

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

POSGRADO EN GEOCIENCIAS APLICADAS

**Delimitación Aeromagnética del Bloque Jalisco.
Implicaciones Geohidrológicas en Tequila,
Jalisco.**

Tesis que presenta

Juan Manuel González Piña

Para obtener el grado de

Maestría en Geociencias Aplicadas

**Director de la Tesis:
Dr. Héctor López Loera**

San Luis Potosí, S.L.P., Febrero de 2014



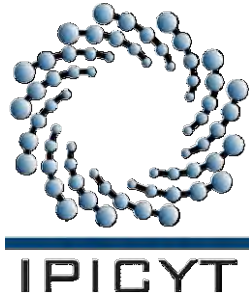
Constancia de aprobación de la tesis

La tesis "***Delimitación Aeromagnética del Bloque Jalisco. Implicaciones Geohidrológicas en Tequila, Jalisco***" presentada para obtener el Grado de Maestro en Geociencias Aplicadas fue elaborada por **Juan Manuel González Piña** y aprobada el **seis de febrero del dos mil catorce** por los suscritos, designados por el Colegio de Profesores de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Dr. Héctor López Loera
Director de la tesis

Dr. Vsevolod Yutxis
Miembro del Comité Tutorial

Dr. Pablo Dávila Harris
Miembro del Comité Tutorial



Créditos Institucionales

Esta tesis fue elaborada en el Laboratorio de Geofísica de la División de Geociencias Aplicadas 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 262285) 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 002 del Libro Primero de Actas de Exámenes de Grado del Programa de Maestría en Geociencias Aplicadas está asentado lo siguiente:

En la ciudad de San Luis Potosí a los 6 días del mes de febrero del año 2014, se reunió a las 16:30 horas en las instalaciones del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., el Jurado integrado por:

Dr. Vsevolod Yutsis	Presidente	IPICYT
Dr. Pablo Dávila Harris	Secretario	IPICYT
Dr. Héctor López Loera	Sinodal	IPICYT

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

MAESTRO EN GEOCIENCIAS APLICADAS

sustentó el C.

Juan Manuel González Piña

sobre la Tesis intitulada:

Delimitación Aeromagnética del Bloque Jalisco. Implicaciones Geohidrológicas en Tequila, Jalisco

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 17:30 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 convenga, se extiende el presente documento en la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P., México, a los 6 días del mes de febrero de 2014.


Dr. Marcial Bonilla Marín
Secretario Académico




Mtra. Ivonne Lizette Cuevas Vélez
Jefa del Departamento del Posgrado

Dedicatoria

A mis padres:

Dulce Piña Corona y Luciano González Romero,
por haberme brindado la oportunidad de estudiar,
por su esfuerzo, dedicación y su entera confianza.
Gracias por siempre estar a mi lado, gracias por sus
palabras, sus actos y por su amor incondicional.
Mis logros son por ustedes y para ustedes

A mi hermano:

Por ser el mejor de los hermanos, por su apoyo
y sus buenos deseos. A ti hermano porque de haber
nacido después de ti, serías mi ejemplo a seguir.

A mi familia:

Por siempre estar a mi lado, por preocuparse por
mi, por sus palabras de aliento y sus buenos consejos.

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer de la manera más atenta a la División de Geociencias Aplicadas por todo el apoyo otorgado y las facilidades que me brindaron a lo largo de la realización de este trabajo.

De igual manera quiero agradecer al Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica A.C. (IPICYT) por el apoyo durante la maestría.

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

Agradezco sinceramente al Dr. Héctor López Loera por la paciencia y el tiempo que me tuvo. Agradezco el conocimiento brindado en el desarrollo de este trabajo y más aun, la mano de amigo que me extendió.

A los investigadores de la División de Geociencias Aplicada por todo el conocimiento que me fue compartido, en especial al Dr. José Alfredo Ramos Leal por ser un amigo más dentro de la institución.

A mis sinodales, el Dr. Pablo Dávila Harris y el Dr. Vsevolod Yutsis.

Al Ing. Víctor Julián Martínez Ruíz por sus consejos, asesorías y las buenas pláticas geológicas.

A Fred Yoan Pérez Corona por toda su ayuda, tanto en campo como en el trabajo de gabinete.

A mi familia por su apoyo incondicional y sus buenos deseos.

Agradezco a Ángeles, Gabi y Cintia por toda la ayuda brindada en todo este tiempo, a David por sus asesorías, a Omar, Edgar y Rogelio por su ayuda en campo, a Rosaira, Janete, Zenón, Simón, Pablo y mis compañeros de División por toda su ayuda.

ÍNDICE

Constancia de aprobación de la tesis	ii
Créditos institucionales	iii
Acta de examen	iv
Dedicatorias	v
Agradecimientos	vi
Lista de figuras	x
Lista de tablas	xiii
Abreviaturas	xiv
Resumen	xv
Abstract	xvi
<hr/>	
Capítulo 1. Generalidades	1
1.1. Introducción	1
1.2. Justificación	1
1.3. Objetivos	3
1.4. Área de estudio	3
1.4.1. Bloque Jalisco (BJ)	3
1.4.1.1. Marco tectónico regional	3
1.4.1.2. Trabajos de investigación previos	5
1.4.2. Tequila, Jalisco	6
1.4.2.1. Relieve	7
1.4.2.2. Clima	8
1.4.2.3. Tipos de suelo	9
1.4.2.4. Uso de suelo y vegetación	11
1.4.2.5. Recursos naturales	12
Capítulo 2. Geología	13
2.1. Geología del Bloque Jalisco (BJ)	13
2.2. Geología de Tequila, Jalisco	15
Capítulo 3. Método magnético	21
3.1. Campo magnético terrestre	21
3.2. Generalidades del método magnético	22
3.2.1. Conceptos básicos	23
3.2.1.1. Fuerza magnética	23
3.2.1.2. Campo magnético	23
3.2.1.3. Intensidad de magnetización	23
3.2.1.4. Momento magnético	24
3.3. Propiedades magnéticas de las rocas	24
3.3.1. Susceptibilidad magnética	24
3.3.2. Permeabilidad magnética	25
3.3.3. Comportamiento magnético de los materiales	25
3.4. Aspectos teóricos	26
3.4.1. Inducción magnética y magnetismo terrestre	26
3.4.2. Magnetismo remanente	27

3.4.3. Variaciones del campo magnético terrestre	29
3.4.4. Magnetismo terrestre	30
3.4.5. Filtros matemáticos	31
3.4.5.1. Derivada en la vertical o derivada en Z	31
3.4.5.2. Reducción al polo	32
3.4.5.3. Continuación ascendente	33
3.4.5.4. Señal analítica	34
Capítulo 4. Método geoelectrico	35
4.1. Método de resistividad eléctrica con corriente directa (CD)	35
4.2. Principios del método de resistividad con corriente continua	36
4.2.1. Teoría básica	38
4.2.2. Medición de la resistividad	40
4.2.3. Resistividad aparente	42
4.2.4. Factores que controlan la resistividad de los materiales terrestres	43
4.3. Configuración de electrodos	45
4.3.1. Configuración Schlumberger	46
4.3.2. Penetración de la corriente	47
4.3.3. Profundidad de investigación	48
4.3.4. Ruido de resistividad eléctrica	49
4.4. Técnica de procedimiento en campo	50
4.4.1. Sondeos Eléctricos Verticales (SEV's)	50
4.4.2. Elección del arreglo de electrodos	51
4.5. Interpretación de los datos del Sondeo Eléctrico Vertical	51
4.5.1. Tipos de curvas del sondeo eléctrico	51
4.5.2. Limitaciones del método de resistividad eléctrica	52
4.5.3. Método de inversión y modelación	53
Capítulo 5. Metodología	55
5.1. Magnetometría Aérea	55
5.1.1. Procesamiento	57
5.2. Magnetometría Terrestre	58
5.2.1. Equipo utilizado	58
5.2.2. Características del levantamiento magnético terrestre	59
5.2.3. Procesamiento	60
5.3. Método geoelectrico	61
5.3.1. Equipo utilizado	61
5.3.2. Características del levantamiento geoelectrico	62
5.3.3. Procesamiento	66
Capítulo 6. Interpretación y resultados	67
6.1. Magnetometría Aérea	67
6.1.1. Campo Magnético Residual (CMR)	67
6.1.2. Campo Magnético Reducido al Polo (CMRP)	68
6.1.3. Dominios Aeromagnéticos (DAM)	70
6.1.4. Lineamientos aeromagnéticos	73
6.1.4.1. Lineamientos aeromagnéticos superficiales	73

6.1.4.2. Lineamientos aeromagnéticos profundos	76
6.1.5. Límite del Bloque Jalisco (BJ)	77
6.1.6. Enfoque a Tequila, Jalisco	84
6.2. Magnetometría Terrestre	86
6.2.1. Dominios Magnéticos	86
6.2.2. Lineamientos magnéticos del CMRP	88
6.2.2.1. Primera derivada vertical continuada ascendentemente 100 m	88
6.2.2.2. Primera derivada vertical continuada ascendentemente 250 m	90
6.2.2.3. Primera derivada vertical continuada ascendentemente 500 m	93
6.2.2.4. Lineamientos magnéticos terrestres y SEV's	96
6.3. Sondeos Eléctricos Verticales (SEV's)	98
6.3.1. Distribución de la resistividad aparente en el subsuelo	98
6.3.2. Morfología de las curvas SEV	101
6.3.3. Secciones geoelectricas	105
6.3.3.1. Sección A – A'	106
6.3.3.2. Sección B – B'	108
6.3.3.2. Sección C – C'	111
Conclusiones	114
Referencias	116
Anexos	122

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1.1 Uso del agua en el estado de Jalisco.
- Figura 1.2 Marco tectónico actual del occidente de México.
- Figura 1.3 Ubicación geográfica del municipio de Tequila, Jalisco.
- Figura 1.4 Relieve del municipio de Tequila, Jalisco.
- Figura 1.5 Distribución de los tipos de clima que presenta el municipio de Tequila.
- Figura 1.6 Distribución de los tipos de suelos dominantes en el municipio de Tequila.
- Figura 1.7 Distribución de suelos y vegetación en el municipio de Tequila.
- Figura 2.1a Geología regional del Bloque Jalisco.
- Figura 2.1b Columna estratigráfica del Bloque Jalisco
- Figura 2.2 Geología del área de estudio dentro de la cabecera municipal de Tequila, Jalisco.
- Figura 2.3 Columna estratigráfica del área de estudio en Tequila, Jalisco.
- Figura 2.4 Contacto geológico entre el lapilli y la brecha volcánica en camino al balneario de Tequila.
- Figura 2.5 Contacto geológico entre las brechas volcánicas y las rocas andesíticas dentro del balneario de Tequila.
- Figura 3.1 Líneas de campo magnético.
- Figura 3.2 Tipos de comportamientos magnéticos.
- Figura 3.3 Representación grafica del ciclo de Histéresis.
- Figura 3.4 Ejemplo de la variación diurna del campo magnético terrestre.
- Figura 3.5 Componentes del campo magnético en un punto cualquiera de la superficie terrestre.
- Figura 3.6 Relación entre los campos observados, reducción al polo y pseudo gravedad.
- Figura 3.7 Relación entre h y el número de onda (n).
- Figura 4.1 Circuito eléctrico.
- Figura 4.2 Configuración electródica para un factor geométrico arbitrario.
- Figura 4.3 Tipos de arreglos usados en estudios de resistividad.
- Figura 4.4 Curvas de sondeo Schlumberger.
- Figura 5.1 Equipo utilizado en la Magnetometría Terrestre.
- Figura 5.2 Distribución de las secciones magnéticas terrestres en el área de estudio.
- Figura 5.3 Equipo utilizado en el levantamiento geoeléctrico.
- Figura 5.4 Mapa de localización de los puntos de sondeo eléctrico (SEV's).
- Figura 6.1 Mapa del Campo Magnético Residual (CMR).
- Figura 6.2 Mapa del Campo Magnético Reducido al Polo (CMRP).
- Figura 6.3 Configuración del CMRP continuado ascendentemente marcando

- los Dominios Aeromagnéticos (DAM).
- Figura 6.4 Mapa de lineamientos aeromagnéticos superficiales con filtro de 1aDz continuado ascendentemente 3 km del CMRP.
- Figura 6.5 Diagrama de rosas con direcciones preferenciales de los lineamientos aeromagnéticos superficiales.
- Figura 6.6 Mapa de lineamientos aeromagnéticos profundos con filtro de 1aDz continuado ascendentemente 10 km del CMRP.
- Figura 6.7 Diagrama de rosas con direcciones preferenciales de los lineamientos aeromagnéticos profundos
- Figura 6.8 Mapa del CMRP continuado ascendentemente 1 km proponiendo un límite para el BJ comparado con el marco tectónico regional.
- Figura 6.9 Mapa del CMRP continuado ascendentemente 3 km proponiendo un límite para el BJ comparado con el marco tectónico regional.
- Figura 6.10 Mapa del CMRP continuado ascendentemente 5 km proponiendo un límite para el BJ comparado con el marco tectónico regional.
- Figura 6.11 Mapa del CMRP continuado ascendentemente 5 km comparando límites propuestos para el BJ con otros autores.
- Figura 6.12 Mapa del CMRP continuado ascendentemente 5 km comparando límites, la triple unión y marco tectónico regional para el BJ.
- Figura 6.13 Mapa del CMRP continuado ascendentemente 1 km. Enfoque a Tequila, Jalisco.
- Figura 6.14 Mapa del CMRP continuado ascendentemente 100 m. Dominios magnéticos.
- Figura 6.15 Mapa del CMRP con 1aDz continuado ascendentemente 100 m. Lineamientos superficiales.
- Figura 6.16 Diagrama de rosas con direcciones preferenciales de los lineamientos superficiales.
- Figura 6.17 Mapa del CMRP con 1aDz continuado ascendentemente 250 m. Lineamientos intermedios.
- Figura 6.18 Diagrama de rosas con direcciones preferenciales de los lineamientos intermedios.
- Figura 6.19 Mapa del CMRP con 1aDz continuado ascendentemente 500 m. Lineamientos profundos.
- Figura 6.20 Diagrama de rosas con direcciones preferenciales de los lineamientos profundos.
- Figura 6.21 Comparación del comportamiento de los lineamientos en las 3 configuraciones.
- Figura 6.22 Lineamientos superficiales, intermedios y profundos con SEV's realizados sobre ellos.
- Figura 6.23 Configuración de iso-resistividades a diferentes aberturas de AB/2.

- Figura 6.24 Grafica de frecuencias de las curvas geoeléctricas.
- Figura 6.25 Distribución de los Dominios Geoeléctricos.
- Figura 6.26 Distribución y dirección de las secciones en la zona de estudio.
- Figura 6.27 Sección A – A' mostrando la pseudosección eléctrica, sección geoeléctrica y la sección geológica.
- Figura 6.28 Sección B – B' mostrando la pseudosección eléctrica, sección geoeléctrica y la sección geológica.
- Figura 6.29 Sección C – C' mostrando la pseudosección eléctrica, sección geoeléctrica y la sección geológica.

LISTA DE TABLAS

Tabla 3.1	Susceptibilidad magnética de las rocas más comunes.
Tabla 4.1	Resistividades comunes de rocas y/o materiales y agua en diferentes estados.
Tabla 4.2	Profundidad de investigación vs dispositivos electródicos.
Tabla 5.1	Características de los vuelos aeromagnéticos del SGM para las siete cartas que cubren el BJ.
Tabla 5.2	Características de las secciones magnéticas terrestres realizadas en la zona de estudio.
Tabla 5.3	Aberturas máximas de AB/2.
Tabla 5.4	Coordenadas de los 48 SEV's que se realizaron dentro de la zona de estudio.

ABREVIATURAS

BJ.	Bloque Jalisco.
SMO	Sierra Madre Occidental.
CVTM	Cinturón Volcánico Transmexicano.
SGM	Servicio Geológico Mexicano.
SEV	Sondeos Eléctricos Verticales.
BV	Brechas Volcánicas.
RV	Rocas Volcánicas.
RP	Reducción al polo.
1aDz	Primera Derivada en la Vertical o en Z.
SA	Señal Analítica.
CD	Corriente Directa.
CA	Corriente Alterna.
RMS	Raíz Media Cuadrada (por sus siglas en ingles).
CMR	Campo Magnético Residual.
CMT	Campo Magnético Total.
CMRP	Campo Magnético Reducido al Polo.
GPS	Sistema de Posicionamiento Global (por sus siglas en ingles).
CVC	Complejo Volcánico de Colima.
VC	Volcán de Colima.
DAM	Dominios Aeromagnéticos.
CFE	Comisión Federal de Electricidad.
DM	Dominios Magnéticos.
DG	Dominios Geoeléctricos.

Resumen

Delimitación Aeromagnética del Bloque Jalisco. Implicaciones Geohidrológicas en Tequila, Jalisco.

Para este estudio, se plantearon dos objetivos principales, divididos en tres etapas, los cuales se cumplieron utilizando dos métodos geofísicos, el magnético y eléctrico.

En el cumplimiento del primer objetivo, el cual es proponer un límite septentrional y oriental para el Bloque Jalisco (BJ), se utilizó la magnetometría aérea, debido a que es posible cubrir una gran extensión de terreno y brinda grandes cantidades de información, además de que es una primera etapa para el reconocimiento geológico. La información aeromagnética fue adquirida del Servicio Geológico Mexicano (SGM) en un formato ascii (X, Y, Z), a la cual se le aplicaron diversos algoritmos matemáticos que nos permitieron definir los lineamientos superficiales y profundos del BJ, seis Dominios Aeromagnéticos (DAM) asociados a diferentes unidades geológicas y definir el límite septentrional y oriental del bloque.

El límite del BJ se asocia con movimientos de distensión, los cuales a su vez producen un fracturamiento en las rocas, mismos que son asociados con permeabilidades secundarias. En las proximidades del límite norte propuesto, se encuentra Tequila, Jalisco, lugar donde se desarrollaron las etapas de semidetalle y detalle para el cumplimiento del segundo objetivo, mismo que consiste en delimitar zonas con posibilidades acuíferas. Dentro de la etapa de semidetalle se realizaron 41 secciones magnéticas terrestres con dirección E – W, con la información de dichas secciones se generó un mallado al cual se le aplicaron diferentes algoritmos matemáticos para marcar los lineamientos superficiales, intermedios y profundos, así como cinco Dominios Magnéticos (DM). En la etapa de detalle se realizaron 48 Sondeos Eléctricos Verticales (SEV's), con los que se identificaron las mejores zonas para pozos de extracción de agua.

PALABRAS CLAVE. Límite del Bloque Jalisco, Magnetometría aérea, Magnetometría terrestre, Método geoelectrico, Prospección geohidrológica, Tequila, Jalisco.

Abstract

Aeromagnetic Delineation of the Jalisco Block. Geohydrologic Implications in Tequila, Jalisco.

For this study, two main objectives were proposed, divided into three stages, which were accomplished using two geophysical methods, the magnetic and the electric.

In fulfilling the first objective, which is to propose a northern and eastern boundary for the Jalisco Block (JB), aerial magnetometry was used, because it is possible to cover a large terrain extension and provides large amounts of information, besides it is a first stage for the geological reconnaissance. The aeromagnetic data was acquired from the Mexican Geological Survey (SGM) in a ASCII format (X, Y, Z), to which various mathematical algorithms were applied that allowed us to define the superficial and deep alignments, six Aeromagnetic Domains (AMD) associated to different geological units and to define the northern and eastern boundary of the block.

The limit of the JB is associated with distension movements, which in turn produce fracturing in the rocks, which are themselves associated with secondary permeabilities. In the vicinity of the proposed northern boundary, is Tequila, Jalisco, place where the semi-detailed and detailed stages were developed for the fulfillment of the second objective, which consist in to delineate the areas with aquifer potential. Within the stage of semi-detailed 41 terrestrial magnetic sections were performed in E – W direction, with the information from these sections a mesh was generated for which different mathematical algorithms were applied to mark the superficial, intermediate and deep alignments, as well as five Magnetic Domains (DM). In the detail stage, 48 Vertical Electrical Soundings (VES) were performed, with which the best areas for water extraction wells were identified.

KEY WORDS. Jalisco Block Boundary, Aerial magnetometry, Terrestrial magnetometry, Geoelectric method, Geohydrological Prospection, Tequila, Jalisco.

1. Generalidades

1.1. Introducción

El Bloque Jalisco (BJ), ha sido una zona muy estudiada por diversos investigadores desde hace algunas décadas y en los recientes años, con la finalidad de proponer un límite septentrional. Algunas de las investigaciones realizadas en dicha zona, proponen un límite que separa al BJ de la Sierra Madre Occidental (SMO), también se menciona la interacción con el Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) (*Quintero-Legorreta, 1992; Ferrari et al., 1999; Rossotti et al., 2002*). En el presente estudio se trabajó con información digital aeromagnética obtenida del Servicio Geológico Mexicano (SGM), la cual fue procesada por medio del software Oasis montaj de *GeosoftTM*, con la intención de proponer un límite para el norte y este del BJ, siguiendo los lineamientos de bajos magnéticos asociados a zonas de debilidad y/o fracturas y/o fallas geológicas presentes en las diferentes configuraciones ascendentes del Campo Magnético Reducido al Polo (CMRP).

El estudio se centró en el municipio de Tequila, Jalisco, el cual está ubicado en las cercanías del límite N del BJ, en una zona volcánica perteneciente al CVTM, esta zona presenta permeabilidades secundarias, mismas que se asocian con procesos tectónicos regionales. Este hecho nos permitió enfocarnos en la búsqueda de agua subterránea empleando métodos geofísicos como la Magnetometría Terrestre (etapa de semidetalle) y Sondeos Eléctricos Verticales (SEV's) (etapa de detalle). Se realizaron 41 líneas magnéticas terrestres de distancias variables en un área de 17 km^2 aproximadamente y 56 SEV's empleando el arreglo Schlumberger con aberturas máximas variables de 1000 m a 1500 m, de los cuales 48 de ellos están dentro de la cabecera municipal de Tequila.

1.2. Justificación

No hay duda que en la actualidad el manejo de los recursos hídricos debe tener una mayor eficiencia para el suministro de los requisitos de la población, la agricultura y la industria. El crecimiento de la población, demanda cada vez un mayor volumen de agua para satisfacer sus necesidades, lo que conlleva a la búsqueda de nuevos mantos acuíferos para su futura explotación y la distribución del valioso líquido vital.

El principal y mayor consumidor de agua en el estado de Jalisco es el uso agrícola con el 57%, el 27% se destina al uso público urbano, el 13% a otros usos y el 4%

a la industria (*Programa hídrico Jalisco 2030, CONAGUA 2007*), la distribución del agua, se muestra en la Figura 1.1. El estado de Jalisco, en su conjunto, es un reflejo de lo que sucede a nivel nacional en materia hidráulica, ya que se encuentra inmerso en un proceso de profundos cambios que obligan a adecuar acciones para aprovechar las oportunidades y prevenir, reducir o evitar posibles efectos negativos. Presenta una compleja problemática del agua, derivada de las variaciones en la precipitación y la competencia por dicho líquido. En varias subregiones del Estado no se dispone de los volúmenes necesarios que demandan los distintos usuarios cuando se presentan períodos críticos, como ocurrió en décadas pasadas. (*CONAGUA, 2007*).

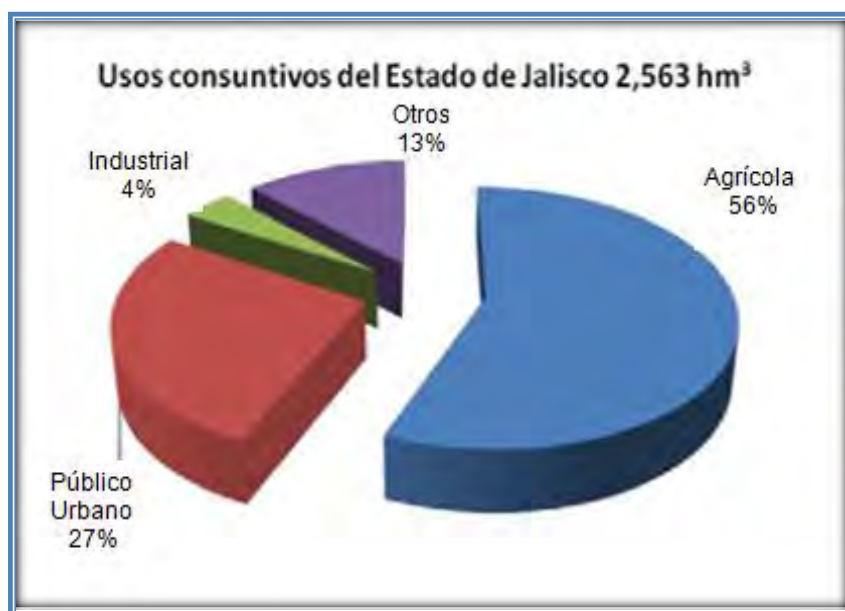


Figura 1.1: Uso del agua en el estado de Jalisco (*CONAGUA, 2007*).

Entre los principales problemas ambientales causados por la explotación excesiva de los mantos acuíferos se encuentra el deterioro de los ecosistemas, el agotamiento de manantiales, el descenso del nivel del agua subterránea, la reducción de los caudales base de los ríos, la subsidencia y agrietamientos del terreno, el deterioro de la calidad fisicoquímica del agua subterránea y la salinización de suelos (*Custodio, 1992*). La competencia por el recurso ha hecho surgir conflictos entre los usuarios e incluso entre entidades federativas. El problema de la sobre-explotación de los acuíferos es cada vez más grave en el país (*CNA, 2000*). Debido a esto es de vital importancia encontrar nuevas fuentes de agua para abastecer la demanda de este recurso.

1.3. Objetivos

El objetivo del presente trabajo consiste en proponer los límites oriental y septentrional del Bloque Jalisco (BJ) en base a la Magnetometría Aérea y compararlos con otros límites basados en la geología y tectónica regional de la zona, propuestos por diferentes autores (*Ferrari, 2000; Rossotti, et al., 2002; Rutz y Núñez, 2004*).

Un segundo objetivo es explorar de manera indirecta el municipio de Tequila, Jalisco, mediante Magnetometría Terrestre y la aplicación de Sondeos Eléctricos Verticales (SEV's) para obtener información hidrogeológica de la litología del subsuelo así como fracturas, zonas de debilidad y detectar las unidades geoelectricas que presenten potencial de almacenar y transmitir agua subterránea a través de pozos de extracción.

1.4. Área de estudio

1.4.1. Bloque Jalisco (BJ)

1.4.1.1. Marco tectónico regional

Los procesos de apertura en el Occidente de México dieron lugar a la formación de los grábenes de Tepic-Zacoalco, Colima y Chapala (*Gastil, 1978; Demant, 1981 y Allan, 1986*), los cuales acompañaron al proceso de apertura inicial del Golfo de California. Los grábenes de Tepic-Zacoalco y Colima junto con la trinchera del Pacífico, delimitaron al bloque tectónico de Jalisco (del Cretácico-Paleoceno, Figura 1.2). De esta forma quedó delimitado el Bloque Jalisco. A menudo el límite septentrional es interpretado a lo largo del valle del río Grande de Santiago, pasando por el área de la presa Santa Rosa y posteriormente continúa hacia el Noroeste hasta Tepic mediante el graben San Pedro-Ceboruco (*Ferrari et al., 2003*).

Ferrari et al. (2002) recurren a estos elementos tectónicos para explicar el dominio meridional o transpresivo entre el BJ y el Sur de la SMO. Ubicándose en el Mioceno medio, los esfuerzos diferenciales aplicados a la placa Norteamericana a ambos lados del límite de subducción de las placas Magdalena-Cocos, como consecuencia de una disminución de la subducción de la placa de Magdalena, reactivó el límite entre el Bloque Jalisco y la Sierra Madre Occidental induciendo un movimiento lateral izquierdo durante el proceso inicial de la apertura del Golfo

de California (14-12 Ma) y muy próximo al fin de la subducción de la microplaca Magdalena (*Ferrari, 1995*).

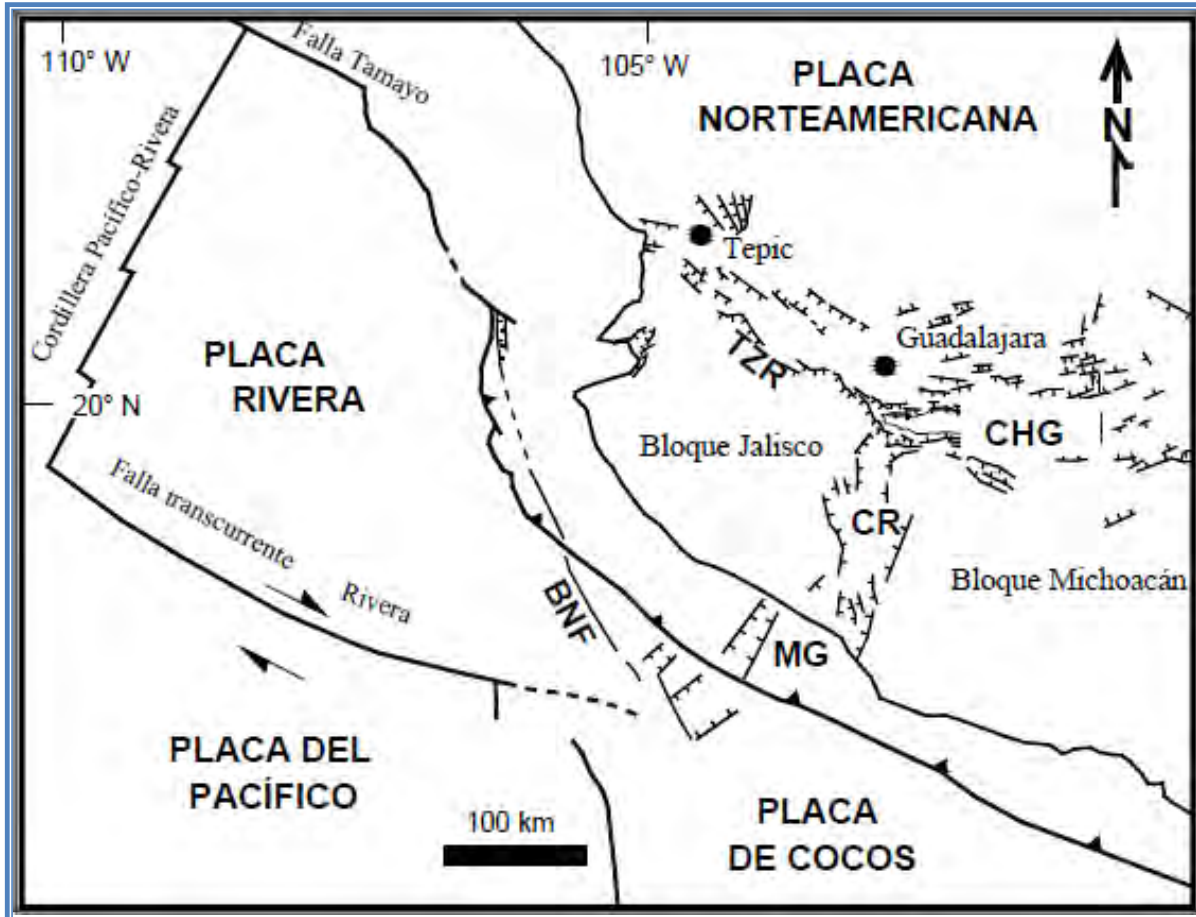


Figura 1.2: Marco tectónico actual del occidente de México (*Tomado de Ferrari y Rosas, 2000*). BNF.- Falla de Barra de Navidad, TZR.- Graben de Tepic - Zacoalco, CR.- Graben de Colima, MG.- Graben de Manzanillo y CHG.- Graben de Chapala.

El contraste entre la subducción menguante de la microplaca Magdalena y la constante subducción de la placa de Cocos añadió una pequeña dirección convergente entre los 14 y 12.9 Ma, que pudo originar la deformación transpresiva observada a lo largo de la proyección al interior del continente del límite de la microplaca Magdalena-Cocos, esto también corresponde con el límite entre la Sierra Madre Occidental y el Bloque Jalisco (*Ferrari et al., 2002*).

1.4.1.2. Trabajos de investigación previos

Diversos autores han trabajado en proponer un límite septentrional al BJ basados en fallas o lineamientos con dirección WNW – ESE presentes en el N del estado de Jalisco. Varias de las interpretaciones de la tectónica regional hablan de un límite entre la Sierra Madre Occidental (SMO) y el Bloque Jalisco (BJ).

Nieto-Obregón et al. (1985) en su interpretación de la tectónica regional emplean el nombre de graben Tepic-Chapala como el límite septentrional del Bloque Jalisco (nombre también usado por Demant, 1981) y su rumbo lo representan mediante el lineamiento estructural que define el valle del río Grande de Santiago y que llamaron “The Río Grande Santiago Shear Zone”. En el sitio de la presa Santa Rosa, este valle lo consideran como resultado de una deformación debida a una fase de fallamiento lateral con sentido diestro y argumentan que en el curso en zigzag del río Santiago, las fallas de rumbo NE-SW representan las fallas antitéticas relacionadas con el movimiento lateral diestro de la falla, siendo los segmentos de rumbo NW-SE las fallas de tipo sintético (Páez, 2010).

El valle del río Grande de Santiago fue objeto de estudio para determinar la dirección de los fallamientos que delimitan al BJ. Quintero-Legorreta et al. (1992) realizaron un estudio sobre la falla de desplazamiento lateral de rumbo N30°W que aflora a lo largo del valle del río Grande de Santiago, en la región de Santa Rosa, Jalisco. Con base en los escalones de falla y estrías subhorizontales que observaron, determina un movimiento lateral de tipo siniestro. Sus observaciones basadas en la ausencia de fallas tectónicas en un cono escoriáceo (0.9 Ma, Nieto-Obregón et al., 1985) y depósitos aluviales que le subyacen, indican que la falla de desplazamiento lateral del río Grande de Santiago afecta sólo a la secuencia de ignimbritas de 17 Ma, por lo que no está activa y no forma el límite septentrional actual del bloque Jalisco, la frontera activa actual se buscaría más al Sur a lo largo del lineamiento de volcanes activos entre Tepic y Guadalajara. Las fallas de dirección NW-SE que Nieto-Obregón (1981) interpretó como antitéticas, presentan estrías características de fallas normales y las relaciona con una extensión de dirección NE-SW y WNW-ESE ligada al proceso de apertura del Golfo de California, las considera independientes al régimen tectónico que originó la falla de desplazamiento lateral. El régimen de compresión lateral siniestra que originó dicha falla y un plegamiento débil de las ignimbritas estuvo activo entre los 17 y 9 Ma y terminó en el Mioceno tardío, le siguió un régimen tectónico de extensión activo entre 5 y 4.6 Ma (Páez, 2010).

Rodríguez-Castañeda y Rodríguez-Torres (1992) señalan que la configuración de fallas y fracturas sugiere la existencia de una falla transcurrente, cuya traza define el curso actual del río Grande de Santiago. Este desplazamiento a rumbo se

originaría sólo con una compresión entre la placa Rivera y la placa Norteamericana, en lugar de un punto triple postulado por otros autores. Estos autores definen tres eventos, uno de compresión, orientado NW-SE hasta hace 30 Ma, y dos de extensión NE-SW (de 30 a 10 Ma, Oligoceno tardío al Mioceno medio) y NW-SE (Mioceno medio al Holoceno), este fallamiento se puede correlacionar con el que ocurre en la provincia fisiográfica de Cuencas y Sierras, y proponen que la falla del río Santiago pudiera ser parte de la evolución del Golfo de California en su extremo meridional.

Ferrari (1995), postula que el límite entre el Bloque Jalisco y la Sierra Madre Occidental fue reactivado como una zona de transferencia mediante plegamiento transpresional, fallamiento lateral izquierdo y de cabalgamientos menores que ocurrieron entre 14.5 y 11.5 Ma durante el proceso de apertura inicial del Golfo de California acompañado por un movimiento del Bloque Jalisco en dirección Este-Sureste. Posteriormente entre los 12 y 9 Ma tuvo lugar un evento transtensivo en este límite debido al movimiento del Bloque Jalisco en dirección Oeste-Noroeste acorde con el movimiento hacia el NW de Baja California.

Respecto a que el río Santiago corre en buena parte del área que se ha identificado como el graben Tepic-Chapala, Rossotti et al. (2002) postulan que a lo largo del valle de dicho río las fallas de rumbo WNW-ESE son de edad Mioceno a Cuaternario. El contacto tectónico entre el batolito cretácico del Bloque Jalisco y las ignimbritas de la Sierra Madre Occidental lo interpretan como un sobrecorrimiento oblicuo lateral izquierdo del Mioceno medio que más tarde se reactivó como una transtensión lateral derecha.

1.4.2. Tequila, Jalisco

El municipio de Tequila tiene una superficie de $1,233 \text{ km}^2$, debido a esto se ubica en la posición 16 con relación al resto de los municipios del estado de Jalisco. La cabecera municipal se localiza casi al centro del estado de Jalisco, ligeramente al poniente, entre las coordenadas $20^{\circ} 25' 00''$ y $21^{\circ} 12' 30''$ de latitud Norte y $103^{\circ} 36' 00''$ y $104^{\circ} 03' 30''$ de longitud Oeste y se encuentra a 1,189 msnm.

Colinda al norte con el municipio de San Martín de Bolaños y los estados de Nayarit y Zacatecas; al este, con el estado de Zacatecas y los municipios de San Cristóbal de la Barranca, Zapopan y Amatitán; al sur, con los municipios de Amatitán, Teuchitlán, Ahualulco de Mercado, Antonio Escobedo y Magdalena; y al oeste, con los municipios de Magdalena y Hostotipaquillo (*Prontuario de información geográfica municipal de los Estados Unidos Mexicanos, 2009*).



Figura 1.3: Ubicación geográfica del municipio de Tequila, Jalisco (modificado de INEGI, 2005).

1.4.2.1. Relieve

El municipio de Tequila se encuentra dentro de la provincia del eje neovolcánico, en la subprovincia Guadalajara. Tequila está situado en diferentes relieves; tiene pocas tierras planas, a excepción de algunos pequeños valles; y su orografía es muy irregular. Aunque destacan los relieves del cañón y sierras con mesetas donde se ubican los principales centros de población, este tipo de relieves abarca el 86.47% del territorio municipal, en donde podemos encontrar a las orillas del río Santiago y del Chico elevaciones de 700 msnm, mientras que en el sur del municipio se registran más de 2,900 msnm; en la parte norte, las alturas son de 1,700 msnm y 1,800 msnm, pero al este, en la Sierra de Balcones, hay alturas de 2,300 msnm (INEGI, 2005).

Cuenta con 14 elevaciones principales; entre las que destaca, ubicado al sur, el Cerro de Tequila con una altura que asciende a 2,940 msnm. Las poblaciones se encuentran ubicadas en diferentes altitudes, pudiéndose apreciar una diferencia marcada entre el valle de Tequila, que oscila entre los 1000 y 1200 msnm, mientras que en la denominada La Sierra la altura es del orden de los 1820 msnm.

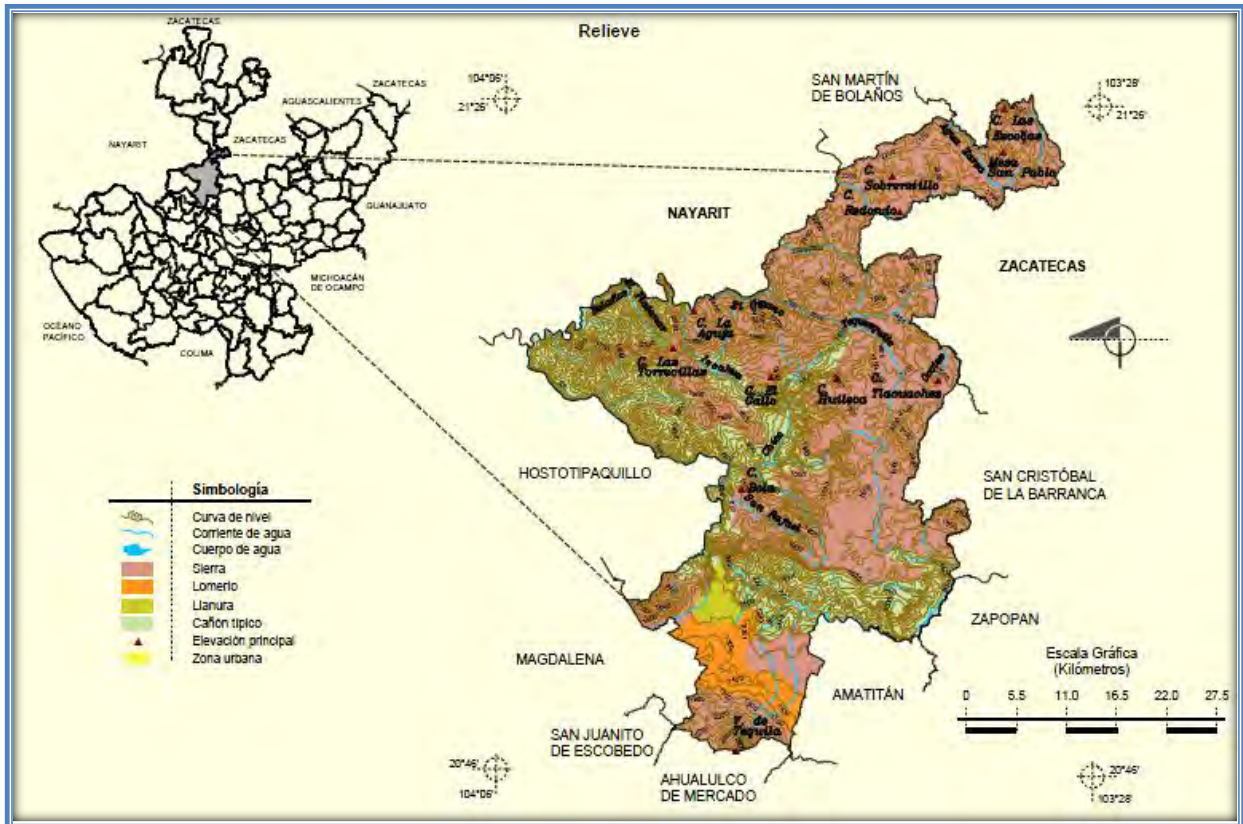


Figura 1.4: Relieve del municipio de Tequila, Jalisco (INEGI, 2005).

1.4.2.2. Clima

El clima del municipio es semiseco con invierno y primavera secos, y semicálidos sin estación invernal definida, con una temperatura media anual de 23.2° C. Presenta una precipitación media anual de 1,073.1 milímetros, con un régimen de lluvias que se presentan en los meses de junio a octubre. Los vientos dominantes son en dirección noreste y sureste. El promedio de días con heladas al año es de 0.4 días sobre todo en la parte norte (INEGI, 2005).

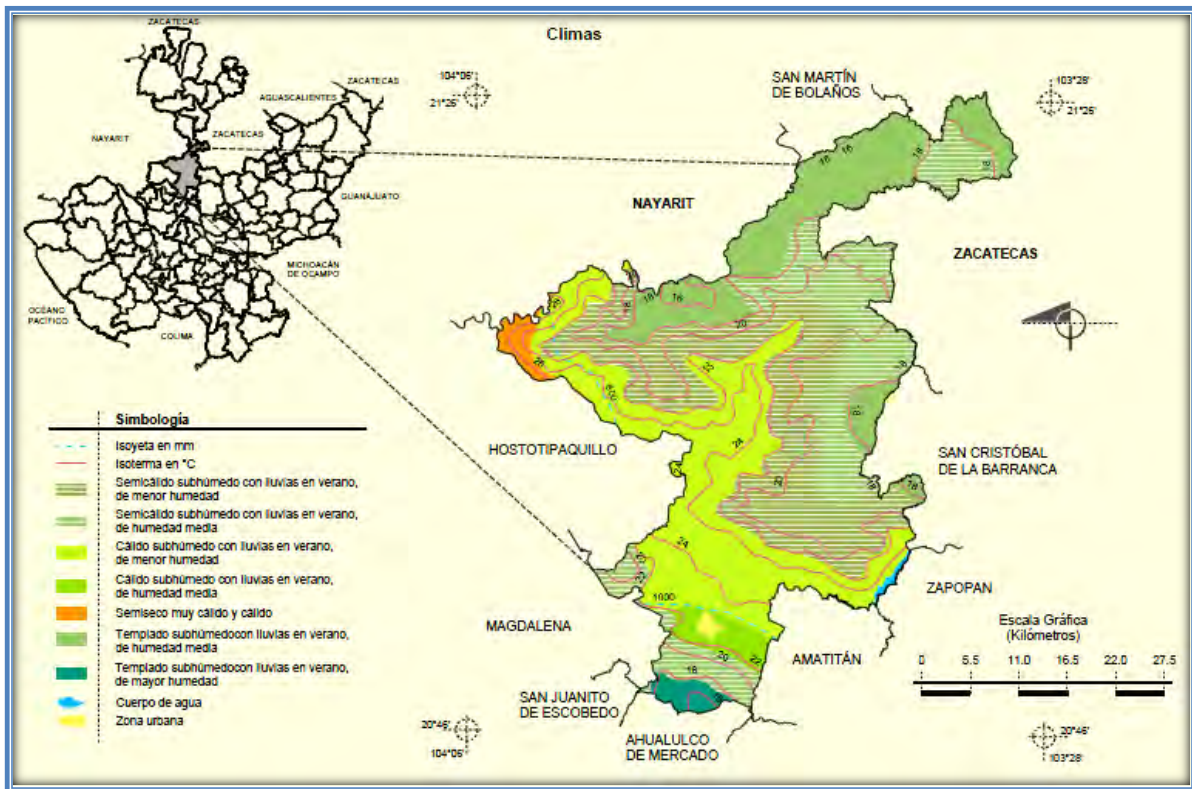


Figura 1.5: Distribución de los tipos de clima que presenta el municipio de Tequila (INEGI, 2005).

En el municipio se identifican siete subclimas, de los cuales se destacan los siguientes:

- Predomina el cálido subhúmedo con lluvias en verano de menor humedad con un porcentaje del 29.18%, donde se desarrolla la mayor producción de ciruelas y de mango, quinto producto que aporta recursos al municipio.
- El semicálido subhúmedo con lluvias en verano de menor humedad se ubica en el 26.27% del territorio municipal, donde se localiza el bosque de roble y encino.
- Semicálido subhúmedo con lluvias en verano de humedad media, que cubre al 21.42% del territorio.
- Templado subhúmedo con lluvias en verano de humedad media, que abarca el 15.81% del territorio.

1.4.2.3. Tipo de suelo

Los suelos dominantes pertenecen al tipo Luvisol crómico y órtico y Regosol eútrico, encontrándose como suelo asociado el Feozem lúvico y Litosol.

En las zonas planas alrededor de la cabecera municipal los suelos tienen las siguientes características: el tipo de suelo predominante en la zona de estudio es el Luvisol Vértico. Este suelo contiene vegetación de bosque y selva. Son frecuentemente rojos o claros y, están secos cuando presenta grietas en el subsuelo; son de fertilidad moderada a alta. Este tipo de suelo al saturarse de agua total o parcialmente tiende a expandirse; son principalmente arcillosos compuestos por partículas minerales que tienen gran afinidad con el agua.

Esta afinidad es causa de la hinchazón que experimenta provocando fuertes presiones de empuje o alzamiento; inversamente se presentan fuertes contracciones o agrietamientos cuando se seca. Esto define que tengan un drenaje deficiente y llegan a provocar hundimientos irregulares en las construcciones así como cuarteaduras en las paredes. Son suelos de alta susceptibilidad a la erosión. Se localiza la mayor parte al este del municipio y unas pequeñas porciones al noroeste, asentándose en este tipo de suelo la localidad de Tequila.

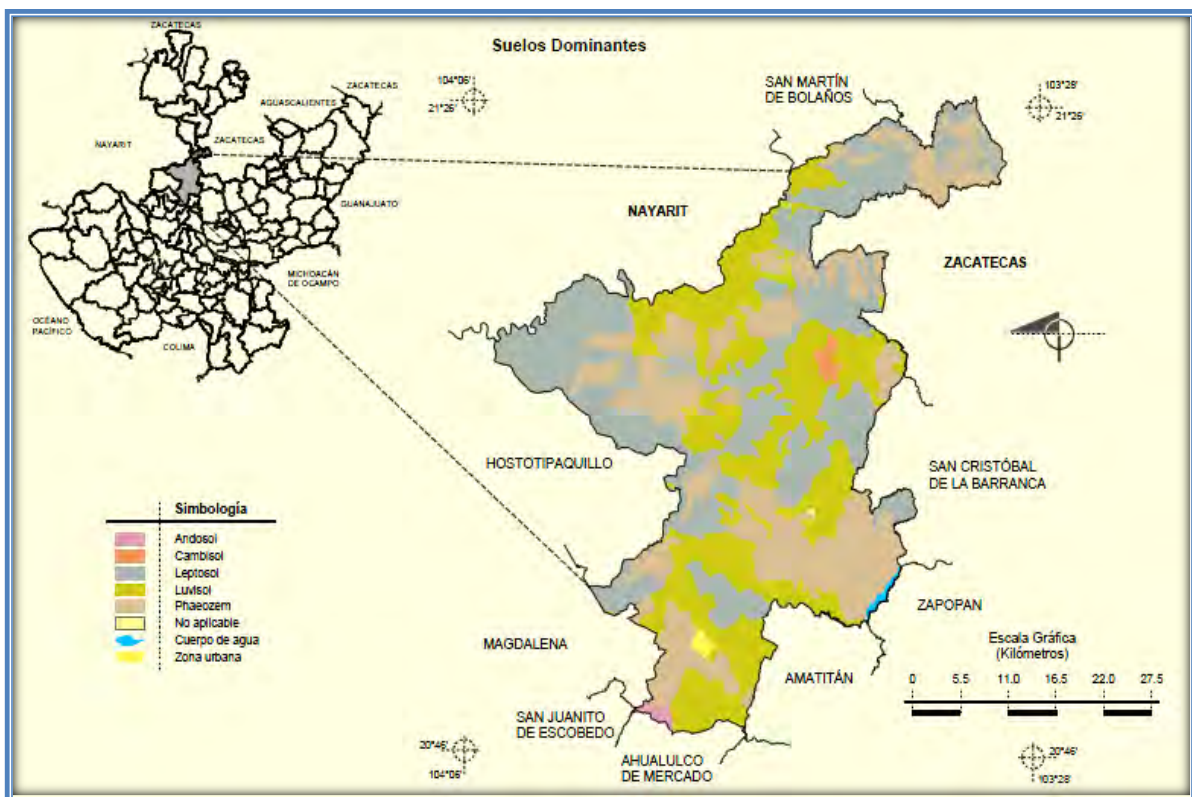


Figura 1.6: Distribución de los tipos de suelos dominantes en el municipio de Tequila (INEGI, 2005).

Otro tipo de suelo existente en la zona es el Regosol Eútrico ubicado al poniente y sur de área de estudio; se caracteriza por ser un suelo claro y se parecen bastante a la roca que subyace en ellos, cuando no son profundos. Frecuentemente son someros, su fertilidad es variable y su uso agrícola está principalmente condicionado a su profundidad y al hecho de que no presente pedregosidad. Son de susceptibilidad variable a la erosión (INEGI 2005).

1.4.2.4. Uso de suelos y vegetación

El municipio tiene una superficie territorial de 136,414 hectáreas, de las cuales son consideradas como agrícolas 15,033 ha, de ellas 102 ha. Son de riego y 14,931 ha. son de temporal; en bosque se tienen consideradas 28,430 ha, 5,305 ha. de pasto, 412 ha. urbanas y 39,900 ha. consideradas como improductivas. Sin embargo de esta clasificación tanto en el rubro de pasto como el de improductivas, mucha superficie es utilizada en la plantación de agave.

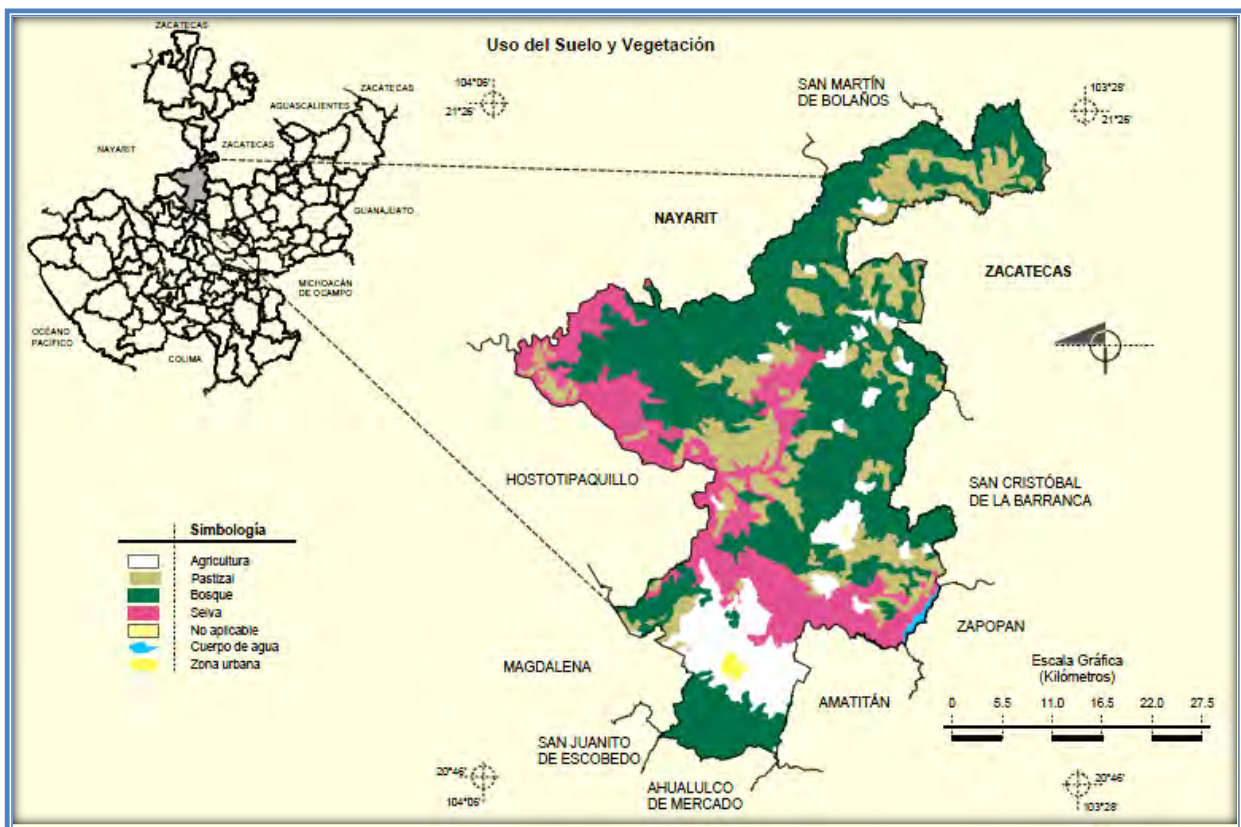


Figura 1.7: Distribución del suelos y vegetación en el municipio de Tequila (INEGI, 2005).

La mayor parte del suelo tiene un uso agrícola y pecuario. La tenencia de la tierra en su mayoría corresponde a la propiedad privada, con grandes extensiones que aún pertenecen a las empresas tequileras (*INEGI, 2005*).

La Flora está compuesta por la siguiente vegetación nativa: tepame para forraje, papelillo rojo madera, pitayo comestible y tepeguaje; bosque de pino, roble y encino; madroño, mezcal, mezquite, guamúchil, además de plantaciones de nopal, pitahaya, plátano, mango, huizache, limón, ciruelo y aguacate. Y el territorio cuenta con el 14.76% de los siguientes pastizales: zacate pelillo, zacate colorado, zacate tres barbas y navajilla para forraje.

La fauna está representada por especies como el venado, coyote, tejón, zorra, zorrillo, ardilla, armadillo, conejo, mapache y gran variedad de aves y reptiles.

1.4.2.5. Recursos naturales

La riqueza natural con que cuenta el municipio está representada por 28,430 hectáreas de bosque donde predominan especies de pino, roble, madroño, encino y mezquite, principalmente. Sus recursos minerales son yacimientos de oro, plata, plomo, cobre, ópalo, caolín y bentonita (*INEGI, 2005*).

2. Geología

2.1. Geología del Bloque Jalisco (BJ)

El BJ está dominado en su gran mayoría por un ambiente volcánico el cual tuvo lugar del Cretácico superior al Terciario temprano (*Ferrari y Pasquaré, 1999*). Presenta numerosos depósitos volcanoclásticos que corresponden a distintos eventos de diferentes fuentes, como los depósitos de avalancha de escombros de gran espesor que se presentan en el Sur del Complejo Volcánico de Colima (CVC) (*López-Loera y Gutiérrez-Pineda, 1977*), también se presentan cuerpos intrusivos de composición granodiorítica, como es el caso del graben de Bahía Banderas, ubicado al NE de Bahía Banderas (*SGM, carta geológico-minera F13-11*), algunas de las rocas intrusivas se ven afectadas por metamorfismo de grado medio, el cual se incrementa de SE a NW del bloque, mismas que se ven afectadas por pliegues y fallamientos probablemente relacionadas con la orogenia Laramide, se observan también secuencia de sedimentos marinos (*Ferrari et al., 1999*).

En las Sierras de Zapotán y de Vallejo, dominan las intercalaciones de secuencias turbidíticas y rocas volcánicas. Las rocas volcánicas son riolitas, tobas de flujo de cenizas y andesitas principalmente expuestas en las Sierras de Guamúchil y Jolapan (*Ferrari y Pasquaré, 1999*).

Las edades de las rocas volcánicas expuestas en el BJ van desde 114 Ma a 52 Ma (*Gastil et al., 1978; Wallace y Carmichael, 1989; Lange y Carmichael, 1991; Richter et al., 1995*), 60 Ma a 80 Ma (*Richter et al., 1995*).

Las rocas plutónicas consisten en granito, granodiorita y tonalita que entre todos ellos forman un gran batolito al Sur y SE de Puerto Vallarta, y probablemente representa el basamento de todo el BJ (*Ferrari y Pasquaré, 1999*). Sus edades oscilan entre 108 Ma y 45 Ma (*Gastil et al., 1978; Allan, 1986; Kohler et al., 1988 y Zimmermann et al., 1988*).

La geología regional del Bloque Jalisco, se describe de manera gráfica en la Figura 2.1a, el cual se encuentra delimitado por las coordenadas UTM (Universal Transverse Mercator) Xmax: 764752, Xmin: 420601, Ymax: 2350000 y Ymin: 1990346, esta área cubre los estados de Nayarit, Aguascalientes, Jalisco, Colima y Michoacán.

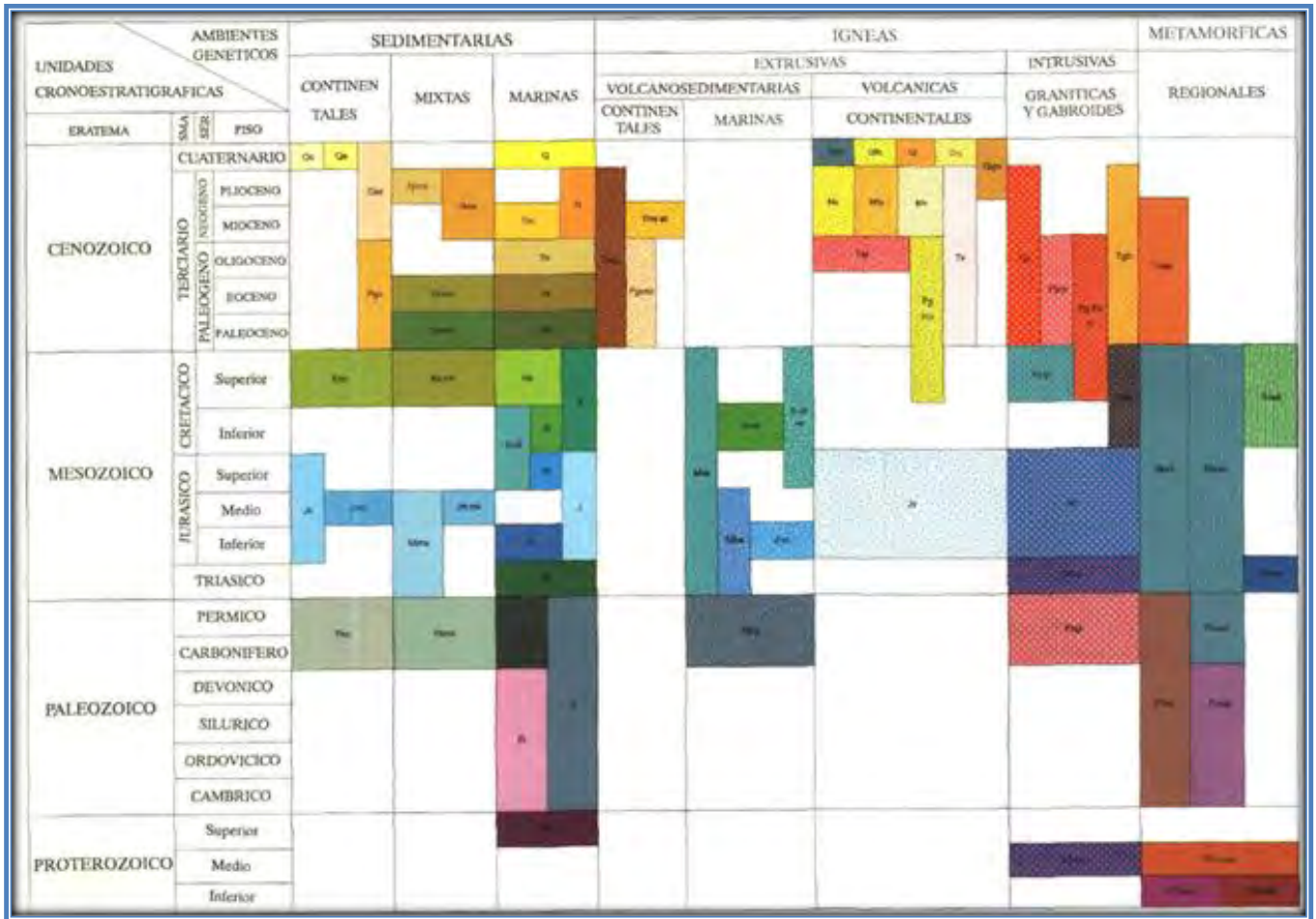


Figura 2.1b: Columna estratigráfica del Bloque Jalisco.

2.2. Geología de Tequila, Jalisco

La geología de la zona de Tequila, Jalisco, está constituida principalmente por afloramientos de rocas volcánicas extrusivas, las cuales proceden de la misma fuente, del volcán Tequila, ubicado al Sur del municipio con el mismo nombre, de estas rocas extrusivas se pueden distinguir tres tipos (Figura 2.2).

Las dacitas son las rocas extrusivas con una menor presencia en la zona de estudio, están ubicada en la porción centro norte con dirección NW – SE, presenta un contacto al SW con las riolitas, estas dos unidades están separadas por una falla geológica que está seccionada en dos partes con dirección NW - SE, al NE están en contacto con material piroclástico, al SE están limitadas por una falla con dirección opuesta. En el extremo Este de la cabecera norte de la zona de estudio se presenta otra vez la dacita pero en esta ocasión con una dirección NNW – SSE. Las dacitas se caracterizan por ser lavas de composición intermedia, compuestas

principalmente por feldespatos, plagioclasas y cuarzo. Su origen es de un magma profundo que sufre un rápido enfriamiento.

UNIDADES LITOLÓGICAS DE TEQUILA, JALISCO

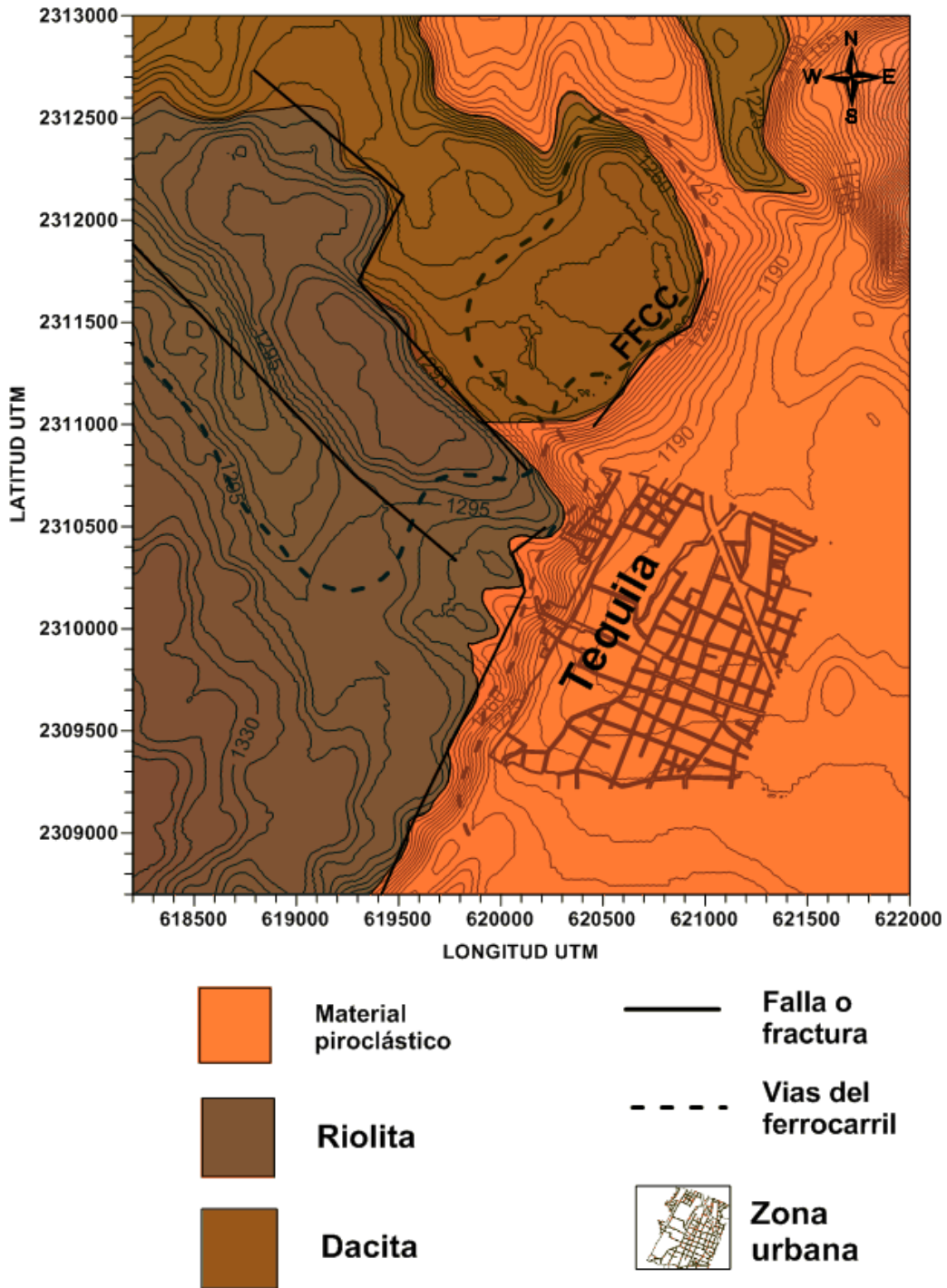


Figura 2.2: Geología del área de estudio dentro de la cabecera municipal de Tequila, Jalisco.

Las rocas riolíticas se hacen presentes al SW y W de la zona de estudio, las cuales son delimitadas al SE por una falla geológica con dirección NE – SW, al NE por el contacto con las rocas dacíticas, presenta cerca de la cota 1295 una falla geológica, la cual es perpendicular al contacto con la dacita. Son rocas de composición ácida, con un tamaño de grano fino, son ricas en sílice por lo que mineralógicamente están compuestas por cuarzo, feldespatos y micas, presenta una textura afanítica, estas rocas también sufrieron un enfriamiento rápido, lo que ocasionó la formación de vidrio, es por esto que existe la presencia de obsidianas o vidrio volcánico.

El tercer tipo de roca extrusiva, es material piroclástico, el cual se presenta en el resto de la zona de estudio, rellenando las zonas más bajas del área. Estas rocas tienen su origen en una erupción volcánica (posiblemente Pliniana) que formó una columna eruptiva vertical depositando partículas relativamente pequeñas (de 2 a 64 mm) de composición basáltica definidas como tefras o lapilli.

La zona descrita anteriormente se presenta en un área de aproximadamente 17 km^2 , la cual está delimitada por las coordenadas UTM Xmax: 622000, Xmin: 618200, Ymax: 2313000 y Ymin: 2308600.

Como parte del reconocimiento geológico de la zona de estudio, se realizó un caminamiento para determinar una columna estratigráfica de las unidades geológicas presentes en la zona. A groso modo se identificaron seis unidades geológicas, la mayoría de ellas se pudieron definir en el camino hacia un balneario ubicado en la localidad llamada La Mula, perteneciente al municipio de Tequila.

Las rocas andesíticas fueron interpretadas como el basamento de nuestra área de estudio, sobreyaciendo a estas rocas encontramos una unidad de brechas volcánicas (BV) la cual subyace al lapilli, posteriormente encontramos la dacita y a las tobas volcánicas, la parte superficial de la columna estratigráfica de la zona está regida por rocas riolíticas. El contacto entre las andesitas y las brechas volcánicas es favorable para el almacenamiento y explotación de agua subterránea, ya que las brechas actúan como receptor y las andesitas como la roca sello por sus características impermeables. La Figura 2.3 muestra la estratigrafía registrada en la zona de estudio.

Columna estratigráfica

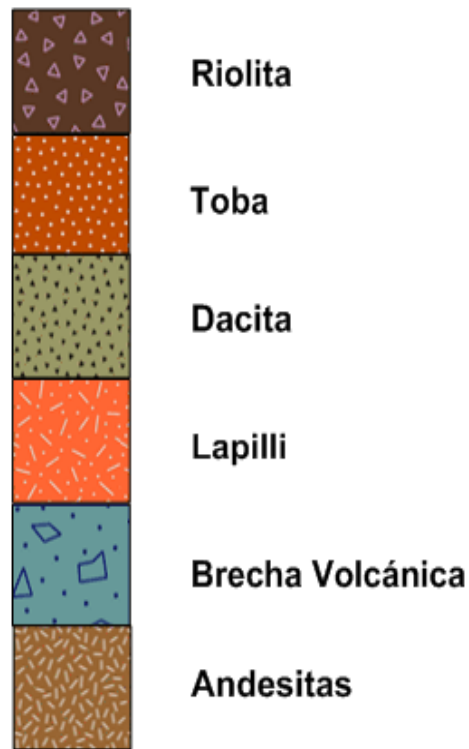


Figura 2.3: Columna estratigráfica del área de estudio en Tequila, Jalisco.

Los contacto entre el lapilli o tefra con la brecha volcánica (BV) y el contacto subyacente con las rocas andesíticas, se observan en las Figuras 2.4 y 2.5 respectivamente. Se puede apreciar en la Figura 2.4 que el lapilli está compuesto por partículas de tamaño pequeño y mediano y se presenta de una manera muy compacta, mientras que la brecha volcánica presenta fragmentos grandes y bloques angulares, los espacios entre fragmentos son rellenos por material más fino. Por las características presentadas en la BV, es la unidad con mayor potencial acuífero dentro de la zona de estudio.

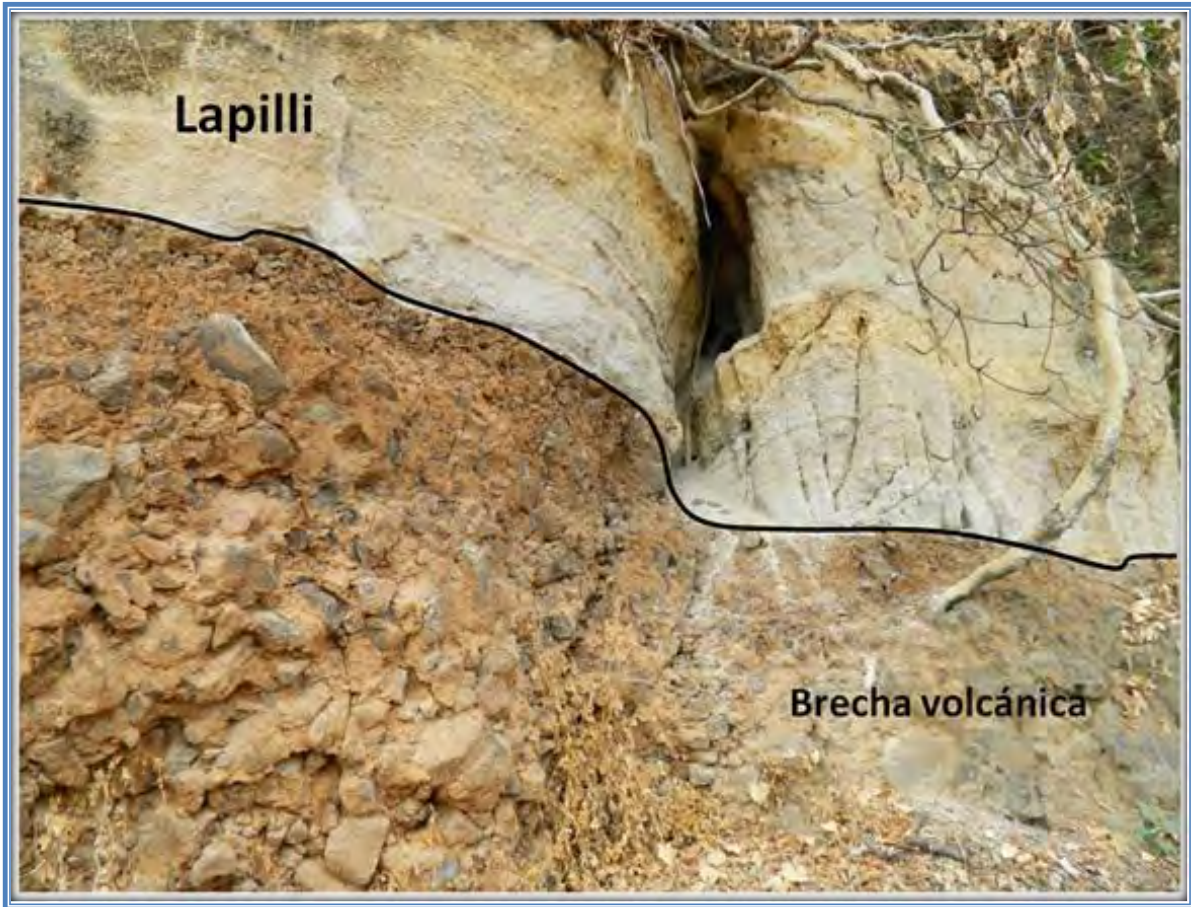


Figura 2.4: fotografía tomada en el camino al balneario de Tequila. Contacto geológico entre el lapilli y la brecha volcánica.

La Figura 2.5, es una fotografía tomada dentro del balneario de Tequila, en donde se aprecia el contacto geológico entre la BV y las rocas andesíticas, es en este contacto donde se produce la descarga del acuífero de Tequila.



2.5: fotografía tomada en el balneario de Tequila. Contacto geológico entre las brechas volcánicas y las rocas andesíticas.

Aunque el contacto no es del todo claro en la fotografía, se aprecia en buena manera la zona en donde el agua brota de entre las dos unidades mencionadas. Toda esta información es de suma importancia a la hora de llevar a cabo la interpretación geofísica.

3. MÉTODO MAGNÉTICO

El método magnético, como todos los métodos geofísicos, es un método indirecto el cual consiste en medir las variaciones del campo magnético terrestre y así inferir la geología del subsuelo. El levantamiento magnético se realiza tomando mediciones del campo magnético en la superficie terrestre, las mediciones son tomadas sobre una línea o perfil de manera equidistante con instrumentos llamados magnetómetros. Existen fuentes artificiales de campos magnéticos, como lo son las líneas de alto voltaje, es necesario que las mediciones que se hacen en campo estén alejadas de este tipo de fuentes para que nuestras lecturas solo sean del campo magnético terrestre.

Este método es útil para definir rasgos estructurales en la superficie del basamento, tales como cuerpos enterrados o rasgos estructurales en cuencas sedimentarias, lo cual puede ser de gran ayuda en prospección petrolífera o en búsqueda de aguas subterráneas. En prospección minera son empleados para localizar magnetita, pirrotita, o algunos otros minerales magnéticos, o para delimitar “trends” estructurales, donde el basamento se encuentra cubierto por aluvión u otros materiales superficiales (*Dobrin y Savit, 1988*).

3.1. Campo magnético terrestre

Se tiene evidencia que desde hace aproximadamente 2,600 millones de años existe el campo magnético terrestre, ya que la roca más antigua que se ha analizado paleontológicamente tiene esta edad.

El origen del campo magnético no está del todo entendido, pero mediante diversos estudios realizados se ha llegado a la conclusión de que el 80 o 90% del campo magnético terrestre es originado por las corrientes de convección que se presentan 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*). 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.

El campo magnético de la Tierra se parece al campo de un imán grande de barra cerca de su centro. En la superficie de la Tierra, el polo de este imán de barra equivalente, más 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”.

Si mantenemos la idea de que el centro de la Tierra se comporta como un imán, existen líneas de flujo que entran por el polo norte magnético y convergen en el polo sur. La dirección de las líneas de flujo se presenta vertical en los polos y horizontal en el ecuador.

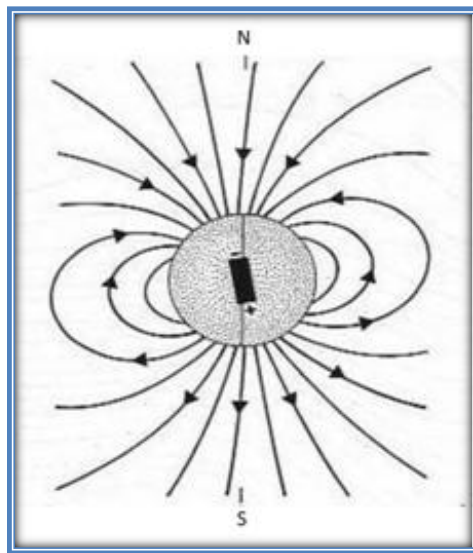


Figura 3.1: Líneas de campo magnético (modificada de Burger, 1992).

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. Estos efectos son el producto de la interacción entre el campo global y los campos magnéticos asociados con el viento solar (Campbell, 1997).

3.2. Generalidades del método magnético

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

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

3.2.1. Conceptos básicos

3.2.1.1. Fuerza Magnética

Está dada por la ecuación:

$$F = C \frac{PP_0}{r^2} \quad (3.1)$$

Así será expresada la fuerza F entre dos polos de fuerza P_0 y P respectivamente separados por una distancia r^2 .

La constante depende de las propiedades magnéticas del medio en el cual están situados los polos.

3.2.1.2. Campo magnético

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

$$H = \frac{P}{r^2} \quad (3.2)$$

3.2.1.3. Intensidad de magnetización

Cualquier material magnético al ser colocado en un campo magnético adquiere polos magnéticos en su superficie. En el caso de los materiales magnéticos moderados y campos débiles, la magnetización inducida, algunas veces llamada polarización, se da en la dirección del campo aplicado y la fuerza es proporcional a la fuerza de éste campo. La intensidad de magnetización J , puede ser considerada como la fuerza inducida por polo y por unidad de superficie a lo largo de una superficie normal al campo inducido (Dobrin y Savit, 1988).

$$J = \frac{d\bar{M}}{dv} \quad (3.3)$$

3.2.1.4. Momento magnético

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

3.3 Propiedades magnéticas de las rocas

3.3.1 Susceptibilidad magnética

Se define como la capacidad que tiene un material para adquirir magnetización (J), es decir, al someter una sustancia a un campo magnético externo (H), esta se magnetiza.

$$J = kH \quad (3.4)$$

Donde la constante de proporcionalidad K , recibe el nombre de susceptibilidad magnética. La susceptibilidad suele ser muy pequeña para la mayoría de las rocas e incluso negativa.

Tabla 3.1: Susceptibilidad magnética de las rocas más comunes. (Modificada de Telford, et al., 1990).

Tipo de rocas	Susceptibilidad x 10 ⁻³ (SI)	
	Rango	Promedio
Sedimentarias		
Dolomita	0 – 0.9	0.1
Caliza	0 – 3	0.3
Arenisca	0 – 20	0.4
Lutitas	0.01 – 15	0.9
Metamórficas		
Anfibolita		0.7
Gneiss	0.1 – 25	
Cuarcita		4
Serpentina	3 – 17	
Igneas		
Granito	0 – 50	2.5
Riolita	0.2 – 35	
Grabo	1 – 90	70
Basalto	0.2 – 175	70
Diorita	0.6 – 120	85
Peridotita	90 – 200	150
Andesita		160

Las unidades comúnmente usadas en magnetometría son: 1 Oersted = 1 Gauss = 10^5 gammas = 10^5 nT (T = Tesla), 1 gamma = 10^{-9} T = 1 nT.

3.3.2. Permeabilidad magnética

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

$$\mu = \frac{B}{H} = 1 + 4\pi k \quad (3.5)$$

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

3.3.3. Comportamiento magnético de los materiales

Los materiales se clasifican en tres grupos de acuerdo a su comportamiento al ser sometidos a un campo magnético externo (*Telford, 1976*): diamagnéticos, paramagnéticos y ferromagnéticos, estos últimos se dividen a su vez en ferrimagnéticos y antiferromagnéticos

a) Diamagnetismo: Consiste en una variación del radio y de la velocidad de giro de los átomos, con lo que varía el momento magnético de éstos, de forma que esta variación se opone al campo magnético exterior de acuerdo con la ley de Lenz. Las sustancias que presentan diamagnetismo son llamadas diamagnéticas como la sal, el bismuto, la anhídrita, etc. El resultado de este diamagnetismo es que el campo magnético es menor en el interior de estos cuerpos y presentan una susceptibilidad <0 , un ejemplo de estas sustancias es la anhídrita, el bismuto, por mencionar algunos.

b) Paramagnetismo: Se presenta en las sustancias en las que el momento magnético no es nulo, dada una simetría insuficiente en la disposición de los orbitales de los átomos; pero los momentos magnéticos de estos están en todas direcciones, con lo que estas sustancias aparecen como no magnéticas. Pero en presencia de un campo exterior, se ordenan de forma que refuerzan la acción de éste y presentan susceptibilidad > 0 , ejemplos de estas sustancias son el perclorato, platino, aluminio, etc.

c) Ferromagnetismo: Se presenta solo en el estado sólido en el que las fuerzas interatómicas son lo suficientemente grandes como para producir un paralelismo

de los momentos atómicos de un conjunto de átomos próximos, que forman los llamados recintos de Weiss. Son estos recintos los que se ordenan al someterlos a un campo exterior. El valor de la susceptibilidad de estos materiales es mucho mayor que para los paramagnéticos, y además depende de la historia previa del material. Se pueden mencionar como ejemplos el hierro, el acero, el cobalto, níquel, magnetita, ilmenita, etc. (Cantos, 1974).

d) Antiferromagnetismo: Aquí la magnetización está balanceada, es decir, los momentos magnéticos de la roca se encuentran ordenados por pares en sentidos inversos, así que no existe una magnetización externa por lo tanto no hay magnetización espontánea (Tarling, 1983).

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

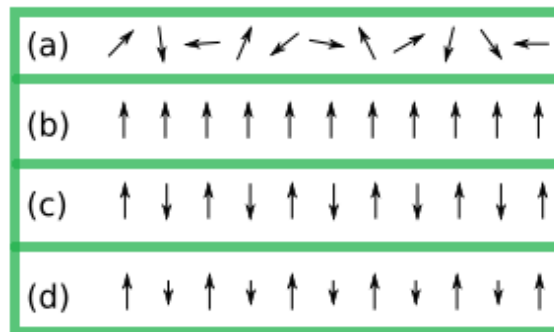


Figura 3.2: Tipos de comportamientos magnéticos, a) paramagnético, b) ferromagnéticos, c) antiferromagnético y d) ferrimagnético.

3.4. Aspectos teóricos

3.4.1 Inducción magnética y magnetismo inducido

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

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

$$H' = 4\pi J \tag{3.6}$$

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

$$B = H + H' = H + 4\pi J = H + 4\pi kH = (1 + 4\pi k)H \equiv \mu H \quad (3.7)$$

3.4.2. Magnetismo remanente

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

Si se tiene un cuerpo ferromagnético y es sometido a un campo inductor (un electroimán) en el que se puede variar la intensidad del campo H y midamos al mismo tiempo la inducción producida B . Si ponemos en unos ejes coordenados H en abscisas y B en ordenadas, obtendremos la curva de la Figura 3.3.

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

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

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

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

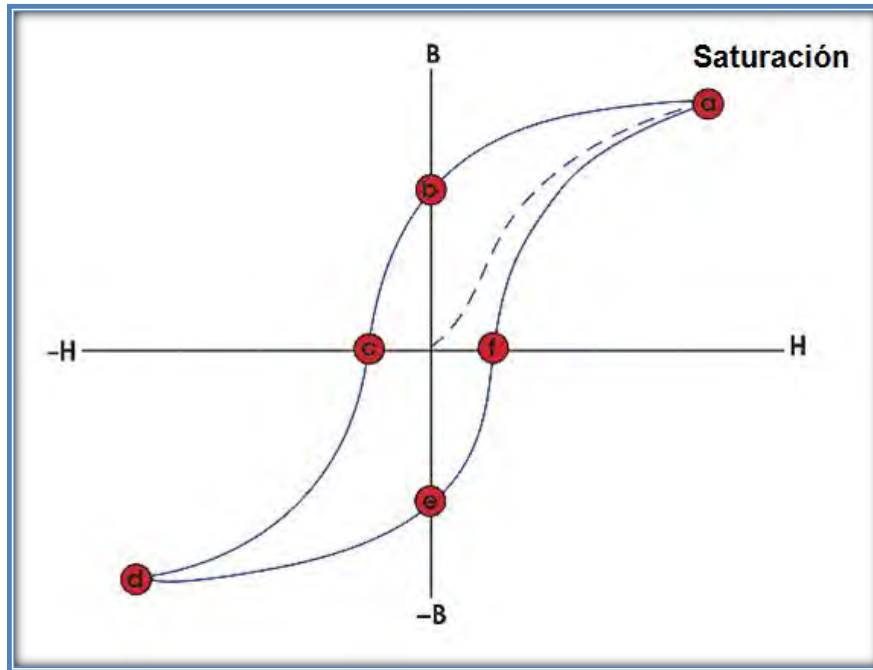


Figura 3.3: Representación gráfica del ciclo de Histéresis (modificada de Cantos, 1974).

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

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

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

3.4.3. Variaciones del campo magnético terrestre.

Existen diversos elementos internos y externos que modifican el campo magnético terrestre en tiempo y espacio.

Es necesario tener en cuenta estos elementos externos cuando se pretende realizar un levantamiento magnético ya que estos producen variaciones en el campo magnético terrestre debido a la interacción del campo magnético global y el campo asociado al viento solar.

Los principales efectos que son de interés en los levantamientos magnéticos son (*Nabighian, et al., 2005*):

- Variaciones diurnas (Figura 3.4): Son las más importantes desde el punto de vista de la prospección magnética. Su origen se debe a acción de los vientos solares, que a su vez provoca el achatamiento del campo geomagnético que está de frente al sol. Estas variaciones pueden alcanzar un valor de hasta 60 nT en 24 horas (*Telford, 1976*)
- 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.
- Un anillo de cargas en el ecuador es formado por la interacción del viento solar y el campo magnético terrestre, que produce variaciones de $\sim 10 \text{ nT}$ en latitudes cercanas al ecuador.

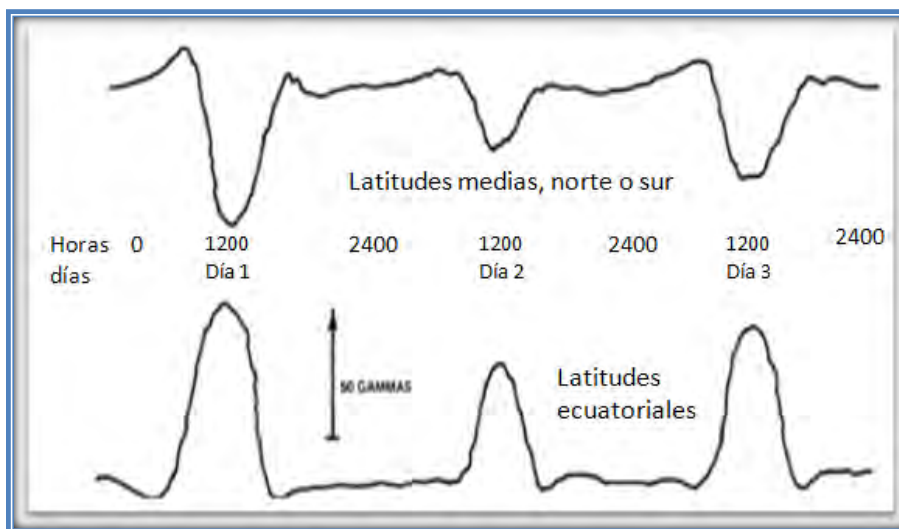


Figura 3.4: Ejemplo de la variación diurna del campo magnético terrestre (*Breiner, 1999*).

3.4.4. Magnetismo terrestre

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

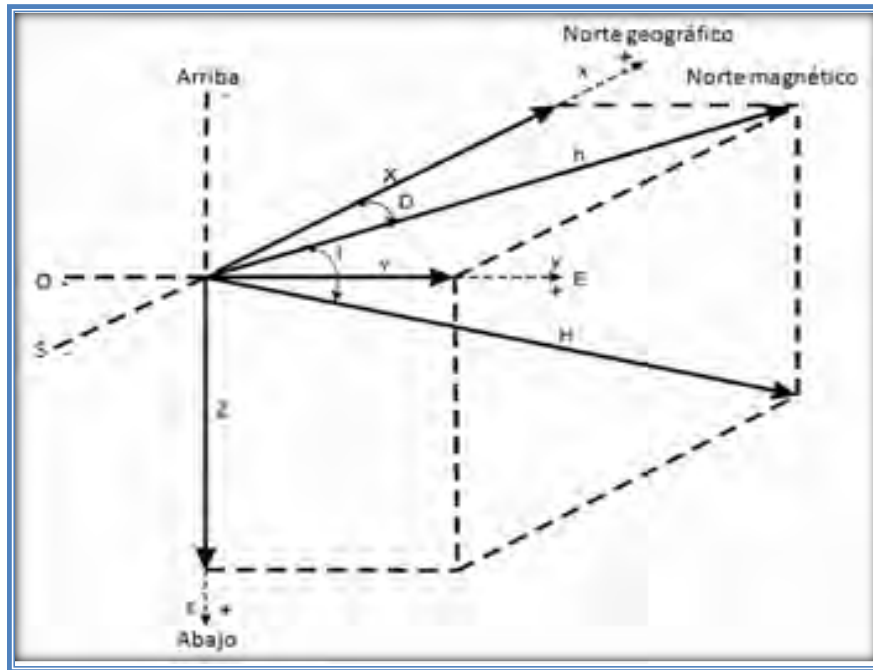


Figura 3.5: Componentes del campo magnético en un punto cualquiera de la superficie terrestre (modificada de Parasnis, 1979).

Donde:

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

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

h = Componente horizontal del campo magnético

z = Componente vertical del campo magnético

H = Intensidad del campo magnético terrestre

Y se relacionan de la siguiente manera:

$$H^2 = h^2 + z^2 = X^2 + Y^2 + Z^2$$

$$h = H \cos I \quad z = H \sin I$$

$$X = h \cos D \quad \tan I = \frac{z}{h}$$

$$Y = h \operatorname{sen} D \quad \tan D = \frac{y}{x}$$

El campo magnético terrestre se descompone en dos campos principales (*Cantos 1974*):

a) Campo interno: Es el preponderante, ya que equivale al 97% del campo magnético total. Este campo proviene del interior de la Tierra, como su nombre lo dice. 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.

Este campo a su vez se divide en:

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

3.4.5. Filtros matemáticos

3.4.5.1. Derivada en la vertical o derivada en Z

Es comúnmente usado al campo magnético total para mejorar la respuesta de las fuentes geológicas superficiales. El algoritmo matemático de este filtro (*Henderson y Ziets, 1949*) resalta la información relacionada con altas frecuencias que se

encuentran enmascaradas por frecuencias bajas que están asociadas a fuentes profundas (*Alldrege 1965*).

Calcula la tasa de cambio del campo magnético en la vertical sobre el mismo punto. Tiene el efecto de la nitidez de las anomalías o que permite una mejor ubicación espacial del origen de ejes y límites de las anomalías.

Existen diferentes litoestructuras que al estar en contacto sus anomalías magnéticas se sobrepone 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*).

Este filtro está dado por la ecuación:

$$L(r) = r^n \quad (3.9)$$

Donde:

n = Orden de diferenciación r = Número de onda (radianes/unidad de longitud)

3.4.5.2. Reducción al polo

Este filtro se basa en hacer una corrección espacial mediante 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 la causa. La reducción al polo se realiza en base a la siguiente ecuación:

$$L(\theta) = \frac{[\sin(I) - i \cdot \cos(I) \cdot \cos(D - \theta)]^2}{[\sin^2(Ia) + \cos^2(Ia) \cdot \cos^2(D - \theta)] \cdot [\sin^2(I) + \cos^2(I) \cdot \cos^2(D - \theta)]} \quad (3.8)$$

Donde:

D = Declinación

I = Inclinación

Ia = Inclinación para corrección de amplitud.

La Figura 3.6 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 alguna parte entre el mínimo y el máximo.

La posición real depende de la inclinación y de la declinación del campo de la tierra, así como de la dirección de magnetización del objeto. En el polo magnético (B), el campo magnético se dirige hacia abajo, la magnetización inducida también se dirige hacia abajo, en este caso, 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.

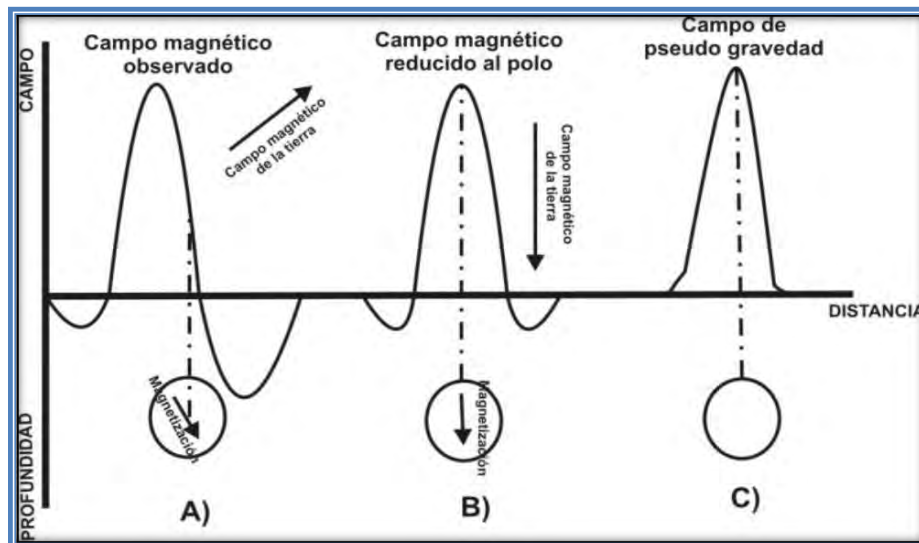


Figura 3.6: Relación entre los campos observados, reducción al polo y pseudo gravedad (tomada de Tchrnychev, 2004).

3.4.5.3. Continuación ascendente

Es considerado como un filtro limpio, ya que casi no produce efectos secundarios de distorsión como otros filtros. Este filtro transforma el campo potencial medido en una superficie, al campo que se mediría en otra superficie más alejada de las fuentes (*Henderson, 1970*), es decir, calcula los valores de campo magnético en un plano situado a diferentes alturas que el plano de observación original. Se eliminan rasgos estructurales y anomalías superficiales dejando a la vista los rasgos más regionales.

El filtro de continuación ascendente se basa en la Transformada Rápida de Fourier

$$L(r) = e^{-hr} \quad (3.10)$$

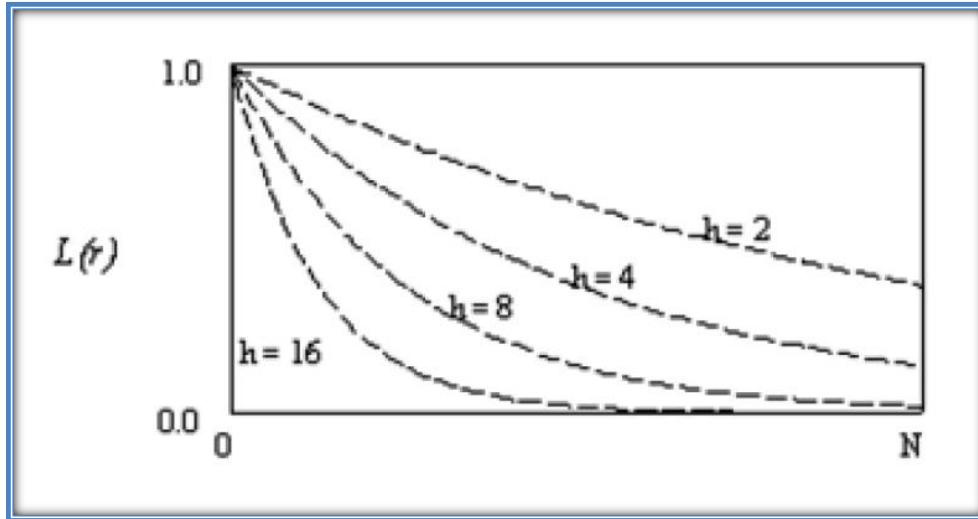


Figura 3.7: Relación entre h y el número de onda (r) (Henderson, 1970).

Donde:

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

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

3.4.5.4. Señal analítica

Permite resaltar las anomalías magnéticas producidas por discontinuidades geológicas de mediana a corta longitud de onda (Salem and Smith, 2005). El algoritmo de este filtro (Nabighian, 1972 y 1974) está basado en la raíz cuadrada de la suma de los cuadrados de las derivadas parciales X, Y y Z, teniendo como consecuencia la obtención del valor absoluto de la señal magnética. Es independiente de la dirección de cualquier campo potencial (Nabighian 1972, 1974, Roest et al., 1992).

$$|A(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial F(x, y)}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial F(x, y)}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial F(x, y)}{\partial z}\right)^2} \quad (3.11)$$

Donde:

$A(x, y)$ = señal analítica

$F(x, y)$ = campo magnético.

4. MÉTODO GEOELÉCTRICO

4.1. Método de resistividad eléctrica con corriente directa (CD)

La Prospección Geofísica puede definirse como una técnica que permite efectuar un diagnóstico de la constitución del subsuelo por interpretación de datos que son el resultado de las mediciones y de los cálculos de los efectos producidos por el flujo de la corriente eléctrica en el terreno. El método de resistividad eléctrica es la técnica geofísica más comúnmente utilizada para la exploración del agua subterránea. El propósito de las investigaciones eléctricas consiste en determinar la distribución de la resistividad del subsuelo haciendo mediciones en la superficie del terreno, mediante la aplicación de pulsos de corriente directa (CD) como estímulo y obtener al mismo tiempo el registro de la diferencia de potencial generada por el terreno a modo de respuesta. De estas mediciones, se puede estimar la resistividad y espesor verdaderos del subsuelo.

La aplicación del método de resistividad depende del contraste de la resistividad eléctrica entre los materiales del subsuelo. La resistividad de los materiales del subsuelo depende de diversos parámetros geológicos tales como su composición, textura, disposición el contenido mineral y de fluidos, la porosidad (incluyendo fracturas y zonas de alteración), del grado de saturación. Por lo tanto, el corte geológico real se puede considerar como una parte del espacio relleno con materiales de propiedades eléctricas diferentes (*Lakubovskii y Liajov, 1980*).

El método de resistividad se ha utilizado por muchas décadas en investigaciones hidrogeológicas, minería y geotecnia. En exploración del agua subterránea los estudios de resistividad son empleados para localizar zonas con conductividades relativamente altas correspondientes a un estrato saturado. También proporcionan información estructural y litológica, la resistividad también puede dar una indicación de la calidad del agua subterránea.

El método de resistividad es capaz de determinar la calidad y cantidad del agua subterránea, es decir, el espesor del acuífero y si el agua es salina, salada, dulce o contaminada con residuos tóxicos (*Zodhy, 1974*). La resistividad de las rocas está controlada por el volumen de agua presente y disminuirá conforme aumente la salinidad del agua. En consecuencia, en un acuífero, es posible distinguir agua subterránea dulce de la salina y aún, trazar el flujo subterráneo de agua contaminada, si el agua contaminada tiene una resistividad distintiva. Además, el método de resistividad también se emplea para detectar y mapear plumas contaminantes, tambos de residuos e intrusión de agua salada (*Flathe, 1995; Frohlich, 1974; Urish y Frohlich, 1990; Draskovitas et al.; 1994; Morris et al., 1996*).

Los resultados de la interpretación geofísica cuantitativa pueden utilizarse para la construcción de modelos digitales que asociados a la topografía y litología, pueden permitir la evaluación de las reservas geológicas de la unidad investigada.

Las formaciones geológicas porosas, saturadas con agua ionizada fuertemente se caracterizan por una muy baja resistividad (*Gilkeson y Wright, 1983*). Sin embargo los bajos valores de resistividad no siempre están asociados con acuíferos, las discontinuidades horizontales también muestran bajos valores de resistividad.

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

4.2. Principios del método de resistividad con corriente continua

Los diferentes métodos eléctricos de exploración geofísica, miden el flujo de la corriente eléctrica inyectada en el terreno. Todas las sustancias actúan para retardar el flujo de la corriente eléctrica. De esta manera, debe gastarse energía para mover las partículas cargadas. El grado con que el subsuelo frena este movimiento se describe por su resistividad eléctrica. El procedimiento para investigar la resistividad eléctrica es inyectar corriente directa (CD) en el terreno a través de electrodos clavados en la superficie del terreno, aunque en realidad, en la práctica la polaridad se invierte a intervalos regulares (típicamente de 1 a 4 segundos) para cancelar efectos de polarización del medio.

Los métodos de resistividad con CD emplean una fuente de corriente directa artificial. Una razón para utilizar una fuente de CD, es que una corriente directa puede penetrar un buen conductor tal como el terreno sin encontrar el llamado “efecto skin” que aparece en el caso de una corriente alterna (CA), (*Heiland, 1946*). Sin embargo, una fuente CA con muy baja frecuencia algunas veces es preferible a la fuente CD debido a que no sólo el “efecto skin” es despreciable, sino también, se anula la polarización de los electrodos de potencial asociados con una fuente CD. Debido al ruido y a problemas de medición actualmente se utilizan fuentes CA.

Las mediciones se hacen con un circuito eléctrico en el que el terreno es una componente, normalmente, un resistor. Este es conectado al circuito por medio de electrodos colocados en el terreno (Figura 4.1a). La resistividad eléctrica se obtiene multiplicando la impedancia del terreno por el factor geométrico del arreglo

empleado (*Edwin, 1988*). El cociente del voltaje de salida a la corriente de entrada da la impedancia del medio. Por tanto, el método de resistividad involucra las mediciones de la impedancia con la subsecuente interpretación en términos de la distribución de la resistividad en el subsuelo, que proporciona información sobre la geología del subsuelo (*Dobrin, 1976*).

Los métodos eléctricos de CD permiten el reconocimiento del subsuelo a partir de la resistividad de las formaciones que la constituyen. Tanto en la forma de sondeos como calicatas, estas técnicas son muy utilizadas en la exploración hidrogeológica gracias a la relación que tiene la resistividad eléctrica del terreno con diferentes parámetros geológicos tales como la porosidad de la roca y grado de saturación, la mineralización del agua y por otra parte con el contenido de arcilla en la roca. Sin embargo, las siguientes condiciones se tienen que cumplir para que el método sea efectivo (*Orellana 1982*):

1. Las diversas unidades litológicas deben estar netamente caracterizadas por resistividades diferentes.
2. Las diversas unidades litológicas deben ser aproximadamente horizontales (< 15° aprox.).
3. Las corrientes eléctricas suministradas al terreno desde la superficie deben ser capaces de penetrar a las profundidades de los objetivos a estudiar.
4. Las deformaciones del campo eléctrico debidas a las heterogeneidades del subsuelo deben ser medibles desde la superficie.

Principalmente hay cuatro factores que influyen directamente sobre la resistividad del subsuelo (*Archie, 1972*):

1. La porosidad de la roca: a mayor porosidad ya sea intrínseca o de fractura, menor resistividad.
2. La conductividad del agua: a mayor conductividad del agua (más salada), menor resistividad en la roca que la contiene.
3. La temperatura del agua: a mayor temperatura del agua, la resistividad es menor en la roca que la contiene.
4. Contenido de arcillas en el terreno: a mayor contenido arcilloso, menor resistividad.

Las técnicas de resistividad con CD pueden usarse en modo de perfilado para mapear cambios laterales e identificar cambios cuasi-verticales (por ejemplo, zonas de fractura), o pueden usarse en modo de sondeo (sondeo Schlumberger) para determinar la profundidad a horizontes geoelectrónicos (por ejemplo, profundidad al agua subterránea salina). Los mapas de resistividad aparente y

perfiles, son comúnmente usados para delinear acuíferos (Zohdy, et al., 1974; Todd, 1980).

4.2.1. Teoría básica

La aplicación del método exige el conocimiento de las propiedades electromagnéticas de las rocas y minerales que constituyen la estructura del subsuelo. Estas se expresan fundamentalmente en tres características físicas: la resistividad eléctrica (ρ) o su inversa la conductividad (σ), la constante dieléctrica o permitividad (ϵ) y la permeabilidad magnética (μ). De éstas, la más importante es la resistividad cuya distribución se estudia en el subsuelo (Alonso D., 2001)

El método de resistividad se fundamenta en la ley de Ohm, que describe el cambio en el potencial resultante del flujo de una corriente a través del resistor. La diferencia de potencial (ΔV) a través del resistor es proporcional a la corriente (I) y a la resistencia (R) que se opone al paso de ella (Auge M., 2008). Matemáticamente se expresa por medio de la relación:

$$V = IR \quad (4.1)$$

El potencial (V), la corriente (I) y la Resistencia (R), están dadas en unidades de volt, amper y ohm, respectivamente.

La relación entre la resistividad y la resistencia se ilustra en la Figura 4.1b. En este ejemplo, el resistor consta de un cilindro de longitud L y área de sección transversal A . La resistividad del material del cilindro es ρ . Entonces, la resistencia R entre los extremos está dado por:

$$R = \frac{\rho L}{A} \quad (4.2)$$

Rearreglando esta expresión, podemos expresar la resistividad como:

$$\rho = \frac{RA}{L} \quad (4.3)$$

La cantidad ρ es llamada la resistividad eléctrica. Es una propiedad volumétrica del material análoga a la densidad. La resistividad puede expresarse en unidades de "resistencia x longitud". La unidad más común utilizada en la exploración geofísica es el Ohm-metro. También se han usado unidades en términos de Ohm-centímetro y Ohm-pie.

La conductividad es la inversa de la resistividad, por tanto:

$$\sigma = \frac{1}{\rho} \quad (4.4)$$

Y su unidad es el mhos/m.

Es importante no confundirla con la conductancia (G), que es la facilidad de un objeto o circuito para conducir la corriente eléctrica entre dos puntos. Se define como la inversa de la resistencia:

$$G = \frac{1}{R} \quad (4.5)$$

La representación matemática de la conductividad eléctrica es:

$$\sigma = \frac{J}{E} \quad (4.6)$$

Donde σ es la magnitud de la conductividad, J es la densidad de corriente de conducción y E es la intensidad del campo eléctrico.

Vemos a partir de la ecuación (4.2) que la resistencia se puede aumentar mediante el alargamiento del resistor para que las cargas recorran un camino más largo a través de él, el área de la sección también se puede disminuir, lo que impide el movimiento de cargas por el acortamiento en pequeños volúmenes.

La concentración de la carga que pasa a través de una sección transversal de la resistencia, se expresa por la densidad de corriente, que es

$$\mu = \frac{I}{A} \quad (4.7)$$

Donde I es el flujo de corriente a través del circuito y A es el área de sección transversal.

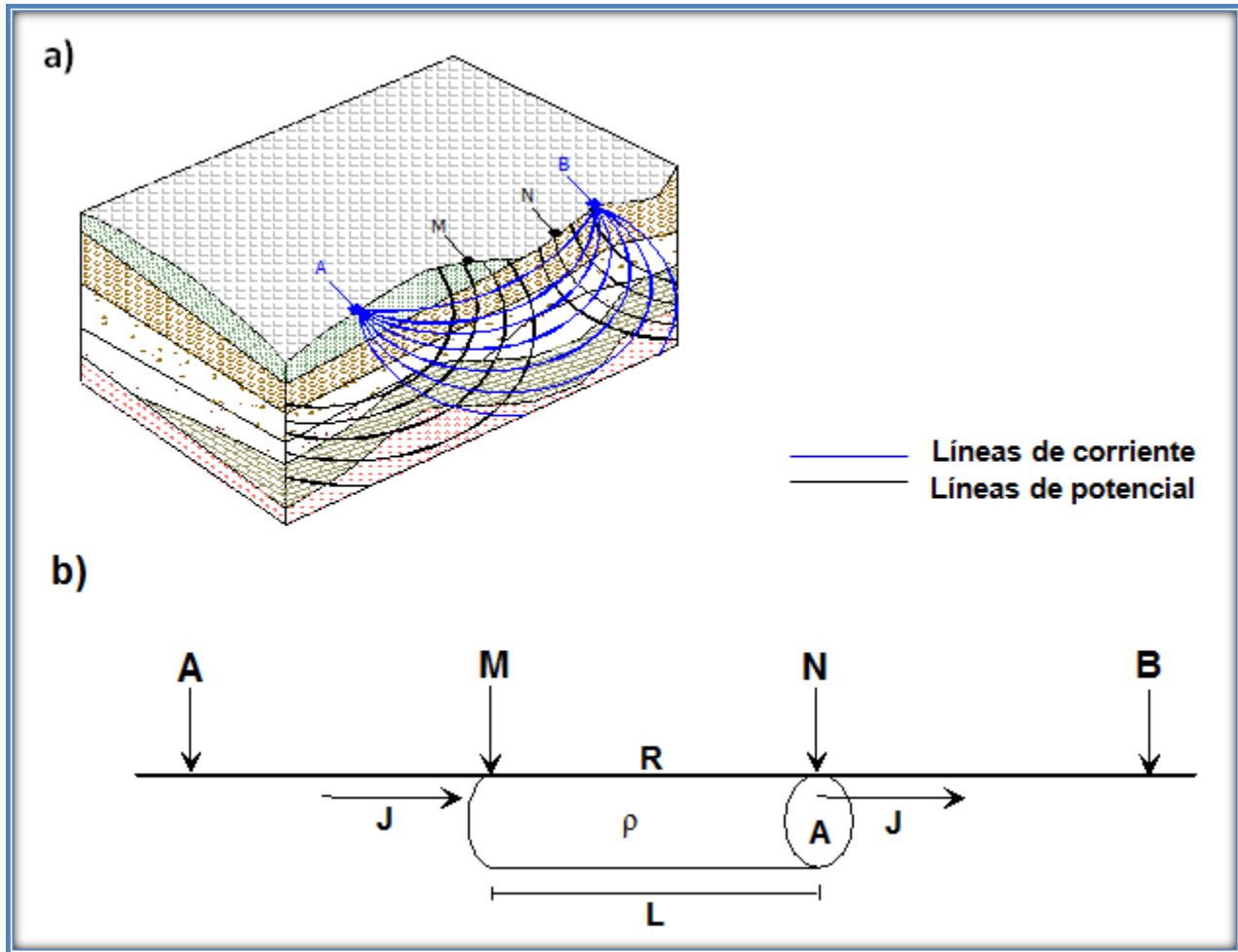


Figura 4.1: Circuito eléctrico, la corriente fluye a través de: a) el medio como un resistor y, b) un cilindro.

Donde: L= Longitud A= Área de sección transversal

4.2.2. Medición de la resistividad

Para medir la resistividad eléctrica, debemos tener una fuente de energía eléctrica y un resistivímetro, apropiados para medir el voltaje y la corriente.

En mediciones de la resistividad, se inyecta una corriente en el terreno entre dos electrodos y un voltaje se mide entre otros par de electrodos (*Orellana, 1982*). La relación entre el voltaje de salida a la corriente de entrada se le conoce como la impedancia del medio.

$$V = \frac{I\rho}{2\pi r} \quad (4.8)$$

De esta ecuación partimos para estudiar la configuración de los electrodos, son dos electrodos de corriente **A** y **B**; uno por el que se inyecta corriente al terreno, uniéndolo al polo positivo de una batería, y hace de puente; otro por el cual la corriente sale del terreno, uniéndolo con el polo negativo de la batería y que hace de sumidero (Orellana, 1982; Lakubovskii y Liajov, 1980, Griffiths y King, 1965)

En la Figura. 4.2, los electrodos fuente o de corriente son **A** y **B** y los llamados electrodos de potencial son **M** y **N**.

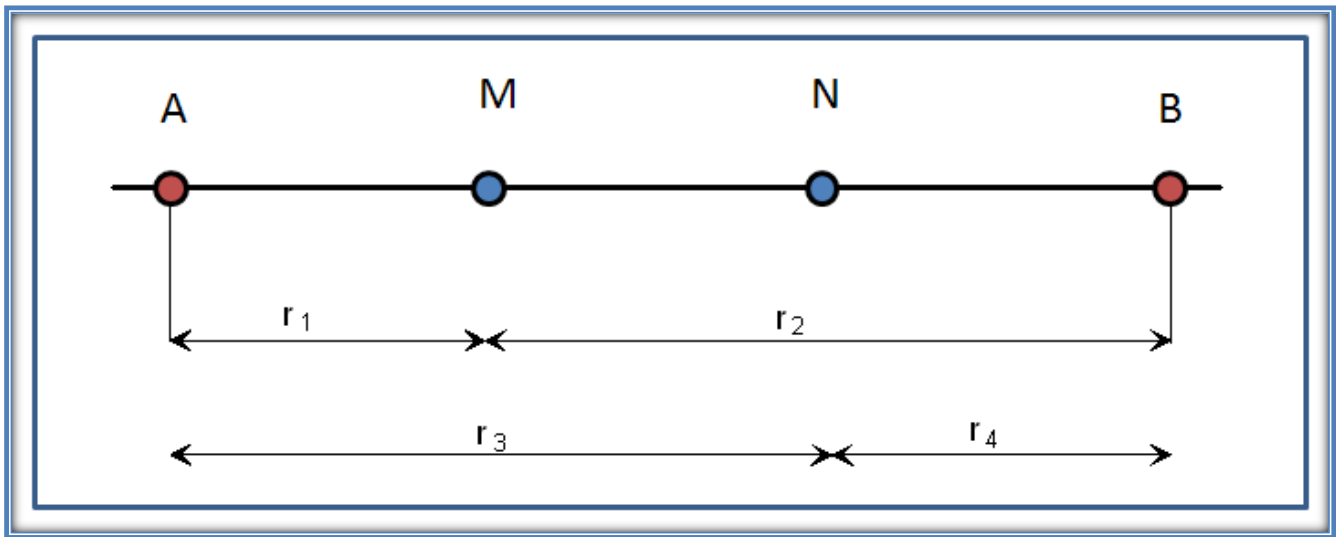


Figura 4.2: Configuración eléctrica para un factor geométrico arbitrario.

Donde el electrodo **M** está a una distancia r_1 y r_2 de **A** y **B** respectivamente y el electrodo **N** está a una distancia r_3 y r_4 , respectivamente.

El potencial medido en **M** es:

$$V_M = \frac{I\rho}{2\pi} \left[\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right] \quad (4.9)$$

Donde el signo menos se reconoce como el cambio en el signo de la corriente en el electrodo **B**. En la práctica no medimos el potencial en un punto sino que medimos la diferencia de potencial entre dos puntos (en los electrodos **M** y **N**).

Lo anterior está representado matemáticamente de la siguiente manera. Esto es para un arreglo de cuatro electrodos:

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \left[\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4} \right] \quad (4.10)$$

La ecuación (4.10) puede rearrreglarse para expresar la resistividad en esta zona como:

$$\rho = \frac{2\pi\Delta V}{I} \frac{1}{\left[\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right]} \quad (4.11)$$

De aquí que la resistividad del semiespacio es igual a:

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} K \quad (4.12)$$

Donde I es la corriente, ΔV es la diferencia de potencial medido y a K se le llama factor geométrico, que depende del arreglo empleado.

$$K = \frac{2\pi}{\left[\left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left(\frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right]} \quad (4.13)$$

Empleando la ecuación anterior, puede calcularse la resistividad de un semiespacio homogéneo isotrópico. Cuando el subsuelo no es homogéneo, la cantidad calculada utilizando la ecuación (4.12) se le llama la resistividad aparente, ρ_a . La resistividad se calcula de:

$$\rho_a = \frac{\Delta V}{I} K \quad (4.14)$$

Los resistivímetros normalmente dan el valor, $R = \Delta V/I$, así, en la práctica el valor de la resistividad aparente se calcula por:

$$\rho_a = KR \quad (4.15)$$

4.2.3. Resistividad aparente

El valor de la resistividad aparente calculado por la ecuación anterior no es la resistividad verdadera del subsuelo, sino la resistividad de un medio homogéneo que da los mismos valores de voltaje y corriente para los mismos arreglos de electrodos.

Midiendo ΔV e I y conociendo la configuración de electrodos, obtenemos un valor de la resistividad aparente (ρ_a).

Si el terreno es heterogéneo, multiestratificado, el valor de la resistividad aparente dependerá de la posición de los electrodos. Aunque da alguna indicación de la resistividad verdadera en la vecindad del arreglo de electrodos, el valor de la resistividad aparente no es un valor promedio. Sólo en el caso de un medio homogéneo, el valor de la resistividad aparente es equivalente a la resistividad real (*Orellana, 1982*).

La relación entre la resistividad “aparente” y la resistividad “verdadera” es una relación compleja. Para determinar la resistividad verdadera del subsuelo, a partir de los valores de la resistividad aparente y el espaciado eléctrico $AB/2$, se debe llevar a cabo una inversión de los valores de la resistividad aparente medidos (*Koefoed, 1979*). En la práctica, como la separación de los electrodos actuales se aumenta paso a paso, la corriente penetra y se vuelve más enfocada a mayor profundidad en el terreno. Un gráfico entre la separación actual de electrodos y el valor resultante de la resistividad eléctrica da una curva conocida como curva de *Sondeo Eléctrico Vertical* (SEV's).

4.2.4. Factores que controlan la resistividad de los materiales terrestres

Para el flujo de CD como el usado en la exploración de la resistividad, la corriente eléctrica es transportada a través de los materiales por el movimiento de electrones libres o iones en el sólido o por el movimiento de los iones en las aguas connatas. Esta última domina en aplicaciones de ingeniería e hidrogeología. Los iones del agua connata provienen de la disociación de las sales tales como el cloruro de sodio ($NaCl$) y cloruro de magnesio ($MgCl_2$) (*Telford, et al., 1990*).

Los valores de resistividad de una roca están determinados más que por su composición mineralógica, granulometría, cantidad y calidad del agua de formación, fundamentalmente por la porosidad y por la salinidad del agua.

La porosidad de una roca porosa varía con el volumen y arreglo de los poros y la conductividad y cantidad de agua en los poros. La conductividad del agua varía considerablemente dependiendo de la cantidad y conductividad de cloruros, sulfatos y otros minerales disueltos (*Telford, et al., 1990, Archie, 1942*).

La conducción en rocas y suelos superficiales es altamente electrolítica. Muchos procesos geológicos pueden afectar la resistividad de una roca tal como la alteración de arcilla, disolución, fallamiento, invasión de agua salada e intemperismo, pero hay excepciones tales como la precipitación de carbonatos y la silicificación. En general, para una porosidad dada, una roca que contiene agua

salina en sus poros tendrá una mayor conductividad que cuando contiene agua dulce, es decir, la salinidad es un factor principal para determinar la resistividad de las rocas (*Telford, et al., 1990, Archie, 1942*).

Todo esto hace que la resistividad de cada tipo de roca presente una gran variación. En general, en campo encontraremos los valores que se aproximan en los intervalos que se muestran en la Tabla 3.1 de rocas comunes, materiales de suelo y tipo de roca debajo del nivel del agua (*modificada de Telford et. al., 1975; Keller y Frischknecht, 1966; Daniels y Alberty, 1966*). Las rocas ígneas masivas típicamente tiene altos valores de resistividad, las rocas metamórficas tienen valores intermedios.

La resistividad de estas rocas depende ampliamente del grado de fracturamiento y el porcentaje de fracturas llenas con agua subterránea. Las rocas sedimentarias que son más porosas y tienen mayor contenido de agua, normalmente tienen bajos valores de resistividad. Los valores de resistividad para sedimentos no consolidados, comúnmente varían de menos de 1 ohm-m para ciertas arcillas o arenas saturadas con agua salina a varios cientos de ohm-m para arenas, gravas y basaltos secos. La resistividad de arena y grava saturada con agua dulce varía de aproximadamente 15 ohm-m a 600 ohm-m. Sin embargo, existe un considerable traslape en los valores de la resistividad de las diferentes clases de materiales, como con otras propiedades físicas.

La resistividad del agua subterránea varía de 10 ohm-m a 100 ohm-m, Dependiendo de la concentración de sales disueltas. En comparación, el agua de mar tiene un valor de resistividad de aproximadamente 0.2 ohm-m. Por otro lado, el agua dulce tiene una menor densidad que el agua subterránea salina. Por tanto, el agua subterránea dulce normalmente se concentra por arriba del agua subterránea salina dentro del mismo acuífero (*Telford et. al., 1975; Keller y Frischknecht, 1966; Daniels y Alberty, 1966*).

Tabla 4.1: Resistividades comunes de rocas y/o materiales y agua en diferentes estados (*modificada de Telford et. al., 1975; Keller y Frischknecht, 1966; Daniels y Alberty, 1966*).

ROCA/MINERAL/MATERIAL/AGUA	RESISTIVIDAD Ω - m
ARCILLAS	1 - 20
ARENAS	50 - 500
ARENISCAS	50 - 5,000
ARENAS Y GRAVAS SECAS	1,000 -10,000
ARENAS Y GRAVAS CON AGUA DULCE	50 - 500
ARENAS Y GRAVAS CON AGUA DULCE	50 - 500
ARENAS Y GRAVAS CON AGUA SALADA	0.5 - 5
ARENAS ARCILLOSAS	50 - 300
ARENAS DE CUARZO	30 -10,000

AGUAS SUBTERRÁNEAS EN GRANITO Y ROCAS METAMÓRFICAS.	20 – 100
AGUAS SUBTERRÁNEAS EN CALIZAS Y ACARREOS	20 – 50
AGUAS SALOBRES	1 –10
AGUA POTABLE SUPERFICIAL	20 – 300
AGUA DE MAR	<.02
AGUA DESTILADA	>500
CONGLOMERADO	1,000 – 10,000
CALIZAS	300 - 10,000
BRECHA VOLCÁNICA	100 – 2000
ESQUISTOS GRAFITOSOS	0.5 – 5
ESQUISTOS ARCILLOSOS O ALTERADOS	100 – 300
ESQUISTOS SANOS	300 - 3,000
GRANITO	300 - 10,000
GNEISS Y GRANITO ALTERADO	100 - 1,000
GNEISS SANO	1,000 - 10,000
GRAVAS	100 - 10,000
BASALTOS	300 - 10,000
LIMOS	30 – 500
MARGAS	50 - 5,000
PIZARRAS	100 - 1,000
TOBAS VOLCÁNICAS	20 – 100

Estas cifras indican que la resistividad del agua subterránea dulce puede diferir de un lugar a otro dependiendo de las condiciones geológicas locales.

Es importante tener en cuenta que en materiales dendríticos la resistividad aumenta con el tamaño del grano; en una investigación hidrogeológica, buscaremos resistividades elevadas que indican la presencia de materiales más gruesos o de roca fracturada de mayor conductividad hidráulica.

En rocas compactas buscaremos las resistividades más bajas, que indican que la zona de formación presente la mayor fracturación y/o alteración. En este caso también puede que las zonas de menor conductividad tampoco sean permeables si los planos de fracturación han sido ocupados por arcillas producto de alteración.

En una región determinada, la geología, interpretación e integración adecuada de la geofísica aunada a la experiencia nos indicará que valores concretos de resistividad presenta cada una de las formaciones.

4.3. Configuración de electrodos

Para los estudios en campo de la resistividad eléctrica se han propuesto diferentes configuraciones electródicas. Los arreglos más comúnmente usados actualmente

en estudios de la resistividad son los arreglos Wenner, Schlumberger y dipolo-dipolo (Figura 4.3). Estos arreglos son ampliamente usados para estudios de agua subterránea, ingeniería y someros, las herramientas de interpretación es bien documentada. Sin embargo, sólo el arreglo Schlumberger con su factor geométrico será discutido.

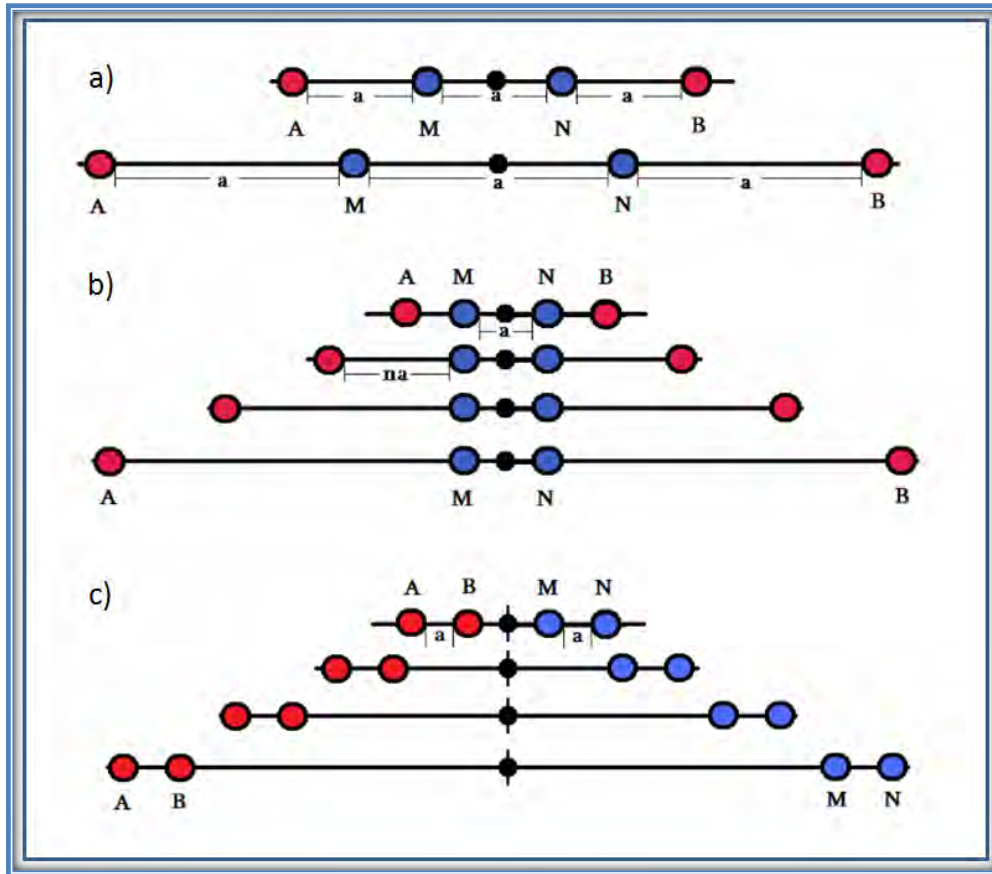


Figura 4.3: Arreglos comunes usados en estudios de resistividad: a) arreglo Wenner, b) arreglo Schlumberger, y c) arreglo dipolo-dipolo.

4.3.1. Configuración Schlumberger

El arreglo Schlumberger es uno de los más comúnmente usados para los estudios de sondeos de la resistividad. Cuatro electrodos se colocan a lo largo de una línea recta en la superficie del terreno (Figura 4.3b) en el mismo orden **AMNB**, como en el arreglo Wenner. Una regla usada para estudios Schlumberger es que el espaciamiento de los electrodos de potencial, debe ser menor que el 40% del espaciamiento entre los electrodos de corriente **AB**.

La resistividad aparente, ρ_a , puede calcularse usando la siguiente ecuación:

$$\rho_a = \pi n(n+1)a \frac{\Delta V}{I} \quad (4.16)$$

a = La distancia entre los electrodos de corriente o potencial.

n = factor de la longitud del dipolo (figura 4.3), donde $n= 1, 2, 3, 4, \dots$

Nótese que “ n ” para este arreglo es el cociente entre los electrodos **AM** (o **NB**) al espaciamiento entre el par de electrodos de potencial **MN**.

Para aumentar la profundidad de exploración, los electrodos de potencial se mantienen fijos, mientras que el espaciamiento de los electrodos de corriente se expande simétricamente a partir del centro del arreglo. Para distancias largas entre los electrodos de corriente, también puede ser necesario aumentar el espaciamiento entre los electrodos de potencial para mantener un potencial medible, es decir, largos espaciamientos de electrodos resulta en grandes diferencias de potencial.

Aplicando la ecuación (4.13) que nos da el factor geométrico K , resulta:

$$K = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{L-l} - \frac{1}{L+l}\right) - \left(\frac{1}{L+l} - \frac{1}{L-l}\right)} = \frac{\pi}{2} \frac{L^2 - l^2}{l} \quad (4.17)$$

Se puede calcular el valor de la resistividad aparente para el arreglo Schlumberger por la siguiente relación:

$$\rho_a = \frac{\pi}{2} \left(\frac{L^2 - l^2}{l}\right) \frac{\Delta V}{I} = KR \quad (4.18)$$

4.3.2. Penetración de la corriente

Un Sondeo Eléctrico Vertical (SEV) se conoce como una serie de determinaciones de resistividad aparente, efectuadas con el mismo tipo de dispositivo y separación creciente entre los electrodos de emisión y recepción de corriente.

Los datos de resistividad aparente obtenidos en cada SEV se representan por medio de una curva, en función de las distancias entre los electrodos. La configuración geométrica Schlumberger en la aplicación del SEV se consigue bajo la condición de que solo influye una distancia **AB** considerándose a la distancia **MN** nula frente a las distancia **AB**.

En este caso la resistividad aparente ρ_a de cada SEV se llevan en el eje de las ordenadas y en las abscisas las distancias $AB/2$. Las escalas en ambos ejes se representan por medio de una curva bi-logarítmica conocida como curva de campo ó curva de resistividad aparente. La finalidad del SEV es averiguar la distribución vertical de la resistividad bajo el punto sondeado (*Orellana, 1966*).

Ahora bien, en prospección eléctrica se requiere de dos tipos de espaciamento: (1) el espaciamento entre los electrodos de corriente y (2) el espaciamento entre los electrodos de potencial. Si se mantiene fija una relación entre estos dos tipos tal como se hace, por ejemplo, con el arreglo Schlumberger, entonces se considera un aumento en el espaciamento del arreglo electródico, que permitirá mayor penetración de la corriente efectiva que como lo hará un espaciamento cerrado.

En particular, se puede anticipar que, para que un estrato conductor específico afecte los datos de resistividad superficial, dependerá directamente de la fracción del flujo de corriente total que pasa a través del estrato particular.

4.3.3. Profundidad de investigación

La profundidad de investigación efectiva da una idea de la profundidad a cual podemos mapear con un arreglo particular. En un medio homogéneo, la profundidad de penetración de la corriente aumenta conforme la separación de los electrodos de corriente se incrementa. Hasta un 50% de la corriente total en un medio homogéneo nunca penetra debajo de la profundidad $z=L$, como el 70% nunca penetra debajo de $z=2L$. Donde L , es la mitad de la distancia entre los electrodos de corriente ($AB/2$). Este análisis de la densidad de corriente nos dice que la zona cercana a la superficie del terreno tiene la mayor influencia en el flujo de corriente (*Parasnis, 1978*).

La profundidad de exploración del arreglo de resistividad se encuentra en *Roy y Apparao(1971)*. Ellos definen la profundidad de investigación como la profundidad a la cual una capa horizontal delgada tiene la mayor contribución para medir la resistencia.

La Tabla 4.2 muestra la profundidad de investigación efectiva de los arreglos Wenner y Schlumberger para un semiespacio homogéneo.

Tabla 4.2: Profundidad de investigación para *Edward (1977)*, *Roy y Apparao (1971)*.

Arreglo	Edward	Roy y Apparao	Promedio
Wenner	0.173L	0.11L	0.142L
Schlumberger	0.192L	0.125L	0.159L
Dipolo-dipolo	-----	0.195L	-----

Donde:

L= distancia entre los electrodos externos activos, es decir, distancia entre AB/2.

La profundidad de penetración también depende de las propiedades eléctricas del subsuelo, en particular, de la capa más superficial. Cuando se presenta una capa superficial de alta conductividad, la mayoría de la corriente fluye en esta capa y sólo una pequeña fracción penetra a niveles más profundos. En estos casos, se debe tomar mucho cuidado durante el levantamiento en campo (reducir la corriente CD o usar corriente CA con baja frecuencia) de modo que se obtenga una interpretación cuantitativa más exacta.

La profundidad de exploración también depende de factores tales como el cociente señal a ruido, heterogeneidades superficiales, topografía del basamento, efectos laterales y buzamiento (*Van Zijl, 1985*).

4.3.4. Ruido en resistividad eléctrica

Ruido del campo natural. El campo eléctrico y magnético natural debajo de 1 Hz se deben principalmente a la interacción de los campos y partículas del sol con el campo magnético terrestre. Su magnitud depende de la actividad solar. *Ward (1990)* y *Campell (1967)* han demostrado que su magnitud impide mediciones debajo de aproximadamente 0.03 Hz.

Ruido cultural. Las estructuras en el terreno, tales como líneas de cercas y tuberías redistribuyen la corriente de la fuente del cable de tierra por lo que parte de la corriente fluye a través de la estructura cultural. Las estructuras culturales también pueden introducir ruido en las mediciones. Por ejemplo, voltajes con ruido fuerte, están presentes en las proximidades de las líneas eléctricas. Para eliminar este tipo de ruido, se necesita un filtro en la parte delantera del receptor. Las

líneas de tuberías a menudo transportan corriente eléctrica por una protección catódica y esta corriente puede ser una fuente de ruido eléctrico.

Ruido geológico. Cuando la sobrecarga es de resistividad irregular, el ruido geológico causado por los rasgos superficiales puede oscurecer la anomalía debido al blanco en el lecho rocoso. Las anomalías debidas a heterogeneidades geológicas pueden ocultar, o en parte oscurecer, la anomalía debido al blanco buscado.

4.4. Técnica de procedimiento en campo

Hay dos tipos de procedimiento en campo unidimensional 1D. El procedimiento particular que se utiliza depende de si se está interesado en la variación de la resistividad con la profundidad o con la extensión lateral. El primero se llama sondeo eléctrico vertical, el segundo es el perfilado, técnicas de mapeo o profundización. Sin embargo, los resultados del sondeo eléctrico y del perfilado horizontal con frecuencia se ven afectados por las variaciones verticales y horizontales en las propiedades eléctricas del terreno.

Una breve reseña de los conceptos básicos de los métodos del SEV y del perfilado, se presentan en las siguientes secciones.

4.4.1. Sondeos Eléctricos Verticales (SEV's)

En este método, el punto central del arreglo de electrodos se mantiene fijo, pero el espaciamiento entre los electrodos se incrementa para obtener más información sobre las secciones más profundas del subsuelo (*Lakubovskii y Liajov, 1980*). El propósito de esta técnica es determinar la variación de la conductividad eléctrica con la profundidad.

Cundo se realizan una serie de mediciones de la resistividad en sondeos (SEV's) estrechamente espaciados a lo largo de una línea recta, los datos pueden combinarse y presentarse como una pseudosección de iso-resistividad aparente 2D. Los resultados de la inversión de los modelos 1D (resultado de un solo SEV) de una serie de sondeos eléctricos verticales continuos se utilizan para construir una sección geoelectrica 2D.

En el sondeo eléctrico con el dispositivo electródico Schlumberger, la resistividad aparente ρ_a , se grafica como una función del espaciamiento de electrodos en

papel doble logarítmico. A la curva $\rho_a = f(AB/2) = f(h)$, se le llama la curva de sondeo eléctrico (Orellana, 1966).

4.4.2. Elección del arreglo de electrodos

La elección del arreglo para una aplicación particular está afectada por muchos factores. Es difícil encontrar suficiente información de todos estos factores. Intentos notables se han hecho por *Whitely (1981)* y *Coggon (1973)*. *Ward (1990)*, los cuales han dado una evaluación de algunos de los factores que afectan la elección de un arreglo.

La elección del mejor arreglo de electrodos para un estudio en campo de la resistividad depende de la facilidad de uso en campo, el tipo de estructura a mapear, la sensibilidad del resistivímetro, el nivel de ruido de fondo y la forma de la pseudosección inicial generada para su posterior interpretación (*Nawawi, 1992*). De los estudios de modelación en computadora, se ha encontrado que, no hay arreglo de electrodos que genere una curva única que sea sencilla y represente el modelo real.

La forma del tipo de curvas del modelo de resistividad aparente depende de la distribución de la resistividad en el subsuelo y también de la geometría de los electrodos. Entre las características que deben considerarse en un arreglo son: (i) la sensibilidad del arreglo a los cambios verticales y horizontales en la resistividad del subsuelo, (ii) la profundidad efectiva de investigación, (iii) la cobertura de datos horizontales y (iv) la intensidad de la señal (*Barker, 1979*).

4.5. Interpretación de los datos del Sondeo Eléctrico Vertical

4.5.1. Tipos de curvas del sondeo eléctrico

Los datos de campo se grafican en escala doble logarítmica mostrando ρ_a contra la separación $AB/2$ (dispositivo eléctrico Schlumberger). La forma de la curva obtenida por sondeo realizado sobre un medio estratificado horizontal, es una función de las resistividades y espesores de las capas, así como de la configuración eléctrica.

Si el medio está compuesto de una sola capa homogénea e isotrópica de espesor infinito y resistividad finita, la curva de resistividad aparente será una línea recta horizontal.

Si el medio está compuesto de dos capas, la curva sube o baja, dependiendo de si $\rho_2 > \rho_1$ (tipo ascendente) ó $\rho_2 < \rho_1$ (tipo descendente).

Si el medio está compuesto de tres capas, hay cuatro posibles combinaciones entre los valores de las resistividades. Estas son:

(tipo- H): $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$

(tipo- A): $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$

(tipo- K): $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$

(tipo- Q): $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$

Un ejemplo de estas curvas tipo se muestra en la Figura 4.4.

Si el medio está compuesto por más de tres capas horizontales, se usan, en combinación, las letras H, A, K y Q, para indicar la variación de la resistividad con la profundidad. Con cuatro capas, hay ocho posibles combinaciones entre los valores de la resistividad. Por ejemplo, una curva tipo HK ($\rho_1 > \rho_2 < \rho_3 > \rho_4$).

En curvas de cinco capas, hay 16 posibles combinaciones de tres letras. Por ejemplo, una curva tipo HKH ($\rho_1 > \rho_2 < \rho_3 > \rho_4 < \rho_5$). En general, una sección con n -capas (donde $n > 3$), se describe por $(n-2)$ letras.

4.5.2. Limitaciones del método de resistividad eléctrica

La interpretación de una curva de sondeo multicapa generalmente no es única. Esto significa que una determinada curva de sondeos eléctricos puede corresponder a una variedad de distribuciones en el subsuelo de espesores y resistividades de una capa. Algunas otras limitaciones son inherentes a los métodos convencionales del sondeo eléctrico.

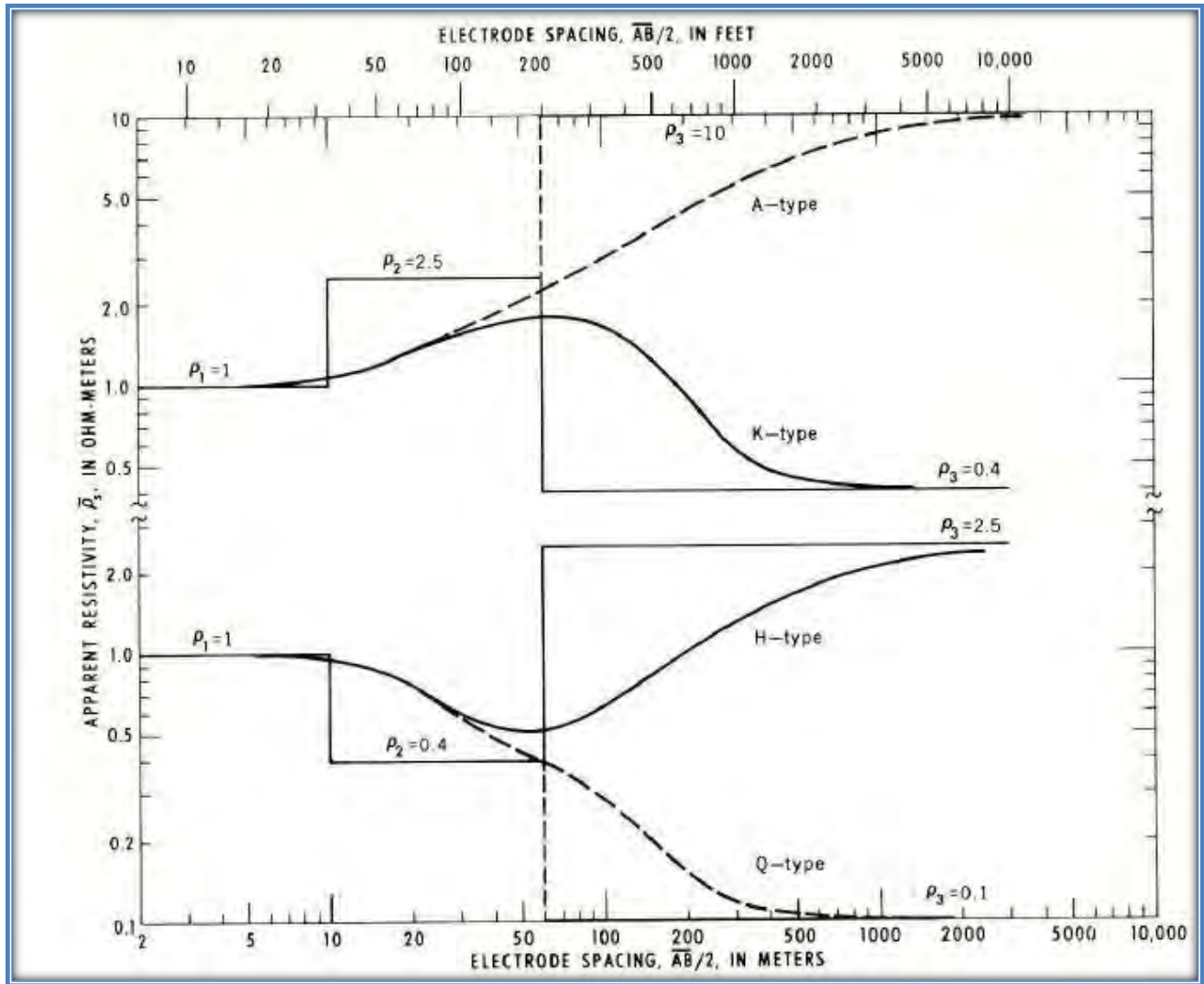


Figura 4.4. Ejemplos de los cuatro tipos de curvas en tres capas. Curvas de sondeo Schlumberger (Reyes-Gutiérrez 1999).

4.5.3. Método de inversión y modelación

La curva de resistividad de campo proporciona un cuadro cualitativo aproximado de la distribución de la resistividad vertical sobre el área del punto de sondeo. Sin embargo, para obtener resultados cuantitativos más precisos, los datos deben ser procesados para dar la distribución verdadera de la resistividad. Para esta investigación, la interpretación cuantitativa y modelación de los datos de resistividad se obtuvieron mediante un programa de computadora de inversión automática.

En la interpretación de los datos geofísicos, las técnicas de optimización no lineal se utilizan con frecuencia. Estos son los métodos iterativos, donde se mejora un modelo inicial para el subsuelo mediante la comparación de la anomalía calculada con la anomalía observada. Los parámetros del modelo se ajustan posteriormente para reducir la diferencia entre las anomalías calculadas y las observadas. Al tomar las diferencias entre los valores calculados y los observados de la resistividad aparente, se puede calcular la diferencia de la raíz-media-cuadrada (RMS). Si la anomalía calculada no se ajusta bien a la anomalía observada, el modelo actual se cambia hasta que el error RMS se reduce por debajo de un límite determinado. Considerando el menor valor de RMS, en general, indica que el modelo calculado se aproxima a la distribución de la resistividad verdadera en el subsuelo. La calibración se realiza mediante el modelado de las curvas SEV con la ayuda de los registros litológicos de las perforaciones correspondientes.

5. METODOLOGÍA

En el presente trabajo se cubren dos objetivos principales, uno de ellos es el delimitar el BJ. El primer paso para cubrir dicho objetivo fue revisar trabajos previos relacionados con este tema y como segundo y último paso, se trabajó con información digital aeromagnética del Servicio Geológico Mexicano (SGM), la cual se procesó para obtener información útil para el cumplimiento del objetivo. Para cubrir el segundo objetivo de este trabajo que en general está enfocado en la búsqueda de agua subterránea, se planearon 4 etapas:

- 1.- Se inició la investigación con un reconocimiento geológico y la revisión de la bibliografía existente.
2. Se procesó la información aeromagnética (reconocimiento), para identificar direcciones de lineamientos asociados al área de Tequila, con el fin de programar la dirección de las secciones magnéticas terrestres.
- 3.- Magnetometría terrestre (semidetalle) se empleó para identificar las diferentes respuestas magnéticas y asociarlas a unidades geológicas, así como a estructuras geológicas correlacionadas con fallas, fracturas y contactos geológicos.
- 4.-Por último se utilizaron los SEV's (detalle) para caracterizar las diferentes unidades geoeléctricas y definir su potencial acuífero.

5.1. Magnetometría aérea

La magnetometría aérea es la primera etapa del trabajo y se conoce como etapa de reconocimiento. Se utilizó la información de 7 cartas aeromagnéticas del SGM a escala 1:250000 (Tepic F13 – 8, Aguascalientes F13 – 9, Puerto Vallarta F13 – 11, Guadalajara F13 – 12, Manzanillo F13 – 2 – 5, Colima E13 – 3 y Lázaro Cárdenas E13 – 6 – 9), para cubrir un área delimitada por las siguientes coordenada UTM: Xmax: 759332, Xmin: 430023, Ymax: 2350872 y Ymin: 1994262. La información cubre parcialmente los estados de Nayarit, Aguascalientes, Jalisco, y Michoacán, mientras que el estado de Colima, es cubierto en su totalidad. Dicha información fue registrada por el SGM con las siguientes características:

Tabla 5.1: Características de los vuelos aeromagnéticos del SGM para las 7 cartas que cubren el BJ.

Carta	F13 – 8	F13 – 9	F13 – 11	F13 – 12	F13 – 2 – 5	E13 – 3	E13 – 6 – 9
Año de levantamiento	1984	1998	1984	1998	1994	1999	1994
Tipo de avión	Islander BN2-B27	Islander BN2-B21	Islander BN2-B27	Islander BN2A-21	Islander BN2-B27	Islander BN2-B27	Islander BN2-B27
Tipo de vuelo	Contorno	Contorno	Contorno	Contorno	Contorno	Contorno	Contorno
Altura de Vuelo	300 m	300 m	300 m	300 m	450 m	300 m	450 m
Dirección de líneas	N10°E	N - S	N10°E	N – S	N - S	N - S	N - S
Distancia entre líneas	1000 m	1000 m	1000 m	1000 m	1000 m	1000 m	1000 m
Líneas de control	No especificado	10000 m	No especificado	10000 m	20000 m	10000 m	20000 m
Sistema de navegación	Visual	Electrónica GPS	Visual	Electrónica GPS	Electrónica GPS	Electrónica GPS	Electrónica GPS
Cámara	Autamax G-2 de 35 mm	Video, PCAM-5000	Autamax G-2 de 35 mm	Video, PCAM-500	TK-1080U	Video, PCAM-500	TK-1080U
Magnetómetro utilizado	Geometrics G-803	Geometrics G-822A	Geometrics G-803	Geometrics G-228	Scintrex CS-2	Geometrics G-826A	Scintrex CS-2
Sensibilidad del magnetómetro	0.25 nT	0.001 nT	0.25 nT	0.001 nT	0.001 nT	0.001 nT	0.001 nT
Magnetómetro base	Geometrics G-826A	GEM-SYSTEM GSM-19	Geometrics G-826A	GEM-SYSTEM GSM-19	GEM-SYSTEM GSM-19	GEM-SYSTEM GSM-19	GEM-SYSTEM GSM-19
Sensibilidad del magne.	1 nT	0.01 nT	1 nT	0.01 nT	0.01 nT	0.01 nT	0.01 nT
Altímetro	SPERRY	SPERRY RT-220	SPERRY	SPERRY	SPERRY RT-220	SPERRY	SPERRY RT-220
Sistema de adquisición de datos	Geometrics G-704	PICODAS P101	Geometrics G-704	PICODAS P101	PICODAS PDAS-1000	PICODAS P101	PICODAS PDAS-1000

Debido a que los datos de las cartas aeromagnéticas (Tabla 5.1) usadas para cubrir el área del BJ tienen diferentes características (año de vuelo y altura), se tuvieron que aplicar varias correcciones. Se presentan dos alturas de vuelo en las siete cartas aeromagnéticas (300 m y 450 m), las cuales tuvieron que ser corregidas por medio de continuaciones ascendentes para que toda la información quedara ajustada a un mismo nivel. Los años de vuelo fueron en 1984, 1994, 1998 y 1999, lo que da pie al siguiente proceso de corrección, dicha corrección consistió en restar el campo geomagnético producido por la tierra (IGRF, por sus siglas en inglés) al Campo Magnético Total (CMT) para obtener el CMR. A los datos del año 1984, se le restó el IGRF de 1980, al año 1994, se le sustrajo el de 1990 y sucedió lo mismo con los años 1998 y 1999 pero con el IGRF de 1995. Al sustraer el IGRF al CMT, resultan algunos valores negativos pero en realidad estos valores son relativos, ya que lo que representan, son valores de referencia.

5.1.1. Procesamiento

La información que se procesó se adquirió del SGM en forma digital en un formato ascii (X, Y, Z), con esta información se generó una matriz de datos inicial (“grid”) que se utilizó en el software Oasis montaj *GeosoftTM*, para obtener el Campo Magnético Residual (CMR) al cual se le aplicó el algoritmo matemático de *Baranov y Naudy (1964)*, que es conocido como la Reducción al Polo (RP), el cual sitúa las anomalías directamente sobre la fuente que las produce.

La siguiente fase fue tomar como base la RP para aplicarle algunos filtros o algoritmos matemáticos que oscurecieran o resaltaran cierta información como la Primera Derivada Vertical (1aDz, *Henderson y Ziets, 1949*), Continuación Ascendente (*Henderson, 1970*) y la Señal Analítica (*Nabighian, 1972*). La base de estos filtros es la Transformada Rápida de Fourier. Estos algoritmos matemáticos se aplicaron en forma aislada y combinados.

Para resaltar la respuesta y límites de los cuerpos superficiales se aplica la primera derivada en Z (1aDz), este filtro puede perturbar la señal, para evitar esta distorsión (se genera un espectro de corrimiento sobre la señal) se aplicaron continuaciones ascendentes a diferentes alturas (entre mayor sea la distancia ascendente observamos rasgos más profundos o regionales). Algunos filtros matemáticos resaltan la información de interés y a estos se les aplican los llamados filtros limpios para aclarar las respuestas obtenidas.

5.2. Magnetometría terrestre

La Magnetometría Terrestre fue usada en la etapa de semidetalle en un área delimitada entre las coordenadas UTM $X_{min}= 618200$, $X_{max}= 622000$, $Y_{min}= 2308600$ y $Y_{max}= 2313000$, resultando un área de casi 17 km^2 , con la finalidad de poder identificar anomalías y lineamientos magnéticos que se pudieran asociar con zonas de fracturas y/o fallas y/o contactos geológicos, que se correlacionan con permeabilidades secundarias, que son favorables para la captación y almacenamiento de agua subterránea.

5.2.1. Equipo utilizado

Para la realización de esta fase, fue necesario utilizar 3 magnetómetros, 2 de precisión nuclear de protones, modelo *G-856 A* de la marca *Geometrics™*, que cuentan con una exactitud y una resolución de 0.5 nT y 0.1 nT , respectivamente, el tercer equipo utilizado como estación base fue un GEM, modelo *GSM – 19*, con una precisión absoluta de 0.2 nT y resolución de $.01 \text{ nT}$. También fueron necesarios dos GPS modelo *GPSmap 76CSx* de la marca *Garmin™* para el posicionamiento de cada estación donde se midió el Campo Magnético Total (CMT).

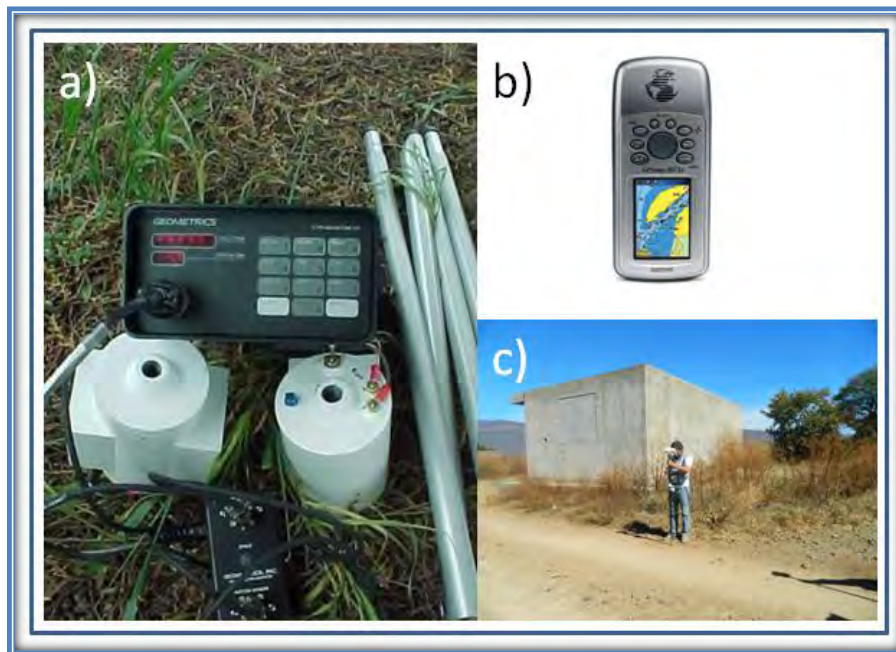


Figura 5.1: Equipo utilizado en la fase de semidetalle a) magnetómetro G-856, b) GPS modelo GPSmap 76CSx y c) operador midiendo el CMT con el magnetómetro en su versión de gradiómetro.

5.2.2. Características del levantamiento magnético terrestre

Se planearon 41 secciones magnéticas terrestres en dirección E – W (Figura 5.2) con el fin de cortar los lineamientos regionales NW – SE y NE – SW que se identificaron en la Magnetometría Aérea (etapa de reconocimiento). Las secciones se realizaron con una separación entre ellas de 250 m y las estaciones de medición del CMT se planearon con un espaciamiento de 25 m. En total se registraron 2711 estaciones de lectura a lo largo de aproximadamente 71.8 km lineales de medición (Tabla 5.2).

Tabla 5.2: Características de las secciones magnéticas terrestres realizadas en la zona de estudio.

LÍNEA	ESTACIONES	DISTANCIA (m)	CMT MÍNIMO	CMT MÁXIMO	PROMEDIO
1a	39	1236	39602.6	42408.5	41259.51
2a	57	1727	39846.3	42223.1	41139.17
3a	57	1513	40127.4	42341.2	41247.41
4a	56	1530	38978.7	42681.8	41170.49
5a	76	2090	40305	43643.3	41758.19
6a	95	2479	39659.5	43034.6	41338.24
7a	93	2576	39009.2	42509.4	41010.26
8a	80	2072	39871	41967.6	41150.32
1b	93	2483	40049.68	42584.1	41017.47
2b	91	2400	40650.1	42193.9	41251.36
3b	91	2316	40320.18	43068.05	41468.12
4b	91	2321	40732.34	43152.66	41841.87
5b	93	2302	40006.31	43379.88	41730.87
6b	66	1687	40176.01	43189.19	41321.14
7b	66	1702	39617.1	43010.57	41654.73
8b	58	1461	40854.41	42080.62	41330.19
9b	66	1668	40094	42806	41127.42
10b	65	1708	40571.3	42299.9	41185.67
11b	59	1541	40089.6	42184.6	41114.46
12b	59	1459	40053.3	43118.7	41109.66
13b	57	1449	40313.8	42932.9	41166.92
14b	56	1381	39627	42091.6	41126.34
15b	51	1232	39673.5	42951.1	41189.45
16b	48	1179	39820.8	42593.5	41180.85
17b	45	1096	39415	43436.3	41224.00
18b	37	913	40847	42324.9	41483.40
19b	37	904	40743.2	42801.6	41500.83
20b	35	1627	40495	41891.5	41214.53
21b	51	1992	39307.4	42445.8	41137.65
22b	72	2542	40038.8	41998.7	41137.28
23b	92	2315	40114.3	42497.6	41052.48
24b	91	2321	40015.92	41913.51	41111.90
1c	58	1474	40246.1	41994	41116.22
2c	50	1250	39964.8	42370.5	41116.53
3c	63	1561	40773.4	42803.6	41382.08
4c	57	1358	40436.7	42636.5	41394.26
5c	45	1146	40130.6	42199.6	41083.82
6c	94	2293	39404.8	41775.3	40869.92
7c	90	2179	40245.4	42683.8	41161.44
8c	76	1865	40605.4	43414.7	42014.22
9c	55	1365	40422.9	42744.8	41450.66
Total	2711	71713	40079.41	42594.62	41276.62

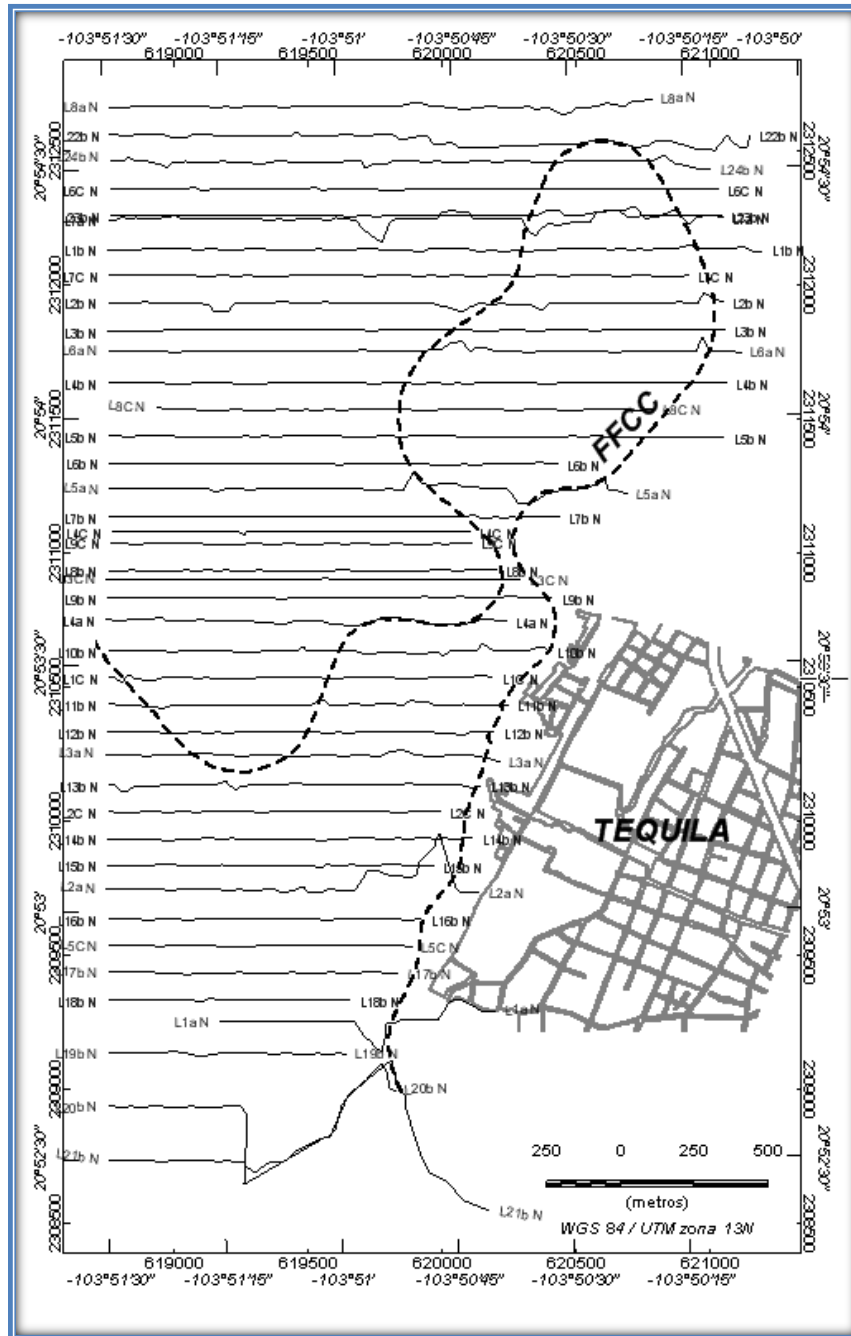


Figura 5.2: Distribución de las secciones magnéticas terrestres en el área de estudio.

5.2.3. Procesamiento

Los valores obtenidos en el levantamiento terrestre se corrigieron por variaciones horarias y diurnas. Las variaciones horarias se corrigieron de acuerdo a los datos que se midieron en la estación base. Las correcciones diurnas consistieron en tomar lecturas al inicio y al final de los días de medición en la estación base,

donde se tomaban 6 lecturas de la variación del CMT (3 al iniciar y 3 al concluir). Los valores que se tomaron en la estación base se promediaron y se restaron, para presentarlos en función del tiempo y posteriormente distribuir la variación entre todas las lecturas tomadas (*Dobrin y Savit, 1988*).

A los valores previamente corregidos del CMT se les aplicó un polinomio de grado cero para obtener los valores del Campo Magnético Residual (CMR). Se configuraron matrices con los valores del CMR y al igual que en el procesamiento de la información aeromagnética se le aplicaron diversos algoritmos matemáticos, como fue el de Reducción al Polo (*Baranov y Naudy, 1964*), Primera Derivada Vertical (*Henderson y Ziets, 1949*), Continuación Ascendente (*Henderson, 1970*) y Señal Analítica (*Nabighian, 1972*), también al igual que la Magnetometría Aérea, la información terrestre fue procesada con la ayuda del software Oasis Montaj de *GeosoftTM*.

La aplicación de estos algoritmos matemáticos es con la finalidad de facilitar la interpretación y la descripción del área de estudio.

5.3. Método geoelectrico

Los Sondeos Eléctricos Verticales (SEV's) se emplearon en la última fase del trabajo, a esta etapa se le conoce como la etapa de detalle. Se realizaron un total de 56 SEV's utilizando la configuración Schlumberger, se llevaron a cabo sistemáticamente en diferentes zonas de Tequila, Jalisco, tratando en lo posible de formar líneas para la construcción de perfiles. Este tipo de arreglo es ampliamente utilizado en las exploraciones, ya que es un medio eficaz de coleccionar un gran número de puntos de datos (tiempo efectivo en términos de trabajo de campo) y estas observaciones son sensibles a la posición lateral y profundidad de las características de la distribución de la resistividad. La ubicación de los puntos de sondeo dentro del área de estudio se muestra en la Figura 5.4.

5.3.1 Equipo utilizado

La adquisición de los datos geoelectricos se efectuó mediante un resistivimetro SYSCAL – R2 de la marca IRIS, que filtra el potencial del terreno y mide la diferencia de potencial de la corriente inyectada a través de rocas y/o sedimentos. El resistivimetro cuenta con dos consolas, una es el convertidor de corriente y la otra hace la función de emisor y receptor de corriente, se utilizaron 2 GPS modelo GPSmap 76CSx de la marca *GarminTM* para ubicar el origen o centro de los

SEV's y posicionarse a diferentes aberturas (AB/2) de medición en cada SEV, se emplearon 3 radios para la comunicación entre los extremos y el operador, fueron necesarios 4 electrodos de acero inoxidable (2 para potencial y dos para corriente), se utilizaron 6 carretes de cable conductor, 2 para potencial y un par para cada electrodo de corriente (esto para cubrir la distancia total de las aberturas de cada SEV).

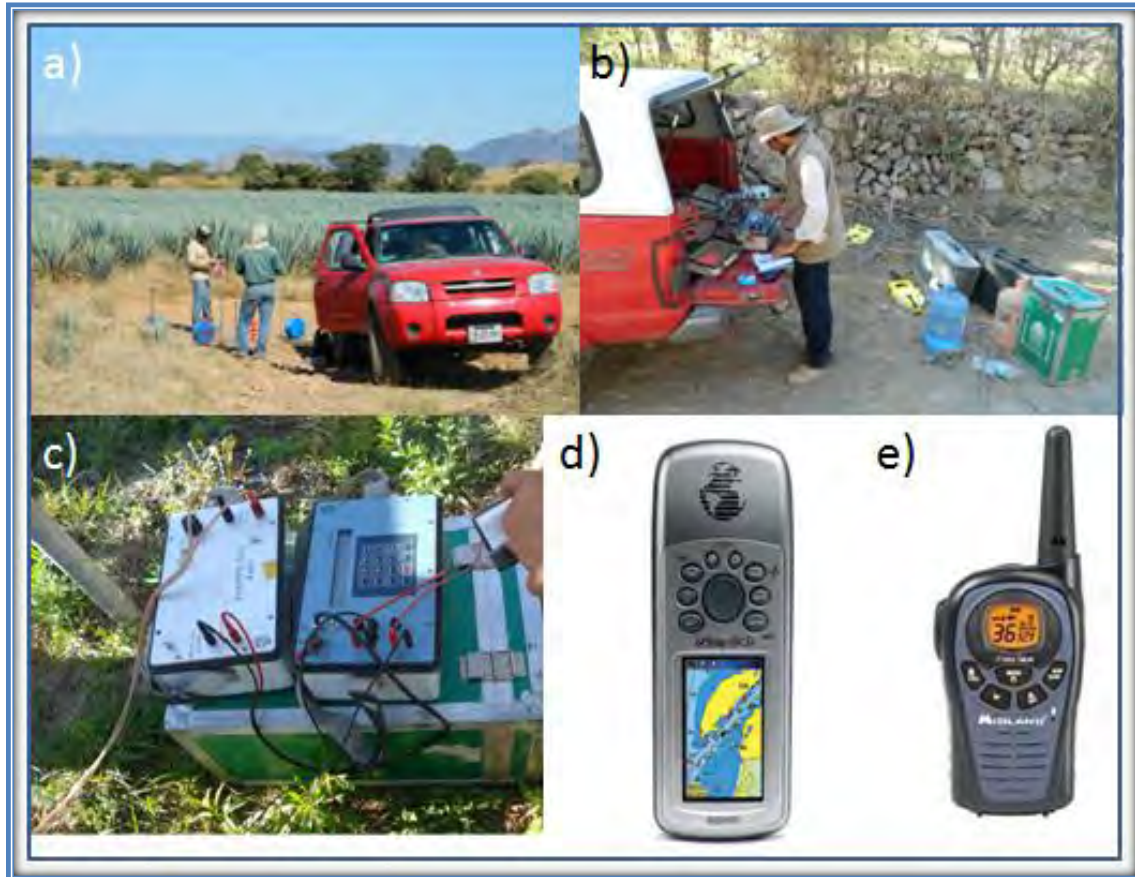


Figura 5.3: Equipo utilizado en el levantamiento geoelectrico, a) se aprecian los electrodos de corriente y potencial, al igual que los carretes de cable por donde es conducida la corriente hacia los electrodos, b) operador manejando el resistivimetro, c)muestra a la izquierda el convertidor de corriente y a la derecha el emisor y receptor de corriente, d) GPS modelo GPSmap 76CSx y e) radiocomunicación.

5.3.2. Características del levantamiento geoelectrico

La ubicación del origen o del centro de todos los SEV's, se posiciono en campo utilizando el sistema de posicionamiento global (GPS) y una imagen de relieve tomada de GoogleEarth de la zona de estudio. Las coordenadas de todos los puntos de sondeo en la región de Tequila, Jalisco están numerados sucesivamente conforme se fueron realizando.

De los 56 SEV's totales, 48 de ellos se ubican en la cabecera municipal de Tequila, Jalisco (Figura 5.4). La abertura máxima planeada para los SEV's fue $AB/2= 1500$ m pero no en todos se logró dicha abertura (ver Tabla 5.3) ya que en ocasiones la topografía del terreno no lo permitía.

Las separaciones entre electrodos ($AB/2$) que se manejaron para el levantamiento geoelectrico fueron las siguientes: 1 m, 3 m, 5 m, 7 m, 10 m, 30 m, 50 m, 70 m, 100 m, 300 m, 500 m, 700 m, 1000 m, 1300 m y 1500 m.

Para reducir el error en las mediciones se inyectó suficiente corriente en el terreno (800 V), especialmente en zonas ruidosas y a grandes espaciamentos de electrodos. En las zonas donde la resistencia de contacto entre la capa superior y los electrodos es más alta, se vertía agua mezclada con sal alrededor de cada electrodo para reducir la resistencia de contacto.

Tabla 5.3: a) aberturas máximas en los 56 SEV's y b) abertura en los 48 SEV dentro del área de estudio.

a)	Abertura (m)	Número de SEV	b)	Abertura (m)	Número de SEV
	1500	37		1500	31
	1400	1		1400	1
	1300	4		1300	4
	1200	1		1200	1
	1080	1		1080	1
	1000	12		1000	10
	TOTAL	56		TOTAL	48

También se tuvo cuidado en campo para evitar las mediciones cerca de líneas eléctricas. Sin embargo, esto no siempre es posible en los alrededores de las zonas urbanizadas. Todos estos factores contribuyen a demorar el estudio. La velocidad del estudio también fue limitada porque en muchos de los sitios investigados no se podía llevar a cabo lo planeado con anterioridad.

La distribución de los 48 SEV's que se realizaron dentro de la cabecera municipal de Tequila, Jalisco, son ilustrados en la Figura 5.4. Se puede observar la intención en la distribución de los SEV's para formar secciones, esto no se pudo lograr debido a la topografía de la zona de estudio.

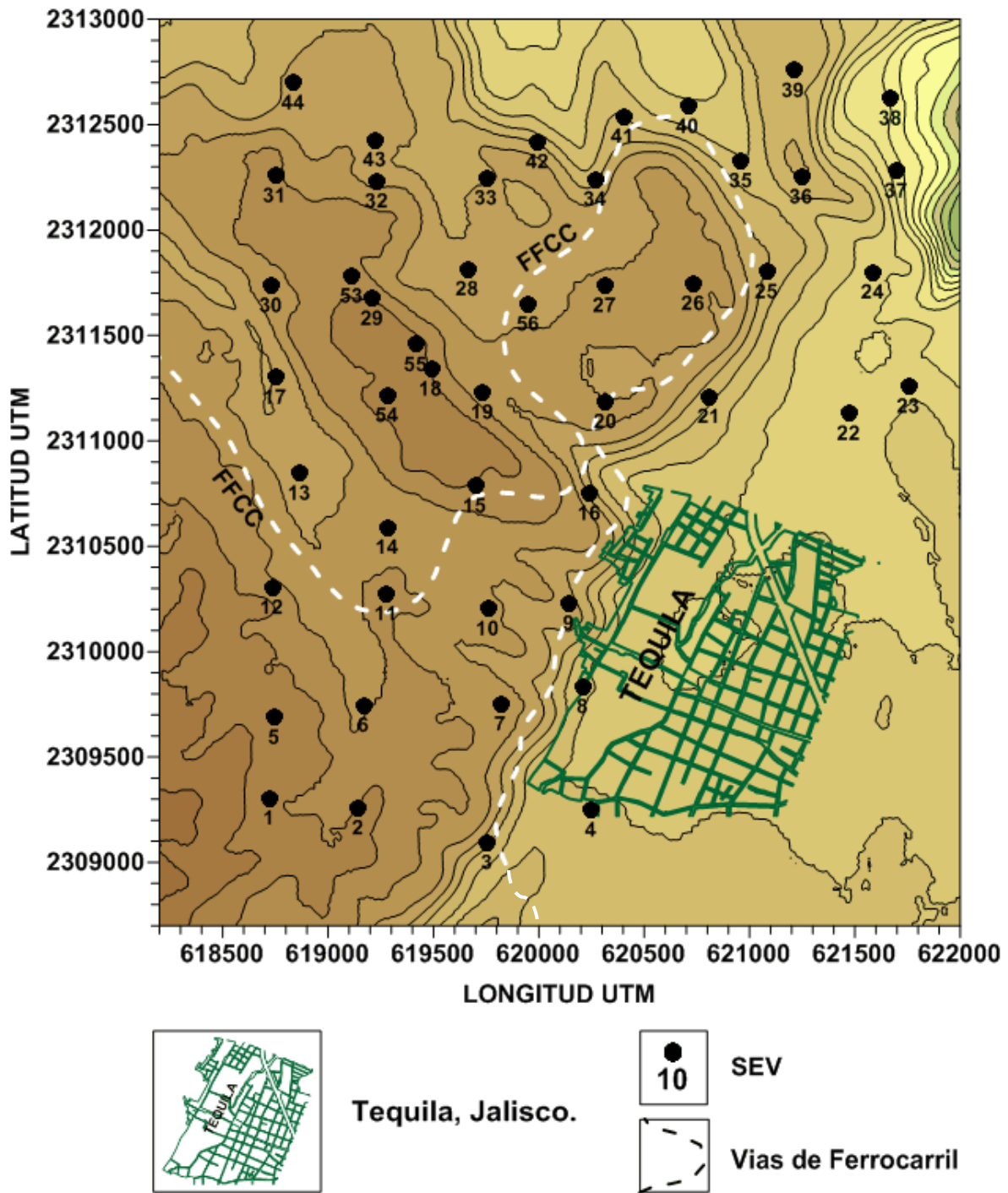


Figura 5.4: Mapa de localización de los puntos de sondeo eléctrico (SEV). 48 SEV dentro de la zona de estudio.

Tabla 5.4: Coordenadas de los 48 SEV que se realizaron dentro de la zona de estudio.

SEV	X	Y	z
1	618724	2309305	1333
2	619145	2309259	1322
3	619756	2309093	1232
4	620250	2309249	1201
5	618746	2309687	1326
6	619170	2309746	1297
7	619820	2309752	1286
8	620211	2309834	1200
9	620146	2310230	1230
10	619760	2310203	1272
11	619278	2310274	1307
12	618737	2310304	1311
13	618866	2310846	1280
14	619283	2310589	1306
15	619699	2310785	1290
16	620243	2310750	1292
17	618751	2311302	1265
18	619490	2311340	1340
19	619735	2311230	1340
20	620319	2311186	1260
21	620812	2311209	1205
22	621474	2311129	1148
23	621757	2311259	1177
24	621588	2311800	1163
25	621084	2311801	1222
26	620736	2311745	1278
27	620315	2311737	1269
28	619663	2311814	1271
29	619212	2311675	1346
30	618732	2311737	1277
31	618750	2312258	1312
32	619234	2312231	1304
33	619752	2312246	1272
34	620270	2312240	1276
35	620962	2312328	1228
36	621248	2312252	1211
37	621698	2312280	1185
38	621672	2312624	1129
39	621210	2312757	1233
40	620709	2312586	1228
41	620402	2312540	1244
42	619997	2312418	1274
43	619224	2312427	1278
44	618837	2312699	1281
53	619114	2311781	1334
54	619282	2311215	1312
55	619419	2311457	1333
56	619952	2311648	1286

5.3.3. Procesamiento

Los datos registrados durante el trabajo en campo (resistividad aparente) con el arreglo Schlumberger (mismos que son el resultado de las lecturas tomadas a cada abertura de $AB/2$ en cada uno de los SEV's), se graficaron en una escala bilogarítmica o doble logarítmica (log – log), en donde en el eje de las abscisas se graficó $AB/2$ contra el valor de la resistividad aparente en el eje de las ordenadas, generando las curvas de resistividad aparente, estas curvas fueron interpretadas cualitativa y cuantitativamente por medio del software *IX1D*, mismas que estiman un modelo inicial, el cual se va ajustando y suavizando a través de múltiples iteraciones mediante la inversión de Occamm (*Constable et al., 1987*), el resultado de este proceso es la obtención de las resistividades y espesores reales para cada SEV.

Con los valores de resistividades aparentes se realizaron configuraciones para diferentes aberturas de $AB/2$, con el fin de conocer la distribución de la corriente eléctrica a diferentes profundidades, esto se realizó utilizando el software *Surfer 9*. Con las resistividades y los espesores reales, se realizaron Pseudosecciones Geoeléctricas para posteriormente hacer Secciones Geológicas del subsuelo, las cuales son el resultado final del procesamiento de los datos geoeléctricos.

6. INTERPRETACIÓN Y RESULTADOS

6.1. Magnetometría Aérea

Se utilizó la Magnetometría Aérea por ser un método, rápido, eficaz, económico y que puede brindar gran cantidad de información, la misma que es enriquecida con los filtros o algoritmos matemáticos. En exploración del subsuelo, el método aeromagnético constituye una herramienta sumamente valiosa y usualmente se utiliza como un reconocimiento geológico.

Este método nos permite cubrir grandes extensiones de terreno, lo que es favorable en el cumplimiento de uno de los objetivos de este estudio, que es delimitar el Bloque Jalisco (BJ), otra característica favorable es que permite la fácil localización de lineamientos magnéticos que pueden ser interpretados como fallas y/o fracturas y/o zonas de debilidad y/o contactos geológicos.

6.1.1. Campo Magnético Residual (CMR)

En el mapa de la configuración del CMR (Figura 6.1), resalta a la vista las direcciones de las estructuras geológicas superficiales, dichas estructuras tienen rumbos preferenciales NW – SE y SW – NE. Un rasgo geológico importante que se destaca en el área de estudio es que el Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM), la cruza con un rumbo NW - SE, es por esto que la información aeromagnética muestra valores que son asociados a rocas volcánicas. La configuración del CMR tiene un rango de valores entre 280 nT y -320 nT, las estructuras cercanas a la costa tienen una dirección NW – SE, siendo paralelas a esta, mientras que al N del mapa, en los alrededores de la Ciudad de Guadalajara y el Lago de Chapala, las estructuras parecen tener una dirección E – W.

Dentro de la zona de estudio se encuentran algunos volcanes importantes del CVTM, como lo es el Volcán Sangangüey ubicado en la ciudad de Tepic, Nayarit, el Volcán Ceboruco localizado a 31 km del poblado de Ixtlán del Río en el estado de Nayarit, el Volcán Tequila ubicado en el municipio con el mismo nombre en el estado de Jalisco, el Nevado de Colima que a pesar de su nombre pertenece al estado de Jalisco y el Volcán de Colima ubicado entre los límites del estado de Jalisco y Colima. También en territorio del estado de Jalisco se localiza el Lago de Chapala, el cual se encuentra al sur de la ciudad de Guadalajara.

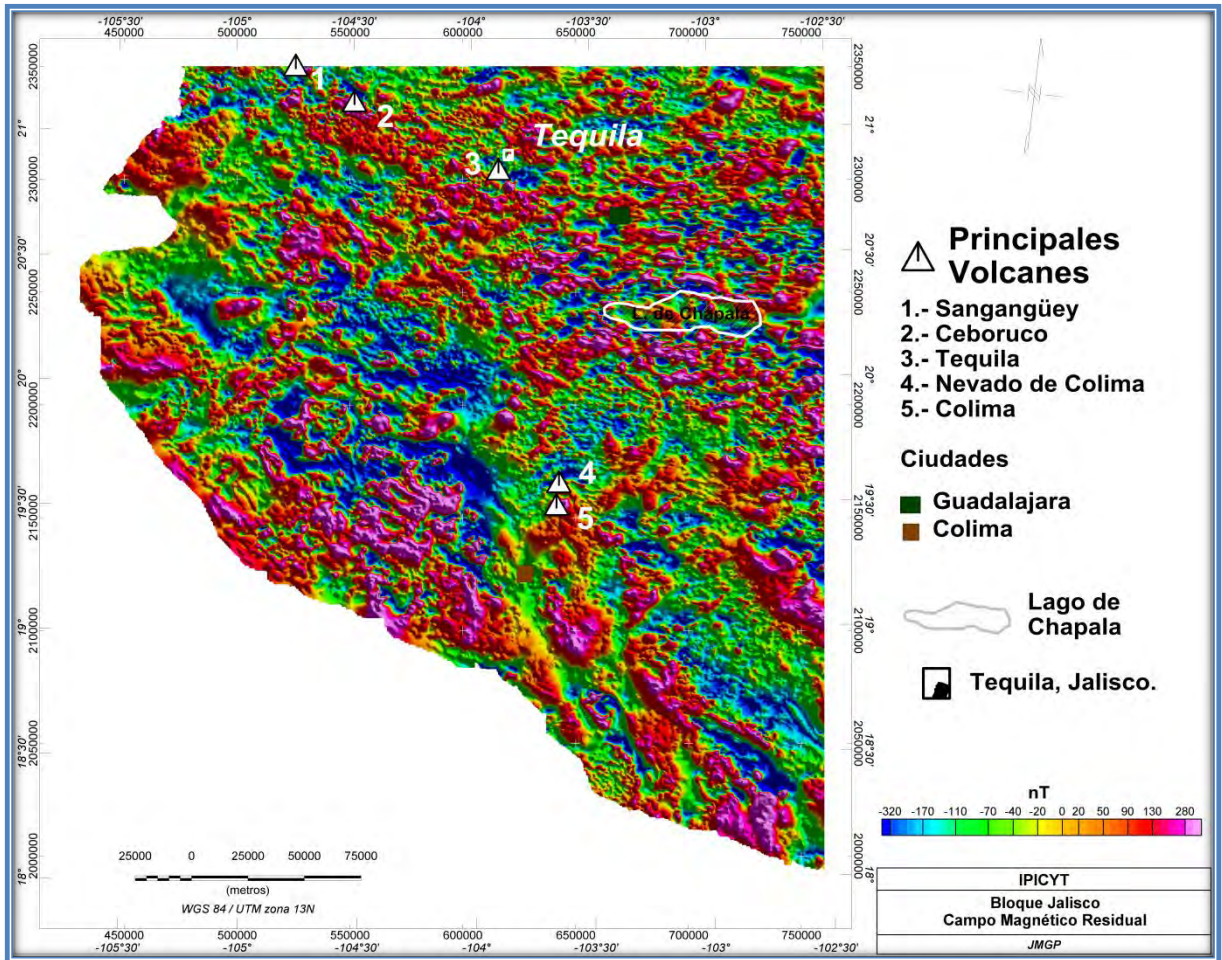


Figura 6.1: Mapa del Campo Magnético Residual (CMR).

6.1.2. Campo Magnético Reducido al Polo (CMRP)

Debido a que el campo magnético de la tierra es un vector comprendido por la inclinación, declinación e intensidad, solo en los polos, las anomalías se ubican exactamente sobre las fuentes que las producen. 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 magnéticos y la intensidad de magnetización varía de 25000 nT en el ecuador magnético a 75000 nT en los polos magnéticos (NOAA, 2010).

La configuración del CMRP (Figura 6.2) muestra un rango que va desde los 270 nT a los -330 nT, los valores altos se correlacionan con Rocas Volcánicas (RV), mientras que valores bajos pueden ser relacionados con las mismas rocas pero más profundas o bien, con zonas de cuenca que cubren a dichas rocas.

Desde la ubicación de los volcanes Sangangüey y Ceboruco, se observa un “trend” de anomalías aeromagnéticas positivas con dirección NW – SE, mismo que pasa al S del volcán de Tequila, dicho trend se caracteriza por presentar valores de intensidad de 270 nT a 134 nT, valores que son correlacionables geológicamente con RV.

El Lago de Chapala y la Ciudad de Guadalajara, están rodeados por una serie de altos y bajos aeromagnéticos, los cuales son asociados a RV como: riolitas, tobas riolíticas, basaltos y andesitas (*SGM, carta geológico-minera F13-12*) y a rocas sedimentarias, respectivamente. Al norte de Guadalajara, en el límite del mapa, se encuentra una zona donde predominan valores de -20 nT a -105 nT que son correlacionables geológicamente con rocas sedimentarias como: Calizas, areniscas y algunos conglomerados (*SGM, carta geológico-minera F13-9*), dentro de esta misma zona se encuentran algunos altos magnéticos correlacionables con RV.

Al NW del área estudiada se encuentra el graben de Bahía Banderas cuya configuración del CMRP muestra un rumbo ENE-WSW, la cual está representada por dos altos aeromagnéticos ubicados al NW y SE del bloque caído y por valores que oscilan entre 136 nT y 86 nT respectivamente, que geológicamente se correlacionan con un cuerpo intrusivo de composición granodiorítica (*SGM, carta geológico-minera, F13-11*). El bloque caído está representado por una zona con valores de -44 nT a -80 nT, mismo que se asocian superficialmente con material sedimentario de relleno.

Resalta a la vista una zona en la parte centro-oeste y centro-SW que se correlaciona con anomalías aeromagnéticas representadas por una combinación de valores bajos y altos (colores azules y rosas respectivamente), en donde los valores bajos oscilan entre -20 nT y -330 nT correlacionables con rocas sedimentarias como: aluvión, conglomerado y algunas calizas, mientras que los valores altos son del orden de 270 nT a 5 nT, los cuales corresponden a rocas volcánicas como: andesitas, tobas y riolitas, también son correlacionables con rocas intrusivas como la tonalita y otras de composición granodiorítica (*SGM, carta geológica-minera E13-2-5*).

Al SSE de la zona de estudio se ubican los volcanes de Colima y Nevado de Colima, en donde se observan una serie de altos magnéticos con valores de 60 nT a 250 nT correlacionables con RV, con algunos cuerpos intrusivos de composición granodiorítica (*SGM, carta geológico-minera E13-3*), y rocas volcanosedimentarias, representadas en su mayoría por depósitos de avalancha y de escombros volcánicos al S del volcán de Colima (VC). Las rocas sedimentarias marinas y material de relleno presentan valores entre -30 nT y -160 nT. Al SE del

VC, se presentan unas anomalías aeromagnéticas alargadas con dirección NW – SE con valores de 270 nT a 150 nT correlacionables con tobas riolíticas y andesitas, mientras que los valores que oscilan entre -20 nT y -200 nT, los cuales son mayoría, se correlacionan con rocas sedimentarias como: calizas, conglomerados y areniscas (SGM, carta geológico-minera E13-6-9).

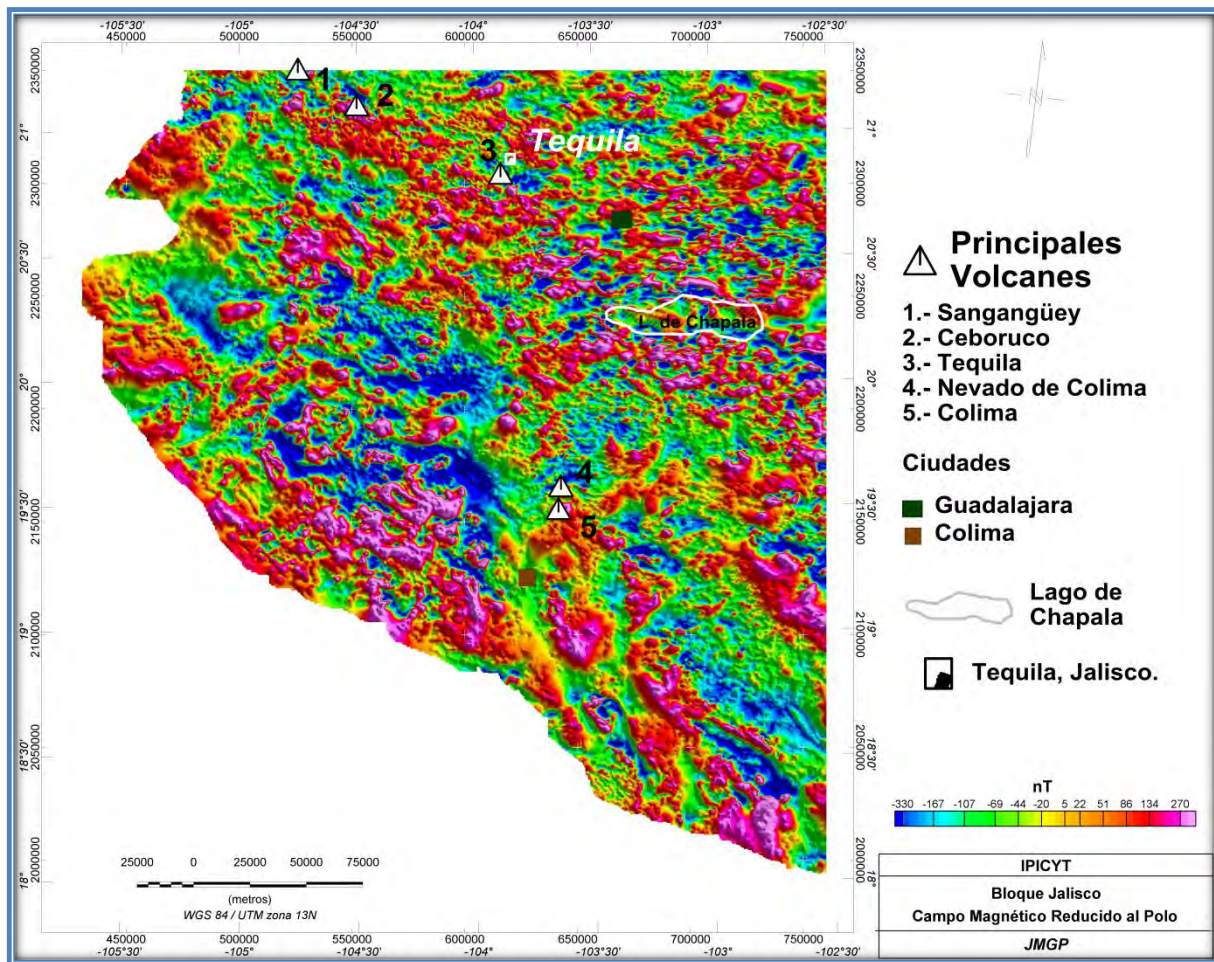


Figura 6.2: Mapa del Campo Magnético Reducido al Polo (CMRP).

6.1.3. Dominios Aeromagnéticos (DAM).

En la configuración del CMRP continuado ascendentemente 3 km (Figura 6.3), se clasificaron zonas que presentan valores de susceptibilidad magnética análogas, características similares de longitud de onda y frecuencia, a estas zonas se les llamó Dominios Aeromagnéticos (DAM), los cuales pueden estar asociados a una

o varias unidades geológicas, o bien, varias unidades geológicas pueden constituir un solo DAM.

Se clasificó la información aeromagnética en seis dominios para un mejor análisis, dichos dominios se describen a continuación.

Dominio Aeromagnético I (DAM I). Este DAM se encuentra desde el oeste de la Ciudad de Colima hasta el sur de Bahía Banderas, siguiendo toda la costa del Océano Pacífico, el DAM contiene una pequeña anomalía aeromagnética que se aleja un poco del cuerpo principal, esta anomalía se encuentra en la porción centro-norte del DAM. Todo el DAM cubre un área superficial de aproximadamente 954.7 km^2 que es equivalente a un 22.24% del área total de estudio, siendo el de mayor extensión de los seis DAM. No presenta una forma regular definida, tiene una forma alargada con dirección NW – SE. Se caracteriza por presentar longitudes de onda mayores a 30 km y amplitudes altas (~54 nT). Geológicamente este DAM está correlacionado con rocas intrusivas de composición granodiorítica, rocas ígneas como andesita, toba riolítica y algunas rocas sedimentarias como conglomerados polimícticos (SGM, carta geológico-minera F13-11 y E13-2-5).

Dominio Aeromagnético II (DAM II). Se ubica rodeando parcialmente a la Ciudad de Colima y se prolonga hacia el SE de la zona de estudio, colinda con el DAM IV en todo el margen NE, al oeste colinda con el DAM I, al NW con el DAM III, también tiene una pequeña zona de colindancia con el DAM VI. En este DAM se encuentran los volcanes de Colima y el Nevado de Colima, el DAM cuenta con una superficie territorial de 716.4 km^2 , correspondiente al 16.69% aproximadamente del área total de la zona de estudio. No presenta una forma regular definida, tiene una forma alargada que se mantiene paralela a la costa, aunque en el extremo NW del DAM, se presenta una extensión con dirección NE – SW. Este DAM presenta longitudes de onda mayores a 42 km y amplitudes del orden de 38 nT. La parte SE del DAM se correlaciona geológicamente con intrusivos de composición granodiorítica (SGM, carta geológico-minera E13-3), mientras que los alrededores de los volcanes son correlacionables con materiales volcanosedimentarios provenientes de estos mismos, aunque esta característica se aprecia mejor al sur del volcán de Colima.

Dominio Aeromagnético III (DAM III). Se presenta desde el oeste de los volcanes Sangangüey y Ceboruco hasta el centro de la configuración del CMRP continuado ascendientemente 5 km, el DAM es bifurcado cerca de su extremo NW por una anomalía perteneciente al DAM I. Colinda en todo su margen SW con el DAM I, en la margen NE con el DAM VI y en la cabecera SE con el DAM II. No presenta una forma regular definida, cubre un área aproximada de 795.4 km^2 correspondiente al 18.53% del área total de estudio, dentro del DAM se encuentran el graben y la

Bahía de Banderas. El DAM presenta amplitudes bajas del orden de -89 nT y longitudes de onda mayores a 30 km. Las características que presenta este DAM son geológicamente correlacionables en el área de Bahía Banderas con cuerpos intrusivos de composición granodiorítica, el resto del DAM se correlaciona con rocas volcánicas como basaltos, tobas riolíticas y andesitas, también se presentan algunas rocas sedimentarias como calizas y conglomerados polimícticos.

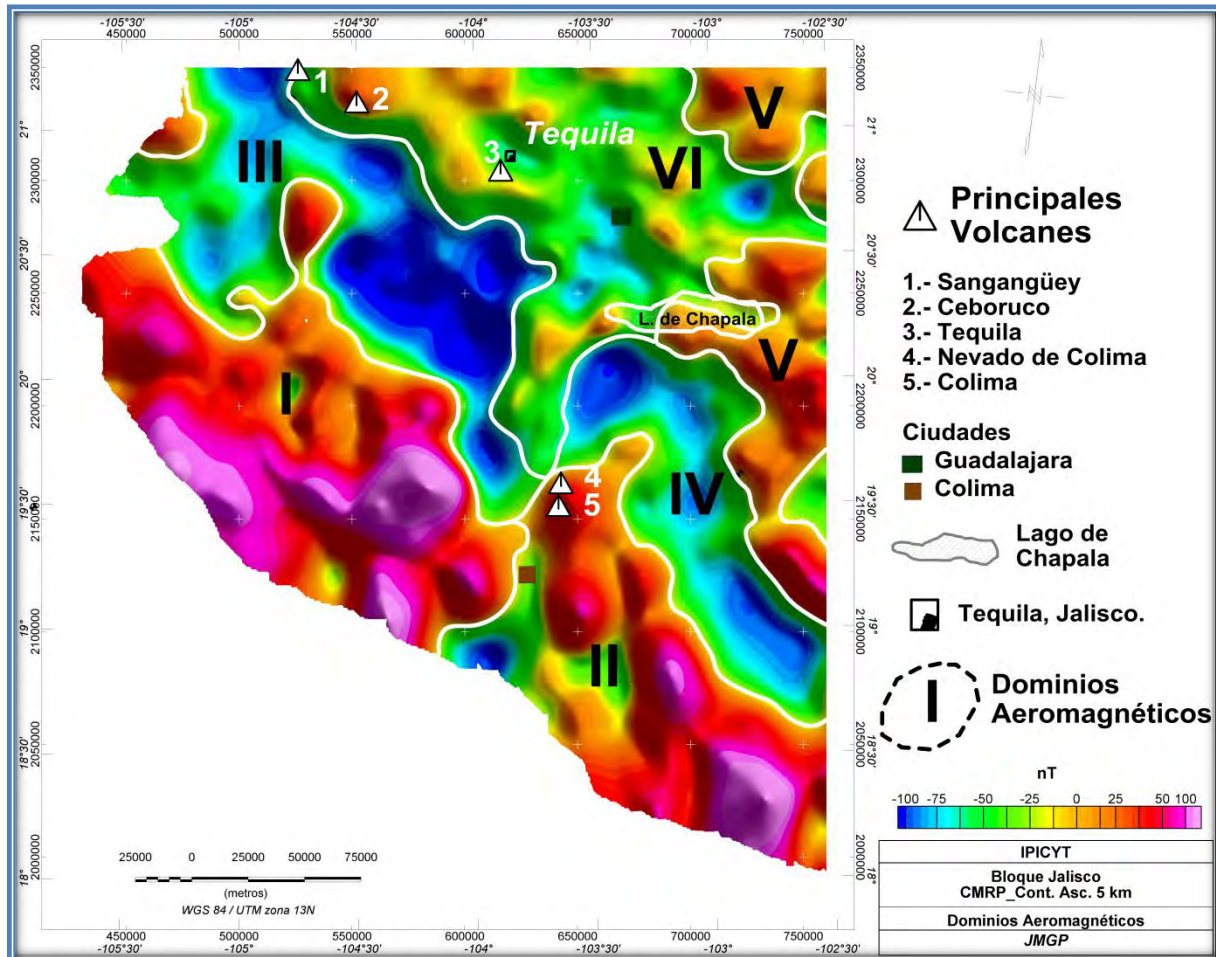


Figura 6.3: Configuración del CRMP continuado ascendente marcando los Dominios Aeromagnéticos (DAM).

Dominio Aeromagnético IV (DAM IV). Se localiza al SE de la zona de estudio, entre los DAM II y V. Equivale a 510.7 km^2 aproximadamente o al 11.89% del área total de estudio, no presenta una forma regular definida, las partes SE y central del DAM mantienen un ancho similar, es en el extremo NW donde las dimensiones del DAM cambian, haciéndose más ancho. Se caracteriza por tener longitudes de

onda que oscilan en los 30 km y amplitudes bajas (-62.8 nT). Geológicamente se correlaciona con algunas rocas intrusivas de composición granodiorítica, rocas volcánicas como basaltos, andesitas, dacita, tobas y piroclastos, también se presentan rocas sedimentarias como algunas calizas y areniscas.

Dominio Aeromagnético V (DAM V). Se sitúa en la margen este de la configuración del CMRP continuado ascendentemente 5 km, mantiene una dirección N - S, colinda con los DAM IV y VI. En la parte norte del margen este, el DAM es seccionado un par de veces por el DAM VI. No tiene una forma regular bien definida, cuenta con un área de 413.9 km^2 equivalente al 9.64% de la extensión total del área de estudio, esto lo convierte en el DAM más pequeño de los seis. Las longitudes de onda características de este DAM en promedio son de 20 km, mientras que su amplitud es de 12 nT aproximadamente. Geológicamente se correlaciona con rocas volcánicas como tobas riolíticas, basaltos, ignimbritas, andesitas, y algunas rocas sedimentarias como las areniscas y conglomerados polimícticos.

Dominio Aeromagnético VI (DAM VI). Está localizado en la parte centro-norte y centro-NE de la zona de estudio, colinda al oeste con el DAM III, al este con el DAM V, al sur con los DAM IV y II, mientras que al norte colinda con el límite de la zona de estudio. Los volcanes de Sangangüey, Ceboruco y Tequila, forman parte de este DAM, así como el Lago de Chapala y la Ciudad de Guadalajara. Representa el 20.98% del área de estudio que equivale aproximadamente a 900.85 km^2 . No tiene una forma regular definida, su eje mayor tiene dirección NW – SE, aunque en el extremo SE, el DAM se ensancha y divide al DAM V en un par de ocasiones, mientras que al SW funge como límite entre el DAM III y IV. Se caracteriza por tener longitudes de onda mayores a 35 km y amplitudes bajas, con valores de -32 nT aproximadamente. Geológicamente se correlaciona con material volcánico de diferentes periodos proveniente del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) y cuerpos intrusivos.

6.1.4. Lineamientos aeromagnéticos

6.1.4.1. Lineamientos aeromagnéticos superficiales

Con el fin de conocer las zonas de debilidad superficiales y profundas asociadas a fallas geológicas, y/o contactos litológicos y/o fracturas, se interpretaron los lineamientos aeromagnéticos en las configuraciones de 1aDz del CMRP con una continuación ascendente de 3 km y 10km (Figuras 6.4 y 6.6 respectivamente), también se realizó un análisis de los lineamientos sobre estas configuraciones del CMRP por medio de diagramas de frecuencia (Figuras 6.5 y 6.7 respectivamente).

Para la interpretación de los lineamientos aeromagnéticos se utilizó la primera derivada en Z (1aDz) porque esta calcula la tasa de cambio del campo magnético en la vertical sobre un mismo punto, el resultado de este cálculo es que las anomalías son aclaradas, lo que nos permite resaltar los contactos entre dichas anomalías.

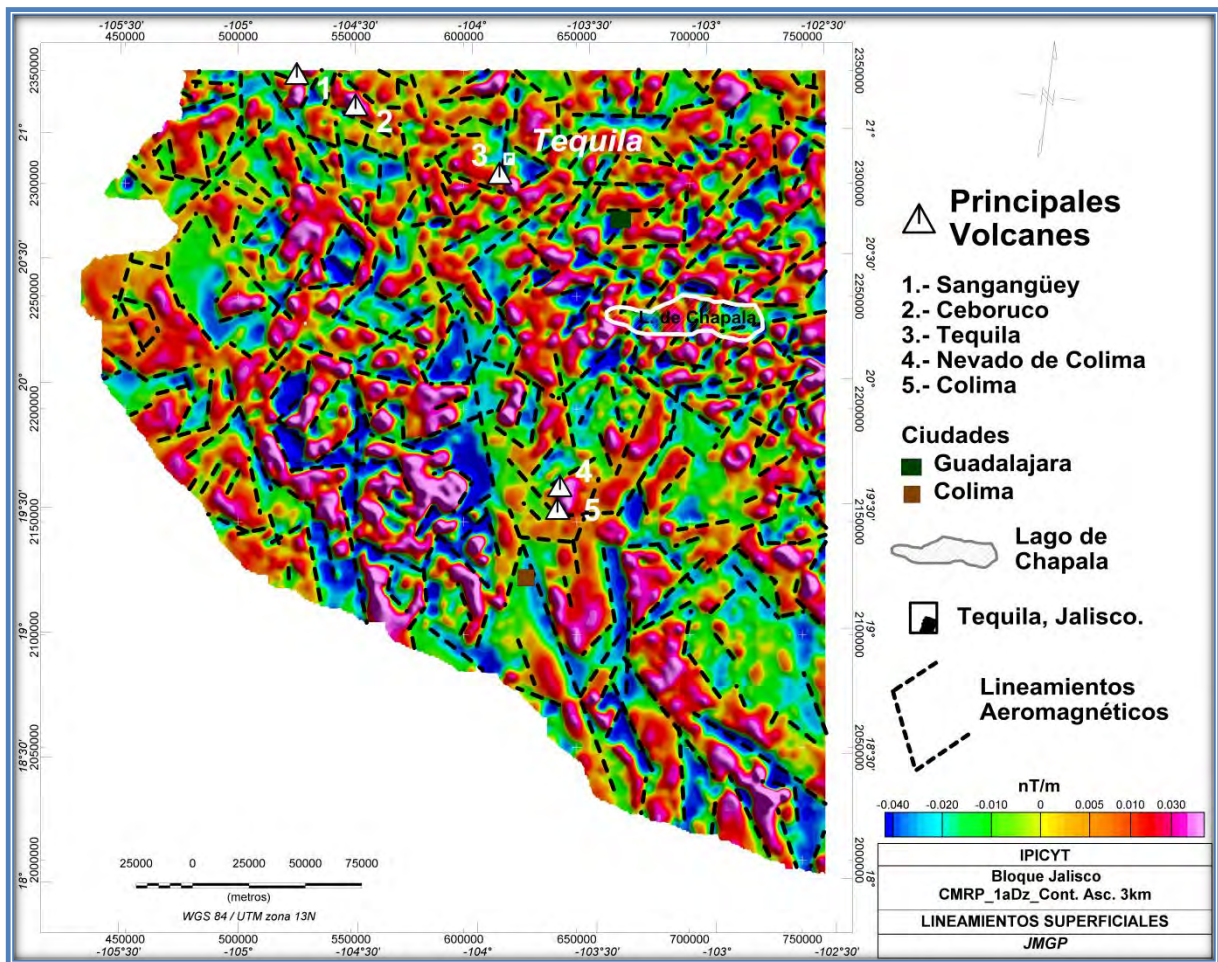


Figura 6.4: Mapa de lineamientos aeromagnéticos superficiales con filtro de 1aDz continuado ascendente 3 km del CMRP.

La configuración de la 1aDz continuada ascendente 3 km del CMRP, muestra una gran cantidad de lineamientos debido principalmente a que el ambiente geológico en la zona de estudio es volcánico y tectónicamente activo, otro factor es la gran extensión territorial que cubre el área de estudio, aproximadamente $4,332.52 \text{ km}^2$.

La configuración del CMRP con un filtro de 1aDz continuado ascendentemente 3 km se muestra en la Figura 6.4, en donde se identificaron los lineamientos superficiales. Se observa una tendencia en los lineamientos con direcciones preferenciales NW – SE y NE – SW a lo largo de toda la configuración del CMRP. Esta configuración se caracteriza por presentar una gran cantidad de anomalías aeromagnéticas positivas (colores rosas), algunas de estas anomalías no presentan continuidad, debido a la aparición de bajos aeromagnéticos (colores azules), la cantidad de altos magnéticos y la interrupción de los mismos se relaciona con la cantidad de lineamientos presentes. La parte SE del mapa es donde menor cantidad de lineamientos se observan, debido a que las anomalías en esta zona tienen una mayor continuidad

A los alrededores del Lago de Chapala, es donde los lineamientos tienen una menor continuidad debido a que en esta zona se presenta una combinación de altos y bajos aeromagnéticos, el mismo caso se presenta al oeste de los volcanes Colima y Nevado de Colima pero en esta zona, las anomalías son de mayor tamaño y por lo tanto los lineamientos tiene mayor continuidad que en los alrededores del Lago de Chapala.

En el diagrama de rosas (Figura 6.5) se observa con mayor claridad que las direcciones preferenciales en la configuración de la 1aDz continuada ascendentemente 3 km del CMRP son NW – SE y NE – SW.

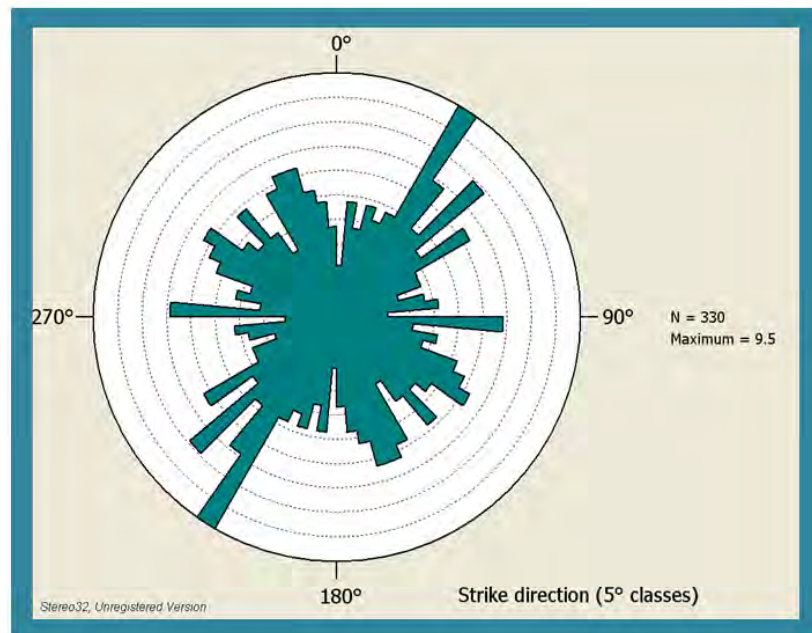


Figura 6.5: Diagrama de rosas con direcciones preferenciales de los lineamientos aeromagnéticos superficiales marcados en la 1aDz continuada ascendentemente 3 km del CMRP.

6.1.4.2. Lineamientos aeromagnéticos profundos

El mapa de 1aDz del CMRP con una continuación ascendente de 10 km (Figura 6.6) muestra una tendencia muy marcada en las estructuras profundas, las cuales presentan direcciones preferenciales NW – SE y NE – SW, las cuales concuerdan con las direcciones superficiales vistas en la figura 6.5.

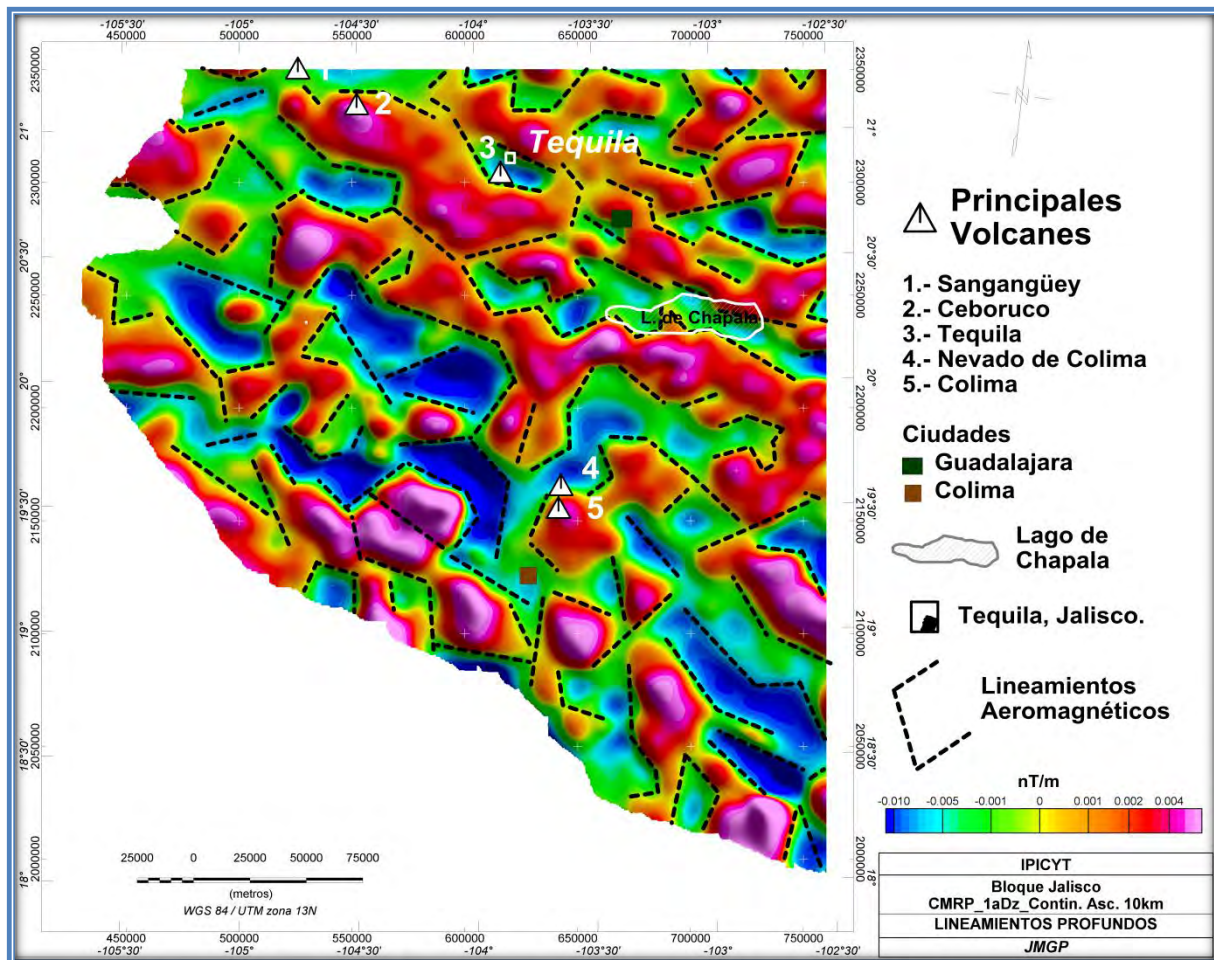


Figura 6.6: Mapa de lineamientos aeromagnéticos profundos con filtro de 1aDz continuado ascendente 10 km del CMRP.

A pesar de estar observando las estructuras regionales, la cantidad de lineamientos son considerables, esto se puede correlacionar a fuertes o constantes procesos tectónicos en la zona de estudio.

En las secciones centro-N y N de la zona de estudio, se observan una cantidad considerable de anomalías aeromagnéticas con direcciones preferenciales NW –

SE y NE – SW, en estas zonas, los lineamientos presentan las mismas direcciones debido a que estos están estrechamente relacionados con las direcciones de las anomalías.

La parte centro-Sur y S del mapa, muestra una configuración en donde se combinan anomalías positivas y negativas (colores rosas y azules respectivamente), este hecho provoca que los lineamientos sean más cortos debido a que son cortados por esta combinación de anomalías aeromagnéticas.

Se aprecia claramente que la principal dirección preferencial de los lineamientos aeromagnéticos profundos es NW – SE, la siguiente dirección preferencial es NE – SW, lo que concuerda con lo observado en el mapa de los lineamientos superficiales (Figura 6.4) en donde se aprecia que las direcciones preferenciales superficiales tienen rumbos NW – SE y NE – SW.

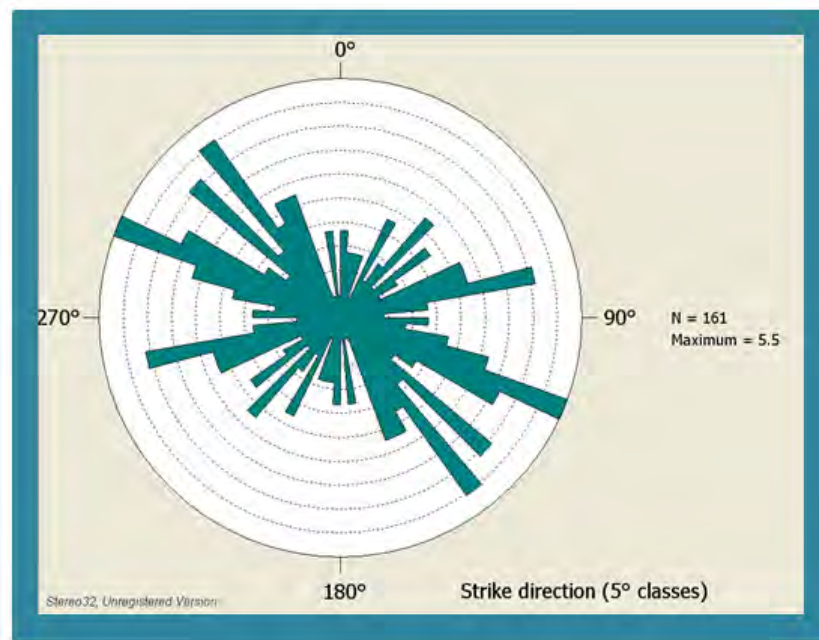


Figura 6.7: Diagrama de rosas con direcciones preferenciales de los lineamientos aeromagnéticos profundos marcados en la 1aDz continuada ascendente 3 km del CMRP

6.1.5. Límite del Bloque Jalisco (BJ)

Tomando como base la configuración del Campo Magnético Reducido al Polo (CRMP) y continuado ascendente 1 km, 3 km y 5 km (Figura 6.8, 6.9 y 6.10 respectivamente), se propone un límite aeromagnetométrico para el Bloque Jalisco, y se compara con algunas interpretaciones de diferentes autores que se han definido este límite en base a la geología y a la tectónica regional (*Rutz et al.*,

2004; Ferrari et al., 2002 y Rossotti et al., 2002), así como en pozos geotérmicos profundos de Comisión Federal de Electricidad (Ferrari y Rosas, 2000), también se presenta el mapa del CMRP continuado a 5 km (Figura 6.11), en donde se comparan los tres límites propuestos con los de otros autores.

En el mapa de la continuación ascendente a 1 km del CMRP (Figura 6.8), se propone un límite para el BJ y se compara con el marco tectónico regional (Rutz, et al., 2004). El límite se propone en base a lineamientos de bajos aeromagnéticos, buscando zona de gradientes que tengan cierta continuidad, esto a razón de que las zonas de gradientes se correlacionan con fallas y/o contactos geológicos y/o zonas de debilidad.

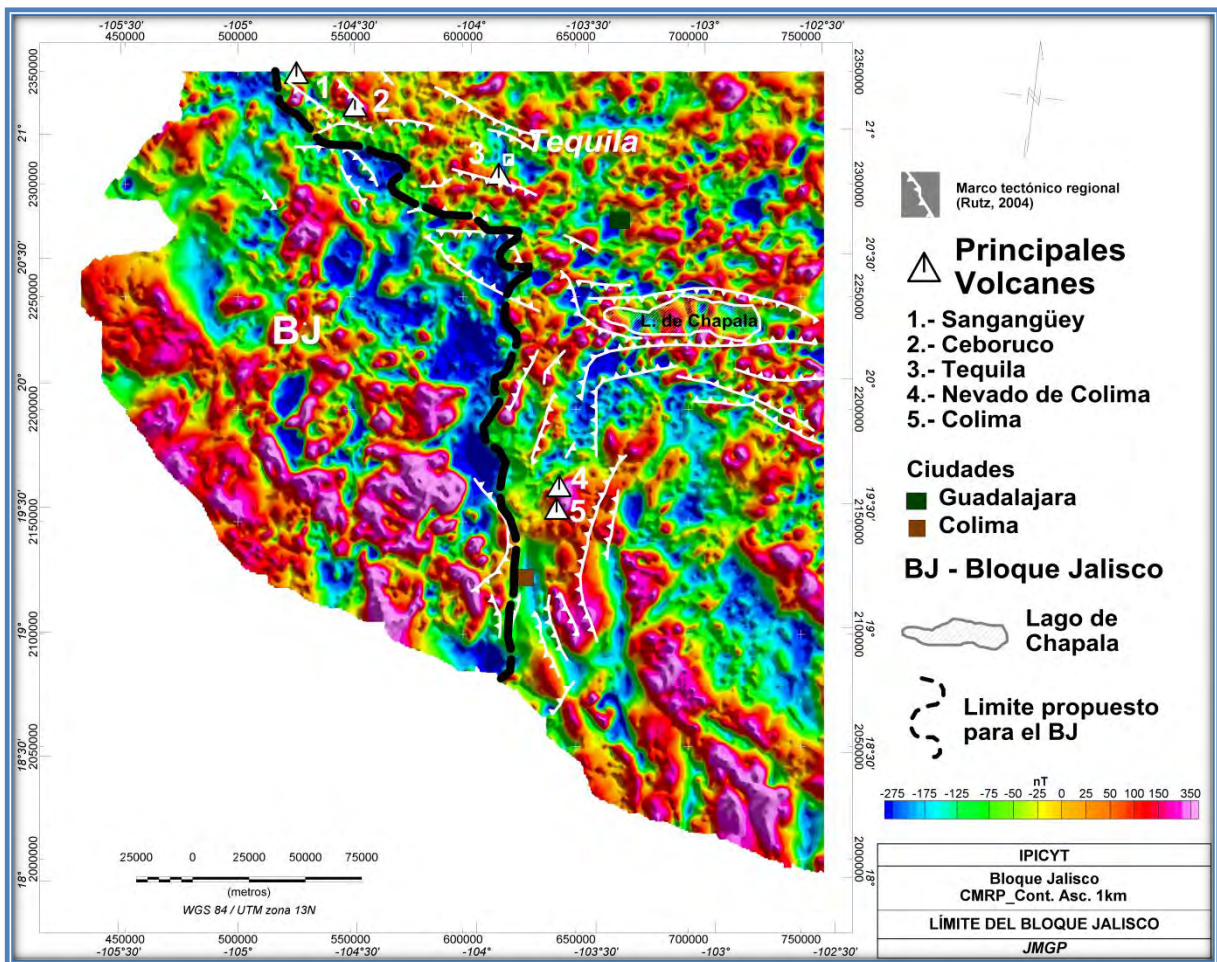


Figura 6.8: Mapa del CMRP continuado ascendente 1 km proponiendo un límite para el BJ comparado con el marco tectónico regional.

La descripción del límite propuesto para este mapa comienza al NW de la zona de estudio, al W del volcán Sangangüey, dirigiéndose hacia el SSE para luego tomar un rumbo NW - SE y pasar al S de los volcanes Ceboruco y Tequila, y es justo al

S de este último donde el límite del BJ comienza a tomar una dirección N – S, siguiendo una zona de gradiente, marcando un lineamiento entre valores que oscilan entre -75 nT y -260 nT, el lineamiento es interrumpido por un alto aeromagnético con valor de 350 nT, correlacionado con un cuerpo intrusivo, es en este punto donde el límite propuesto toma la forma del cauce del río Armerías, posiblemente asociado al límite E del BJ y W del graben de Colima.

El mapa del CMRP continuado ascendientemente 3 km, se presenta en la Figura 6.9, en la cual las anomalías aeromagnéticas se observan de manera más regional, también se observa que existe un contraste en los valores de intensidad magnética entre el NE y el SW del mapa, siendo la parte SW donde los valores son mayores, alcanzando intensidades de hasta 150 nT, aproximadamente, este contraste está marcado por un zona de bajos aeromagnéticos con dirección NW – SE con intensidades de hasta -200 nT.

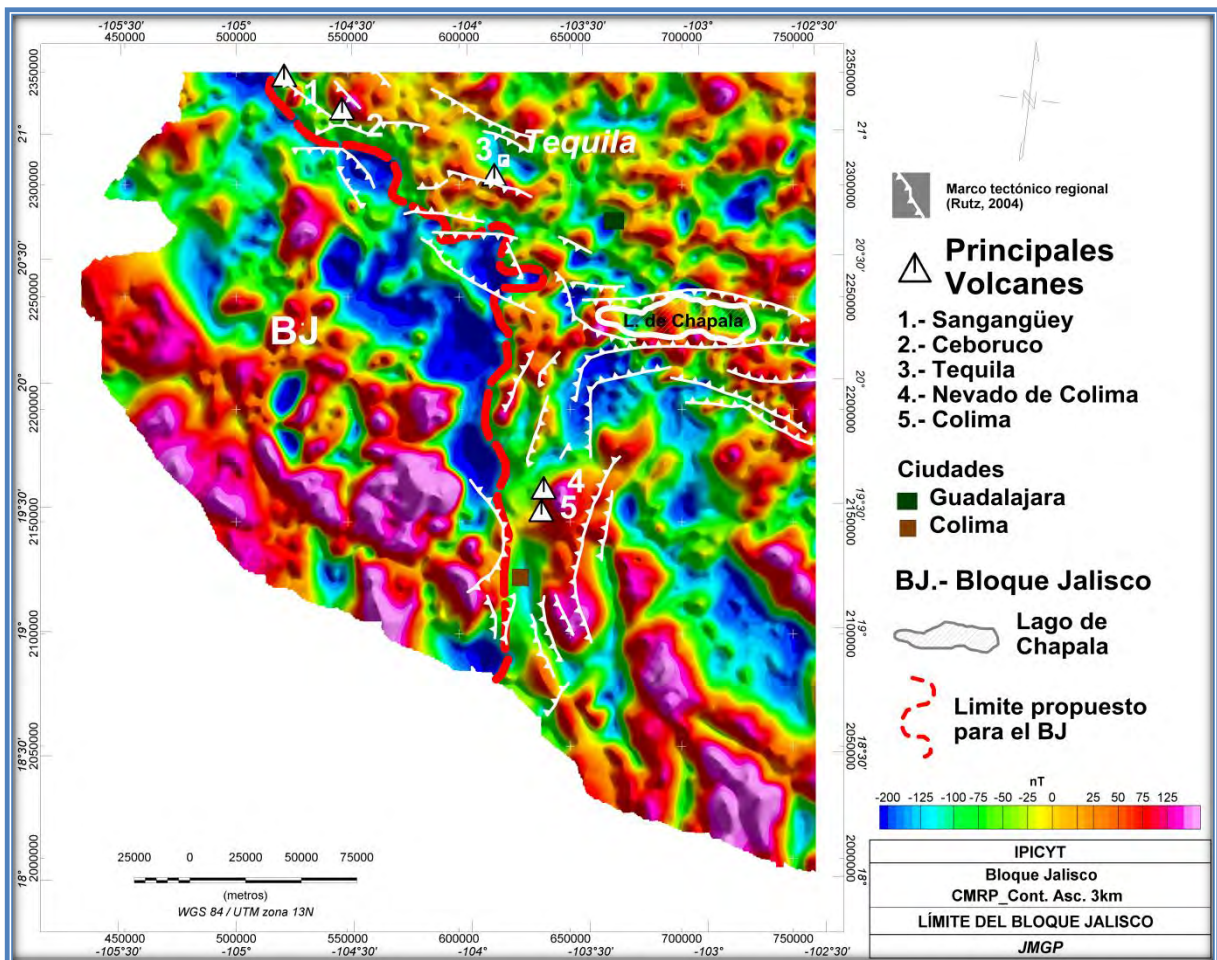


Figura 6.9: Mapa del CMRP continuado ascendientemente 3 km proponiendo un límite para el BJ comparado con el marco tectónico regional.

La descripción del límite del BJ en la configuración del CMRP continuado ascendientemente 3 km, comienza en la parte NW del mapa con un rumbo tentativo NW – SE, siguiendo la zona de gradiente aeromagnética antes mencionado, en esta configuración del CMRP, el límite del BJ se observa más cerca del volcán Sangangüey (Tepic, Nayarit), hecho que se relaciona con el graben Tepic – Zacoalco, al que algunos autores mencionan como límite del BJ (*Ferrari y Rosas, 2000*). El límite propuesto toma un rumbo ENE – WSW mientras pasa al S del volcán Ceboruco y continua con un rumbo NW – SE hasta llegar al S del Volcán Tequila, donde adquiere una dirección N – S hasta topar con una anomalía aeromagnética correlacionada con rocas intrusivas, donde se desvía hacia el SE para continuar por el cauce del río Armería.

La configuración del CMRP con una continuación ascendente de 5 km con un marco tectónico regional (*Rutz et al., 2004*) y el límite propuesto para esta configuración se muestra en la Figura 6.10. Las anomalías y los lineamientos en el mapa están claramente suavizados, se observa con más claridad el contraste entre la zona de la costa y la parte NE de la zona de estudio, estas zonas están divididas por una alineación de bajos aeromagnéticos con dirección NW – SE que se presenta en los dos mapas anteriores pero con esta configuración las dimensiones del bajo aumentan, lo que hace más claro el límite del BJ.

El límite se comienza a describir en la misma zona que los dos mapas anteriores, comienza con dirección N – S, pasando al W del volcán Sangangüey, posteriormente toma un rumbo NW – SE pasando al Sur del volcán Ceboruco, dirigiéndose con la misma dirección hasta el Sur del volcán Tequila, donde la dirección cambia a N – S, siguiendo el contorno del bajo aeromagnético hasta llegar a una anomalía aeromagnética positiva correlacionable con rocas intrusivas y a partir de ese punto, el límite toma de manera general el cauce del río Armería.

Los límites en los mapas anteriores fueron comparados con el marco tectónico regional del Bloque Jalisco (*Rutz et al., 2004*) con el fin de ver la relación que existe entre la tectónica regional y las evidencias aeromagnéticas. Los filtros que se aplicaron en estos mapas ayudaron a reducir los efectos de fuentes superficiales, es por esto que en el mapa del CMRP continuado ascendientemente 5 km (Figura 6.10), las anomalías y los lineamientos se ven más suavizados. Se puede decir que esta es una comparación entre lo observado por un método directo, como lo es el método geológico y lo observado e interpretado con geofísica, sin embargo, se observa que los límites propuestos en base a la magnetometría aérea, guardan una buena relación con los rasgos geológicos presentados en los mapas.

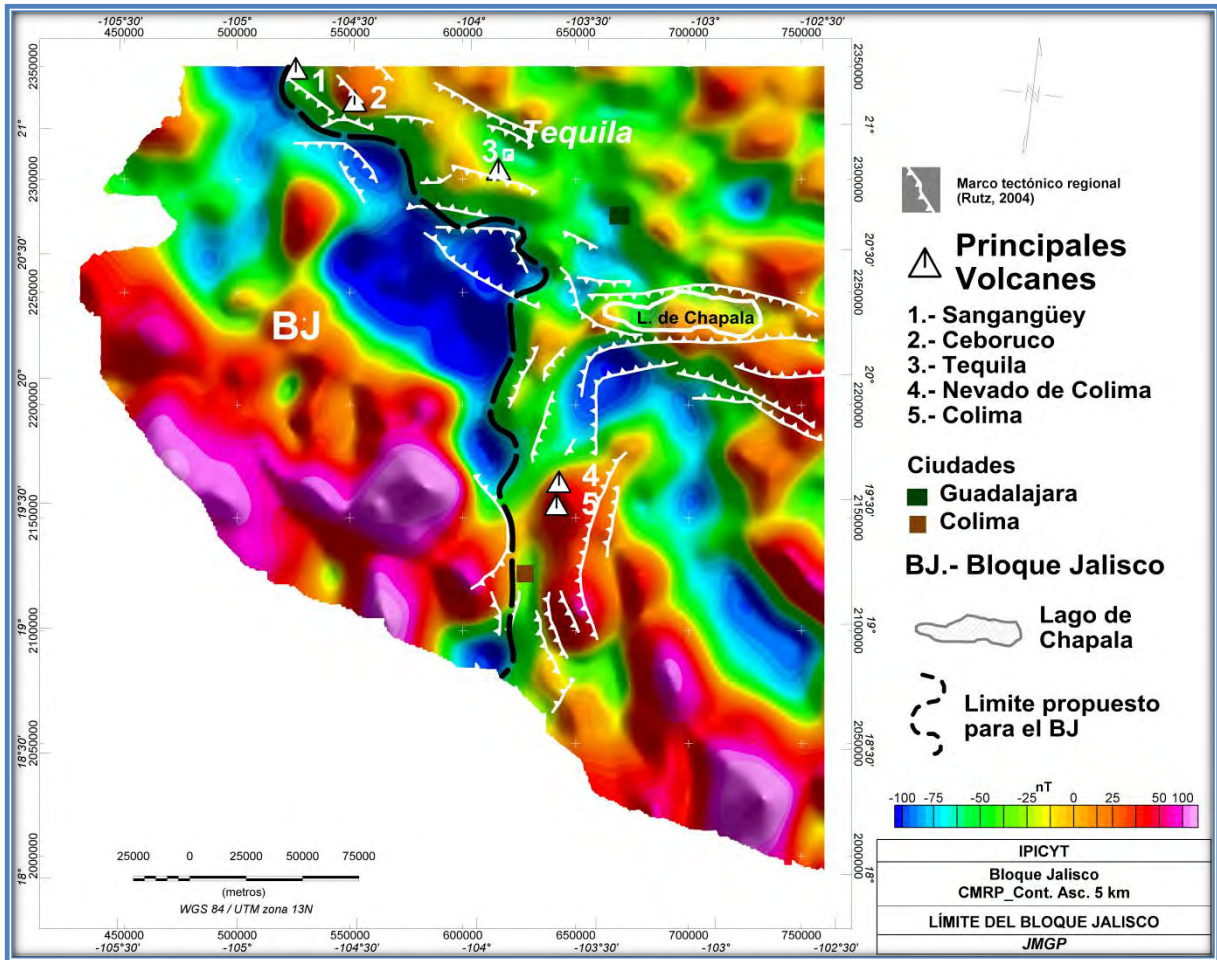


Figura 6.10: Mapa del CMRP continuado ascendientemente 5 km proponiendo un límite para el BJ comparado con el marco tectónico regional.

La de configuración del CMRP continuado ascendientemente 5 km con los 3 límites propuestos en los mapas anteriores y los límites para el BJ propuestos por diversos autores se muestra en la Figura 6.11. *Ferrari et al. (2002)*, interpreta que el límite del Bloque Jalisco corre sobre el río Grande de Santiago, pasando por el área de la presa Santa Rosa, continuando hacia el NW hacia Tepic, mediante el graben de San Pedro – Ceboruco. En 2000 Ferrari y Rosas hicieron un mapeo estructural y una revisión de la estratigrafía de pozos geotérmicos profundos de Comisión Federal de Electricidad (CFE), concluyen que el graben Tepic – Zacoalco, es en realidad una combinación de diferentes tipos de fallas. En general, los límites que se usaron para comparar los propuestos en esta tesis, fueron basados en la geología, la tectónica regional y pozos geotérmicos profundos de CFE, también se basan en las discordancias entre la provincia de la Sierra Madre Occidental y el BJ (*Rossotti y Ferrari, 2002* y *Páez, 2010*).

El límite que proponen *Rossotti y Ferrari (2002)*, pasa justo por el volcán Tequila, este lineamiento, pretende marcar el límite entre el BJ y la SMO, vemos que en

ciertas partes coincide con el límite propuesto por *Ferrari et al. (2002)*, quien también pretende identificar el límite entre estos dos, pero este último se extiende hacia el NW, pasando por los volcanes de Ceboruco y Sangangüey, con dirección a Tepic, Nayarit. Ambos límites tienen una dirección NW – SE y se extienden hasta el SE de la ciudad de Guadalajara, Jalisco.

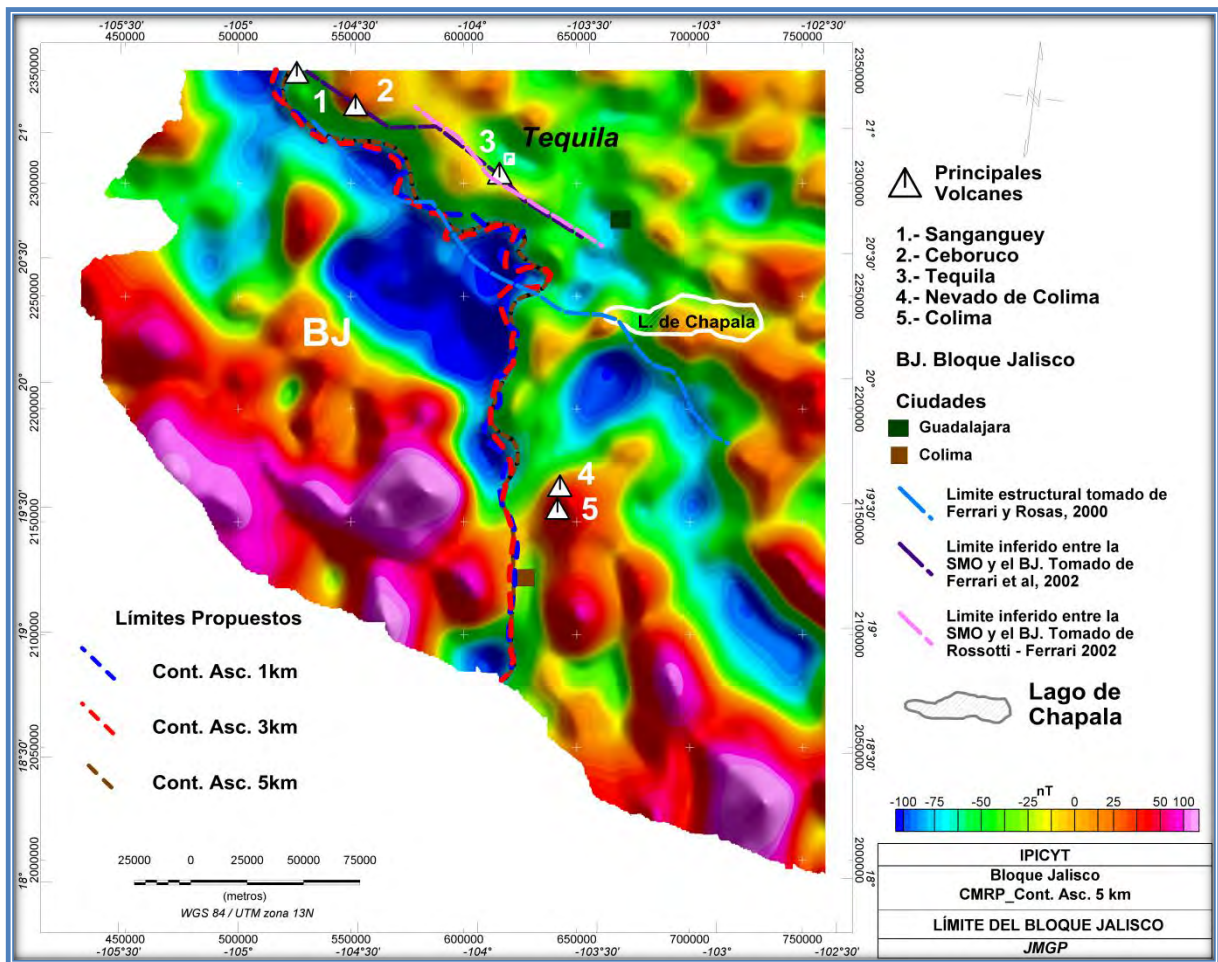


Figura 6.11: Mapa del CMRP continuado ascendentemente 5 km comparando límites propuestos para el BJ con otros autores.

En el mapa de los lineamientos superficiales (Figura 6.5), es apreciable la dirección preferencial de estos, los cuales, en su mayoría tenía una dirección NW – SE, mismo rumbo que se presentan estos límites. En dirección SW con respecto a los volcanes Sangangüey, Ceboruco, y Tequila y a los límites descritos anteriormente, se encuentra el límite propuesto por *Ferrari y Rosas (2000)*, el cual es el que más coincide con los límites propuestos en esta tesis.

Los límites propuestos mantienen una similitud tanto en la parte septentrional como en la oriental del BJ, los tres límites comienzan (o terminan) en el NW del mapa, al W del volcán Sangangüey y toman una dirección SE, pasando al Sur de los volcanes Ceboruco y Tequila, donde el rumbo de los límites cambia a N – S hasta que se alinean con el cauce del río Armería

Se presenta un promedio de los límites propuestos (Figura 6.12) y se compara con el límite de *Rossotti y Ferrari (2002)*, la triple unión (*López-Loera et al., 2011*) y el marco tectónico del BJ (*Rutz, 2004*).

Se puede apreciar un límite para el BJ más suavizado, sin esos cambios de dirección repentinos que se presentaban en los límites anteriores, este nuevo límite propuesto se acopla bastante bien a la configuración de este mapa, es decir, se apega a la zona de gradiente aeromagnético, mientras que en la parte central - Sur del mapa, el límite sigue siendo controlado por el cauce del río Armería.

El límite septentrional propuesto, pasa por el centro del graben Tepic – Zacoalco (*López-Loera et al., 2011*), coincide de una manera general con el límite propuesto por *Ferrari y Rosas (2000)* y con el marco tectónico regional (*Rutz, 2004*), mientras que la parte sur del límite oriental coincide con el graben de Colima, es en esta parte donde el marco tectónico (*Rutz, 2004*), el graben de Colima (*López-Loera et al., 2011*) y el límite propuesto, tienen una mayor coincidencia.

El límite estructural que proponen *Ferrari y Rosas (2000)*, se extiende hacia el SE hasta el graben de Chapala, mismo que se une con el graben de Colima en la zona donde el límite propuesto en esta tesis tiene una dirección N – S, esta intersección es llamada la triple unión, es donde convergen el graben de Chapala (dirección E – W), el graben de Colima (dirección N – S) y el graben Tepic – Zacoalco (dirección NW – SE).

Se ha tomado el cauce del río Armería para definir la parte sur del límite oriental del BJ sabiendo que el río pasa por una zona de debilidad que corre N – S, asociada al graben de Colima, esta zona no se aprecia claramente en los mapas debido a la relación de tamaños entre el área de estudio y el río.

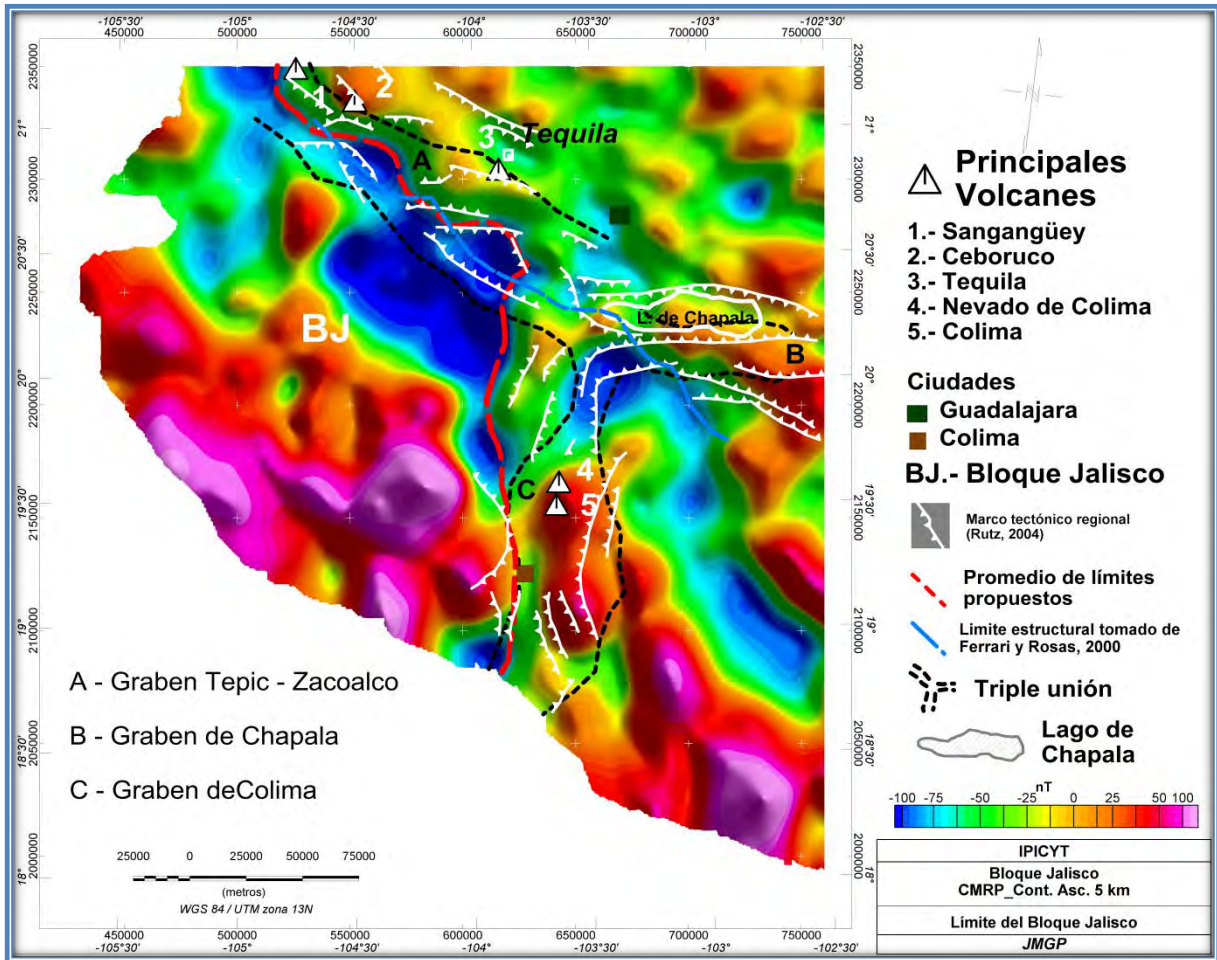


Figura 6.12: Mapa del CMRP continuado ascendentemente 5 km comparando límites, la triple unión y marco tectónico regional para el BJ.

6.1.6. Enfoque a Tequila, Jalisco.

Una segunda e importante etapa de este estudio, se realizó en la cabecera municipal de Tequila, Jalisco. Lo anterior fue clasificado como una etapa de reconocimiento general, brindando un aporte científico a este trabajo. En esta segunda etapa se llevó a cabo la fase de semidetalle, en la cual se trabajó con Magnetometría Terrestre. La Figura 6.13 sigue mostrando información aeromagnética, la cual nos da un marco regional de la nueva zona de estudio. El mapa de enfoque a Tequila (Figura 6.13), nos permite ver algunos lineamientos estructurales que cruzan el área de estudio y sus direcciones preferenciales, las cuales coinciden con las direcciones que se presentaban en los lineamientos superficiales y en los profundos del BJ, las direcciones preferenciales son NW – SE y NE – SW, es por esta razón que las líneas magnéticas terrestres se

realizaron E – W, para estar en condiciones de poder cortar las dos direcciones preferenciales.

El mapa del CMRP continuado ascendentemente 1 km (Figura 6.13), se enfoca en mostrar un marco muy regional, así como las características aeromagnéticas alrededor de Tequila, más adelante el trabajo se enfocará en el área delimitada por el rectángulo en color blanco.

El municipio de Tequila, como se muestra en la Figura 6.13, se encuentra al W de una anomalía aeromagnética caracterizada con valores de intensidad magnética que van de 150 nT a -200 nT. El área de estudio está asociada hacia la porción W con una zona de bajos magnéticos de forma alargada, de rumbo NNE-SSW. Hacia la porción centro-Este se asocia con un lineamiento aeromagnético de rumbo NW-SE. El volcán Tequila, ubicado al sur del municipio, está asociado con un alto aeromagnético con dirección NW – SE. El mapa del CMRP continuado ascendentemente es acompañado por el marco tectónico regional (*Rutz et al., 2004*).

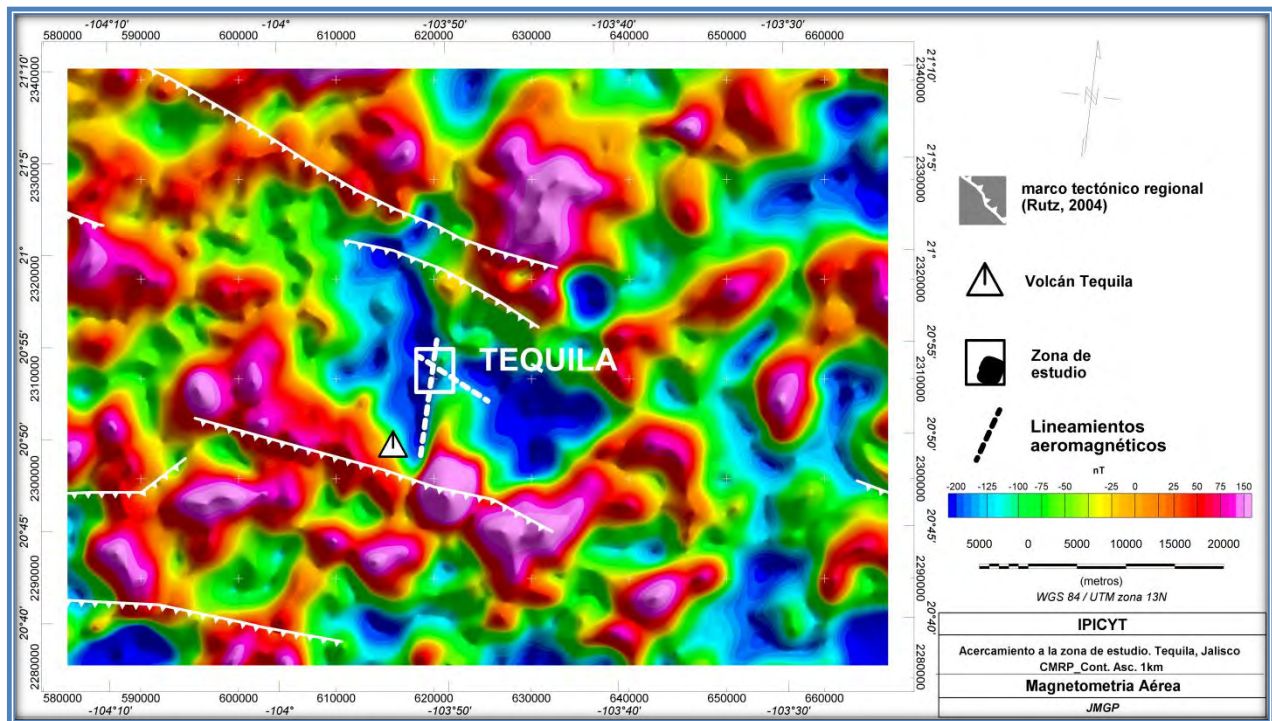


Figura 6.13: Mapa del CMRP continuado ascendentemente 1 km. Enfoque a Tequila, Jalisco.

6.2. Magnetometría Terrestre

La totalidad del estudio se dividió en tres etapas, en estas instancias estamos en la parte de semidetalle (segunda etapa). Para esta sección del trabajo, nos enfocamos en una zona más específica con el propósito de la aplicación de métodos geofísicos para la localización de zonas hidrogeológicamente favorables.

Una vez que se le aplicó el filtro de RP a la configuración del CMR, se continuó ascendientemente 100 m (Figura 6.14) para indicar zonas dentro de la configuración magnética que presentan características de longitud de onda, frecuencia y amplitudes similares, la información se analiza y se agrupa en Dominios Magnéticos (DM), los cuales se describen a continuación.

6.2.1. Dominios Magnéticos (DM)

La finalidad de analizar la información de este modo es que los Dominios Magnéticos pueden estar constituidos por una o diversas unidades geológicas, o bien varias unidades pueden constituir un solo dominio.

El Dominio Magnético I (DM I), se encuentra al norte de la zona de estudio, con un área superficial de $6,639 \text{ m}^2$. Es una franja horizontal con dirección N –S sin una forma definida, la cual guarda el mismo grosor en la parte este y centro, haciéndose más angosta hacia el extremo oeste. Se caracteriza por tener valores de intensidad magnética bajos del orden de -1200 nT y pocas zonas con valores normales, los cuales oscilan entre -730 nT y -920 nT , presenta longitudes de onda $>800 \text{ m}$. Geológicamente se pueden asociar a rocas volcánicas como dacita y material piroclástico.

El Dominio Magnético II (DM II), se ubica en la porción centro norte de la zona de estudio, tiene una forma alargada casi horizontal que presenta una dirección NNW – SSE que cubre un área de $10,326 \text{ m}^2$, siendo el DM con mayor extensión territorial. La porción central de este DM es más angosta que sus extremos. El DM, en general presenta valores de intensidad que van desde -160 nT a -710 nT aproximadamente pero es en la parte este donde se presenta un alto magnético con valores del orden de -160 nT , se caracteriza por presentar longitudes de onda del orden de 500 m . El DM es correlacionable con rocas volcánicas relacionadas con dacitas.

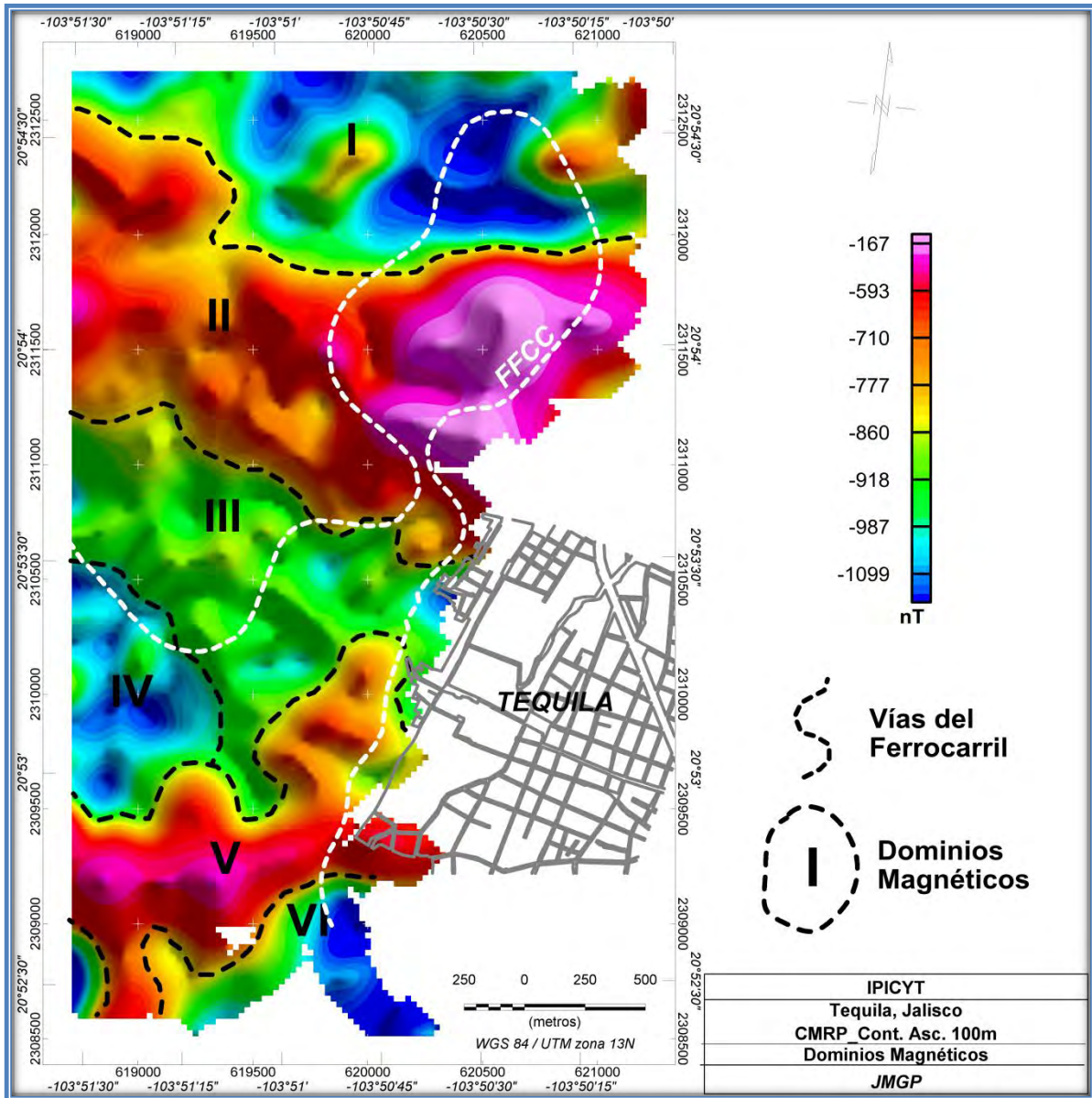


Figura 6.14: Mapa del CMRP continuado ascendentemente 100 m. Dominios magnéticos.

Dominio Magnético III (DM III). Ocupa la parte central sur de la zona de estudio con un área superficial de $5,541 \text{ m}^2$, rodea de manera parcial al DM IV y tiene una dirección NW – SE, no presenta una forma definida, se hace angosto hacia sus extremos y en la parte central presenta una extensión hacia el sur que colinda al oeste y al este con los DM IV y V respectivamente. Al SE colinda con la zona urbana de Tequila. El DM se caracteriza por presentar respuestas magnéticas normales, es decir, no se presentan distorsiones que generen anomalías magnéticas, los valores oscilan de -860 nT a -987 nT aproximadamente, con

longitudes de onda que varían de 400 m a 600 m, dichos valores pueden ser correlacionados con rocas volcanosedimentarias y riolitas.

Dominio Magnético IV (DM IV). Está situado en la parte centro sur del margen oeste del mapa, es le DM más pequeño de la zona de estudio con solo $2,313 m^2$. Está delimitado al norte y este por el DM III, al sur por el DAM V y al oeste por el límite de la configuración, presenta una forma similar a un semicírculo. Este DM se caracteriza por presentar valores bajos de intensidad magnética, del orden de $-920 nT$ a $-1100 nT$ y longitudes de onda que rondan los 500 m, correlacionables con rocas volcánicas como la riolita.

Dominio Magnético V (DM V). Se presenta en la parte sur de la zona de estudio con una superficie de $5,178 m^2$, se observa una dirección preferencial NNE-SSW, no muestra una forma regular definida, en el extremo este cambia de dirección a NE – SW, donde se muestra valores de intensidad de $-710 nT$ a $-770 nT$, mientras que al oeste presenta una extensión con dirección N – S, la cual se caracteriza por tener valores que oscilan entre $-550 nT$ y $-700 nT$. Al centro y oeste de DM se encuentran dos altos magnéticos con valores de intensidad magnética de $-180 nT$ a $-650 nT$ aproximadamente, todos los valores son correlacionables con rocas volcánicas como riolitas.

Existe un sexto DM, el cual se identificó en el límite sur de la configuración del CMRP continuado ascendentemente 100 m, dicho DM no fue descrito debido a que se presenta solo un fragmento de éste.

6.2.2. Lineamientos magnéticos del CMRP

Con el propósito de conocer las zonas de debilidad asociadas a fallas y/o fracturamiento y/o contactos geológicos tanto superficiales, intermedios y profundos, a la configuración del CMRP se le aplicó el filtro de 1ª derivada en la vertical ($1aDz$) y se continuó ascendentemente 100 m, 250 m y 500 m. La finalidad de conocer las zonas de debilidad es asociarlas con zonas de permeabilidad secundarias, zonas con posibilidades acuíferas y/o zonas de recarga

6.2.2.1. Primera derivada vertical ($1aDz$) continuada ascendentemente 100 m

La configuración para el CMRP con el filtro de $1aDz$ y continuado ascendentemente 100 m se presenta en la Figura 6.15. El propósito de este mapa es dejar al descubierto las zonas de debilidad superficiales.

Es notable el grado de fracturamiento que tiene la zona de estudio, debido a esto, la permeabilidad secundaria tiene un peso importante en la continuación ascendente 100 m, este nivel de fracturamiento superficial, puede ser indicativo de movimientos tectónicos recientes, hablando en escala geológica.

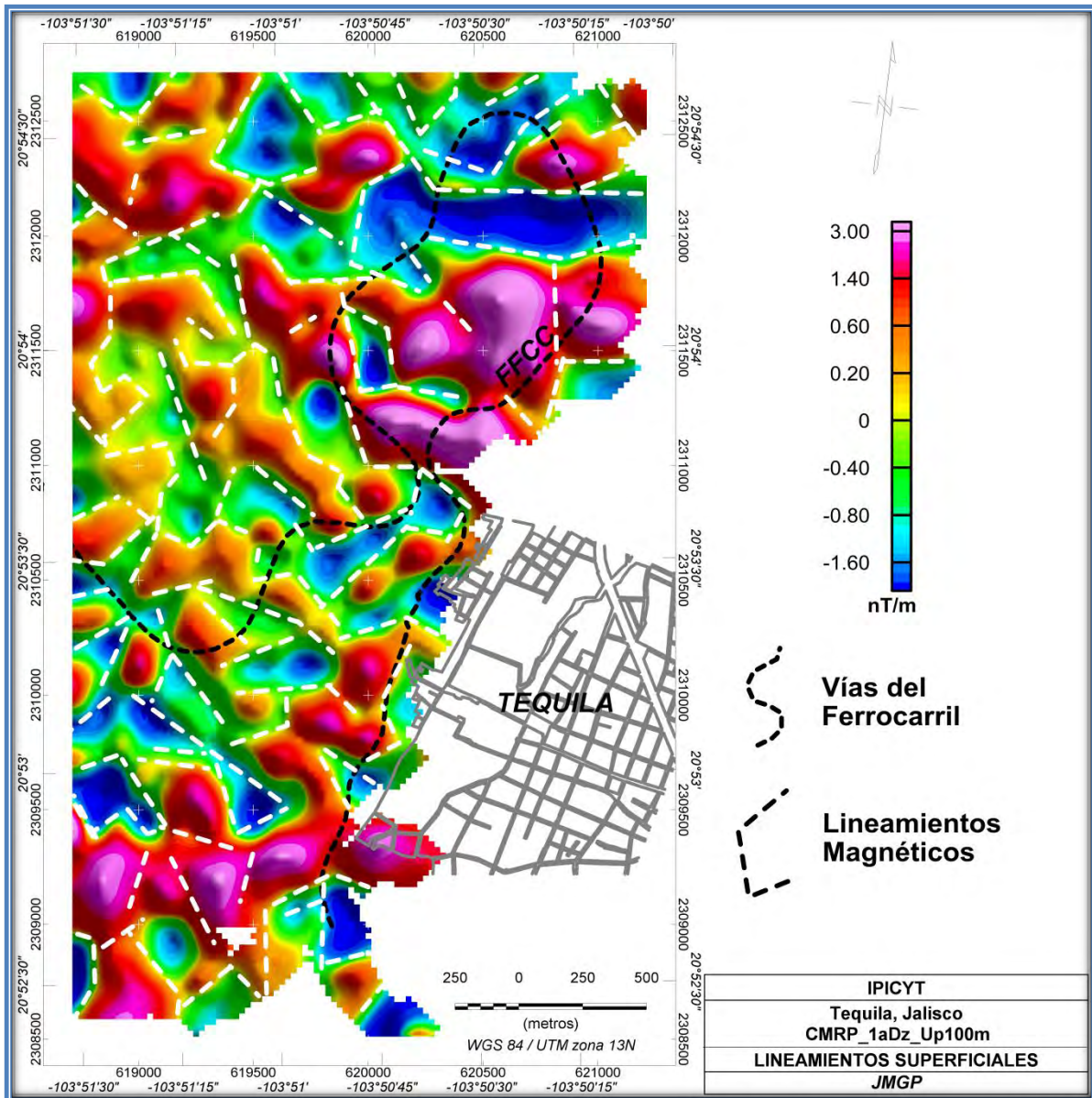


Figura 6.15: Mapa del CMRP con 1aDz continuado ascendentemente 100 m. Lineamientos superficiales.

En la porción sur de la configuración del CMRP con el filtro de 1aDz continuado ascendentemente 100 m la dirección preferencial de los lineamientos es NW – SE, los cuales bordean una serie de anomalías magnéticas positivas,

En la parte centro y centro-Sur de la zona de estudio, se observa una combinación de anomalías representadas por altos y bajos magnéticos (colores rojos y azules respectivamente). Es evidente un mayor grado de fracturamiento debido a la combinación de anomalías, este tipo de combinación es llamado “bolerio” y es característico en rocas con contenido de ferromagnesianos como las rocas basálticas.

Las porciones norte y centro-Norte de la zona de estudio están dominadas por lineamientos magnéticos con direcciones preferenciales NW – SE y NE – SW, los cuales presentan una mayor continuidad que en el resto del mapa.

Al igual que en la Magnetometría Aérea, se utilizó un diagrama de rosas para ver la tendencia de los lineamientos superficiales. En la Figura 6.16, se muestra el diagrama de rosas correspondiente a los lineamientos de la configuración de la 1aDz continuada ascendentemente 100 m del CMRP, en donde las direcciones preferenciales son NW – SE y NE – SW respectivamente.

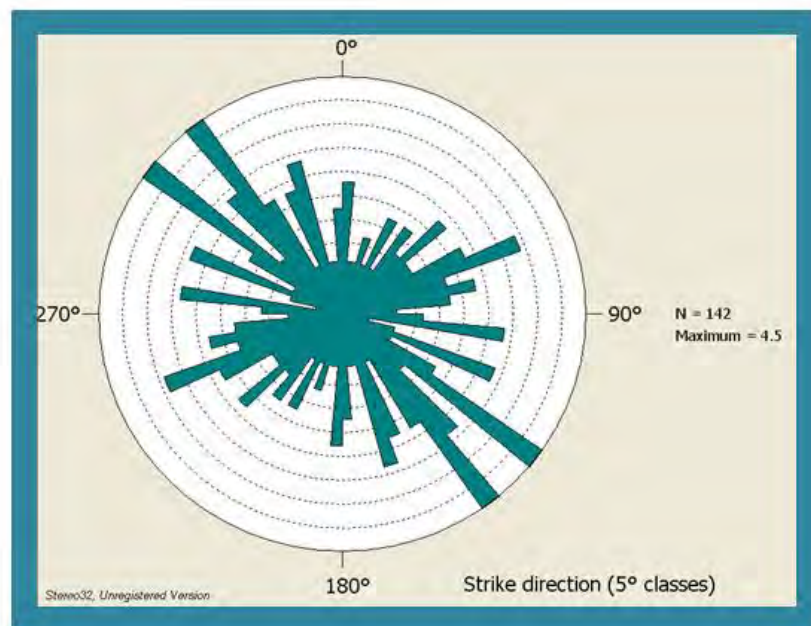


Figura 6.16: Diagrama de rosas con direcciones preferenciales de los lineamientos superficiales de la 1aDz del CMRP continuado ascendentemente 100 m

6.2.2.2. Primera derivada vertical (1aDz) continuada ascendentemente 250 m

La configuración de la 1aDz con una continuación ascendente de 250 m del CMRP, se muestra en la Figura 6.17, misma que presenta un grado de fracturamiento mucho menor que su similar con la continuación de 100 m (Figura

6.15). El objetivo de esta configuración es conocer los fracturamientos y/o fallas y/o zonas de debilidad y/o contactos geológicos de una profundidad media.

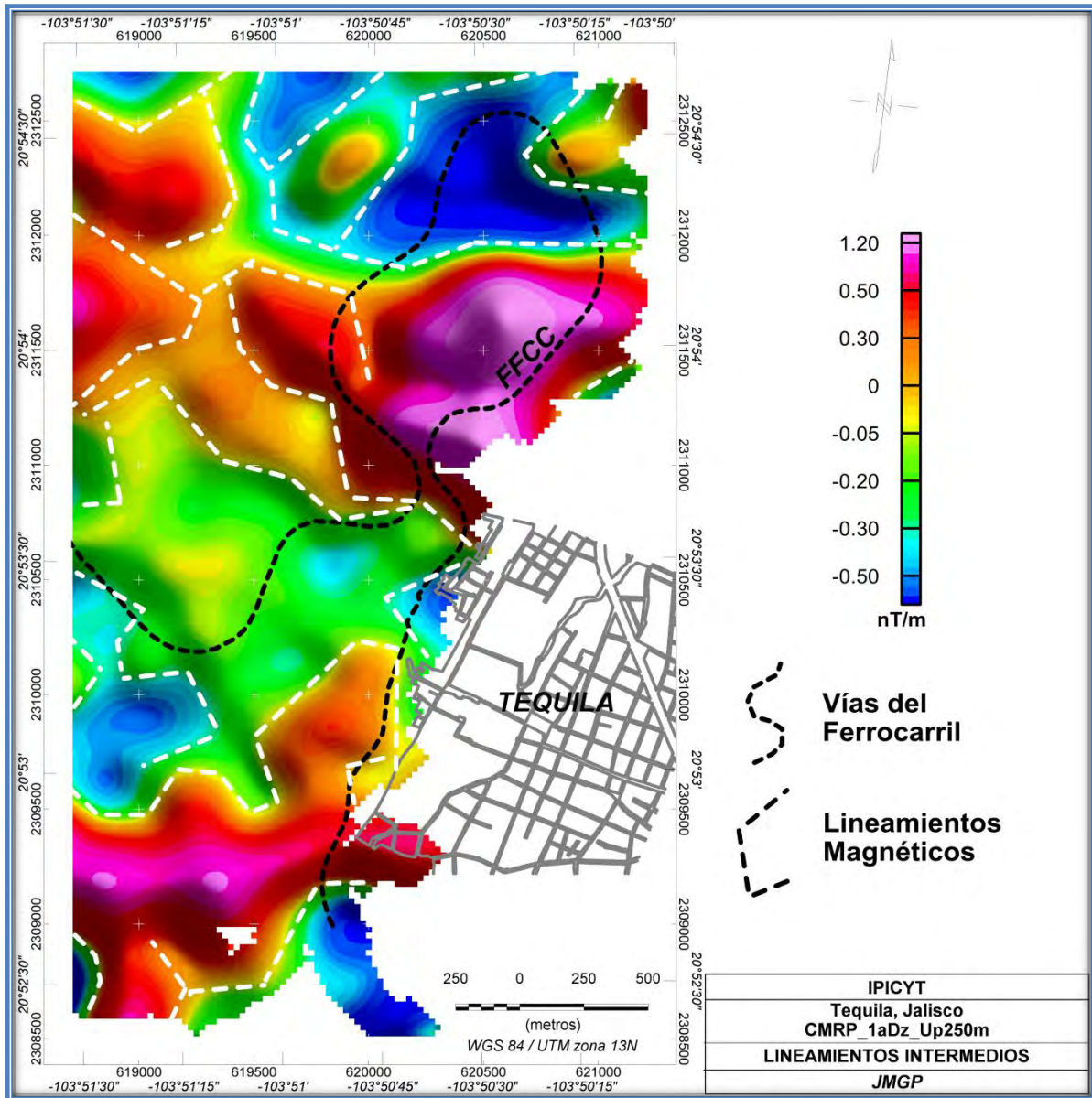


Figura 6.17: Mapa del CMRP con 1aDz continuado ascendientemente 250 m. Lineamientos intermedios.

La porción sur de la zona de estudio es dominada por lineamientos magnéticos con dirección NW – SE y NE - SW, los cuales se encuentran rodeando una anomalía positiva.

En la porción centro-Sur de la zona de estudio, los lineamientos se presentan en el este y oeste rodeando a una par de anomalías (positiva y negativa respectivamente)

La porción central de la zona de estudio es la que presenta un grado menor de fracturamiento y/o fallamiento, se caracteriza por presentar lineamientos magnéticos solo en sus extremos E y W, mientras que al centro de esta porción no existe lineamiento alguno.

La porción central norte del mapa, se caracteriza por lineamientos con direcciones NW – SE y NE –SW

La sección norte del mapa se caracteriza porque la mayoría de los lineamientos tiene una dirección NE – SW.

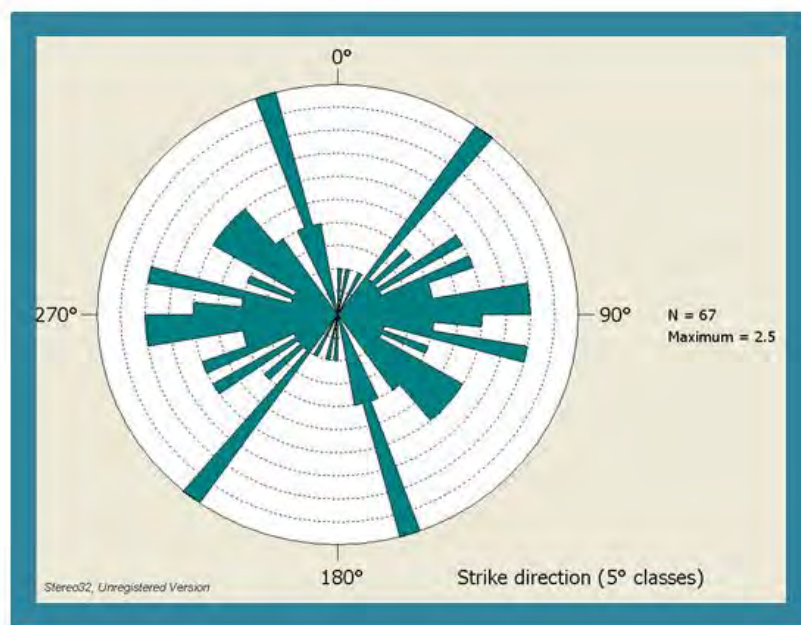


Figura 6.18: Diagrama de rosas con direcciones preferenciales de los lineamientos intermedios de la 1aDz del CMRP continuado ascendente 250 m

Al igual que en el diagrama de rosas de la configuración de la 1aDz continuada ascendente 100 m del CMRP (Figura 6.15), las direcciones preferenciales de los lineamientos magnéticos en esta configuración del CMRP (Figura 6.18) son: NW – SE y NE – SW. Estos lineamientos, concuerdan con las direcciones preferenciales de la magnetometría aérea.

6.2.2.3. Primera derivada vertical (1aDz) continuada ascendente 500 m

Con la presente configuración observamos los lineamientos profundos de la zona de estudio, que de igual manera, son correlacionables con fallas geológicas y/o zonas de debilidad, las cuales son de un carácter más regional.

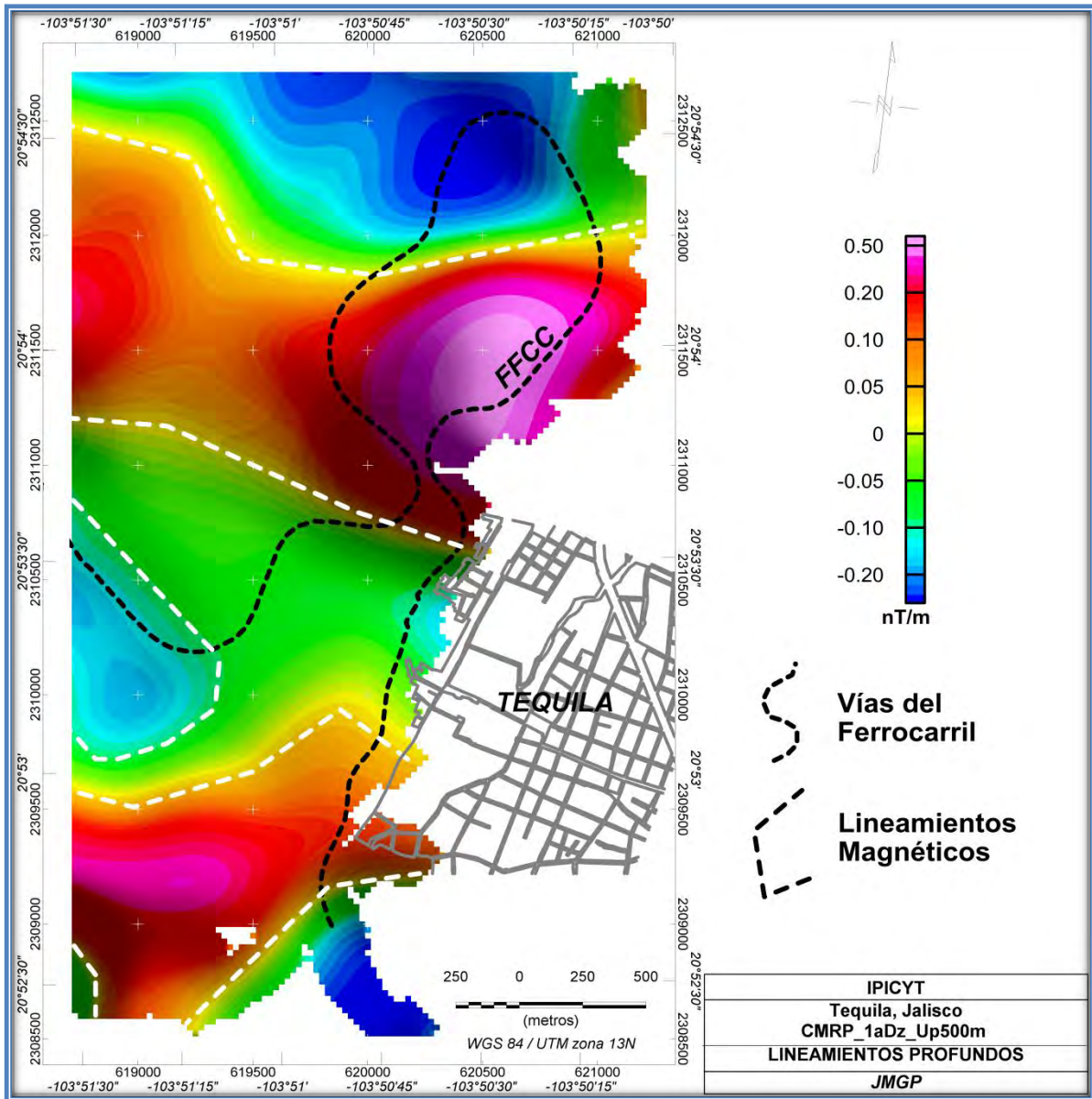


Figura 6.19: Mapa del CMRP con 1aDz continuado ascendente 500 m. Lineamientos profundos.

Con esta continuación ascendente del CMRP, los lineamientos aumentan su continuidad pero disminuyen en cantidad.

La dirección preferencial de los lineamientos magnéticos terrestres en la configuración del mapa del CMRP con la 1aDz continuado ascendentemente 500 m, es NW – SE, esta dirección preferencial ha sido constante en los tres mapas de lineamientos magnéticos y anteriores a estos, lo había sido en los mapas de Magnetometría Aérea.

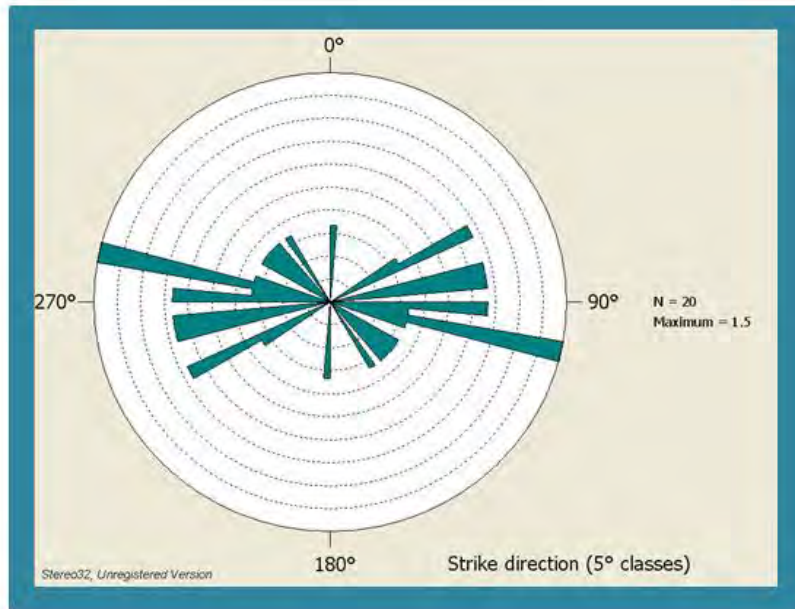


Figura 6.20: Diagrama de rosas con direcciones preferenciales de los lineamientos profundos de la 1aDz del CRMP continuado ascendentemente 500 m

Los lineamientos magnéticos tienden a disminuir conforme la continuación ascendente aumenta, esto debido a que a mayor continuación ascendente, los rasgos que se muestran son de un carácter más regional o puede estar asociado a que las rocas superficiales se enfrían más rápido y a su vez genera un mayor grado de fracturamiento (Figura 6.21a, b y c respectivamente)..

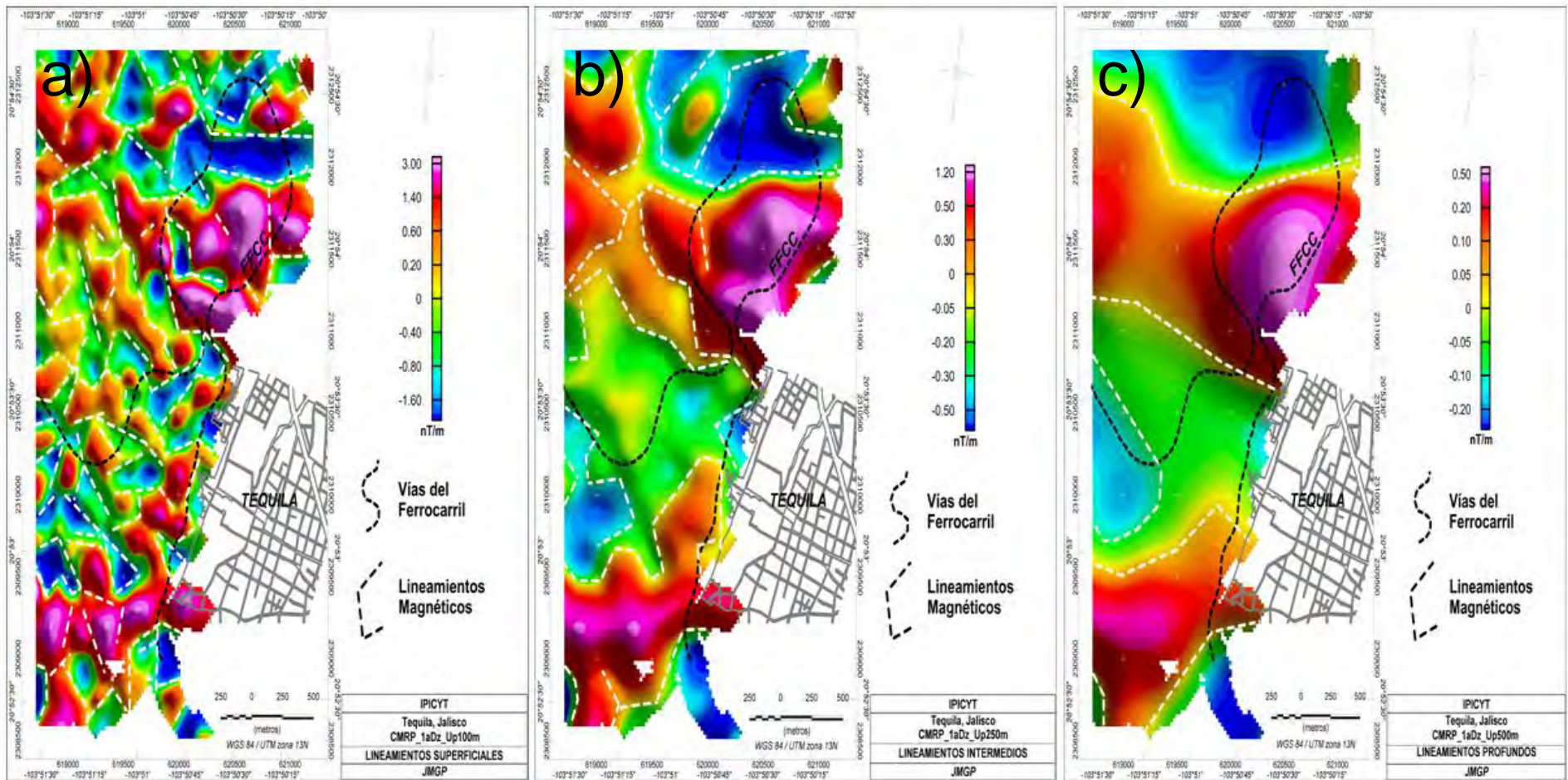


Figura 6.21: Comparación del comportamiento de los lineamientos en las 3 configuraciones ascendentes del CMRP con 1aDz continuados ascendente a) 100 m, b) 250 m y c) 500 m.

6.2.2.4. Lineamientos magnéticos terrestres y Sondeos Eléctricos Verticales

Sobre las configuraciones de la 1aDz continuada 100 m, 250 m y 500 m del CMRP (Figuras 6.15, 6.17 y 6.19 respectivamente), se proyectaron las coordenadas de los SEV's para asociar los sondeos con permeabilidades secundarias (representadas por los lineamientos magnéticos)

Solo 12 de los 48 SEV's realizados en la zona de estudio coinciden con los lineamientos magnéticos terrestres, de los cuales únicamente 2 SEV's coinciden en las tres configuraciones (SEV's 3 y 6), tres SEV's coinciden en 2 configuraciones (SEV's 13, 28 y 56) y siete SEV's coinciden en una sola configuración (SEV's 5, 7, 17, 34, 43 y 55).

Sobre la configuración del CMRP con la 1aDz continuada ascendentemente 100 m (Figura 6.22a), coinciden los SEV's 3, 5, 6, 7, 13, 27, 28, 34, 43, 55 y 56, siendo la configuración con mayor presencia de SEV's, mientras que en la configuración del CMRP continuada ascendentemente 250 (figura 6.22b), los SEV's que se ubican sobre los lineamientos medios son: 3, 6, 13, 17, 28 y 56, solamente los SEV's 3 y 6 son los que coincidieron con los lineamientos profundos (figura 6.22c)

Era de esperarse que a menor continuación ascendente, el número de SEV's fuera mayor, debido a la cantidad de lineamientos presentes en cada configuración y a la distribución de los SEV's.

El hecho de que algunos SEV's se repitan en los lineamientos superficiales, intermedios y profundos, no quiere decir que se encuentren sobre una misma falla y/o fractura y/o zona de debilidad vertical, debido a que el área de estudio se ubica dentro de una gran zona en la que se presentan movimientos de distensión y las fallas y/o fracturas características de estas zonas no presentan verticalidad, incluso los lineamientos donde se repiten los SEV's, tienen rumbos distintos.

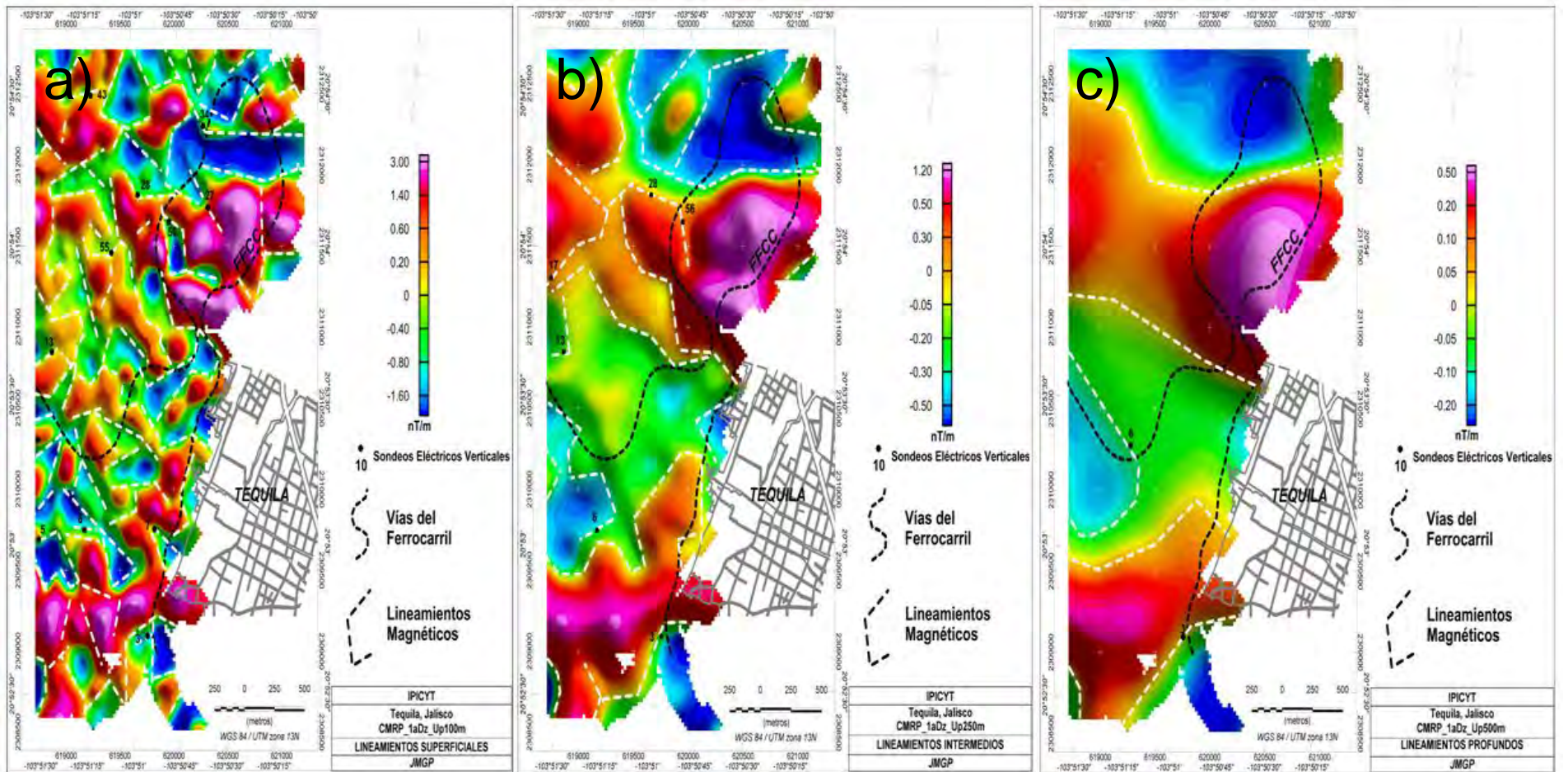


Figura 6.22: Configuración del CMRP con 1aDz continuada ascendientemente a) 100 m, b) 250 m y c) 500 m, con los SEV's efectuados sobre sus lineamientos..

6.3. Sondeos Eléctricos Verticales (SEV's)

Esta es la tercera y última parte del trabajo, la cual es definida como etapa de detalle, es aquí donde nos enfocamos a describir las diferentes características geohidrológicas de las diversas unidades geoelectricas identificadas en la zona de estudio.

6.3.1. Distribución de la resistividad aparente en el subsuelo

Los valores de resistividad aparente, son el resultado de los SEV's, dichos valores nos permiten realizar configuraciones a diferentes aberturas de $AB/2$, estas configuraciones son la resultante de una interpretación cualitativa.

El análisis de la distribución de la corriente en el subsuelo se llevó a cabo mediante la configuración de iso-resistividades que se presentan en los mapas de resistividad aparente (Figura 6.23) a diferentes aberturas de $AB/2$ (50 m, 100 m, 500 m, 700 m, 1000 m y 1500 m) utilizando los SEV's que están ubicados dentro de la cabecera municipal de Tequila, Jalisco.

Para cada SEV, hay un valor de resistividad aparente en cada abertura, estos valores fueron interpolados por el método de vecinos naturales, debido a que fue el método que brindo mejores resultados de acuerdo a la distribución de los SEV's.

Los mapas de la resistividad aparente se muestran en la Figura 6.23 a las aberturas de $AB/2$ ya mencionadas. La escala de colores, muestran que los altos resistivos tienden al color rojo y que los bajos resistivos o conductores, al azul. La parte SE del mapa no contiene información debido a que no se hicieron SEV's dentro de la zona urbana de Tequila.

La abertura de $AB/2=50$ m (Figura 6.23a), nos permite ver cómo se comporta la resistividad a una profundidad somera de 8 m aproximadamente (ver Tabla 4.2). Esta configuración se caracteriza por mostrar un marcado contraste entre la zona resistiva (colores amarillo, verde y rojo) y la zona conductora (colores azules y morados), la zona resistiva se presenta con una forma similar a un rectángulo ubicado en las porciones, centro-Oeste y centro-Sur, mientras que las zonas conductoras abarcan una franja horizontal con dirección N – S al norte de la zona de estudio y el límite SE de esta, misma que colinda con la zona urbana de Tequila. Al centro del mapa se aprecia una franja delgada conductora que se incrusta en la zona resistiva, posiblemente asociada a una falla a poca profundidad.

La configuración de la resistividad aparente a una abertura de $AB/2=100$ m (Figura 6.23b), muestra que la zona resistiva aumento en dimensiones hacia el norte de la

zona de estudio, mientras que las zonas conductoras se reportan en el mismo límite Este y SE de la zona de estudio y en una franja al Norte con dirección NW – SE.

La distribución de la corriente a una abertura de $AB/2=500$ m (Figura 6.23c), nos muestra como se distribuye la corriente a profundidades mayores. Comienza a cambiar la manera en que se distribuye la corriente, podemos apreciar que ahora son las zonas conductoras las que predominan en la configuración. Las zonas conductoras se distribuyen en los límites este y SE de la zona de estudio, es en esta área donde la distribución presenta una menor variación, también se presentan en la cabecera norte, en la porción centro del límite oeste y en una franja con dirección NW – SE en el norte, similar a la que se presentó en la Figura 6.23b, mientras que las zonas resistivas se alojan al sur, centro-oeste y centro-norte.

La configuración de iso-resistividades que representa la abertura de $AB/2=700$ m, se muestra en la Figura 6.23d. La mayor parte de la zona de estudio, está caracterizada por valores conductores. Solo se presentan dos zonas anómalas en el mapa, una de ellas tiene continuidad desde la configuración anterior ($AB/2=500$ m), es en la ubicación del SEV 34 (centro-norte), donde los valores de resistividad son medios, la otra zona anómala también tiene continuidad con la configuración anterior pero esta se localiza en la parte sur central del mapa, en la ubicación del SEV 7, es aquí donde se registran los valores más altos de resistividad aparente.

La configuración de la resistividad con una abertura de $AB/2=1000$ m (Figura 6.23e), tiene gran similitud con la configuración de $AB/2=700$ m (Figura 6.23d). El mapa es dominado por valores conductores. Las anomalías resistivas se presentan en la porción central Sur y al centro de la cabecera Norte, en los SEV 7 y 34 respectivamente, mismos que presentan una continuidad muy clara desde la configuración de la abertura a 500 m (Figura 6.23c).

La configuración de iso-resistividades a una abertura de $AB/2=1500$ m, representada en la Figura 6.23f, muestra valores bajos de resistividad en la mayor parte de la zona de estudio, solamente en una franja con dirección E – W en la porción central y al NW del mapa. En esta configuración no todos los SEV's contienen información, ya que solo 31 de los 48 SEV realizados dentro de la zona de estudio alcanzaron la abertura máxima de 1500 m.

La configuración de la resistividad aparente en las aberturas de $AB/2=500$ m, 700 m, 1000 m y 1500 m, muestran una continuidad en la mayoría de los SEV's, esta continuidad y los valores de resistividad que presentan, incrementan las posibilidades de encontrar agua subterránea a profundidad.

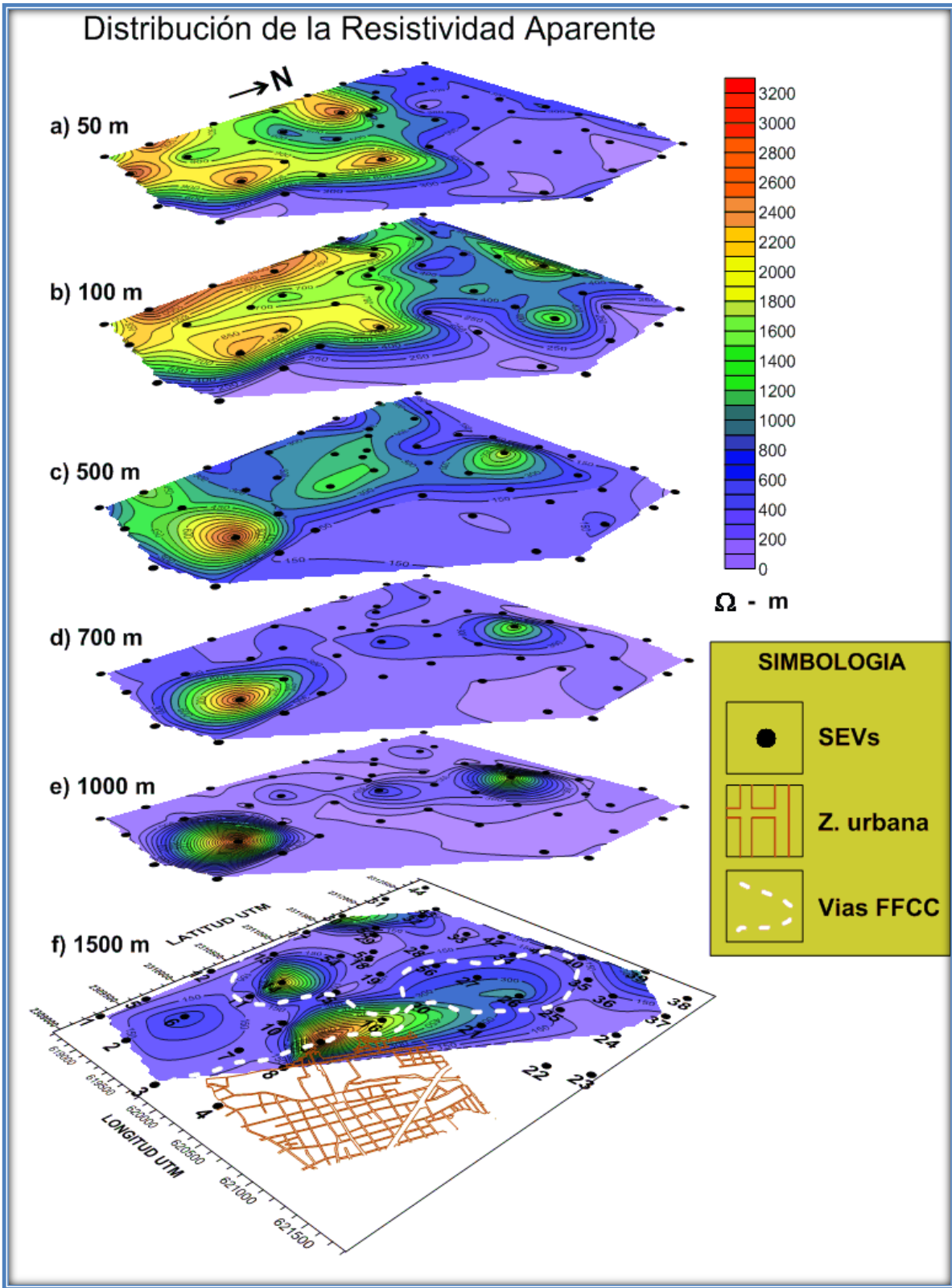


Figura 6.23: Configuración de iso-resistividades a diferentes aberturas de AB/2. a) AB/2=50 m; b) AB/2=100 m; c) AB/2=500 m; d) AB/2=700 m; e) AB/2=1000 m y f) AB/2=1500 m.

6.3.2. Morfología de curvas SEV

Cada SEV es representado por una combinación de curvas con diferente morfología (ver Tabla 6.1), las cuales están en función del número y de las resistividades de las diferentes unidades geoelectricas interpretadas.

La frecuencia con la cual se repitieron las 9 curvas geoelectricas, obtenidas de los 48 SEV's que se realizaron dentro del municipio de Tequila se ilustran en la Figura 6.24. La curva que se presentó una sola vez fue HAK, la cual corresponde al SEV 31, las curvas AKQH y KHK se repitieron dos veces cada una, las curvas KHKQH y AKQ se presentan con tres repeticiones, mientras que la curva KQH es la única con cuatro repeticiones, la curva HKQH se repite seis veces, con nueve repeticiones se encuentra la curva KHKH y KHKQ es la curva con más repeticiones, 18 en total.

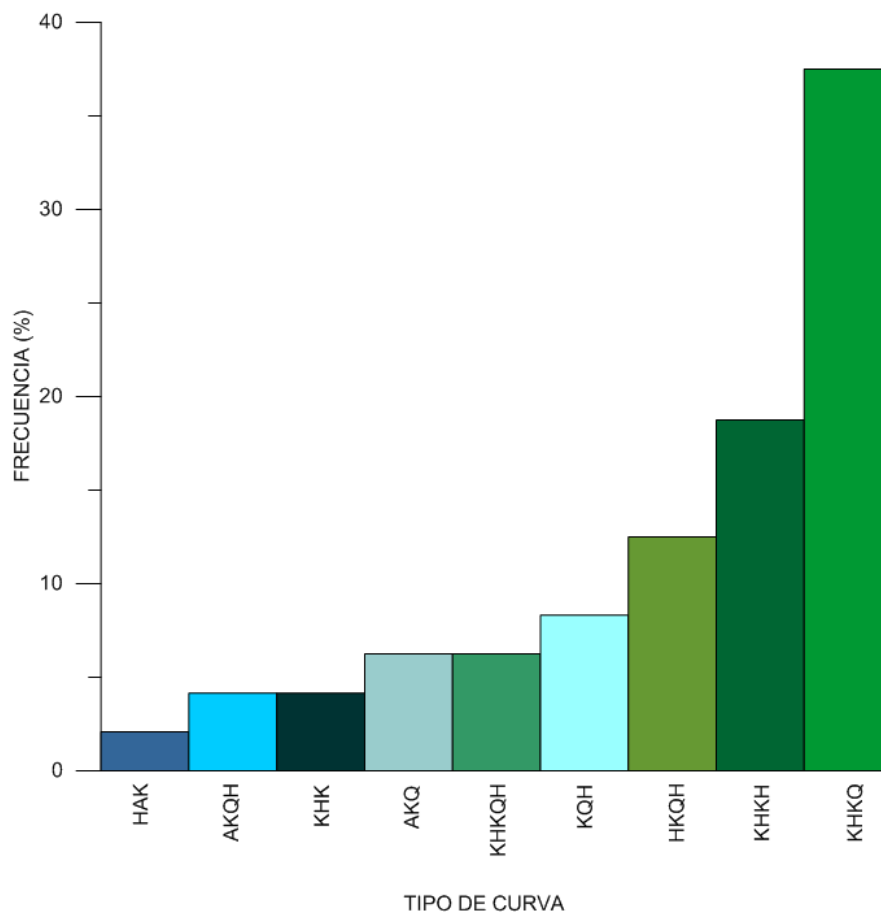


Figura 6.24: Grafica de frecuencias de las 9 curvas geoelectricas de los 48 SEV dentro del municipio de Tequila.

Cada una de las curvas nos representa una combinación de unidades geoelectricas presentes en el subsuelo en cada uno de los SEV's.

Tabla 6.1: Ubicación de los SEV, abertura máxima y tipo de curva que representa casa uno.

SEV	X	Y	Z	AB/2 max.	tipo de curva
1	618724	2309305	1333	1500	KHK
2	619145	2309259	1322	1500	KHKH
3	619756	2309093	1232	1500	KHKH
4	620250	2309249	1201	1000	AKQ
5	618746	2309687	1326	1000	KHKQ
6	619170	2309746	1297	1500	KHKH
7	619820	2309752	1286	1300	KQH
8	620211	2309834	1200	1500	KHKQ
9	620146	2310230	1230	1500	KHKH
10	619760	2310203	1272	1500	KHKQH
11	619278	2310274	1307	1500	KHKQ
12	618737	2310304	1311	1300	KHKQ
13	618866	2310846	1280	1500	KHKQ
14	619283	2310589	1306	1500	KHKQH
15	619699	2310785	1290	1500	KHKQ
16	620243	2310750	1292	1000	KHKQ
17	618751	2311302	1265	1500	KHKQ
18	619490	2311340	1340	1500	KHKQ
19	619735	2311230	1340	1000	HKQH
20	620319	2311186	1260	1500	KHKQ
21	620812	2311209	1205	1300	HKQH
22	621474	2311129	1148	1300	HKQH
23	621757	2311259	1177	1200	KQH
24	621588	2311800	1163	1500	KHKQ
25	621084	2311801	1222	1500	KHKQ
26	620736	2311745	1278	1500	AKQH
27	620315	2311737	1269	1000	AKQH
28	619663	2311814	1271	1500	KHKQH
29	619212	2311675	1346	1500	KHKQ
30	618732	2311737	1277	1500	KHKH
31	618750	2312258	1312	1000	HAK
32	619234	2312231	1304	1500	KHKH
33	619752	2312246	1272	1500	AKQ
34	620270	2312240	1276	1000	KHKH
35	620962	2312328	1228	1500	KHKQH
36	621248	2312252	1211	1500	KQH
37	621698	2312280	1185	1500	KHKH
38	621672	2312624	1129	1000	KHK
39	621210	2312757	1233	1500	KQH
40	620709	2312586	1228	1500	KHKQH
41	620402	2312540	1244	1000	AKQ
42	619997	2312418	1274	1500	KHKH
43	619224	2312427	1278	1500	KHKQ
44	618837	2312699	1281	1000	KHKQH
53	619114	2311781	1334	1400	KHKQ
54	619282	2311215	1312	1500	KHKQ
55	619419	2311457	1333	1500	KHKQ
56	619952	2311648	1286	1000	KHKQ

Tomando como base que las curvas con el mismo nombre representan una misma configuración de unidades geoelectricas en el subsuelo interpretadas en base a los datos obtenidos en cada uno de los SEV's, se llevaron a cabo configuraciones similares a las que se realizaron en los Dominios Magnéticos (DM), consistiendo en delimitar zonas con las mismas características, en este caso con las mismas características geoelectricas.

Cada morfología de curvas SEV, es reflejo de una única combinación de unidades geoelectricas interpretadas para el subsuelo pero pueden estar ligadas entre sí, es decir, dos morfologías pueden coincidir en la configuración de las unidades geoelectricas superficiales y a mediana profundidad pero variar en las capas profundas, esto puede relacionarse a que ciertas unidades tienen diferente espesor en distintos sitios, a veces de tal tamaño y a tal profundidad que la corriente inyectada al subsuelo no es capaz de atravesar el estrato. Otro caso de correlación entre morfologías es que difieran en las unidades superficiales pero coincidan a profundidad, esto es posible debido a que en algunos sitios las unidades superficiales fueron erosionadas y en otros no.

Se generó un mapa de Dominios Geoelectricos (DG) (Figura 6.25), en el cual divide la zona de estudio en 3 dominios generales, el principal de ellos está caracterizado por el color verde en diferentes tonalidades, este DG contiene a las curvas KHK, KHKH, KHKQ, KHKQH y HKQH, se puede apreciar que el nombre de las curvas coincide en las primeras letras, lo que nos dice que esta zona es muy similar en las primeras unidades, mientras que la curva HKQH, coincide con las ultimas letras, lo que nos indica que a profundidad será similar.

El segundo DG está representado por colores azules, contiene las curvas AKQ, AKQH y KQH, de las cuales, AKQ y AKQH coinciden en las primeras unidades geoelectricas, mientras que AKQH y KQH coinciden en las unidades profundas. También existe una relación entre la curva AKQH y la curva HKQH del primer dominio, donde solo difieren en la primera letra, lo que nos dice que únicamente son diferentes en una unidad.

El último dominio, está representado únicamente por la curva HAK, la cual solo se presentó una vez en los 48 SEV's realizados.

Los dominios están delimitados por una línea negra continua, mientras que los tipos de curvas que integran un dominio o las curvas que tienen relación entre sí, están separadas por una línea punteada.

Dominios Geoelectricos

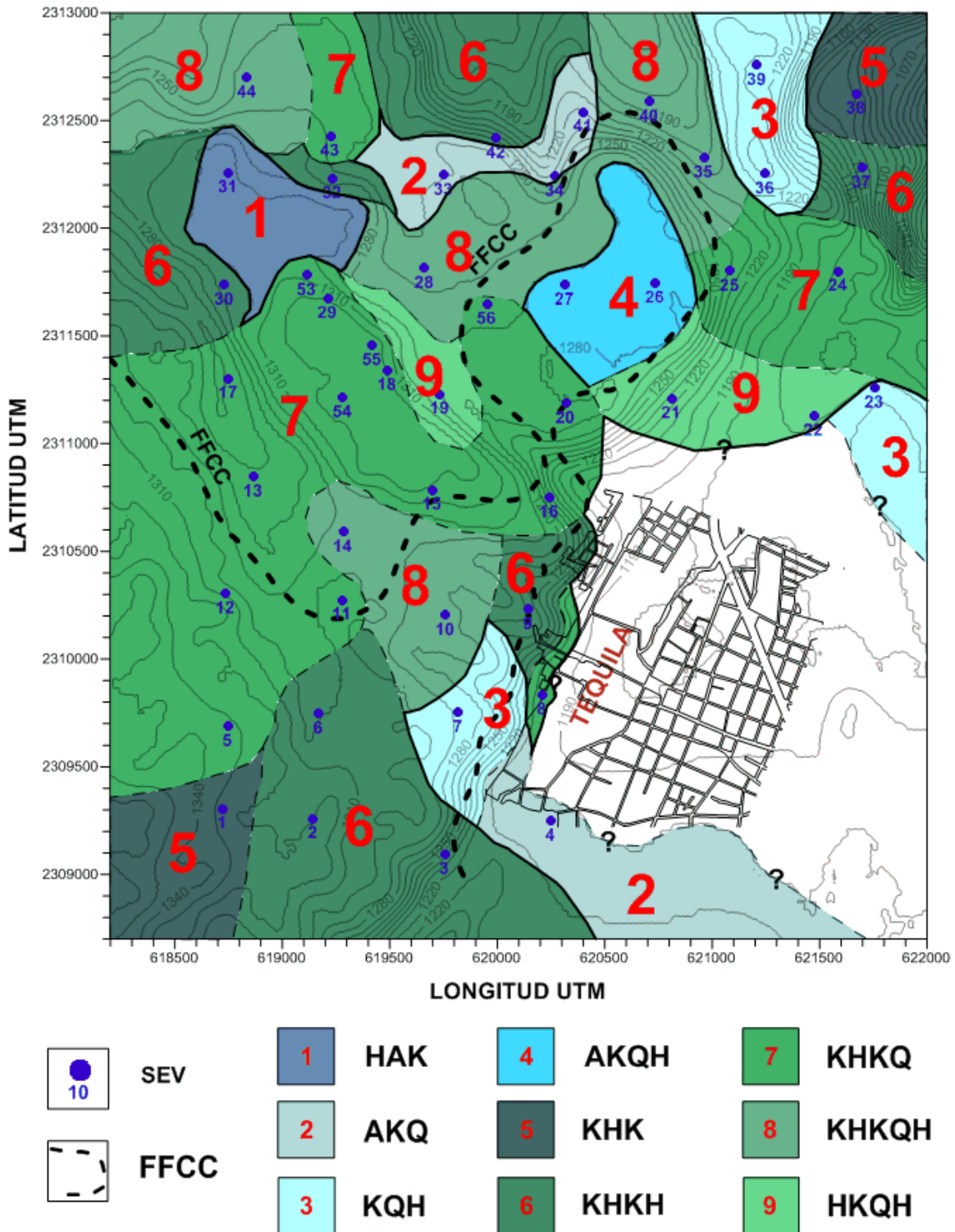


Figura 6.25: Distribución de los Dominios Geoelectricos en base a la morfología de las curvas de los 48 SEV dentro del municipio de Tequila, Jalisco.

6.3.3. Secciones geoelectricas

Las secciones geoelectricas son generadas a partir de alinear en una direcci3n varios Sondeos El3ctricos Verticales, es as3 como se generaron tres secciones, las cuales cruzan el 3rea de estudio en tres direcciones preferenciales: NNE – SSW, E- W y NW – SE (Figuras 6.26). Las im3genes de cada una de las secciones, muestran una pseudosecci3n de resistividades aparentes, en donde se muestra la distribuci3n vertical y horizontalmente de la corriente el3ctrica en el subsuelo, tambi3n se presenta una secci3n geoelectrica, en donde las resistividades reales se asocian en unidades geoelectricas y por 3ltimo, una secci3n geol3gica, en donde las unidades geoelectricas se asocian a diversas unidades geol3gicas.

Secciones

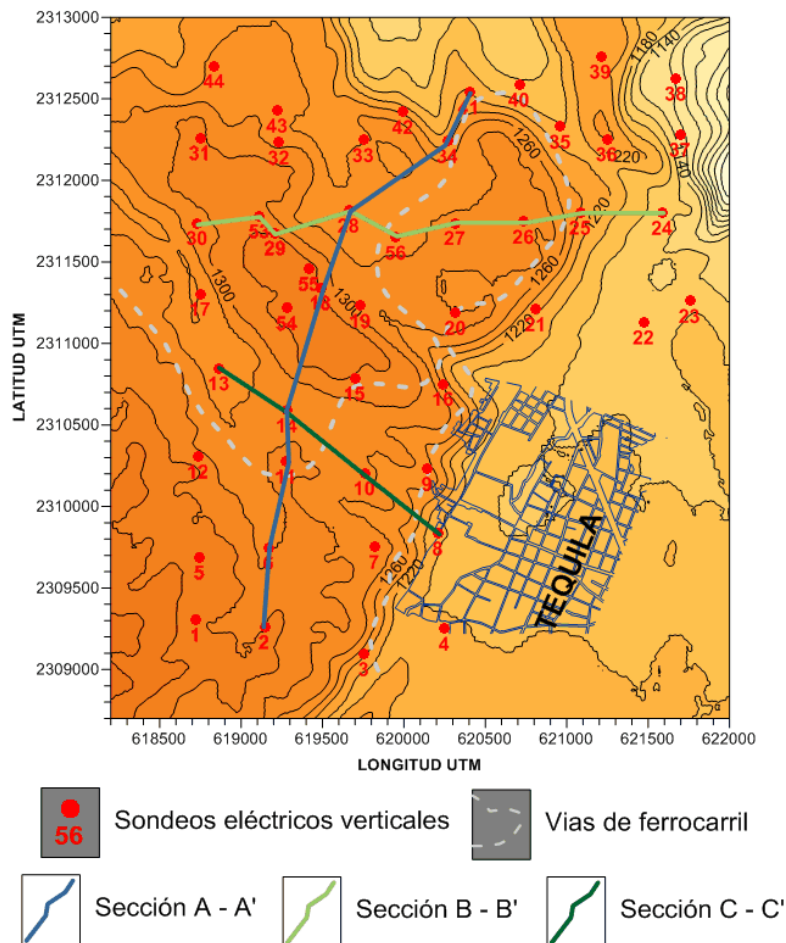


Figura 6.26: Distribuci3n y direcci3n de las 3 secciones realizadas dentro de la cabecera municipal de Tequila.

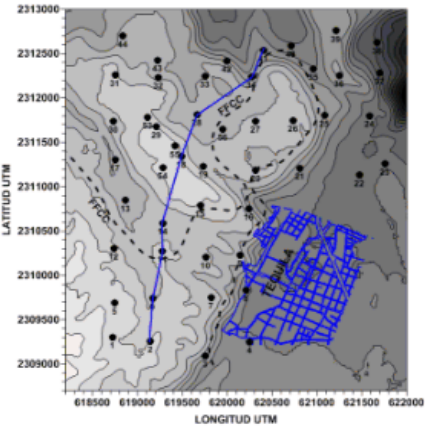
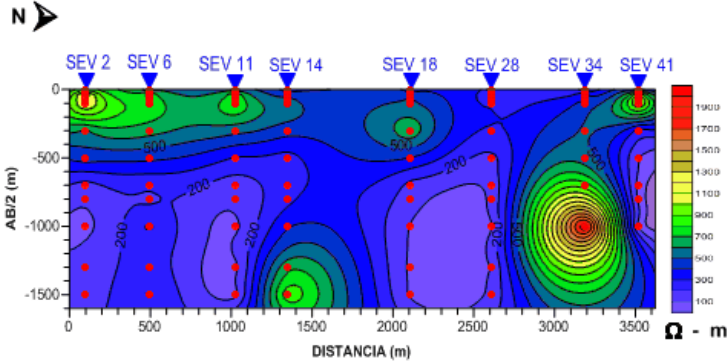
6.3.3.1. Sección A – A'

Se encuentra ubicada en la porción central de área de estudio con una dirección preferencial NNE – SSW, está integrada por los SEV's 2, 6, 11, 14, 18, 28, 34 y 41, ubicados de S a N. La distancia máxima entre SEV's es de 700 m, la mínima de 300 m pero en general la distancia es del orden de 500 m. Los tipos de curvas que identifican a estos SEV's son KHKH, KHKQ, KHKQH y AKQ.

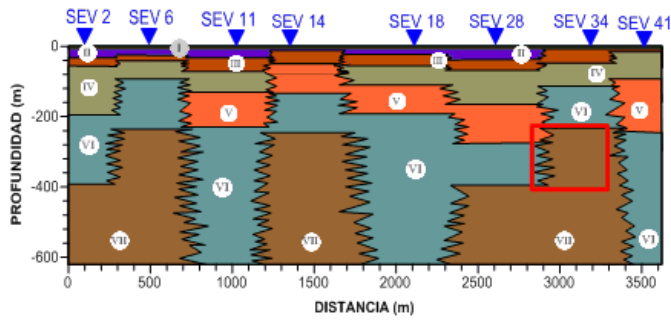
En la configuración de la resistividad aparente, se observa un fuerte contraste horizontal y vertical en la sección superficial, que involucra a los SEV's 2, 6, 11, 14, 18 y 41, los cuales muestran valores del orden de 900 ohm.m aproximadamente, mientras que a profundidad también se muestran cambios laterales en el SEV's 14, el SEV 34 muestra una anomalía a partir de $AB/2=500$ m.

La sección geoelectrica, está conformada por siete Unidades Geoelectricas (UG), las cuales se clasifican en base a sus resistividades reales. La UG I, se ubica en la parte más superficial de la sección, abarcando todos los SEV's presentes, con valores de resistividad > 100 ohm.m, sobreyace a la UG II en los SEV 2, 6, 11, 14, 18 y 28, mientras que en los SEV's 34 y 41 sobreyace a la UG III. La UG II, se encuentra discordantemente en la mayor parte de la sección, únicamente se ausenta en los SEV's 34 y 4, esta UG sobreyace a la UG III, los valores representativos de esta unidad son $>1,000$ ohm.m. La UG III, se prolonga a todo lo largo de la sección en una manera discordante, subyaciendo a la UG I en los SEV's 34 y 41, y a la UG II en el resto de la sección, sobreyace a la UG IV en toda su extensión excepto en el SEV 14, la UG III es caracterizada por presentar valores entre 273 ohm.m y 752 ohm.m. La UG IV, está presente a lo largo de toda la sección, solo se ausenta en el SEV 14, también se presenta de manera discordante, subyace a la UG III, mientras que sobreyace a la UG V en los SEV's 11, 18, 28 y 41, y a la UG VI en los SEV's 2, 6 y 34, se caracteriza por sus valores $>1,000$ ohm.m. La UG V, está situada al centro de la sección en los SEV's 11, 14, 18 y 28, y al NNE en el SEV's 41, está representado por valores que van desde 192 ohm.m hasta 368 ohm.m, subyace a la UG IV y sobreyace a la UG VI. La UG VI, se presenta de manera discordante a lo largo de toda la sección mostrando valores entre 17 ohm.m y 96 ohm.m, en los SEV's 2, 6 y 34 subyace a la UG IV, en los SEV's 11, 14, 18, 28 y 41 a la UG V, mientras que en los SEV's 2, 6, 14, 28 y 34 sobreyace a la UG VII. La unidad VII es el basamento geoelectrico resistivo con valores $>1,000$ ohm.m, la cual se presenta únicamente en los SEV's 2, 6, 14, 28 y 34.

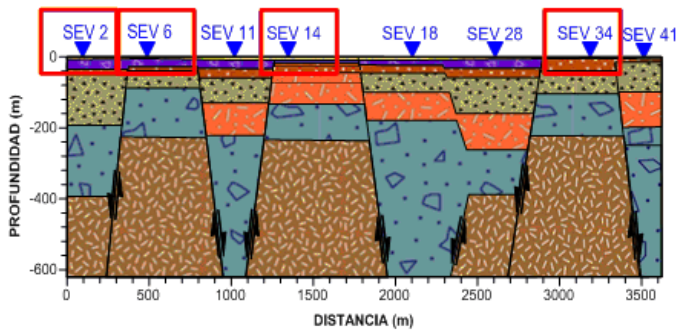
PSEUDOSECCIÓN DE RESISTIVIDADES APARENTES



SECCIÓN GEOELÉCTRICA A - A'



SECCIÓN GEOLÓGICA A - A'



UNIDADES GEOELÉCTRICAS

- I > 100 ohm.m
- II > 1000 ohm.m
- III 273 - 752 ohm.m
- IV > 1000 ohm.m
- V 192 - 368 ohm.m
- VI 17 - 96 ohm.m
- VII > 1000 ohm.m

GEOLOGÍA

- Aluvi3n
- Riolita
- Toba
- Dacita
- Lapilli
- Brecha Volc3nica
- Andesita

SIMBOLOGIA

- Falla
- Sondeo El3ctrico Vertical

Figura 6.27: Sección A – A' mostrando la pseudosección eléctrica, sección geoelectrica y la sección geológica.

En la sección geológica, se identificaron siete unidades geológicas, las cuales se interpretaron a partir de los valores de las resistividades reales. La sección está dominada por una serie de bloques caídos y algunos pilares, característicos de

zonas de distensión. La capa más superficial está correlacionada con suelos, mientras que la UG II, es correlacionable con riolitas las cuales presentan un espesor más o menos constante a excepción del SEV 14, que es donde se presenta más delgado, subyaciendo a estas, se encuentra una capa de tobas, las cuales presentan su mayor espesor en los SEV's 11 y 34, estas tobas se presentan a lo largo de toda la sección, siendo en los SEV's 34 y 41 donde más somera se encuentra. La UG III, se correlacionó con dacitas, las cuales tienen un mayor espesor que las dos unidades anteriores, aparece a todo lo largo de la sección, subyaciendo en el centro de la sección y en el extremo NNE a esta última unidad se encuentra una capa de lapilli, la cual está en contacto lateral con brechas volcánicas (BV), estas brechas también subyacen a las tobas, cabe mencionar que estas brechas son una unidad geohidrológica favorable para el almacenamiento y transmisión de agua subterránea, se identifica por tener resistividades de 17 ohm.m a 96 ohm.m, por debajo de estas brechas, se encuentran rocas andesíticas, las cuales tienen la característica de ser impermeables cuando no presentan fracturamiento, condición favorable para el almacenamiento del agua subterránea en las BV, aunque en los SEV's 11, 18 y 41, no conocemos el espesor real de las BV.

6.3.3.2. Sección B – B'

La sección B – B' está localizada en la porción centro-norte de la zona de estudio y presenta una dirección E – W, está compuesta por los SEV's 30, 53, 29, 28, 56, 27, 26, 25, y 24. Las distancias de separación de los SEV's oscila entre los 500 m, a excepción de un par de SEV's que solo están separados 150 m. Los tipos de curvas representativas de los SEV's que se presentan en esta sección son KHKH, KHKQ, KHKQH Y AKQH.

Es apreciable el contraste lateral y vertical que se presenta en la mayoría de la porción superficial de la pseudosección de resistividad aparente, este contraste se observa a profundidad en los SEV's 30 y 26, mientras que en el SEV 27 se presenta a una profundidad media. El resto de la pseudosección se presenta de una manera más uniforme, manteniendo valores que van de 100 ohm.m a 250 ohm.m.

Se interpretaron siete UG dentro de la sección geoelectrica. La UG I, es la más superficial, no presenta espesores importantes y se manifiesta a lo largo de toda la sección con valores >100 ohm.m. La UG II se presenta casi en toda la sección y subyace a la UG I, a excepción de los SEV's 26, 25 y 24, en donde no se presenta esta unidad, sus valores de resistividad superan los 1,000 ohm.m. La UG III

presenta valores reales de resistividad que oscilan entre 148 ohm.m y 710 ohm.m, tiene una continuidad a lo largo de toda la sección de manera discordante, sobreyace a la UG IV en la totalidad de la sección. La UG IV, sobreyace a la UG V con excepción del extremo sur, en el SEV 30 donde sobreyace a la UG VI, los valores de resistividades reales son >1,000 ohm.m. La UG V, no está presente en el SEV 30 pero en el resto de la sección sobreyace a la UG VI, los valores característicos de esta unidad varían de 132 ohm.m a 444 ohm.m. La UG VI se ubica sobreyaciendo a la UG VII en los SEV's 30, 28, 27 y 26, en los SEV's restantes (53, 29, 56, 25 y 24) la UG VII no se presenta, la UG VI, presenta valores de resistividades reales que van de los 12 ohm.m a los 85 ohm.m. La UG VII, se encuentra solamente en los SEV's 30, 28, 27 y 26, a esta unidad se le ha considerado como el basamento geoelectrico, ya que fue la última unidad que fue interpretada, sus valores de resistividad son >1,000 ohm.m.

La sección geológica, está representada por siete unidades, las cuales fueron interpretadas en base a los valores de resistividades reales que se presentaron en la sección geoelectrica. La UG I se hace presente en toda la sección con valores correlacionados con suelos. Los valores de resistividades reales de la UG II, se correlacionan con riolitas, las cuales se encuentran en el centro y en el extremo oeste de la sección, en esta zona es donde se encuentra más somera y es en el SEV 56 donde presenta su mayor espesor. La unidad III se correlaciona con tobas, las mismas que se presentan a lo largo de toda la sección, presenta sus mayores espesores en un bloque caído ubicado en el centro oeste de la sección, donde se ubican los SEV's 53, 29, 28 y 56, los espesores varían de 40 m a 120 m aproximadamente. Bajo las tobas, se encontraron las dacitas, correlacionables con los valores presentes en la UG IV (>1,000 ohm.m), las cuales se presentan en toda la sección, siendo en el mismo bloque caído donde presentan su mayor espesor (120 m aproximadamente). El lapilli fue correlacionado con los valores de resistividad de la UG V, se presentan en el bloque caído con espesores cercanos a los 200 m, esta unidad no se ve reflejada en el SEV 30. Por debajo del lapilli, se encuentran las BV, mismas que presenta su mayor espesor en el SEV 30, ya que en los SEV's 53, 29, 56, 25 y 24 no se tiene su espesor real, es esta unidad la que mejores condiciones geohidrológicas presenta. Como última unidad se presentan los valores de resistividad >1,000 m, asociados a andesitas.

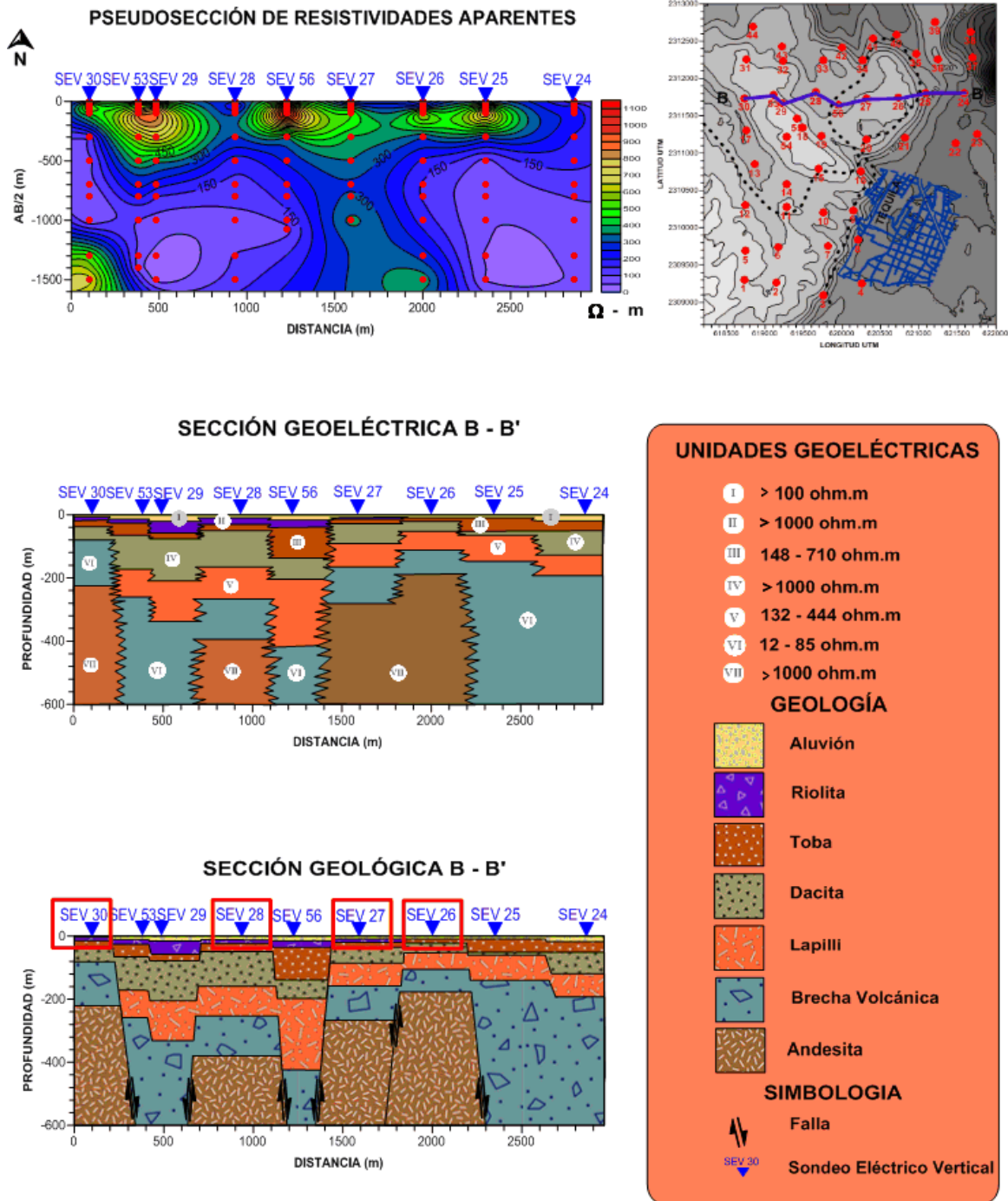


Figura 6.28: Sección B – B' mostrando la pseudosección eléctrica, sección geoelectrica y la sección geológica.

6.3.3.3. Sección C – C'

Se ubica en la porción centro-sur del área de estudio, con una dirección NW – SE, esta sección está conformada por los SEV's 13, 14, 10 y 8, de NW a SE, las curvas características de los SEV's involucrados en esta sección son únicamente dos, KHKQH y KHKQ. La distancia de separación entre SEV es alrededor de 500 m y 600 m.

En la porción superior de los SEV's 13, 14 y 10 de la pseudosección de resistividad aparente, se presentan contrastes laterales y verticales, los cuales llegan hasta la profundidad de $AB/2=500$ m, a profundidad en el SEV 14 se vuelven a presentar contraste laterales, mientras que el resto de la configuración permanece con valores similares.

En la sección geoelectrica se vuelven a interpretar siete UG, algunas de las cuales se presentan de manera discordante. La UG I solo se encuentra en los SEV's 10 y 8, sus espesores son muy delgados y presenta valores de resistividades reales >100 ohm.m. La UG II se observa presente en los 4 SEV's, siendo en el extremo NW donde se encuentra a una menor profundidad, misma que va aumentando hacia el extremo contrario, sus valores de resistividad son $>1,000$ ohm.m. La UG III presenta cierta similitud en cuanto a profundidad con la UG II, ya que es en el extremo NW donde se encuentra más somera y de igual forma va profundizando hacia el SW, el mayor espesor lo presenta en el SEV 14, el cual se aproxima a los 30 m, su valor de resistividad varía de 139 a 554 ohm.m. La UG IV presenta mayores espesores (de 40 m a 350 m) que las unidades anteriores, se presenta a lo largo de toda la sección, a excepción del SEV 14, con valores de resistividad real $>1,000$ ohm.m. La UG V, se presenta de manera discordante en todos los SEV's con valores de resistividad que van de los 100 ohm.m a los 476 ohm.m, su espesor máximo se encuentra en el SEV 10 y es del orden de 200 m aproximadamente. Subyaciendo a la UG V se encuentra la UG VI, la cual presenta valores de resistividad de 9 a 78 ohm.m, también se presenta de manera discordante a lo largo de toda la sección, La UG VII solamente se observa subyaciendo a la UG VI en los SEV's 14 y 10, los valores que caracterizan a esta unidad son $>1,000$ ohm.m.

La sección geológica fue interpretada en base a los valores de resistividad real, por lo tanto también se presentan siete unidades. La primer UG fue correlacionada con los suelos de la zona de estudio, mientras que las unidades II y III fueron interpretadas como riolitas y tobas respectivamente, ambas se profundizan hacia el extremo SE de la sección con espesores delgados que en su máximo no superan los 40 m. La UG IV, se correlacionó con dacitas, las cuales no siguen el patrón de las unidades anteriores y se presenta con mayores espesores hacia sus

extremos. Subyaciendo a esta unidad se encuentran las tobas, las cuales no presentan continuidad, presentándose en toda la sección, sobreyace a la unidad más importante desde el punto de vista geohidrológico, que es la UG VI, la cual está correlacionada por sus valores de resistividades reales con BV, las cuales, en compañía de las andesitas (UG VII) forman un marco ideal para la captación y almacenamiento de agua subterránea.

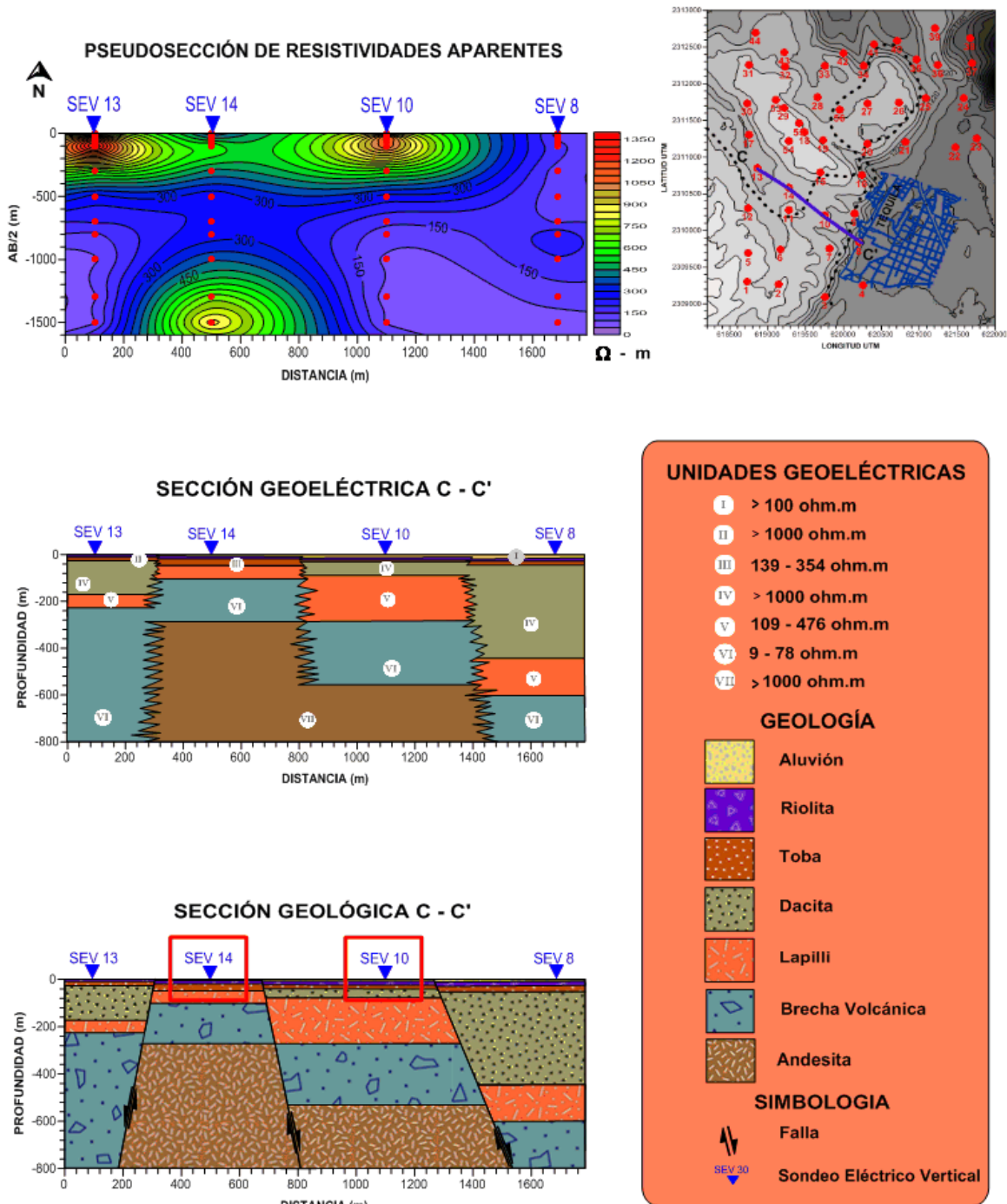


Figura 6.29: Sección C – C' mostrando la pseudo-sección eléctrica, sección geoelectrica y la sección geológica

De acuerdo a los resultados anteriores, se identificó una unidad geoelectrica que fue correlacionada con BV, la cual presenta condiciones geohidrológicas favorables para almacenar y transmitir agua subterranea, estas condiciones fueron vistas en el recorrido geológico (Figura 2.5) donde se encontró a las BV subyaciendo a las andesitas, formando un acuífero bajo la zona de estudio.

Las zonas con brechas volcánicas subyaciendo al basamento geoelectrico de andesitas fue interpretado en los SEV's 2, 6, 10, 14, 26, 27, 28, 30 y 34, de los cuales el 6, 27, 28 y 34 coinciden con algunos lineamientos magnéticos, los cuales representan permeabilidades secundarias, son estos últimos SEV's los que mayores posibilidades acuíferas presentan. Las BV también fueron localizadas en el resto de los SEV's de las tres secciones propuestas pero en ellos no se conoce el espesor real de la unidad, por lo tanto, no se tiene la completa certeza de que sea una zona geohidrológica favorable para la extracción de agua subterranea.

CONCLUSIONES

Magnetometría Aérea

El procesamiento de los datos aeromagnéticos nos permitió identificar seis Dominios Aeromagnéticos (DAM), que se asociaron geológicamente a: DAM I a rocas intrusivas de composición granodiorítica, rocas ígneas como andesita, toba riolítica y algunas rocas sedimentarias como conglomerados polimícticos; DAM II a intrusivos de composición granodiorítica, mientras que los alrededores de los volcanes son correlacionables con materiales volcanosedimentarios provenientes de estos mismos; DAM III a cuerpos intrusivos de composición granodiorítica en el área de Bahía Banderas, el resto del DAM se correlaciona con rocas volcánicas como basaltos, tobas riolíticas y andesitas, también se presentan algunas rocas sedimentarias como calizas y conglomerados polimícticos; DAM IV a rocas intrusivas de composición granodiorítica, rocas volcánicas como basaltos, andesitas, dacita, tobas y piroclastos, también se presentan rocas sedimentarias como algunas calizas y areniscas; DAM V a rocas volcánicas como tobas riolíticas, basaltos, ignimbritas, andesitas, y algunas rocas sedimentarias como las areniscas y conglomerados polimícticos; DAM VI a material volcánico de diferentes periodos proveniente del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVTM) y cuerpos intrusivos.

Asimismo la configuración de la 1aDz del CMRP continuada ascendente 3 km y 10 km nos permitió interpretar los lineamientos superficiales y profundos del Bloque Jalisco (BJ).

Procesando la información aeromagnética con diferentes filtros matemáticos como la Reducción al polo continuado ascendente, se logro un mejor análisis y fue posible proponer un límite septentrional y oriental para el BJ, el cual comienza a ser descrito al Oeste del volcán Sangangüey tomando una dirección NW-SE y pasar al Sur del volcán Ceboruco y Tequila, donde cambia su dirección a N-S hasta llegar al cauce del Río Armería, por donde continua el límite.

Magnetometría Terrestre

En base al análisis del CMRP continuado ascendente 100 m, se definieron cinco Dominios Magnéticos (DM) en la zona de estudio dentro de la cabecera municipal de Tequila, Jalisco. Los cuales se relacionan geológicamente con: DM I a rocas volcánicas como dacita y material piroclástico; DM II a rocas volcánicas relacionadas con dacitas; DM III a rocas volcanosedimentarias y riolitas; DM IV y V a rocas volcánicas como la riolita.

Con la configuración de la 1aDz del CMRP continuado ascendente 100 m, 250 m y 500 m, se identificaron los lineamientos superficiales, intermedios y profundos respectivamente, asociados a permeabilidades secundarias.

Sondeos Eléctricos verticales (SEV's)

Con los valores de la resistividad aparente se generaron mapas a diferentes aberturas de $AB/2$ a partir de los cuales se interpretó la distribución de la corriente eléctrica en el subsuelo.

En base a los valores de resistividades reales, se generaron tres dominios principales según la morfología de las curvas SEV, mismos que se dividen en nueve subdominios.

Con los datos de resistividades y espesores reales, se generaron Pseudosecciones de resistividad aparente, secciones geoelectricas y secciones geológicas, mismas que nos permitieron identificar las zonas con condiciones favorables para la perforación de pozos para la extracción de agua subterránea. Los SEV's favorables para la extracción de agua subterránea son: 2, 6, 10, 14, 26, 27, 28, 30 y 34.

Las perforaciones en cada SEV deberían realizarse a las siguientes profundidades:

SEV 2	350 m a 380 m
SEV 6	175 m a 200 m
SEV 10	300 m a 330 m
SEV 14	175 m a 200 m
SEV 26	125 m a 150 m
SEV 27	200 m a 250 m
SEV 28	300 m a 350 m
SEV 30	190 m a 220 m
SEV 34	150 m a 180 m

REFERENCIAS

Allan, J. F. (1986), Geology of the northern Colima y Zacoalco grábenes, southwest Mexico-late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt. Geological Society of America Bulletin, 97, p 473 – 475.

Alonso-Pérez, G. (2009), Caracterización geoelectrica del subsuelo para exploración de aguas subterráneas al norte de Cojedes. Tesis de licenciatura, Universidad Simón Bolívar.

Auge, M. (2008). Métodos geoelectricos para la prospección de agua subterránea. pp 2-3.

Alvarez, R. (2002), Banderas Rift Zone: A plausible NW limit of the Jalisco Block, Geophysical research letters, Vol. 29, Num. 20.

Arzate J. A. *et al.*, (2006), Geophysical modeling of Valle de Banderas graben and its structural relation to Bahía Banderas, México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, Vol. 23, num. 2, p 184 – 198.

Bandy, W., V. Kostoglodov, A. Hurtado y M. Mena (1999), Structure of the southern Jalisco Subduction zone, México, as inferred from gravity and seismicity. Geofísica Internacional, Vol. 38, num. 3, pp 127 – 136.

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

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

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

Campos-Enriquez, L. O. (1998), Shallow cristal structure of the junction of the grábenes of Chapala, Tepic-Zacoalco and Colima, México. Geofísica Internacional, Vol. 37, num. 004, pp 263 – 282.

Cantos, F. (1974). Tratado de Geofísica Aplicada. Litoprint, España. pp, 520.

Clarck, D.A., (1997). Magnetic Properties of rocks and minerals. AGSO Journal of Australian Geology & Geophysics, pp. 17(2). pp, 83-103.

Colin. R.(2005) Aeromagnetic Surveys Principles, Practice & Interpretation, Geosoft pp, 1 – 155.

Constable, S. C., Parker, R. L., and Constable, C. G., (1987). Occam's inversion; a practical algorithm for generating smooth model from EM sounding data. *Geophysics*, 52, pp, 289 – 300.

Damon, P. E., Nieto, O. J. y Delgado, A. L. (1979). Un plegamiento neogénico en Nayarit y Jalisco y evolución geomórfica del Río Grande de Santiago. *Asociación de Ingenieros Mineros, Metalúrgicos y Geólogos de México. Memoria Técnica XIII*, pp 156-191.

Demant, A. (1979), *Vulcanología y petrografía del sector occidental del eje neovolcánico*. Universidad Nacional Autónoma de México, *Revista*, Vol. 3, num. 1, p 39 – 57.

Dobrin, M.B. (1960) *Introducción a la Prospección Geofísica*. Edit. McGraw Hill, New York, pp, 630.

Dobrin, M.B. and Savit, C. H., 1998, *Introduction to Geophysical Prospecting fourth edition*, McGraw-Hill, pp 630.

Ferrari, L. (1995), Miocene shearing along the northern boundary of the Jalisco block and the opening of the southern Gulf of California, *Geology*, Vol. 23, p 751 – 754.

Ferrari, L., Pasquaré, G., Venegas, S., Castillo, D. y Romero, F.,(1994), Regional tectonics of western México and its implications for the northern boundary of the Jalisco block. *Geofísica Internacional*, Vol. 33, num. 1, pp 139 – 151.

Ferrari, L., Pasquaré, G., Venegas, S. y Romero, F.,(2000), *Geology of the western Mexican Volcanic Belt and adjacent Sierra Madre Occidental and Jalisco block*. Geological Society of America, Special Paper 334.

Ferrari, L. Petrone, C. M., Francalanci, L., Tagami, T., Eguchi, M., Conticelli, S., Manetti, P. y Vanegas-Salgado, S., (2003), *Geology of the San Pedro – Ceboruco Graben, western Trans-Mexican Volcanic Belt*. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 20, num. 3, p 165 – 181.

Ferrari, L. y Rosas-Elguera, J. (2000), Late Miocene to Quaternary extension at the northern boundary of the Jalisco block, western México: The Tepic-Zacoalco rift revised. *Geological Society of America, Special Paper 334*.

Figeroa-Martínez, M. (2010), Métodos geofísicos aplicados en la exploración del agua subterránea, caso: acuífero de Villa Hidalgo, S.L.P. Tesis de maestría, Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Fucugauchi y González-Morán (2006), Structural pattern at the northwestern sector of the Tepic-Zacoalco rift and tectonic implications for the Jalisco Block, western México. *Earth Planets Space*, Vol. 58, p 1303 – 1308.

Garduño, V. H. et al. (1993), Geological and structural study of the Chapala rift, State of Jalisco, México. *Geofísica Internacional*, Vol. 32, num. 3, pp 487 – 499.

Garduño, V. H. et al. (1998), La falla Tamazula, límite suroriental del Bloque Jalisco, y sus relaciones con el complejo volcánico de Colima, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 15, num. 2, p 132 – 144.

Geosoft Inc. "Oasis Montaje Versión 6.4.2. (2007)" Copyright, Geosoft Inc.

Henderson, R. y Zietz, I. (1949). The upward continuation of anomalies in total magnetic intensity field. *Geophysics* Vol. 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.

IX1D Version 2.15 (2006), Software para Windows 9x. IX1D is copyright (c) 2002, by Interpex Limited, Golden Colorado USA. pp, 455 – 460.

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

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

López-Loera, H. (2011), Estudio aeromagnético del complejo volcánico de Colima, occidente de México – implicaciones tectónicas y estructurales. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Vol. 28, num. 3, p 349 – 370.

López-Loera, H. y Tristán-González, M. (2013), Geología y magnetometría aérea del Graben de Villa de Reyes, San Luis Potosí, Mesa Central de México: implicaciones tectónicas y geohidrológicas. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Vol. 65, num. 1, p 137 – 156.

Martínez, M. (2011), Estudio sísmico de la estructura cortical en el Bloque de Jalisco a partir de registros locales del proyecto MARS. Tesis de maestría, Universidad Nacional Autónoma de México.

Milson, J.J. (2003). *The Geological Field Guide* John Wiley & Sons. Inglaterra, pp, 52-53.

Nabighian, M. N.(1972). The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section — Its properties and use for automated anomaly interpretation: *Geophysics*, 37, pp. 507–517.

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

Nabighian, M. N.(1984). Toward a three-dimensional automatic interpretation of potential field data via generalized Hilbert transforms—Fundamental relations: *Geophysics*, 49, pp.780–786.

Nabighian, M.N. Grauch V.J., et al., (2005). 75th Anniversary. The Historical development of the Magnetic Method in Exploration: *SEG, Geophysics*, Vol.70, no. 6, pp. 33nd-61-nd.

Núñez-Cornú y Rutz (2002), Characteristics of seismicity in the coast and north of Jalisco Block, México. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, Vol. 132, p 141 – 155.

NOAA (2010). <http://www.ngdc.noaa.gov/geomag/magfield.shtml>

Orellana, E. (1982) *Prospección Geolétrica en Corriente Continua*. Segunda edición Biblioteca técnica Phylips. Madrid. pp, 50 – 80.

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

Pacheco, J. et al. (1999), Tectonic significance of an earthquake sequence in the Zacoalco half-graben, Jalisco, México. *Journal of South American Earth Sciences*, Vol. 12, p 557 – 565.

Páez, V. (2010). *Análisis estructural en la región de Paso de la Yesca, límite entre los estados de Jalisco y Nayarit*. Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México.

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

Pardo y Suárez (1993), Steep subduction geometry of the Rivera plate beneath the Jalisco Block in western México. *Geophysical Research Letters*, Vol. 20, num. 21, p 2391 – 2394.

Pérez, F. Y. (2011), Caracterización geofísica de ambientes cársticos, caso: Polje de Joya de Luna, San Luis Potosí, México. Tesis de maestría, Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Plan municipal de desarrollo rural sustentable de Tequila, Jalisco (2012), Consejo de desarrollo rural sustentable.

Programa hídrico Jalisco 2030, CONAGUA 2007

Prontuario de información geográfica municipal de los Estados Unidos Mexicanos, Tequila, Jalisco (2009).

Quitero-Legorreta, O., Michaud, F., Burgois, J. y Barrier, E. (1992). Evolución de la frontera septentrional del Bloque Jalisco, México, desde hace 17 Ma. Univ. Nal. Auton. México, Instituto de Geología, Revista, Vol. 10, Num. 2. pp 111-117.

Reyes-Gutiérrez. L. R.(1999). Uso de la geofísica en hidrogeología de contaminantes. Revista de la Facultad de Ingeniería de la UAEM, Nueva Época, No.5, pp.56-64.

Rodríguez –Castañeda, J. L. y Rodríguez-Torres, R. (1992). Geología estructural y estratigrafía del area entre Guadalajara y Tepic, Estado de Jalisco y Nayarit, México. Univ. Nal. Auton. México. Inst. Geología, Instituto de Geología, Revista, Vol. 10. pp 99-110.

Rossotti, A., Ferrari, L., López-Martínez, M. y Rosas-Elguera, J. (2002), Geology of the boundary between the Sierra Madre Occidental and the Trans-Mexican Volcanic Belt in the Guadalajara region, western México. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, Vol. 19, num. 1, p 1 – 15.

Rutz et al., (2004), Sismotectónica del norte y oeste del Bloque de Jalisco usando datos sísmicos regionales. GEOS, Vol. 24, num. 1, p 2 – 13.

Serpa, L. et al., (1992). A geophysical investigation of the southern Jalisco block in the State of Colima, México. Geofísica Internacional, Vol. 31, Num 4. Pp 475 – 492.

Servicio Geológico Mexicano (1999), Carta geofísica de campo magnético E13-3.

Servicio Geológico Mexicano (1984), Carta geofísica de campo magnético E13-8.

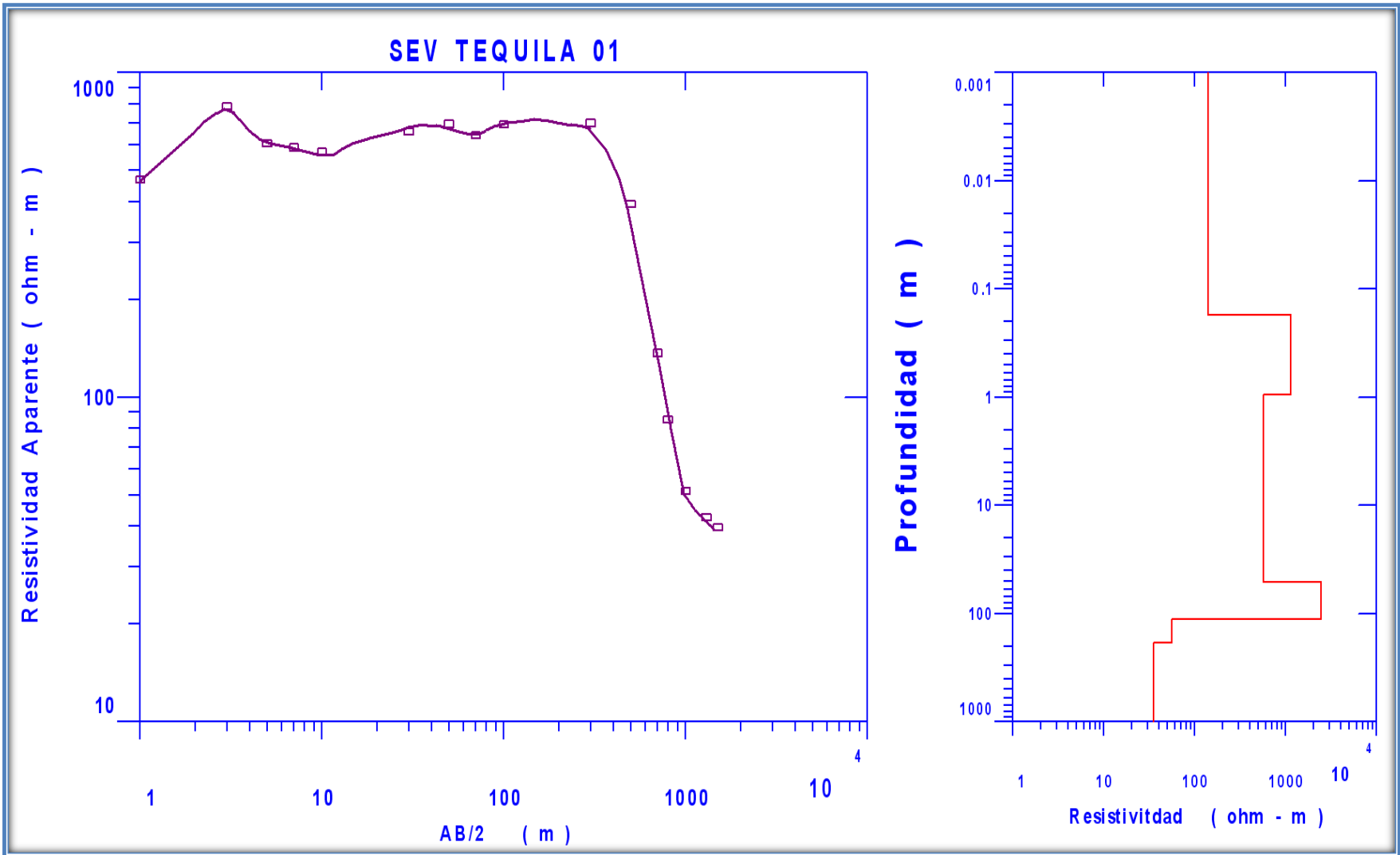
Servicio Geológico Mexicano (1998), Carta geofísica de campo magnético E13-9.

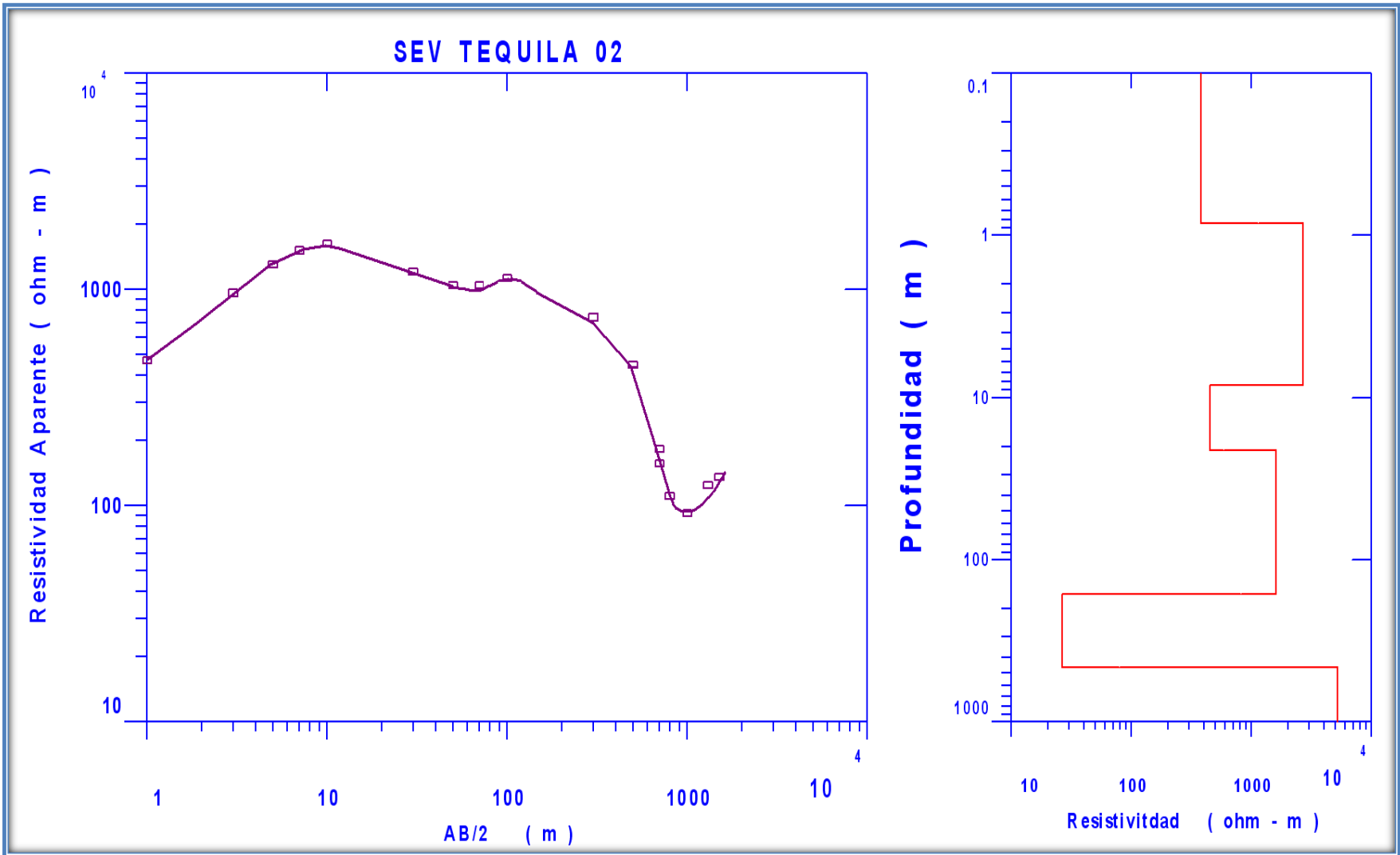
Servicio Geológico Mexicano (1984), Carta geofísica de campo magnético E13-11.

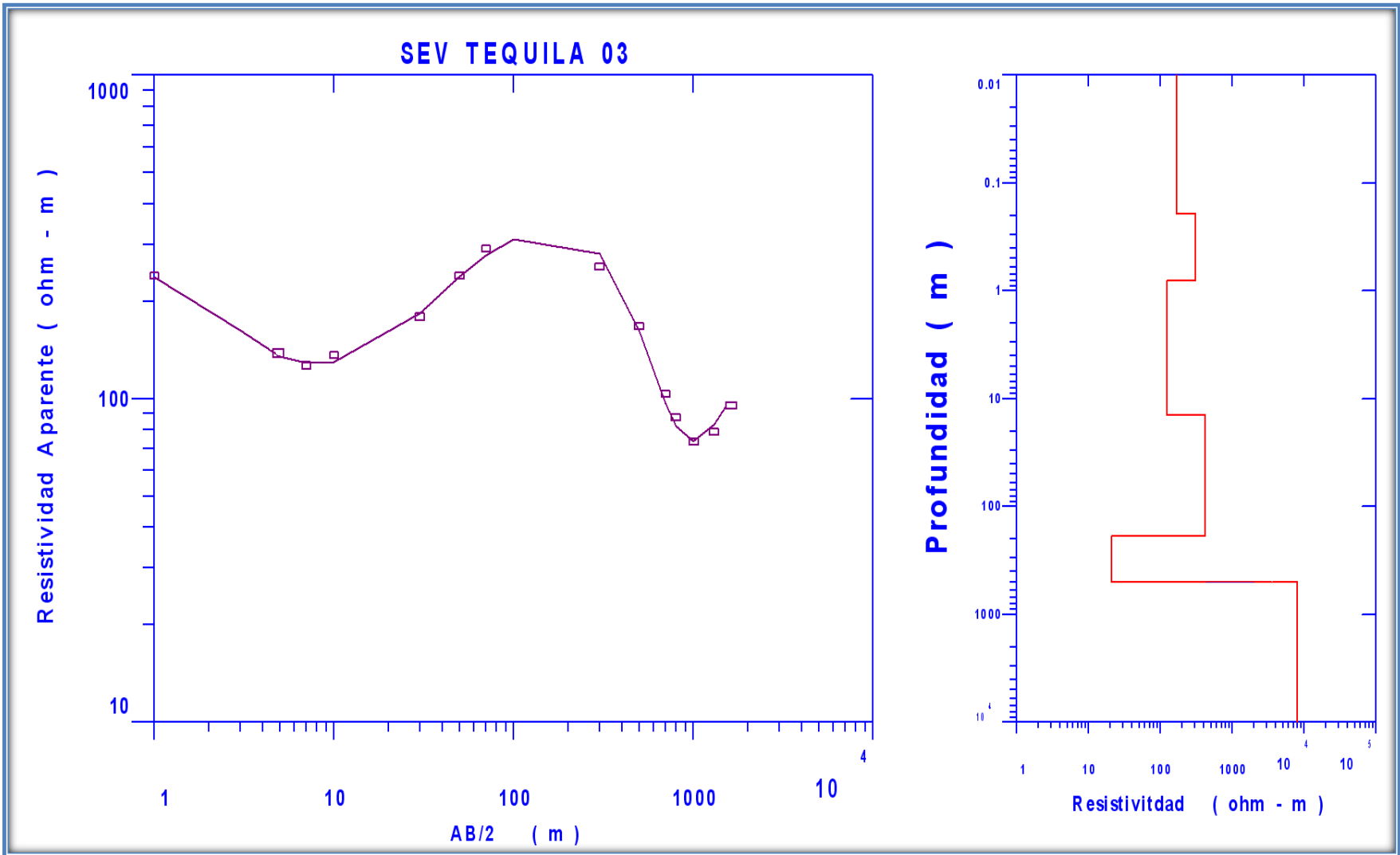
- Servicio Geológico Mexicano (1998), Carta geofísica de campo magnético E13-12.
- Servicio Geológico Mexicano (1994), Carta geofísica de campo magnético E13-2-5
- Servicio Geológico Mexicano (1994), Carta geofísica de campo magnético E13-6-9
- Servicio Geológico Mexicano (1999), Carta geológico-minera E13-3.
- Servicio Geológico Mexicano (1998), Carta geológico-minera E13-8.
- Servicio Geológico Mexicano (1998), Carta geológico-minera E13-9.
- Servicio Geológico Mexicano (1999), Carta geológico-minera F13-11.
- Servicio Geológico Mexicano (2000), Carta geológico-minera F13-12.
- Servicio Geológico Mexicano (2000), Carta geológico-minera E13-2-5.
- Servicio Geológico Mexicano (2002), Carta geológico-minera E13-6-9.
- Sistema de información estadística y geográfica de Jalisco. Tequila 2012.
- Soto, M. A. y Ortega, J. G. (1982). Geología del Río Santiago en los estados de Jalisco y Nayarit, México. Memoria XII° Convención Sociedad Geológica Mexicana, pp 20.
- Telford, W.M. (1976). Applied Geophysics. Cambridge University Press. Estados Unidos de América, pp. 120-121.
- Telford, W., Geldart, L. P., Sheriff, R., Keys., (1976). "Applied Geophysics". Cambridge University Pres, Gran Bretaña. Segunda Edicion. Pp, 6 – 100
- Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E., and Keys, D. S. (1990). Applied Geophysics. Second Edition.
- Torres, D. E. (2013), Estudio geofísico aplicado a la exploración minera en El Milagro de Guadalupe, Municipio de Guadalcazar, Estado de San Luis Potosí. Tesis de maestría, Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

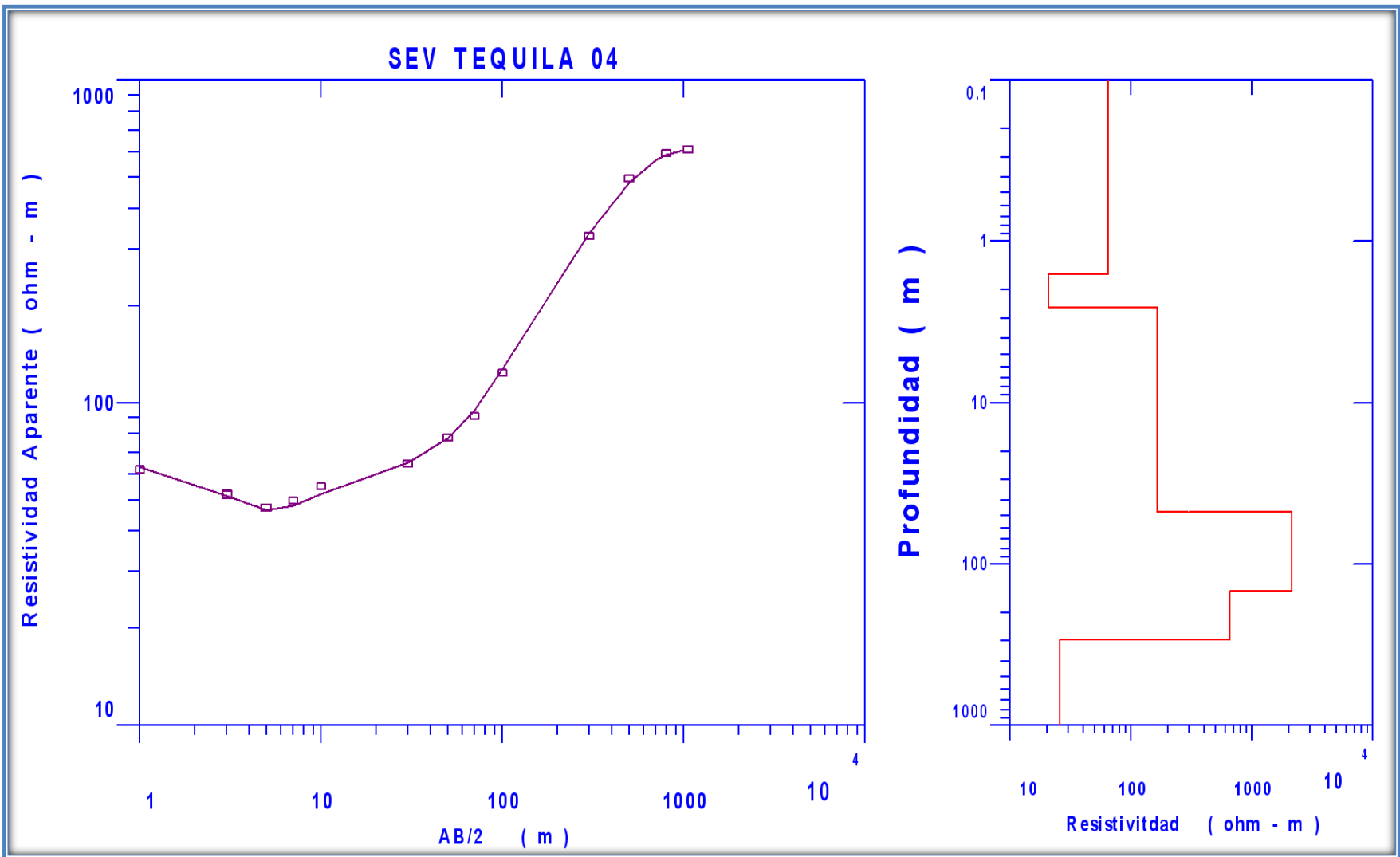
ANEXOS

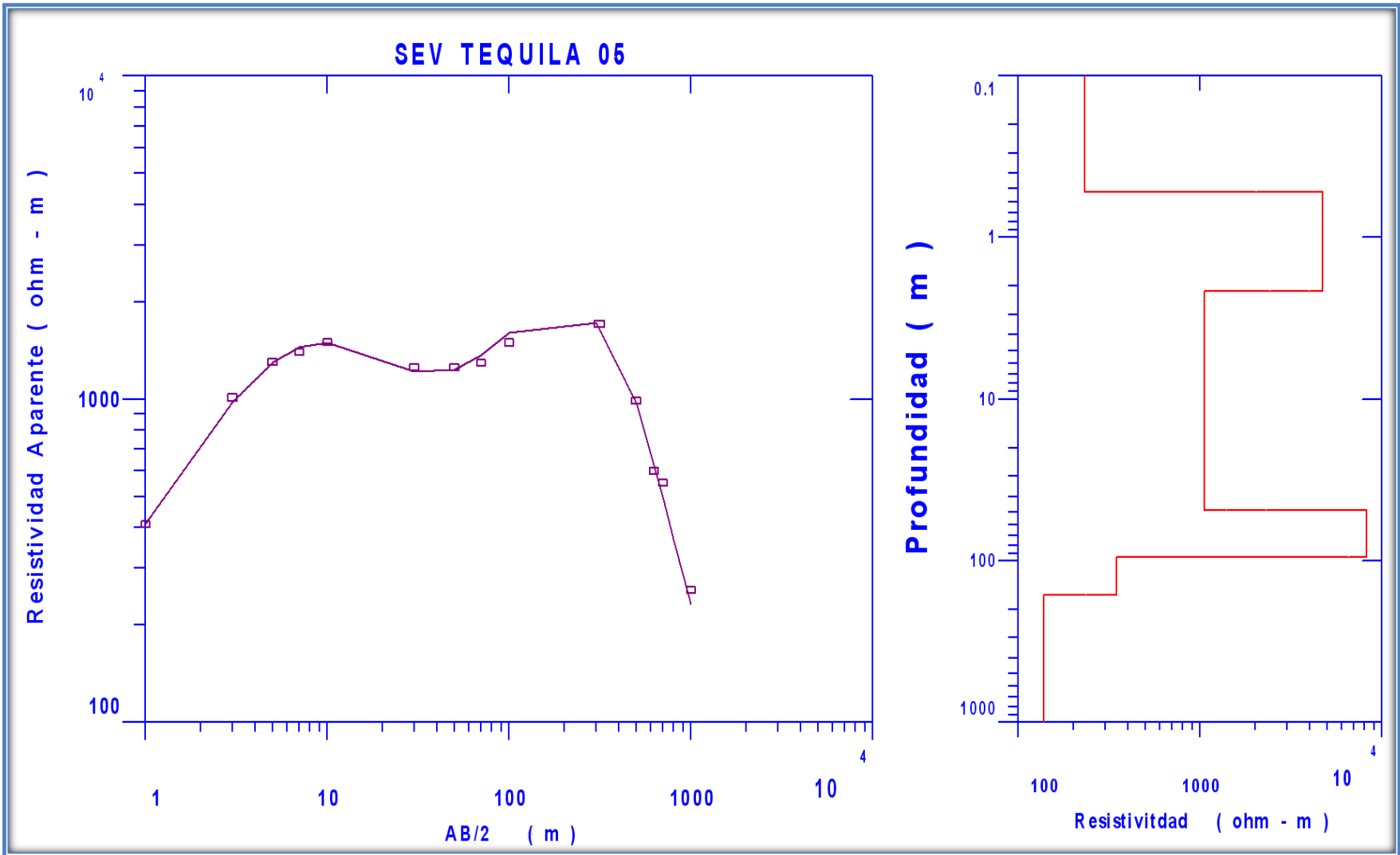
**Modelo de capas resistivas, curvas teóricas
de los 48 SEV's realizados dentro de la zona
de estudio**

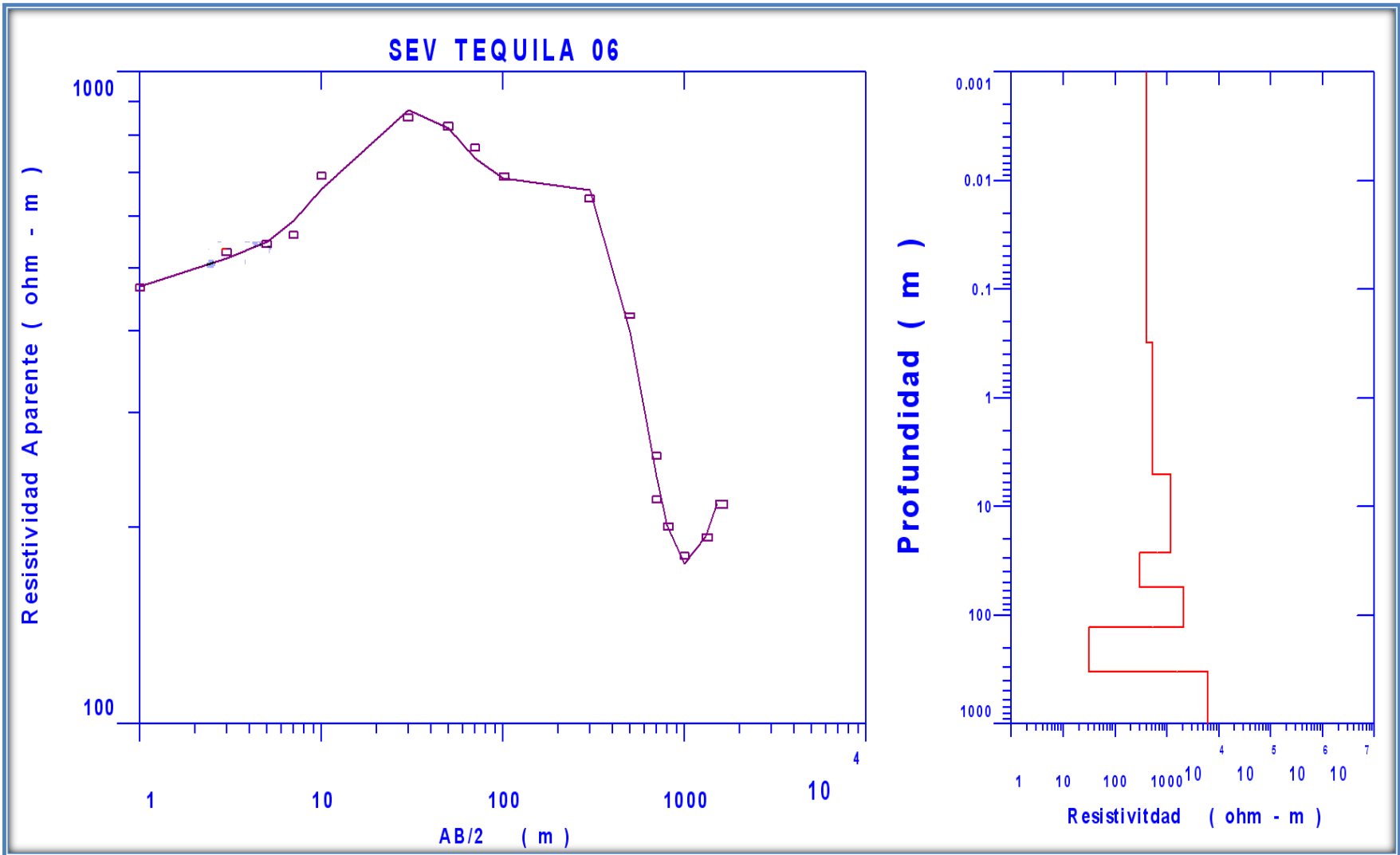




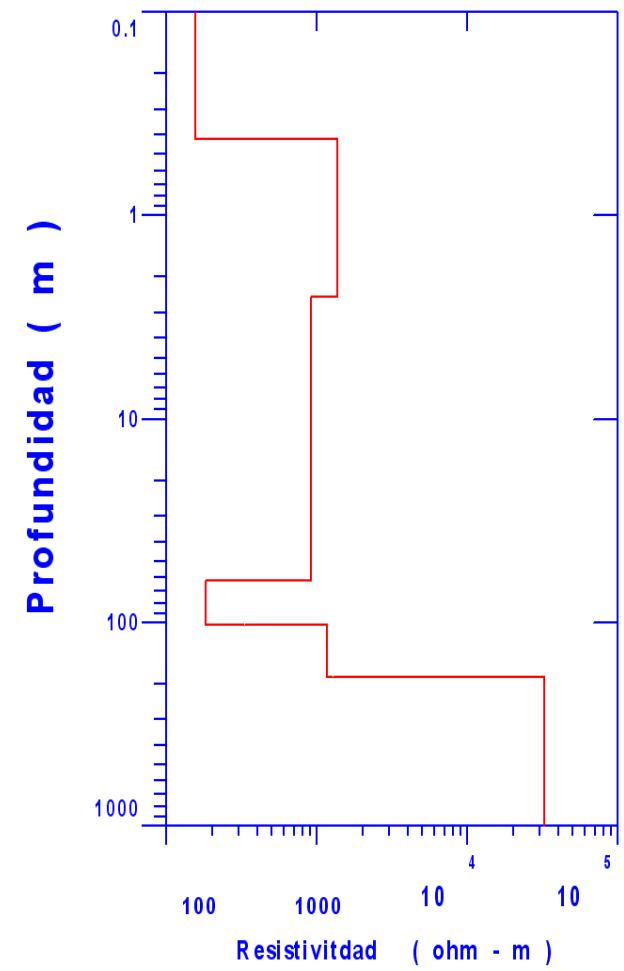
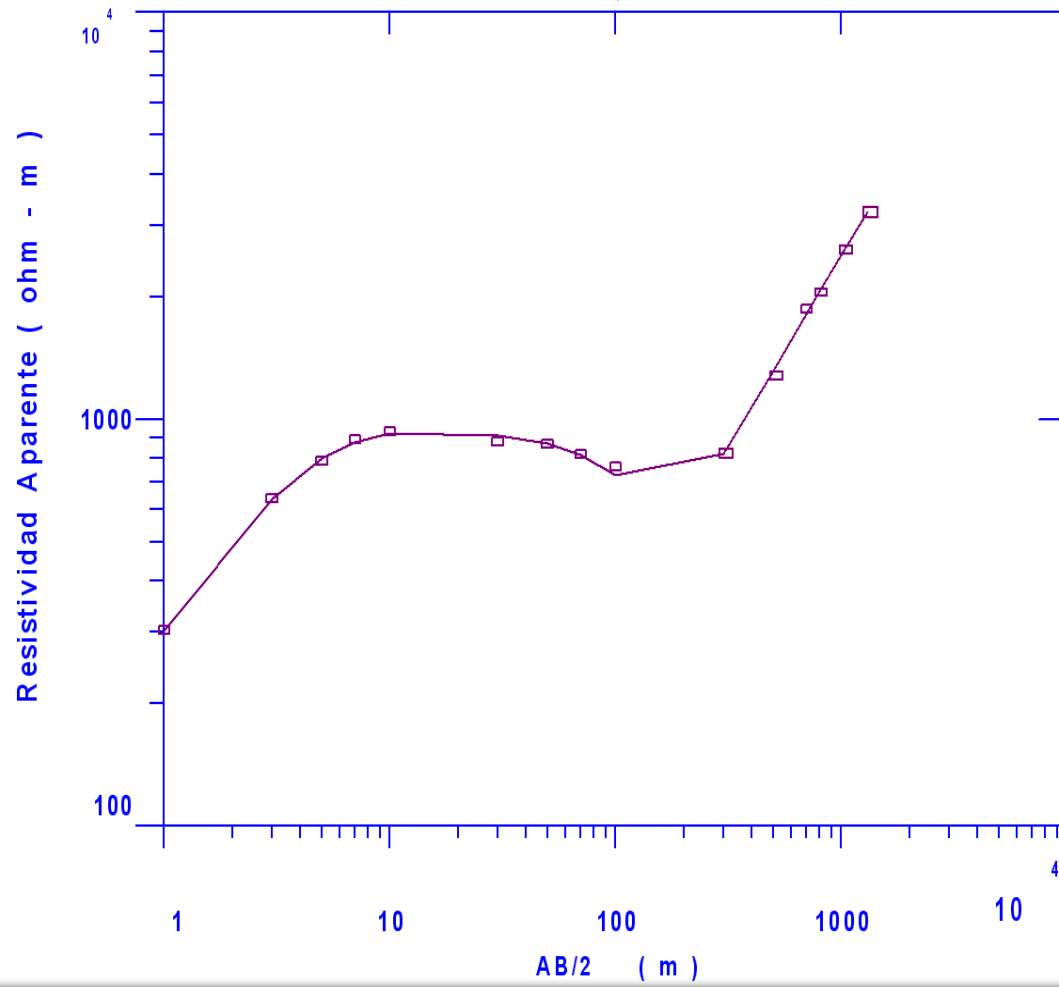


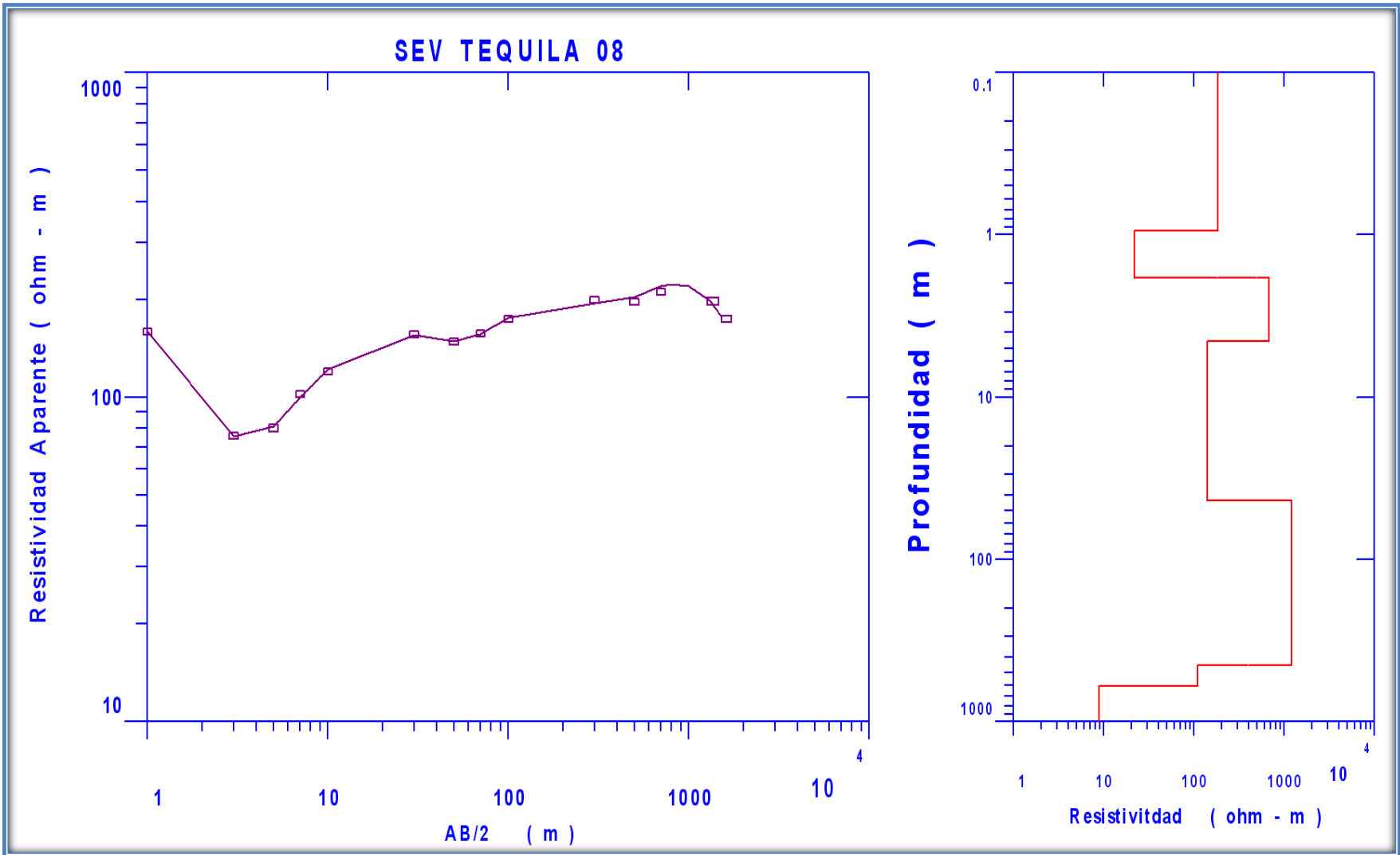




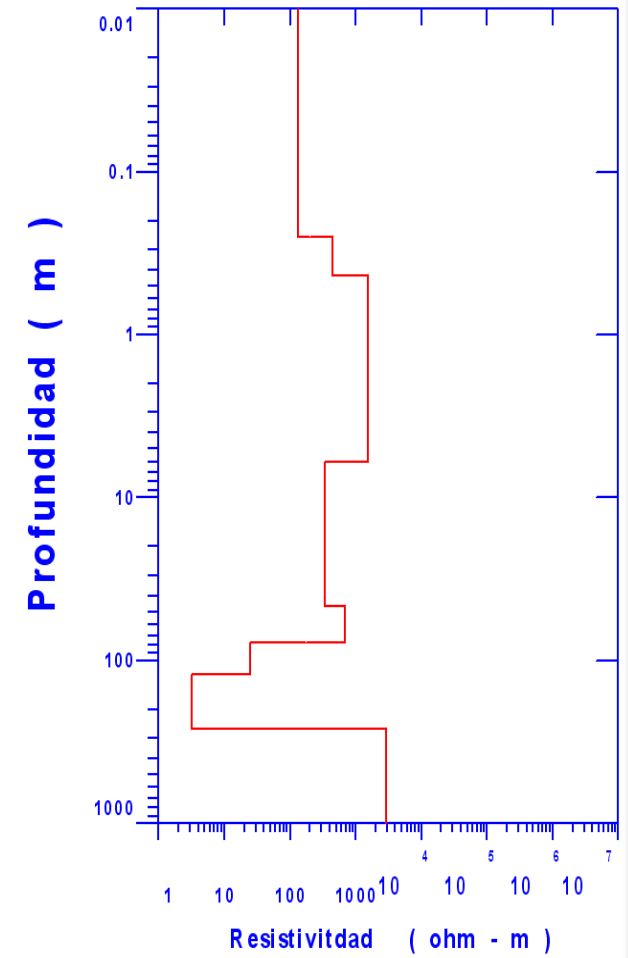
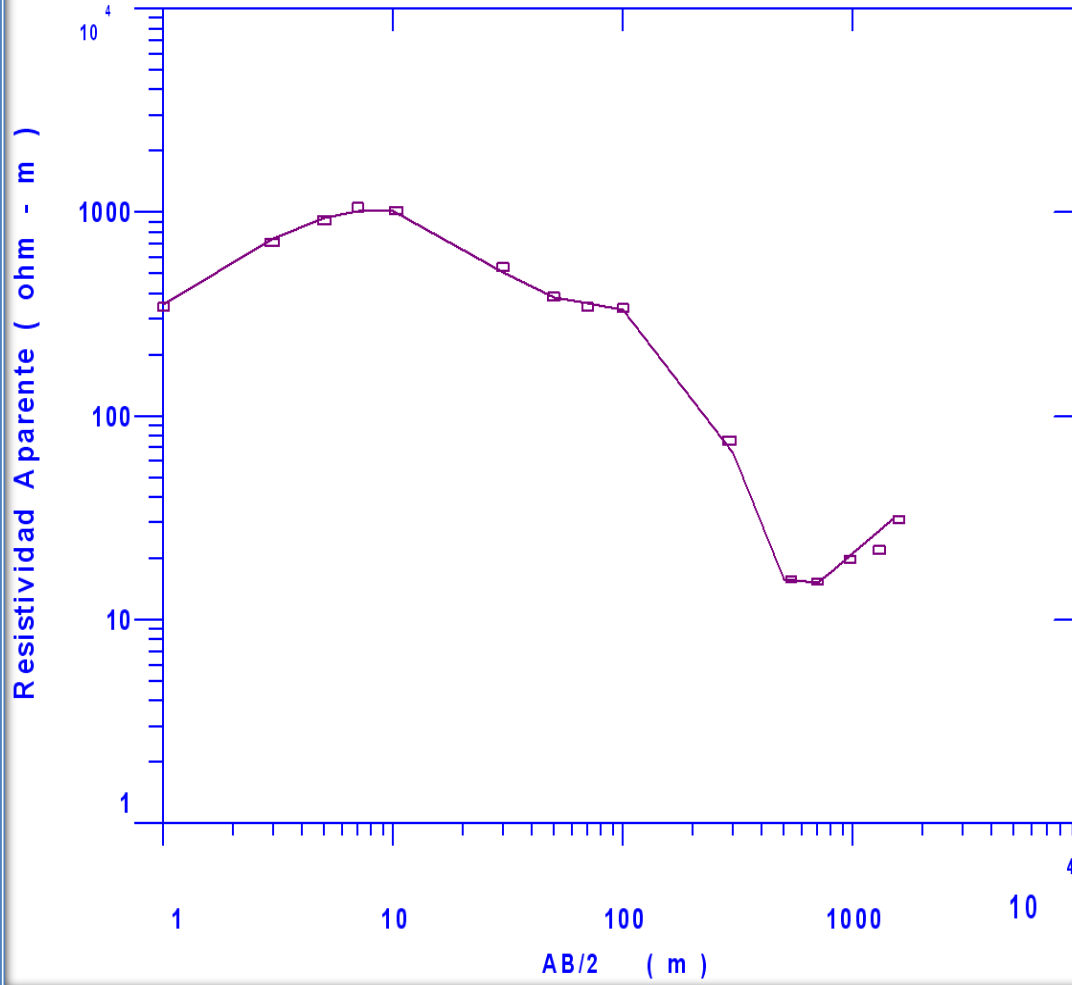


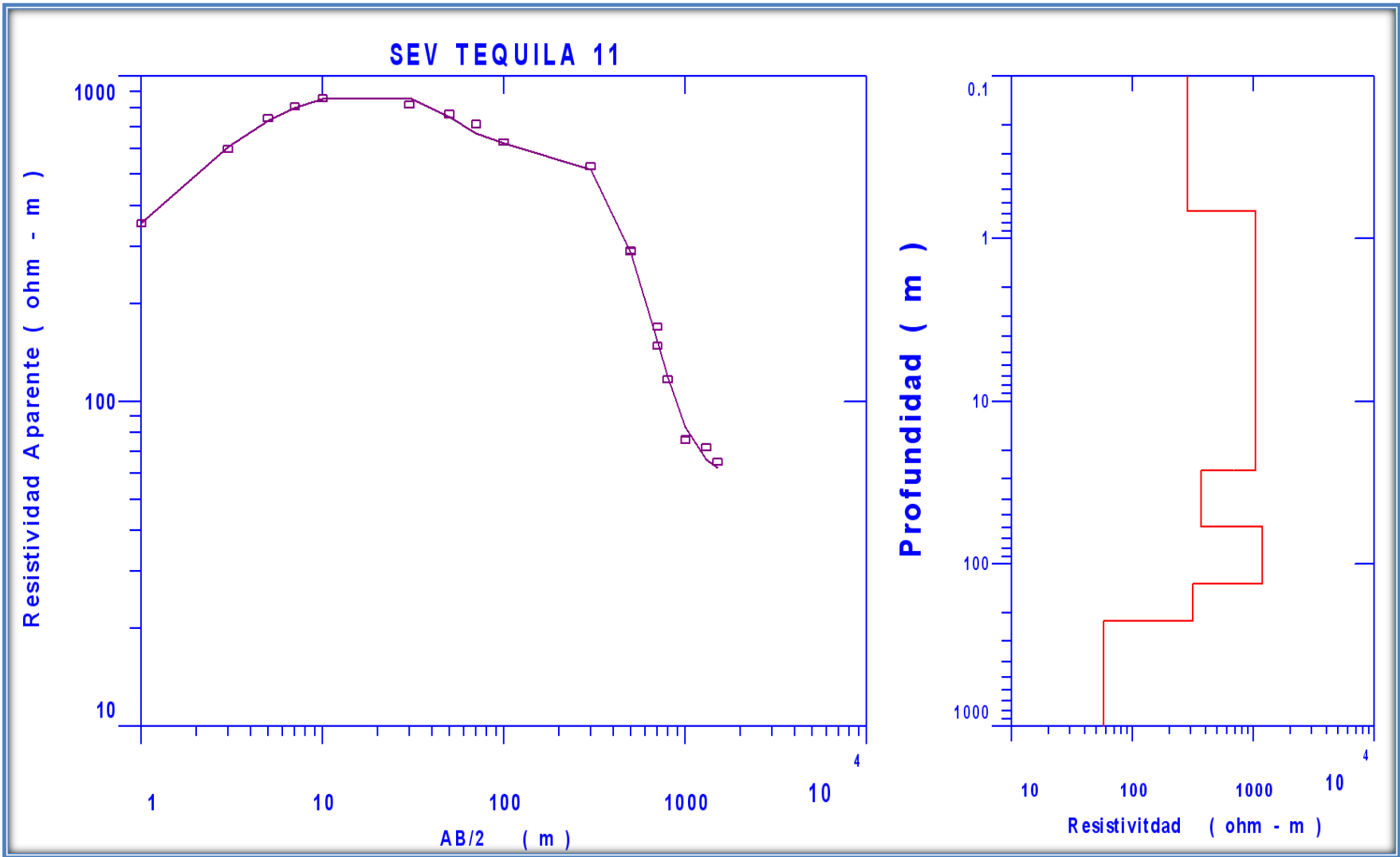
SEV TEQUILA 07



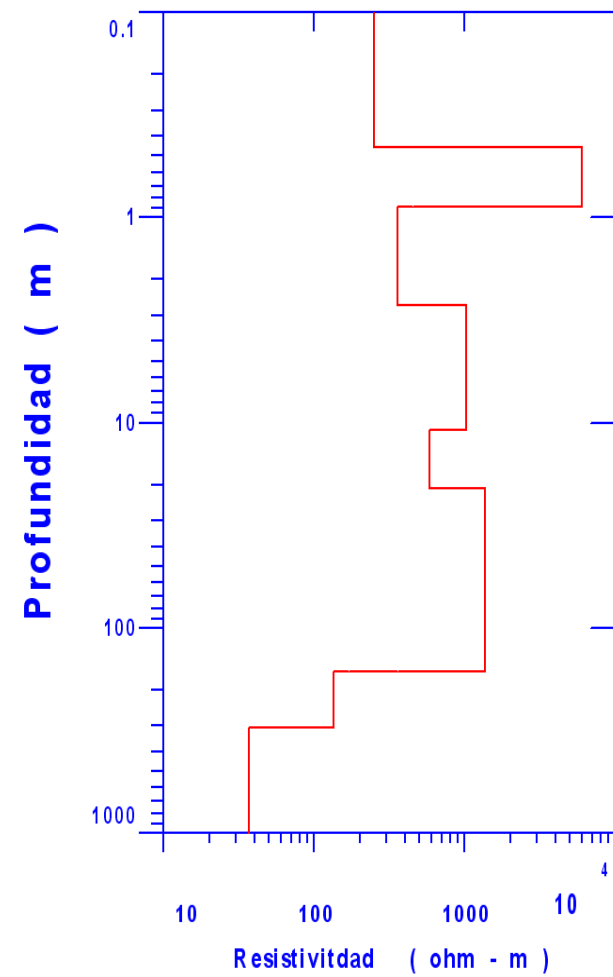
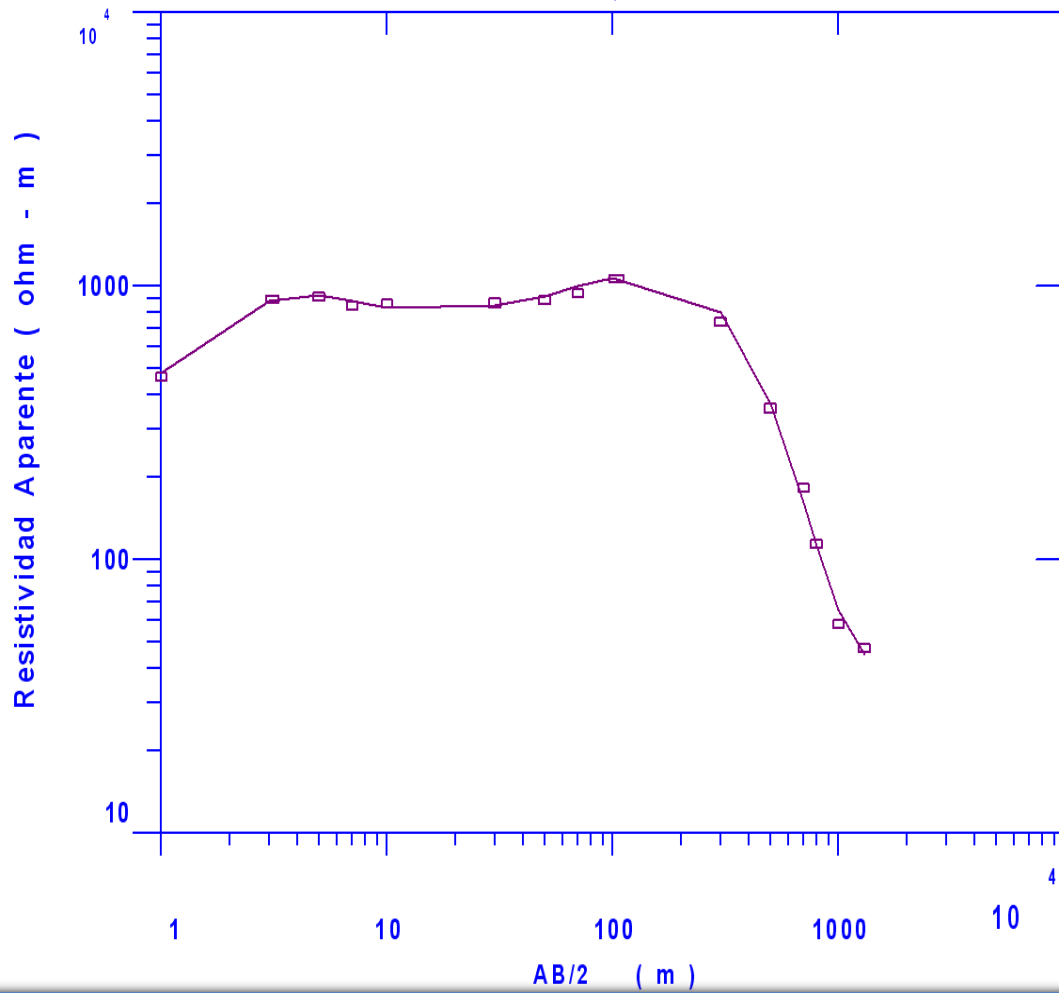


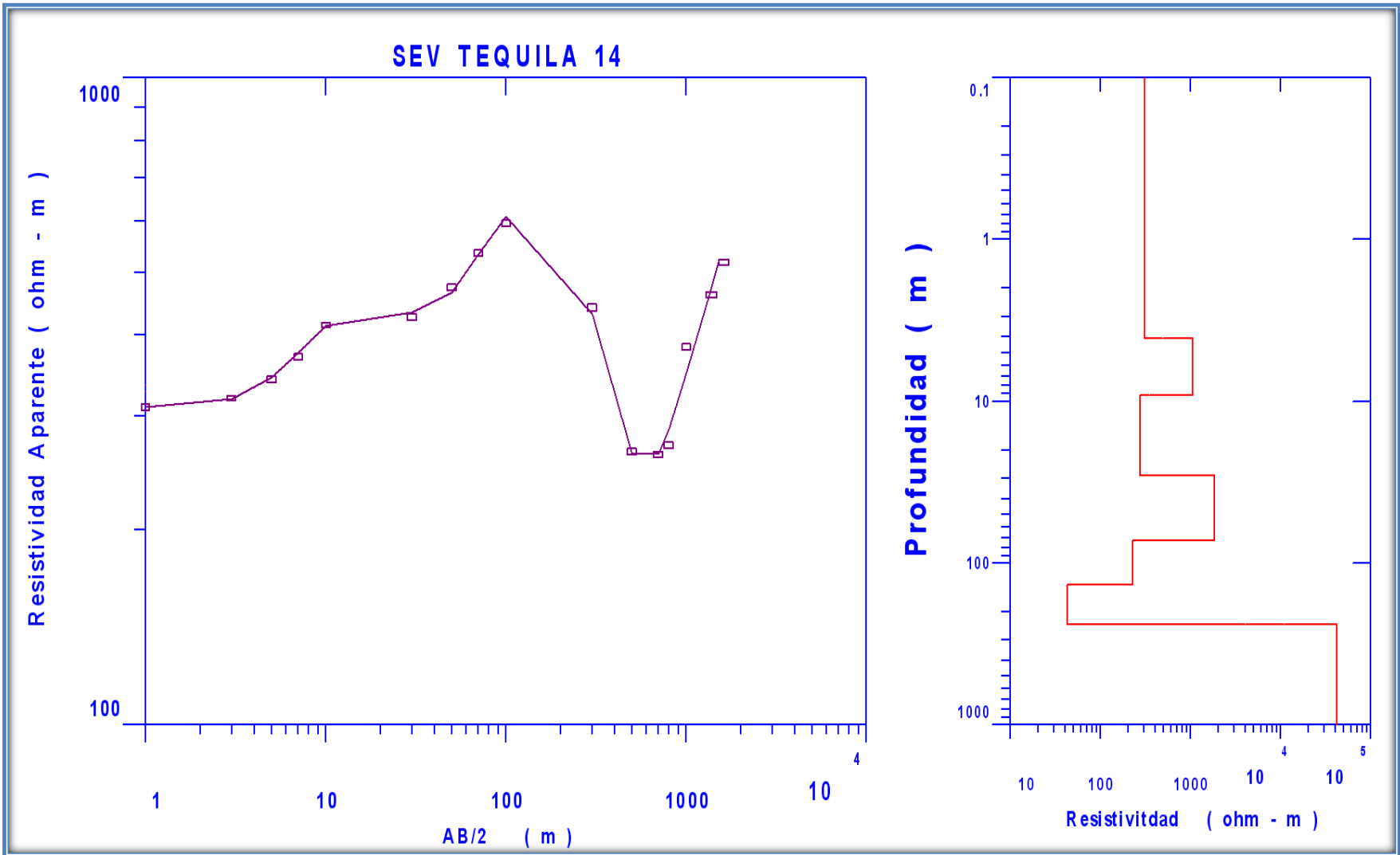
SEV TEQUILA 09

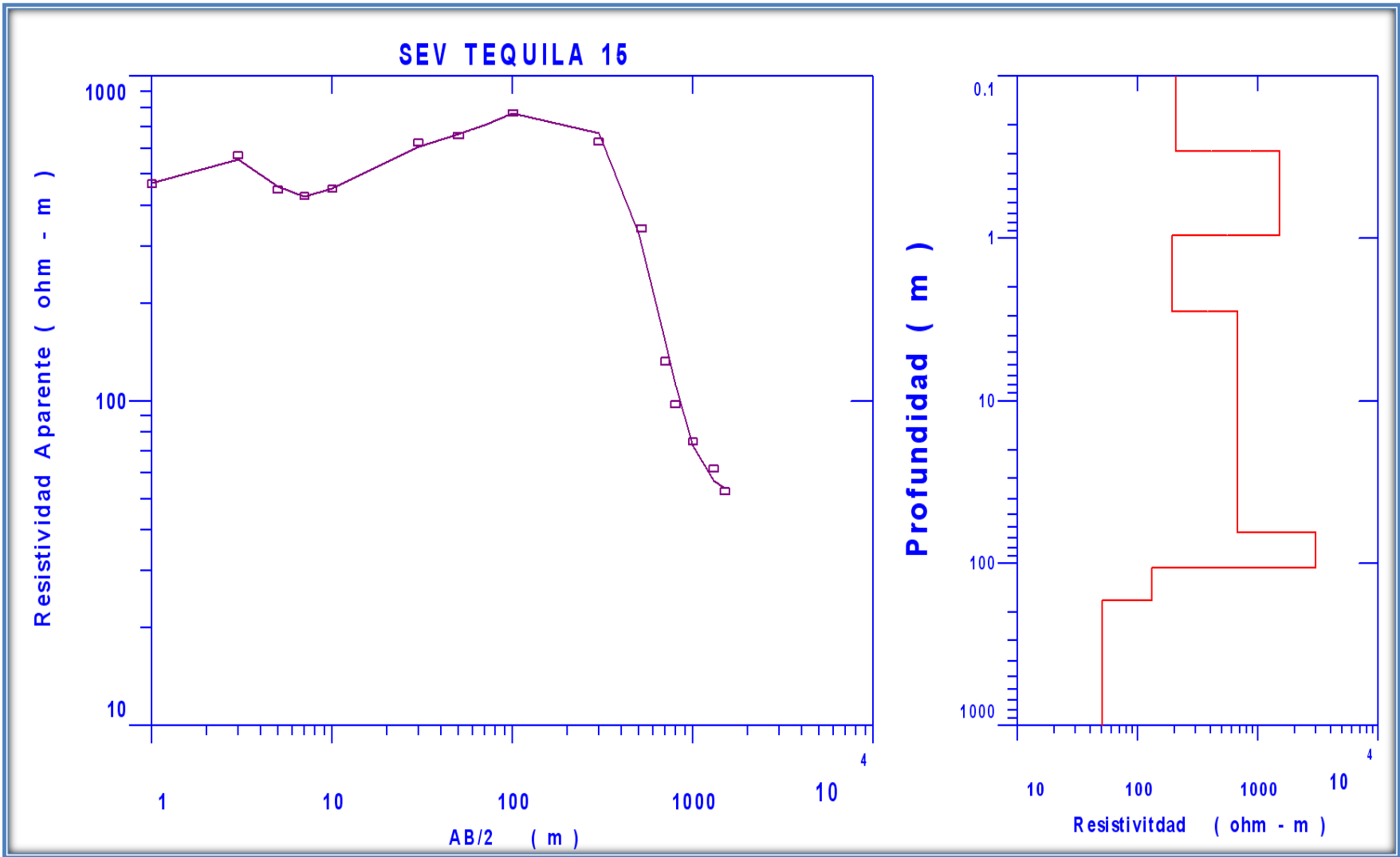


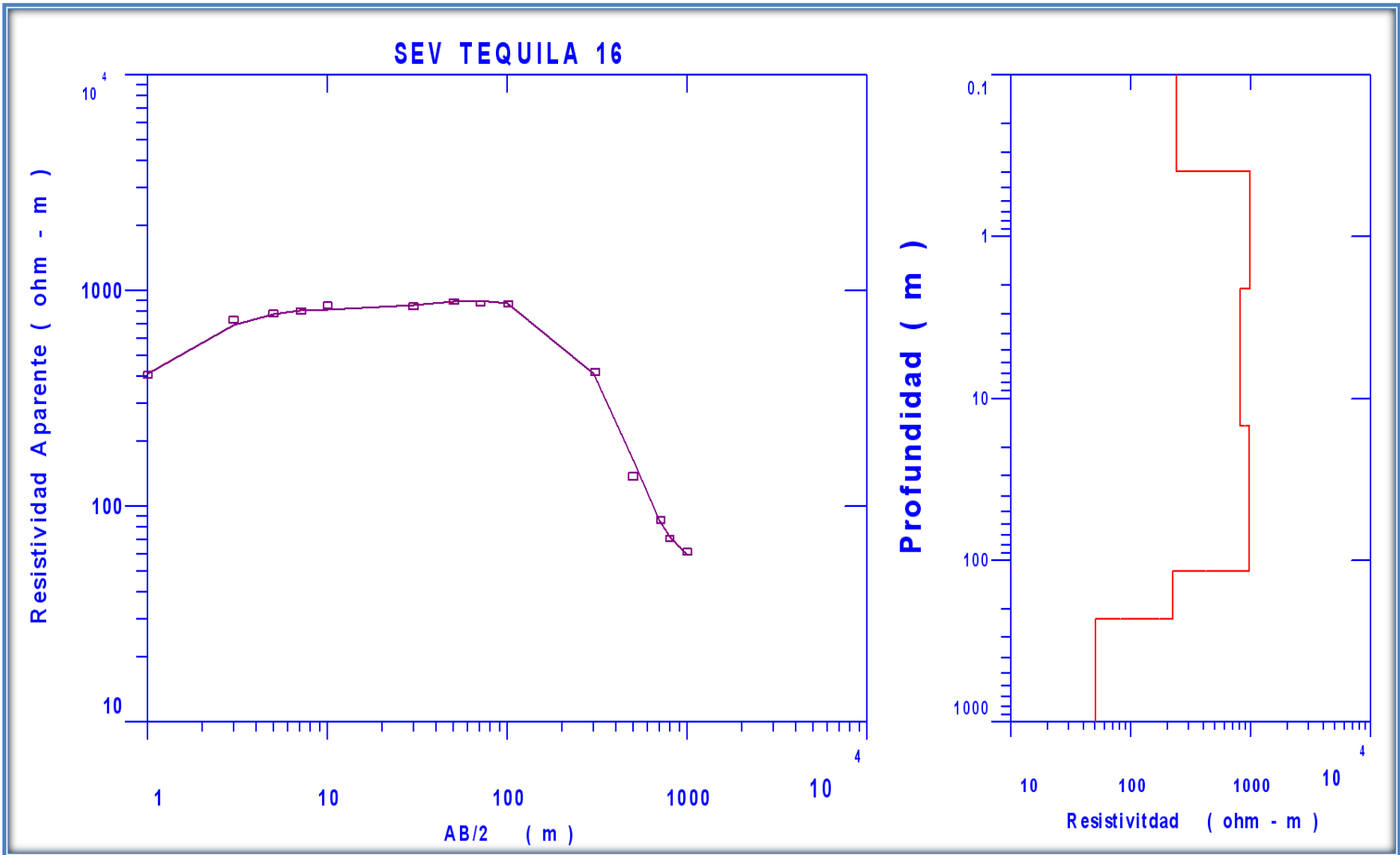


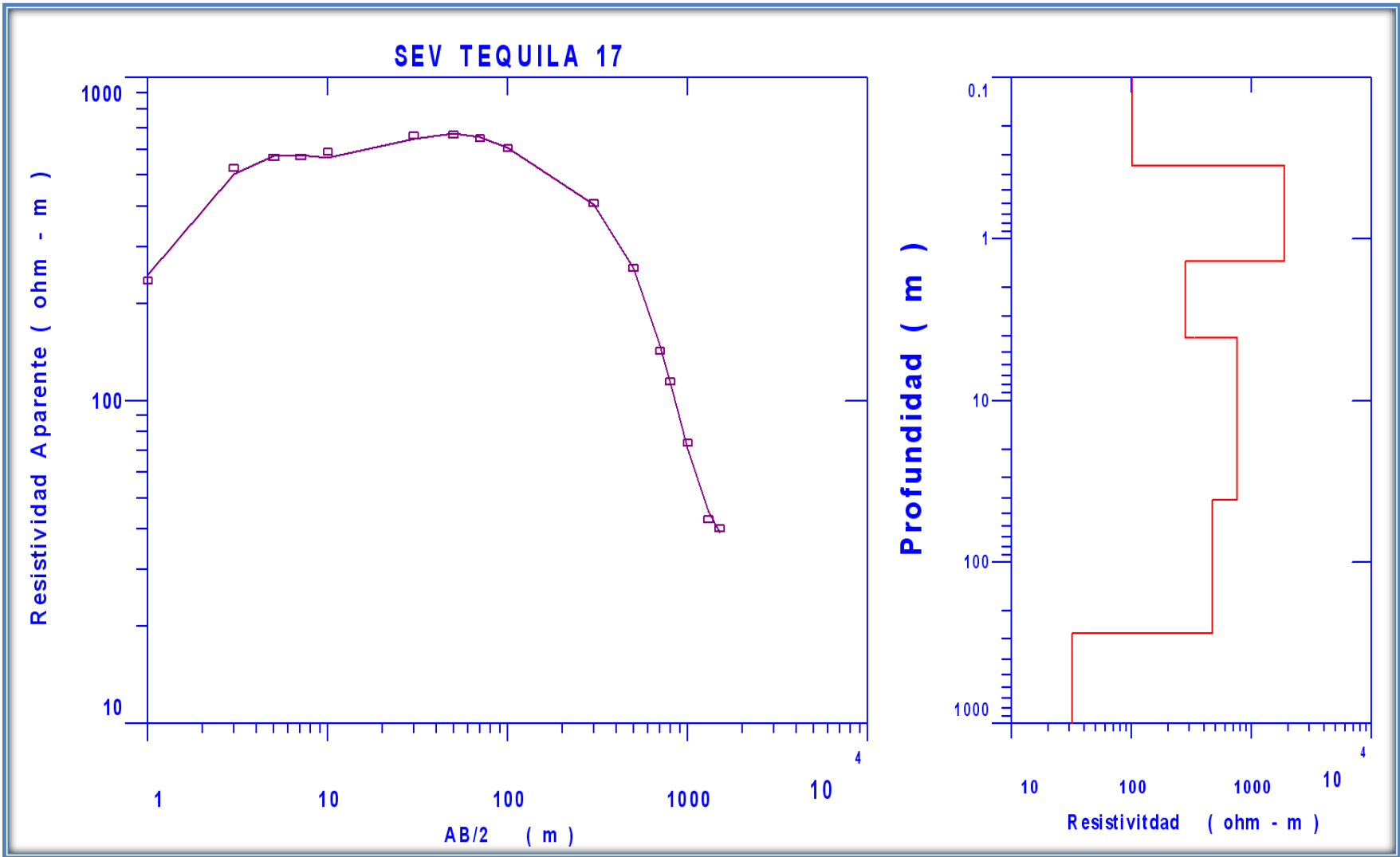
SEV TEQUILA 12

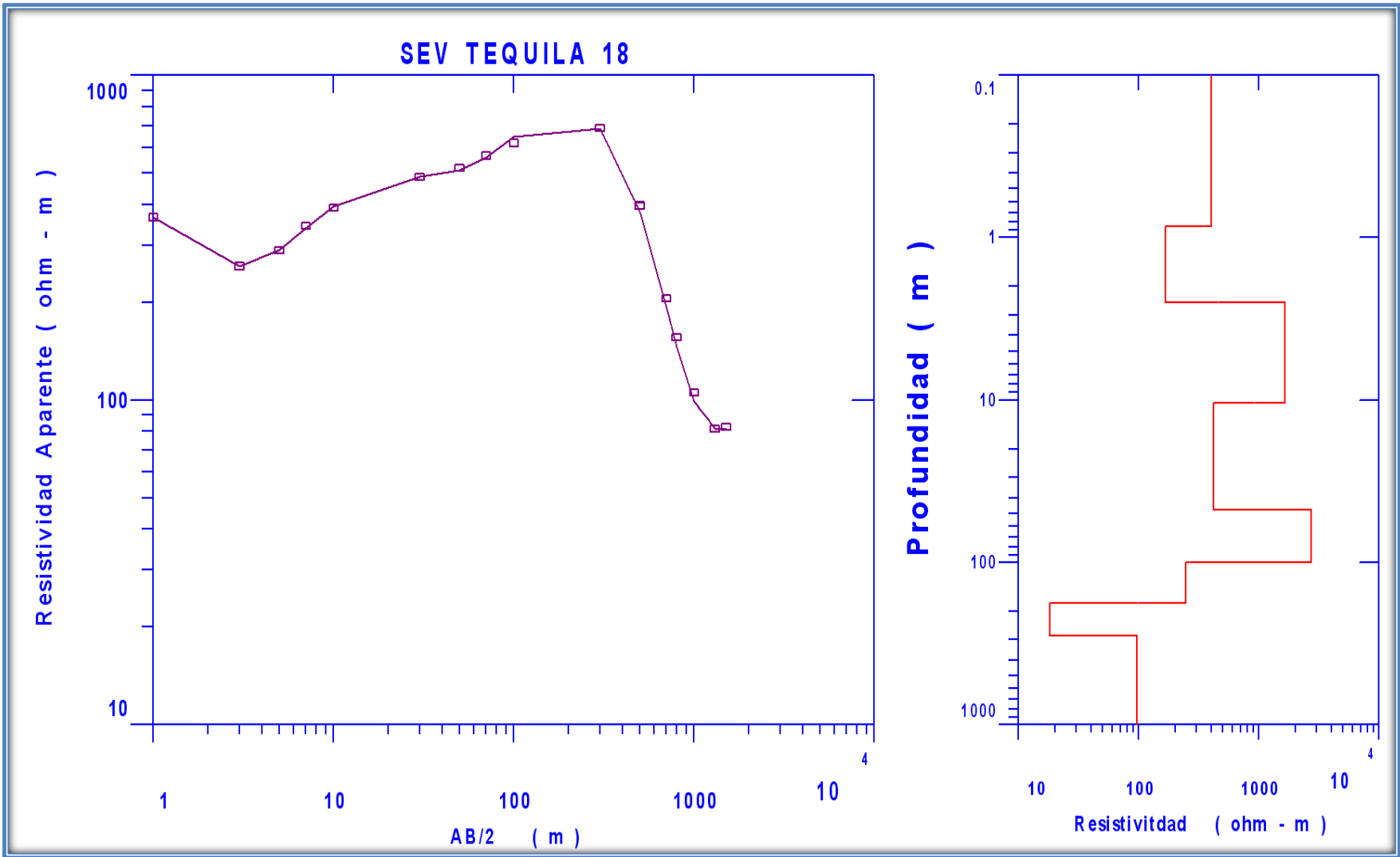


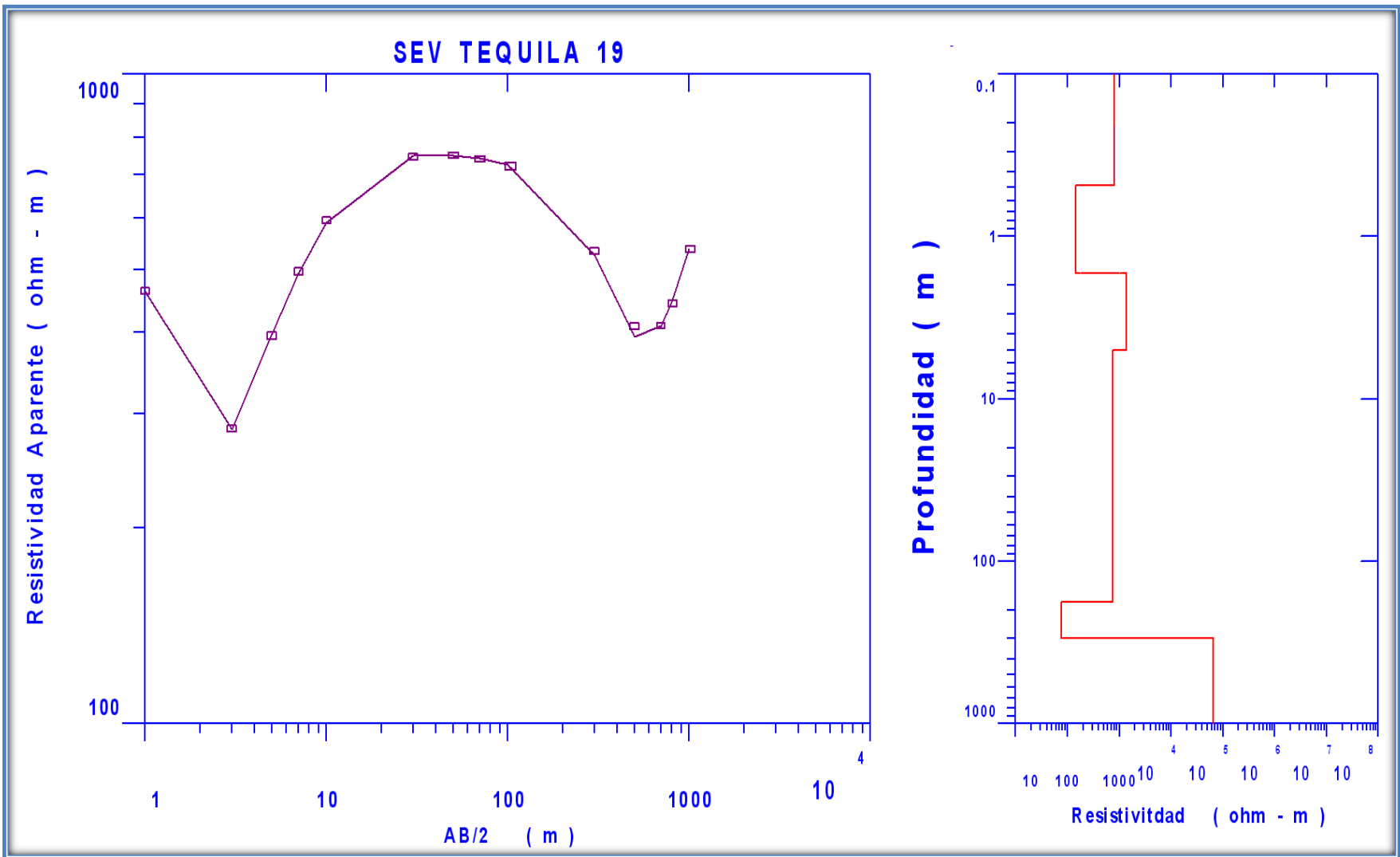


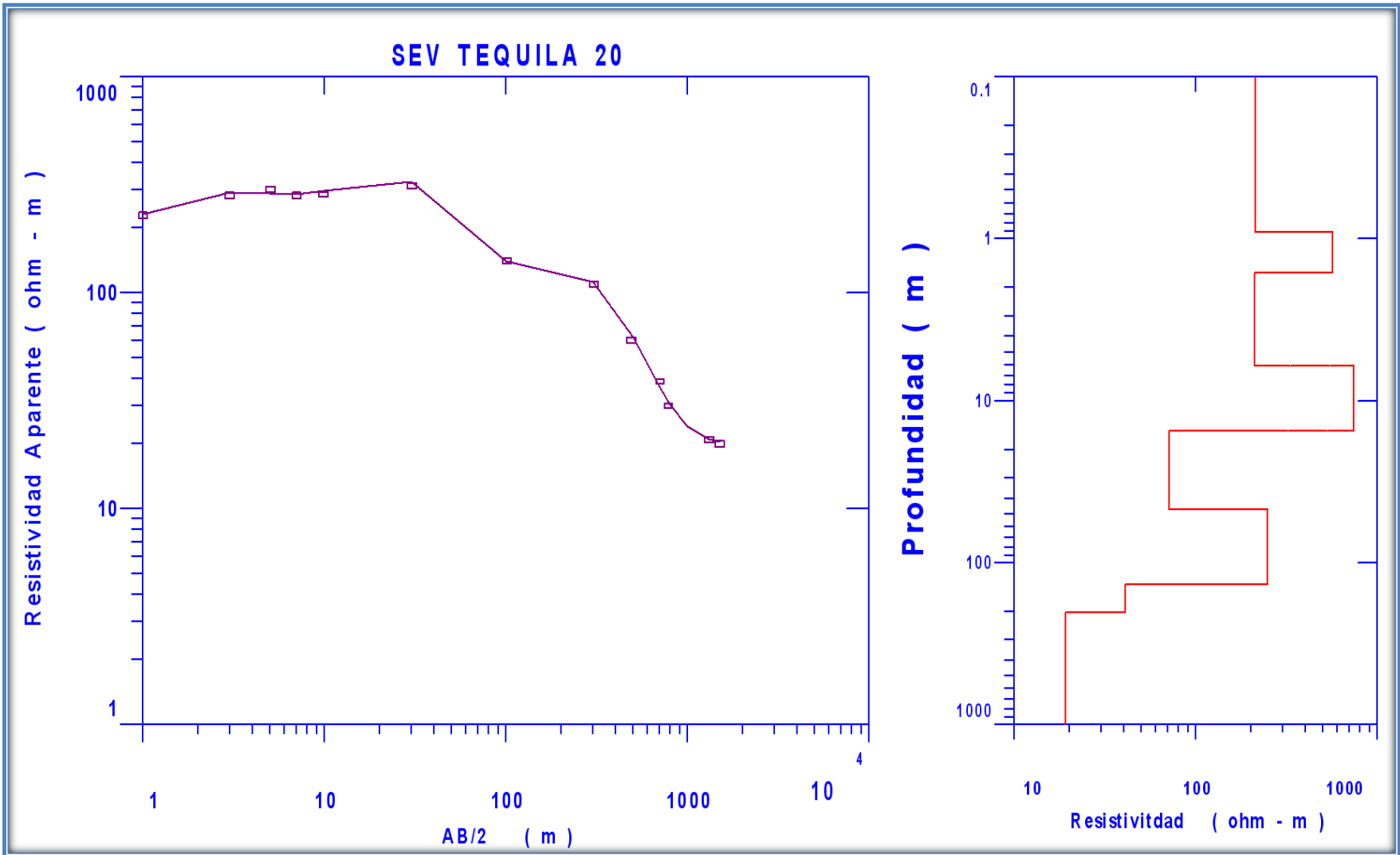


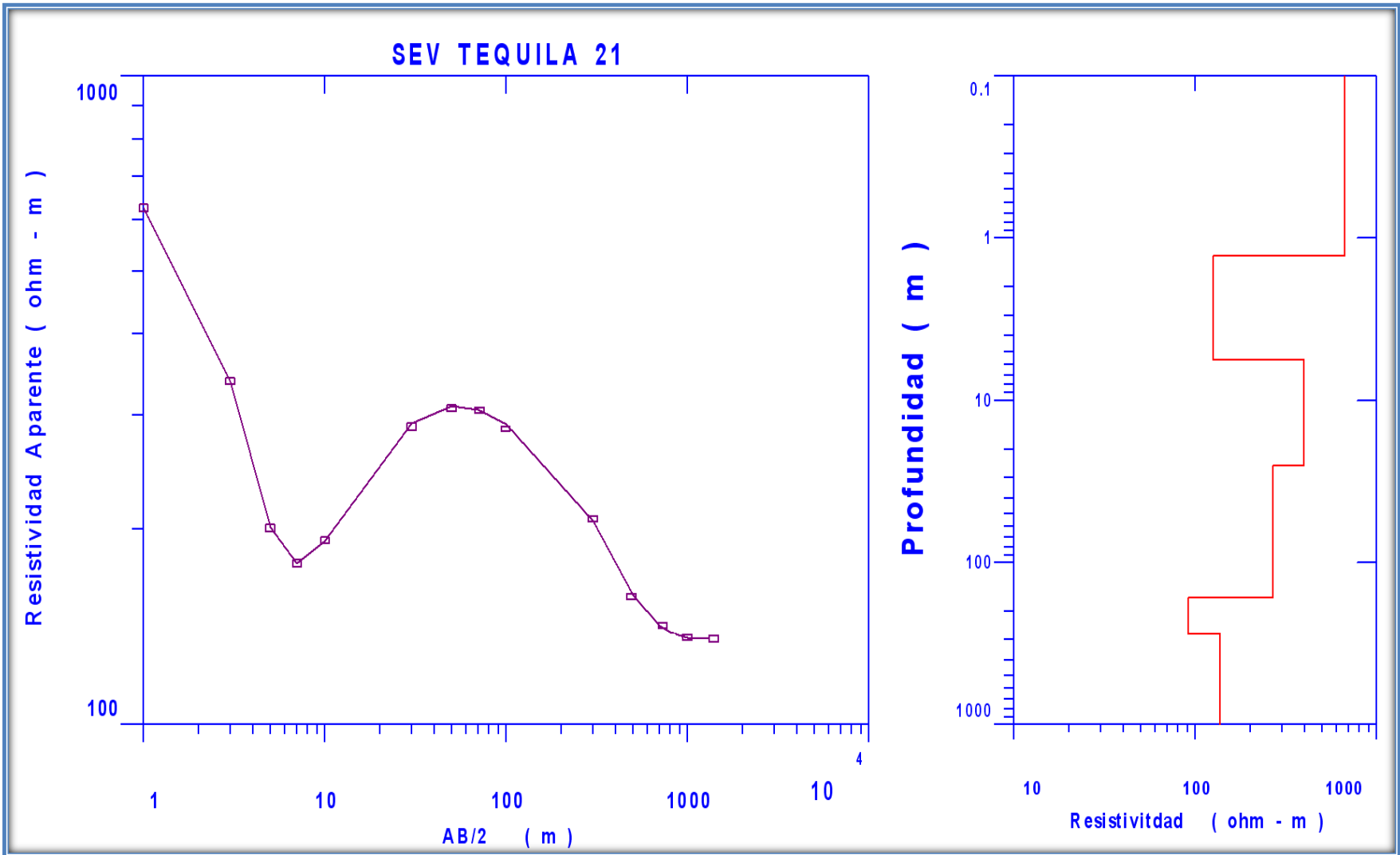


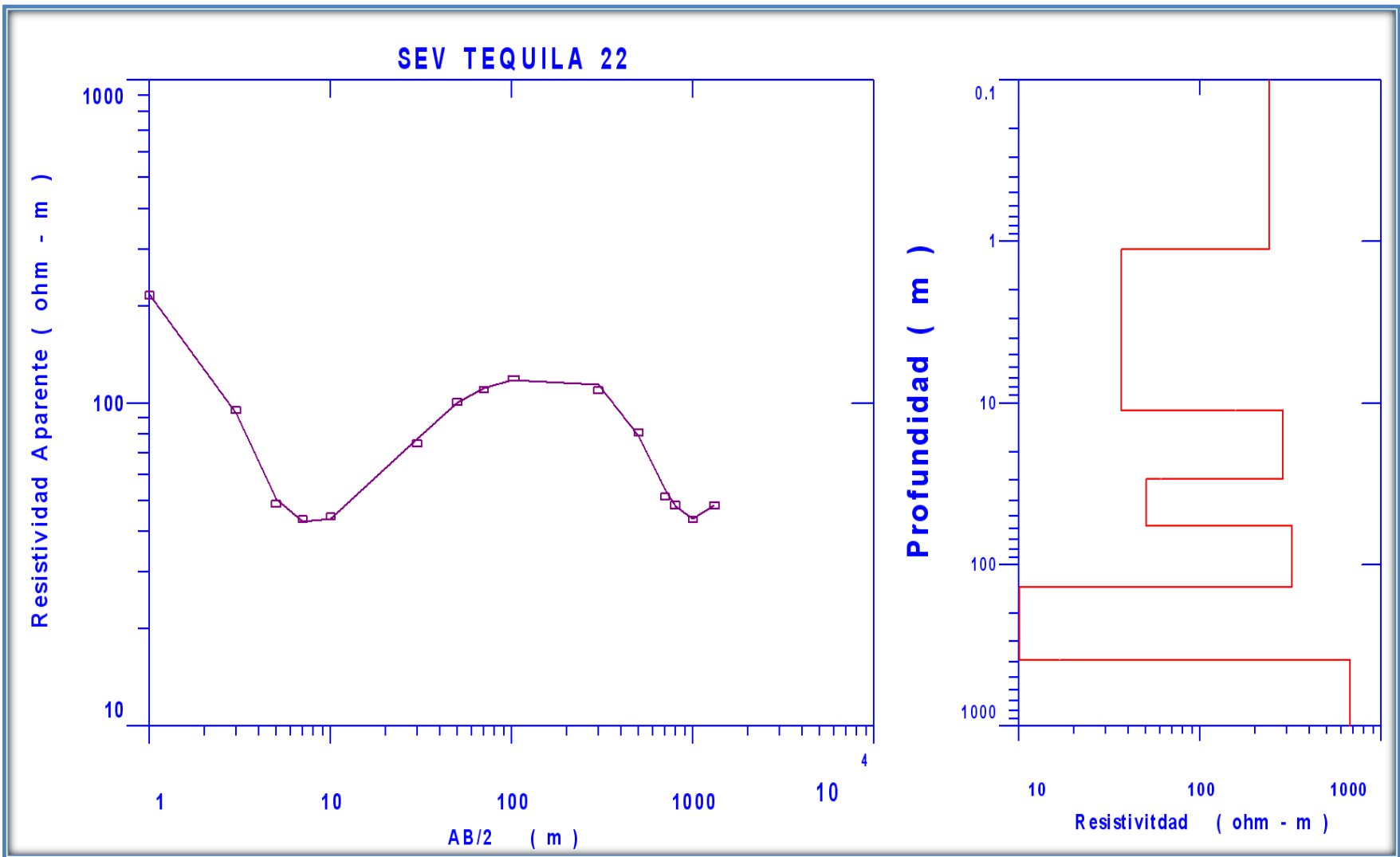


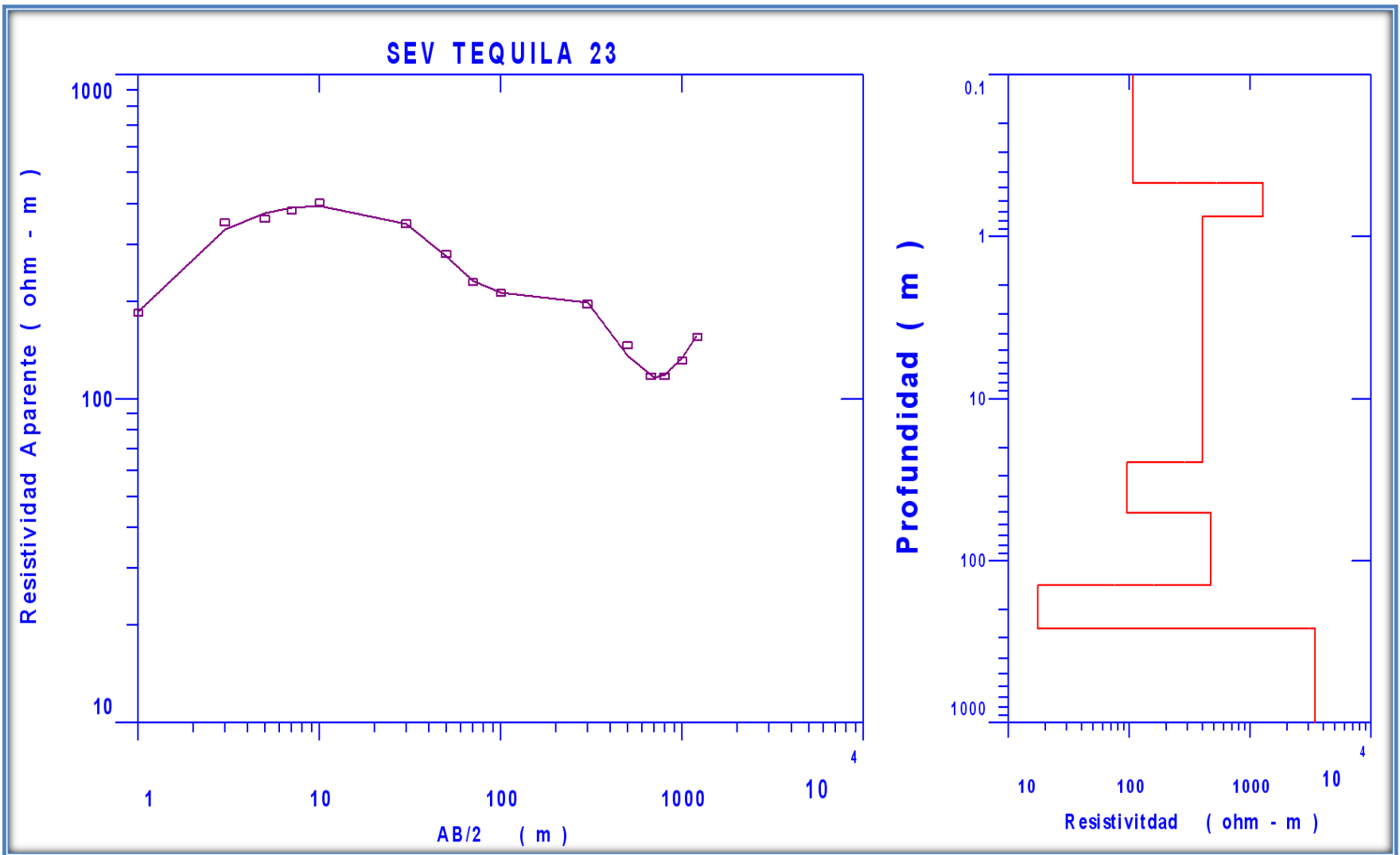


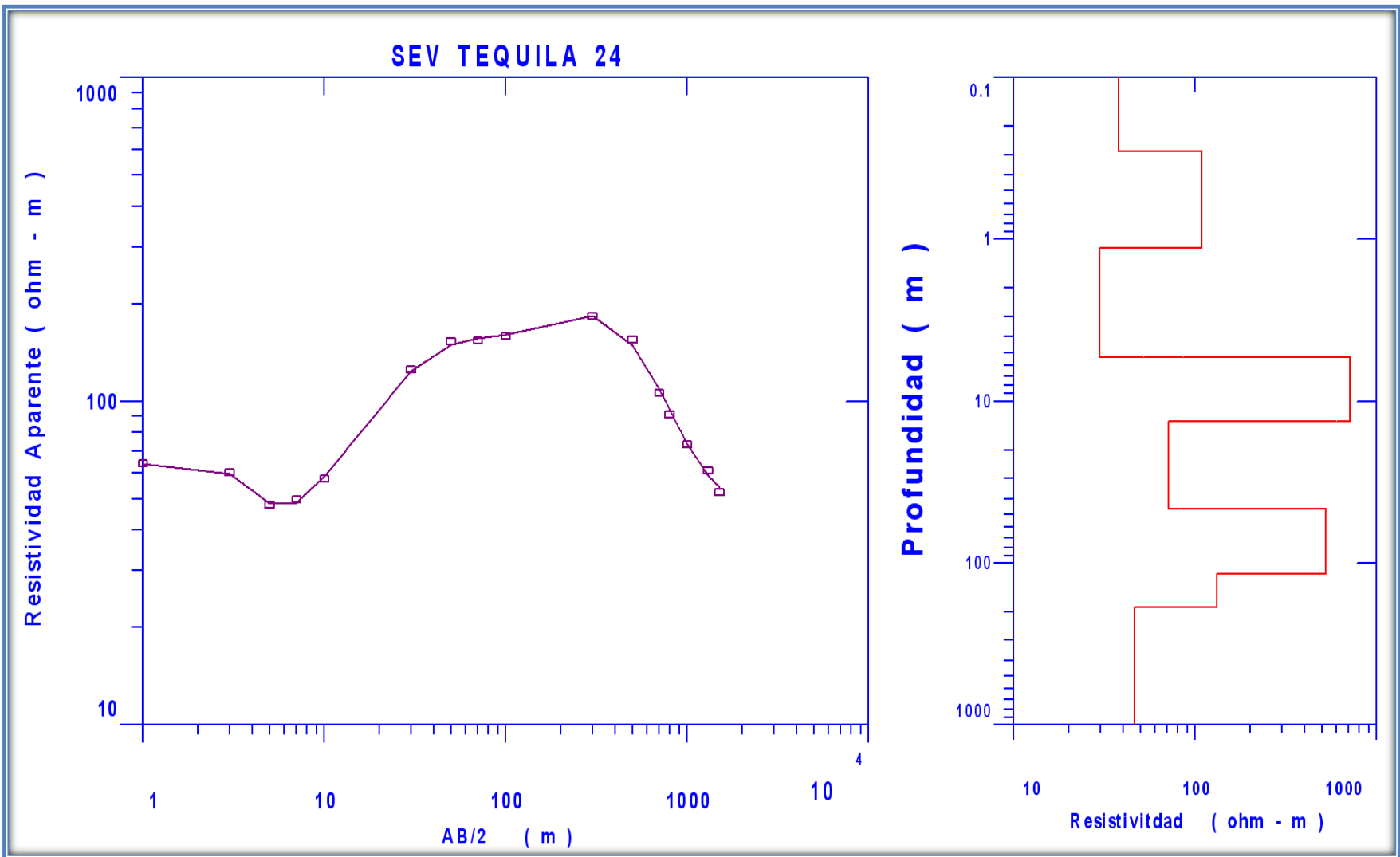


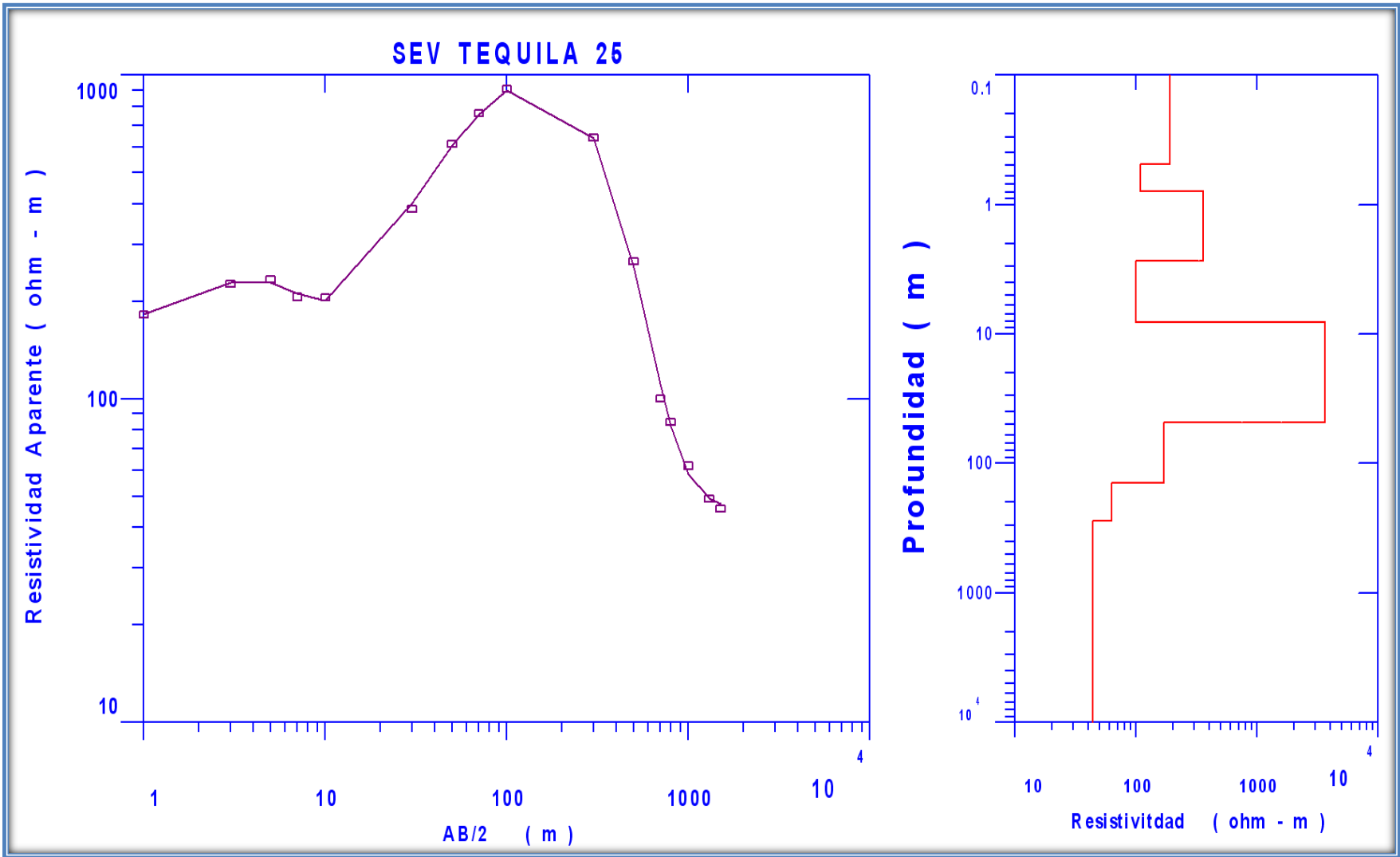


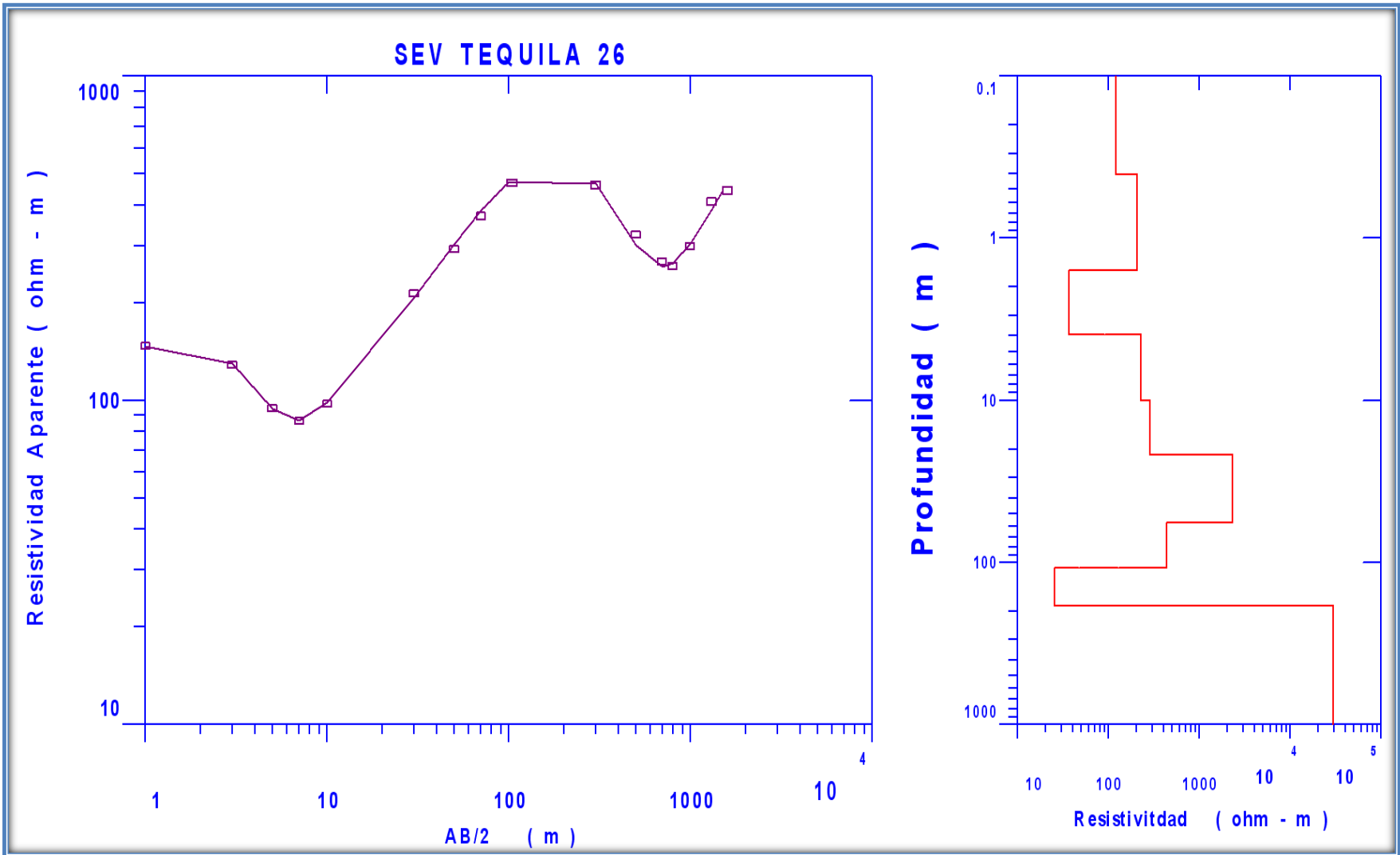


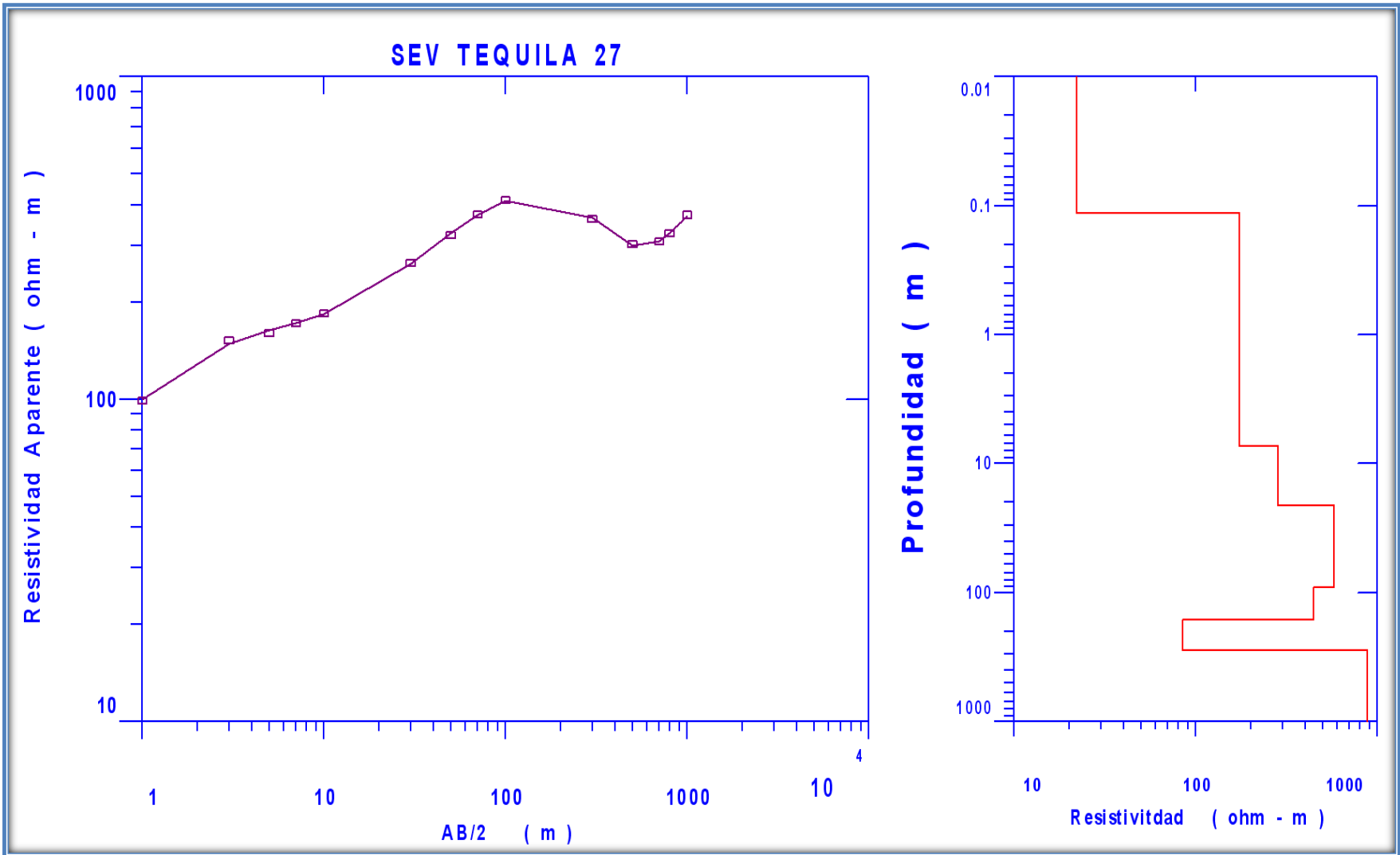




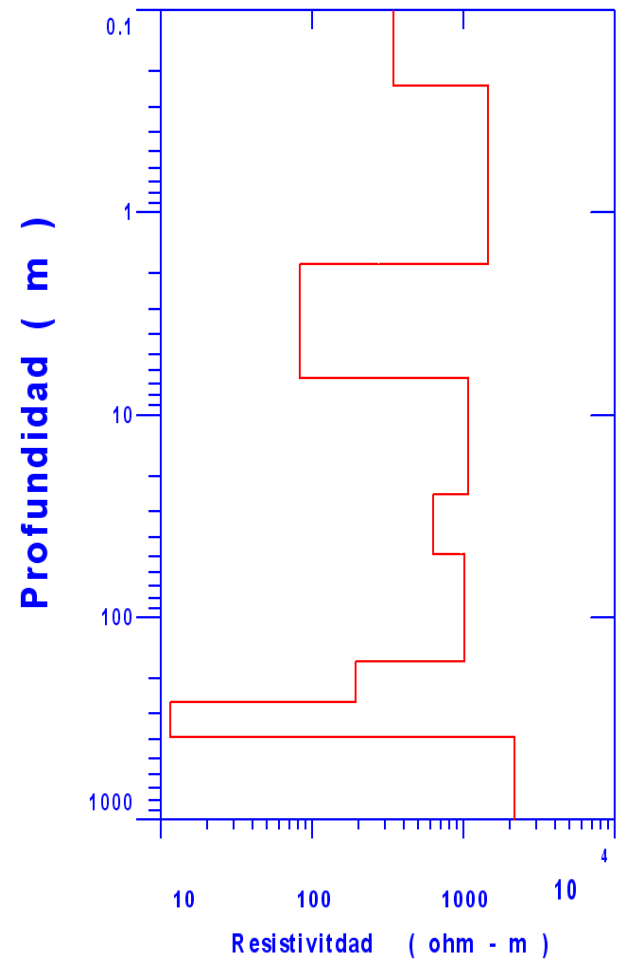
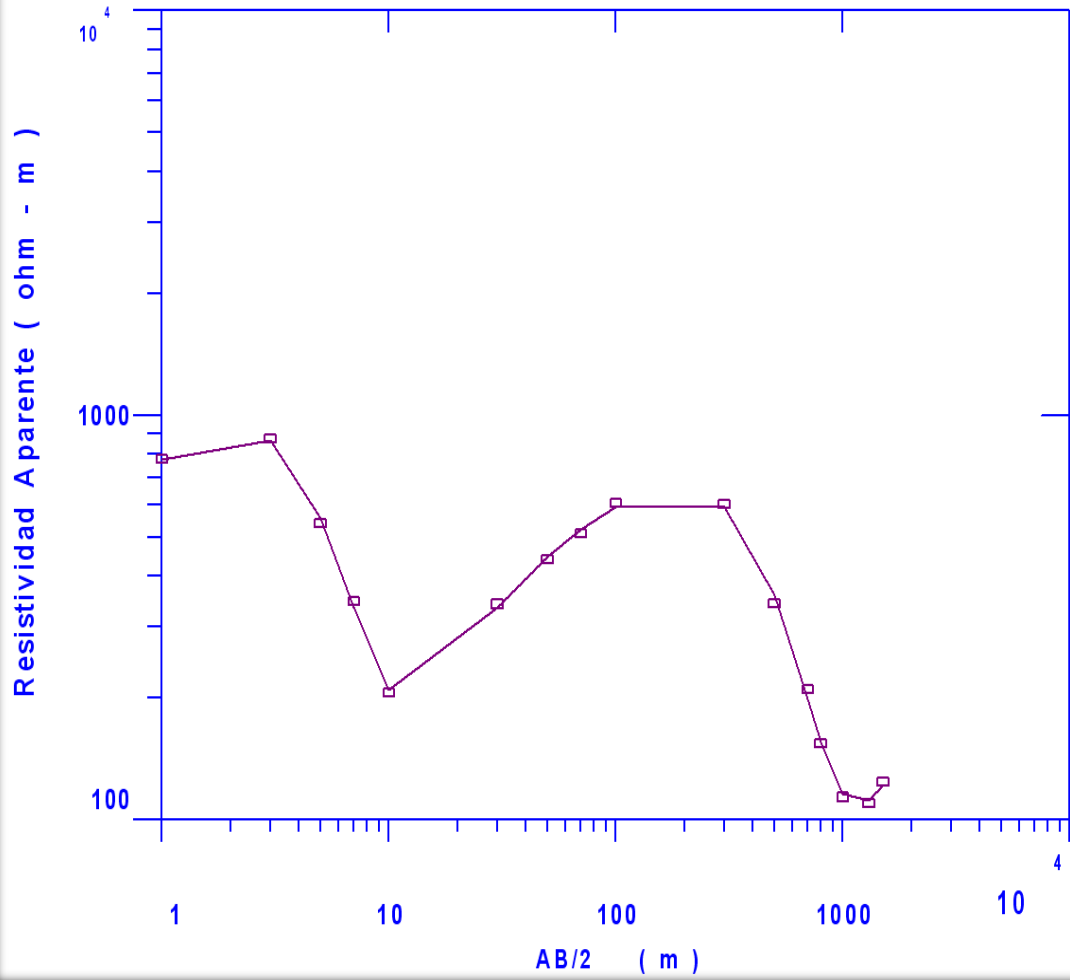


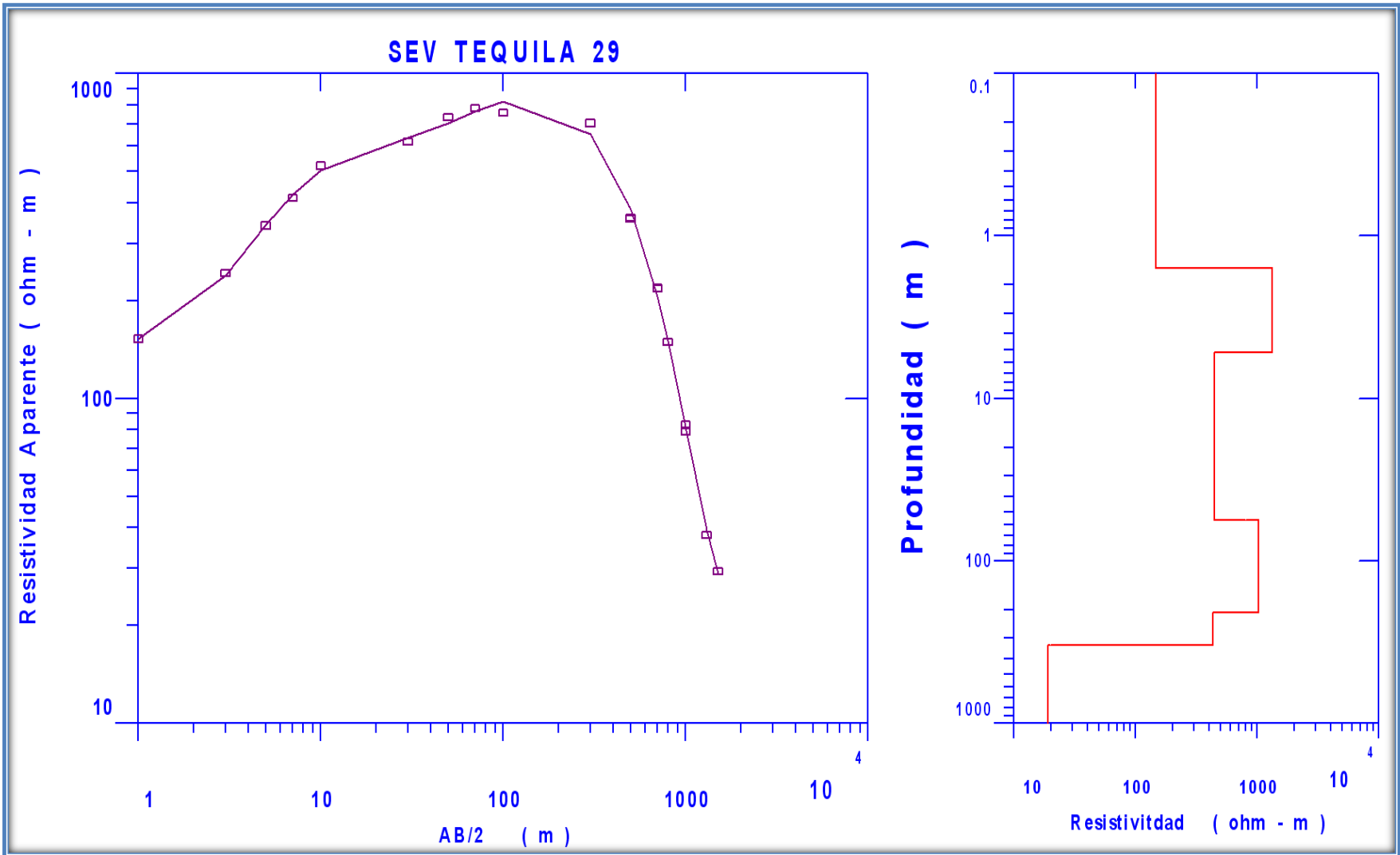


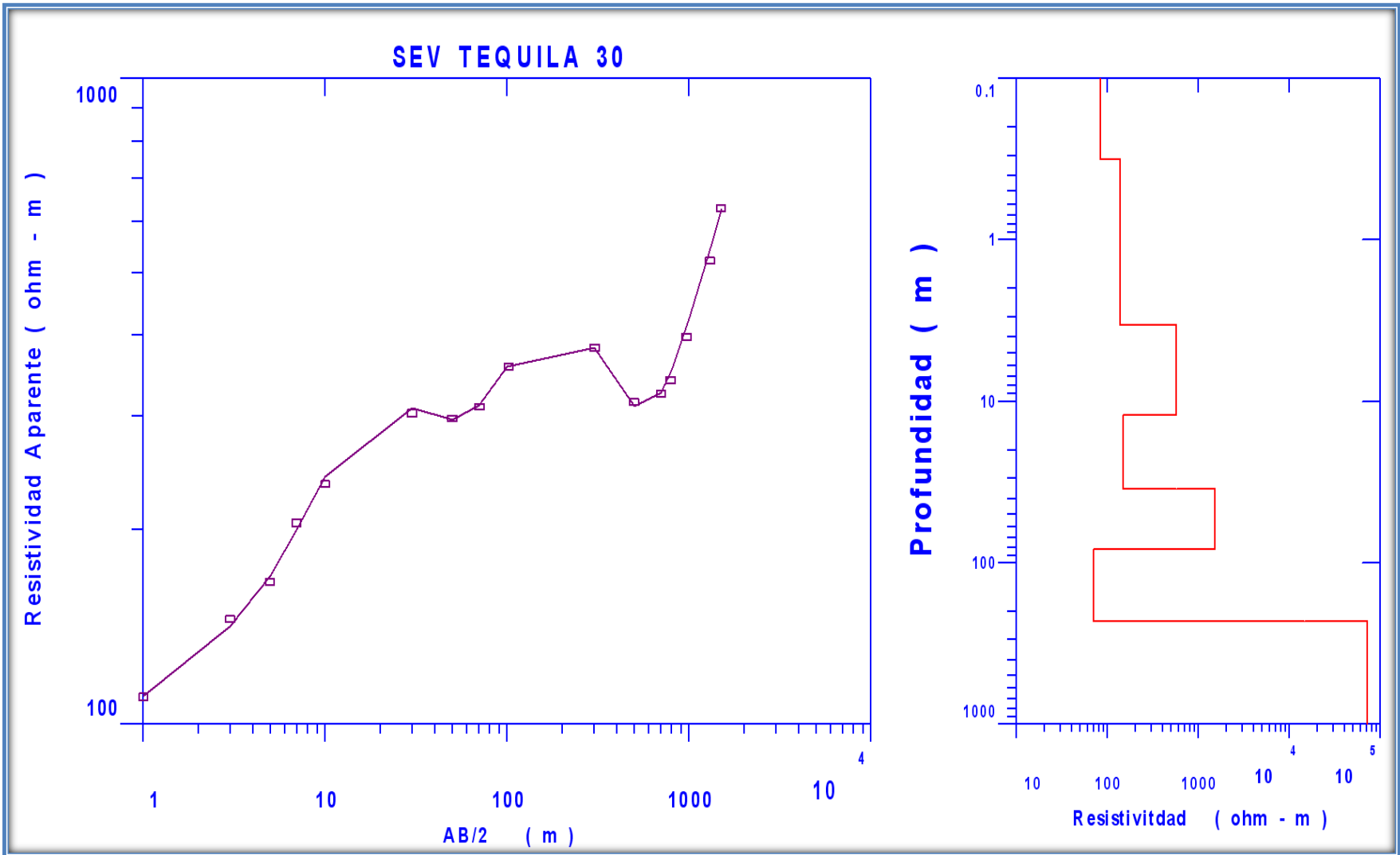


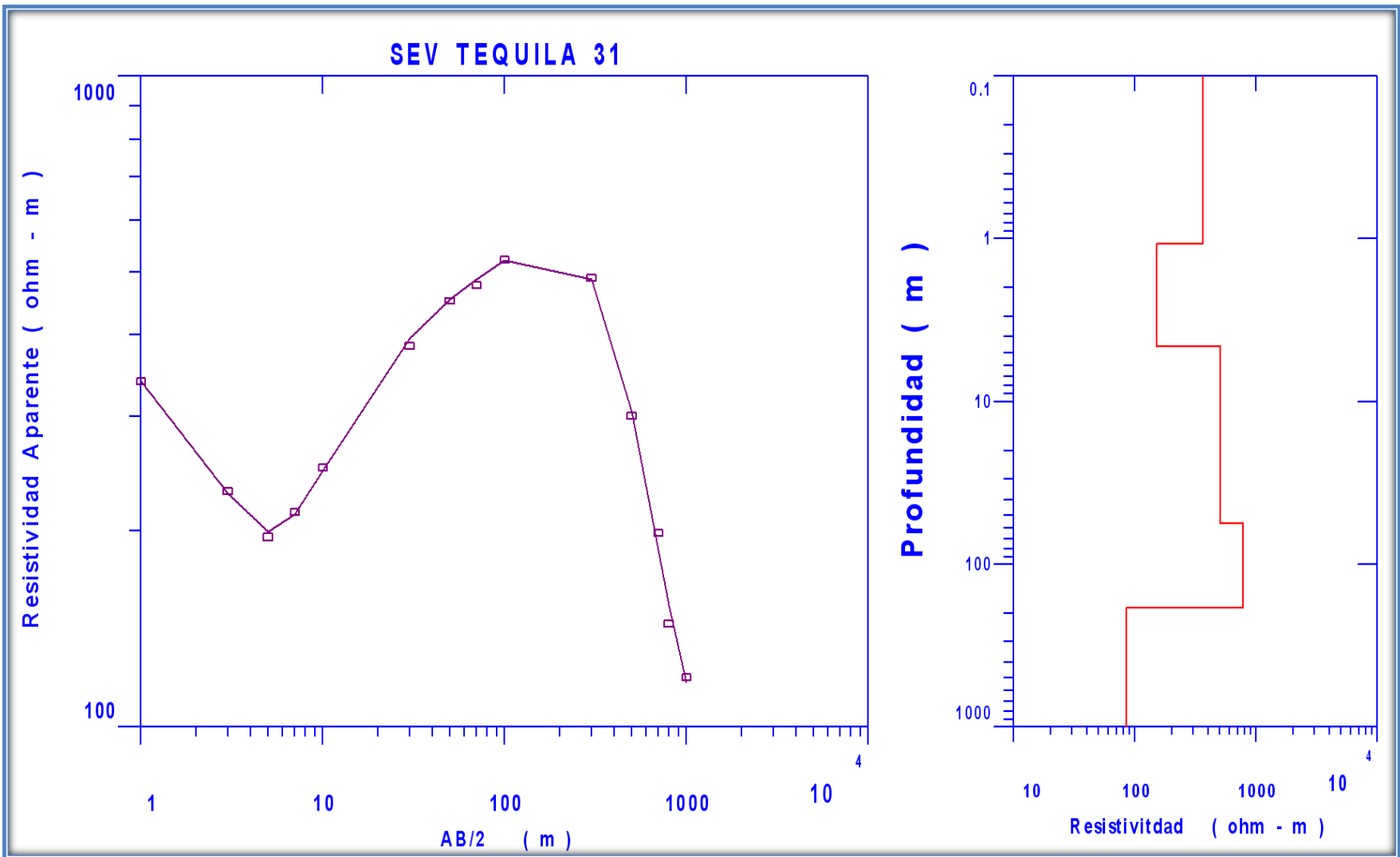


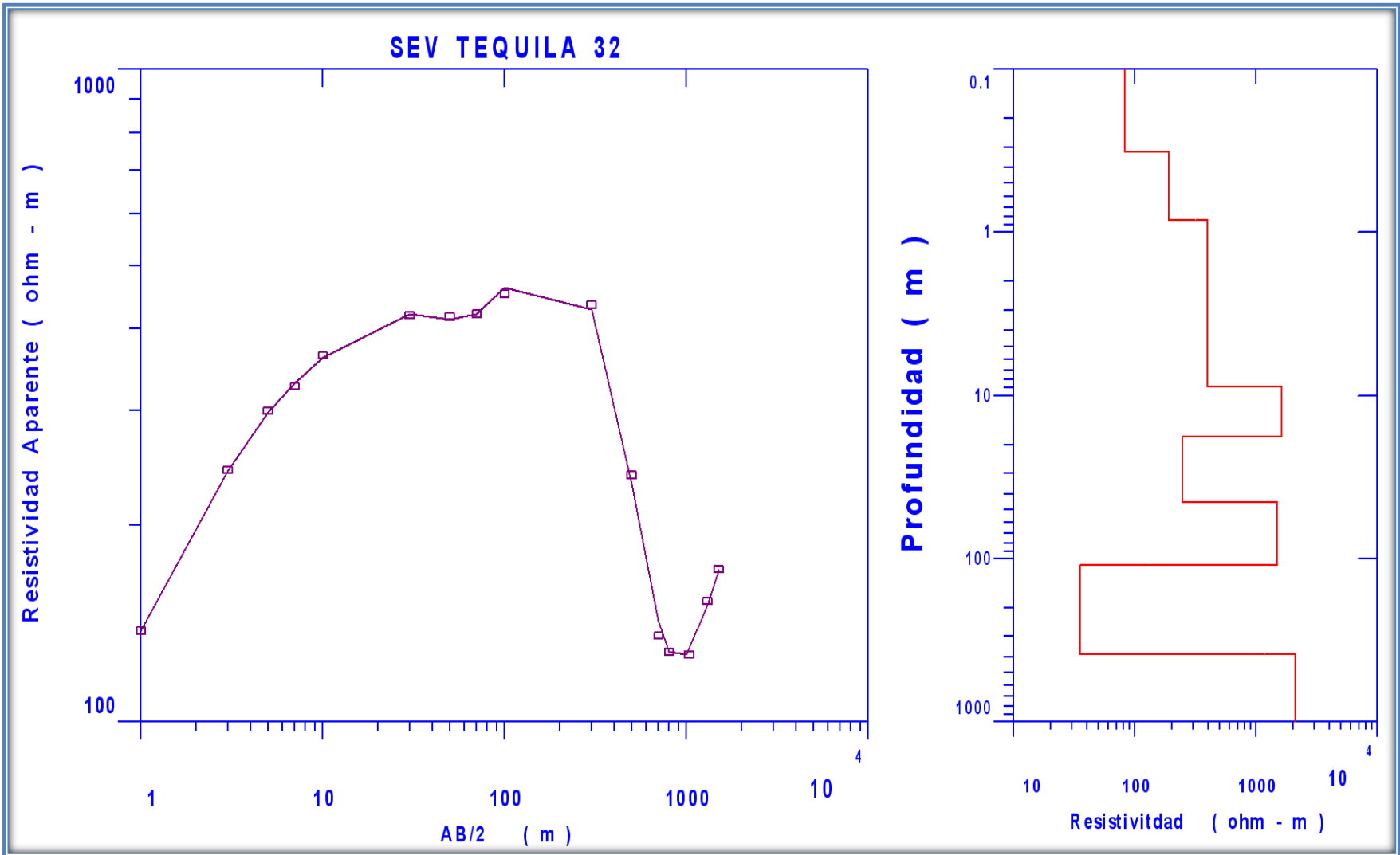
SEV TEQUILA 28

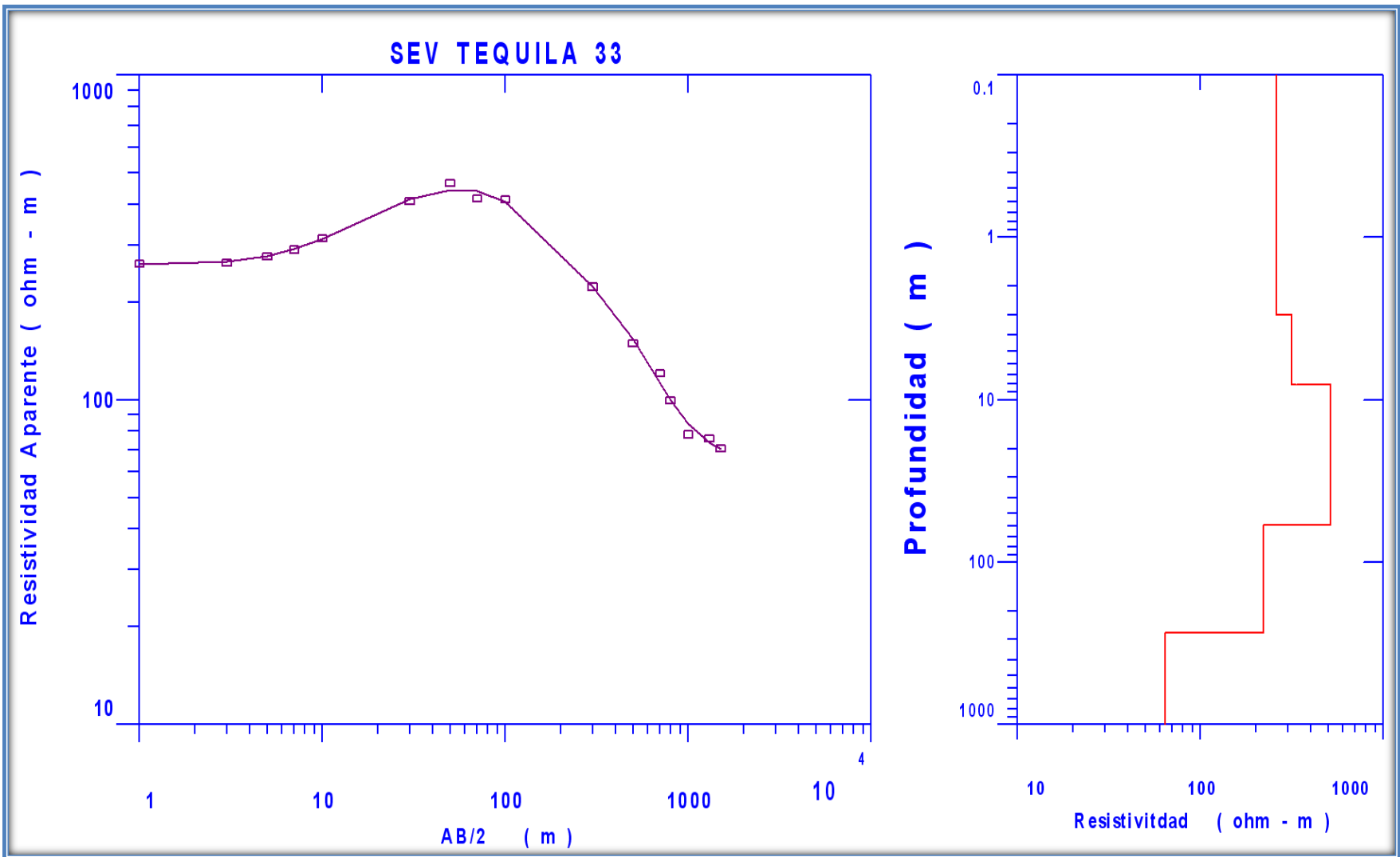


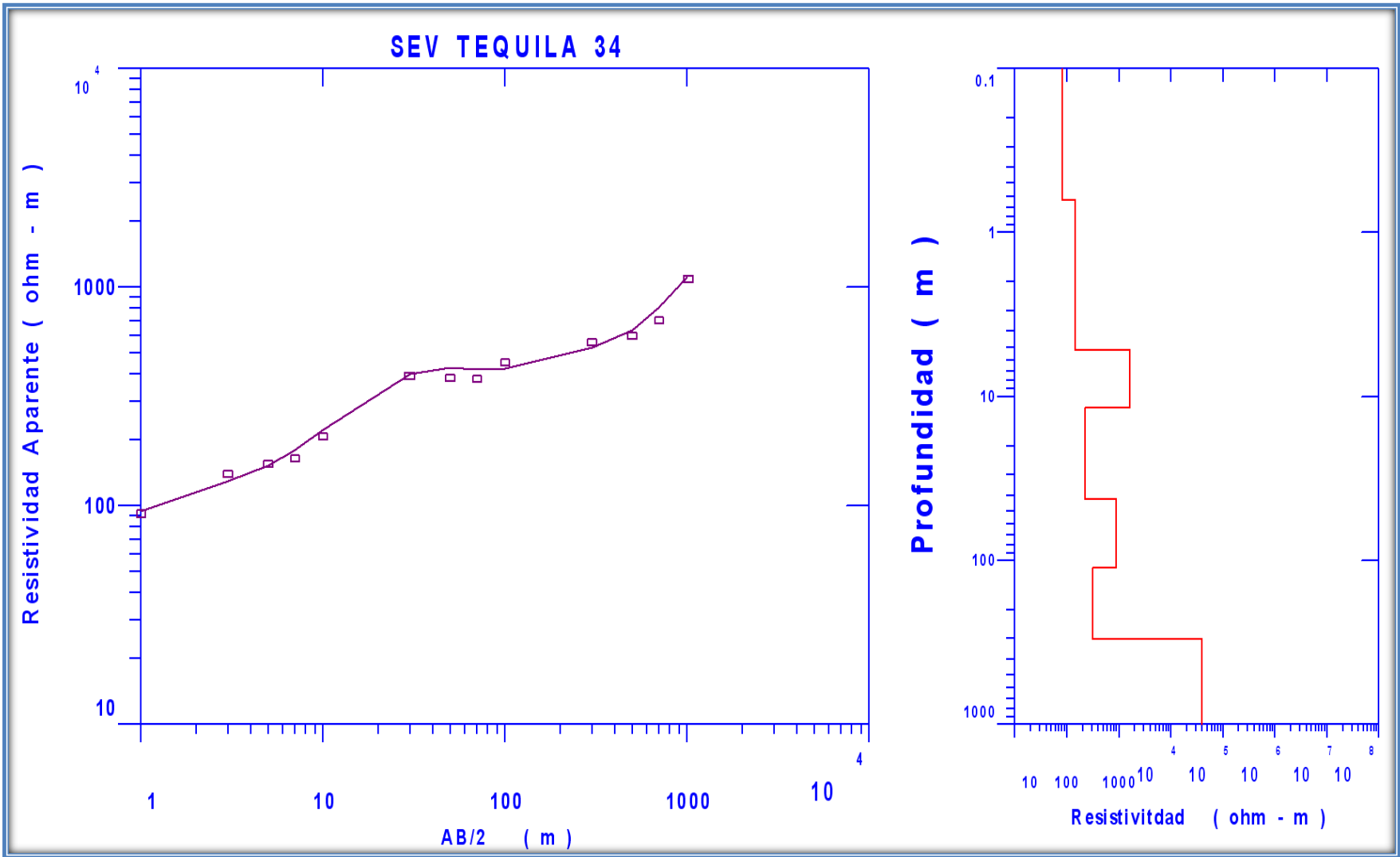












SEV TEQUILA 36

