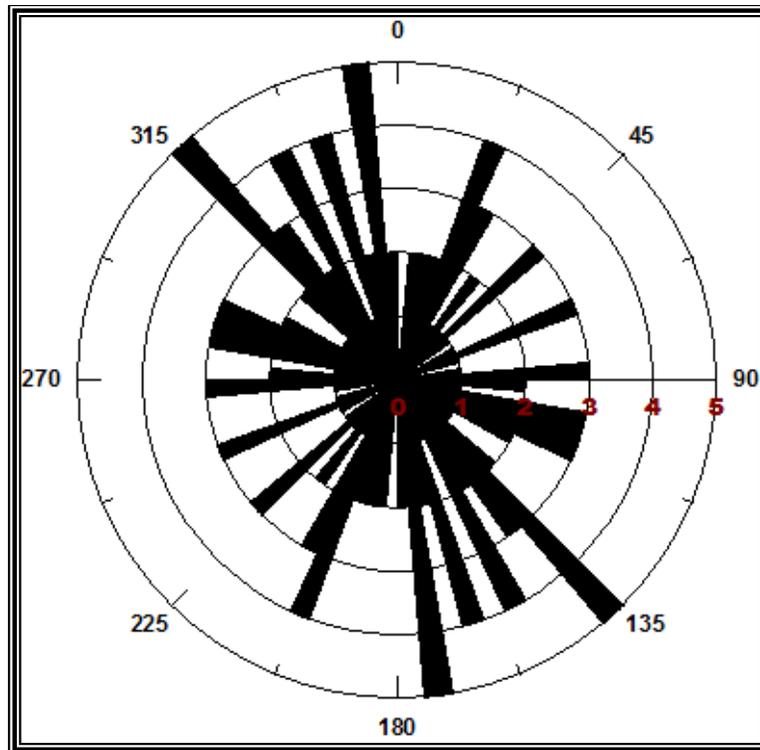


Figura 6.8. Diagrama de roseta de los lineamientos aeromagnéticos profundos.

Las diferencias entre las estructuras geológicas superficiales (1aDz) y las estructuras geológicas a profundidad se caracterizan principalmente porque superficialmente las direcciones de los lineamientos que más predomina es NE-SW y NW-SE, mientras que a profundidad el rumbo preferente es NW-SE, lo cual nos indica que las estructuras superficiales son más recientes y a profundidad prevalecen las estructuras más antiguas.

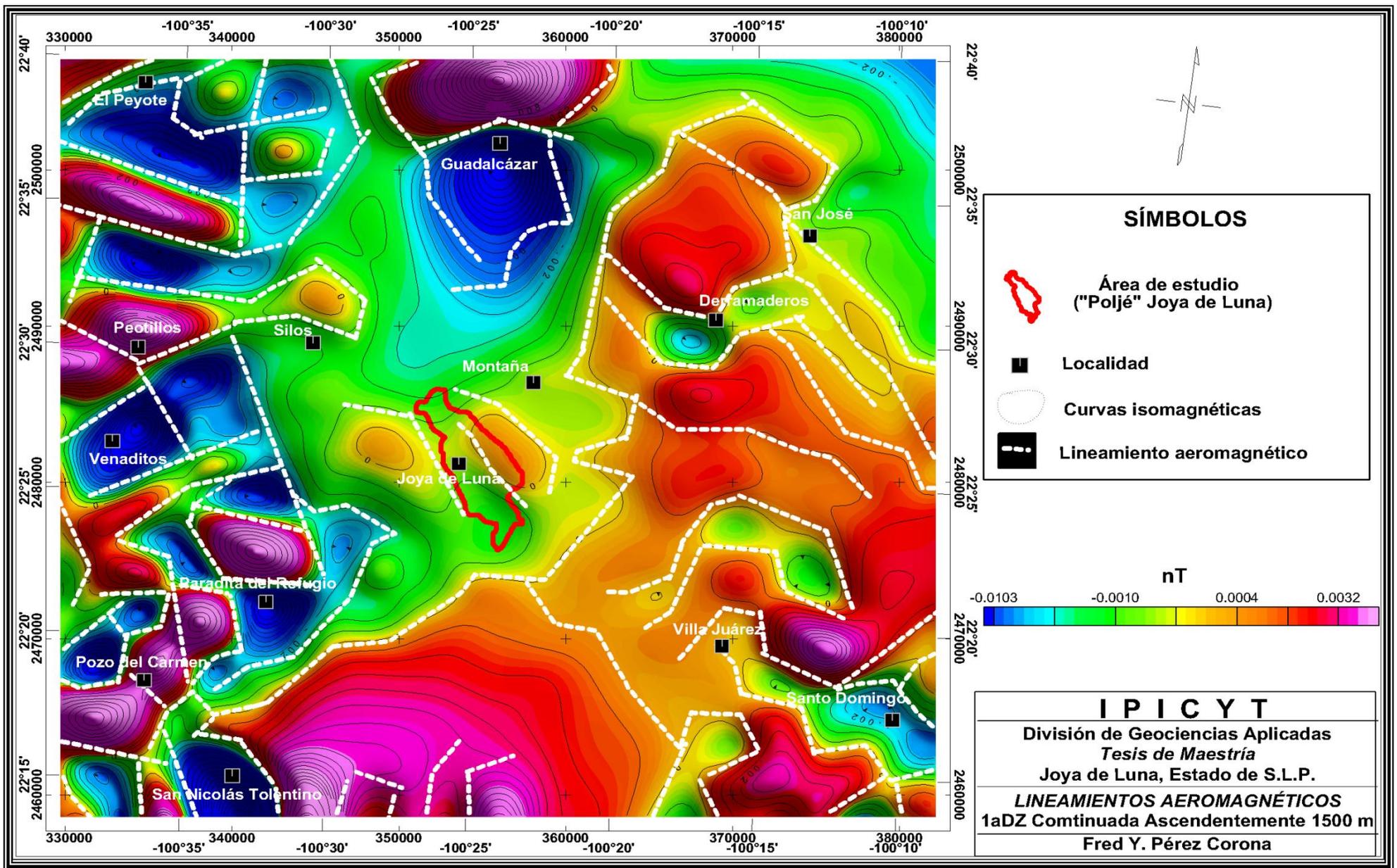


Figura 6.9. Mapa de lineamientos Aeromagnéticos profundos.

6.2. Magnetometría Terrestre

Las mediciones magnéticas se realizaron a lo largo de 22 secciones cuya separación paralela fue de 500 m en la mayor parte de los perfiles, los cuales fueron ubicados perpendicularmente a la orientación del Poljé de Joya de Luna (N30°W) y las estaciones de medición del Campo Magnético Total (CMT) tuvieron distancias regulares de cada 50 m (figura 6.10).

6.2.1. Campo Magnético Total

Al Campo Magnético Total (CMT) obtenido de las mediciones corregidas que se realizaron (figura 6.11), se le sustrajo el campo geomagnético producido por la Tierra (IGRF/DGRF) para poder obtener el Campo Magnético Residual (CMR) y así poder correlacionar directamente el valor del CMR con la respuesta magnética de las rocas. El valor del CMT para la fecha en que se realizó el levantamiento magnético terrestre del área fue de 42,944 nT, con una Inclinación (I) de 50°39' y una Declinación (D) de 6°46' (en la porción media de la zona de estudio) (NOAA, 2009).

6.2.2. Campo Magnético Residual

En el mapa del CMR (figura 6.12) se observa que el área de estudio se caracteriza por un campo magnético normal, que en la zona del Poljé de Joya de Luna tiene valores de intensidad magnética bajos (0 a -43 nT) a relativamente altos (1 a 31 nT). Hacia la parte N del mapa se observan anomalías magnéticas monopulares positivas de tamaño considerable que varían de 0.812 km a 1.39 km en la dirección N-S y de 0.732 km a 1.92 km en la dirección W-E. En la porción SE se localiza una anomalía monopolar de tamaño considerable (2.66 km en la dirección N-S y 1.98 km en la dirección W-E.), hacia el S y SW se observa un comportamiento normal del campo magnético (de -43 nT a 1 nT). Los valores de susceptibilidad magnética baja se asocian a relleno aluvial (limos arenas y en menor proporción gravas) y los valores de susceptibilidad magnética relativamente altos se relacionan geológicamente a la Formación El Abra y conglomerado oligomíctico.

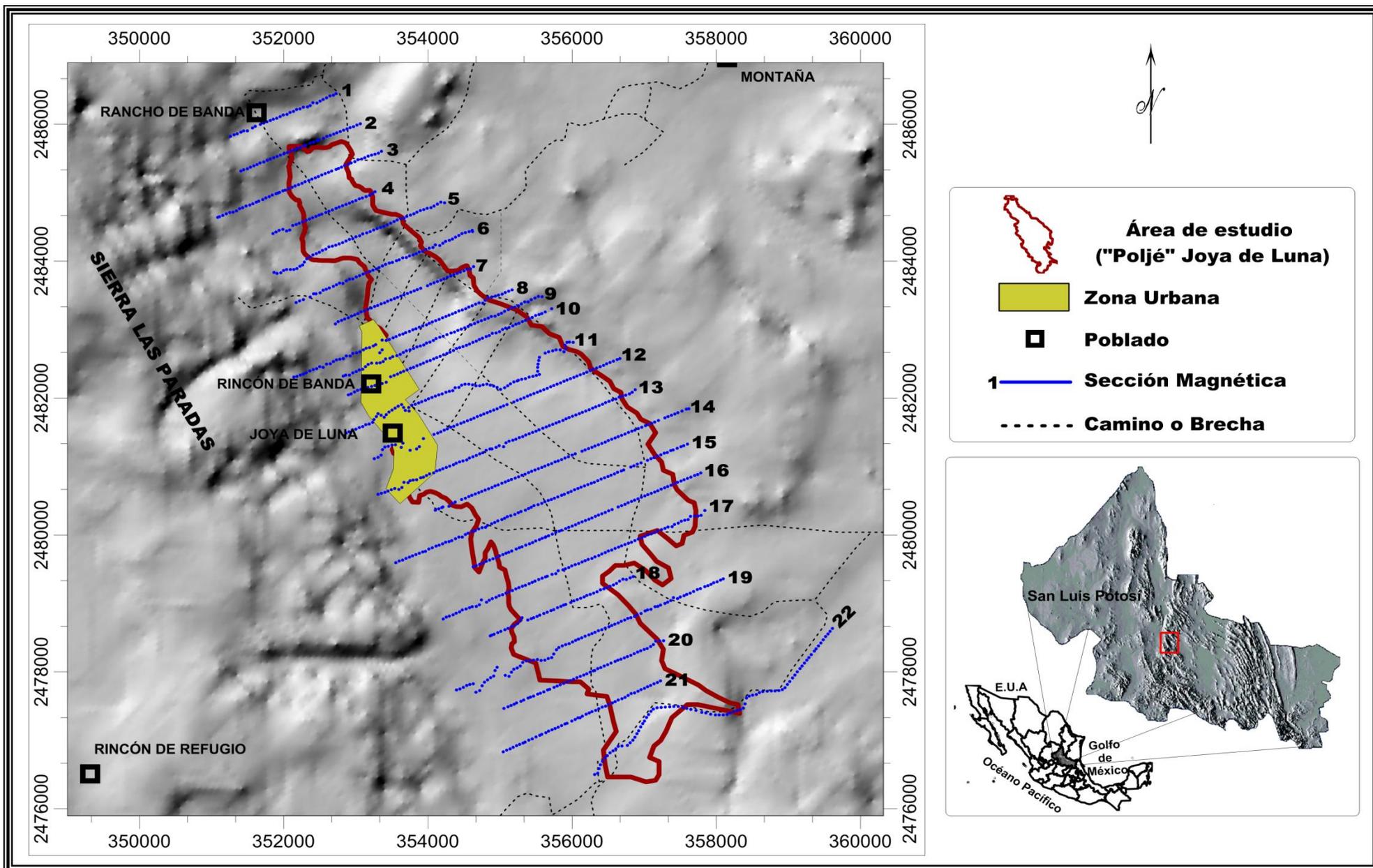


Figura 6.10. Ubicación de las secciones magnéticas en el área de estudio.

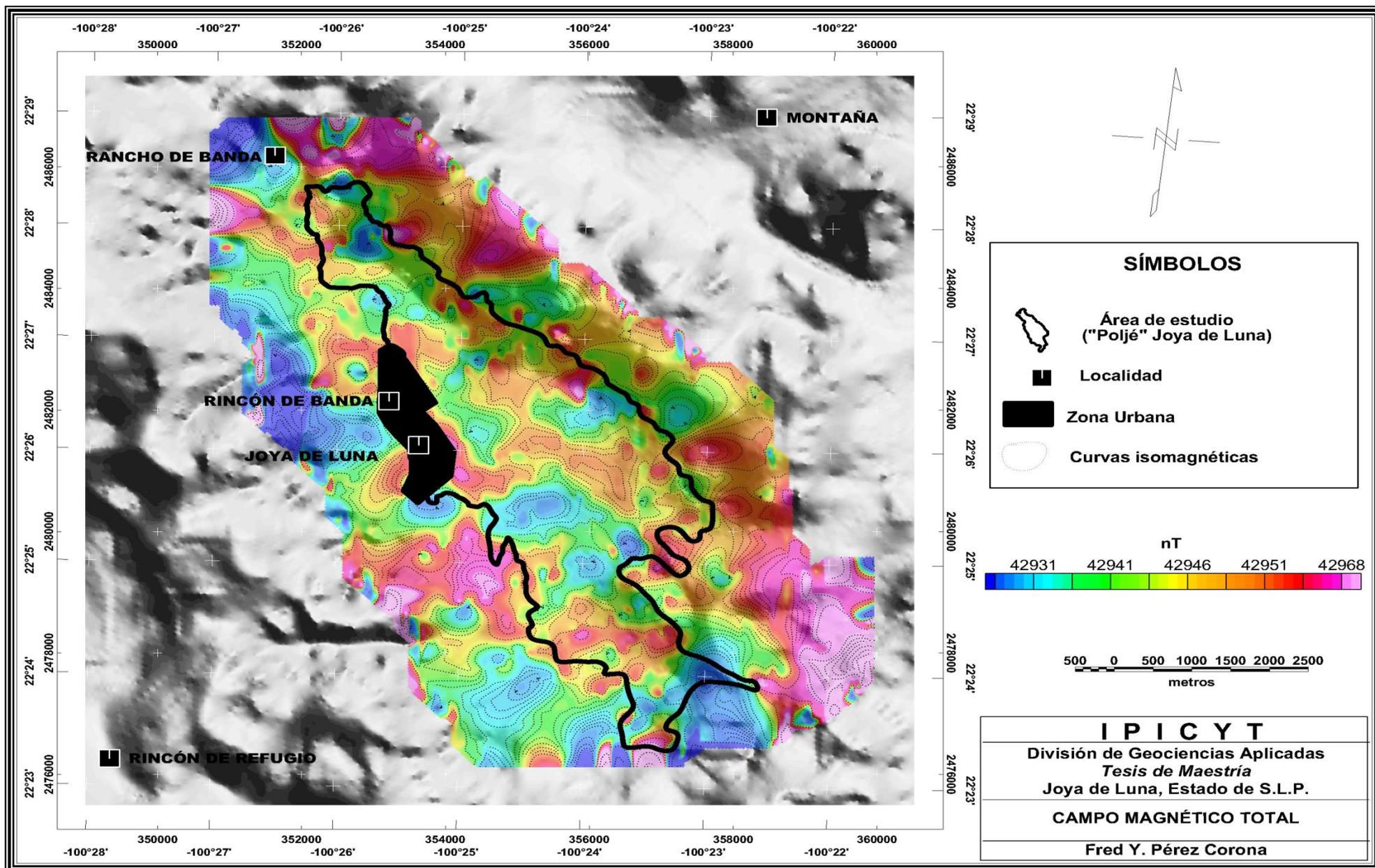


Figura 6.11. Mapa de la configuración del Campo Magnético Total.

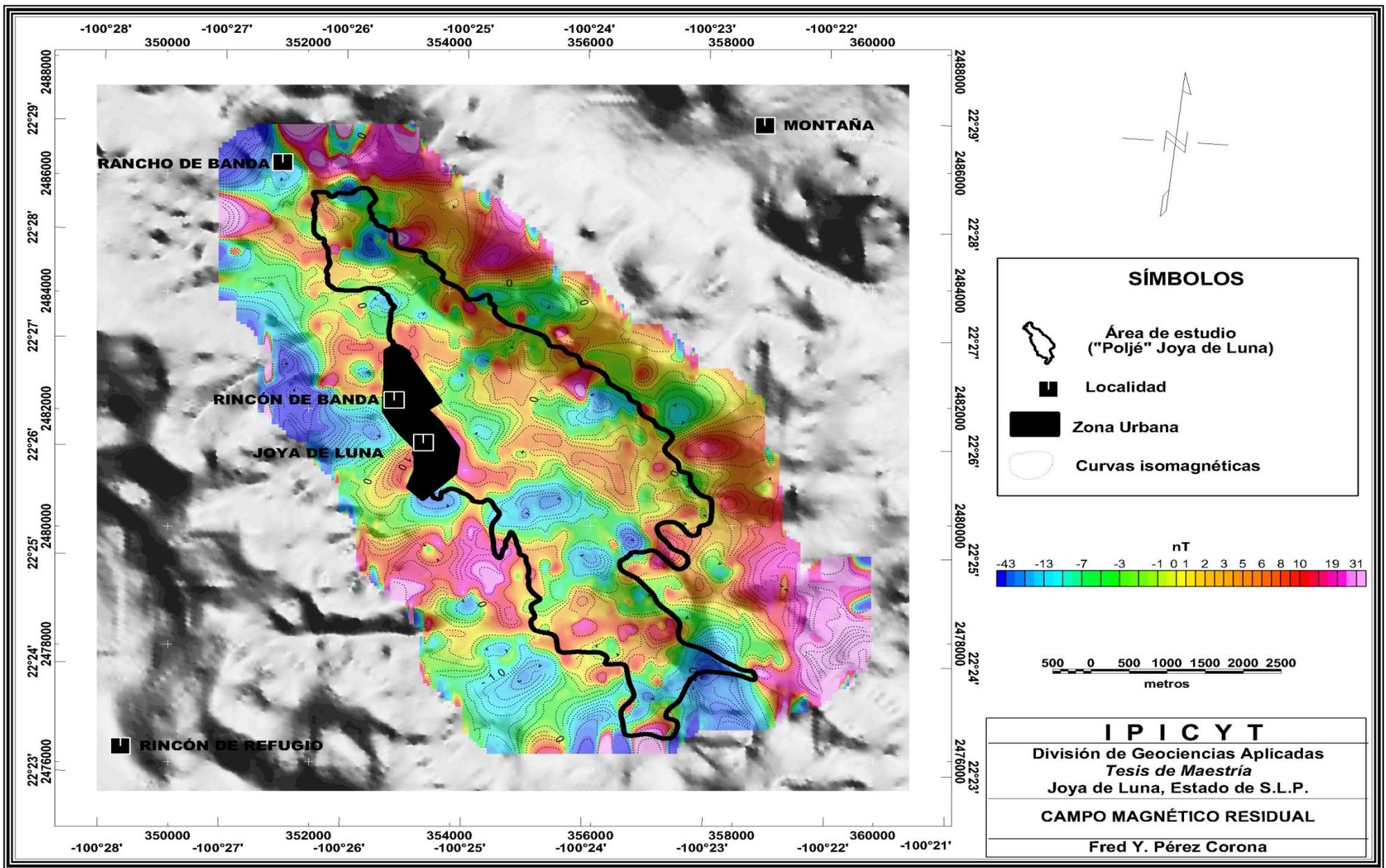


Figura 6.12. Mapa de la configuración del Campo Magnético Residual.

6.2.3. Reducción al Polo del Campo Magnético Residual (RPCMR)

Como ya se ha mencionado, el Campo Magnético de la Tierra está representado por un vector que tiene una inclinación y declinación variables dependiendo de la posición y/o zona del planeta en la que se esté ubicado. Por tanto, las anomalías magnéticas que se tengan, estarán desplazadas con respecto a la fuente que las esté causando; para corregir el desplazamiento se utiliza el algoritmo matemático denominado Reducción al Polo (Baranov y Naudy, 1964) el cual simula llevar el área de estudio al polo magnético (donde la inclinación es de 90° y la declinación de 0°), ubicándose así las anomalías sobre la fuente que las causan, el filtro de reducción al polo se aplica al CMR y será el mapa base para la aplicación de algoritmos matemáticos posteriores.

El mapa de RPCMR (figura 6.13) muestra la presencia de una anomalía monopolar positiva que domina la parte central del Poljé al igual que la parte N, una porción del NW, S y también una porción del SW del mapa.

La anomalía monopolar mencionada tiene dimensiones de 5.92 km en dirección N-S y 4.54 km en la dirección E-W, longitudes de onda largas predominantemente y frecuencias bajas, su amplitud de onda varía de 2 nT a 18 nT, dicha anomalía se asocia a la Formación El Abra y al conglomerado oligomítico.

En la parte NE del mapa, también se observa una anomalía positiva monopolar que aunque no es visible en su totalidad tiene dimensiones 5 km en la dirección E-W y se asocia a la Formación El Abra.

La porción SE al igual que en parte de las porciones NW y SW se observan anomalías normales de valores bajos (de 0 a -53 nT) asociadas a material de relleno (limos, arenas y gravas).

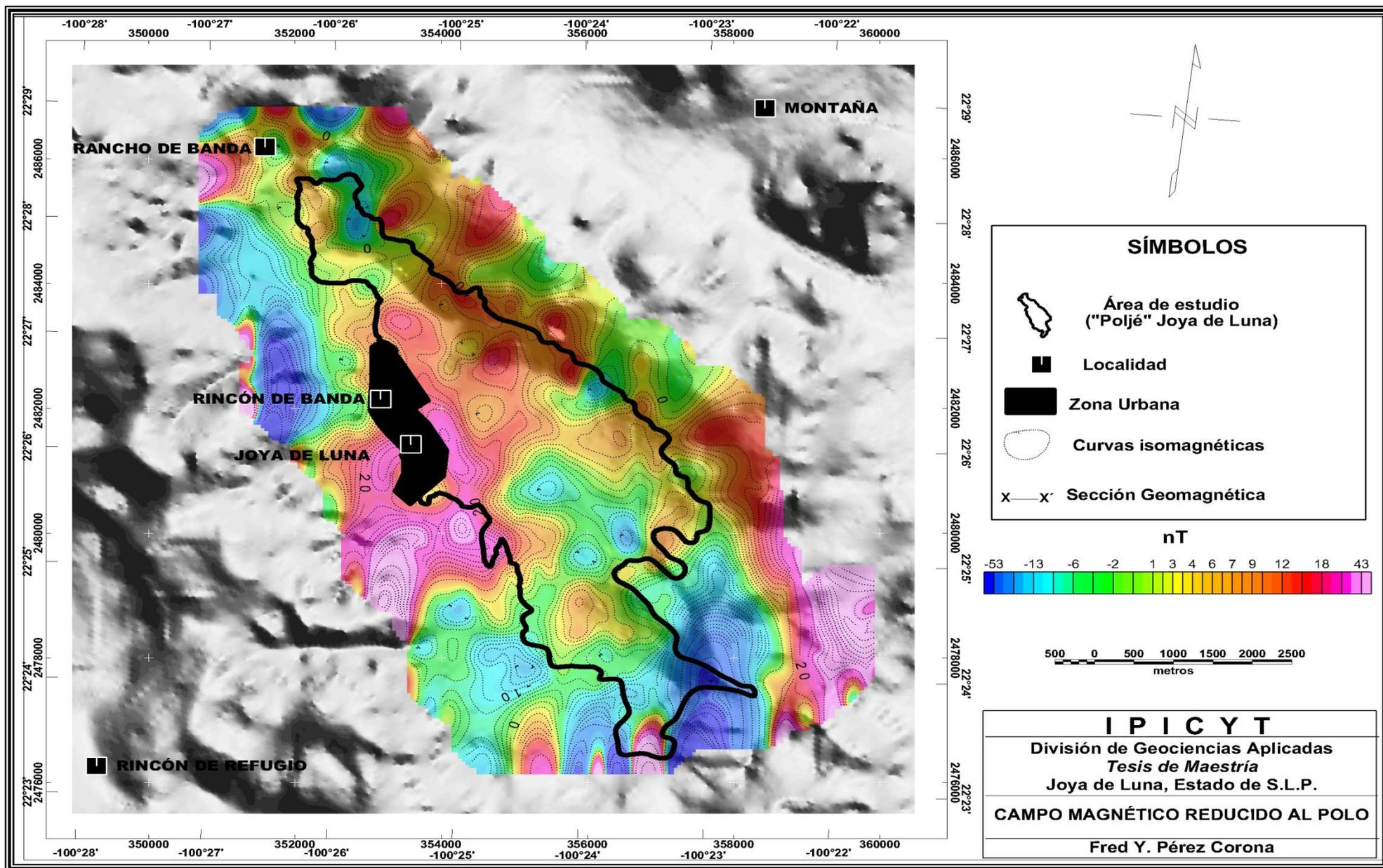


Figura 6.13. Mapa de la configuración del Campo Magnético Residual Reducido al Polo.

6.2.4. Primera Derivada Vertical del Campo Magnético Residual Reducido al Polo

Para poder resaltar información relacionada a altas frecuencias y eliminar bajas frecuencias relacionadas a estructuras regionales, se aplicó el algoritmo matemático denominado Primera Derivada Vertical (1aDz) la cual fue propuesta por Henderson y Ziets (1949), con el cual se pueden interpretar y definir rasgos litológicos y estructurales superficiales.

En el mapa de la 1aDz (figura 6.14) se observa que en las porciones N, NW y NE existen anomalías monopoles normales las cuales se asocian a conglomerado oligomítico y la Formación El Abra, a lo largo del Poljé de Joya de Luna también se observan anomalías normales relacionadas a material relleno (arcillas, limos, arenas y grava).

La parte del S y una porción del SW se caracteriza por una anomalía monopolar que abarca parte del Poljé.

6.2.5. Señal Analítica del Campo Magnético Residual Reducido al Polo

Para poder definir con mayor precisión las estructuras geológicas se aplicó el algoritmo matemático de la Señal Analítica (Nabighian, 1972 y 1974) con el cual se obtiene el valor absoluto de la señal magnética, permitiendo así resaltar los bordes de las estructuras geológicas que causan las anomalías magnéticas.

En la configuración de la Señal Analítica (figura 6.15) se observa que la zona del Poljé de Joya de Luna, se encuentra acotada al NW, S y SE, por una zona anómala relacionada a la Formación El Abra y al conglomerado oligomítico, la zona del Poljé y la zona N y NE se encuentra dominada por anomalías normales asociadas a material de relleno (arcilla, limo, arena y grava en menor proporción).

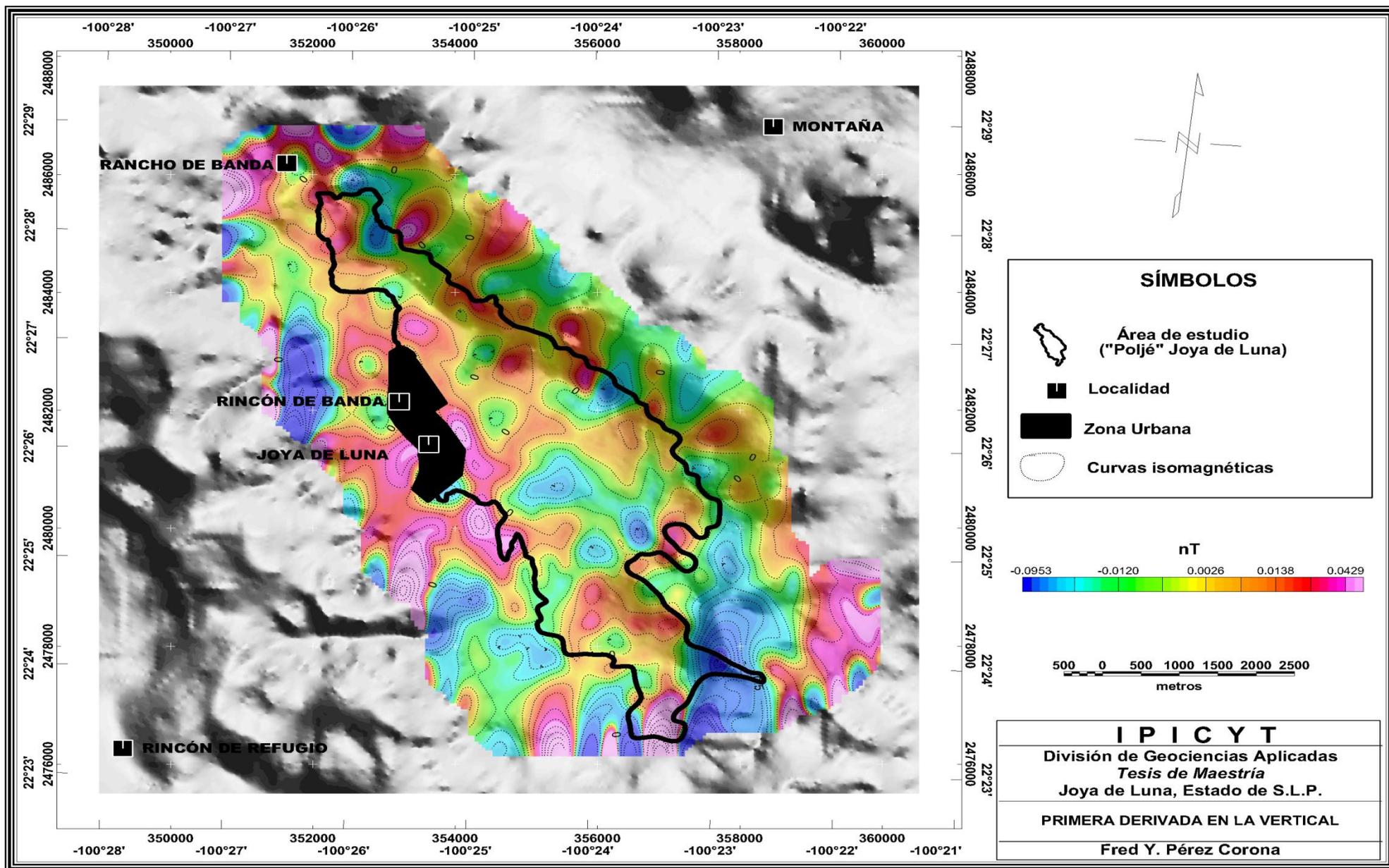


Figura 6.14. Mapa de la configuración de la Primera Derivada Vertical del Campo Magnético Reducido al Polo.

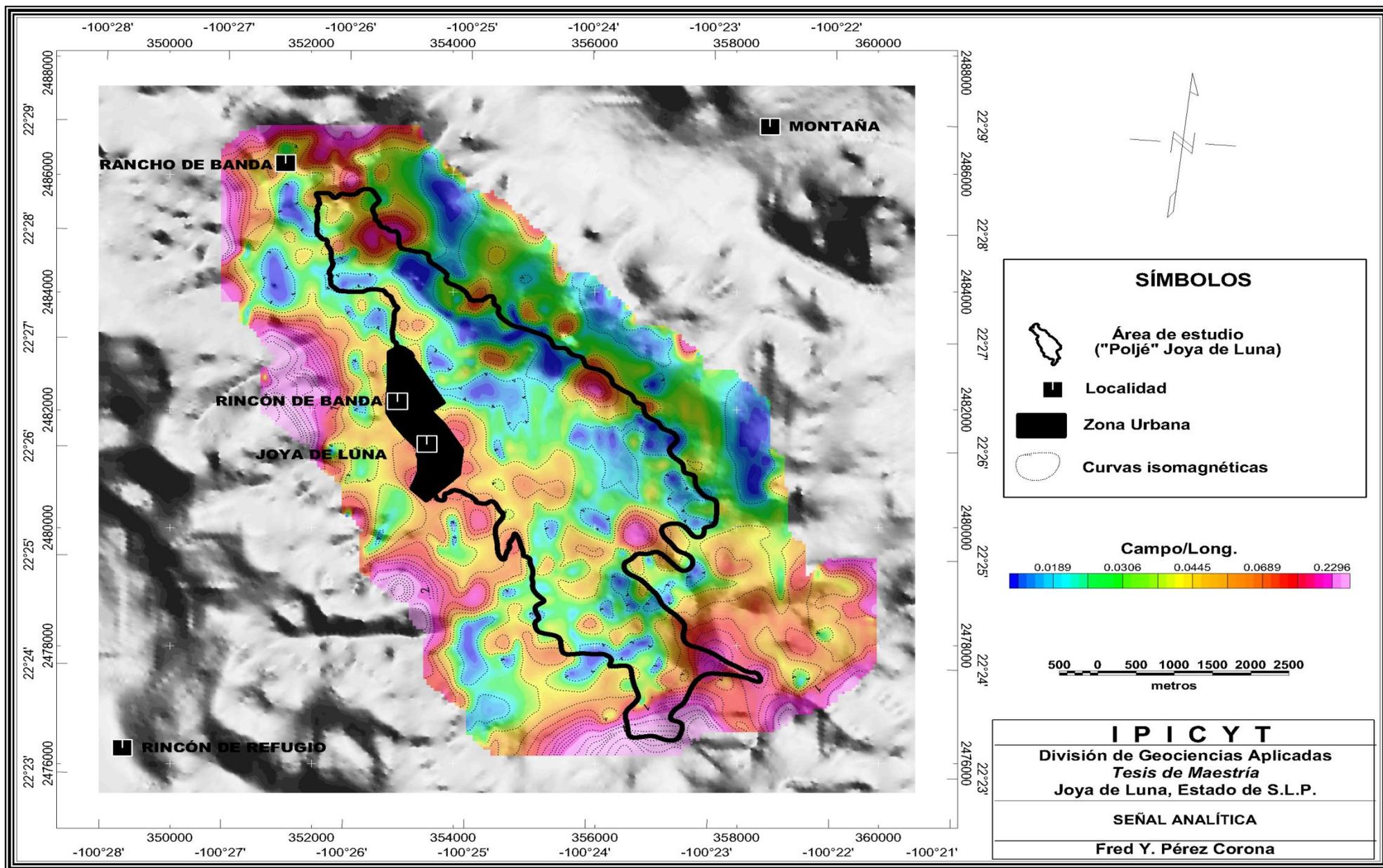


Figura 6.15. Mapa de la configuración de la Señal Analítica del Campo Magnético Residual Reducido al Polo

6.2.6. Interpretación Cualitativa

Después de la aplicación de diferentes algoritmos matemáticos se realizó la interpretación cualitativa, la cual consiste en realizar una clasificación de diferentes anomalías magnéticas de forma, tendencia e intensidad de magnetización similares. A estas clasificaciones se les denomina dominios magnéticos.

6.2.6.1. Dominios Magnéticos

Para la interpretación de los dominios magnéticos se seleccionó el mapa de la Señal Analítica del Campo Magnético Residual Reducido al Polo. Ya que el filtro antes mencionado proporciona los límites de las fuentes en las direcciones X, Y, Z. Se han interpretado 2 diferentes dominios en el Poljé de Joya de Luna Dominios I y II (figura 6.17), los cuales se describirán a continuación.

a) Dominio Magnético I: el Dominio Magnético I se caracteriza por tener valores que van de 0.040 nT/m a 0.23 nT/m se encuentra semirodeando al Poljé de Joya de Luna y se caracteriza por la presencia de anomalías monopolares de dirección paralela al Poljé (NW-SE), abarcando parte de dicha estructura en su porción SW. Las dimensiones de dichas anomalías varían de 1.5 km a 4.8 km, en dirección E-W y aunque no se tiene la información completa en la dirección N-S, se estima que varían de 1.8 a 5 km. Existen otras series de anomalías monopolares que se ubican en la porción S y SE del mapa que tienen una orientación perpendicular al Poljé. No se cuenta con información completa de sus dimensiones pero se estima que pueden variar de 500 m a 3 km en la dirección N-S y de 1.5 km a 5 km en dirección E-W.

Las anomalías paralelas al Poljé se asocian a la Formación El Abra y al conglomerado oligomíctico que conforman el anticlinorio La Víbora que a su vez forma parte de la Sierra de Las Joyas (López-Doncel *et al.*, 2008; Zapata-Zapata y Pérez-Benzor, 1979). Las anomalías perpendiculares también están asociadas a la Formación El Abra y al conglomerado oligomíctico, los cuales en este caso forman parte del anticlinorio La Víbora, sinclinorio El Conejo y el anticlinal El Cabezón (López-Doncel *et al.*, 2008; Zapata-Zapata y Pérez-Benzor, 1979).

b) Dominio Magnético II: el Dominio Magnético II abarca gran parte del área estudiada, presenta una forma alargada en dirección paralela a la estructura cárstica (NW–SE). Se caracteriza por anomalías que presentan gradientes con valores bajos y normales (0.0095 nT/m a 0.040 nT/m), los valores bajos resaltan en la parte central, NW y NE del mapa con forma alargada de dirección NW-SE la mayoría y algunas se alargan en la porción sur en dirección NE-SW. El Dominio Magnético II se asocia a material aluvial (arcilla, limo y arena) que se encuentra rellenando el Poljé de Joya de Luna. Los valores más bajos de susceptibilidad ubicados en el flanco NE del Poljé, se correlacionan a posibles estructuras cársticas a profundidad.

6.2.6.1.1. Lineamientos Magnéticos

Los lineamientos magnéticos se correlacionan con zonas de gran gradiente y están asociadas a fallas, fracturas y/o contactos geológicos. Para la interpretación cualitativa de los lineamientos magnéticos (figura 6.18) se utilizó el mapa de la Señal Analítica.

De acuerdo al diagrama de roseta (figura 6.16), los lineamientos magnéticos tienen un rumbo preferencial NW 35° SE y están asociados a fallas y/o fracturas y algunos contactos litológicos.

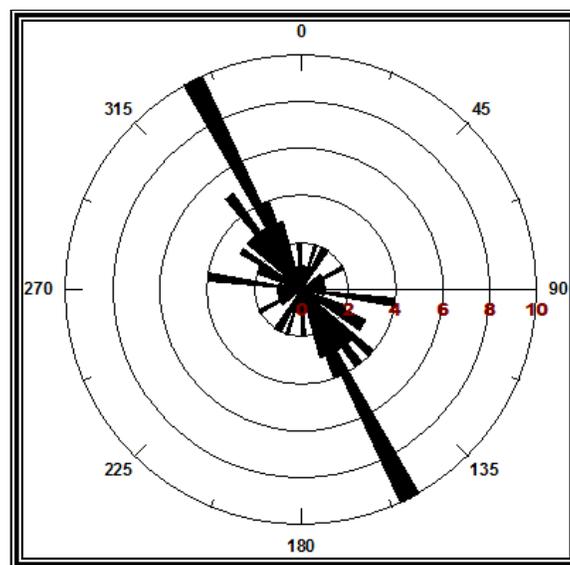


Figura 6.16. Diagrama de roseta de los lineamientos magnéticos.

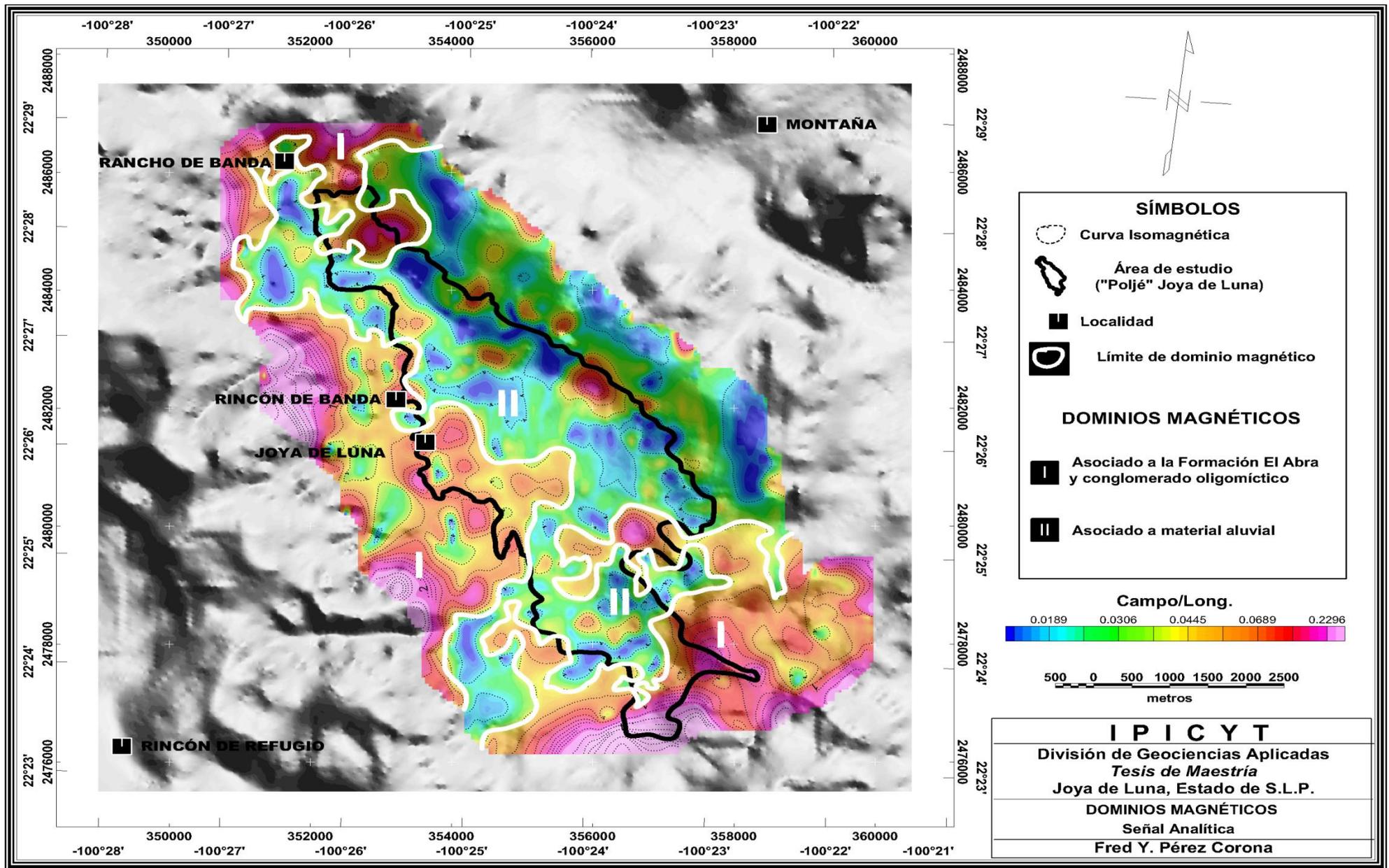


Figura 6.17. Mapa de Dominios Magnéticos.

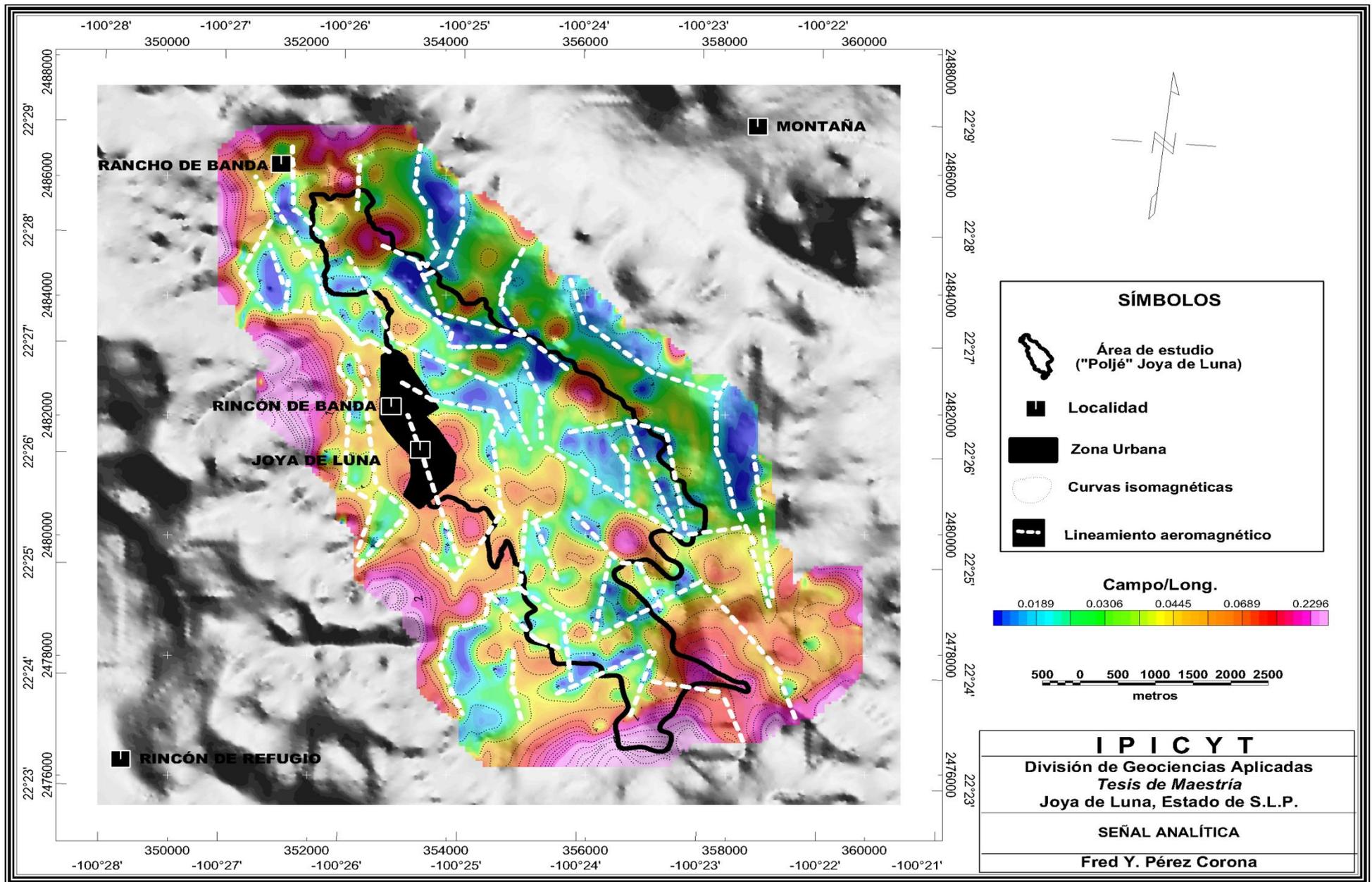


Figura 6.18. Mapa de lineamientos magnéticos.

6.2.7. Análisis espectral

Tomando en cuenta la generación de mapas magnéticos producidos a partir de datos de igual espaciamiento y que las anomalías observadas tienen distinto número de onda debido al efecto de las diferentes estructuras y/o unidades geológicas, se utilizó el método de análisis espectral con el que podemos pasar del dominio del espacio al dominio de las frecuencias a través de la transformada de Fourier de la señal geofísica.

En el análisis de frecuencia, se determina el espectro de potencias de la señal geofísica, la cual ha sido prolongada artificialmente mas allá del área de interés para evitar efectos de borde, ya sea mediante la repetición periódica de la misma señal o mediante valores de cero. Representando en un gráfico el logaritmo neperiano del espectro de potencias respecto a la frecuencia, se pueden definir distintos dominios para los cuales existe una relación lineal con las amplitudes.

El método se basa en que cada dominio está definido por un intervalo de frecuencias a los que se les puede ajustar un segmento lineal (recta) y que a su vez corresponde a la fuente que origina la anomalía, de tal manera que la pendiente de la recta está relacionada con la profundidad media del contacto de los horizontes que contienen las fuentes de diferente forma y tamaño.

En general cuanto mayor es la pendiente mayor es la profundidad (Battacharya, 1966; Spector y Grant, 1970; Mishra y Naidu, 1974). En la figura 6.19 se ha representado el logaritmo neperiano del espectro de potencias calculado para el mapa de Reducción al Polo del Campo Magnético Residual (figura 6.12) respecto a la frecuencia.

Al realizar el análisis sobre un conjunto de datos bidimensionales, se ha transformado el espectro de potencias bidimensional en un espectro radial para poder representarlo en una dimensión, lo cual se hace promediando los valores mediante círculos concéntricos con un origen en común (Mishra y Naidu, 1974; Dimitriadis *et al.*, 1987; Tselentis *et al.*, 1988).

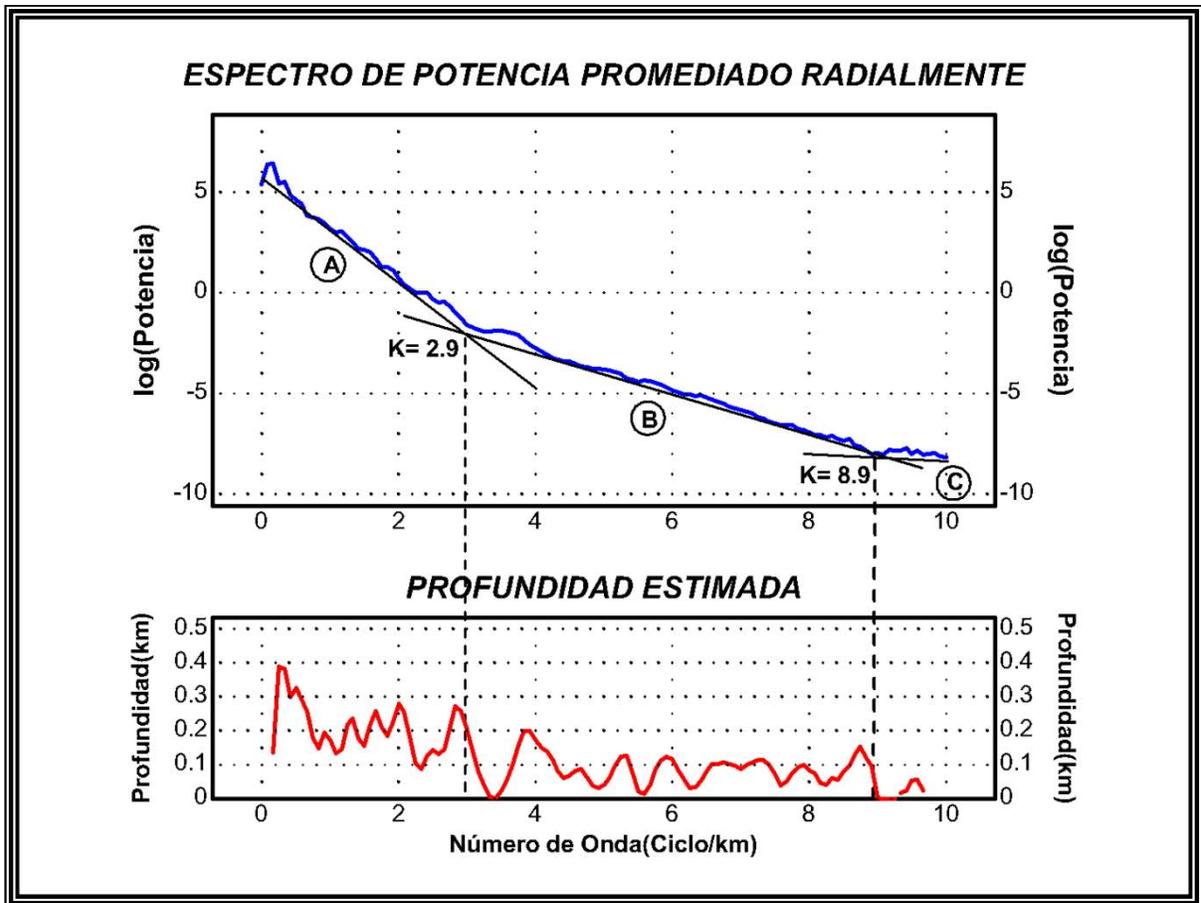


Figura 6.19. Ubicación de las pendientes en el espectro de energía promediado radialmente.

De acuerdo al gráfico (figura 6.19), se pueden definir 3 dominios de frecuencia. El primero (dominio A) comprende un intervalo entre 0 y 2.9 ciclos/km.

El segundo (dominio B) está definido por valores de 2.9 ciclos/km a 8.9 ciclos/km. y el tercer dominio (dominio C) está atribuido a ruido blanco.

Para poder estimar las profundidades de los diferentes dominios se tomaron en cuenta las diferentes rectas trazadas en el espectro de potencias promediado radialmente que representan los cambios en las pendientes de cada una, después se calcularon cada una de ellas para posteriormente ser divididas entre 4π y así poder obtener la profundidad de cada fuente.

A continuación se muestra el procedimiento para calcular las profundidades de las fuentes.

a) Dominio A= Fuente Profunda

$$P_1 = (0, 5.1); P_2 = (3.1, -2.6)$$

$$m = \frac{Y_2 - Y_1}{X_2 - X_1} = \frac{-2.6 - 5.1}{3.1 - 0} = \frac{-7.7}{3.1} = -2.48$$

$$\text{Profundidad} = \frac{m}{4\pi} = \frac{-2.48}{12.56} = 0.197 \text{ km}$$

b) Dominio B= Fuente Intermedia

$$P_2 = (3.1, -2.6); P_3 = (8.9, -8.16)$$

$$m = \frac{Y_3 - Y_2}{X_3 - X_2} = \frac{-8.16 - (-2.6)}{8.9 - 3.1} = \frac{-5.56}{5.8} = -0.96$$

$$\text{Profundidad} = \frac{m}{4\pi} = \frac{-0.96}{12.56} = 0.076 \text{ km}$$

El dominio A está relacionado a una fuente de carácter regional y relativamente profunda, la cual tiene una profundidad promedio estimada en la zona del Poljé (en el valle) de 170 m posiblemente relacionada a la Formación El Abra.

El dominio B se relaciona a una fuente local de carácter somero cuya profundidad promedio estimada es de 70 m, relacionada a material aluvial.

El dominio C como ya se mencionó anteriormente se relaciona a ruido blanco causado posiblemente por el equipo de medición.

6.2.8. Modelación Magnética

Con el fin de investigar la geometría y las propiedades magnéticas a profundidad se realizaron dos modelos físico-matemáticos para lo cual se trazaron los perfiles X-X' y Y-Y' en el mapa de Reducción al Polo del Campo Magnético Residual (figura 6.20). Considerando la topografía, inclinación (50°39') y declinación (6°46') correspondientes a la zona de estudio.

El perfil X-X' (figura 6.20) se trazó perpendicularmente al Poljé de Joya de Luna con dirección N70°E y una longitud de 6.26 km para poder abarcar zonas de falla que bordean al Poljé en los flancos SW y NE. El perfil Y-Y' (figura 6.20) tiene una longitud de 11.31 km y se trazó paralelamente al Poljé (N40°W) para verificar los cambios en la respuesta magnética de las diferentes unidades geológicas a lo largo del Poljé.

Para realizar los modelos se utilizó el software GM-SYS™ que maneja el algoritmo de inversión de Marquardt (Marquardt, 1963). GM-SYS™ utiliza una implementación del algoritmo para el procesamiento de los datos, el cual fue desarrollado por el Servicio Geológico de Estados Unidos en el programa de computadora SAKI (Webring, 1985).

Las anomalías son modeladas por cuerpos poligonales de diferente magnetización simulando el comportamiento de las estructuras geológicas a profundidad de tal modo que se ajusten a la respuesta magnética lo más preciso posible.

El error calculado para los perfiles fue menor al 3%. Para hacer la modelación se consideró solamente la magnetización inducida, tomando en cuenta la relación

$$I = k H$$

donde:

H = magnetización del campo

I = intensidad magnética

k = susceptibilidad magnética

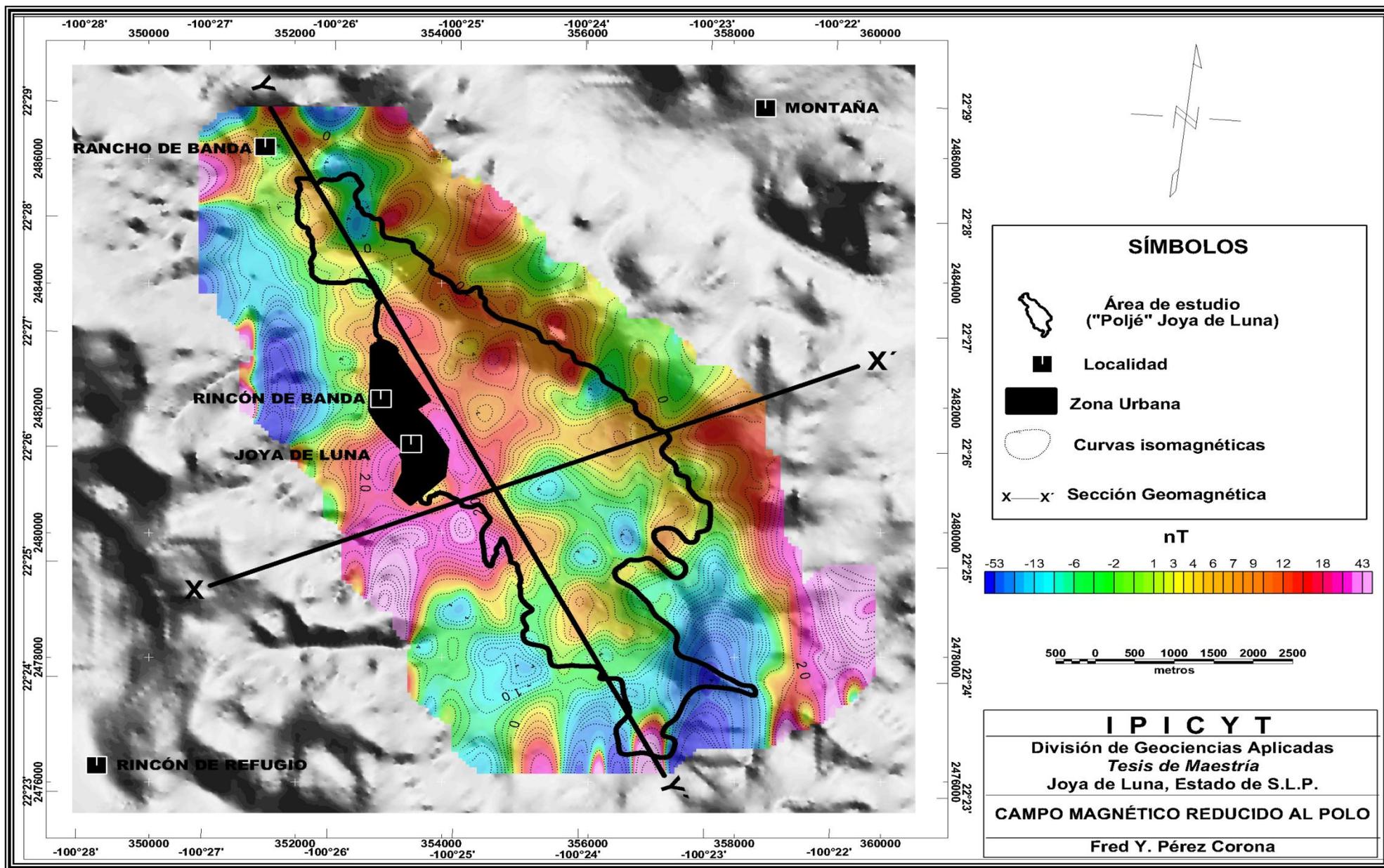


Figura 6.20. Ubicación de los perfiles magnéticos X-X' y Y-Y'.

La interpretación y ajuste de los modelos X-X' y Y-Y' (figuras 6.21 y 6.22) se basan primordialmente en investigaciones geológicas superficiales realizadas en la zona de estudio, las cuales sirvieron para realizar el ajuste de los modelos a la respuesta magnética. El parámetro más importante que se tomó en cuenta fue la susceptibilidad magnética de las formaciones expuestas, las cuales fueron determinadas por mediciones en campo utilizando el susceptibilímetro digital Exploranium-Kappameter KT-9 de una sensibilidad máxima de 1×10^{-5} SI; además de utilizar valores de susceptibilidades magnéticas promedio (Tabla 6.2).

| ROCA | SUSCEPTIBILIDAD MAGNÉTICA 1×10^{-5} |
|---------------------|--|
| | SI |
| ALUVIÓN | 0.1-0.07 |
| CONGLOMERADO | 0.2-0.08 |
| CALIZA (Fm EL ABRA) | -0.33 a -0.46 |
| YESO (Fm GUAXCAMÁ) | -0.1 a -0.26 |

Tabla 6.2. Tabla de susceptibilidades.

6.2.8.1. Perfil X-X'

El modelo del perfil X-X' (figura 6.21) abarca de SW a NE la superficie del Poljé de Joya de Luna, el cual se encuentra limitado por la Formación El Abra, que a su vez conforma parte del anticlinorio "La Víbora", seguido por una falla normal hacia el SW (Zapata-Zapata y Pérez Bensor, 1979), continuada por una extensión pequeña de conglomerado oligomítico del Pleistoceno, producto de la erosión de la Formación El Abra. Posteriormente se extiende una zona de sedimentos del cuaternario que cubren gran parte del Poljé continuando con la falla de Joya de Luna (López-Doncel *et al.*, 2008) que limita al NE junto con el anticlinal Cabezón.

Las posibles profundidades de las diferentes formaciones presentes en el modelo fueron estimadas con la ayuda del método de análisis espectral.

La profundidad de la Formación El Abra aumenta hacia la porción central del Poljé teniendo una profundidad media aproximada de 90 m, hacia la parte SW se tienen profundidades que varían de 40 a 70 m. Hacia el NE las profundidades estimadas varían de 40 a 100 m. En el modelo se observa que las zonas de fallas se correlacionan con gradientes magnéticos. La falla ubicada al SW se observa asociada a un contraste muy marcado y la falla localizada al NE, se observa correlacionada a un bajo menos notorio, ocasionadas por un evento extensivo que ayudó a formar el Poljé de Joya de Luna.

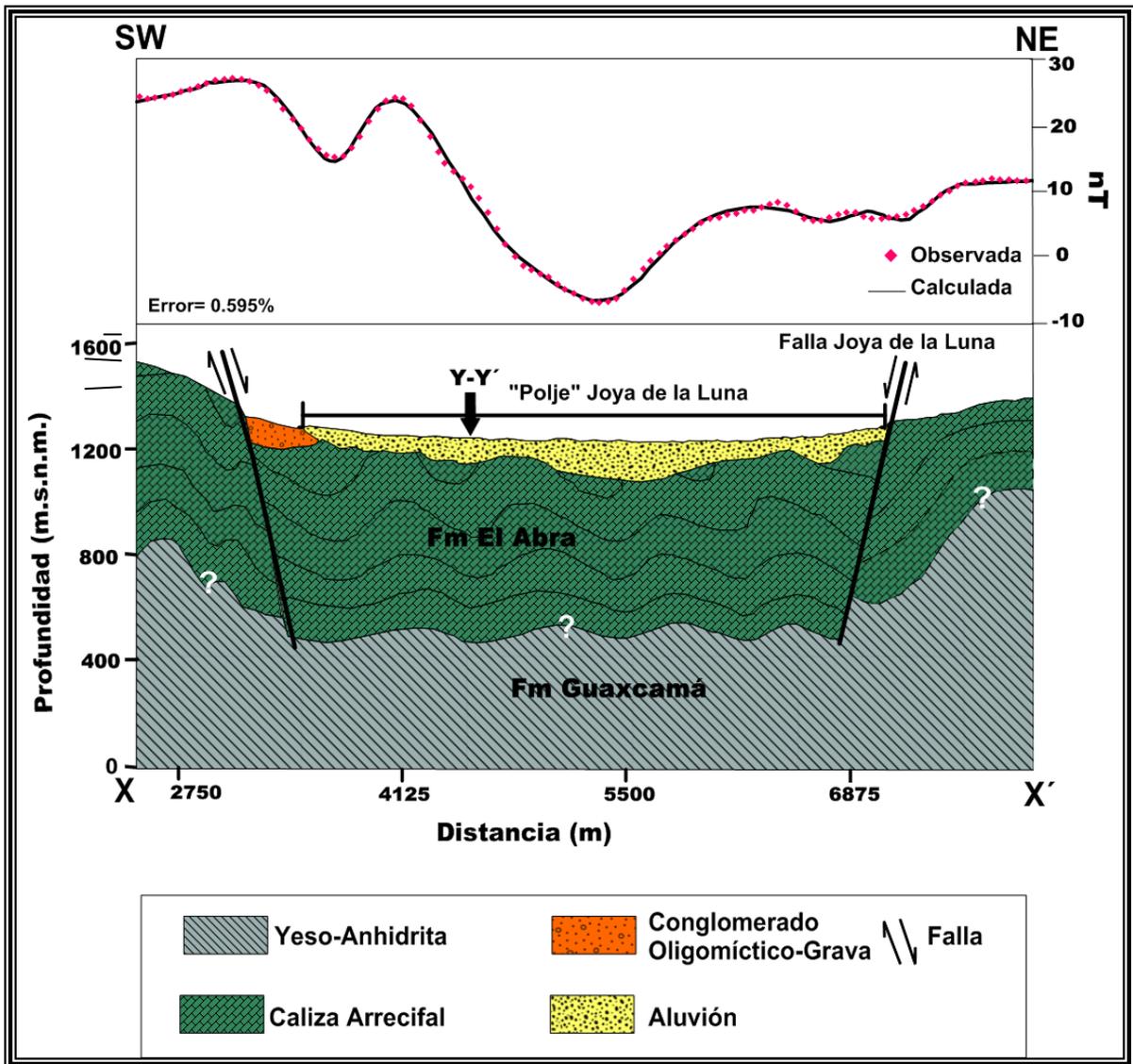


Figura 6.21. Modelo Geológico del perfil magnético X-X'.

6.2.8.2. Perfil Y-Y'

El modelo del perfil Y-Y' (figura 6.22) abarca de NW a SE la superficie del Polje de Joya de Luna, el cual se encuentra limitado por la Formación El Abra. Posteriormente se extiende una zona de sedimentos aluviales del Cuaternario que cubren gran parte del Polje continuando con una pequeña extensión de conglomerado oligomítico que lo limita al NE.

La profundidad del contacto entre la Formación El Abra y el relleno aluvial aumenta hacia la porción SE a una profundidad estimada de 150 m, la cual disminuye hacia la porción central del perfil (40-90 m), la profundidad hacia el NW se manifiesta en el orden de los 100 m. La variación tan abrupta del contacto entre la Formación El Abra y el relleno aluvial del Polje, se debe al efecto causado por la disolución del $CaCO_3$ a través del tiempo.

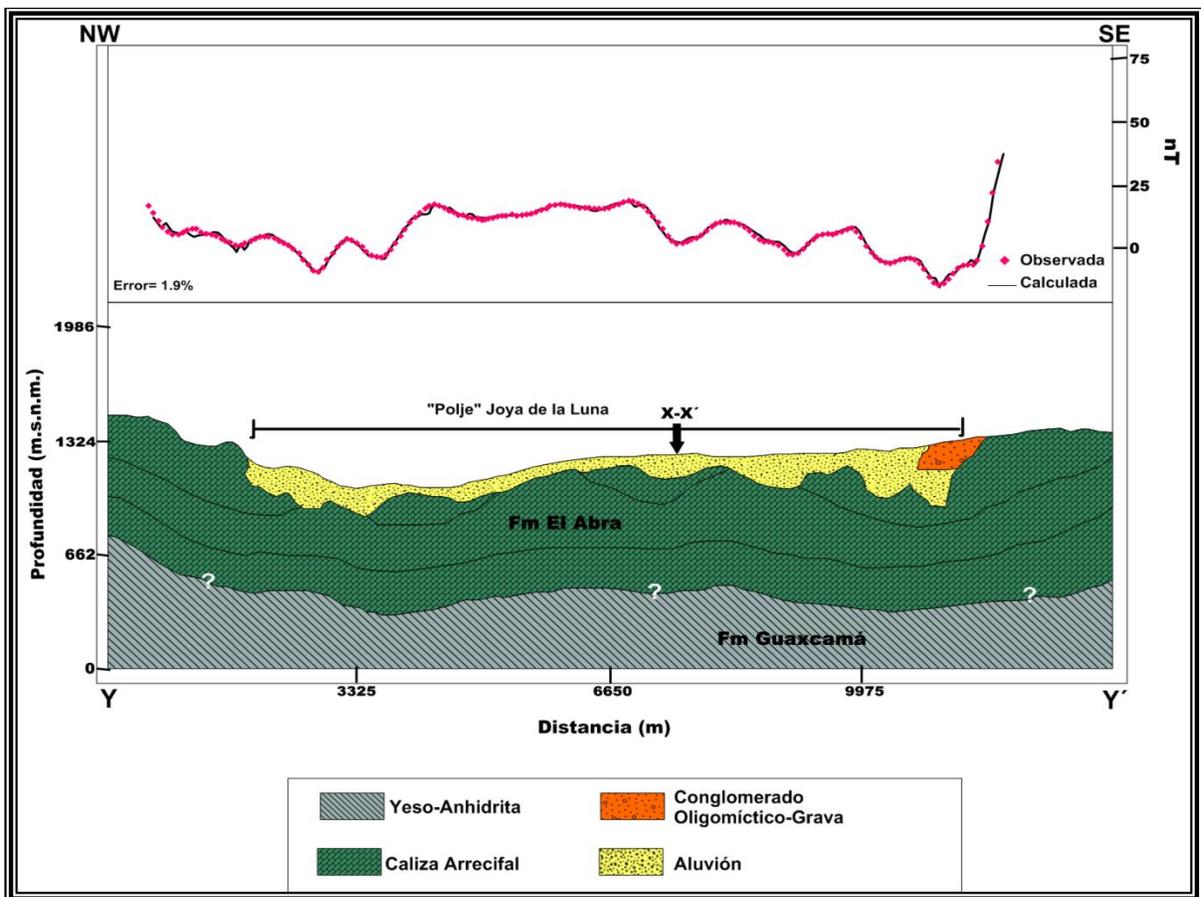


Figura 6.22. Modelo Geológico del perfil magnético Y-Y'.

6.3. Método eléctrico

Una vez realizados los SEV's se procedió a graficar los valores de resistividad aparente contra la distancia $AB/2$ (m), en escalas log-log, mediante el programa IX1D, generando la curva de resistividad aparente (Curva de campo –Ohm.m) para cada SEV, que a su vez estima un modelo inicial (curva teórica) preliminar, el cual se ajusta y suaviza a través de múltiples iteraciones mediante la inversión de Occamm (Constable *et al.*, 1987), manteniendo un error de estimación menor al 10% en el intervalo de confianza, generando un buen ajuste entre la curva teórica y la curva de campo (ver anexo).

Posteriormente se procedió a realizar el cálculo cuantitativo de resistividades y espesores reales.

Una vez obtenidas las resistividades reales, se interpretaron las morfologías de curvas patrón (A, Q, H y K) que representan a cada SEV y así poder agrupar los diferentes tipos de familias de curvas que caracterizan al subsuelo del área de estudio.

Posteriormente se efectuó una interpretación cualitativa de la resistividad aparente mediante la generación de diferentes mapas de las aperturas de $AB/2$ (5, 50, 150, 300 y 500 m) para observar el comportamiento de la distribución de máximos y mínimos de la corriente, así como los cambios resistivos y conductivos de las diferentes unidades geológicas presentes en el subsuelo.

Después se trazaron 8 secciones geoelectricas (A-A', B-B', C-C', D-D', E-E', F-F', G-G', H-H') distribuidas a lo largo y ancho del Polje que posteriormente fueron interpretadas de acuerdo a la resistividad, espesor y profundidad real calculada.

La ubicación de los 18 SEV's (tabla 6.3) se realizó a lo largo de 8 secciones que se distribuyeron en gran parte del Polje de Joya de Luna (figura 6.23).

| SEV | X | Y | Z |
|-----|-----------|------------|------|
| 1 | 353749.89 | 2484229.23 | 1261 |
| 2 | 353310.14 | 2483862.8 | 1256 |
| 3 | 353530.01 | 2483862.8 | 1245 |
| 4 | 356681.52 | 2481859.5 | 1251 |
| 5 | 356363.93 | 2481322.03 | 1247 |
| 6 | 356070.76 | 2480808.99 | 1255 |
| 7 | 355777.17 | 2480369.25 | 1258 |
| 8 | 355484.44 | 2479831.78 | 1263 |
| 9 | 355753.17 | 2482763.42 | 1252 |
| 10 | 355460 | 2482152.62 | 1247 |
| 11 | 355142.41 | 2481639.62 | 1249 |
| 12 | 354824.82 | 2481077.73 | 1251 |
| 13 | 354531.65 | 2483691.77 | 1246 |
| 14 | 354238.49 | 2482983.29 | 1247 |
| 15 | 353945.33 | 2482372.53 | 1245 |
| 16 | 352919.26 | 2485255.31 | 1249 |
| 17 | 352674.95 | 2484937.71 | 1241 |
| 18 | 352430.65 | 2484522.4 | 1245 |

Tabla 6.3. Coordenadas de los SEV's realizados en el Poljé de Joya de Luna.

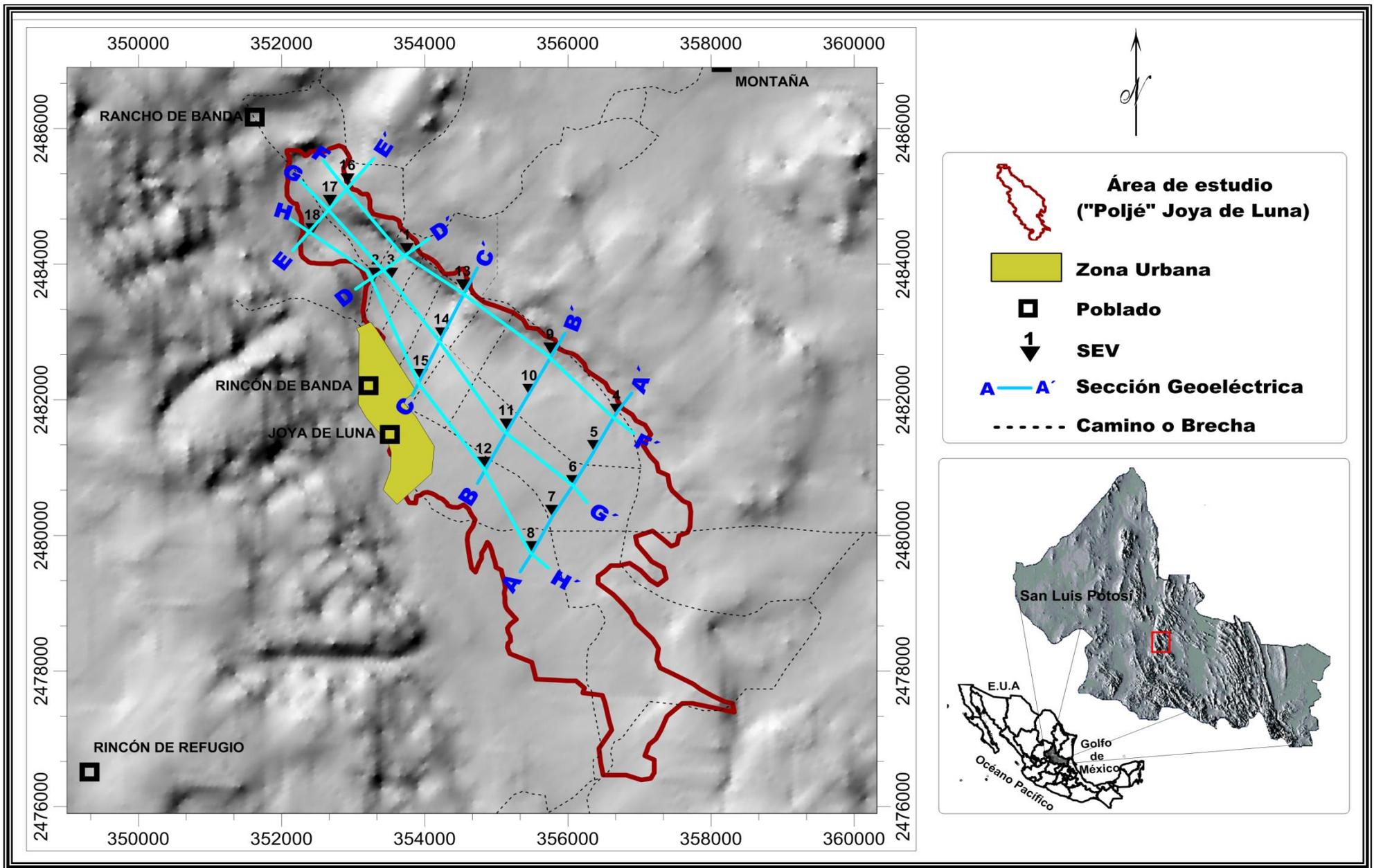


Figura 6.23. Ubicación de SEVs y Secciones Geoeléctricas.

6.3.1. Curvas de Resistividad Aparente

Después de recolectar los datos de la prospección geoelectrica en el campo se procedió a graficar la resistividad (ρ) contra $AB/2$ (m) en hojas Log-Log, dando como resultado la curva de resistividad aparente (ρ_a en Ohm.m) de cada SEV (ver anexo). Interpretándose el número de capas horizontales presentes en el subsuelo y sus valores de resistividad correspondientes, con las cuales se pueden tener diferentes tipos de curva acorde a la posición de las diferentes capas. Cuando se tienen 3 capas en el subsuelo con diferente valor de resistividad se pueden obtener las curvas H ($\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$), K ($\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$), Q ($\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$), y A ($\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$), con la unión y/o variación de estos 4 tipos de curvas se pueden obtener un gran número de curvas (Kenlov, 1957).

Para poder hacer una mejor interpretación se agruparon las diferentes combinaciones de tipos de curva de los 18 SEV's realizados (figura 6.24).

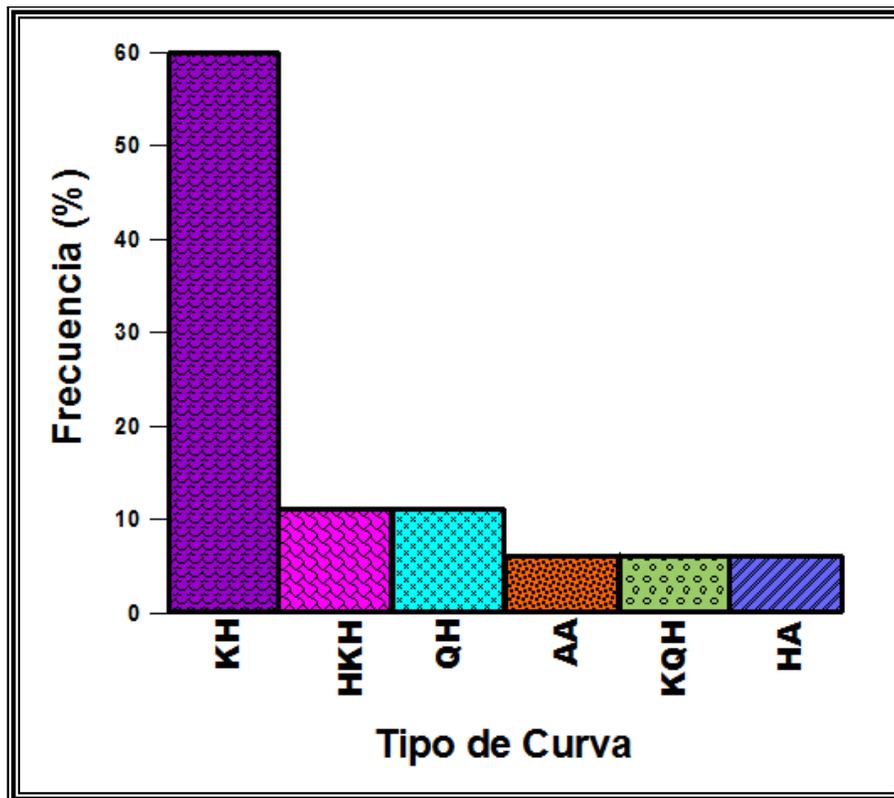


Figura 6.24. Histograma de la distribución de frecuencia total contra el tipo de curva identificada en el Poljé de Joya de Luna.

Los tipos de curva que dominan al área de estudio son las tipo KH con un 60 %, las QH en un 11%, las tipo HKH con 11%, y en menor proporción las KQH de 6%, las AA con 6% y las HA con un 6%.

En la figura 6.25, se muestra la distribución de las diferentes familias de curva obtenidas en los SEV's, así como, la configuración de seis diferentes dominios. El primero está compuesto por los SEVs: 7, 8, 10, 11, 14, 15, 1, 2, 3, 17 y 18 siendo de las curvas tipo KH, el cual abarca gran parte de la porción central del Poljé de Joya de Luna y que se extiende en forma paralela a dicha estructura cárstica.

Esta morfología de curva de los SEV's se correlaciona con la existencia de contrastes poco conductor cercano a la superficie (K), cambiando a profundidad aun contraste conductor (H), que normalmente se asocia con humedad en el subsuelo.

El segundo dominio (SEVs 16 y 9) se caracteriza por el tipo de curva HKH y se localiza en dos porciones del Poljé; en la porción NW asociada a una zona de poner o sumidero y en la parte centro-oriental asociada a estructuras carsticas. Este tipo de morfología en las curvas SEV's, se correlaciona con zonas húmedas (H), cercana a la superficie y a profundidad, existiendo entre ellas un horizonte poco conductor (K).

El tercer dominio está formado por el tipo de curva QH, constituido por los SEV's 6 y 12, ubicándose en dos partes del área de estudio: una en la parte centro occidental y otra en la porción SE del área de estudio. Este tipo de morfología en las curvas SEV's, se correlaciona con un contraste eléctrico poco conductor cerca de la superficie (Q), cambiando a profundidad a un contraste conductor, que puede asociarse a contenidos de humedad en las rocas (H).

El cuarto dominio es el de la curva tipo AA que se encuentra localizado entre los dominios QH y KQH en la porción SE de la zona de estudio y lo constituye el SEV número 5. Este tipo de morfología en las curvas SEV, se correlaciona con contrastes de resistividad altos (A) que se van incrementando a profundidad (AA). Es decir a profundidad la conductividad es cada vez más pobre.

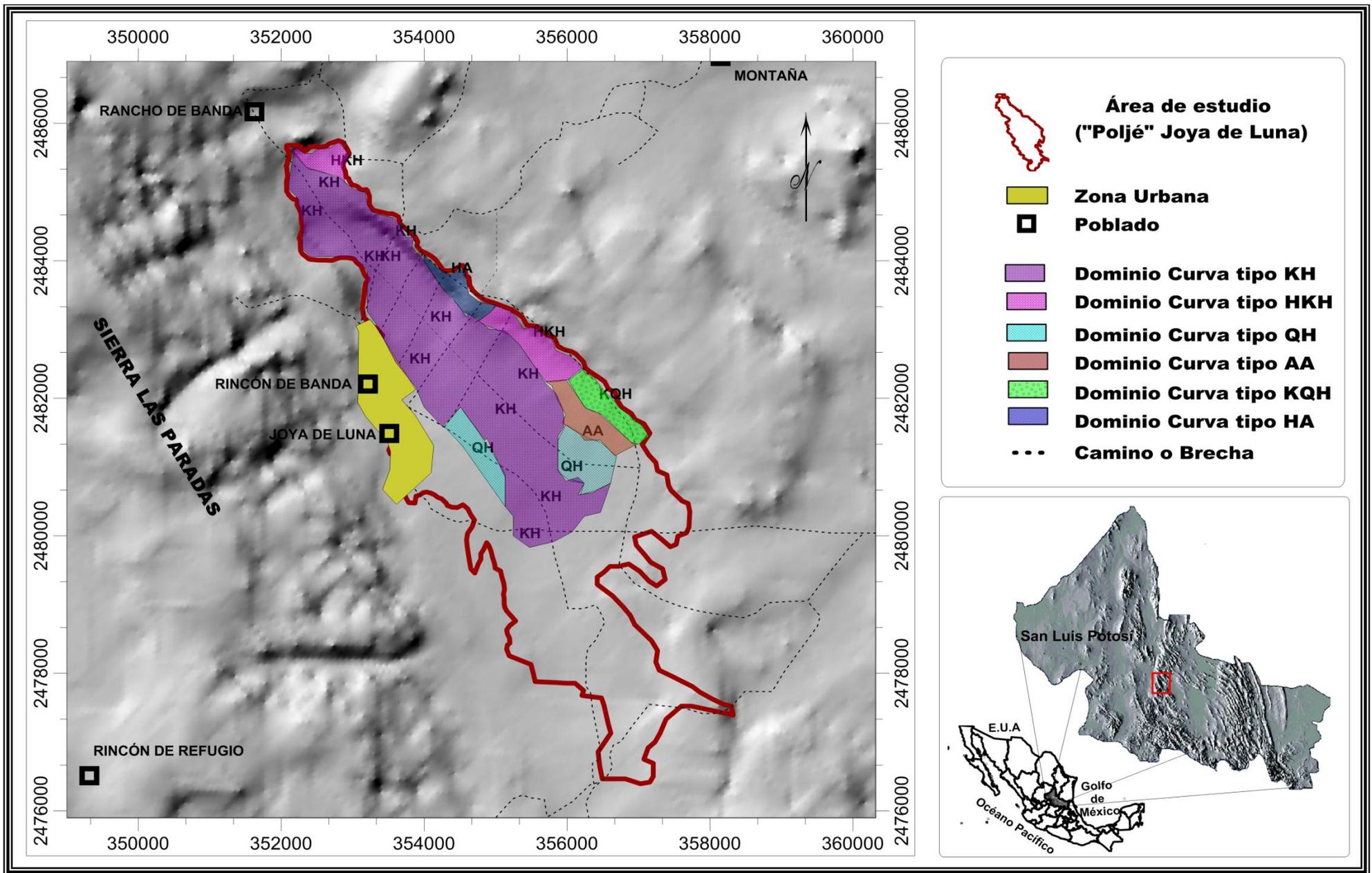


Figura 6.25. Distribución espacial de los tipos de curva en el área de estudio.

El quinto dominio es de tipo KQH y se encuentra ubicado en la parte oriental del Poljé y está constituido por el SEV número 4.

Este tipo de curva SEV se correlaciona con resistividades muy contrastantes, inicia con un contraste alto (K), siguiendo con un contraste de resistividad bajo (Q) terminando en un tipo de curva que tiende a incrementar su resistividad en relación a la capa suprayacente (H).

El dominio número 6 tiene el tipo de curva HA y está constituido por el SEV 13 que se ubica en la parte centro oriental de la estructura cárstica.

Este tipo de curva nos señala la existencia de una zona conductora cercana a la superficie (H) para posteriormente cambiar a un horizonte eléctrico resistivo.

Hidrogeológicamente las zonas que tendrían potencial para ser explotado son las que se encuentran dominadas por las curvas KH y HKH (primer y segundo dominio respectivamente).

| SEV No. | CAPA 1 | | CAPA 2 | | CAPA 3 | | CAPA 4 | | CAPA 5 | | CURVA |
|---------|------------------|-----------|------------------|-----------|------------------|-----------|------------------|-----------|------------------|-----------|------------|
| | Rho 1 (Ohm/m) | h1 (m) | Rho 2 (Ohm/m) | h2 (m) | Rho 3 (Ohm/m) | h3 (m) | Rho 4 (Ohm/m) | h4 (m) | Rho 5 (Ohm/m) | h5 (m) | |
| SEV 1 | 5.2192 | 2.35 | 36.791 | 13.45 | 3.981 | 55.14 | 69110 | ? | | | KH |
| SEV 2 | 5.4445 | 3.638 | 61.573 | 5.403 | 2.4152 | 22.03 | 77973 | ? | | | KH |
| SEV 3 | 5.2851 | 4.176 | 29.672 | 12.02 | 2.0878 | 24.43 | 2734.2 | ? | | | KH |
| SEV 4 | 8.1233 | 4.587 | 2806.5 | 0.244 | 135.69 | 108.1 | 23.421 | 93.57 | 7159.6 | ? | KQH |
| SEV 5 | 3.5639 | 3.238 | 4.6192 | 36.83 | 810.48 | 23.26 | 17003 | ? | | | AA |
| SEV 6 | 281.4 | 0.724 | 79.693 | 6.115 | 5.8538 | 75.16 | 1658.9 | ? | | | QH |
| SEV 7 | 9.6433 | 1.09 | 22.395 | 3.27 | 12.268 | 54.1 | 9469.8 | ? | | | KH |
| SEV 8 | 7.0615 | 2.793 | 443.9 | 6.233 | 2.7893 | 59.93 | 4750.3 | ? | | | KH |
| SEV 9 | 29.702 | 3.147 | 3.1298 | 4.156 | 193.74 | 11.41 | 41.389 | 94.99 | 8803.7 | ? | HKH |
| SEV 10 | 4.229 | 5.655 | 17.308 | 11.03 | 1.6872 | 24.64 | 2409.2 | ? | | | KH |
| SEV 11 | 4.9997 | 2.508 | 42.9 | 1.351 | 3.7483 | 81.04 | 7180.1 | ? | | | KH |
| SEV 12 | 94.667 | 1.183 | 15.103 | 6.407 | 5.7614 | 104.7 | 231.75 | ? | | | QH |
| SEV 13 | 139.55 | 1.067 | 1.739 | 1.212 | 42.105 | 134.8 | 531.1 | ? | | | HA |
| SEV 14 | 4.2478 | 2.288 | 100.37 | 5.168 | 3.0831 | 39.87 | 3859.8 | ? | | | KH |
| SEV 15 | 3.3136 | 3.324 | 58.413 | 6.341 | 3.2176 | 25.81 | 43050 | ? | | | KH |
| SEV 16 | 39.623 | 0.593 | 3.1706 | 6.204 | 23.865 | 18.81 | 9.03 | 38.24 | 78916 | ? | HKH |
| SEV 17 | 3.6717 | 4.714 | 31.038 | 7.239 | 2.863 | 17.58 | 78161 | ? | | | KH |
| SEV 18 | 4.7918 | 7.401 | 42.736 | 10.24 | 3.4044 | 16.33 | 63215 | ? | | | KH |

Tabla 6.4.- Parámetros geoelectrónicos y tipos de curvas SEV's del Poljé de Joya de Luna.

6.3.2. Mapas de distribución de resistividades aparentes

Después de realizar los 18 SEV's se configuraron 5 diferentes mapas de distribución de resistividades aparentes tomando en cuenta a ρ_a (rho) a diferentes aperturas de electrodos AB/2 (5, 50, 150, 300 y 500 m).

Para la configuración de ρ_a de la separación AB/2= 5 m (figura 6.26) se puede observar la presencia de un máximo resistivo en porción SW de la zona de estudio mostrando resistividades $>46 \Omega\text{m}$, a su vez la zona de máximos se encuentra rodeada por valores intermedios (17-45 Ωm) que también abarcan parte de la porción NE de la zona de estudio. Los valores bajos (1-16 Ωm) se encuentran distribuidos en la parte central del Poljé de Joya de la Luna y se elongan en dirección NW-SE.

Para AB/2= 50m se observa una zona de valores de resistividad bajos (1-20 Ωm) que se alarga en dirección NW-SE y se encuentra rodeada por valores intermedios (21-39 Ωm). Mostrándose una zona de altos resistivos en la porción NE de valores $> 40 \Omega\text{m}$, el cual también abarca una pequeña parte hacia el SE.

La configuración de ρ_a para AB/2= 150m, se caracteriza por tener un contraste bien marcado entre la zona de altos resistivos ($> 50 \Omega\text{m}$) ubicada al N y NE de la zona de estudio y la zona de bajos resistivos (1-29 Ωm) que se ubica en la parte central y SW del Poljé y que se extiende en dirección NW-SE, existiendo una zona de valores intermedios (30-50 Ωm) ubicada entre las dos zonas antes mencionadas y cuyo elongación se extiende en el mismo sentido de la zona de bajos resistivos. En el mapa generado con la configuración de iso-resistividades aparentes (ρ_a) a la separación eléctrica de AB/2= 300m, se distingue un bloque de valores altos ($>60 \Omega\text{m}$) en la porción NE de la zona de estudio, el cual se extiende en dirección NW-SE y que a su vez contrasta con la zona de valores bajos (1-39 Ωm) que se ubica hacia el sur y cuyo extensión es paralela al Poljé, teniendo una zona de valores intermedios (40-60 Ωm) que divide las dos zonas y cuyo alargamiento es similar a las dos zonas mencionadas.

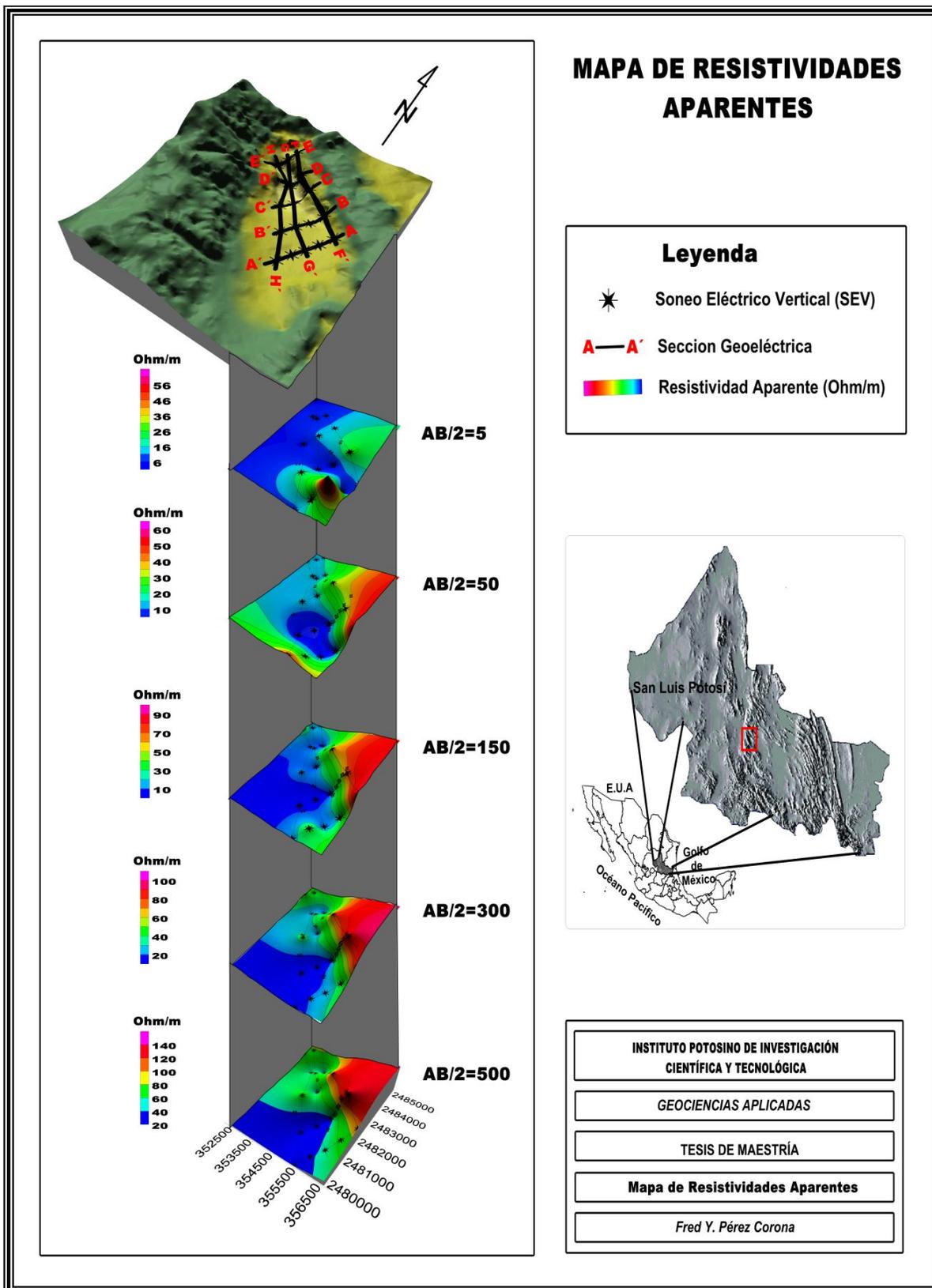


Figura 6.26. Mapas que muestran la distribución de la resistividad del terreno a diferentes aperturas de $AB/2$.

En la configuración de ρ_a para la separación de $AB/2= 500\text{m}$ (figura 6.26), se observa que hacia la porción norte y NE de la zona de estudio se tiene un bloque cuya dirección es NE-SW, de valores altos de resistividad aparente (100-140 Ωm), que contrasta con la zona ubicada hacia el centro del Poljé cuya extensión es paralela a dicha estructura cárstica, teniendo valores de ρ_a bajos de 20-60 Ωm . En la zona intermedia de los valores altos y la zona del centro se encuentra una franja de forma alargada cuyo rumbo está en dirección NE-SW y con valores que van de 61 a 99 Ωm .

6.3.3. Interpretación y Descripción de Secciones

6.3.3.1. Sección A-A´

La sección A-A´ se localiza en la porción SW de la zona de estudio y está constituido por los SEV´s 4, 5, 6, 7, y 8 cuyas aperturas máximas de AB/2 fueron de 600 m, la dirección que sigue la sección es SW-NE teniendo una separación entre cada SEV de 500 m aproximadamente, los tipos de curvas que componen la sección son las KH, QH, AA y KQH.

En la configuración de resistividades aparentes que conforman la pseudosección A-A´ (figura 6.27a), se observa que existe un contraste horizontal y vertical de las ρ_a correlacionados con los SEV´s 4 y 7. Estos sondeos muestran valores altos de ρ_a a profundidad ($>75 \Omega m$).

En la sección geoelectrica A-A´ (figura 6.27b) conformada por resistividades reales, se identificaron 5 diferentes unidades geoelectricas (UG). La UG I se ubica en la parte superficial en el SEV 7 con resistividad de $22 \Omega m$, también se ubica en el SEV 4 con una resistividad de $86 \Omega m$ sobreyaciendo a la UG IV. La UG II se ubica en la parte superficial en el SEV 6 con una resistividad de $281 \Omega m$ también se localiza en el extremo NE sobreyaciendo a la UG1 en el SEV 4 con resistividad de $158 \Omega m$. La UG III se localiza a lo largo de toda la sección identificándose en todos los SEV´s, con resistividades del orden de los $3-12 \Omega m$. Esta unidad se adelgaza hacia el NE. La unidad geoelectrica IV se caracteriza por tener valores de resistividad de $630 \Omega m$ subyace a la unidad I en el extremo NE y tiene un contacto lateral con la unidad V. Esta UG sólo se detectó bajo el SEV 4. La unidad geoelectrica V, constituye el basamento resistivo de la sección y del área bajo estudio, muestra resistividades entre $1658 \Omega m - 9459 \Omega m$.

En la sección geológica (figura 6.27c), interpretada a partir de los valores de resistividad real de la sección 5b, se correlacionó las altas resistividades ($>1500 \Omega m$) a la presencia de la Formación El Abra, la cual se encuentra limitada hacia el NE por una contacto con la caliza arrecifal de la misma Formación pero fracturada y/o carstificada en la parte profunda y con un paquete de gravas y arenas que

sobreyace a la caliza fracturada y/o carstificada y que también se encuentra de manera superficial hacia el SW. La unidad geoelectrica III, se interpretó asociada a la presencia de una capa de limos y/o arcillas cuyo espesor disminuye hacia el NE. En el centro de la sección se localiza una capa delgada de conglomerado oligomítico, la cual también sobreyace a las gravas y arenas en el extremo NE.

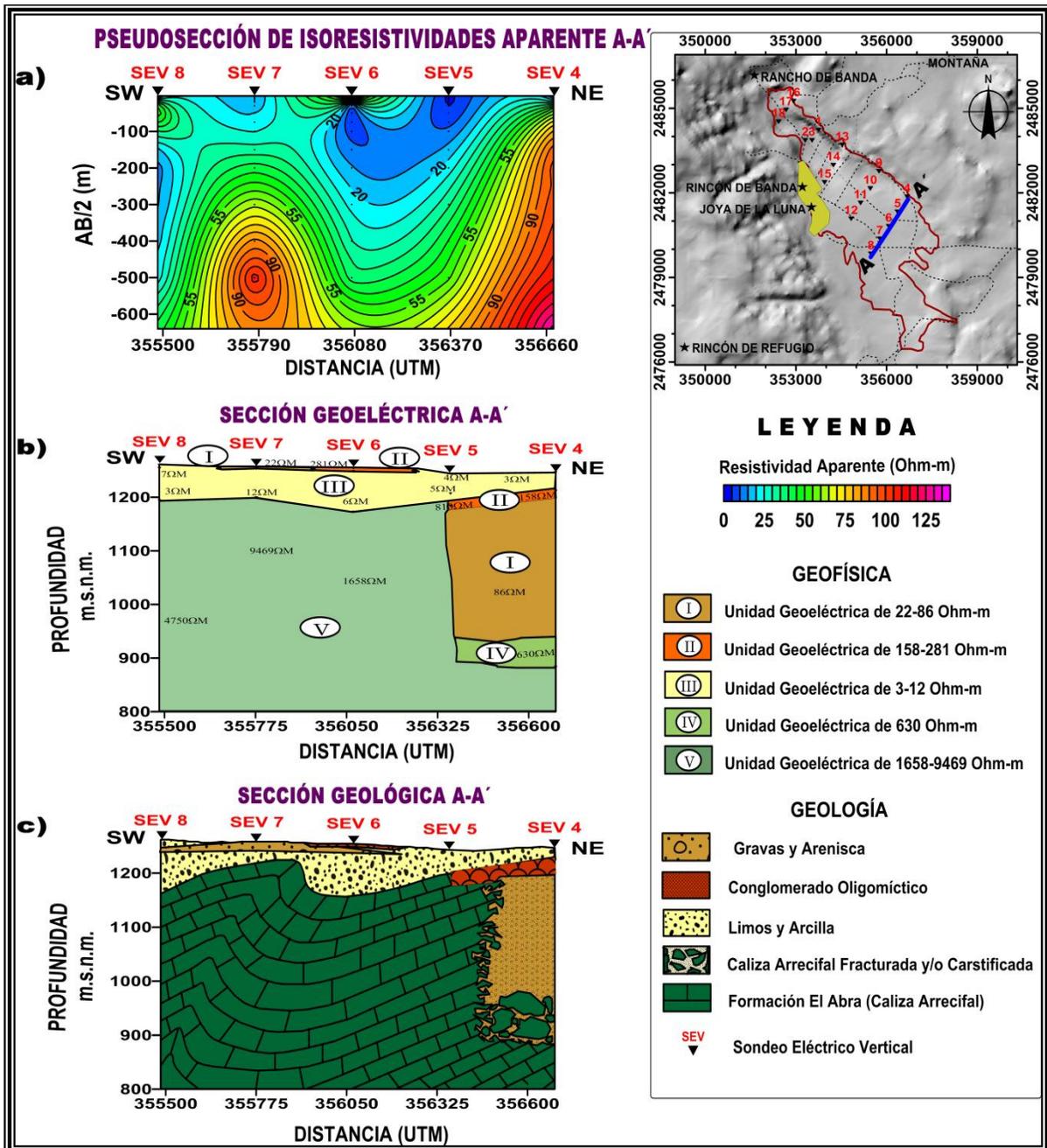


Figura 6.27. Sección A-A' a) Pseudosección de resistividad aparente, b) Sección geoelectrica, c) Sección geológica.

6.3.3.2. Sección B-B´

La sección B-B´ se ubica en la parte central del Poljé y está constituida por los SEV´s 9, 10, 11 y 12, las aperturas máximas de electrodos AB/2 fueron de 500 m, la dirección de la sección es SW-NE, teniendo una separación entre cada SEV de 500 m aproximadamente, los tipos de curvas que componen la sección son las KH, HKH y QH.

En la configuración de la pseudosección B-B´ de resistividades aparentes (figura 6.28a), se observa un contraste lateral y vertical de las ρ_a entre los SEV´s 9 y 10. Los demás SEV´s muestran un comportamiento homogéneo horizontal y verticalmente muestran un gradiente de ρ_a de menos ($1 \Omega\text{m}$, superficialmente) a más ($30 \Omega\text{m}$, a profundidad).

En la configuración de las resistividades reales de la sección geoelectrica B-B´ (figura 6.28b), se identificaron 5 diferentes unidades geoelectricas (UG).

La UG I tiene valores de resistividad de $15 \Omega\text{m}$ - $42 \Omega\text{m}$ y se extiende a lo largo de toda la sección. Se identifica superficialmente con un espesor reducido ($\sim 5\text{m}$).

La UG II, se identifica de forma superficial como un horizonte delgado en el SEV 12, mostrando una resistividad de $94 \Omega\text{m}$. también se localiza en el extremo NE en el SEV 9 sobreyaciendo a la UG I.

La UG III, se identificó a lo largo de toda la sección con resistividades del orden de los $2 \Omega\text{m}$ a los $6 \Omega\text{m}$, con espesores que van del orden de los 100 m en el SE a <5 m hacia el NE.

La UG IV, muestra resistividades de $700 \Omega\text{m}$, se localiza solo en el SEV 12 en el extremo SW de la sección.

La sección geológica (figura 6.28c) interpretada a partir de los datos de resistividad real, muestra una asociación de la resistividad de $700 \Omega\text{m}$ relacionada a caliza de la Formación El Abra fracturada y/o carstificada, las resistividades de $7,180 \Omega\text{m}$ a $8,804 \Omega\text{m}$ (UG V) se asocia con la presencia de la Formación El Abra

(que constituye el sinclinatorio “El Conejo”) limitando hacia el NE con una zona de carstificación que a su vez le subyace una capa de conglomerado y de un paquete de grava y arena. Probablemente la resistividad de 700 Ωm , se asocie a la presencia de una estructura de disolución en la Formación El Abra. La resistividad > a 8 mil Ωm , puede corresponder a una caliza muy sana dentro de la Formación El Abra.

Sobreyaciendo a estas unidades, se ha interpretado con resistividades que van de 2 Ωm a 6 Ωm (UG III), a la presencia de una capa de limos y/o arcillas que aumenta de espesor hacia la parte SW. Hacia la porción SW y superficialmente se asocia la resistividad de 94 Ωm con la presencia de un conglomerado oligomítico de espesor reducido (~5 m).

Las resistividades superficiales (15 Ωm a 42 Ωm) de los demás SEV's (9,10 y 11) se correlacionan a una capa delgada de gravas y arena que en la sección disminuye hacia el SW.

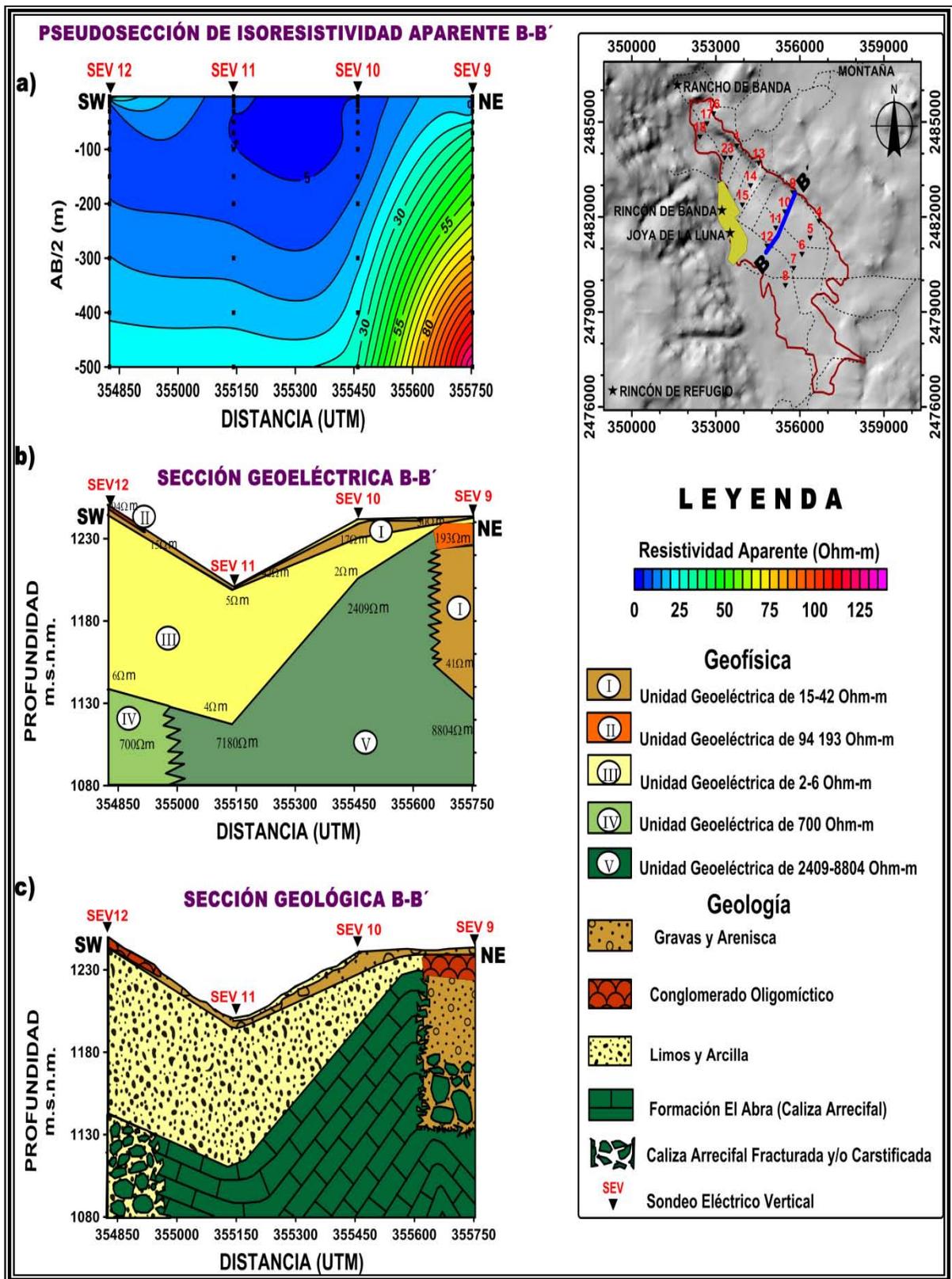


Figura 6.28. Sección B-B' a) Pseudosección de resistividad aparente, b) Sección geoelectrica, c) Sección geológica.

6.3.3.3. Sección C-C´

La sección C-C´ se ubica en parte de la zona central del Poljé, se conforma por los SEV´s 13, 14 y 15, con aperturas máximas de electrodos de $AB/2$ de 500 m, la dirección que sigue la sección es SW-NE, teniendo una separación entre cada SEV de 500 m aproximadamente, los tipos de curvas que componen la sección son las de tipo KH y HA.

En la configuración de la pseudosección de resistividades aparentes (figura 6.29a) se puede ver que en superficie y a profundidad se tiene un contraste lateral y vertical entre los SEV´s 13 y 14. Entre los SEV´s 14 y 15 se observa una continuidad lateral, presentando un gradiente vertical de la resistividad aparente de menos a más a profundidad (de $1 \Omega\text{m}$ a $50 \Omega\text{m}$).

En la configuración de resistividades reales de la sección geoelectrica C-C´ (figura 6.29b) se identificaron 4 unidades geoelectricas (UG).

La UG I, muestra espesores del orden de 2 m, tiene valores de resistividad de $58 \Omega\text{m}$ - $100 \Omega\text{m}$ y se extiende a lo largo de toda la sección, suprayaciendo a la UG II, también se encuentra en el extremo NE sobreyaciendo a la UG III. La unidad geoelectrica II, muestra espesores del orden de los 20 m, mostrando un adelgazamiento hacia la porción SE de la sección. Presenta resistividades de $2 \Omega\text{m}$ a $4 \Omega\text{m}$ y subyace a la UG I y sobreyace a las UG´s III y IV. La UG III se identifica en los SEV´s 13 y 14, se encuentra en contacto lateral y sobreyace con la unidad geoelectrica IV. Se identifica con resistividades de $530 \Omega\text{m}$ a $3,860 \Omega\text{m}$ y muestra un espesor > 100 m. La unidad geoelectrica IV muestra resistividades que van de los $8,804 \Omega\text{m}$ hasta valores del orden de los $43,000 \Omega\text{m}$. Esta unidad representa el basamento rocoso en el perfil y en el área bajo estudio.

La sección geológica (figura 6.29c) interpretada a partir de los datos de las resistividades reales, presenta las resistividades $> 3,500 \Omega\text{m}$ asociadas con la Formación El Abra, la cual constituye a profundidad el sinclinorio El Conejo. Colinda hacia el NE con una zona de disolución que divide la caliza arrecifal sin alteración ($8,804 \Omega\text{m}$ a $43,050 \Omega\text{m}$), con una caliza carstificada y/o fracturada que

muestra posible asociación con humedad (a 530 Ωm) a profundidad, en el centro (SEV 14) también se tiene la presencia de caliza fracturada y/o carstificada posiblemente asociada a una dolina a profundidad.

Las resistividades de 2 Ωm a 4 Ωm se interpretaron correlacionadas con una capa de limos y/o arcillas que tiene un máximo espesor (39 m) hacia el centro de la sección y disminuye hacia el NE.

Las resistividades de 58 Ωm a 100 Ωm , se interpretaron superficialmente asociadas a una capa delgada (24 m) de gravas y arena que se extiende a lo largo de la sección adelgazándose hacia la porción NE.

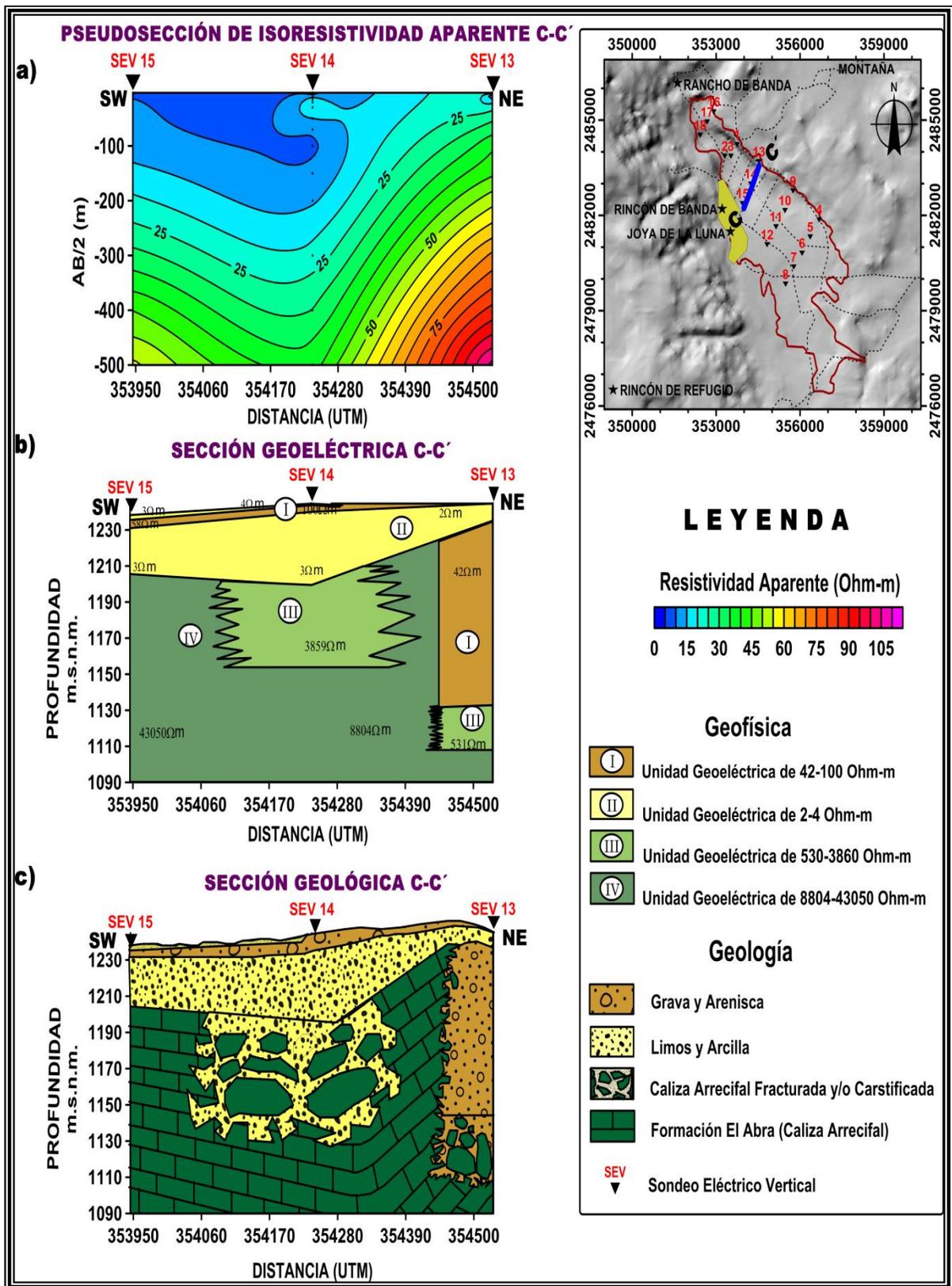


Figura 6.29. Sección C-C' a) Pseudosección de resistividad aparente, b) Sección geoelectrica, c) Sección geológica.

6.3.3.4. Sección D-D´

La sección D-D´ se localiza en la porción NE de la zona de estudio y la constituyen los SEV´s 2, 3 y 1, las aperturas máximas de electrodos fue de AB/2 de 500 m, la dirección que sigue la sección es SW-NE teniendo una separación entre cada SEV de 500 m aproximadamente, los tipos de curvas que componen la sección son KH.

En la configuración de la pseudosección de resistividades aparentes (figura 6.30a) se observa que en general se tiene un comportamiento lateral uniforme de las resistividades y que de manera vertical aumenta conforme la profundidad es mayor. La variación de las ρ_a es de 8 Ωm en superficie hasta 48 Ωm a aberturas (AB/2) de 500 m.

En la sección geoelectrica D-D´ (figura 6.30b) de resistividades reales se identificaron 4 unidades geoelectrica (UG). La unidad geoelectrica I, infrayace y subyace a la UG II, teniendo resistividades de 30 Ωm - 61 Ωm y mostrando espesores del orden de los 10 m. La UG II se identificó en la parte superficial de la sección con espesores del orden de los 3 m y subyaciendo a la unidad geoelectrica I con espesores medios del orden de los 33 m. Muestra resistividades de 2 Ωm - 5 Ωm . La unidad geoelectrica III subyace a las dos unidades antes mencionadas, presentando valores de resistividad de 2,734 Ωm . Esta UG sólo se identificó en el SEV 3 (mediciones centrales). La UG IV, se caracteriza por tener valores de resistividad de 64,110 Ωm -77,973 Ωm y subyace a la unidad III. Esta unidad representa valores relacionados con el basamento rocoso del perfil y del área bajo estudio.

La sección geológica (figura 6.30c) interpretada a partir de los datos de resistividad real, muestran a la Formación El Abra asociada con resistividades > a 64 mil Ωm , lo que nos indica que en esta zona la caliza a profundidad está sana y/o sin ningún tipo de alteración. Esta Formación El Abra representa el basamento rocoso en el área y se encuentra subyaciendo a la caliza arrecifal de la misma formación pero fracturada y/o carstificada (2,774 Ωm) sin presencia de humedad. Con resistividades de 2 Ωm a 5 Ωm les sobreyace a las unidades estratigráficas

anteriormente descritas, la presencia de una capa de limos y/o arcillas cuyo espesor aumenta (55 m) hacia el NE. Sobreyaciendo a la unidad anterior se ubica una capa con resistividades de 30 Ω m a 61 Ω m, que se han correlacionado con una capa de grava y arena que es sepultada por una capa delgada de arcillas (2 Ω m a 5 Ω m).

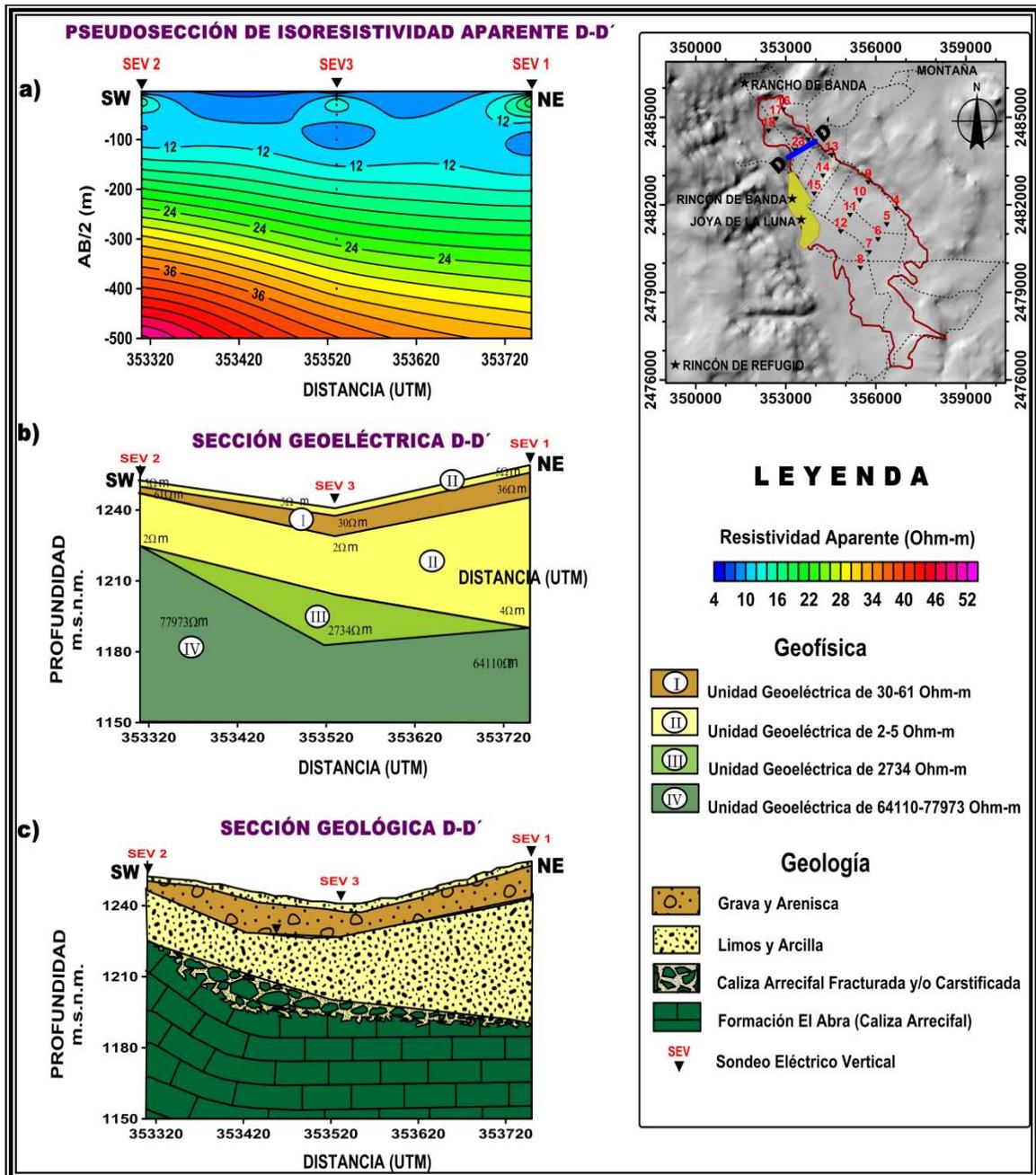


Figura 6.30. Sección D-D' a) Pseudosección de resistividad aparente, b) Sección geoelectrónica, c) Sección geológica.

6.3.3.5. Sección E-E´

La sección E-E´ se ubica en el límite NW del Poljé y se compone por los SEV´s 18, 17 y 16, las aperturas máximas utilizadas de electrodos de AB/2 fueron de 500 m, la dirección que sigue la sección es SW-NE, teniendo una separación entre cada SEV de 500 m aproximadamente, El tipo de morfología de las curvas de los SEV´s son KH.

En la configuración de la pseudosección de resistividades aparentes (figura 6.31a) se observa en general una homogeneidad tanto lateral como vertical, es decir, no existen contrastes de resistividad, únicamente se observa un gradiente vertical que varía y aumenta a profundidad de 10 Ωm a 70 Ωm .

En la sección geoelectrica E-E´ (figura 6.31b) interpretada a partir de las resistividades reales, se identificaron 3 unidades geoelectricas (UG). La unidad geoelectrica tiene valores de resistividad de 24 Ωm a 43 Ωm y se extiende a lo largo de toda la sección. Muestra espesores medios del orden de los 12 m. Se localiza subyaciendo y sobreyaciendo con la unidad II. La UG II se encuentra de forma superficial mostrando espesores medios del orden de 6 m y resistividades de 3 Ωm a 9 Ωm . Se localiza también subyaciendo a la UG I con espesores medios de 25 m. La unidad geoelectrica III se encuentra subyaciendo a la unidad II, presentando resistividades de 63,215 Ωm a 78,916 Ωm . Esta unidad representa el basamento rocoso en la sección y en la zona bajo estudio.

La sección geológica (figura 6.31c) interpretada a partir de las resistividades reales, correlacionó a las resistividades > 63 mil Ωm con la Formación El Abra que a profundidad constituye el sinclinatorio El Conejo, presentando una inclinación hacia el NE. Sobreyaciendo a esta capa y con resistividades del orden de los 3 Ωm a los 9 Ωm , se asoció a una capa de limos y/o arcillas que tiene un máximo espesor hacia el NE (38 m). Con resistividades del orden de los 24 Ωm a los 43 Ωm se interpretó una capa de gravas y arenas que sobreyacen a la unidad anterior y muestran un espesor medio de 25 m. Sobreyaciendo a esta última capa

se identificó con resistividades bajas (3 Ωm – 9 Ωm) a una capa delgada de limo y arcilla con un espesor medio de 6 m.

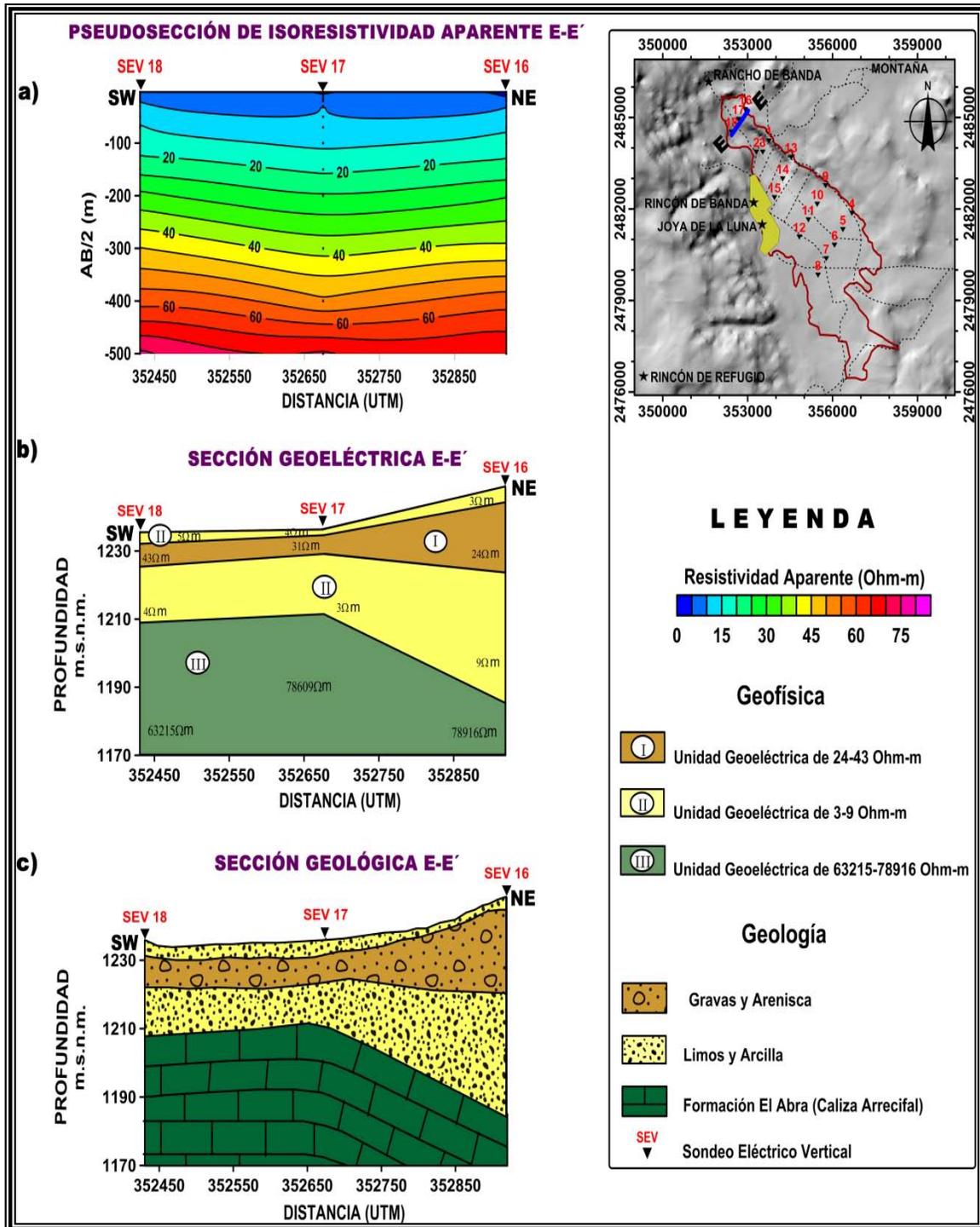


Figura 6.31. Sección E-E' a) Pseudosección de resistividad aparente, b) Sección geoelectrica, c) Sección geológica.

6.3.3.6. Sección F-F'

La sección F-F' se ubica paralelamente al límite NE del Poljé, la conforman los SEV's 16, 1, 13, 9 y 4. Las aperturas máximas de electrodos AB/2 utilizadas fue de 500 m, la dirección que sigue la sección es NW-SE teniendo una separación entre cada SEV de 500 m aproximadamente, los tipos de curvas que componen la sección son las HKH, KH, HA Y KQH.

En la configuración de resistividades aparentes que constituyen la pseudosección (figura 6.32a) se observa un contraste de ρ_a entre los SEV's 1 y 13. También se observa la existencia de una zona poco conductora (hasta 135 Ω m) a profundidad y que contrasta lateralmente con las resistividades que muestran los sondeos 1 y 16 del orden de 50 Ω m. Dicho contraste (SEV's 1 y 13) se ha interpretado asociado a una zona de debilidad correlacionada con una falla y/o fractura que se puede observar en el gradiente lateral que existe entre dichos sondeos.

En la sección geoelectrica F-F' (figura 6.32b) interpretada a partir de resistividades reales se identificaron 5 unidades geoelectricas (UG).

La UG I tiene valores de resistividad de 23-87 Ω m y se extiende a lo largo de toda la sección teniendo una subunidad superficial en el SEV 9 y una discordancia hacia el NW. Los espesores varían de 17 m al NW (SEV 16), a 135 m en la porción central de la sección (SEV 13), a 328 m al SE (SEV 4).

La UG II se localiza sobreyaciendo a la unidad I y subyaciendo a la unidad III. Muestra resistividades de 139 Ω m a 193 Ω m y espesores medios de 20m. Se identifica sólo en la porción SE del área de estudio (SEV 9 y 4).

La unidad geoelectrica III presenta resistividades de 3 Ω m a 9 Ω m se le ubica subyaciendo a la unidad I hacia la porción NW (SEV 16 y 1) y muestra espesores medios de 30 m. También se identifica sobreyaciendo a la UG I en los SEV 13, 9 y 4, con espesores medios de 4 m.

La UG IV se ubica con resistividades de 531 Ωm (SEV 13) y de 631 Ωm (SEV 4) mostrando espesores medios de 80 m. Se localiza subyaciendo a la unidad I y sobreyaciendo a la unidad V.

La UG V se identifica a lo largo de toda la sección con resistividades que van de los 8,800 Ωm a > 69,000 Ωm . Se localiza a diferentes profundidades que van desde los 55 m en el NW a los 300 m al SE.

La sección geológica (figura 6.32c) interpretada a partir de las resistividades reales muestra que los valores entre 8,804 Ωm y 78,816 Ωm se correlacionaron con la Formación El Abra que constituye el sinclinorio El Conejo y que constituye el basamento rocoso en la sección y el área de estudio.

La zona de la discordancia resistiva identificada hacia el NW se ha asociado con una falla normal. Las resistividades de 3 Ωm a 9 Ωm identificadas hacia el NW se correlacionan con una capa de limos y/o arcillas que sobreyacen a la Formación El Abra.

Esta misma capa limo-arcillosa se localiza superficialmente en la mayor parte de toda la sección. Con resistividades de 23 Ωm a 87 Ωm se ha identificado una unidad geológica constituida principalmente por gravas y arenas que muestran cierta asociación con humedad (23 Ωm) y que sobreyace a la capa de limos y arcillas en la porción NW de la sección y a la Formación El Abra en centro y SE de la sección.

Con resistividades que varían de 139 Ωm a 193 Ωm se ha identificado una capa de conglomerado oligomíctico que se observa sobreyaciendo a los limos y arcillas en el SEV 13 y subyaciendo a esta misma capa en los SEV 9 y 4. Este conglomerado sobreyace hacia el SE de la sección a la capa de gravas y arenisca.

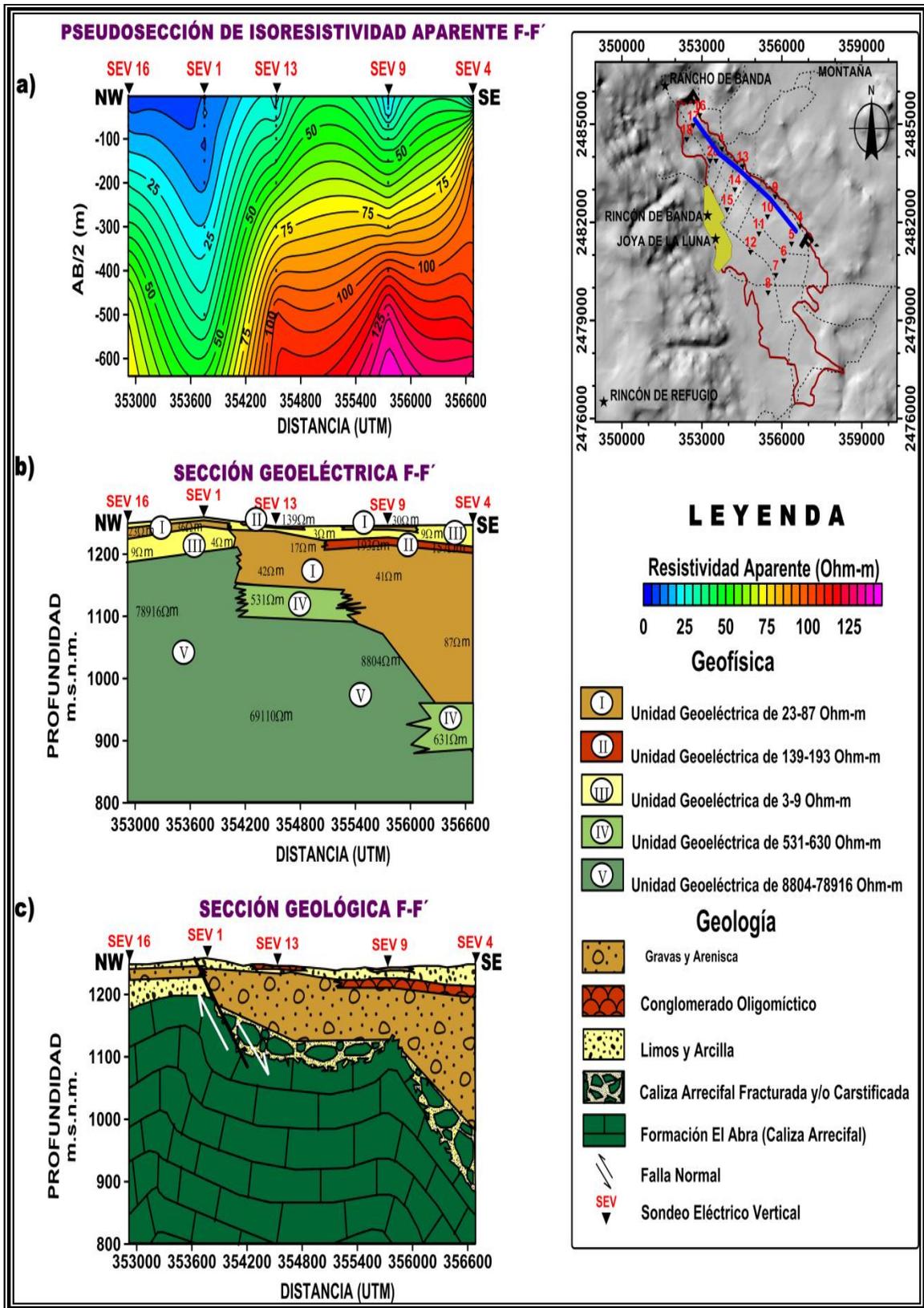


Figura 6.32. Sección F-F' a) Pseudosección de resistividad aparente, b) Sección geoelectrica, c) Sección geológica.

6.3.3.7. Sección G-G´

La sección G-G´ se ubica en el centro del Poljé, está compuesta por los SEV´s 17, 3, 14, 11 y 6 las aperturas máximas de electrodos de AB/2 fueron de 500 m, la dirección que sigue la sección es NW-SE, que es la dirección del Poljé.

Los SEV´s tuvieron separación entre cada uno de ellos de 500 m aproximadamente, los tipos de curvas que componen la sección son las KH y QH.

La configuración de isoresistividades aparentes que constituyen la pseudosección tiene un contraste superficial y a profundidad de ρ_a entre los SEV´s 11 y 6, teniendo un comportamiento homogéneo en las resistividades aparentes (5 Ω m a 20 Ω m) en los demás SEV´s, tanto superficial como a profundidad (Figura 6.33a).

La sección geoelectrica G-G´ (figura 6.33b) fue interpretada a partir de los valores de resistividades reales, identificándose 5 unidades geoelectricas (UG). La unidad geoelectrica I se encuentra a lo largo de toda la sección con resistividades de 30 Ω m a 100 Ω m, los espesores que muestra varían de 9 m al NW (SEV 17), 35 m en el centro (SEV 11) y 6 m al SE (SEV 6).

La UG II se localiza sólo en el SEV 6 y se identifica con una resistividad de 281 Ω m y con una capa muy delgada (~1 m) sobreyaciendo a la UG I y en contacto lateral con la UG III. La UG III tiene valores de resistividad de 2 Ω m a 6 Ω m localizándose en dos zonas; una en la porción superficial de la sección con un espesor promedio de 3 m y otra que subyace a la unidad I y sobreyace a la unidad IV a lo largo de toda la sección, aumentando su espesor (75 m) hacia la porción SE (SEV 11).

La unidad geoelectrica IV tiene valores de 1,658 Ω m a 3,859 Ω m y se encuentra subyaciendo a la unidad geoelectrica III en gran parte de la sección excepto en el SEV 11.

La unidad geoelectrica V esta infrayaciendo a todas las unidades geoelectricas antes mencionadas, teniendo una resistividad de 71,804 Ω m a 78,600 Ω m.

En la sección geológica (figura 6.33c), interpretada a partir de las resistividades reales, se correlaciona a la Formación El Abra que constituye el basamento rocoso en la sección y que a su vez forma el sinclinorio El Conejo en la zona de estudio.

Esta formación se asocia con los valores de resistividad de 71,804 Ωm a 78,600 Ωm . Sobreyaciéndole una zona de carstificación y/o fracturación de espesores que varían de los 55 m hacia el NW a los 100m en el centro y SE. Existe una capa de limos y/o arcillas asociada a los valores de resistividad de 2 Ωm a 6 Ωm que sobreyase a la Formación El Abra. Para las resistividades de 30 Ωm a 100 Ωm se ha correlacionado una capa de arenas y gravas que se encuentra sepultada por una capa de limos y arcillas.

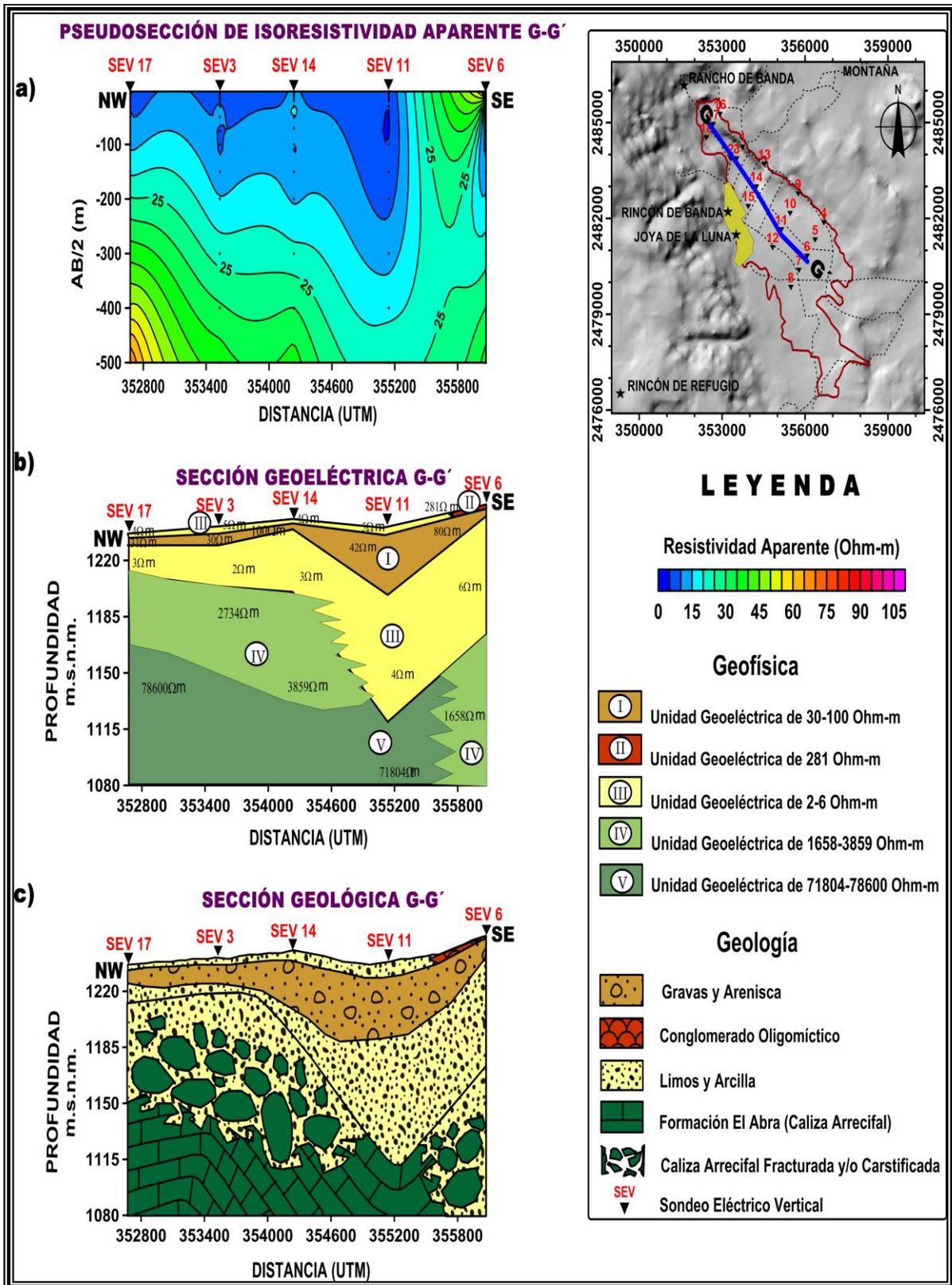


Figura 6.33. Sección G-G' a) Pseudosección de resistividad aparente, b) Sección geoelectrica, c) Sección geológica.

6.3.3.8. Sección H-H'

La sección H-H' se ubica al SW del Poljé. La constituyen los SEV's 18, 2, 15, 12 y 8, las aperturas máximas de electrodos AB/2 utilizadas fueron de 500 m, la dirección que sigue la sección es NW-SE con separación entre cada SEV de 500 m aproximadamente.

La sección es paralela al rumbo de la estructura cárstica estudiada. Los tipos de curvas que componen la sección son las KH y QHA.

En la configuración de isoresistividades aparentes que conforman la pseudosección (figura 6.34a), se observa un contraste lateral de ρ_a entre los SEV's 12 y 8. Se observa también la presencia de una capa resistiva (hasta 70 Ωm) que se identifica al NW de la sección en los SEV's 18, 2 y 15, que a profundidad contrasta horizontalmente con las resistividades aparentes que muestran los SEV's 12 y 8 del orden de 20 Ωm .

En la sección geoelectrica H-H' (figura 6.34b) interpretada a partir de resistividades reales se identificaron 5 unidades geoelectricas (UG).

La UG I se identificó a lo largo de toda la sección, muestra valores de resistividad de 15 Ωm a 58 Ωm , con variaciones en su espesor de 10 m al NW (SEV 18), 6 m en el centro (SEV 15) y 26 m hacia el SE (SEV 12).

La UG II, se identificó sólo en la porción SE, en los SEV 12 y 8, muestra una resistividad de 95 Ωm y 443 Ωm , sobreyace a la UG I presentando un espesor medio de 5 m.

La unidad geoelectrica III presenta valores de resistividad de 2 Ωm a 6 Ωm y se encuentra subyaciendo a la unidad I mostrando un espesor promedio de 40 m. También se le identifica en superficie, sobreyaciendo a la UG I con espesores medios de 2 m.

La UG IV se ubica sólo bajo el SEV 12, con una resistividad de 231 Ωm y mostrando un espesor promedio de 20 m. La UG V, se identifica infrayaciendo a

las unidades antes mencionadas y muestra valores de resistividad de 4,750 Ωm a 7,7973 Ωm

La sección geológica (figura 6.34c) interpretada a partir de las resistividades reales, muestra que los valores de 4,750 Ωm a 77,973 Ωm se correlacionan con la Formación El Abra que constituye el sinclinatorio El Conejo y constituye el basamento rocoso en la sección y el área de estudio. En la parte SE (SEV 12) se tiene una resistividad de 231 Ωm , que se ha interpretado asociada a la caliza alterada y/o carstificada con presencia de humedad de la Formación El Abra.

Las resistividades de 2 Ωm a 6 Ωm se correlacionan con una capa limo-arcillosa, que sobreyace a las unidades antes mencionadas. Con resistividades de 15 Ωm a 58 Ωm se ha identificado una capa constituida principalmente por gravas y arenas que sobreyace a la capa limo-arcillosa.

En el extremo SE se tiene una capa delgada con resistividades que van de 95 Ωm a 443 Ωm la cual sobreyace a la capa de gravas y arenas. En la parte superficial se extiende otra capa delgada de limos y/o arcillas que sepulta a la capa de gravas y arenas.

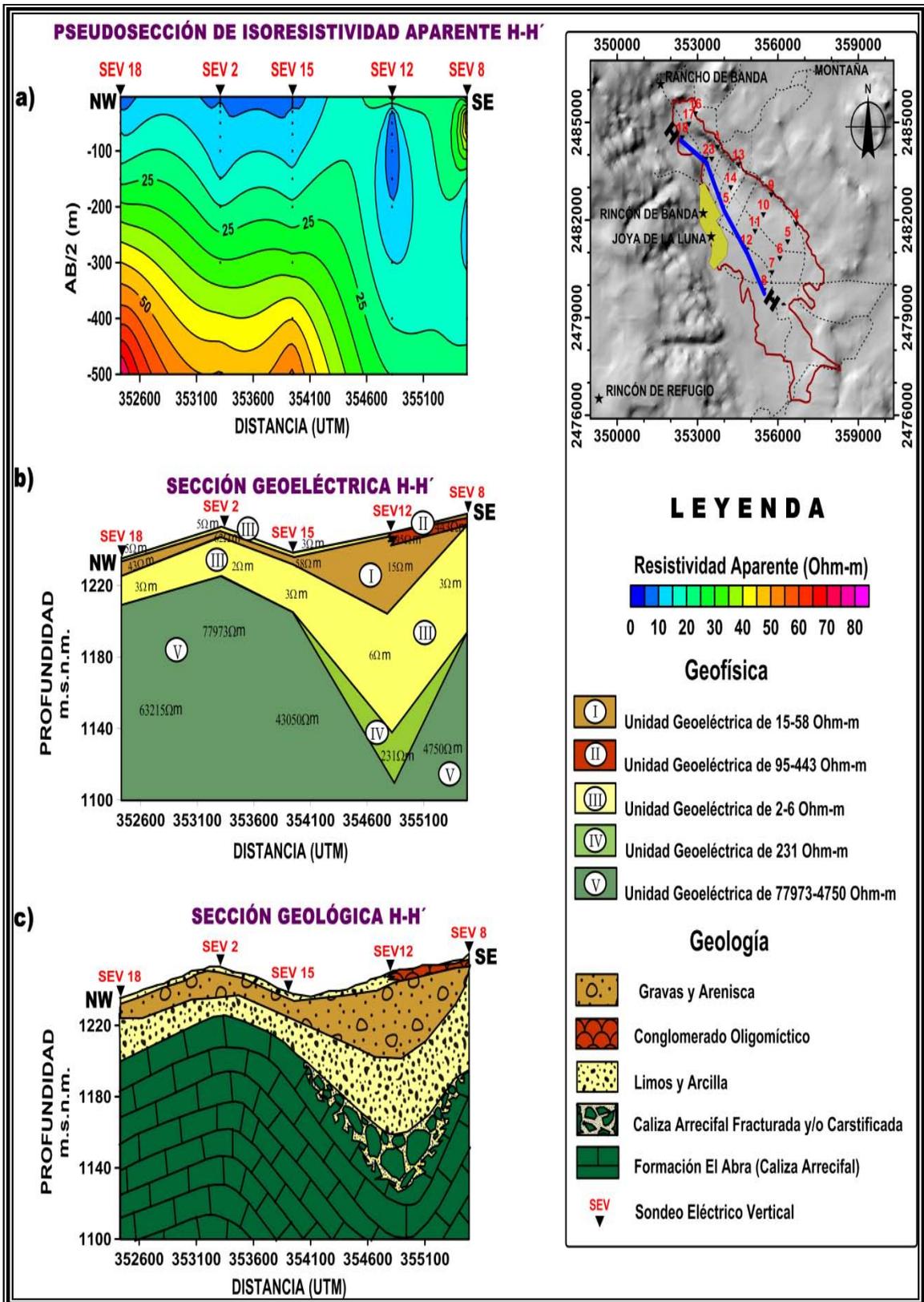


Figura 6.34.- Sección H-H' a) Pseudosección de resistividad aparente, b) Sección geoelectrica, c) Sección geológica.

6.4. Interpretación hidrogeológica

En general, se puede observar que en los SEV's ubicados hacia el NW se tiene un menor espesor en la capa de sedimentos aluviales que hacia la porción SE del Poljé, lo cual nos indica que en la parte SE han tenido procesos de carstificación más acelerados y de un mayor lapso de tiempo que han provocado que el espesor del material de relleno sea mayor. Actualmente existe un gran gradiente de elevación entre la zona del Poljé y los cerros que lo rodean (figura 6.35), así como la porción central, SE y NW del Poljé teniendo las menores elevaciones hacia el NW, provocando que la mayor parte de las corrientes intermitentes drenen hacia esta parte dando lugar a una zona de carstificación superficial y profunda que ocasiona la formación de diversas estructuras cársticas tales como: dolinas, lapiaz y sumideros o ponors, ubicándose las dolinas más importantes en el flanco N del Poljé y el ponor más importante se ubica hacia el extremo NW (próximo al SEV 16), debido a que toda las escorrentías desembocan en este ponor, que se considera como una zona de recarga del acuífero cárstico regional de la cuenca de Río Verde. De acuerdo al mapa de tipo de curvas y a la interpretación de las secciones geoelectricas, la parte que tiene mejores condiciones hidrogeológicas se localiza en la porción central del valle y en algunas partes del flanco N del Poljé (SEV's 16, 1 y 9), teniéndose 2 horizontes con presencia de humedad, uno compuesto de arena y grava que se ubica de manera somera con profundidades que van de los 7 a los 35 m en la parte NW, de los 9 a los 94 m en la porción SE y que aumenta de manera significativa hacia el N (Sección F-F'). El segundo horizonte con presencia de humedad se localizó a mayor profundidad en algunos sondeos (SEV's 12, 13 y 4) de manera aislada con profundidades de 112, 137 y 368 m respectivamente, este horizonte está presente en caliza carstificada y/o fracturada de la Formación El Abra y que posiblemente se deba a que en estas zonas se tuvo un colapsamiento o una disolución muy rápida que provocó la formación de pequeñas dolinas que posteriormente fueron sepultadas y que actualmente siguen teniendo un desarrollo pero de manera más lenta debido a la presencia de material arcilloso.

6.5. Evolución geológica del Poljé de Joya de Luna

Con la información obtenida de la Magnetometría y de los diferentes SEV's se pudo caracterizar la geología del área de estudio a partir de la cual se puede describir la geología histórica partiendo de la roca más antigua hasta la más reciente que encontramos aflorando. A continuación se definirá la evolución geológica que ha tenido la zona de estudio.

Correlacionando los valores de resistividad (1659-78916 Ωm) y de susceptibilidad magnética, además de identificarse como el basamento de la zona de estudio, se tiene que: Como primer evento geológico el medio ambiente originalmente era marino epinerítico con profundidades del fondo marino apropiado para el desarrollo de arrecifes, los cuales fueron creciendo de tal manera que alcanzaron espesores del orden de los 1000 m, dando lugar a lo que hoy conocemos como la Formación El Abra con abundantes fósiles Rudistas y Miliolidos denominados fósiles índices característicos de arrecifes del Albiano Senomaniano (valor absoluto 100 M.A.).

Posteriormente se suscita el inicio de una orogenia denominada Laramide que según Himlay (1936), en el Turoniano comenzó a plegar los sedimentos antes mencionados, los cuales comenzaron a ser sepultados por sedimentos tipo flysch de la Formación Cárdenas conformada por lutitas (sedimentos pelíticos) y areniscas (sedimentos samíticos), la cual se encuentra en contacto cubriendo discordantemente a la Formación El Abra, continuando como fondo marino se siguieron depositando los sedimentos flysch hasta el Conaciano-Santoniano y posiblemente hasta el Maastrichtiano. La orogenia Laramidica continuó durante todo el Paleoceno, Eoceno y Oligoceno dando lugar a la formación de la Sierra Madre Oriental representada por sinclinales y anticlinales de rumbo preferencial N-S con recostamientos hacia el oriente, en el área de estudio esta fase está representada por el sinclinorio El Conejo, anticlinorio La Víbora y anticlinal El Cabezón. A partir de que terminó el máximo paroxismo de la orogenia, inició exclusivamente la fase erosiva que comenzó a denudar a los núcleos de la caliza del Albiano-Senomaniano de la Formación El Abra. Mientras que en los sinclinales

comenzaron las llanuras constructivas sobre la Formación Cárdenas que constituían los pisos de los sinclinales (Valles).

Posteriormente el tectonismo extensivo que provocó fallas y/o fracturas regionales transversales a los pliegues antes mencionados y de acuerdo a las estructuras que tenemos en el valle de Villa Hidalgo, se puede deducir un combamiento profundo denominado rift continental que originó las fosas tectónicas de Villa Hidalgo, Villa de Arista, San Luis Potosí, Real de Catorce, Vanegas y El Salado. Durante ese tiempo se tuvo la presencia de fallas longitudinales a los pliegues y fracturas que incrementaron la permeabilidad dando paso a la disolución (carsticidad) que se incrementó en las calizas arrecifales en el área de estudio y que algunos millones de años posteriores a la disolución se desarrolló la geomorfología del Poljé de Joya de Luna (11.3 km de longitud y 6.3 de ancho máximo), limitado por fallas de gravedad que se manifiestan por sus escarpes fisiográficos en sus partes marginales, las cuales se identificaron mediante su respuesta magnética contrastante en la Sección X-X' y que iniciaron la formación de un sin número de dolinas, posteriormente úvalas, hasta formar el relieve del Poljé.

Poljé= tectónica (colapsamiento) + disolución

En el Terciario el valle de Joya de Luna fue cubierto en su porción occidental por abanicos aluviales los cuales corresponden al conglomerado oligomíctico y grava que ha sido caracterizado en los diferentes SEV's. Finalmente, en la mayor parte del valle de la estructura cárstica se presenta material aluvial y suelo de color obscuro rico en humus ideal para la agricultura que ahí se practica.

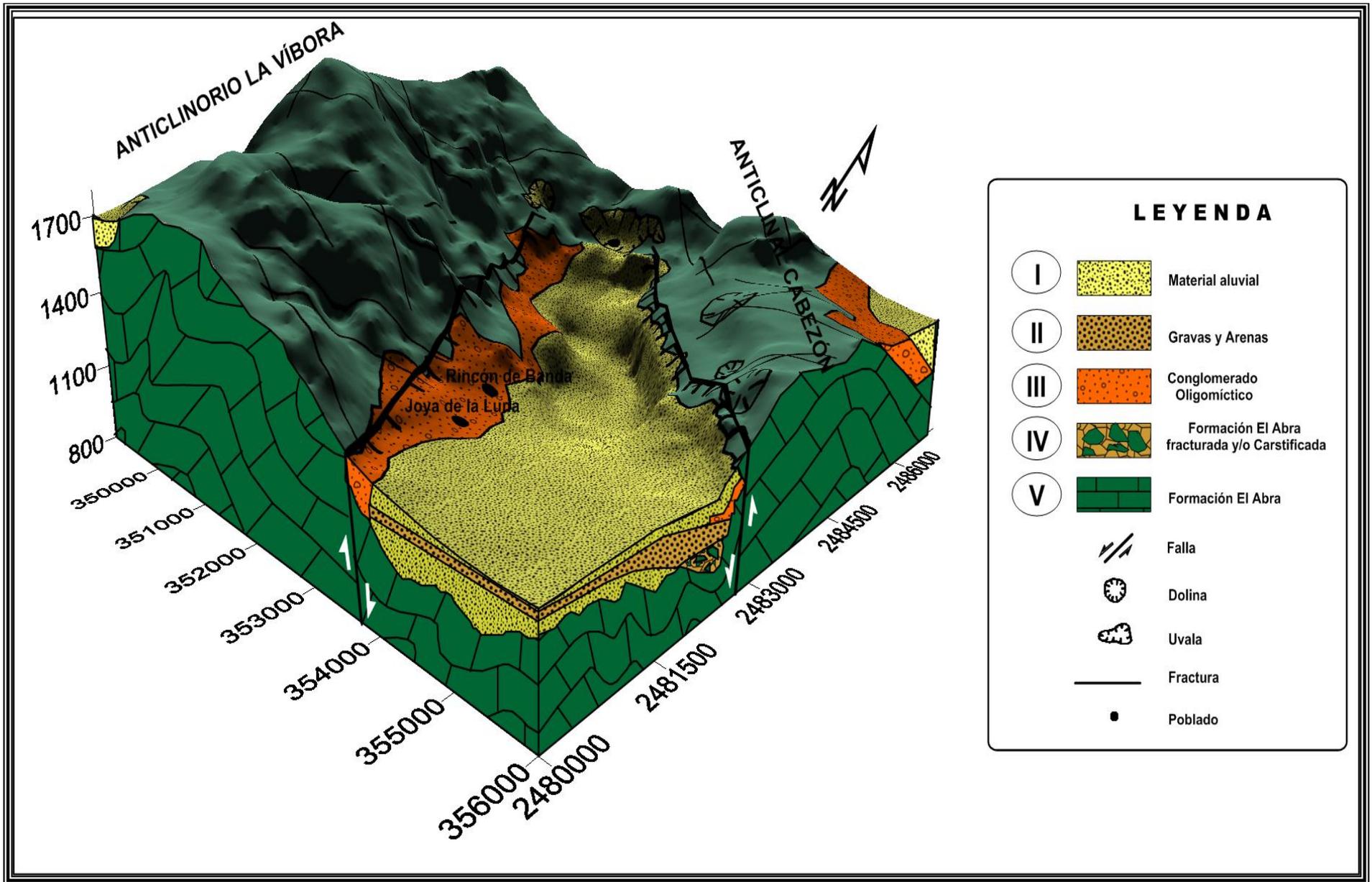


Figura 6.35. Situación geológica actual del área de estudio.

CONCLUSIONES

La aplicación de 2 o mas métodos geofísicos aunado a estudios geológicos permiten realizar con mayor certidumbre una interpretación de las características estructurales y tectónicas del subsuelo.

Con la magnetometría aérea se identificó un dominio magnético relacionado a rocas sedimentarias con valores bajos (0.0009 nT/m a 0.0031 nT/m), que contrasta con dominios de rocas volcánicas de valores medio a altos (0.0040 nT/m a 0.0080 nT/m) y rocas plutónicas de valores altos (0.01 nT/m a 0.03 nT/m).

Con los algoritmos matemáticos como la señal analítica del campo magnético terrestre se diferenciaron las rocas sedimentarias marinas de susceptibilidad magnética (0.05 nT/m a 0.3 nT/m) distribuidas en los alrededores del Poljé, de las rocas de aporte continental (0.009 nT/m a 0.04 nT/m) que rellenan la estructura cárstica.

La respuesta de la señal analítica de la magnetometría terrestre muestra los valores más bajos del dominio 2 en el borde NE del Poljé, los cuales pueden estar asociados a estructuras de disolución (dolinas y uvalas) a profundidad.

En la modelación magnética terrestre de la sección SW-NE (X-X') se obtuvo que el material de relleno tiene un mayor espesor en la parte central (aproximadamente 90 m) adelgazándose hacia los extremos SW y NE (40m-70 m). Las zonas de falla ubicadas en los extremos SW y NE del modelo magnético terrestre del Poljé están relacionadas a gradientes de la respuesta magnética. En la sección NW-SE (Y-Y') del modelo magnético se observa que el relleno se adelgaza en la parte central (40m-90m.) debido a un alto estructural del basamento (Formación El Abra).

Con el espectro de potencias promediado radialmente, se identificaron 2 dominios: el dominio A con una pendiente de 2.48 y una profundidad de 0.197 km, relacionados a la Formación El Abra y el dominio B con una pendiente de 0.96 y

una profundidad de 0.76 km, relacionado a material aluvial que se encuentra rellenando el Poljé.

La porción del Poljé que tiene mejores condiciones geohidrológica se localiza en la porción central del valle y en algunas partes del flanco NE.

En los diferentes mapas de las aperturas electrocicas AB/2 (5, 50, 150, 300 y 500 m) se tienen zonas con altos resistivos en el flanco NE del Poljé.

La zona de sumideros o ponors se asocia a curvas HKH.

En las secciones geoelectricas localizadas en la parte central del Poljé se identificaron posibles estructuras de disolución hacia el flanco NE.

Las secciones geoelectricas muestran la presencia de 2 horizontes con presencia de humedad, uno compuesto de arena y grava que se ubica de manera somera (7 a 94 m) y el segundo horizonte con presencia de humedad se localizó a mayor profundidad (112- 368 m) en pequeñas dolinas sepultadas desarrolladas en la Formación El Abra y que actualmente se siguen en proceso de carstificación.

El Poljé de Joya de Luna es una zona de recarga del acuífero cárstico regional de la cuenca de Río Verde, concepto favorecido por las estructuras de disolución identificadas en el flanco NE del Poljé.

Las parte SE del Poljé tiene los mayores espesores de material de relleno; así como, el mayor desarrollo cárstico a profundidad lo que nos indica que fue la zona más susceptible a la disolución en el pasado y que actualmente la zona en la que se está desarrollando el karst es la a parte NW.

Las posibles estructuras de disolución fueron identificadas con los métodos eléctricos y magnéticos en el flanco NE del Polje.

El origen y evolución del Poljé se debió principalmente a la presencia de tectonismo extensivo que ocasionó fallas normales y fracturas que incrementaron la permeabilidad, provocando la carstificación de la caliza (Formación El Abra).

REFERENCIAS

Aguayo, J.E., (1978). Sedimentary environments and diagenesis of a Cretaceous reef complex, eastern Mexico. An. Centro de Ciencias del Mar y Limn., UNAM,5, 1: pp. 83-140.

Ángeles- Hernández, H. (2009). Ahogamiento y sepultamiento de la plataforma Valles-San Luis Potosí, en la localidad de El Aguaje de García, Municipio de Guadalcázar, San Luis Potosí, México: Implicaciones Paleogeográficas. Tesis de licenciatura, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, 135 p.

Armadillo, E., Massa, F., Caneva, G., Gambetta, M. y Bozzo, E., (1998). Modeling of karst structures by geophysical methods. An example: the doline of S. Prieto dei Monti (Western Liguria). Annali di Geofisica, 41, N. 3: pp. 389-397.

Baranov, V. & Naudy, H., (1964). Numerical calculation of the formula of reduction to the magnetic pole, Geophysics, 29: pp. 67–79.

Baranov, V. (1957). A new method for interpretation of aeromagnetic maps: pseudo-gravimetric anomalies: Geophysics, 22: pp. 359-383.

Battacharya, B. K. (1966). Continuous spectrum of the total-magnetic-field anomaly due to a rectangular prismatic body; Geophysics, 31: pp. 97-121.

Blakely, R. J., and Simpson, R. W., (1986). Locating edges of source bodies from magnetic or gravity anomalies: Geophysics, 51: pp. 1494-1498.

Bozzo, E., Lombardo, S. y Merlanti, F., (1996). Geophysical studies applied to near-surface karst structures: the dilines. Annali di geofisica, 39: pp. 26-38.

Breiner, S. (1999). Applications manual for portable magnetometers.

Burger, H. R. (1992). Exploration using magnetic method in Exploration geophysics of the shallow subsurface. Prentice Hall: pp. 389-452.

Campbell, W. C. (1997). Introduction to geomagnetic field. Cambridge University Press.

Carrillo-Bravo, José. (1971). La Plataforma Valles - San Luis Potosí. Boletín de Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 23 (1-6): 102 p.

Castany, G. 1963. Traite Pratique des Eaux Souterraines. París: Dunod,

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. Geophysics, 52: pp. 589-300. .

Corbel, J. (1959). The Karst of Yukatan and Florida. Bull. Assoc. Geograph., France.

Dimitriadis, K., Tselentis, G. A. y Thanassoulas, K. (1987). A basic program for 2-D spectral analysis of gravity data and source-depth estimation. Computers & Geoscience, 13:pp. 549-560.

Hansen, R. O., and Y.Miyazaki. (1984). Continuation of potential fields between arbitrary surfaces: Geophysics, 49: pp. 787-795.

Henderson, R., y Zietz, I. (1949). The upward continuation of anomalies in total magnetic intensity field. Geophysics 14: pp. 508-516.

Henderson, R. (1970). On the validity of the use of the upward continuation integral for total magnetic intensity data. Geophysics 35: pp. 916-919.

Herak, M. (1977). Tectogenic approach to classification of terranes for consolidation treatments. Carsus Yugoslavie 9/4, Zagreb, Yugoslavia.

Imlay R. W. (1944). Cretaceous formations of Central America and Mexico, Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, 28: pp. 1077-1195.

Imlay R.W. (1936). Geology of Western Part of Sierra de Parras. Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists, 47: pp. 1091-1152.

Jenning J. N. (1971). Karst, Australian National University Press, Canberra, Australia.

Kenlov, E. N. (1957). Interpretación de Curvas de Sondeos Eléctricos Verticales. Moscow, Gostoptekhizdat, 442 p

Kirsch, R. y Ernstson K. (2006). Geoelectrical methods. Groundwater Geophysics, pp. 85-117

Komatina M. (1973). Conditions of karst development and zoning of karst terranes. Vesnik Geozavoda X/XI, Beograd Yugoslavia.

Köppen, W., (1931). Climatología. Fondo de Cultura Económica, 320 p.

Labarthe-Hernández, G., Tristán-González, M. y Aranda-Gómez, J.J., (1982). Revisión estratigráfica del Cenozoico de la parte central del Estado de San Luis Potosí.-Instituto de Geología y Metalurgia, Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Folleto Técnico No. 85, 208 p.

Langel & Hinze, (1998). The magnetic field of the Earth's lithosphere: The satellite perspective, Cambridge University Press.

Llopis-Lladó, N. (1970). Fundamentos de Hidrología Cárstica (Introducción a la Geoespelología). Editorial Blume, primera edición. 269 p.

López Doncel R., Soto Araiza R.G. y Dircio Castro D. (2008). Cartografía geológica de la hoja Peotillos, Escala 1:50,000. Pachuca Hidalgo, editadas por el Servicio Geológico Mexicano (SGM) y Universidad Autónoma de San Luis (UASLP), 1 mapa

López Doncel R., Rodríguez-Hernández E., Cruz-Márquez J., Navarro-Moctezuma A., Pichardo-Barrón Y. and Aguilar-Pérez J. (2007). Microfacial and stratigraphic relationships of the Aptian-Santonian deposits of a transitional “platform-to-basin” area: an example from the east central portion of Mexico. 4Th European Meeting on the Palaeontology and Stratigraphy of Latin America. Cuadernos del Museo Geominero, nº 8. Instituto Geológico y Minero de España, Madrid, 2007.

López Doncel, R. y Rodríguez-Hernández. E. (2004). Control litológico de los depósitos alóctonos en una zona de transición Plataforma-Cuenca. IV Reunión Nacional de Ciencias de la Tierra, Juriquilla, Querétaro, 118 p.

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

Milanovic P. T. (1981). Karst hidrology. Water Resouces Publications, 429 p.

Mishra, D. C. y Naidu, P. S. (1974). Two-dimensional power spectral analysis of aeromagnetic fields. Geophysical Prospecting, 33: pp. 345-353.

Mochales, T., Casa, A. M., Pueyo, E. L., Pueyo, O., Roman M. T., Pocoví, A., Soriano, M. A. & Anson, D (2007). Detection of underground cavities by combining gravity, magnetic, and ground penetrating radar surveys: a case study from the Zaragoza area, NE Spain. Environ Geol., Springer, 53: pp. 1067-1077.

Myers, R. L. (1968). Biostratigraphy of the Cárdenas Formation (Upper Cretaceous) San Luis Potosí, México, Revista de Paleontología Mexicana., No. 24: pp. 5-89.

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

Nabighian, M.N. (1974). Additional comments on the analytic of two dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section. *Geophysics* 39: pp. 85-92.

Orellana, E. y Money, H. M. (1966). Tablas y curvas Patrón Para Sondeos Eléctricos Verticales sobre terrenos estratificados. Interciencia Madrid.

Parasnis, D. S. (1979). Principles of applied geophysics, 3rd ed., London, Chapman and Hall, 275 p.

Popov, N. V. (1959). Engineering geology. Moscow, URRS.

Quinlan, J. F. (1972). Karst related mineral deposits and possible criteria for the recognition of paleokars: A review of preservable Characteristics of Holocene and older karst terranes. 24th IGC, section 6, Montreal Canada.

Raiz, E. (1959). Land forms of Mexico: Cambridge, Mass., Mapa con texto explicativo.

Rendowski, J. (1956). notas sobre la flora y vegetación del Estado de San Luis Potosí: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Ann. 27: pp. 169-228.

Spector, A. y Grant, F. S. (1970). Statistical models for the interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, 35: pp. 262-293.

Tchernychev, M. (2004). MAGPICK - magnetic map & profile processing. User Guide. 99 p

Torres-Hernández, J.R., y Tristán-González, M. (1999). Cartografía geológica de la hoja Guadalcázar (informe anexo), Escala 1:50,000. Pachuca Hidalgo, editadas por el Servicio Geológico Mexicano (SGM) y Universidad Autónoma de San Luis (UASLP), 1 mapa.

Tselentis G-A. y Drakopoulos J. (1988): A Spectral Approach To Moho Depths Estimation From Gravity Measurements In Epirus (NW Greece). *J. Phys. Earth*,36: pp. 255-266.

Webring, M. (1985). SAKI: A fortran program for generalized linear inversion of gravity and magnetic profiles: U.S. Geological Survey Open file report 85-122, 29 p.

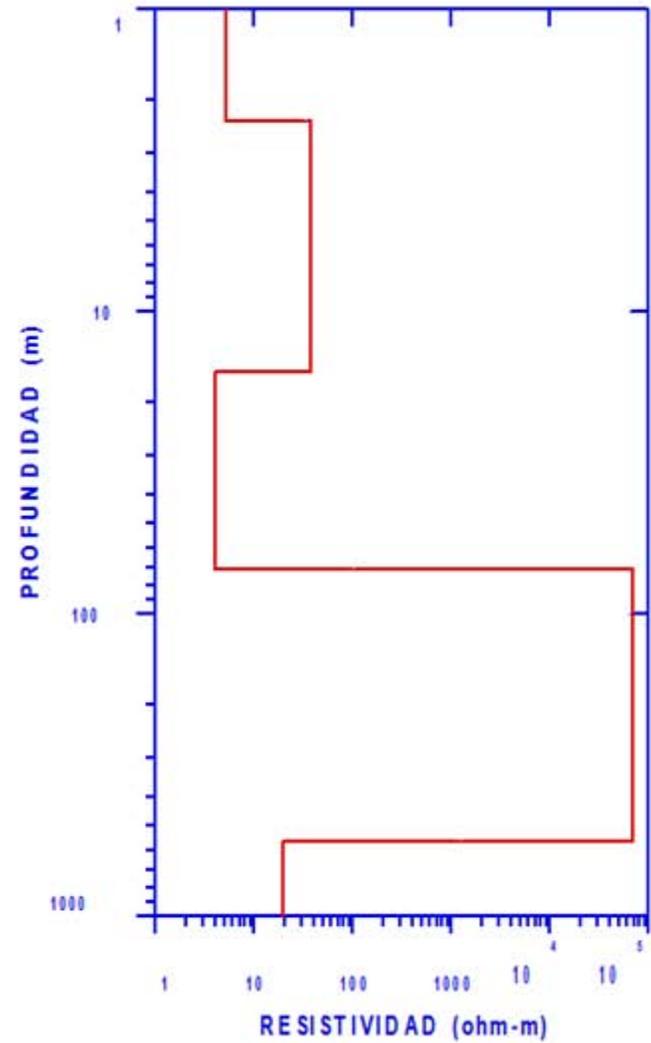
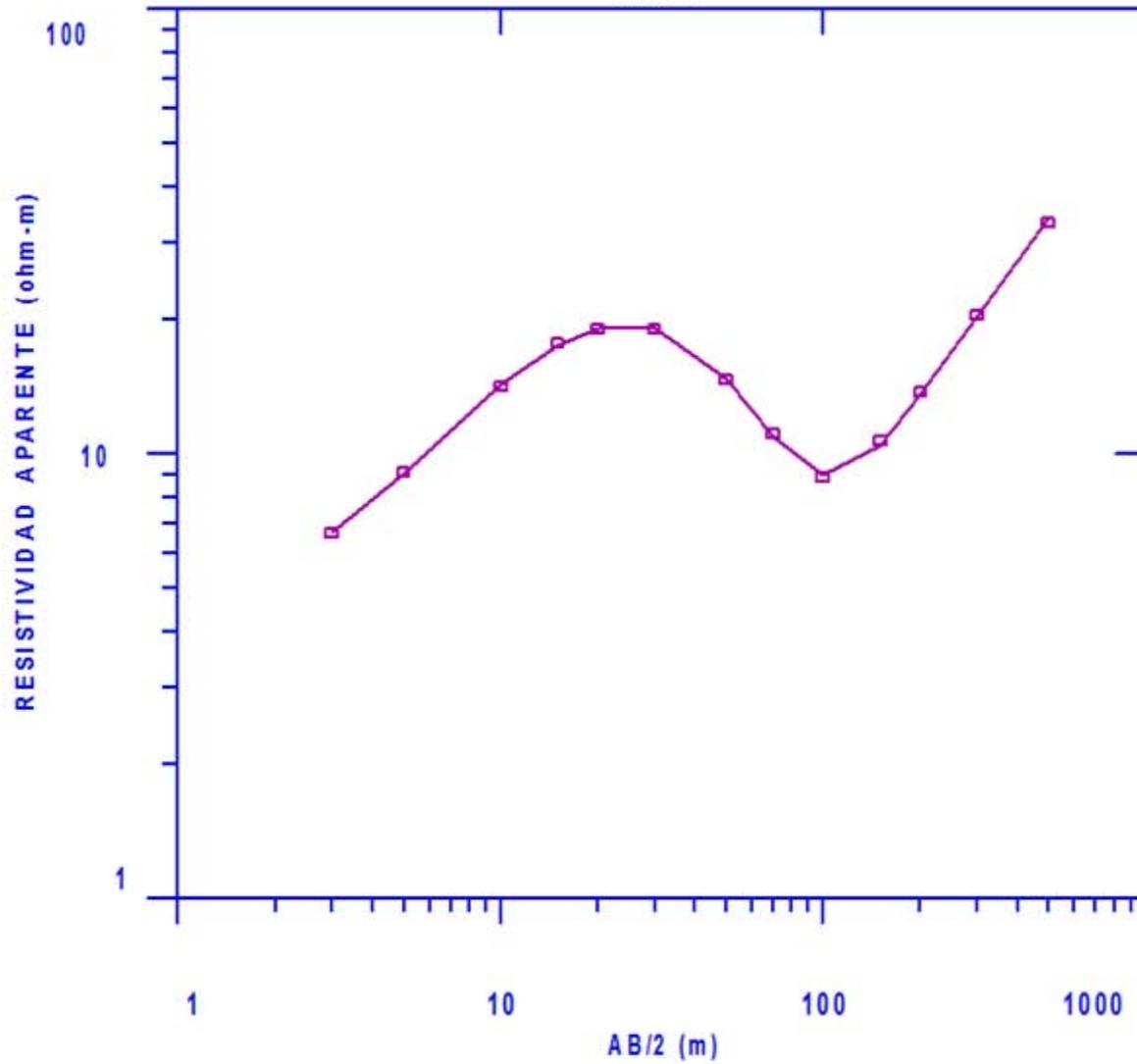
Yao-Ju Lu, H. Y. Tze, S. L. Chang, C.L. Chao, y F.T. Liu (1976). The development of karst in china and some of its hidrogeological and engineering geological conditions. Pekín, China.

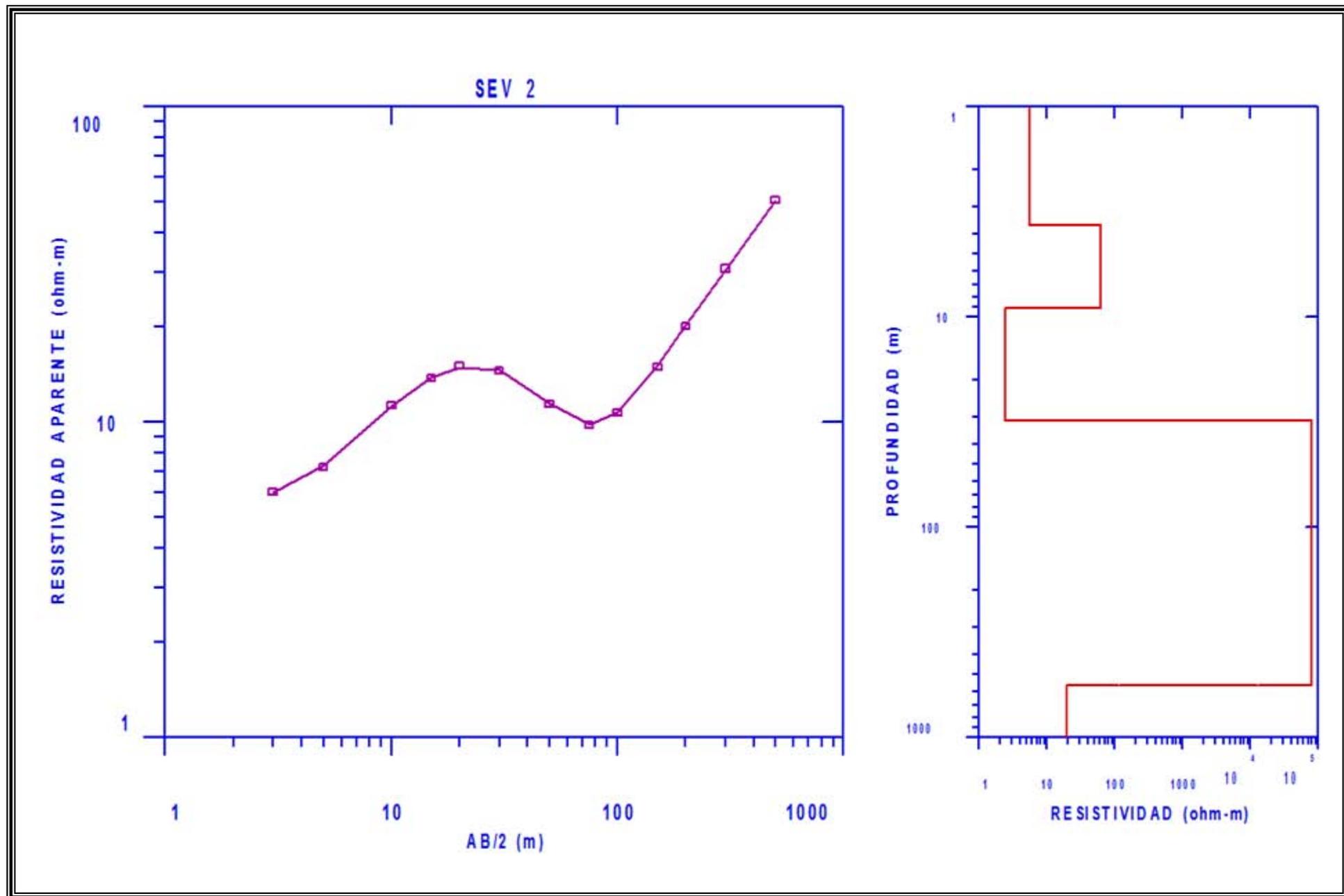
Zapata-Zapata, J. L. y Pérez-Venzor, J. A. (1979). Cartografía geológica Hoja Peotillos, S.L.P., Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología y Metalurgia, Folleto Técnico, No. 63, 30 p.

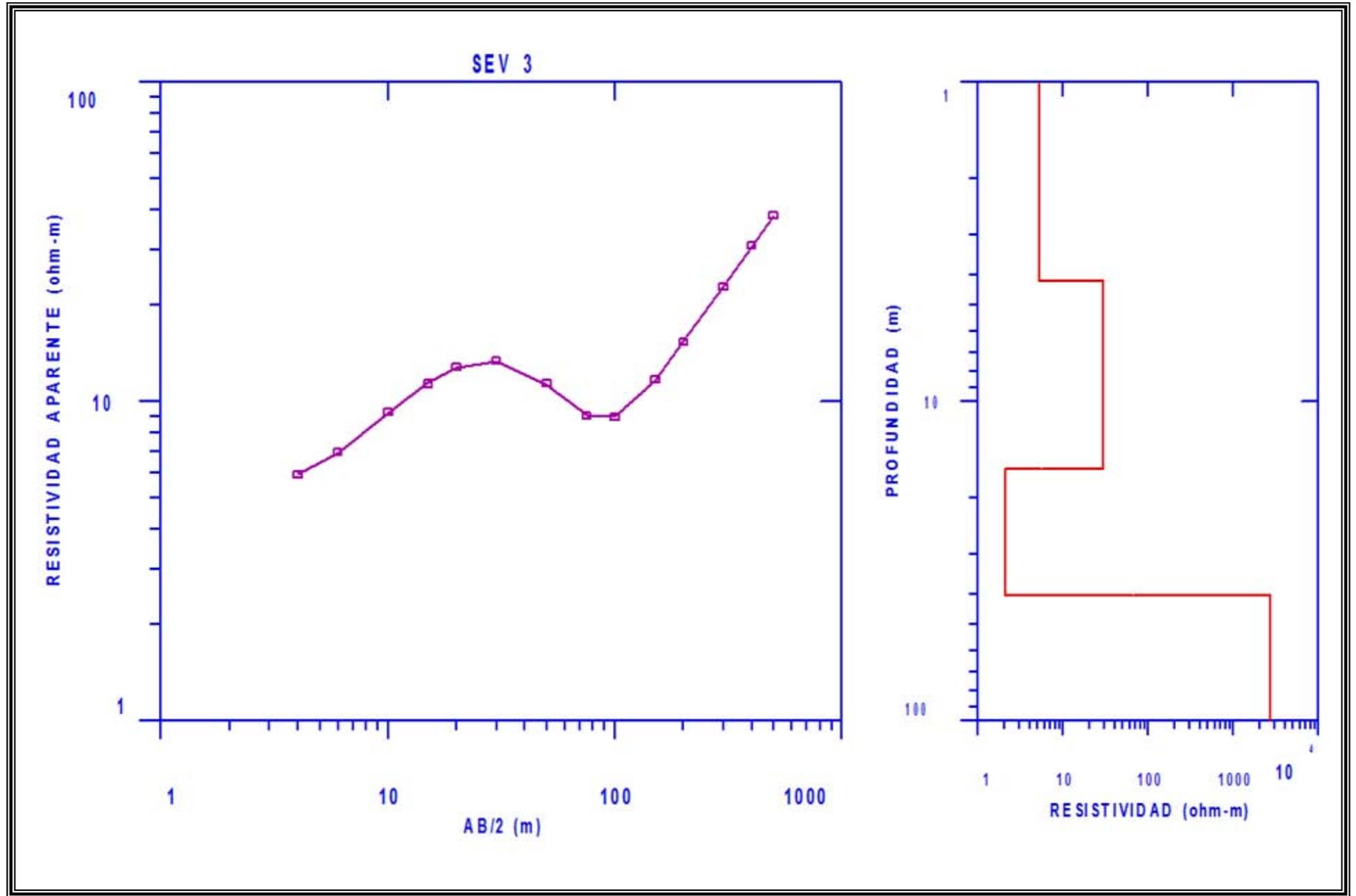
ANEXO

Modelo de capas resistivas, curvas de campo y teórica

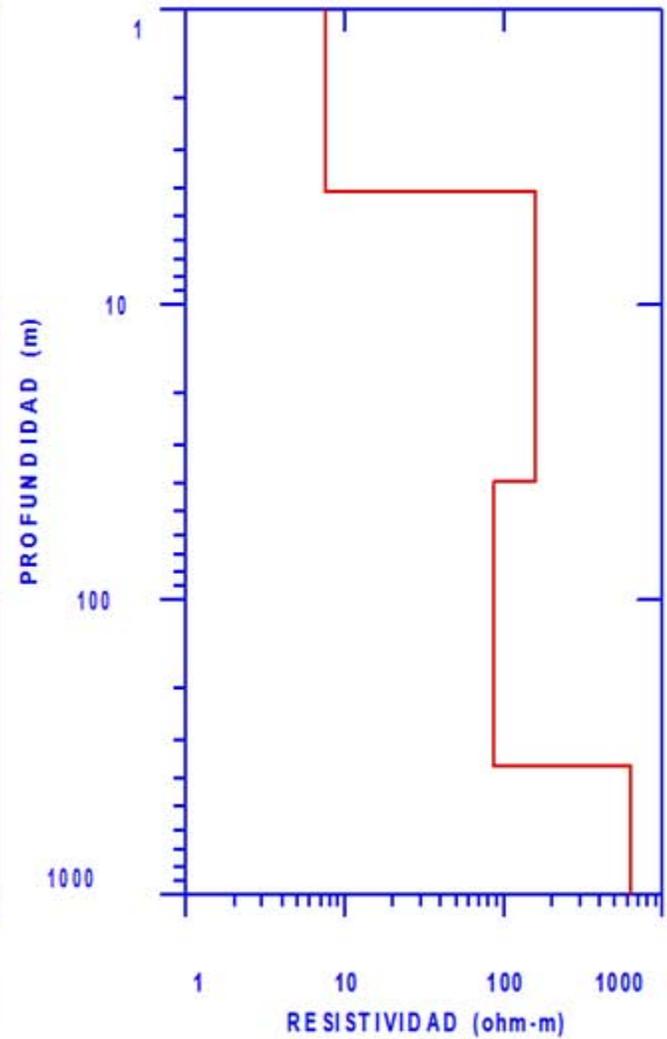
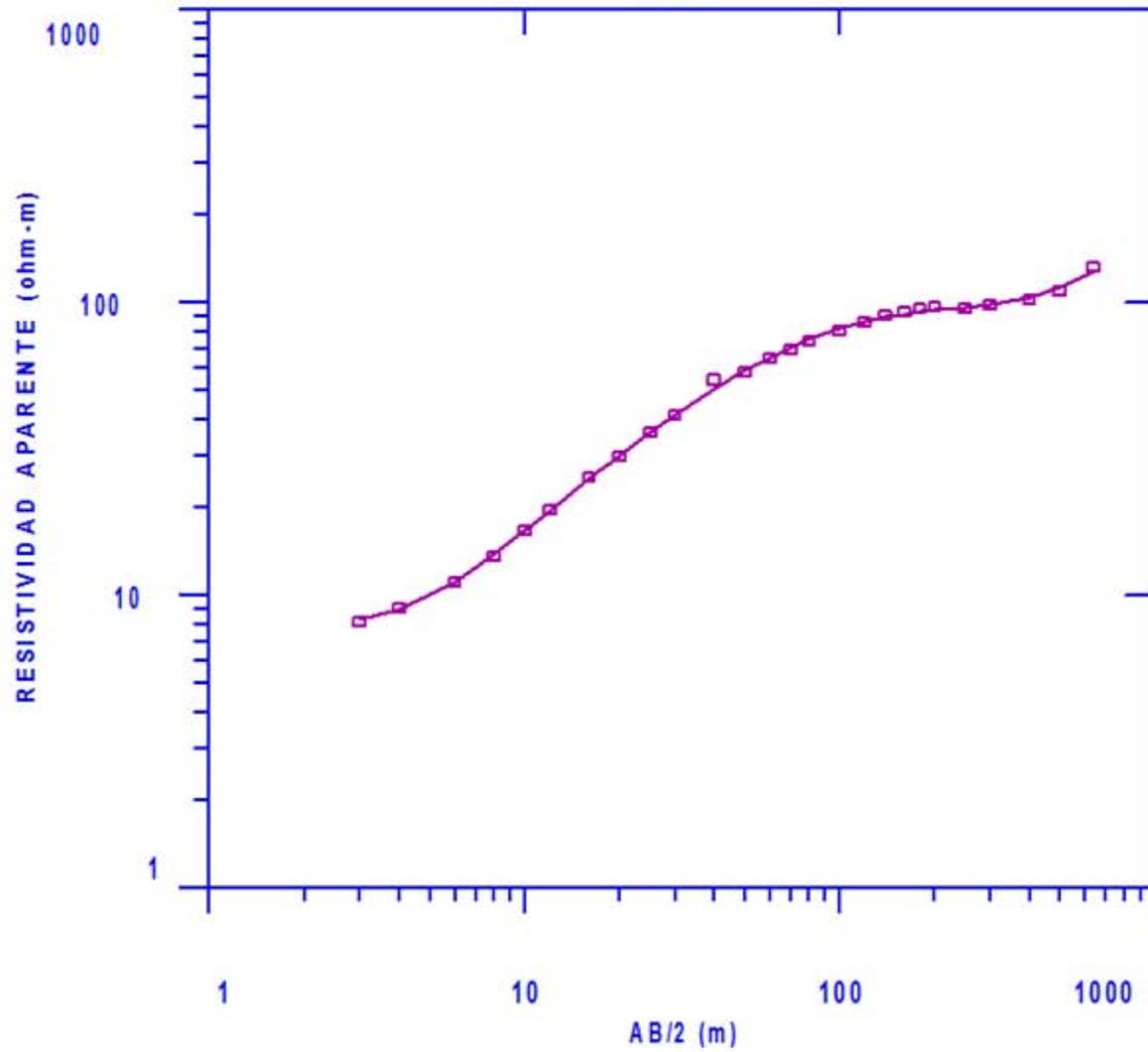
SEV 1



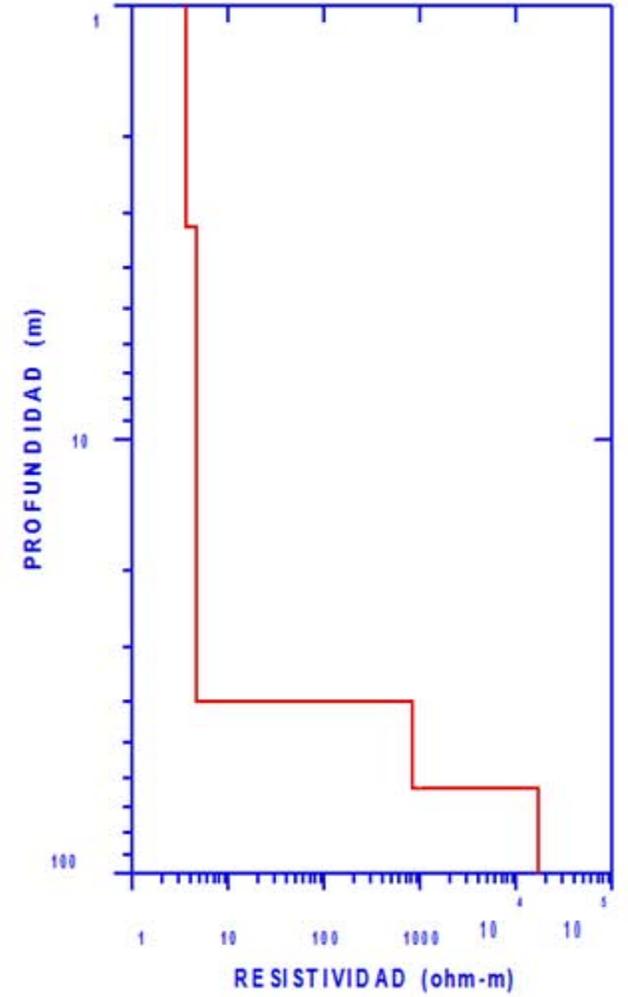
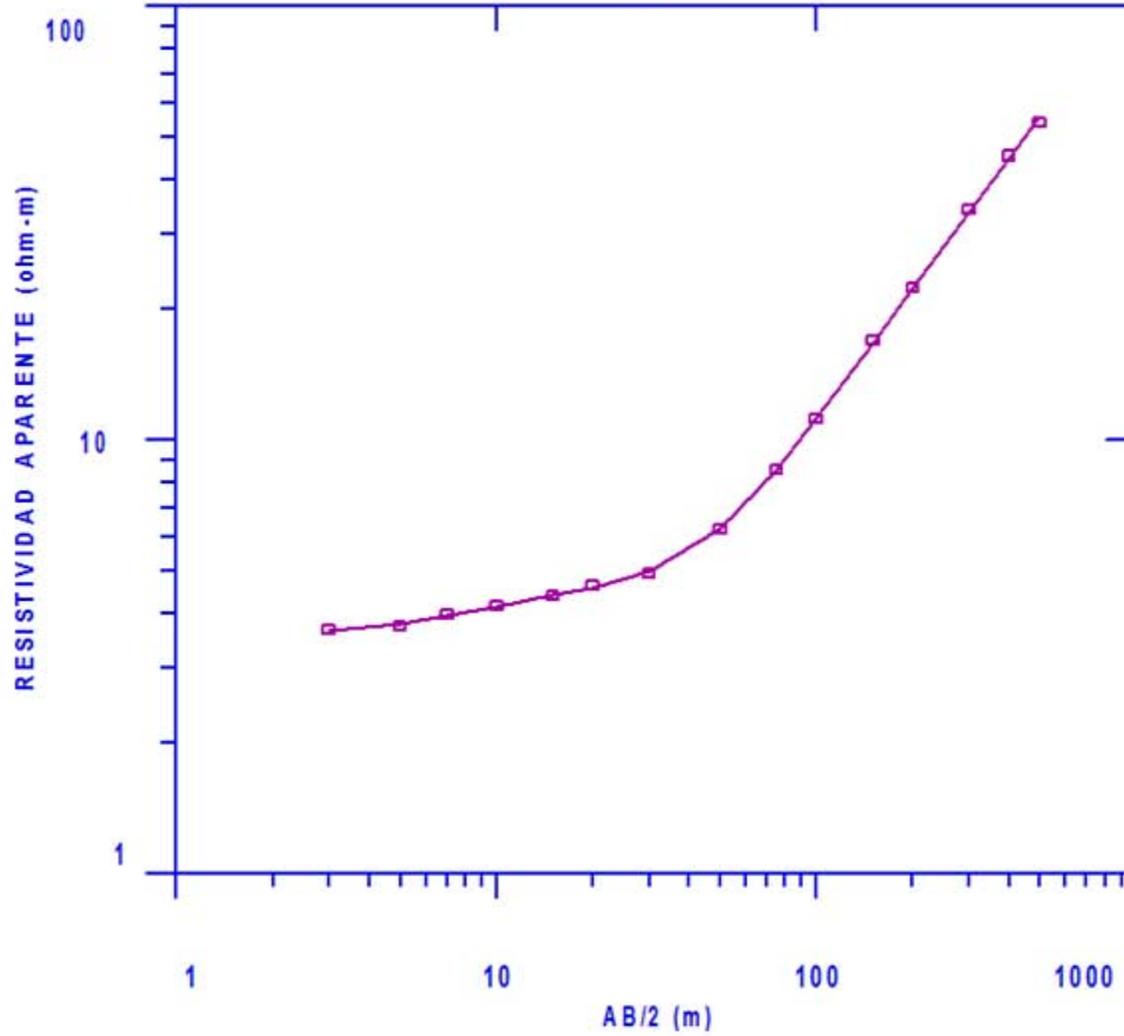


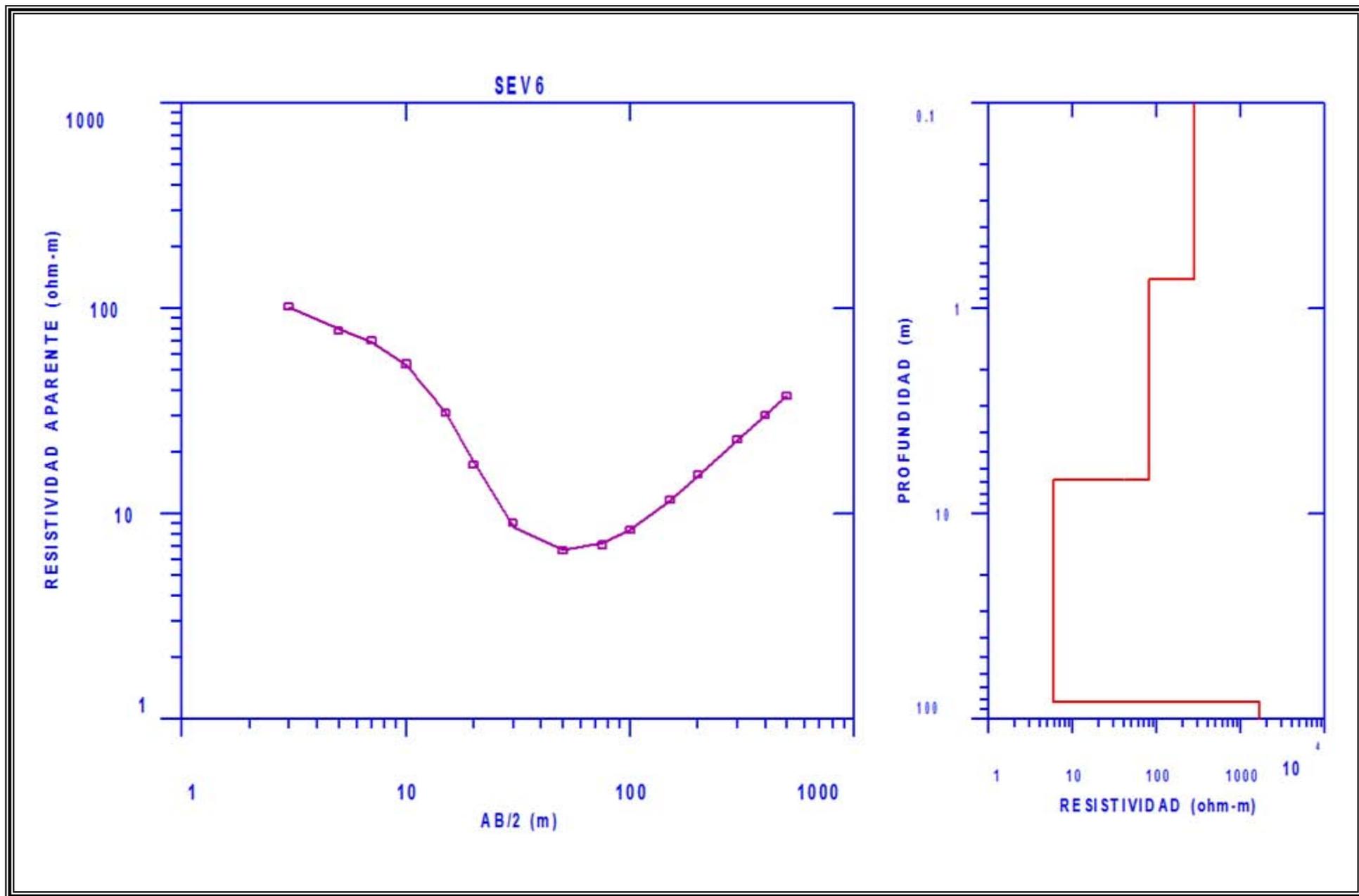


SEV 4

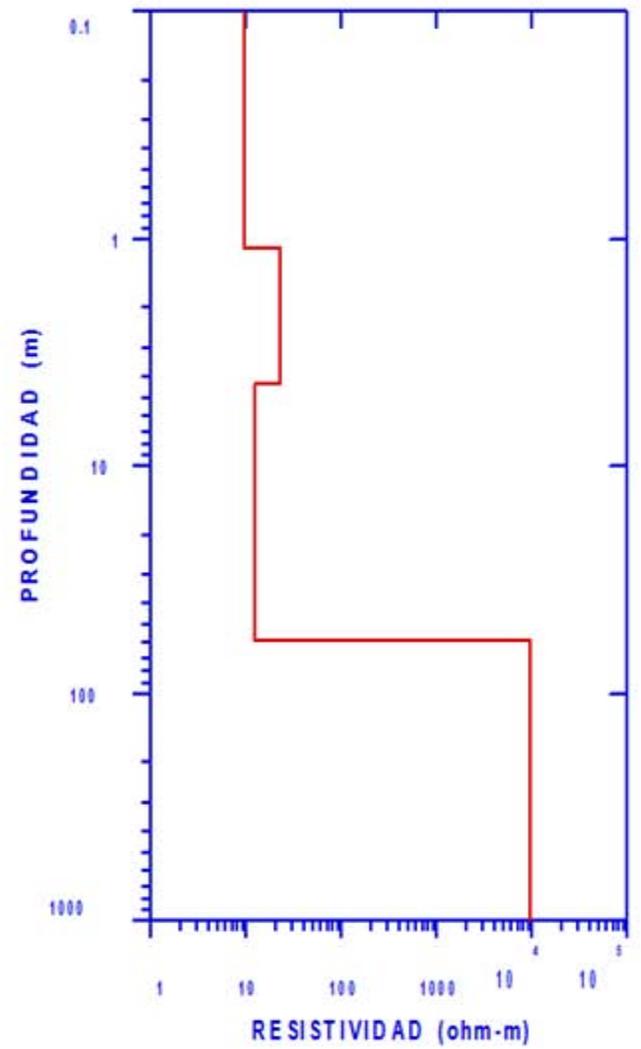
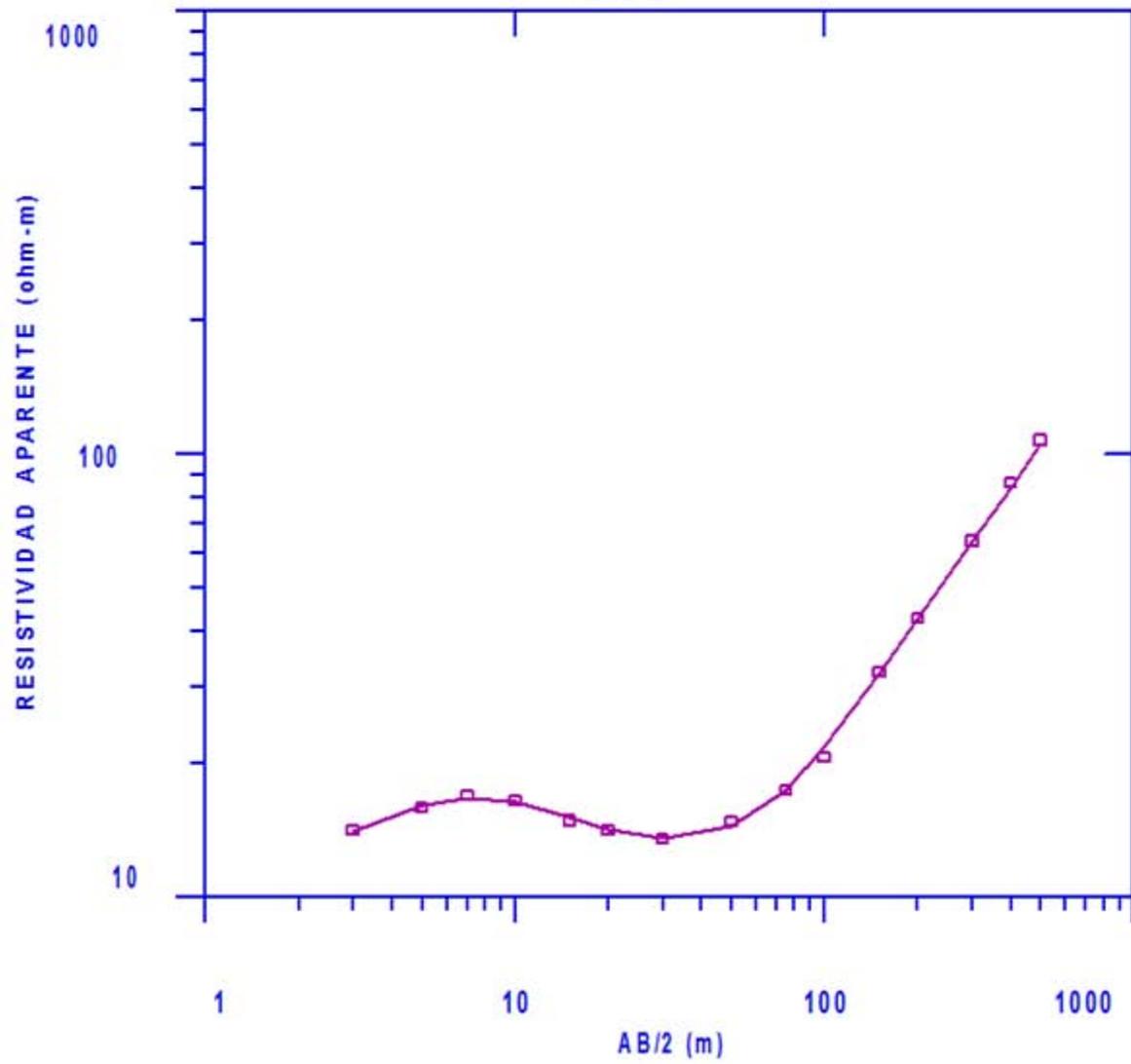


SEV5

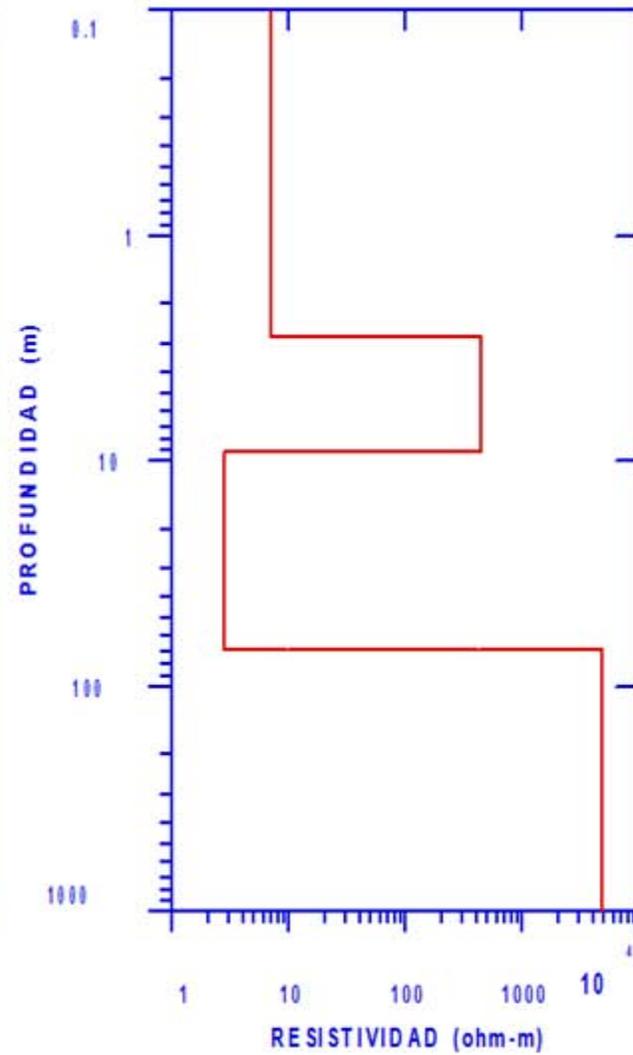
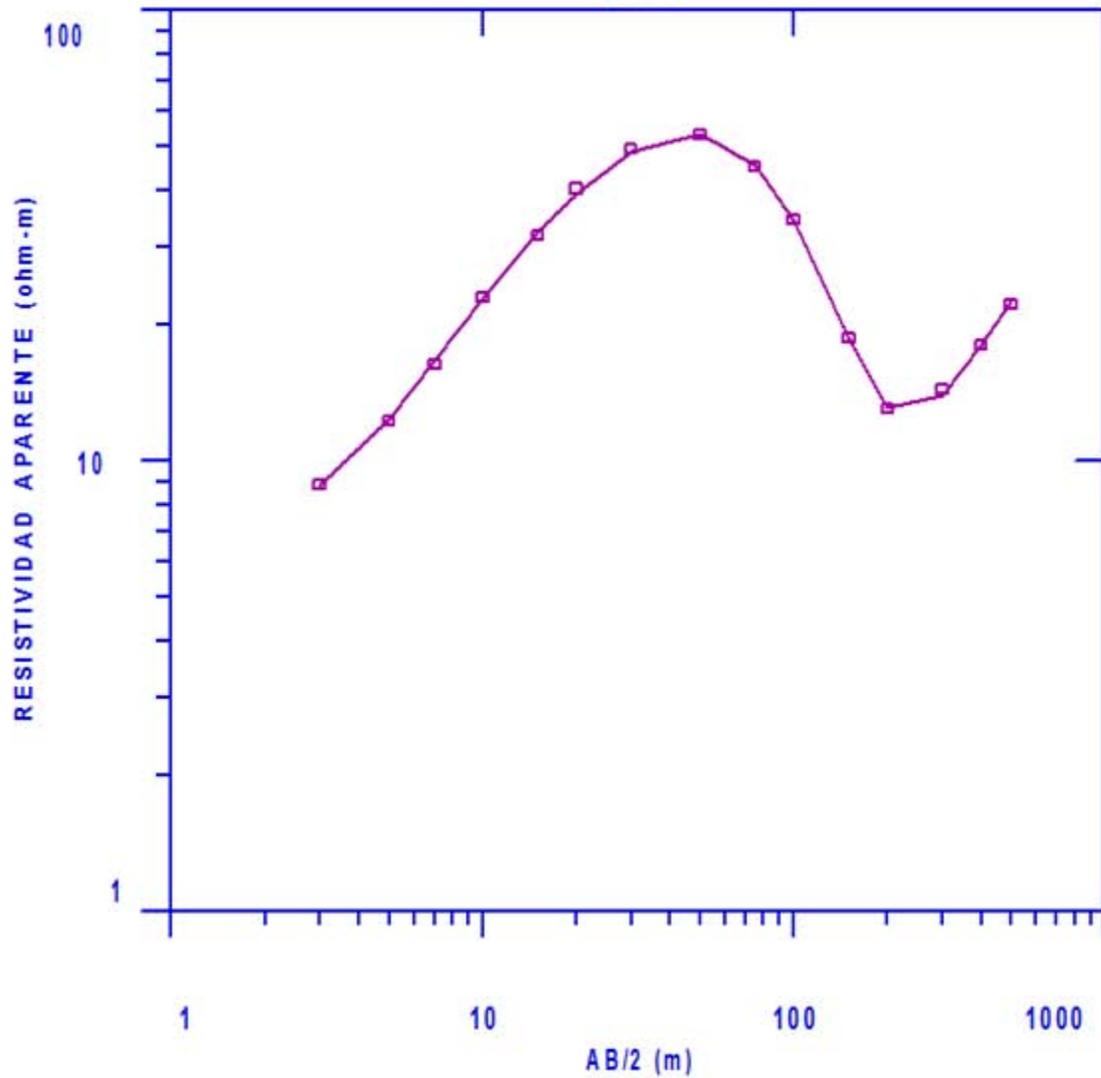




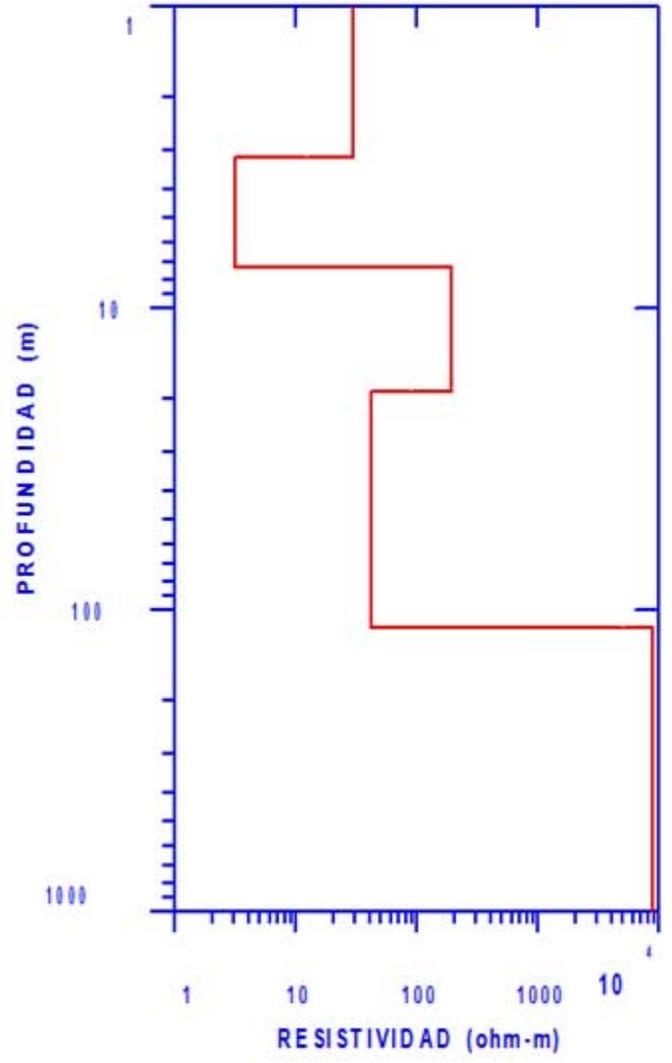
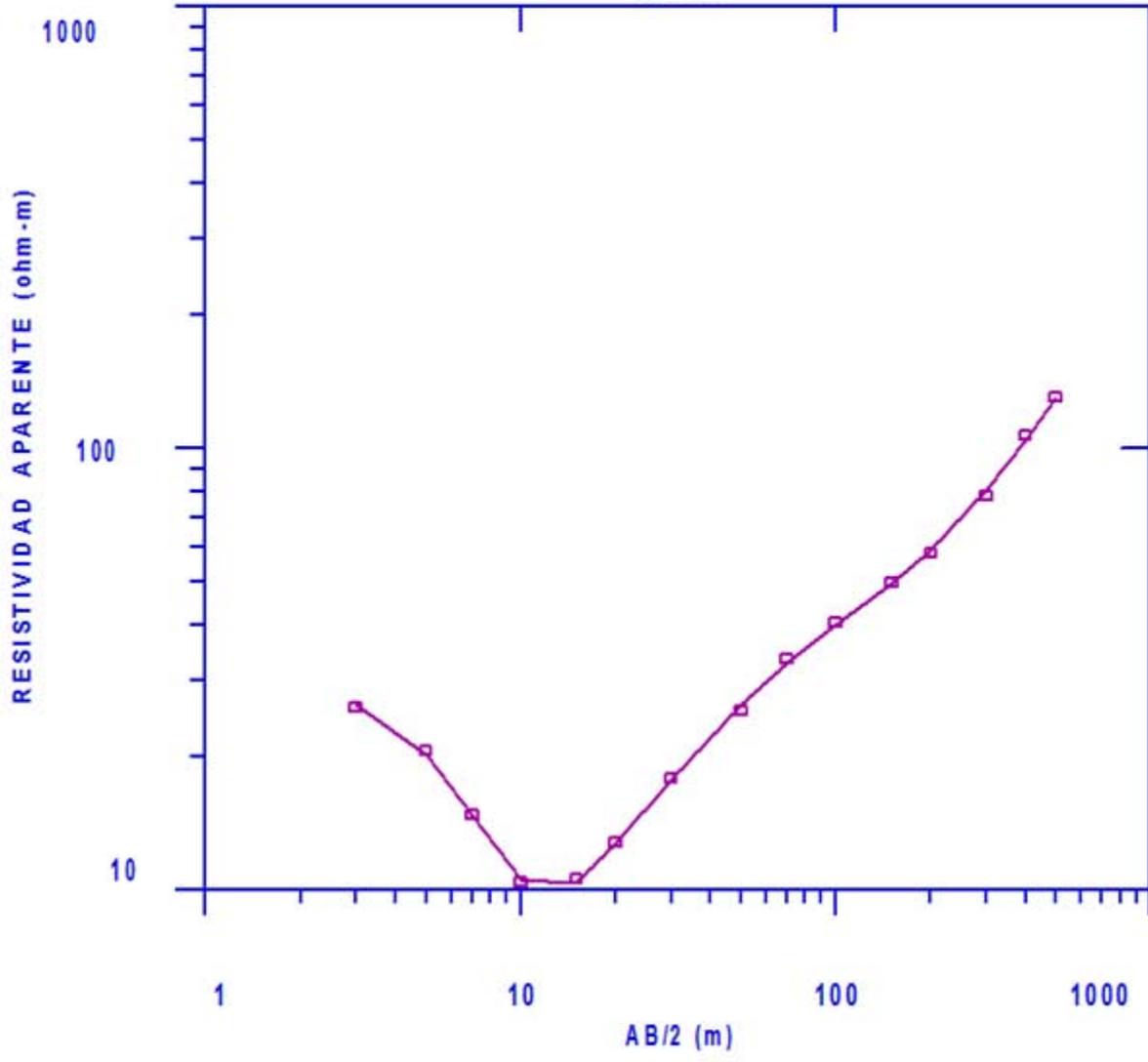
SEV 7



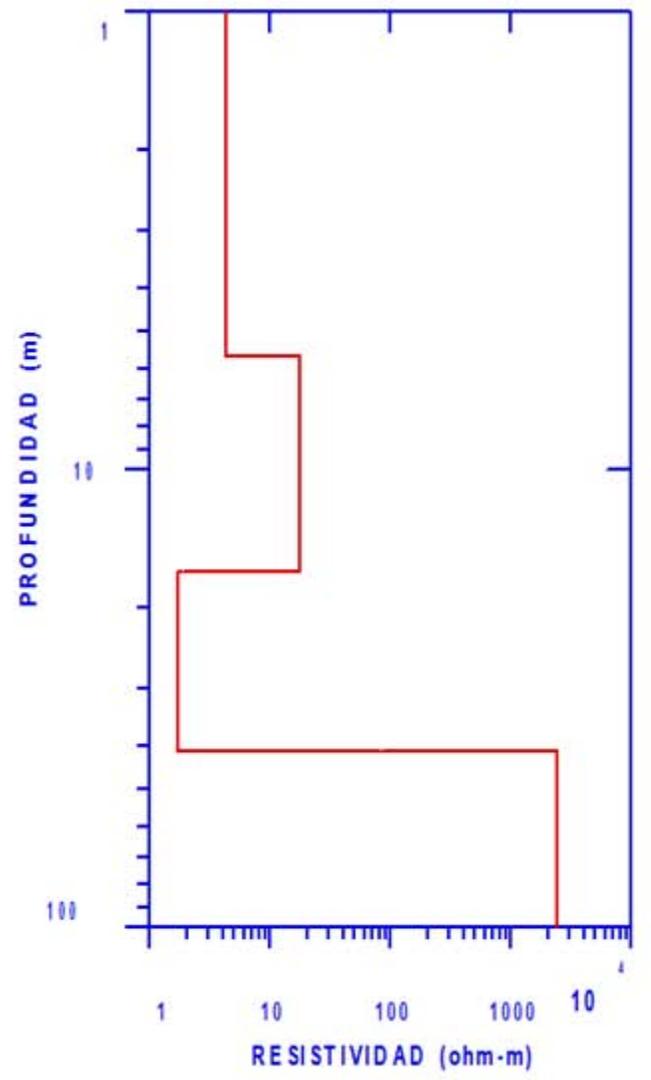
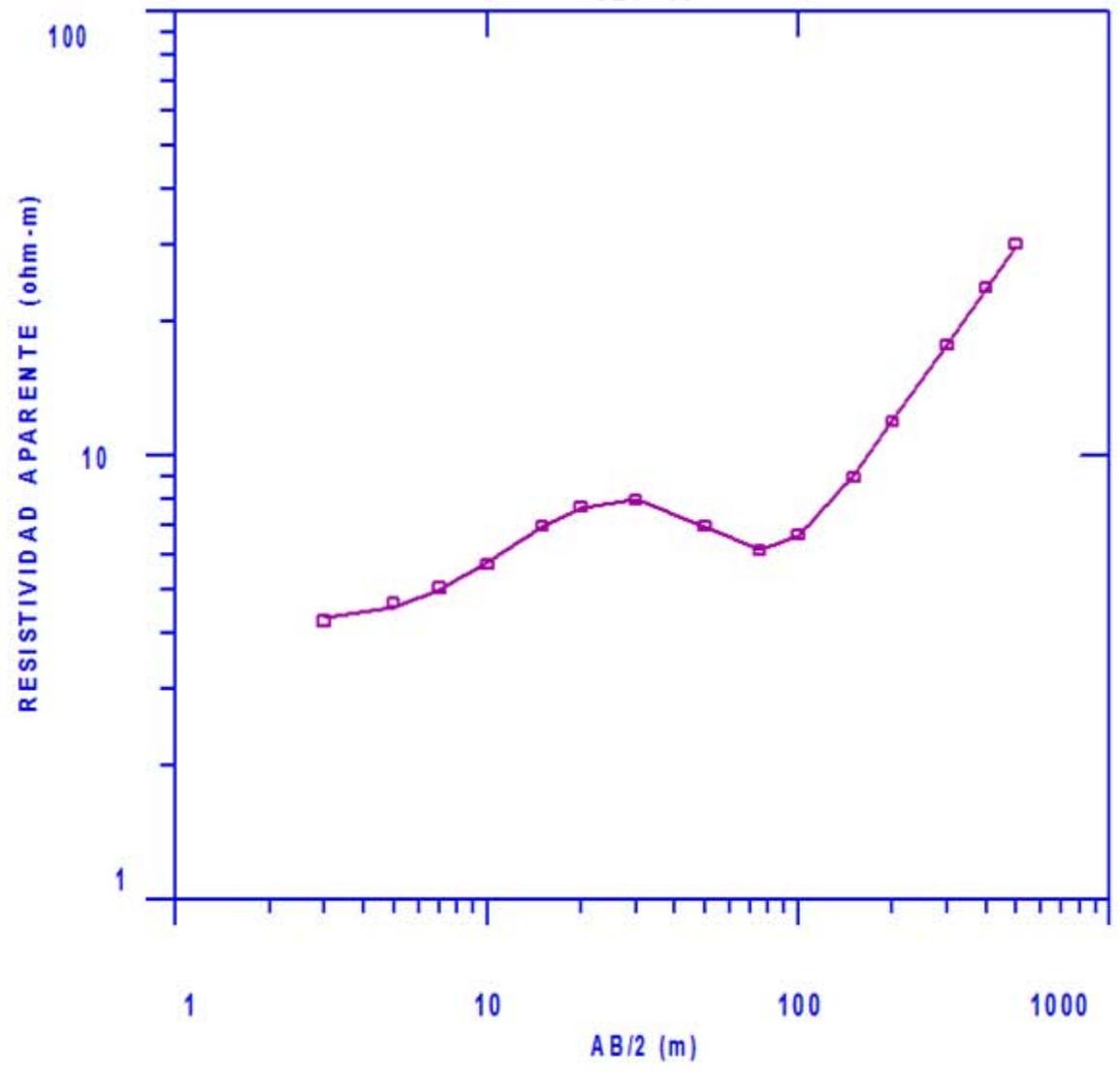
SEV 8



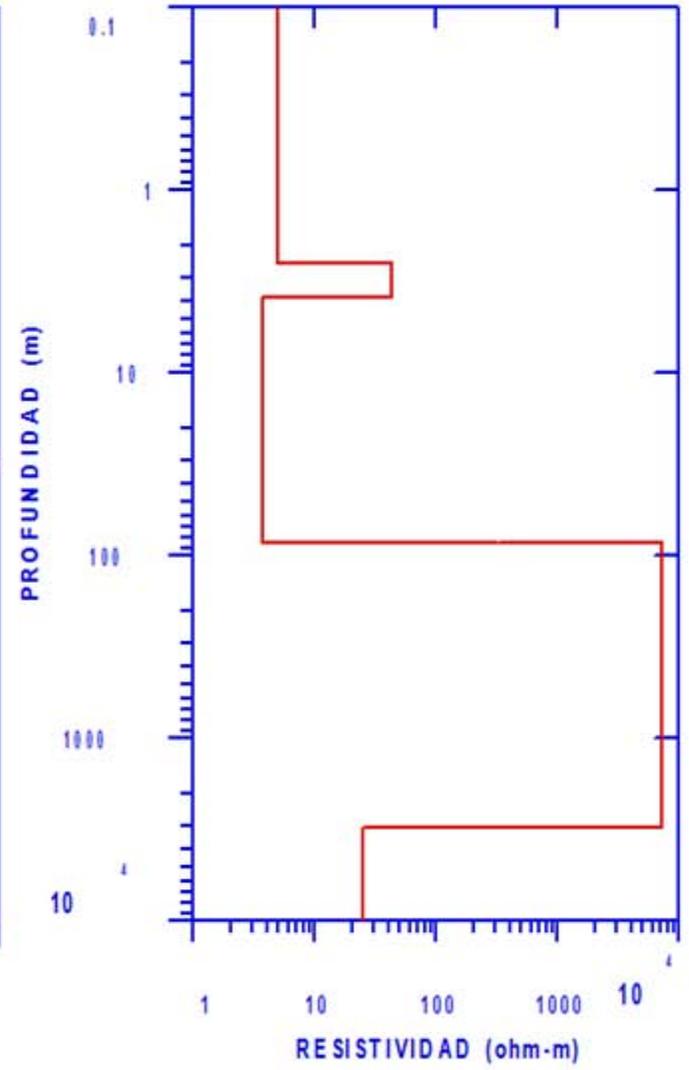
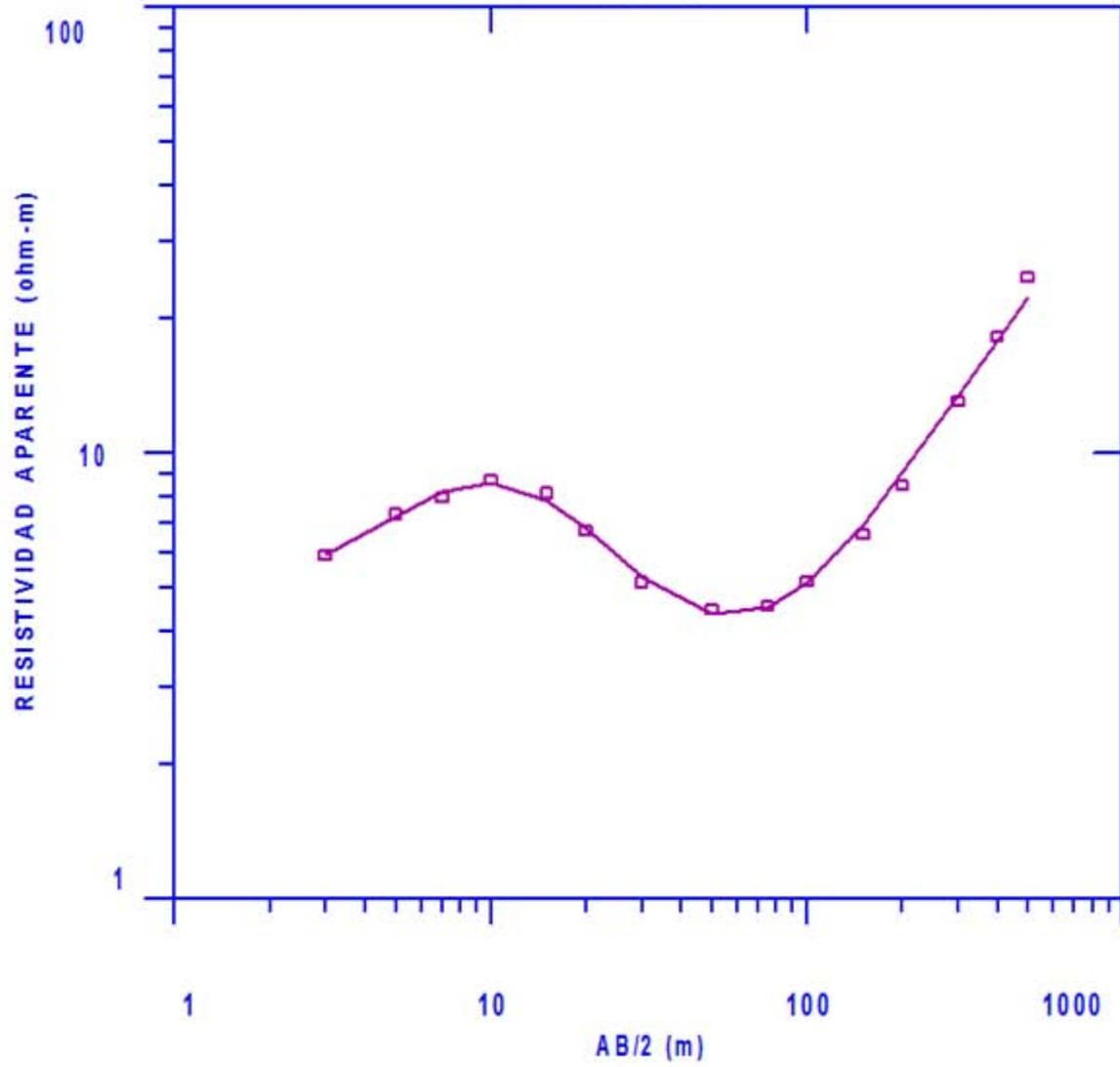
SEV 9

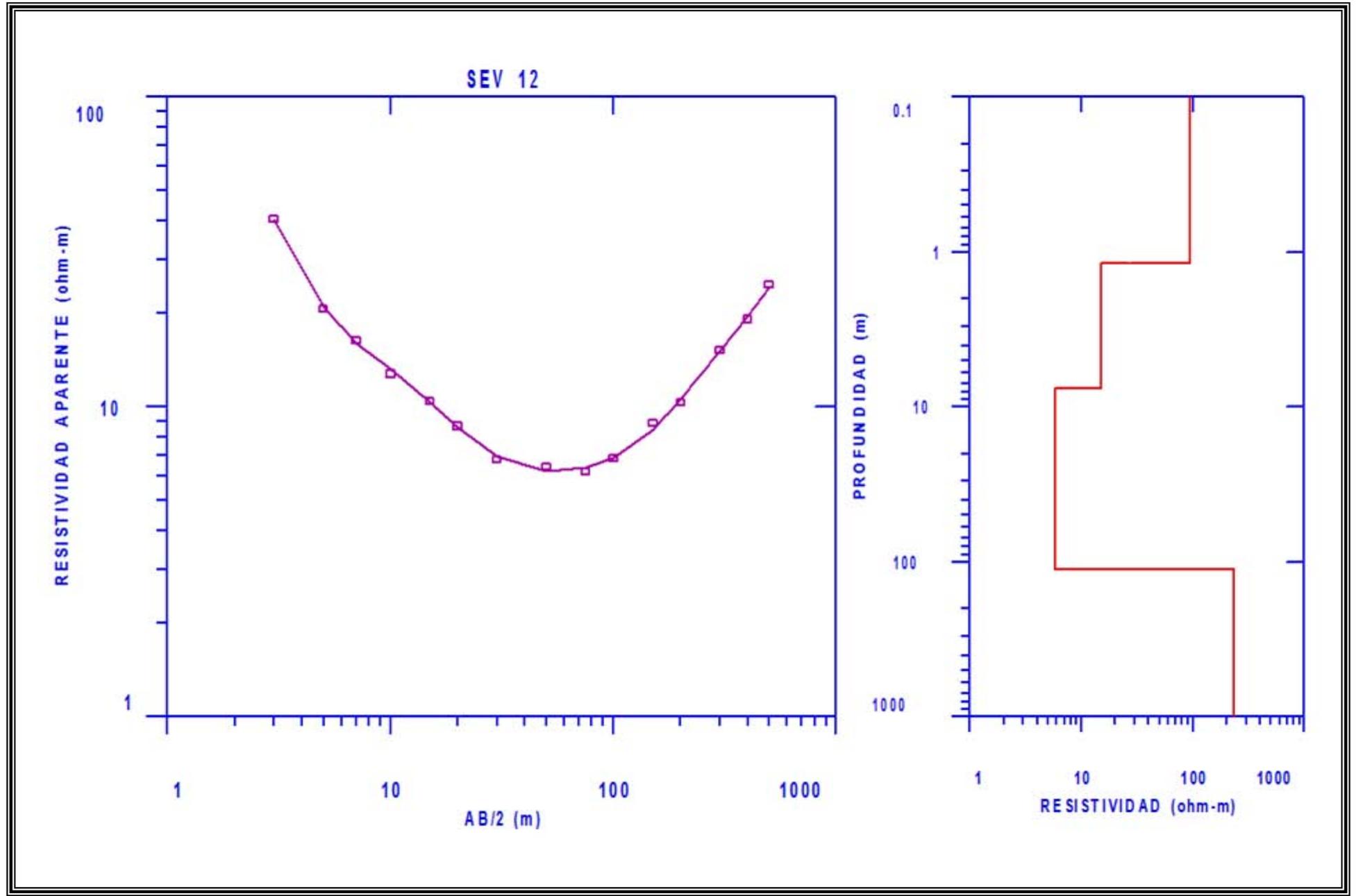


SEV 10

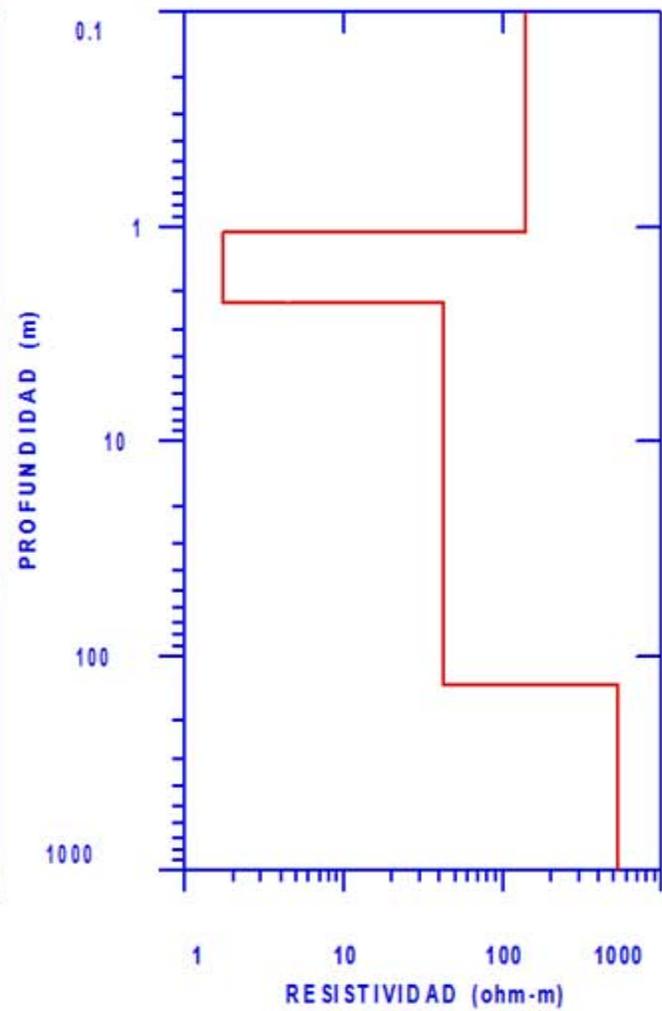
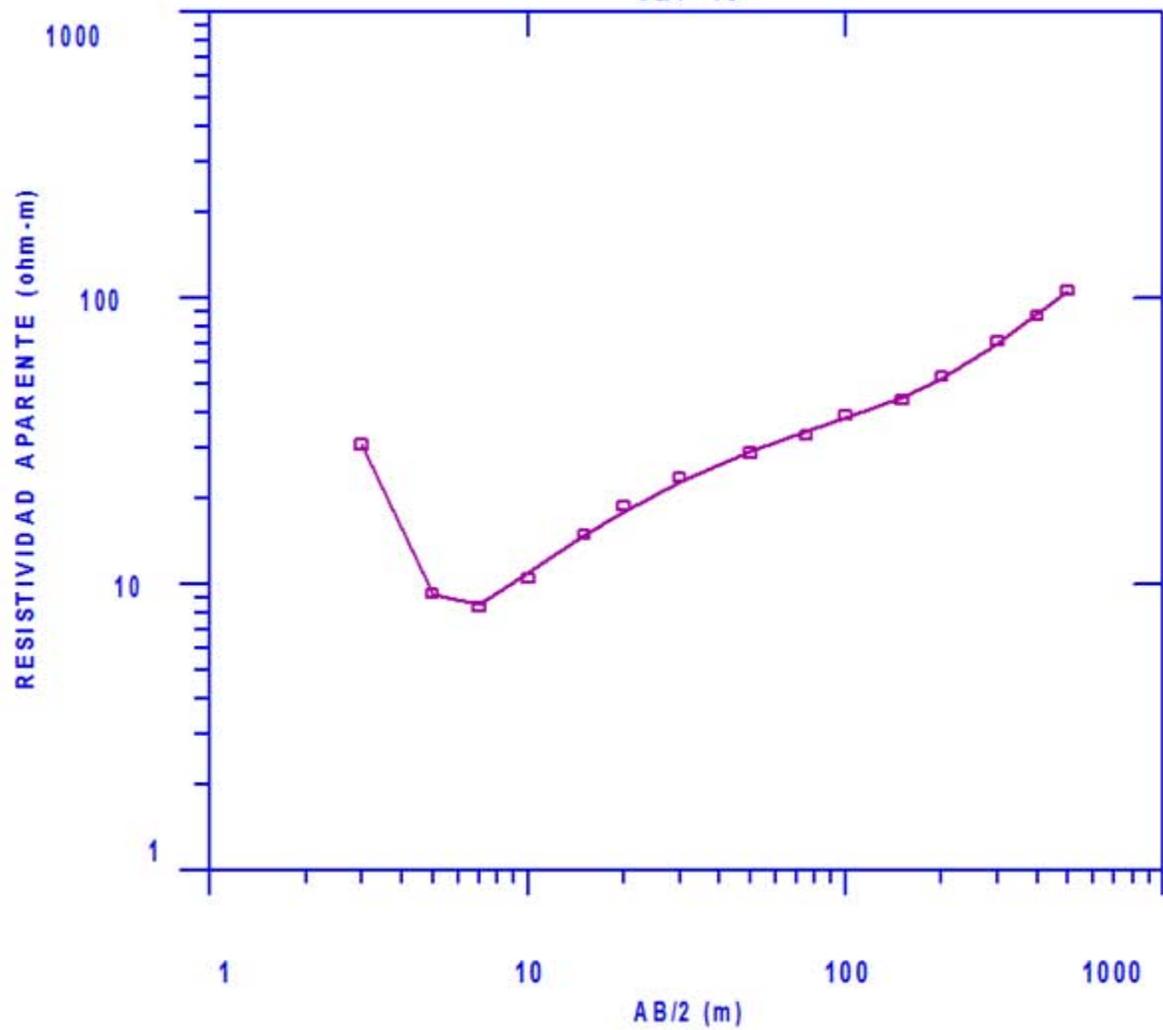


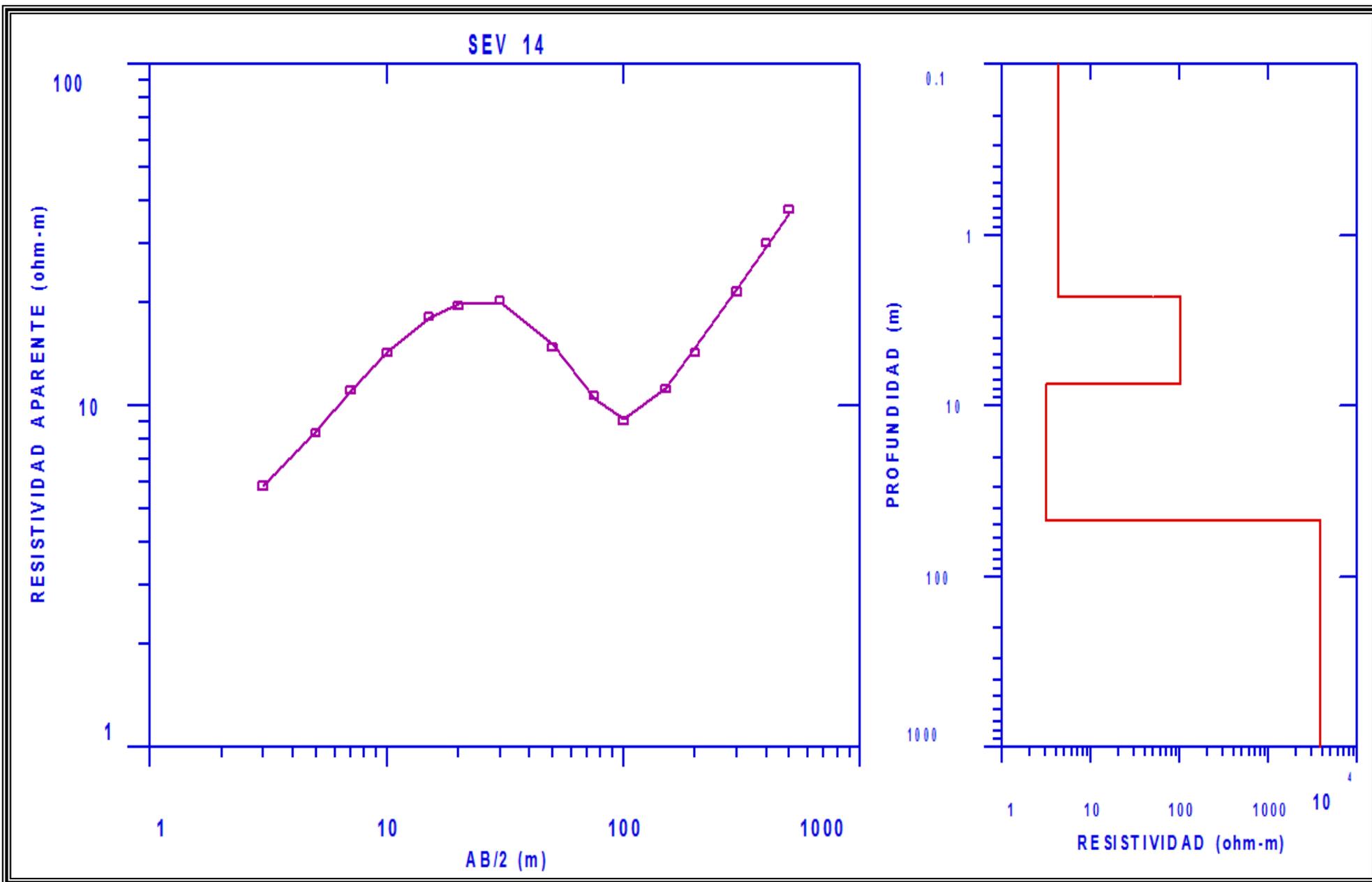
SEV 11



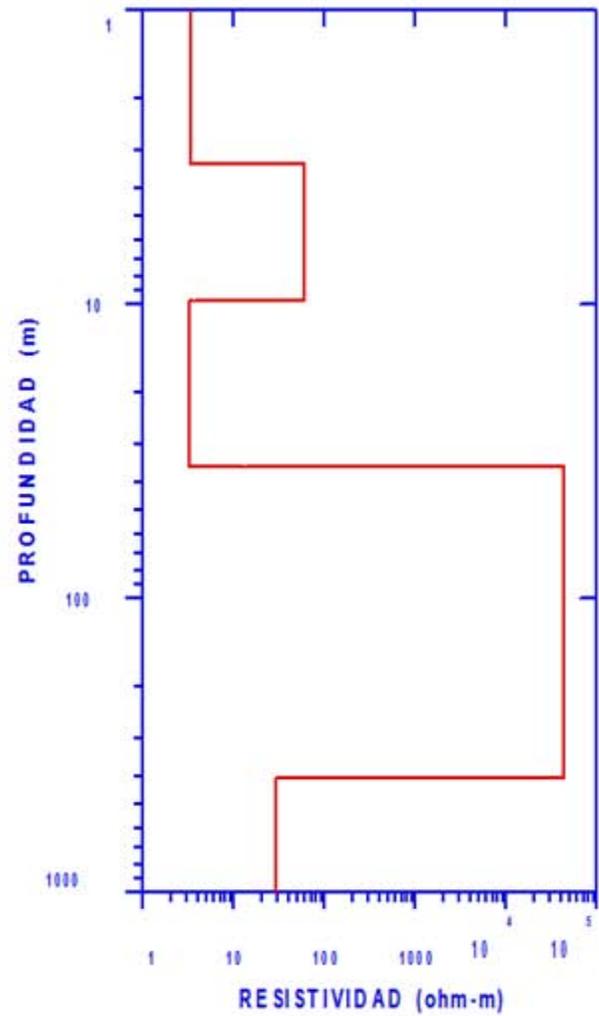
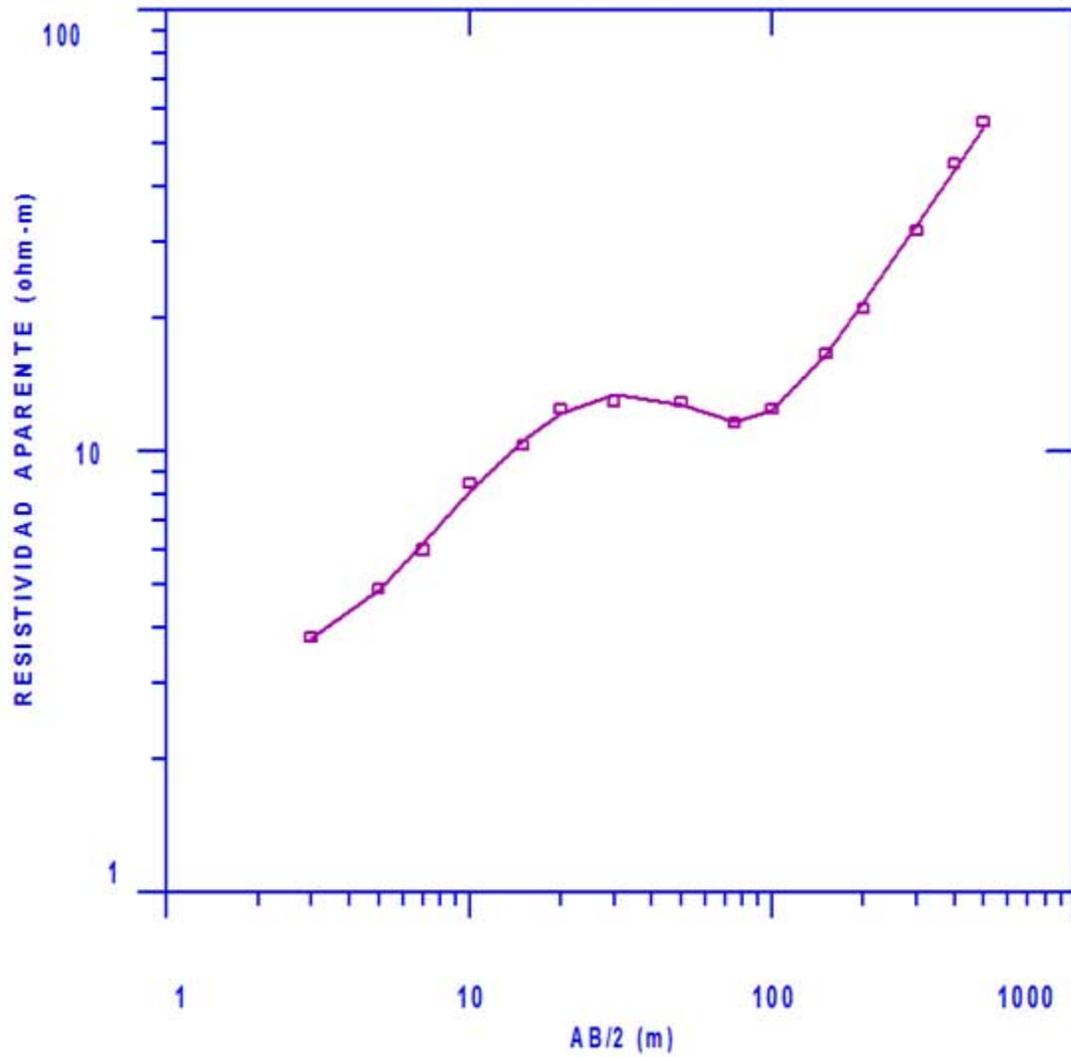


SEV 13

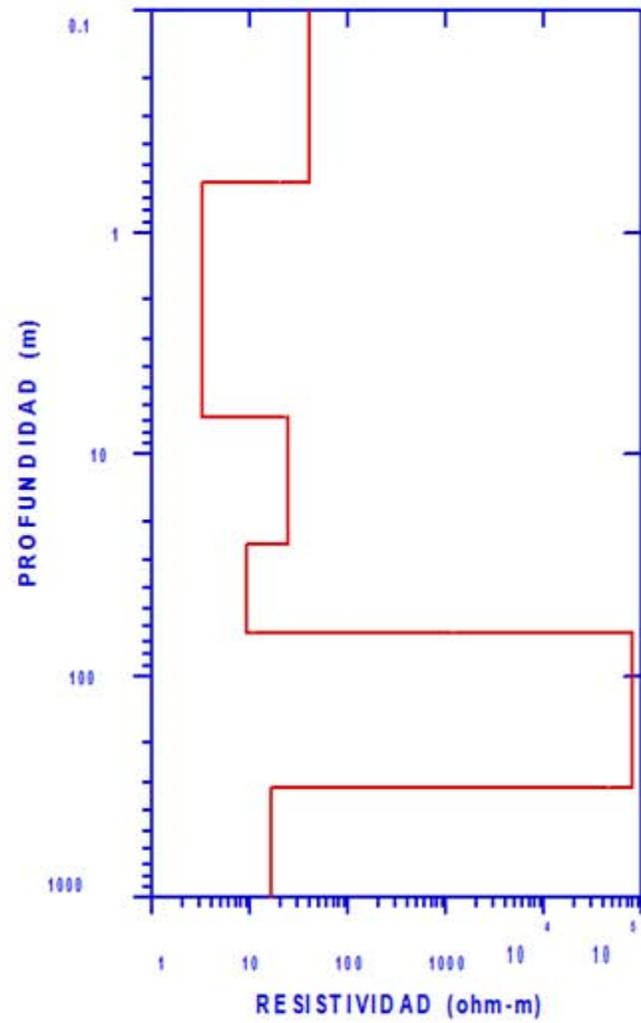
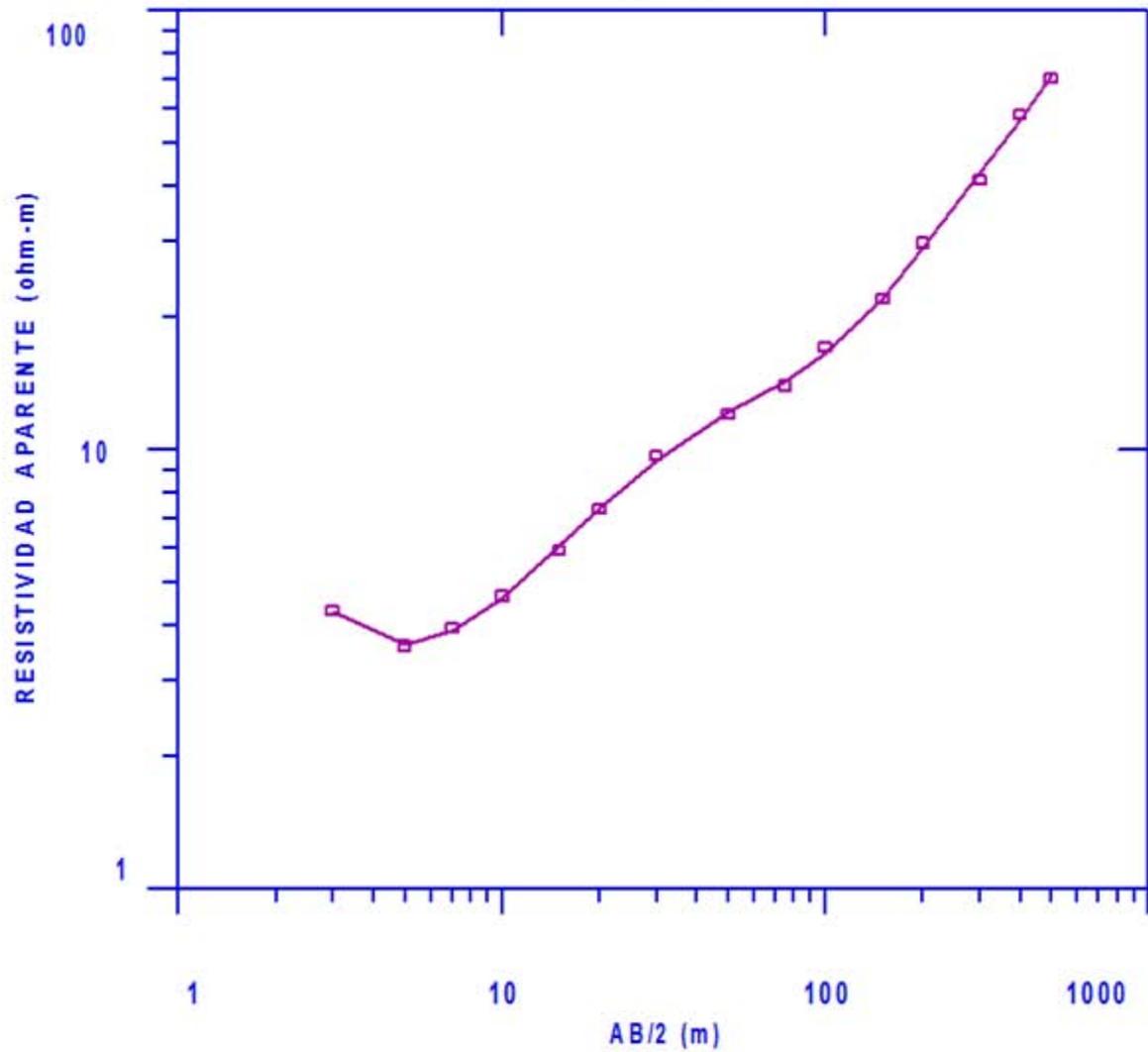




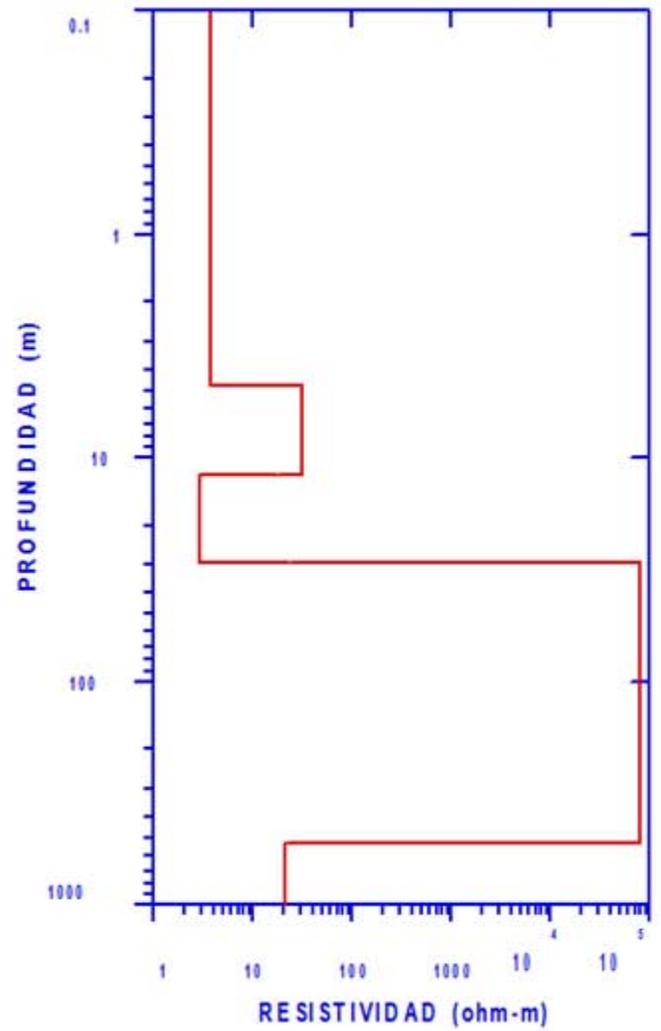
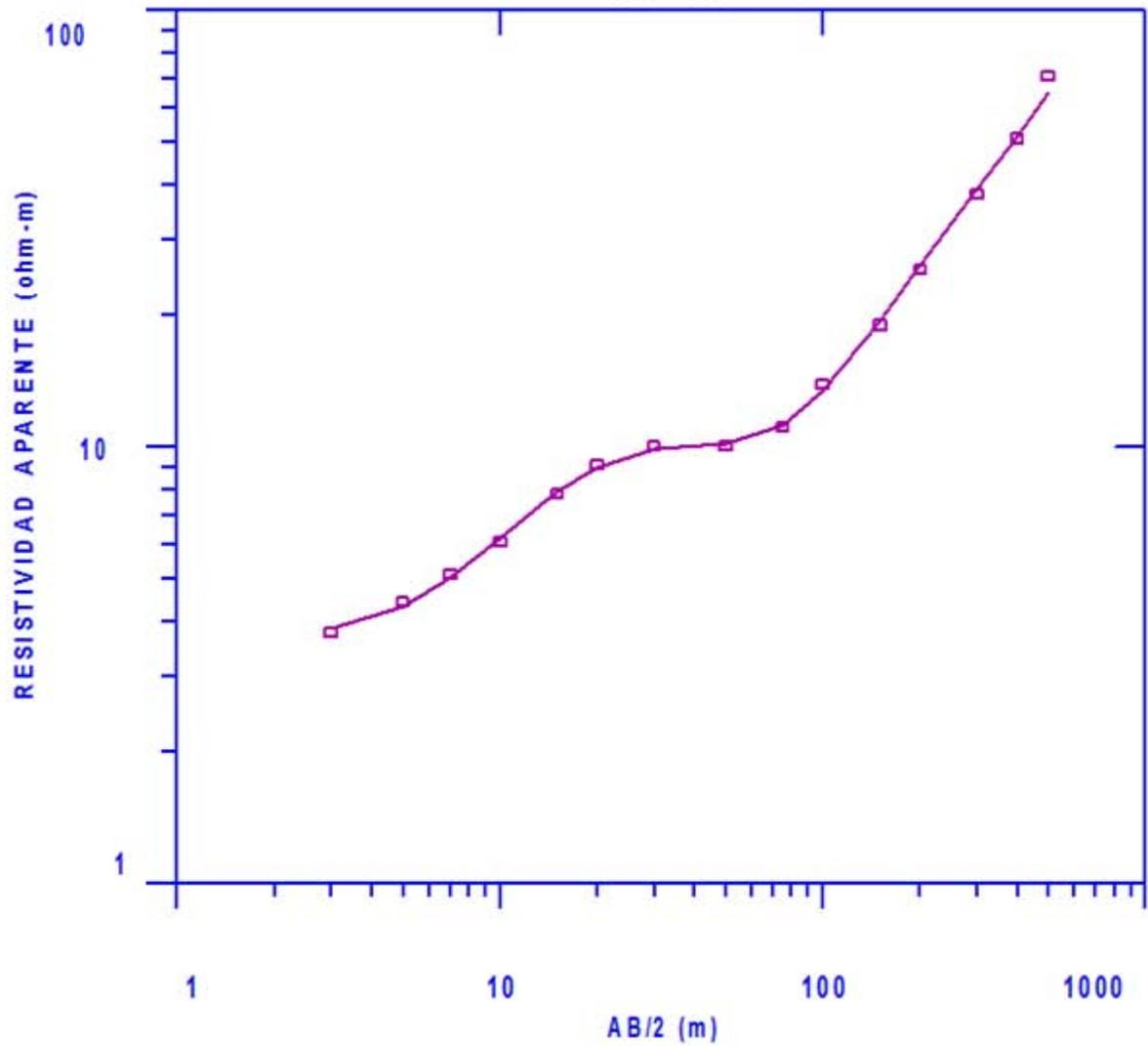
SEV 15



SEV 16



SEV 17



SEV 18

