



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MEXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

ESTUDIO GEOFISICO DEL ACUIFERO DE
SAN MIGUEL DE ALLENDE, GUANAJUATO

T E S I S

PARA OBTENER EL TITULO DE:

INGENIERO GEOFISICO

P R E S E N T A :

ADRIAN FLORES OROZCO



DIRECTOR: BIRGIT STEINICH

MEXICO, D. F.

2004



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCIÓN
60-1231

SR. ADRIÁN FLORES OROZCO
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso la profesora Birgit Steinich y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geofísico:

ESTUDIO GEOFÍSICO DEL ACUÍFERO DE SAN MIGUEL DE ALLENDE, GUANAJUATO

- I INTRODUCCIÓN**
- II MARCO FÍSICO DE REFERENCIA**
- III GEOFÍSICA**
- IV METODOLOGÍA**
- V INTERPRETACIÓN GEOFÍSICA-GEOLÓGICA**
- VI CONCLUSIONES**
- REFERENCIAS**
- ANEXO**

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"
Cd. Universitario D. F., a 4 de diciembre de 2003
EL DIRECTOR


M. en C. GERARDO FERRANDO BRAVO

GFR*JAGC*gtg


Agradecimientos.

A Fernando Lara, por sus observaciones y ayuda, que me permitieron, entre otras cosas, poder desarrollar mi servicio Social y Tesis dentro de la Comisión Nacional del Agua.

A la Doctora Birgit Steinich, por haberme confiado y dirigido este proyecto.

Al Doctor Andrés Tejero, por todas sus oportunas observaciones para poder realizar y terminar este trabajo.

Al Doctor Luis Marín por su apoyo, confianza y las oportunidades que me ha brindado.

Para Alberto Arias, cuyas observaciones y ayuda fueron muy importantes a lo largo de mi carrera y para el desarrollo de esta Tesis.

A Jaime Ruiz, Carlos Pita, Rafael Coyoli y el grupo CIGSA, que supieron brindarme ayuda en los momentos en que se necesitaba.

Finalmente al Ingeniero Alejandro Arroyo, quien me ha ayudado a lo largo de toda mi carrera y cuyos consejos permitieron la realización de este trabajo.

Dedicado a mis padres
y al recuerdo de Lisa

“Existen tres cosas que al comenzar, es imposible saber como terminaran: Un Amor, Una Guerra y Una Carrera...”

Wir besuchen die Gräber unserer Verstorbenen
und schmücken sie mit Blumen und beten
aber sind dabei nicht lustig

Elisabeth Hassankhani. 1985 – 2003

....und die Asche bleibt
„ und nur wer die Sehnsucht kennt, weiß was ich leide
Goethe

Resumen

En la ciudad de San Miguel de Allende, Guanajuato, se realizaron 43 Sondeos Eléctricos Verticales SEV. La zona de estudio se encuentra afectada por la presencia de la Falla San Miguel de Allende, perteneciente al sistema de fallas Taxco San Miguel de Allende. Dicha Falla es de tipo normal y es evidente por la presencia de un escarpe que provoca una diferencia topográfica de 200m aproximadamente. Los sondeos se hicieron en un área de 480km², distribuidos en ambos lados de la falla.

El objetivo es recopilar información sobre la distribución de la resistividad eléctrica del subsuelo, con lo cual se puedan realizar cortes geoléctricos que puedan ser interpretados para formar secciones geológicas. Con base en la información así adquirida, se desea conocer las características del acuífero presente en la zona de estudio, en lo que se refiere a su profundidad, posible geometría y áreas de explotación. La interpretación de los sondeos es útil también para desarrollar estudios de gradientes hidráulicos, distribución de resistividades asociados a medios fracturados, el estudio de acuíferos mixtos y recopilación de información para poder ser integrada en un sistema GIS.

Fue posible ampliar el proyecto de tesis, mediante la realización de 5 Sondeos Electromagnéticos en el Dominio del Tiempo TEM. Dichos sondeos fueron planeados con base en la interpretación de los SEV, sobre los puntos de especial interés, debido a que existe una gran heterogeneidad en los materiales del subsuelo, lo que dificulta la interpretación.

Con base en el tratamiento de los datos y su interpretación, se realizaron 7 perfiles geoléctricos: 4 en dirección Sur – Norte, paralelos a la Falla San Miguel de Allende, 3 en dirección Oeste – Este, perpendiculares a la falla, y uno más en dirección Oeste – Este, pero con base en los resultados de los sondeos electromagnéticos.

Se proponen 3 columnas estratigráficas, de acuerdo a las variaciones verticales encontradas, con base a las cuales se construyo un plano geohidrológico y modelo geológico de la zona, en el que se identifican posibles rasgos estructurales y niveles estáticos.

Índice.

I	Introducción	1
	Justificación	
	Objetivos	
II	Marco físico de referencia	2
	Localización	
	Aspectos socioeconómicos	
	Tipo de clima	
	Precipitación	
	Temperatura	
	Evaporación	
	Suelo	
	Vegetación	
	Fisiografía	
Geología		7
	Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende	
	Falla San Miguel de Allende	
	Estratigrafía	
	Unidades Geológicas	
	Columna estratigráfica	
	Volcanismo	
Geohidrología		18
	Región geohidrológica Cuenca Río Laja	
	Hidrografía	
	Almacenamientos	
	Acuífero.	
	Profundidad y evolución del nivel estático	
	Calidad geoquímica de las aguas.	
III	Geofísica	30
	Resistividad de las rocas	
	Resistividad de medios heterogéneos	
	Anisotropía de las rocas	
	Resistividad y temperatura	
	Resistividad y presión	
	Conceptos fundamentales en la Prospección Eléctrica	35
	Resistividad Aparente	
	Dispositivos Electrónicos	
	Dispositivos Electrónicos Lineales	
	Teoría del Sondeo eléctrico vertical	41
	Penetración	
	Resolución del problema directo para medios estratificados	
	Integral de Stefanescov	
	Caso n capas	
	Obtención de Resistividad aparente	
	Métodos electromagnéticos	48
	Dispositivos de Fuente Natural	
	Dispositivos de Fuente Artificial	
	Sondeos por Frecuencia	
	Transitorio Electromagnético.	
	Fundamentos Teóricos	
	Equipo Utilizado.	

IV Metodología	57
Sondeos Eléctricos Verticales.	
Sondeos Electromagnéticos.	
Resistividades Aparentes para diferentes aberturas AB/2	
V Interpretación Geofísica – Geológica	66
Perfil S - N 1	
Perfil S - N 2	
Perfil S - N 3	
Perfil S - N 4	
Perfil W - E 1	
Perfil W - E 2	
Perfil W - E 3	
Perfil W - E 1 mediante Sondeos tipo TEM	
Interpretación geológica.	
Columnas estratigráficas.	
Modelo Geológico	
Plano Geohidrológico	
VI Conclusiones y recomendaciones	87
Referencias	89
Anexo	92

Índice de figuras y tablas.

Figura 1. Localización	2
Figura 2. Isotermas (en color rojo) e Isoyetas (en color azul)	6
Figura 3. Provincias Fisiográficas	8
Figura 4. Sistema de Fallas	10
Figura 5. Columna Estratigráfica	15
Figura 6. Geología	16
Figura 7. Principales Cuerpos Volcánicos	18
Figura 8. Regiones hidrogeológicas	19
Figura 9. Almacenamientos e hidrología superficial	21
Figura 10 Piezometría 1983	23
Figura 11 Piezometría 1986	24
Figura 12 Piezometría 1999	25
Figura 13 Distribución de Fluoruros	26
Figura 14. Distribución de Nitratos	27
Figura 15. Distribución de Temperaturas	28
Figura 16. Distribución de Conductividades	29
Figura 17. Representación de medio homogéneo con inclusiones esféricas	31
Figura 18. Variaciones más comunes de resistividad de algunas rocas	32
Figura 19. Curvas esquemáticas de la resistividad de las rocas en función de la temperatura a) roca de grano grueso, b) roca de grano fino	33
Figura 20. Trayectoria de la corriente	36
Figura 21. Electrodo puntual en la superficie límite con sus vectores densidad de corriente	37
Figura 22. Dispositivo con un electrodo en el infinito	38
Figura 23. Ejemplo de subsuelo heterogéneo	39
Figura 24. Dispositivo electródico lineal y simétrico	40
Figura 25 Modelo Teórico para determinar la penetración	42
Figura 26. Sondeo magnetotelúrico	49
Figura 27. Sondeo por frecuencia	50
Figura 28. Tipo de Señales para Transitorio Electromagnético en el Dominio del Tiempo	51
Figura 29. Ejemplo esquemático del funcionamiento del TEM con bobina central de recepción	51
Figura 30. Zona de estudio.	57
Figura 31. Representación del Sondeo Tipo Schlumberger	58
Figura 32. Interpretación por RESIXP	59
Figura 33. Distribución de los SEVs	59
Figura 34. Distribución de perfiles	60
Figura 35. Sondeo Electromagnético	61
Figura 36. Localización de los sondeos TEM, con respecto a los SEV	62
Figura 37. Esquema sobre el tratamiento de los datos	63
Figura 38. Mapa de Resistividades Aparentes para diferentes aberturas AB/2	64
Figura 39. Perfiles geoléctricos en corriente directa	66

Corte geoelectrico 1. Dirección Sur – Norte	67
Corte geoelectrico 2. Dirección Sur – Norte	68
Corte geoelectrico 3. Dirección Sur – Norte	69
Corte geoelectrico 4. Dirección Sur - Norte	71
Corte geoelectrico 5. Dirección Oeste - Este	72
Corte geoelectrico 6. Dirección Oeste – Este	73
Corte geoelectrico 7. Dirección Oeste – Este	75
Figura 40. Escarpe producido por la Falla San Miguel de Allende	76
Figura 41. Perfil geoelectrico en corriente alterna	76
Corte geoelectrico 8. Dirección Oeste – Este	77
Figura 42. Mapa a 5 metros de profundidad	78
Figura 43. Mapa a 20 metros de profundidad	79
Figura 44. Mapa a 70 metros de profundidad	79
Figura 45. Mapa a 120 metros de profundidad	80
Figura 46. Distribución de resistividades a profundidad	81
Figura 47. Modelo Geológico	85
Figura 48. Plano Geohidrológico	86
Tabla 1. Distribución de la población por municipio y sexo	3
Tabla 2. Actividad económica	3
Tabla 3. Analfabetismo	3
Tabla 4. Relación de Climas	4
Tabla 5. Relación de precipitación	5
Tabla 6. Estaciones Hidrométricas	21

I INTRODUCCIÓN.

El Estado de Guanajuato ha desempeñado un papel muy importante en el desarrollo histórico y económico de nuestro país, lo que ha contribuido a su rápido crecimiento poblacional, lo que permite que se puedan desarrollar una gran cantidad de actividades humanas que se reflejan, entre otros aspectos, en una creciente demanda de agua en las diferentes zonas del estado. Con la finalidad de satisfacer esta creciente necesidad de agua, durante las últimas dos décadas se han incrementado el número de captaciones subterráneas, de forma que puedan cubrir las necesidades básicas de la población, generando un constante aumento en los volúmenes de extracción.

La extracción de agua subterránea en el estado se inició hace más de 60 años con norias de poca profundidad y actualmente los pozos se perforan a profundidades que van de 150 a 400m debido al acelerado crecimiento de la demanda de uso agrícola y urbano de la entidad. El incremento en los volúmenes de extracción, aunado a otros fenómenos, ha provocado efectos muy importantes en los niveles del agua subterránea, por lo cual es muy importante conocer a fondo el funcionamiento de los acuíferos.

Las condiciones cada día más críticas de explotación del agua subterránea, en el estado de Guanajuato, con el virtual agotamiento de las reservas hidrológicas, es actualmente el principal problema común de los todos acuíferos.

Justificación.

Para identificar las características del subsuelo, con mayor detalle, con el fin de integrar una base de datos capaz de ser llevada a un Sistema de Información Geográfica, se propuso un proyecto de exploración geofísica aplicando la teoría del Sondeo Eléctrico Vertical, con el fin de determinar contrastes resistivos y estructuras geológicas

Objetivos.

- Por medio de la interpretación de Sondeos Eléctricos Verticales, determinar la distribución de resistividades reales en la zona de San Miguel de Allende.
- Correlacionar los resultados obtenidos en resistividad real a unidades geológicas presentes en el subsuelo
- Identificar y delimitar la unidad geoeléctrica – geológica, que contenga agua subterránea.
- Proponer zonas factibles para la perforación de nuevos pozos.
- Con base en Sondeos Electromagnéticos, definir un modelo geofísico de resistividades y su correlación a un modelo geológico, capaz de corroborar o rechazar el modelo propuesto con Sondeos Eléctricos Verticales.
- Comparar los resultados obtenidos con prospección en corriente continua y corriente alterna.

II MARCO FÍSICO DE REFERENCIA.

Localización.

El área de estudio se encuentra localizada al norte de la ciudad de San Miguel de Allende, en la porción septentrional central del estado de Guanajuato. Físicamente se encuentra limitada por la Sierra del Cubo al Norte, la Sierra de los Cuarzos al Oriente, la Cañada de la Virgen al Occidente, la Sierra de Guanajuato al Suroeste y los volcanes Palo Huérfano y La Joya al Sur. Geográficamente, se localiza entre las coordenadas $20^{\circ}40'$ - $21^{\circ}00'$ de latitud Norte y $100^{\circ}30'$ - $100^{\circ}50'$ de longitud Oeste, con una superficie aproximada de 480km^2 . Es una región que se ubica en la intersección de tres provincias fisiográficas: la Mesa Central, la Sierra Madre Oriental y la Faja Volcánica Transmexicana.

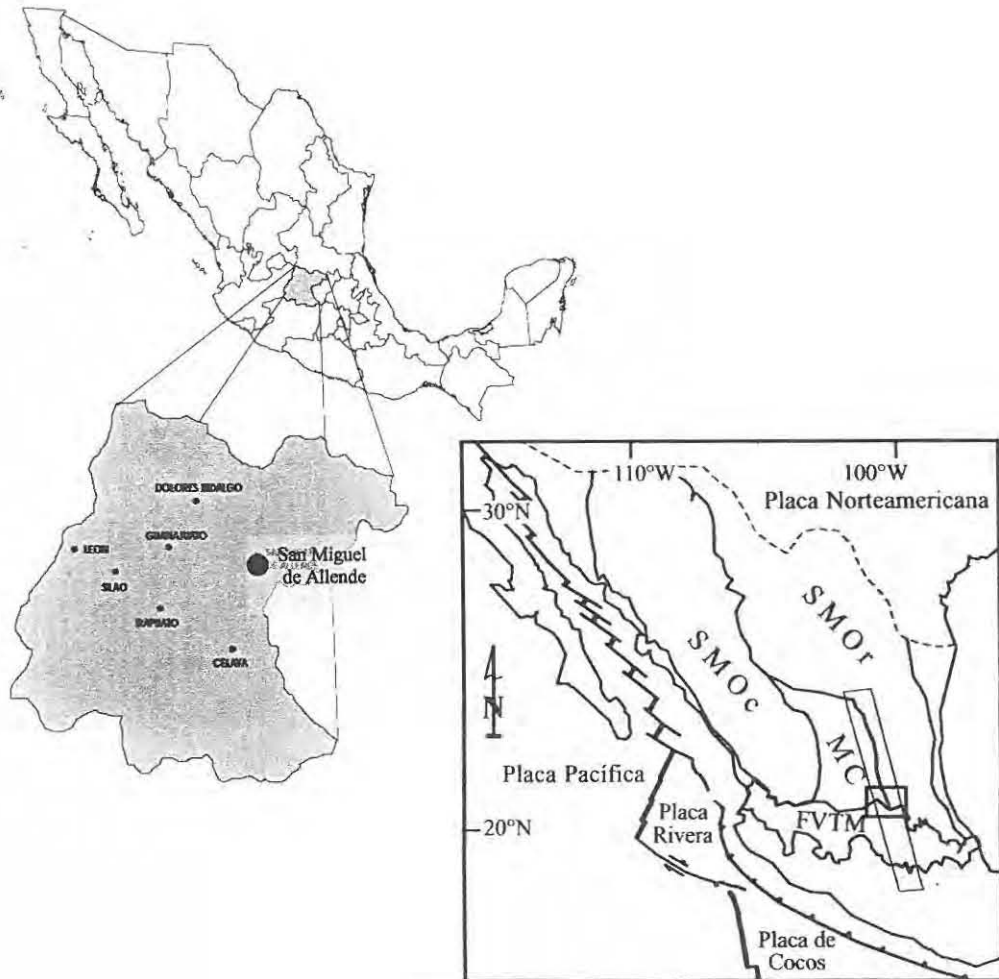


Figura 1. Localización.

Aspectos socioeconómicos

Municipio	Total	Hombres	Mujeres
Allende	118,769	57,922	60,847
Comonfort	61,986	29,749	32,237
Dolores Hidalgo	118,972	57,878	61,094
Guanajuato	128,171	62,662	65,509
León	1'042,132	511,142	530,990
Ocampo	20,100	9,810	10,290
Salamanca	221,125	107,693	113,432
San Diego de la Unión	32,019	15,508	16,511
San Felipe	95,050	47,050	48,000
San José Iturbide	50,596	24,486	26,110
Juventino Rosas	61,945	30,444	31,501

Tabla 1. Distribución de la población por municipio y sexo

Municipio	Unidades Económicas	Personal Ocupado	Remuneraciones (miles de pesos)
Allende	396	3,021	25,101.00
Comonfort	120	562	6,926.90
Dolores Hidalgo	478	2,542	13,193.60
Guanajuato	249	1,150	-
León	5,449	73,147	1,153,233.90
Ocampo	33	84	213.10
Salamanca	440	8,426	394,764.40
San Diego de la Unión	34	79	232.20
San Felipe	183	681	2,661.10
San José Iturbide	110	1,305	34,106.10
Juventino Rosas	104	1,172	17,393.00

Tabla 2. Actividad económica.

MUNICIPIO	TOTAL	ALFABETAS	ANALFABETAS	NO ESPECIFICADO
Allende	70,124	55,559	14,373	192
Comonfort	35,982	28,945	7,027	10
Dolores Hidalgo	67,507	53,747	13,617	143
Guanajuato	8,0417	72,843	7,292	282
León	650,930	589,559	60,217	1,154
Ocampo	11,156	8,745	2,344	21
Salamanca	144,142	124,565	19,310	267
San Diego de la Unión	17,785	13,807	3,959	19
San Felipe	53,219	41,491	11,620	108
San José Iturbide	29,384	23,045	5,888	8
Juventino Rosas	37,757	30,839	6,870	48

Tabla 3. Analfabetismo.

Vías de comunicación

Por lo que se refiere a las formas de acceso, se encuentra la Autopista Federal No.57 México – Querétaro - San Luis Potosí, que une a estas tres ciudades y la carretera federal No 51 que une a las ciudades de Yuriria – Salvatierra – Celaya - San Miguel de Allende - Dolores Hidalgo y Ojuelos de Jalisco. Se cuenta también con la carretera federal No.110 que une la carretera 45 con Guanajuato - Dolores Hidalgo –San Luis de la Paz. Existe una amplia red de carreteras de segundo orden, caminos vecinales y de brecha, las cuales intercomunican localmente los núcleos y centros de población. En cuanto a vías férreas, se cuenta con la línea que une Celaya - San Miguel de Allende - San Luis Potosí.

Existen dos aeropuertos cercanos a la zona de estudio, uno en la ciudad de Querétaro, pero el más importante por su tamaño se localiza en la ciudad de León.

Los servicios telegráficos, telefónicos y postales complementan el sistema de comunicaciones del área en estudio.

Tipo de clima

Los estudios revisados utilizando la metodología propuesta por Enriqueta García y colaboradores en 1988, que es una modificación al Sistema de Clasificación Climática de Köppen, Este método, aplicado a las estaciones existentes dentro del área de estudio y municipios cercanos, arroja los siguientes resultados:

ESTACIÓN	TIPO DE CLIMA	Donde
La Begoña	BS1 kw(w) (e) gw''	BS1 = Clima seco o árido.
Dolores Hidalgo	BS1 hw(w) (i) g	Cb = Clima templado subhúmedo semifrío
San Diego de La Unión	BS0 kw(e)g	h = Semicálido (temperatura media anual entre los 18 y 22 °C)
San Felipe	Cb(wo)(w) (e) g	k = Templado (temperatura media anual entre los 12 y 18 °C)
San José Iturbide	BS1kw(w)(e)g	w(w) = Lluvias de verano con porcentaje de lluvia invernal menor al 5% anual
San Juan de Los Llanos	BS 1 kw(e)g	w = Lluvias de verano con porcentaje de lluvia invernal entre el 5 y 10.2% anual
San Miguel de Allende	BS 1 kw(w)(e)gw''	(e) = Extremoso (con oscilación de la temperatura entre 7 y 14 °C)
Soledad Nueva	BS 1 kw(w)(e)gw''	g = Marcha de la temperatura tipo ganges
Cinco Señores	Cb (wo) (e)g	
Peñuelitas	BS1kw(w)(e)g	
Los Rodríguez	BS1kw(e)g	
Santa Rosa	Cb(w2)(i)gw''	

Tabla 4. Relación de Climas

Por lo que, en general, en la zona de estudio se tienen condiciones de clima seco o árido, semicálido, con lluvias en verano, extremoso, cuya oscilación de temperaturas varía entre los 7 y 14 °C.

Precipitación

Dentro de la zona de estudio se localizan varias estaciones climatológicas, las cuales cuentan con un promedio de información de 19 años. La información de estas estaciones fue recabada del Extractor Rápido de Información Climatológica del IMTA y complementada con datos del Servicio Meteorológico Nacional de la CNA y se muestra en la tabla 2.

Los valores más altos de precipitación se presentan en la región de la Sierra de Guanajuato, dentro de la porción suroccidental del área de estudio (zonas montañosas), con lluvias entre 658 y 787 mm/año; los valores más bajos se tienen en la parte noreste del valle, con lluvias que varían entre 407 y 529 mm/año. Debido a las longitudes de los afluentes y el tiempo que toma en recuperarse el nivel freático, no se empiezan a registrar datos en las estaciones hidrométricas sino hasta el mes de junio.

ESTACIÓN	TEMPERATURA MEDIA ANUAL (°C)	PRECIPITACIÓN MEDIA
La Begoña	17.7	621.2
Dolores Hidalgo	18.2	545.4
San Diego de la Unión	17.9	407.6
San Felipe	16.3	623.7
San José Iturbide	17.6	552.8
San Juan de los Llanos	16.4	520
San Miguel de Allende	17.8	529.2
Soledad Nueva	17.4	465.7
Cinco Señores	17.7	658
Peñuelitas	17.2	521.2
Los Rodríguez	16.8	442.9
Santa Rosa	13.9	787.8
Media de la Zona	17.07	556.27

Tabla 5. Relación de precipitación.

Temperatura

Las zonas más cálidas se encuentran en la parte central y nororiente del valle, mientras que las zonas menos cálidas están en las porciones sur y suroccidental, con una media de 13.9 y 16.8°C. Los meses más cálidos son de abril a agosto el resto de los meses se conserva con una media de 17 °C.

Evaporación

La evaporación media anual en el estado de Guanajuato, como valor medio es de 2,311 mm. La cantidad de agua evaporada en la superficie del terreno no solamente depende de la temperatura predominante en esa zona si no también del viento circundante, así como de las condiciones climáticas de la zona, las cuales están regidas por otras variables climatológicas. El volumen potencial evaporado anual es de 49,554 millones de metros cúbicos.

En el Estado se tienen alrededor de 226,961 hectáreas de espejos de agua, de los cuales, considerando el promedio de evaporación media, se obtiene un volumen evaporado estimado de 5.24 millones de metros cúbicos, equivalentes a la demanda de una población cercana a los 70,000 habitantes con una dotación de 200 litros/h/día.

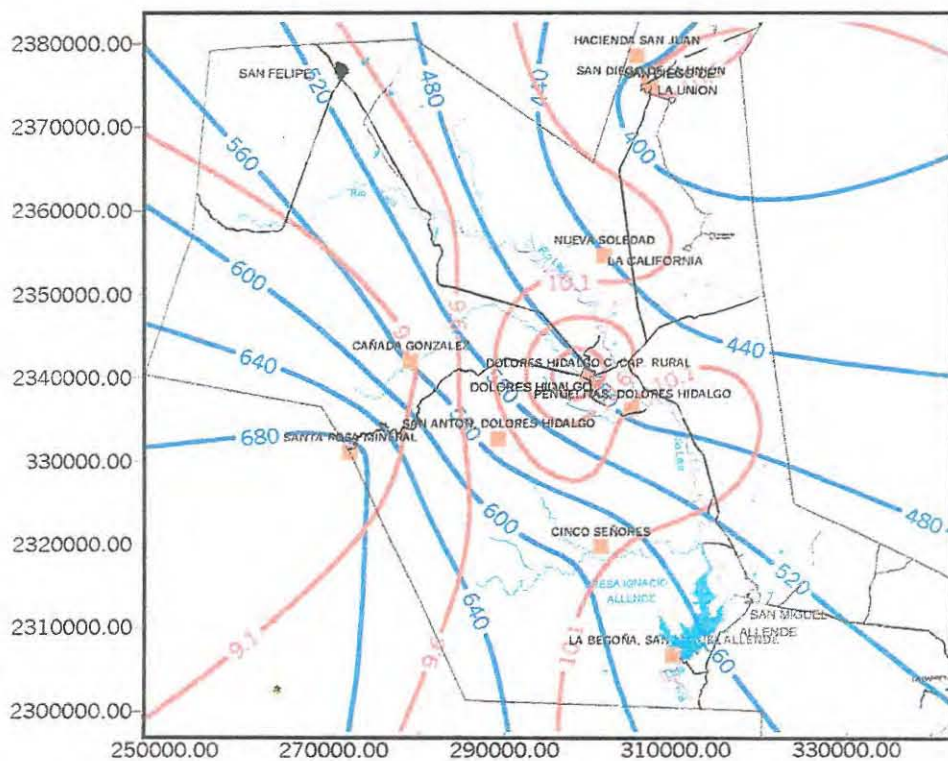


Figura 2. Isotermas (en color rojo) e Isoyetas (en color azul).

Suelo

En su totalidad el uso es agrícola, con agricultura de temporal permanente anual, agricultura de riego anual, de riego permanente y de riego semipermanente.

Vegetación

Bosque de pino en la Sierra de Santa Bárbara al occidente de San Felipe, Bosque de Encino y matorrales subtropicales en la mayor parte de las Sierras de Guanajuato y Codornices, pastizal natural. En la zona de lomeríos, a lo largo del cauce del Río Iaja, se presentan zonas de erosión y zonas de cultivo de temporal y de riego, siendo la vegetación natural de dichas regiones mezquitales y matorral.

GEOLOGIA

Fisiografía

Como ya se mencionó anteriormente, la zona de estudio se encuentra en la intersección de tres provincias fisiográficas: La Mesa Central, la Sierra Madre oriental y la Faja Volcánica Transmexicana.

La porción sur de la Mesa Central pertenece a la Sierra Madre Occidental, donde se presentan una gran cantidad de rocas volcánicas de composición silícica, emplazadas en un período cercano a los 30Ma (Cerca-Martínez *et al.*, 2000). Los pulsos principales de volcanismo y extensión de la Mesa Central fueron relacionados con incrementos en las velocidades de expansión del fondo oceánico de la placa Farallón, la cual tiene un movimiento de subducción con respecto a la placa Norteamericana (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999a). Corresponde a un altiplano localizado alrededor de los 2000 m.s.n.m. del que sobresalen algunas elevaciones topográficas.

La Sierra Madre Oriental está compuesta principalmente por rocas marinas sedimentarias del Mesozoico, deformadas por el acortamiento producto de la Orogenia Larámide durante el Paleógeno; y con insignificante deformación extensional cenozoica (Eguiluz de Antuñano *et al.*, 2000).

La Faja Volcánica Transmexicana contiene rocas de composición variada, con edades que van del Mioceno Medio, hasta el Holoceno. Se ha interpretado como un arco volcánico relacionado con la subducción de las placas Rivera y Cocos bajo la Placa Norteamericana (Ferrari, 2000). Cerca-Martínez y colaboradores (2000), con base en varios fechamientos isotópicos, documentaron que la actividad volcánica se redujo sustancialmente entre los 22 y los 14.6 Ma.

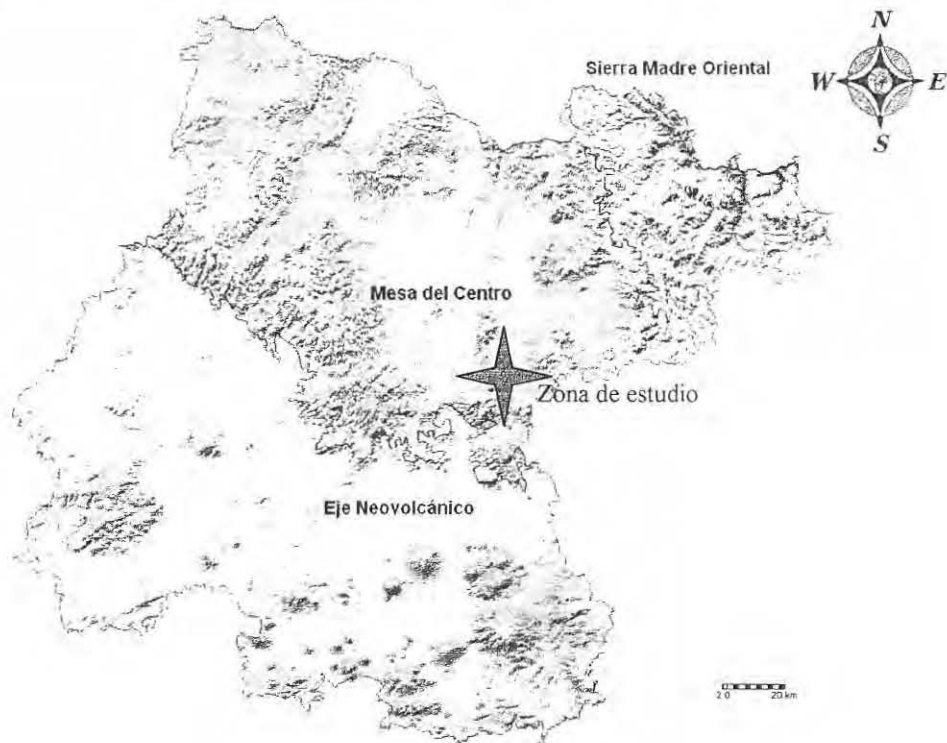


Figura 3. Provincias Fisiográficas

El área en estudio ha sido afectada, al igual que la Sierra de Guanajuato, por cambios en el régimen tectónico. El primer evento de importancia que se registra en estas rocas es la conformación del basamento, que ocurrió al efectuarse el levantamiento asociado a la actividad volcánica formadora de la primera etapa de la Sierra Madre Occidental, que se asocia a un régimen tectónico compresivo y cuyos productos solo afloran en la Sierra de Guanajuato. Tomando esto en cuenta, se considera que el basamento en esta porción está constituido por un complejo volcanosedimentario del Cretácico, que cubre discordantemente a una secuencia de rocas metamórficas.

Posterior al plegamiento de las rocas Mesozoicas del basamento, con el correspondiente depósito de molasa post-orogénica (Conglomerado Guanajuato), ocurrió una relajación de esfuerzos y una aparente época de calma. Durante esta época tuvo lugar la depositación de rocas elásticas continentales.

A fines del Oligoceno, se inició la segunda etapa formadora de la Sierra Madre Occidental, dando lugar al origen de calderas, cuyos productos volcánicos afloran en el área de estudio, secuencias riolíticas, riolacitas e ignimbritas.

La segunda etapa de la Sierra Madre Occidental se divide, de acuerdo con las evidencias, en dos periodos limitados por la formación de las fallas del "Sistema de fallamiento Normal de la Región Centro-occidental de México" (Ortega, et al. 1992). Este sistema de fallamiento, cuya edad más probable es del Mioceno Tardío a principios del Plioceno, dio lugar a la formación de fosas tectónicas que afectan a las secuencias ignimbríticas y que actuaron como conducto para vulcanismo fisural tipo basáltico asociado a las mismas. El cambio de régimen tectónico posterior provocó la formación de estratovolcanes de composición intermedia - ácida, de dimensiones reducidas. Posteriormente, se llevó a cabo la distensión que provocó el fallamiento correspondiente al sistema de la Faja Volcánica Transmexicana, que dio lugar a fosas tectónicas y a la formación de grandes mesetas constituidas por alternancias de basaltos y tobas. Por último, las fosas resultantes alteraron las corrientes superficiales dando lugar a la conformación del actual cauce del Río Laja.

Sistema de Fallas Taxco- San Miguel de Allende.

El estudio fue realizado alrededor de la Falla San Miguel de Allende, la que pertenece al Sistema de Fallas Taxco - San Miguel de Allende, el cual se presenta, aproximadamente, como un rectángulo alargado en la Figura 1.

El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende, con rumbo aproximado NNW-SSE, tiene más de 30km de ancho y 500km de longitud, se ubica entre bloques corticales con distinto espesor y distinta topografía y ha influido en los patrones de fallamiento de la deformación cenozoica de México central (Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001). Por otro lado, también se ha observado que separa dos estilos de vulcanismo en la Faja Volcánica Transmexicana.

Ferrari (2000), observó que desde el *rift* de Colima, hasta el Sistema de Fallas Taxco San Miguel de Allende, el vulcanismo de la Faja Volcánica Transmexicana es principalmente monogenético y de composición andesítica, mientras que al oriente del Sistema, el vulcanismo predominante es poligenético.

Desde el punto de vista hidrogeológico, las fracturas son importantes en rocas que presentan una dureza como las que conforman el relieve de la zona, pues a través de los arreglos de las que son de origen tectónico, ocurre el flujo subterráneo preferencial en las rocas fracturadas.

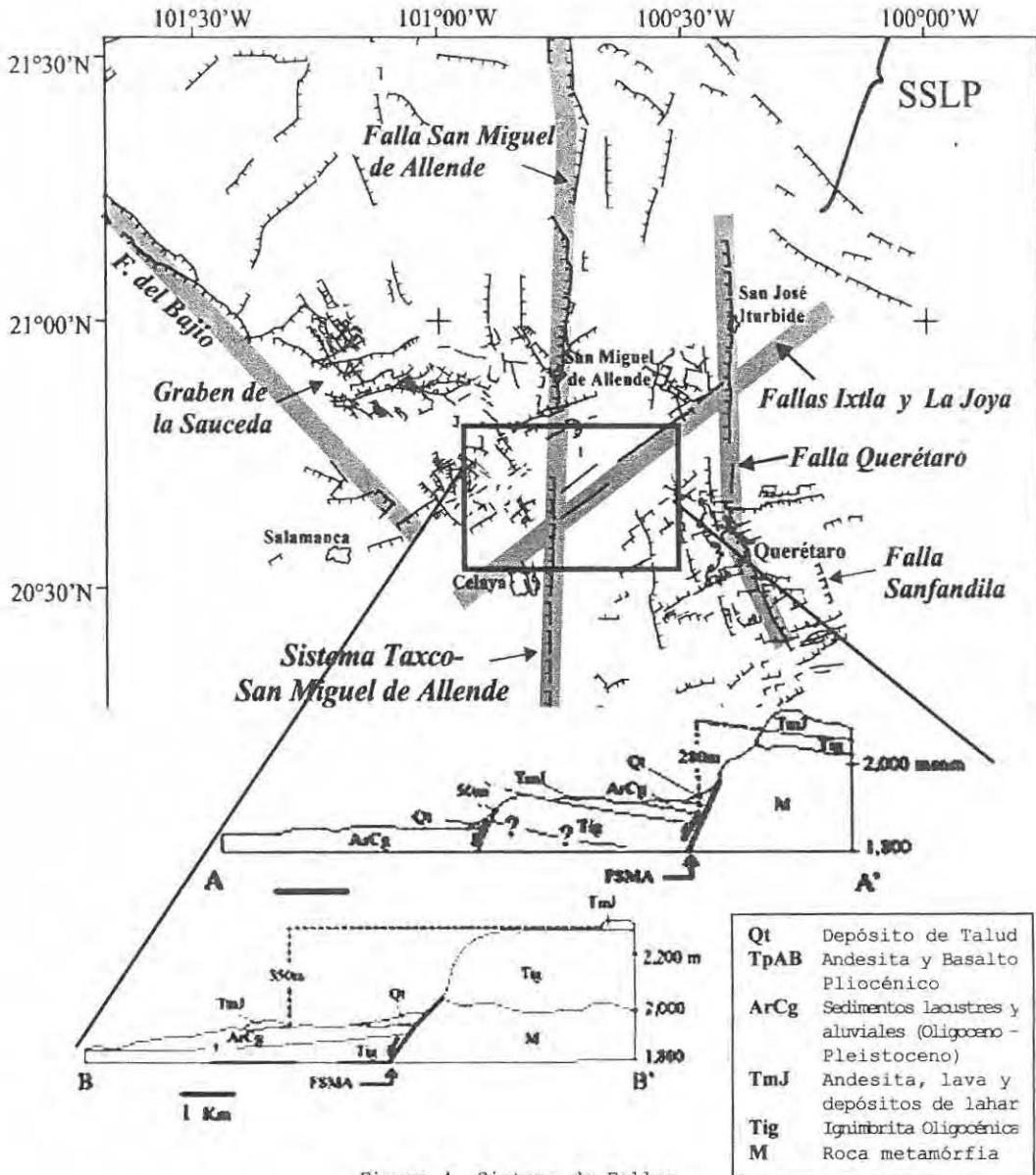


Figura 4. Sistema de Fallas
Modificado de Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001

Esta figura muestra la distribución geológica esperada para la zona de estudio, con base a la geología de Valdéz - Moreno *et al*, 1998; Vassallo *et al*, 1998; Nieto-Samaniego *et al*, 1999; y a los estudios de geología estructural de Alaniz-Álvarez *et al.*, 2001

Falla San Miguel de Allende (FSMA).

El área dónde se realizó el estudio se encuentra gravemente afectada por la Falla San Miguel de Allende, la cual pertenece al Sistema de Fallas descrito anteriormente.

La Falla San Miguel de Allende, se compone de una falla principal segmentada, de movimiento normal, que forma el escarpe donde se ubica la ciudad de San Miguel de Allende. La Falla puede dividirse en tres segmentos:

1. El Segmento Norte, que forma un desnivel máximo de 50m y se extiende desde el poblado de Las Liebres hasta San Andrés, con una dirección aproximada Norte – Sur.
2. El segmento Central, que forma un escarpe con dirección Norte - Sur con 38km de longitud y 200 m de desnivel en promedio, cuyo límite sur es el volcán Palo Huérfano. Este segmento corta los primeros derrames de lava de éste volcán.
3. El segmento meridional está sepultado por los productos del Volcán Palo Huérfano y por sedimentos continentales, su continuación se infiere hasta la ciudad de Celaya por el curso del Río Laja, y fue documentada en el subsuelo por información de pozos (Trujillo-Candelaria, 1985).

La Falla San Miguel de Allende corta las siguientes unidades estratigráficas: a) Rocas mesozoicas; b) Ignimbritas riolíticas de edad oligocénica, c) Sedimentos lacustres y aluviales, d) Lava y depósitos de lahar de composición andesítica que corresponden a una primera fase de actividad del Volcán Palo Huérfano.

En el sector norte se han reconocido grietas sobre la traza de la falla, que cortan a los sedimentos de edad pleistocénica y suelos; mientras que en el sector centro la falla corta solamente a los primeros productos del Volcán Palo Huérfano, emitidos en el Mioceno medio. Se desconoce cuales rocas son afectadas por el sector sur de la falla, ya que está cubierta por el Volcán Palo Huérfano y por sedimentos continentales.

En el Sector Central, no hay sedimentos lacustres en el bloque levantado, por ello se infiere que el escarpe en la falla sirvió como límite a la cuenca de depósito. La edad de esa actividad debió ser oligocénica, ya que la falla desplaza a la ignimbrita oligocénica que aflora al norte de San Miguel de Allende y, en la cuenca de depósito, la Ignimbrita San Nicolás de 24Ma se encuentra intercalada en los depósitos lacustres.

El basculamiento de los sedimentos es evidencia de una segunda fase de movimiento en la Falla, posterior al depósito, en la parte baja, de los sedimentos lacustres, y anterior al emplazamiento del cuerpo principal del Volcán Palo Huérfano. Los derrames de andesita en ambos lados de la falla pudieron emplazarse debido al desnivel, o bien, aún cuando se hayan depositado en distintas elevaciones, haber sufrido desplazamiento relativo posterior.

Estratigrafía

Unidad volcanosedimentaria

Es la unidad descrita por Martínez-Reyes (1992) como Secuencia Volcanosedimentaria Sierra de Guanajuato, la cual integra a las formaciones Esperanza y La Luz descritas por Echegoyén-Sánchez *et al.* (1970). Alaniz-Álvarez y colaboradores, mencionan que la unidad aflora en el escarpe de la falla de San Miguel de Allende; observándose: arenisca, lutita y pedernal, así como algunos horizontes de radiolarita. Estas litologías se intercalan con rocas volcánicas principalmente básicas, entre las que se identifican lavas, algunas de ellas con estructuras de almohadilla, así como diques y numerosas capas de material piroclástico. En general, a estas rocas se les observa un metamorfismo de bajo grado (esquistos verdes), evidenciado por la presencia de la paragénesis albitaepidota-clorita en los metabasaltos. En las rocas metasedimentarias aparecen comúnmente filitas y pizarras.

Caliza y Arenisca

Alaniz-Álvarez *et al.*, establece que la parte superior del paquete mesozoico está formado por caliza con intercalaciones de arenisca calcárea, marga y lutita, mencionando que en el afloramiento de San Miguel de Allende, se le observan vetillas de yeso.

Conglomerado Polimíctico

Consiste de conglomerado y arenisca que generalmente tienen un color rojo; intercalados aparecen derrames de basalto y, ocasionalmente, de ignimbrita riolítica; así como diques y cuerpos intrusivos andesíticos y riolíticos. Sus mayores afloramientos se encuentran en la ciudad de Guanajuato. Estas rocas descansan discordantemente sobre el basamento mesozoico y son cubiertas, también de manera discordante, por la secuencia volcánica oligocénica. (Nieto-Samaniego, 1990; Echegoyén-Sánchez *et al.* 1970; Martínez-Reyes 1992; Alaniz-Álvarez *et al.*)

Andesita El Cedro

Esta unidad fue descrita por Echegoyén-Sánchez *et al.* (1970), y Alaniz-Álvarez *et al.* menciona que en el área de estudio, consiste principalmente de lavas y contiene algunas tobas; su composición varía de basalto a andesita. Su espesor es variable y en algunos lugares supera los 100 m. Estas rocas se depositaron sobre una superficie muy irregular, ya que descansan directamente sobre el basamento mesozoico y, en ocasiones, intercalada con lavas y rocas piroclásticas de composición ácida pertenecientes a la base de la Riolita Chichindaro, o bien yaciendo sobre el conglomerado polimíctico (Martínez-Reyes 1992; Alaniz-Álvarez *et al.*)

Riolita Chichindaro

Está formada por domos cuya composición característica es riolita rica en sílice y alta en potasio (Orozco-Esquivel *et al.*, 2000) y derrames de composición ácida que forman un campo muy extenso. Esta formación cubre gran parte de la porción sur de la Mesa Central (Nieto-Samaniego *et al.*, 1996, 1999^a). Alaniz-Álvarez *et al.*, reporta que los domos de la Riolita Chichindaro intrusionan al basamento mesozoico, llegándose a observar que el espesor varía típicamente entre 100 y 150 m; pero llega a alcanzar hasta 400 m.

Ignimbrita Oligo-Miocénica

En esta formación se incluyen a las rocas que afloran en el bloque levantado de la falla de San Miguel de Allende. La litología principal es ignimbrita de composición ácida, que presenta grados distintos de piroconsolidación, aunque en mayor proporción se la observa poco soldada. Las ignimbritas se intercalan con depósitos tobáceos y con vitrófidos, su espesor máximo fue estimado en 200 m, pero comúnmente no supera los 100 m. (Alaniz-Álvarez *et al*).

Arenisca y Conglomerado cenozoicos

Alaniz-Álvarez *et al*, agrupa en esta unidad a los sedimentos aluviales y lacustres que rellenan las depresiones en toda el área de estudio. La litología de esta unidad la conforman principalmente areniscas y conglomerados, aparecen también margas y lutitas, algunos lentes de caliza y pedernal, y en distintos niveles aparecen intercaladas tobas de caída y material piroclástico retrabajado. Las depresiones mayores reconocidas son El Bajío y las cuencas asociadas a las fallas de San Miguel de Allende y de Querétaro. En el mismo trabajo de Alaniz-Álvarez *et al*, se reporta que al poniente de San Miguel de Allende aparecen intercaladas tobas e ignimbritas de la Ignimbrita Oligo-Miocénica. El espesor de esta unidad varía según la cuenca de que se trate, en los afloramientos de San Miguel de Allende se pueden observar disecciones fluviales de hasta 100m, sin que se observe su base (Nieto-Samaniego *et al.*, 1999c); mientras que cerca de León, Gto., Hernández-Laloth (1991) reporta hasta 500 m.

Riolita Romero

Esta unidad está formada por los derrames de riolita con líneas de flujo bien desarrolladas. Se les observa gran cantidad de esferulitas, además de algunas estructuras volcánicas que probablemente constituyan domos riolíticos. El espesor de estos derrames en las partes más gruesas es de 150 m. (Alaniz-Álvarez *et al*)

Dacita Obrajuelo

Rocas volcánicas efusivas que afloran a manera de domos y que forman un amplio tren estructural de dirección NE, desde el volcán San Pedro hasta Santa Rosa de Jáuregui. Estas rocas son de color rosa y ricas en fenocristales de andesina, contienen además feldespatos potásico, biotita y relictos de anfíbol. López-Hernández (1996) les dio el nombre de Riolita Obrajuelo. Sin embargo, Alaniz-Álvarez *et al*, considera que deben ser tratada como Dacita, por su bajo contenido de cuarzo y la composición de las plagioclasas. Los domos alcanzan alturas entre 150 y 200m desde su base hasta la cima.

Secuencia Cerro Colorado

Esta unidad fue descrita por Pérez-Venzor *et al.* (1996). Consiste en derrames, depósitos de lahar y brechas de composición andesítica y dacítica que forman un domo en el flanco oriental del volcán Palo Huérfano.

Andesita y Basalto La Joya

Alaniz-Álvarez *et al*, define como Andesita y Basalto La Joya, a los productos volcánicos de composición básica e intermedia provenientes de los estratovolcanes Palo Huérfano, La Joya, San Pedro y otros derrames y aparatos menores que afloran en las mesas ubicadas en la parte sur de la Sierra de Guanajuato. En esta unidad también se incluyen los depósitos de lahar provenientes del volcán Palo Huérfano que se ubican al norponiente de la falla San Miguel de Allende.

Volcanoclástico Querétaro

Se denomina así a los depósitos fluviales, aluviales, lacustres y piroclásticos no consolidados y compuestos principalmente de fragmentos de pómez y otros materiales volcánicos, que se encuentran cartografiados en la Hoja, Querétaro. Los sedimentos se depositaron en depresiones topográficas, por lo que su distribución puede delimitar las zonas elevadas en el tiempo del depósito. Esta unidad se encuentra subyaciendo al Basalto Querétaro y cubre a la Dacita Obrajuelo, la Andesita El Cedro y a la Andesita y Basalto La Joya. La formación de estos depósitos está relacionada con el volcanismo del Mioceno medio y tardío. (Alaniz-Álvarez *et al*).

Basalto Querétaro

En esta unidad, Alaniz-Álvarez *et al*, agrupan cuatro eventos volcánicos: (a) Los derrames del norte de la Hoja Querétaro, que provienen de una colada de basalto de más de 4km de longitud proveniente del dique El Patol, reconocido por la alineación de siete conos. (b) El Cerro Grande de Santa Cruz, el cual es un volcán escudo cuyas lavas se observan esparcidas más de 10km hacia el oriente, mientras que hacia el sur y el poniente, las lavas están cortadas por fallas. (c) El volcán El Cimatario, también de composición basáltica, ubicado en el extremo surponiente de la Hoja Querétaro. (d) Otras fuentes de emisión menores que formaron las mesetas del centro y sur de Querétaro, las cuales comúnmente se ubican en la intersección de dos sistemas de fallas.

Andesita y Basalto pliocénicos

En esta unidad, Alaniz-Álvarez *et al*, agrupa los derrames de basalto y los aparatos centrales más jóvenes del área de estudio que se encuentran a lo largo de la falla San Miguel de Allende, con una composición que va de andesítica a basáltica.

Columna Estratigráfica

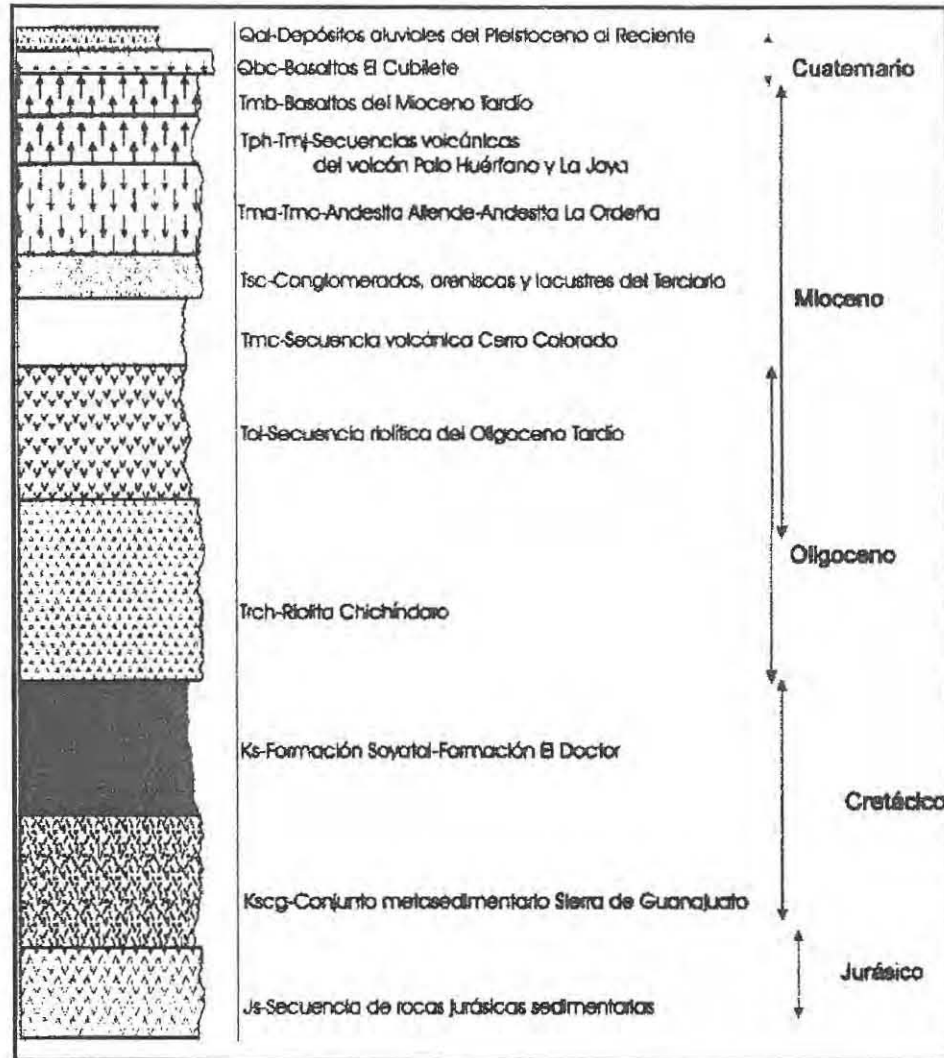


Figura 5. Columna estratigráfica.

2019

Adrian Flores Orozco

Adrian Flores Orozco.

Volcanismo.

En los alrededores de la ciudad de San Miguel de Allende se encuentran cuatro grandes volcanes: La Joya, Palo Huérfano, San Pedro y El Zamorano. El grupo se formó entre los 10 y 12Ma, por lo que representan a los más antiguos estratovolcanes – y de más grandes dimensiones - en la Faja Volcánica Transmexicana. El Zamorano y Palo Huérfano fueron estudiados por Carrasco-Nuñez, 1989 y Pérez-Venzor – y colaboradores en 1997 - respectivamente; mientras que en el volcán San Pedro no se ha desarrollado trabajo alguno.

Los tres volcanes, de los que se cuenta con estudio, se componen predominantemente de lavas andesíticas y dacíticas. Dichos productos son típicos de los estratovolcanes cuaternarios del Cinturón Volcánico Mexicano. En el caso particular del Zamorano, quedan también incluidos los productos riolíticos representados por la ignimbrita Zamorano (Carrasco-Nuñez *et al*, 1989).

El volcán El Zamorano, de 10.9 ± 0.5 Ma, se compone principalmente de lavas andesítico-dacíticas, además de una secuencia piroclástica riolítica voluminosa (27km^3), aparentemente relacionada con una caldera en la cima de este mismo centro (Carrasco-Nuñez *et al*; 1989). Este volcán es el de mayor dimensión y el más elevado de la región, además de que representa una de las manifestaciones más alejadas del frente volcánico de la Faja Volcánica Transmexicana.

El volcán Palo Huérfano, de 12.1 ± 0.6 Ma, esta formado principalmente por lavas de composición intermedia (en el intervalo de andesita a dacita), aunque también presentó emisiones de derrames piroclásticos asociados a la formación de una caldera de 4km de diámetro en la cima (Pérez-Venzor *et al*, 1997). El volcán se formó al costado de un domo de composición intermedia fechado en 16.1 ± 1.7 Ma, el cual fue circundado por las lavas emitidas por el volcán Palo Huérfano (Pérez-Venzor *et al*, 1997).

El volcán la Joya presenta una cima con apariencia de caldera. Sin embargo, Valdéz- Moreno *et al*, explica que se trata de circo de erosión que presenta dimensiones de hasta 3km de ancho, casi 5km de longitud y una profundidad de más de 200m. El volcán esta rodeado por derrames arreglados de manera radial en forma de lóbulos de corta extensión. En la parte noroccidental del volcán se encuentra un domo con 2580 m.s.n.m.m, denominado domo El Maguey. El flanco suroriental del volcán esta cubierto por mesetas de basalto y andesita básica de gran extensión, a las que se les asocia un grupo de conos cineríticos que tienen una alineación NE - SW. Los productos cuaternarios están representados por material aluvial y de talud localizados en las faldas del volcán, como citan Valdéz - Moreno y colaboradores, en 1997.

Hacia el norte del Volcan La Joya, aflora un basamento metamórfico y un intrusivo máfico con una extensión de 250km, que forman la Sierra de los Cuarzos, es un área estudiada por Vasallo-Morales y colaboradores (1998), quienes correlacionaron la secuencia metamórfica con la formación Las Trancas y San Juan de la Rosa del Kimerdgiano-Barremiano; el intrusivo no se ha fechado (Valdéz- Moreno *et al*).

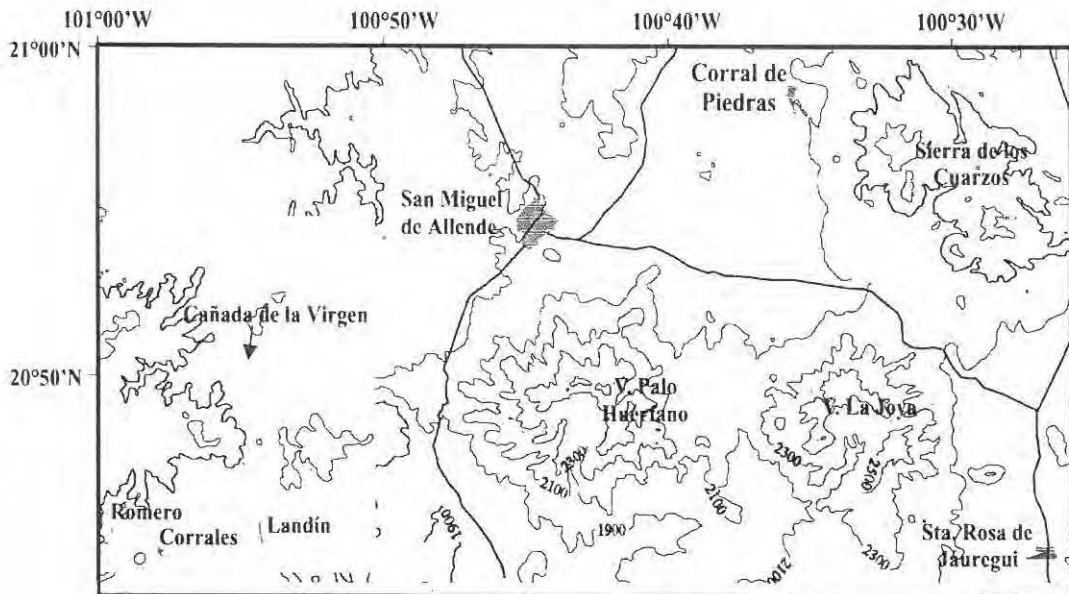


Figura 7. Principales Cuerpos Volcánicos

GEOHIDROLOGÍA.

El estado de Guanajuato queda comprendido en parte de las regiones hidrogeológicas: Lerma-Chapala-Santiago, que abarcan la mayor parte del estado, la región del alto Río Pánuco en la zona norte. La división entre estas dos regiones es un tramo del parteaguas continental, ya que una región drena al Golfo de México y otra al Pacífico.

Región Hidrológica Lerma-Chapala-Santiago

La parte correspondiente a esta región es la más importante, no solo por representar 83% de la superficie estatal, sino por incluir un 98% de su población y prácticamente el total de la industria existente.

La principal corriente dentro de esta entidad es conocida como Río Lerma, que fluye de oriente a poniente en la región sur. Además, en su tercio final constituye el límite austral de esta entidad con el estado de Michoacán.

La región esta dividida en cuencas de las cuales seis incluyen porciones del estado. La zona de estudio se ubica dentro de la Cuenca Río Lajas.

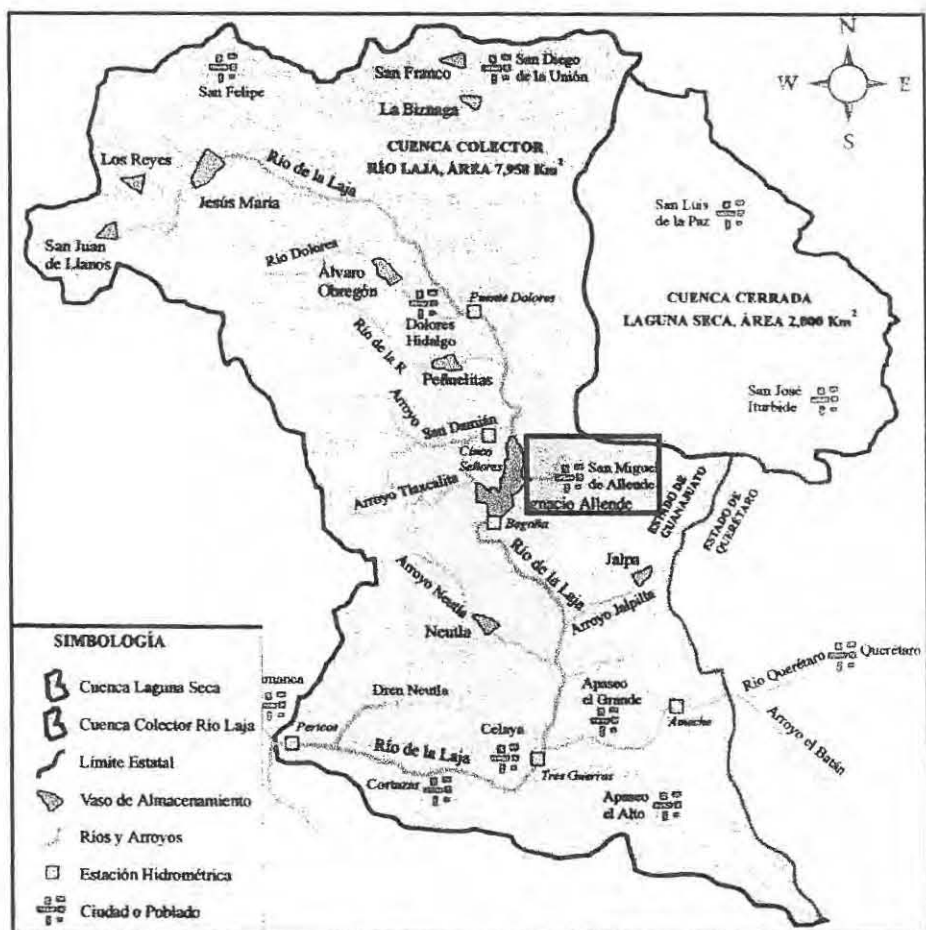


Figura 8. Regiones hidrogeológicas

Cuenca Río Lajas

Comprende la porción oriental y central de la entidad, en él se depositan las aguas de la subcuenca Río Lajas-Peñuelitas donde se origina el cauce del Río Lajas que se conoce, al iniciar su recorrido, como Río del Nuevo Valle de Moreno y aguas abajo como Río de San Juan de los Llanos, hasta llegar a la estación de ferrocarril de Obregón, Guanajuato; donde ya se le conoce como Río Lajas. Además recibe aguas de las afluentes Río Laja-Celaya, Río Apaseo y Presa Ignacio Allende, esta obra hidráulica, después de la Presa Solís, es el embalse más importante en el estado. En esta zona la calidad del agua se ve alterada por las descargas residuales de las poblaciones de Dolores Hidalgo y San Miguel de Allende que confluyen en la Presa Allende; posteriormente se unen a esta Cuenca las aguas del Río Querétaro.

Sus condiciones geohidrológicas son buenas, explotándose acuíferos formados por piroclásticos basálticos y sedimentos terciarios de gran espesor que reciben recargas de los ríos Lerma, Lajas y Turbio.

Las condiciones de explotación que prevalecen en las diversas zonas son variadas, presentándose algunas como León, Celaya, Silao e Irapuato, en donde los acuíferos se encuentran sometidos a una sobre explotación, que está minando gradualmente el almacenamiento subterráneo.

Hidrología Superficial

La principal corriente es el río Laja con un orden de corriente de 2, éste recibe la aportación de varios arroyos entre los que se encuentran: Los Arrastres, Las Cruces, Tierra Blanca, Chicalote, Terreros, Dolores, El Plan, y Arroyo Grande. La configuración natural del drenaje es dendrítica.

El Río de la Laja nace en la parte noroccidental del estado de Guanajuato, cerca de la Ciudad de León. La cuenca que drena este río es de aproximadamente 5,850 Km². En su recorrido pasa cerca de las poblaciones Dolores, Atotonilco, San Miguel de Allende, Celaya y Cortazar. Dentro de la zona de estudio, este río tiene su recorrido de noroeste a sureste, en la porción central del área.

Al norte de la ciudad de San Miguel de Allende, el río La Laja recibe aportaciones, en su margen izquierda, del arroyo Arrastres y del río de la Erre, por su margen derecha. Más adelante, en la misma margen derecha, recibe las aportaciones del Arroyo San Damián. Cerca de esta confluencia se localiza la presa Ignacio Allende, la cual recibe aportaciones también del arroyo Tlaxcalilla. Aguas abajo de la presa, se localiza la estación hidrométrica la Begoña, la cual registra cerca de 180 millones de m³ al año.

En el río Laja, se registran anualmente, en la estación Hidrométrica Obregón, un promedio de escurrimientos de aproximadamente 111 millones de m³, de los cuales el 91% se registran en los meses de julio y octubre. Para el control y estudio de estas corrientes, la CNA ha instalado varias estaciones hidrométricas en puntos estratégicos dentro de la cuenca. Entre las más importantes se encuentran las estaciones: Obregón, Dolores y La Begoña (tabla 6). Estas estaciones cuentan con un promedio de información de 13 años.

Nombre de la estación	Corriente	Volumen registrado (Mm ³ /año)
Obregón	Río Laja	111.376
Dolores	Río Laja	No hay dato
Peñuelitas	Río La Erre	24.947
La Begoña	Río Laja	165.095

Tabla 6. Estaciones Hidrométricas

Almacenamientos.

Existen 23 obras hidráulicas, sobresalen por su importancia cuatro de ellas: Presa Solís, es la más importante, Presa Ignacio Allende, Presa la Purísima y Presa la Gavia. El resto de las obras son de menor capacidad y son utilizadas para riego a excepción de la Presas el Conejo II, Santa Efigenia, La Gavia, Los Castillos y Chichimequillas; que son utilizadas para el control de ríos. El cuerpo de agua más importante es la Presa Ignacio Allende

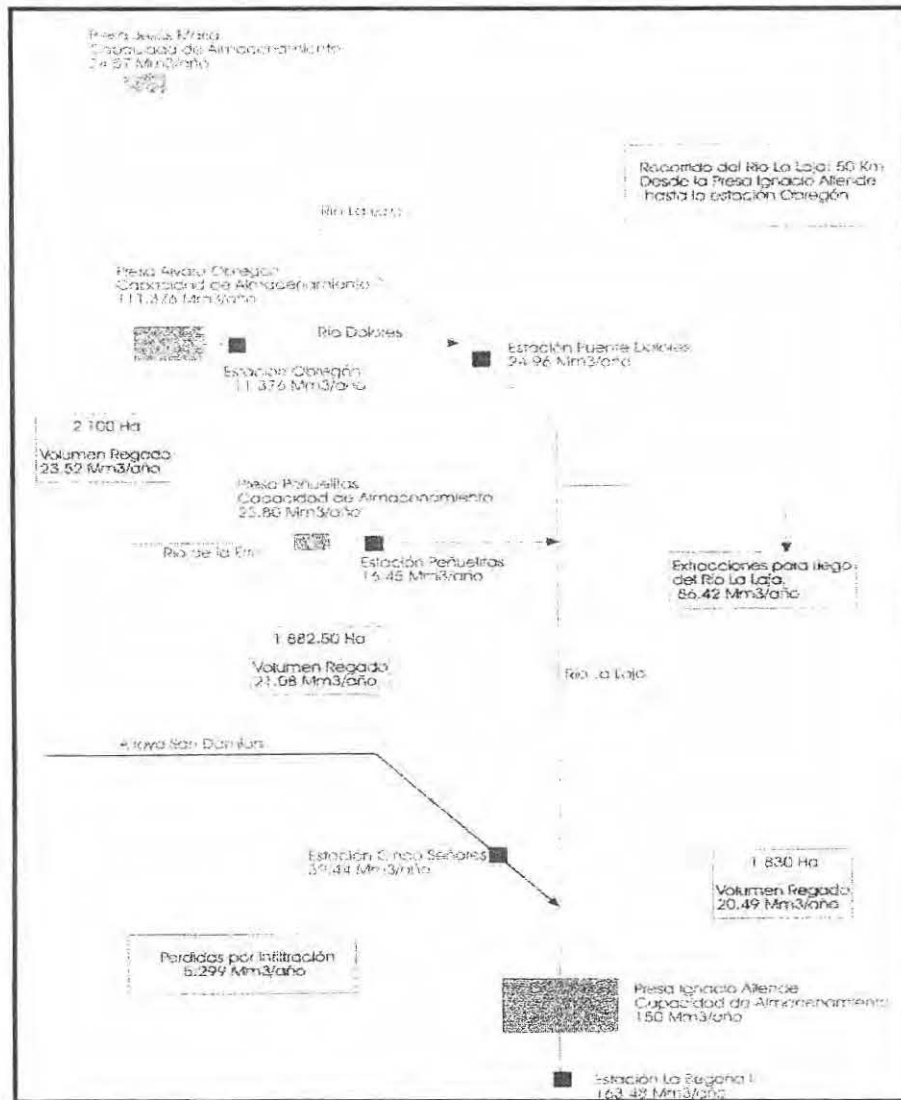


Figura 9. Almacenamientos e hidrología superficial

Acuífero.

El sistema Acuífero del Río Laja-San Felipe, es el más extenso del Estado de Guanajuato y está conformado principalmente por un acuífero libre en materiales granulares de semiconsolidados a consolidados del Terciario, producto de la erosión de la Sierra de Guanajuato y las sierras Colindantes, que rellenan una serie de fosas tectónicas. De acuerdo con sus características hidrogeológicas, este sistema funcionaba de manera similar al escurrimiento superficial del Río Laja, aunque por la diferencia de elevaciones y presencia de zonas de recarga, el Valle de San Felipe a nivel superficial, funciona como un sistema independiente. En la parte sureste del área en el valle intermontano de Alcozer, se presenta otro sistema que también puede estudiarse de manera independiente. Actualmente estos tres Valles, debido a la intensa explotación, presentan entre sí parteaguas subterráneos. Las zonas de recarga son la Sierra de Guanajuato en la porción Occidental y Sur, Al norte son las Serranías ignimbríticas y las mesetas basálticas. Existe una secuencia de riolitas que subyace al material granular, mientras que el basamento hidrogeológico, lo conforman las rocas del Mesozoico, menos permeables.

El acuífero en el municipio de San Miguel de Allende se encuentra dentro de un área de Veda Intermedia, por lo que se recomienda no incrementar la explotación con fines agrícolas, reservándose para satisfacer demandas futuras de agua potable en centros de población.

Profundidad y evolución del nivel estático.

La elevación a la que se encuentra el nivel freático de un acuífero debe estar referida al nivel medio del mar, para poder conocerla es necesario utilizar la cota de la superficie del terreno, a la cual se le resta la profundidad del nivel estático medida en el campo.

Mediante un recorrido piezométrico, realizado por la Comisión Estatal del Agua de Guanajuato CEAG, en 1999, se pudo observar que en la zona de San Miguel de Allende se encuentran niveles estáticos de los 30 a los 100m, notándose cierta tendencia a profundizarse de oeste a este. Sin embargo, al Este, hacia la población de Santas Marías, se tienen niveles más profundos, que alcanzan los 90m en promedio.

En la zona de Dolores Hidalgo predominan las profundidades de alrededor de 50m y que estas van aumentando hacia la zona de San Luis de la Paz hasta los 110 m. Hacia San Diego de la Unión puede verse una tendencia a profundizarse los niveles de oeste a este, variando de 10 m hasta 100 m de profundidad. En los alrededores del municipio de San Felipe, se tiene poca información por no existir muchos pozos profundos, sin embargo, se pudo reconocer que los pozos de agua potable tienen profundidades aproximadamente de 125 m y los pozos tienen más de 600 m de profundidad.

La evolución del nivel estático se calculó en tres pasos. El primero a partir de datos de la Comisión Nacional del Agua del mes de Marzo de 1986 hasta la medición del inventario de aprovechamientos que concluyó en Diciembre de 1998. El segundo considera el lapso ocurrido entre el primer recorrido piezométrico en Febrero de 1999 y la medición del inventario. El tercero abarca el periodo comprendido entre los dos recorridos piezométricos en Mayo y Febrero de 1999.

La primera configuración comprende un periodo de más de doce años, a través de los cuales se pueden observar abatimientos en algunas regiones de hasta 3.3 m/año, como en la región norte de La California; mientras que en otros lugares sólo se tuvieron abatimientos menores a 1 m/año, como en la parte sureste de Dolores Hidalgo.

La segunda configuración muestra los abatimientos más fuertes hacia la zona de La California, los cuales oscilan entre los 2.5 m/mes hasta 27.5 m/mes; mientras que la tercera configuración señala abatimientos máximos de 3.3 m/mes para un periodo trimestral.

Para el último censo realizado por la CEAG en el 2001, se encontró que la zona norte del estado es afectada por la escasez de lluvias, además de que el tipo de rocas presentes no son muy favorables para el almacenamiento y flujo del agua. Se detectó la presencia de pozos artesianos o brotantes que están asociados a los sistemas de fallas y fracturas regionales. El rango de profundidad del nivel medido en San Miguel de Allende fue de hasta 120 metros. A continuación se muestra la evolución del nivel estático en tres figuras, con piezometrias de 1983, 1986, 1999

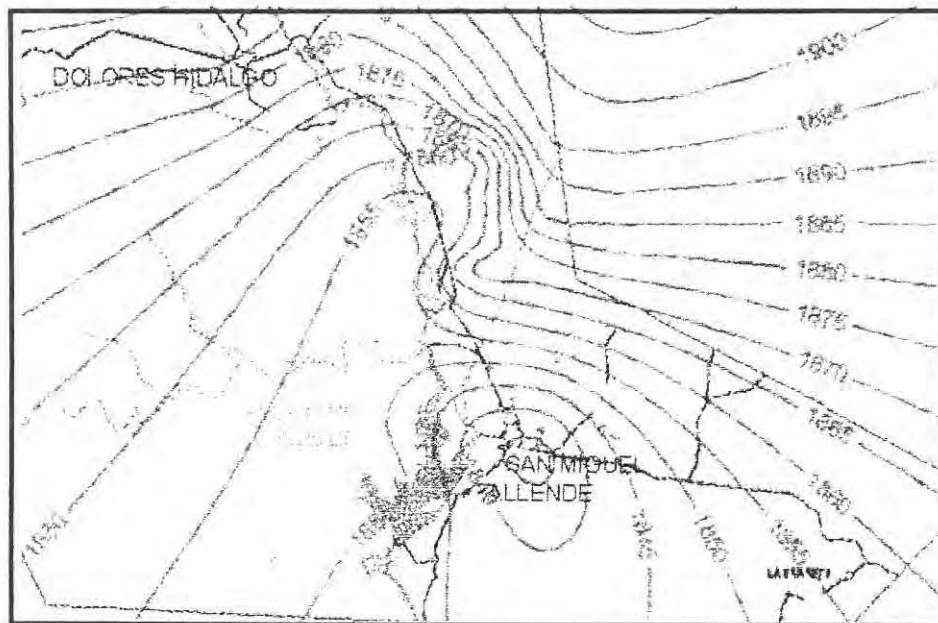


Figura 10 Piezometría 1983

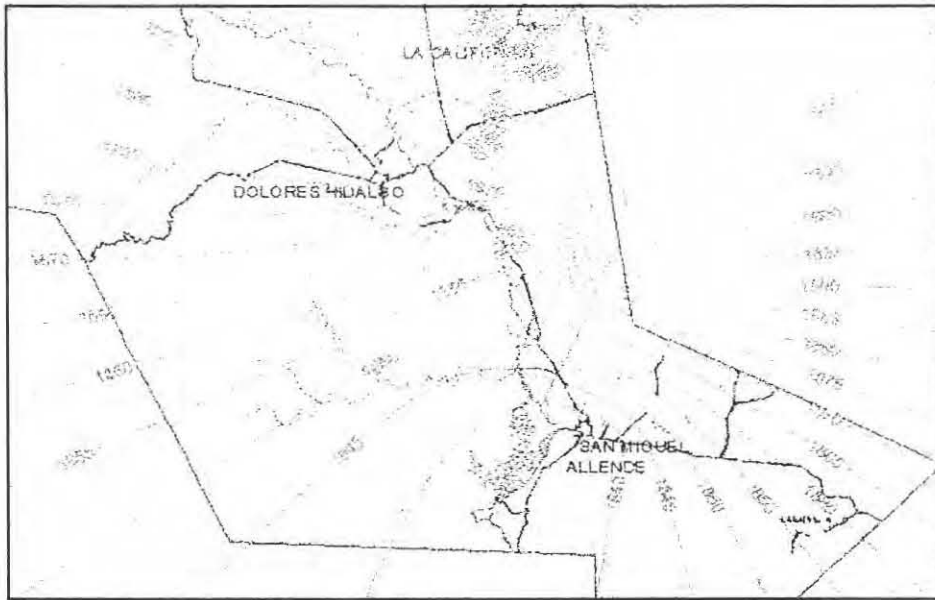


Figura 11 Piezometría 1986

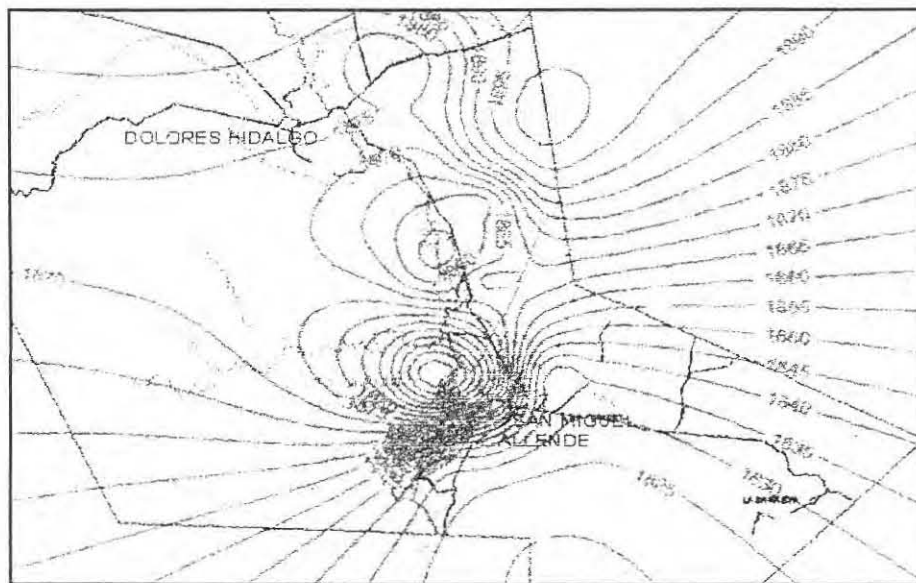


Figura 12 Piezometría 1999

Calidad química de las aguas subterráneas

Como parte de los trabajos de campo desarrollados por la CEAG, se realizaron mediciones de parámetros fisicoquímicos en los pozos censados, de donde se pudieron obtener los siguientes resultados:

- En lo que se refiere a la salinidad, el agua subterránea presente en el área de estudio, es de media a buena calidad, pues no existen medidas que excedan los 600 microsiemens/cm.
- En la figura 11 se muestra un mapa que representa la distribución de Fluor en el área, como era de esperarse, debido al ambiente geológico, se tiene una concentración por arriba de la norma de la Organización Mundial de la Salud que establece un máximo de 1.5 mg/l. Los valores anómalos se presentan, principalmente al norte de la ciudad de San Miguel de Allende, donde es posible medir concentraciones de hasta 3.78 mg/l en el pozo IGC - 571.
- La distribución de Nitratos, como muestra la figura 14 más adelante, es más homogénea, con valores que se encuentran por debajo de la Norma Internacional de Salud, que marca un máximo permisible de 10 mg/l.
- El dato más importante, para el desarrollo de éste trabajo, se refiere a la distribución de Temperatura en el agua subterránea, la cual influye directamente en los valores de resistividad de las rocas. La figura 13 muestra una representación de los resultados obtenidos, donde la distribución es poco uniforme, con altos valores dentro del área de estudio, sobre todo sobre la ciudad de San Miguel de Allende y hacia el Este. La causa de esta variación de temperaturas es, posiblemente, la presencia de termalismo, que se puede asociar a la presencia de fluoruros y al ambiente riolítico.
- El tipo de agua dominante es bicarbonatada sódica, que es típica de ambientes volcánicos.
- El mapa de la figura 14, presenta la configuración de los valores de conductividad medidos en cada pozo. Como se puede observar, la conductividad es homogénea, salvo por puntos muy localizados que concentran las curvas hacia ellos, pero que son casos aislados.
- De acuerdo con los datos presentados por el estudio realizado por CEAG, se puede resumir que el agua en general, es de reciente infiltración y obedece a un patrón de recarga-descarga típico de una cuenca volcánica. Los escasos datos anómalos representados por concentraciones salinas más altas - figura 14 - pueden deberse a muestras que tienen mezcla con agua superficial proveniente de canales o ríos o que provienen de zonas más profundas en el sistema hidrogeológico.

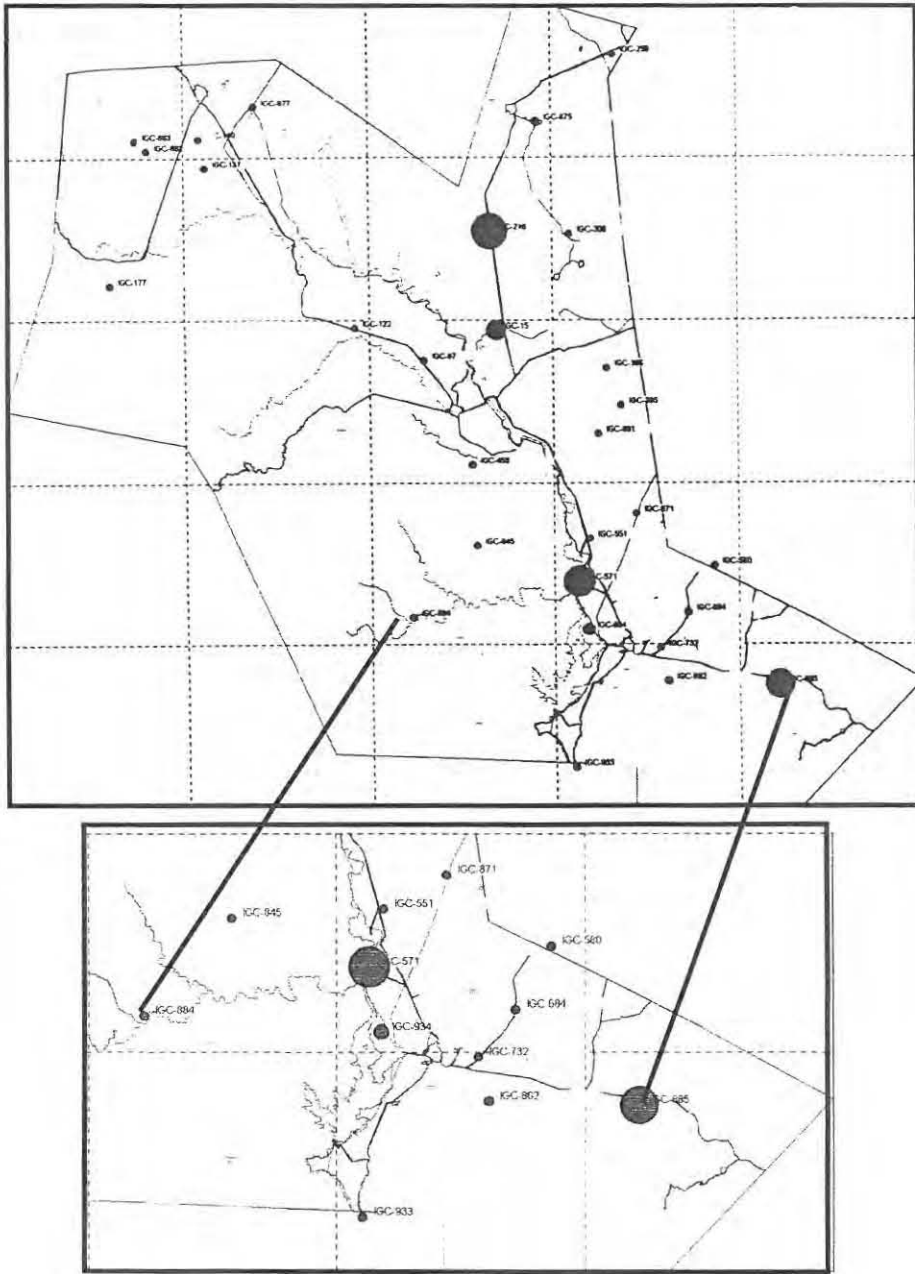


Figura 13. Distribución de Fluoruros.

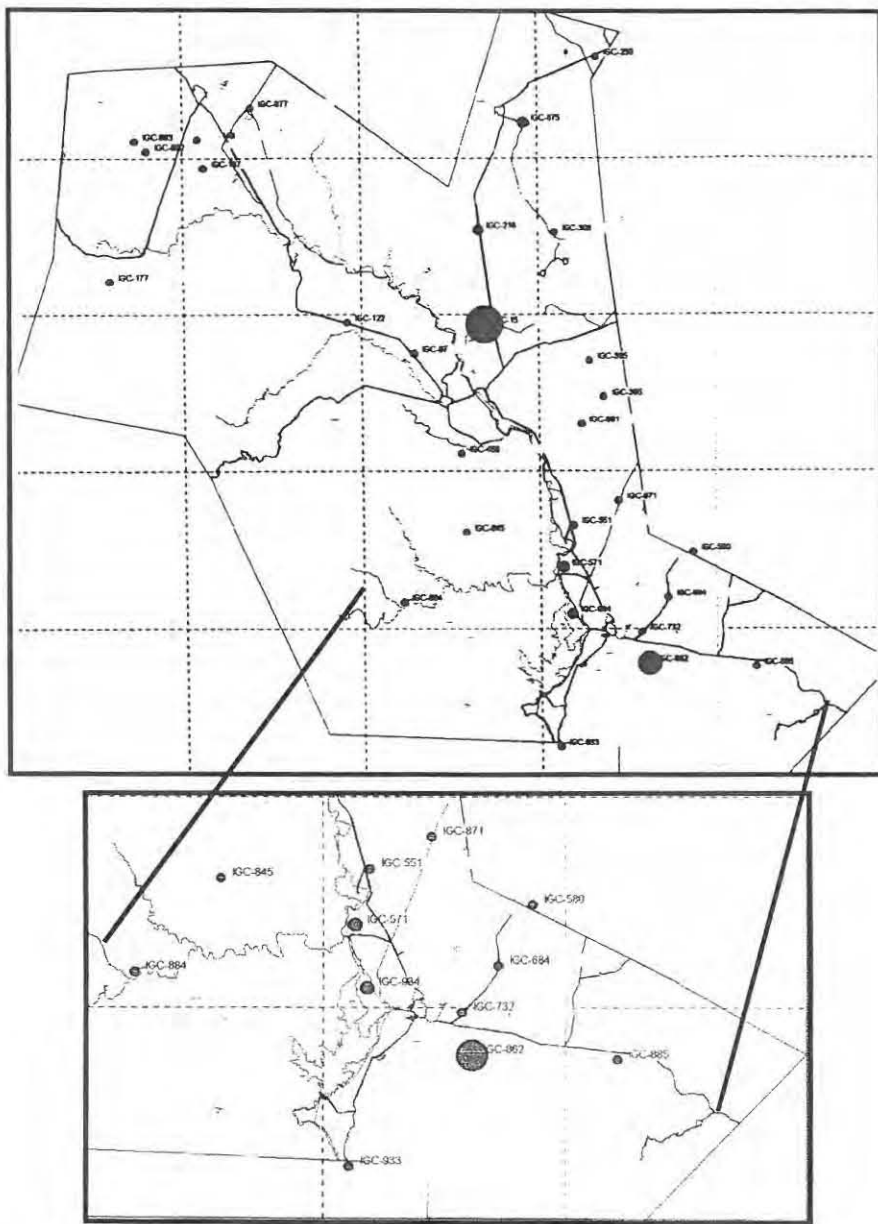


Figura 14. Distribución de Nitratos.

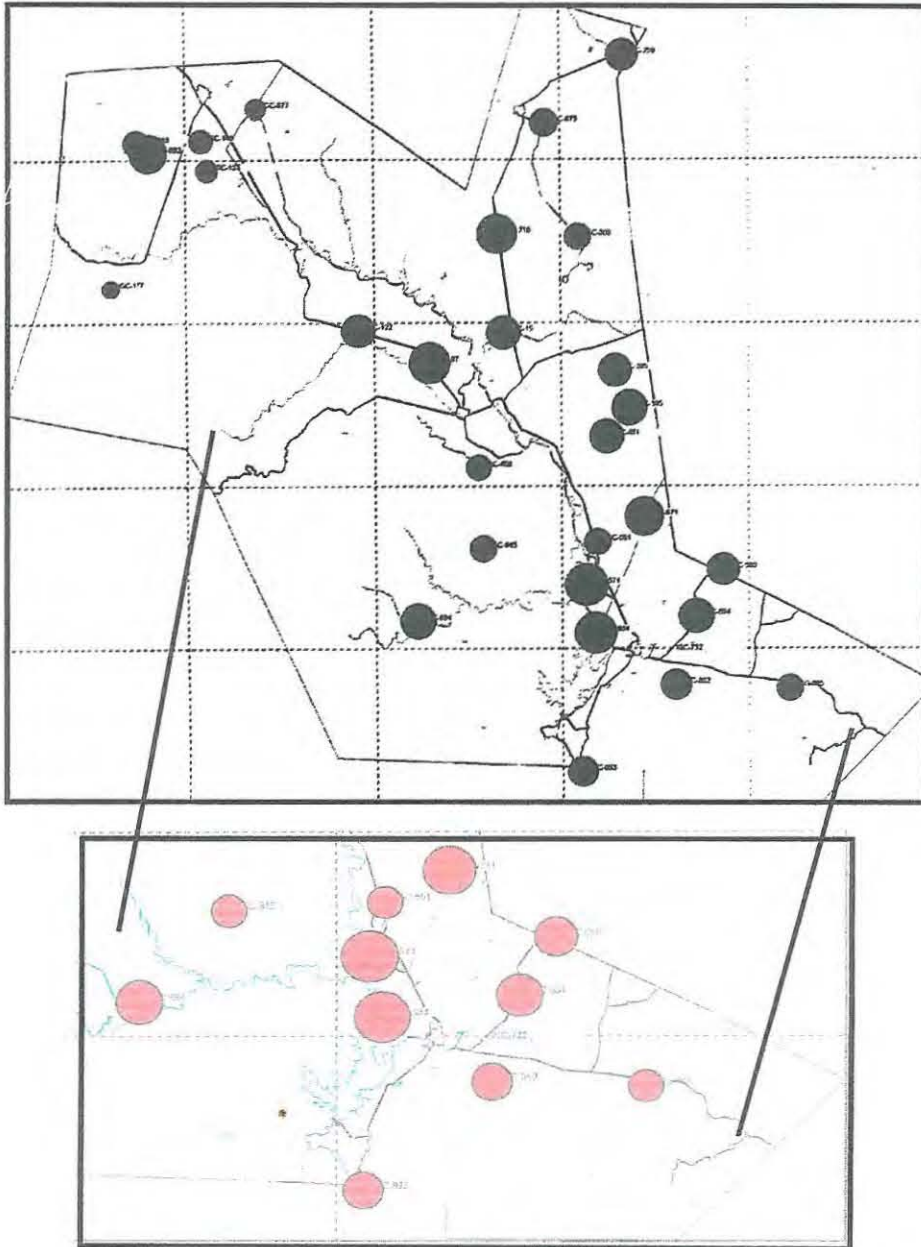


Figura 15. Distribución de Temperaturas.

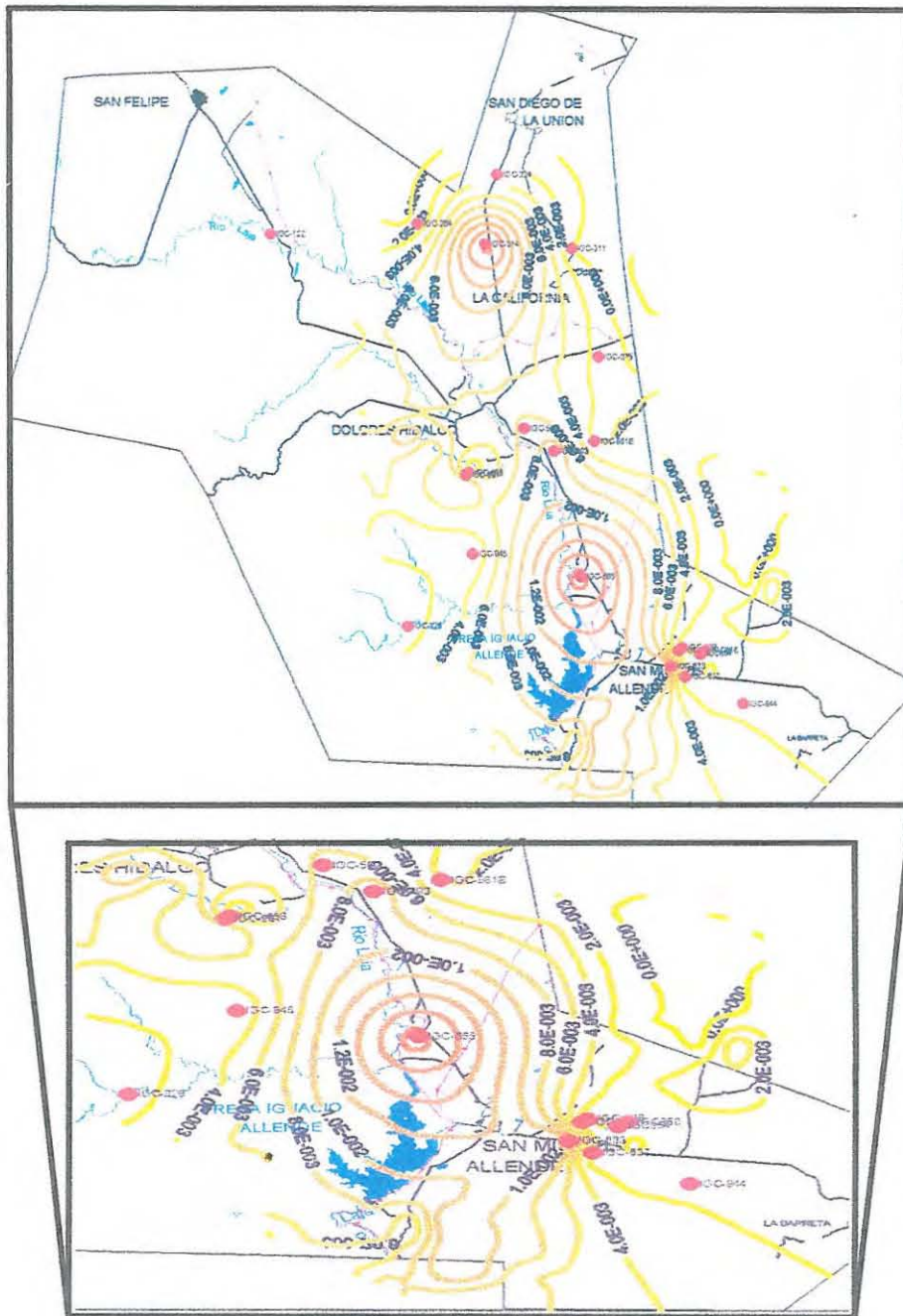


Figura 16. Distribución de Conductividades.

III GEOFÍSICA.

INTRODUCCIÓN

La aplicación de los métodos geofísicos exige el conocimiento de las propiedades – eléctricas en éste caso - de las rocas y de los minerales que las constituyen. Dichas propiedades dependen de las características y modo de agregación de sus minerales; así como de la forma, volumen y relleno (generalmente agua o aire) de los poros. El comportamiento físico de las rocas se expresa fundamentalmente por medio de tres magnitudes físicas: la resistividad eléctrica ρ (o su inversa la conductividad σ), la constante dieléctrica ϵ y la permeabilidad magnética μ . Es conveniente que aunado a las propiedades antes descritas, se estudien los efectos que la presión y temperatura ejercen sobre la roca, especialmente a grandes profundidades.

El hablar de las propiedades eléctricas de las rocas es demasiado extenso y no es el objetivo de éste estudio, por lo que sólo se hará una rápida revisión de los conceptos fundamentales que pueden ser importantes. Información más amplia puede encontrarse en el libro de Orellana, 1972, Prospección Geoeléctrica en corriente continua, de donde obtuve la información para el siguiente resumen.

LA RESISTIVIDAD

Sé conoce que la resistencia R de un conductor alargado y homogéneo de forma cilíndrica o prismática, vale

$$R = \rho \frac{l}{s} = \left[\frac{R \cdot s}{l} \right] = L^3 M T^{-3} I^{-2} \quad \text{Ec 1}$$

En donde l es la arista o generatriz del conductor y s su sección. La magnitud ρ es un coeficiente que depende de la naturaleza y estado físico del cuerpo considerado y que recibe el nombre de *resistividad*.

Es preferible considerar dimensionalmente a la resistividad como el producto de una resistencia eléctrica por una longitud. Según esto, la unidad de resistividad en el Sistema Internacional SI será el ohmio - metro (Ωm). Siempre es importante recordar que “la Resistencia que experimenta una corriente eléctrica es proporcional al camino que ha de recorrer y no al volumen del cuerpo cuya resistividad se esta midiendo.”

La resistividad es una medida de la dificultad que la corriente eléctrica encuentra a su paso en un material determinado; pero igualmente puede considerarse la facilidad que existe para su paso. Resulta así el concepto de *conductividad*, que expresado numéricamente será el inverso de la resistividad, expresada por la letra σ , de la siguiente forma:

$$\sigma = \frac{i}{\rho} = \left[\frac{\text{siemens}}{m} \right] \quad \text{Ec 2}$$

El agua pura es muy poco conductora, a causa de su muy reducida disociación, de modo que la resistividad del agua tridestilada es de aproximadamente 10^5 ohmios-m, por lo que puede ser considerada como aislante. Sin embargo, las aguas que se encuentran en la naturaleza presentan una conductividad, pues siempre tienen disuelta alguna sal, generalmente NaCl. La cantidad y clase de estas sales depende de la naturaleza de las rocas con que el agua haya entrado en contacto durante su marcha por la superficie del terreno o el subsuelo. La cantidad de sales de las aguas suele oscilar entre 0,1 g/l y 35 g/l, donde el rango más alto corresponde a las aguas marinas y que es superada por algunas aguas de mina y por lagos salados.

Si la resistividad de las rocas dependiese únicamente de los minerales constituyentes, podrían considerarse aislantes a la mayoría, puesto que el cuarzo, los silicatos, la calcita, etc., lo son prácticamente. Sólo en el caso de que la roca contuviese minerales semiconductores en cantidad apreciable, podría tratarse como conductora, es decir, sólo lo serían las menas metálicas. Sin embargo, todas las rocas tienen poros en proporción mayor o menor, los cuales suelen estar ocupados total o parcialmente por electrolitos, de lo que resulta, que en conjunto, las rocas se comportan como conductores iónicos, de resistividad muy variable según los casos. Por consiguiente, será necesario estudiar la resistividad de medios heterogéneos, los cuales en su caso más sencillo se compondrán de dos materiales, uno de los cuales, de resistividad ρ_2 , sirve de matriz o medio encajonante a otro de resistividad ρ_1 , que está disperso en el interior del primero.

Resistividad de medios heterogéneos

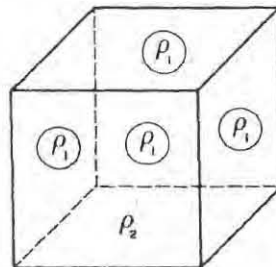
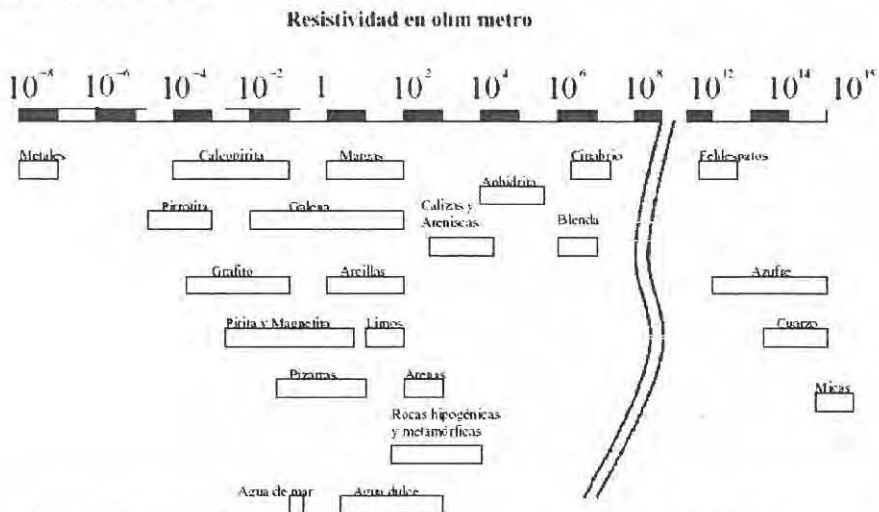


Figura 17 Representación de medio homogéneo con inclusiones esféricas

El primero en estudiar este problema fue J. C. Maxwell, quien utilizó el modelo en el cual el medio de resistividad ρ_1 , adopta la forma de esferas pequeñas distribuidas aleatoriamente en el interior del medio de resistividad ρ_2 . La resistividad de un medio heterogéneo con inclusiones conductoras disminuye notablemente si éstas están en contacto entre sí. Este fenómeno es de gran importancia en las rocas con conductos formados por poros rellenos de electrolito, por lo que conviene considerarlo de modo detallado y cuantitativo.

La resistividad de las rocas puede variar en un amplio margen en función del contenido en agua, de la salinidad de ésta y del modo de distribución de los poros. La salinidad de las aguas contenidas en las rocas depende en cierta medida del origen de éstas y de su grado de metamorfismo, siendo mayor en las rocas sedimentarias marinas que en las continentales. En cuanto al efecto del metamorfismo, consiste en la disminución del volumen de poros y en el aumento de salinidad por disolución de granos de mineral. Por esta causa, las rocas más antiguas suelen contener menos agua que las modernas, pero con mayor salinidad.

En los afloramientos, la capa superficial meteorizada suele presentar menor resistividad que la roca sana por causa de su mayor porosidad. Esto no ocurre siempre, sino que se observa a veces la llamada *paradoja de los suelos*, según la cual, los suelos de regiones de clima seco o desértico pueden tener menor resistividad que los de zonas de clima muy húmedo; en contra de lo que cabría esperar de la disminución de la resistividad con el contenido en agua. La razón de este fenómeno es el que en zonas de clima muy seco es frecuente la ascensión de agua hacia la superficie a través de poros y capilares, con ulterior evaporación y consiguiente aumento del contenido iónico de las capas superficiales. En las regiones húmedas, por el contrario, la intensa circulación de agua en las capas superficiales disuelve y arrastra los iones, con lo que tales capas quedan muy empobrecidas en ellos.



La anisotropía de las rocas

La resistividad de muchos minerales, y como consecuencia, de las rocas que éstos constituyen, varían con la dirección considerada, es decir, que estos cuerpos son anisótropos. Entonces, la resistividad no puede expresarse por un escalar, sino por un tensor simétrico $\rho_{i,j}$, lo que exige el conocimiento de seis componentes. La cosa se simplifica si se toman como ejes de coordenadas los componentes principales del tensor, pues entonces la resistividad queda determinada por solo tres datos, ρ_{xx} , ρ_{yy} , ρ_{zz} , que, para mayor sencillez, se pueden denotar como ρ_x , ρ_y , ρ_z .

Resistividad y temperatura.

Los estudios realizados sobre diversas rocas muestran que, en los casos donde la conductividad se debe al agua contenida en los poros, el descenso de temperatura produce un aumento rápido de la resistividad en las proximidades de 0°C , seguido por un crecimiento más suave a temperaturas aun más bajas, como se muestra en la siguiente figura. El aumento producido a la temperatura próxima del punto de congelación es más fuerte cuando la roca es de grano grueso (curva *a*) que cuando es fino (curva *b*). En general, la resistividad de las rocas con agua aumenta de 10 a 1000 veces al pasar de $+20^{\circ}\text{C}$ a -20°C .

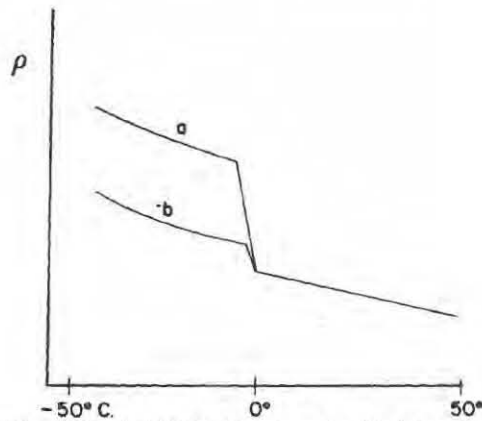


Figura 19 Curvas esquemáticas de la resistividad de las rocas en función de la temperatura. a) roca de grano grueso, b) roca de grano fino.

Esto se debe a que el hielo es aislante - su resistividad es de 10^7 ohmios-m -, por lo que aumentará la resistividad cuando la temperatura desciende por debajo del punto de congelación, que será algo inferior a 0° en razón del contenido en sales del agua. Pero no toda el agua se congela, pues la parte que lo hace, aumenta de volumen, incrementando la presión y la salinidad del agua sin congelar, por lo que desciende su punto de congelación, intensificándose este efecto conforme se solidifican nuevas porciones de agua.

Las muestras estudiadas muestran que aún a -60°C queda agua sin congelar. La proporción de agua adsorbida también influye, pues estando ésta a mayor presión, su punto de congelación es inferior al normal y este efecto será más intenso en las rocas de grano fino o en aquellas que tienen más agua adsorbida. La congelación del agua en los poros puede producir un aumento notable en el valor del coeficiente de anisotropía de algunos tipos de rocas, a causa de la orientación sistemática de los primeros cristales de hielo formados. Cuando la conductividad de las rocas se debe a la presencia de inclusiones semiconductoras, no se producen cambios notables en su resistividad por debajo de 0°C , ya que la conductividad de los semiconductores varía poco dentro de dicho intervalo de temperaturas.

Para las temperaturas centígradas positivas, la resistividad de las rocas decrece con el aumento de temperatura. Cuando la conductividad de la roca se debe a su contenido en agua, la disminución de la resistividad tiene su origen en el aumento de la movilidad de los iones con la temperatura. Por encima de cierto valor de temperatura, puede suponerse que el agua ha desaparecido por evaporación, a menos que la roca esté sometida a presiones muy elevadas, pero estos fenómenos, es decir, el comportamiento eléctrico de las rocas impregnadas de agua por encima de temperaturas de aproximadamente 200°C , no parece haber sido estudiado. Hasta unos 150°C la variación de la resistividad viene dada por la fórmula

$$\rho_T = \frac{\rho_0}{1 + a_T(T - T_0)} \quad \text{Ec 3}$$

En donde ρ_T es la resistividad de la roca a temperatura T , ρ_0 la resistividad de la roca a temperatura origen o de referencia T , que suele ser de 18°C , y a_T es un coeficiente cuyo valor aproximado es de 0.022. Esta fórmula, aunque no rigurosamente exacta, es válida dentro de temperaturas normales e indica claramente como la resistividad de los electrolitos disminuye con la temperatura, por lo que ocurrirá lo mismo con la resistividad de la roca.

El aumento de conductividad de las rocas secas, por crecimiento de la temperatura, se debe al aumento de la conductividad de los minerales dieléctricos que las componen, el cual viene dado por la fórmula

$$\sigma_T = \sigma_1 e^{-E_1/kT} + \sigma_2 e^{-E_2/kT} \quad \text{Ec 4}$$

En donde E es la energía de activación correspondiente, k la constante de Boltzmann, T es la temperatura de interés.

Resistividad y presión.

El estudio de la variación de la resistividad de las rocas en función de la presión tiene una gran importancia para el entendimiento de las propiedades eléctricas de las rocas a grandes profundidades.

En el caso de las rocas sedimentarias y presiones hasta 1000 kg/cm^2 , se ha observado que el crecimiento de la resistividad es rápido al principio, esto es, con presiones pequeñas, pero más lento conforme aumenta la profundidad y presión. El aumento de resistividad con la presión depende de la cantidad y naturaleza del cementante y del volumen relativo y forma geométrica de los poros más pequeños o de conexión, ya que éstos, que serán los primeros en cerrarse por efecto de la presión, influyen grandemente en la conducción, por enlazar los poros más grandes. También se han observado fenómenos de histéresis, debidos sin duda a la aparición de deformaciones permanentes en la matriz de la roca.

En cambio, la resistividad de las rocas sedimentarias densas con escaso contenido en agua, así como de las ígneas decrece por aplicación de presiones monoaxiales, con la variación de resistividad más rápida a presiones de $200 - 400 \text{ kg/cm}^3$.

CONCEPTOS FUNDAMENTALES EN LA PROSPECCIÓN ELÉCTRICA

Las corrientes eléctricas que se utilizan en la prospección no recorren conductores lineales (hilos y cables) como en las instalaciones usuales, sino que se mueven en un medio tridimensional. Para poder abordar el problema desde una forma, matemáticamente, más sencilla, es posible considerar que el subsuelo se compone de varias zonas, dentro de cada una de las cuales la resistividad es constante, separadas entre sí por superficies límite perfectamente planas. A pesar de esta simplificación, el problema es matemáticamente muy difícil y sólo ha sido resuelto en casos relativamente sencillos.

A continuación se hará una revisión de los problemas más comunes, así como de su solución, de forma que se puedan utilizar para el desarrollo del estudio realizado.

Ecuaciones Generales.

Considerando un subsuelo compuesto por un semiespacio de resistividad ρ . El otro semiespacio, de resistividad infinita, representará la atmósfera. Para establecer un campo eléctrico, será preciso disponer de un generador de corriente y conectarla a dos electrodos A y B, que pueden ser barras metálicas parcialmente clavadas en el suelo. Como el tamaño de dichas barras es relativamente pequeño, se puede considerar que los electrodos se reducen a puntos situados en el suelo. La corriente, de intensidad I_A penetrará por A en el subsuelo y después de recorrerlo, saldrá por B con intensidad I_B volviendo a la fuente para cerrar el circuito.

Es evidente que en régimen estacionario.

$$I_A + I_B = 0 \quad \text{Ec 5}$$

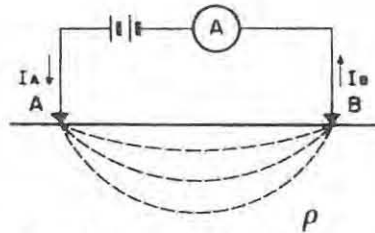


Figura 20 Trayectoria de la corriente.

Para establecer las leyes del fenómeno considerado, es necesario partir de las ecuaciones de Maxwell

$$\nabla \times E = -\frac{\partial B}{\partial t} \quad \text{Ecs 6}$$

$$\nabla \times H = J - \frac{\partial D}{\partial t}$$

Pero al tratarse de un campo estacionario, habrán de anularse las derivadas temporales, por lo que se tiene

$$\nabla \times E = 0 \quad \text{Ec 7}$$

$$\nabla \times H = J \quad \text{Ec 8}$$

De la expresión 6, se puede saber que el campo eléctrico E es conservativo o irrotacional, por lo que deriva de un potencial escalar U. Es decir que.

$$E = -\nabla U \quad \text{Ec 9}$$

Por otra parte, habrá de cumplirse la ley de Ohm, en su forma diferencial para medios isótropos

$$J = \sigma E \quad \text{Ec 10}$$

La cual muestra que la densidad de corriente J, en un punto, tiene la misma dirección y sentido que el campo E en el mismo punto y son proporcionales. El factor de proporcionalidad es la conductividad σ inversa de la resistividad ρ .

En todos los puntos se cumplirá la ecuación de continuidad

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot J = 0 \quad \text{Ec 11}$$

Pero al tratarse de un campo estacionario, se reduce a

$$\nabla \cdot J = 0 \quad \text{Ec 12}$$

En todos los puntos excepto en los electrodos.

Combinando esta ecuación con las anteriores, tendremos que

$$\nabla \cdot J = \nabla \cdot (\sigma E) = 0 \quad \text{Ec 13}$$

Esta ecuación es la más general de la prospección eléctrica. Desarrollándola,

$$\nabla \cdot (\sigma E) = \sigma \nabla \cdot E + E \cdot \nabla \sigma = -\sigma \nabla \cdot \nabla U + E \cdot \nabla \sigma = -\sigma \nabla^2 U + E \cdot \nabla \sigma = 0 \quad \text{Ec 14}$$

Dentro de cada zona de conductividad uniforme será $\nabla \sigma = 0$, por lo tanto

$$\nabla^2 U = 0 \quad \text{Ec 15}$$

La expresión 14 es la ecuación de Laplace, la cual será válida en todo el semiespacio conductor, pero no en los electrodos, ni en las superficies de discontinuidad de la resistividad.

Si se considera alrededor del electrodo A y dentro del semiespacio inferior una superficie semiesférica, en cualquier punto de ella, por razón de simetría, la densidad de corriente J tendrá el mismo valor, y estará dirigida radialmente. La integral de J sobre la superficie semiesférica será igual a I , considerando un radio r :

$$2\pi r^2 J = I$$

Por lo tanto

$$J = \sigma E = \frac{I}{2\pi r^2}$$

Finalmente

$$|E| = \frac{I}{\sigma 2\pi r^2} = \frac{I\rho}{2\pi r^2} \quad \text{Ec 16}$$

Es decir, el campo E de un electrodo puntual es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia r .

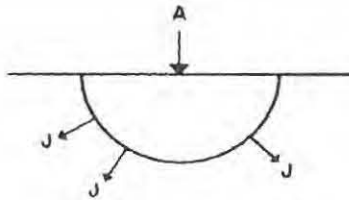


Figura 21 Electrodo puntual en la superficie límite con sus vectores densidad de corriente.

La diferencia de potencial entre dos puntos cualesquiera M y N está dada, según se deduce de la expresión 15, por

$$U_N^M = - \int_N^M E \cdot dl \quad \text{Ec 17}$$

Donde la dirección de integración es indiferente ya que el campo es conservativo. Entonces, si son r_1 y r_2 las distancias respectivas de los puntos M y N al electrodo A, tendremos

$$U_N^M = \frac{I\rho}{2\pi} \int_{r_1}^{r_2} \frac{dr}{r^2} = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \quad \text{Ec 18}$$

Si en vez de considerar diferencias de potencial, se consideran potenciales absolutos, habrá que atribuir a un punto determinado el potencial cero. Por convenio universal se toma como origen de potenciales un punto situado a distancia infinita de la fuente, por lo que se puede hallar el potencial absoluto en el punto M calculando el límite de la última expresión para un r_2 que tiende a infinito.

$$U_M = \frac{I\rho}{2\pi} \frac{1}{r_1} \quad \text{Ec 19}$$

Donde la primera fracción recibe el nombre de *emisividad*. Como el potencial es magnitud aditiva, si son varias las fuentes, habrá que sumar algebraicamente los potenciales respectivos, de modo que

$$U = \frac{\rho}{2\pi} \sum \frac{I_i}{r_i} \quad \text{Ec 20}$$

En donde r_i es la distancia de la fuente de índice i al punto considerado e I_i la intensidad de corriente que entra o sale por él, con su signo correspondiente.

RESISTIVIDAD APARENTE

Consideremos en primer lugar un subsuelo homogéneo de resistividad ρ , en cuya superficie se coloca un dispositivo electrónico AMN. El electrodo A está conectado a un generador y el campo eléctrico que produce se estudia por medio de los electrodos M y N que están conectados a un voltímetro que mide la diferencia de potencial que aparece entre ellos. Los tres electrodos están alineados. El electrodo B, que cierra el circuito de A se supone lo suficientemente alejado de los demás para que no influya en las observaciones (electrodo en el "infinito"). Entonces si, $AM = r$ y $MN = a$, se tiene que:

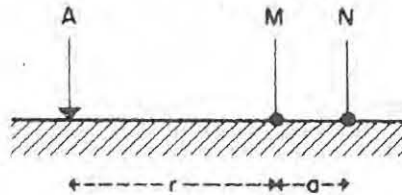


Figura 22. Dispositivo con un electrodo en el infinito.

$$\Delta V = U_N^M = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{r} - \frac{1}{r+a} \right) = \frac{\rho I}{2\pi} \frac{a}{r(r+a)} \quad \text{Ec 21}$$

Despejando la resistividad ρ , resulta

$$\rho = 2\pi \frac{r(r+a)}{a} \frac{\Delta V}{I} \quad \text{Ec 22}$$

Esta fórmula puede utilizarse para calcular la resistividad ρ de un subsuelo homogéneo, si se miden las magnitudes que aparecen en el segundo miembro.

En caso de que el medio donde se realizan las mediciones no sea homogéneo, como el que representa la siguiente figura, se puede encontrar (Orellana, 1982) que efectuando las mediciones pertinentes y llevando los datos obtenidos a la fórmula anterior, resultará una resistividad ficticia ρ_a , que en general no será igual a la resistividad ρ_1 , que corresponde a la zona del electrodo A, ni a la ρ_2 que se halla bajo los M y N, sino que dependerá de ρ_1 , ρ_2 , ρ_3 y de las distancias r y a . Esta resistividad tampoco puede considerarse como promedio ni como media ponderada de las tres resistividades presentes, pues puede ocurrir que sea mayor o menor que todas ellas.

Esta resistividad ficticia ρ_a , que se obtiene aplicando a los datos obtenidos sobre un medio heterogéneo la expresión correspondiente a medio homogéneo, es la *resistividad aparente*. Esta es la variable experimental que expresa los resultados de las mediciones en la mayoría de los métodos geoelectrónicos y la que se toma como base para la interpretación. Las dimensiones de la resistividad aparente, en virtud de su definición, son las mismas que para la resistividad y su unidad es también el ohmio-metro ($\Omega\cdot m$).

Para un mayor análisis más profundo de las características de la Resistividad Aparente, se recomienda revisar el libro publicado por Orellana en 1982.

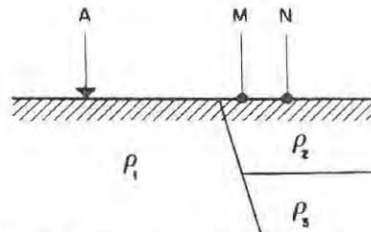


Figura 23 Ejemplo de subsuelo heterogéneo.

Dispositivos electrodomicos.

Este término se refiere a un conjunto de electrodos. En general, consta de cuatro electrodos; dos de ellos A y B, por los que la corriente entra y sale y los otros dos M y N entre los cuales se mide la diferencia de potencial creada por los A y B. Estos han de ir unidos, por medio de cables aislados, a un generador eléctrico provisto de un amperímetro. Análogamente, los electrodos M y N van unidos a un instrumento (milivoltímetro, potenciómetro, etc) capaz de medir la diferencia de potencial entre ellos. Debido a ello, se tienen dos circuitos independientes, el primero es conocido comúnmente como "circuito de corriente o inyección" y "circuito de potencial o de recepción" al segundo.

En principio, los cuatro electrodos pueden adoptar cualquier disposición geométrica sobre el plano que representa la superficie del terreno. Estas disposiciones geométricas se denominan *dispositivos o configuraciones*, recibiendo nombres característicos cada una de ellas, dependiendo de la geometría que se utilice para repartir los electrodos.

En cualquier dispositivo, conociendo las distancias mutuas entre los electrodos y midiendo la intensidad I que pasa por los electrodos A y B, la diferencia de potencial ΔV que, como consecuencia, aparece entre M y N, se puede calcular la resistividad aparente ρ_a mediante una fórmula del tipo

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \quad \text{Ec 23}$$

En donde K es un coeficiente que depende únicamente de la geometría del dispositivo electródico y cuyas dimensiones, según se deduce fácilmente, son las de una longitud. Si el medio fuese homogéneo, ésta fórmula arrojaría el valor de la resistividad verdadera.

En el caso más general, en el que los cuatro electrodos están dispuestos de modo cualquiera sobre una superficie plana, se tendrá

$$\Delta V = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right) \quad \text{Ec 24}$$

Por lo tanto

$$\rho_a = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \frac{\Delta V}{I} \quad \text{Ec 25}$$

En este caso el coeficiente de dispositivo es

$$K = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \quad \text{Ec 26}$$

Debido al Principio de Reciprocidad (Orellana, 1982), si en la expresión anterior, se truecan entre sí los electrodos A y M , por una parte, y los B y N por otra, vuelve a obtenerse la misma ecuación. Esto quiere decir que si los electrodos de corriente intercambian sus posiciones con los de potencial, todo permanece igual y el coeficiente de dispositivo permanece invariable.

Dispositivos electrodicos lineales

Son muy empleados los dispositivos en los cuales los cuatro electrodos $A M N B$ se encuentran, por este orden, sobre una misma recta. Si además, los cuatro electrodos se disponen simétricamente respecto de un centro O , se tendrá un *dispositivo simétrico*.

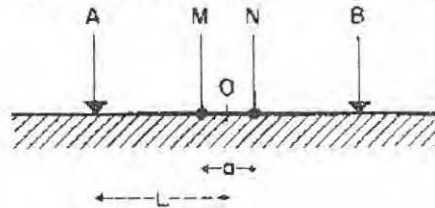


Figura 24 Dispositivo electródico lineal y simétrico.

El coeficiente de dispositivo, teniendo en cuenta que la adición del electrodo B duplica el potencial, dada la posición simétrica de éste con respecto de A y su signo opuesto. Estará dado por:

$$\rho = \pi \frac{r(r+a)}{a} \frac{\Delta V}{I} \quad \text{Ec 27}$$

Si se considera L a la distancia $OA = O$, entonces se tiene la fórmula general para dispositivos lineales simétricos:

$$\rho_a = \pi \left(L^2 - \frac{a^2}{4} \right) \frac{\Delta V}{Ia} \quad \text{Ec 28}$$

El más eficaz y usado de estos dispositivos (Orellana, 1982) es el de *Schlumberger*, el cual se trata en realidad de un *dispositivo límite* que, aunque irrealizable prácticamente de modo riguroso, presenta grandes ventajas teóricas y puede llevarse a la práctica con suficiente aproximación. La idea del dispositivo Schlumberger es hacer que la distancia a que separa los electrodos M y N tienda a cero. El segundo miembro de la ecuación anterior no tiende, sin embargo, a infinito pues ΔV decrece al mismo tiempo que a . Por lo que se tiene, entonces:

$$\rho_a = \lim_{a \rightarrow 0} \pi \left(L^2 - \frac{a^2}{4} \right) \frac{\Delta V}{aI} = \pi L^2 \frac{1}{I} \lim_{a \rightarrow 0} \frac{\Delta V}{a} = \pi L^2 \frac{E}{I} \quad \text{Ec 29}$$

Debido a que el límite de $\Delta V/a$ cuando a tiende a cero, es el gradiente del potencial, es decir el campo. Los desarrollos teóricos se establecen suponiendo que lo que se está midiendo es el campo E , el cual en la práctica, se toma igual a $\Delta V/a$.

Teoría del sondeo eléctrico vertical

Se le llama sondeo eléctrico a la determinación de la distribución de resistividades en el subsuelo, efectuada desde superficie, con el mismo tipo de dispositivo, mediante la separación creciente entre los electrodos de emisión y recepción. Cuando el dispositivo empleado es simétrico, o asimétrico con un electrodo en el "infinito" y durante la medición permanecen fijos el azimut del dispositivo y el centro del segmento MN , suele denominarse Sondeo Eléctrico Vertical, SEV.

Los datos de resistividad aparente obtenidos en cada SEV se representan por medio de una curva en función de las distancias entre electrodos. Para ello es necesario que estas distancias puedan expresarse por una sola variable, pues de lo contrario habría que recurrir a una superficie y no a una curva. Esta condición puede cumplirse de dos modos: el empleo de un dispositivo en el que la configuración de electrodos permanezca siempre geoméricamente semejante a sí misma, que es el caso del dispositivo Wenner; o bien por la utilización de dispositivos en los que sólo influya una distancia, como es lo que ocurre con el dispositivo Schlumberger, en el que la distancia MN se considera nula frente a la distancia AB . Cuando se utiliza este dispositivo, las resistividades aparentes ρ_a , se llevan en ordenadas y en el eje de las abscisas las distancias $OA = AB/2$. Las escalas sobre ambos ejes han de ser logarítmicas y se conoce como curva de SEV, curva de campo o curva de resistividad aparente.

La finalidad del SEV es averiguar la distribución vertical de resistividades bajo el punto sondeado. La mayor eficacia del método corresponde al caso en que los SEVs se efectúan sobre un terreno compuesto por capas lateralmente homogéneas en lo que respecta a la resistividad y limitadas por planos paralelos a la superficie del terreno, que es

lo que se conoce como medio estratificado. La experiencia demuestra que los resultados teóricos obtenidos para medios de esta clase, son tolerablemente válidos para estratos inclinados hasta unos 30° (Orellana, 1982).

El problema que hay que resolver durante la interpretación, es el de deducir la distribución vertical de resistividades en el punto sondeado, partiendo de la curva de resistividades aparentes que se obtiene por el SEV, lo cual es conocido como la solución del *problema inverso*, que exige la previa solución y estudio del *problema directo*, esto es, determinar la curva de resistividades aparentes que se obtiene con un dispositivo determinado, sobre un subsuelo cuya distribución de resistividades se conoce.

Penetración

Para la resolución del problema inverso, es importante conocer cual es la zona factible para ser explorada por cada SEV considerado individualmente; es decir, la parte de terreno que influye en la información arrojada por la realización de cada SEV.

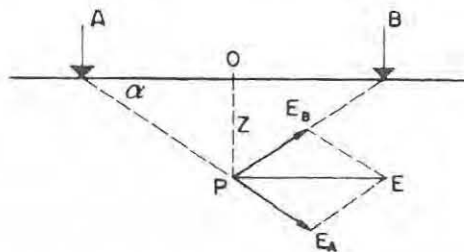


Figura 25 Modelo Teórico para determinar la penetración

Se acostumbraba utilizar la figura anterior para definir la profundidad posible de ser alcanzada con cada estudio, según la cual, el bloque de terreno afectado por las corrientes de un circuito de emisión AB , era un paralelepípedo de dimensiones perfectamente determinadas en relación con la distancia AB . Pero se ha demostrado que esta idealización teórica no puede aplicarse fielmente a la realidad.

Al aumentar la separación AB , aumenta - en la misma proporción - la profundidad a la cual corresponde una determinada densidad de corriente, por lo que podría considerarse que la "penetración" es proporcional a la separación AB . Sin embargo, esto no es del todo cierto, puesto que las consideraciones geométricas teóricas sólo son válidas para un subsuelo homogéneo.

En un medio estratificado - o simplemente heterogéneo -, la densidad de corriente variará según una ley diferente en cada caso, por lo que la penetración dependerá de la distribución de resistividades en el subsuelo, que es el objetivo de realizar los sondeos, por lo que no es posible conocer "a priori" qué penetración se logrará.

Puede ocurrir que la penetración de un SEV no crezca con la distancia AB , desde un cierto valor de ésta. Esto sucederá siempre que a una cierta profundidad z_0 exista una capa perfectamente aislante o perfectamente conductora, pues en tal caso, la corriente no podrá pasar por debajo de dicha capa, por lo que la penetración de un SEV efectuado en estas condiciones, no podrá ser nunca superior a z_0 , por mucho que se aumente la distancia AB .

Es muy importante considerar también que las resistividades aparentes determinadas por un SEV están influidas por la distribución de resistividades en un cierto volumen de terreno, el cual resulta de difícil evaluar, no sólo porque la atenuación de la densidad de corriente con la distancia es gradual, si no porque la perturbación producida por una determinada heterogeneidad varía con el contraste de resistividad que presenta respecto del medio que le rodea y puede hacerse notar a distancias mayores si aumenta dicho contraste.

En estas condiciones, no resulta claro cuál es el *punto de atribución* de un SEV, esto es, el punto del terreno a cuya vertical deben atribuirse los resultados obtenidos por el SEV. Por evidentes razones de simetría, se toma como punto de atribución de cada SEV el centro O del dipolo MN , pero no debe olvidarse que la medición está influida por un volumen de terreno más o menos grande.

Resolución del problema directo para medios estratificados

El problema directo de la Prospección Geoeléctrica sobre medios estratificados se refiere a la determinación del potencial producido en la superficie límite aire-tierra de un medio de este tipo por una fuente puntual de corriente situada en dicha superficie. Una vez resuelto, la solución hallada puede extenderse, por superposición, al caso de varias fuentes puntuales (electrodos de emisión) y en general a cualquier dispositivo electródico, salvo que éste fuese del tipo Schlumberger. En este caso se requiere el conocimiento del campo eléctrico en la superficie del terreno, por lo que se hace preciso el cálculo, por derivación, del gradiente del potencial hallado.

Dos son los métodos principales que se han utilizado para abordar el problema propuesto, los cuales son equivalentes en último término. El primero de ellos, cronológicamente, es el método de las imágenes, empleado ya para medios estratificados por J. C. Maxwell; mientras que el segundo método es la integración de la ecuación de Laplace aplicada al caso de medios estratificados.

La integral de Stefanescov

A continuación se describirá brevemente éste método, el tratamiento matemático puede encontrarse, ampliamente descrito, en Orellana (1982), Keller y Freichnecht (1966), Koefoed (1979), entre otros.

Resolviendo el problema de dos capas, planteado en forma de ecuación diferencial, utilizando un sistema de coordenadas cilíndricas r, z, ϕ con su origen en el electrodo A. En todos los puntos del espacio, excepto el origen, el potencial habrá de cumplir la ecuación de Laplace, como se mencionó anteriormente, que en coordenadas cilíndricas queda como:

$$\frac{\partial^2 U}{\partial r^2} + \frac{1}{r} \frac{\partial U}{\partial r} + \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} = 0 \quad \text{Ec 30}$$

Debido a que el término en ϕ se anula por la simetría del problema. Como el laplaciano del potencial no se anula en el origen, se trata de un problema no homogéneo, cuya solución será la suma de la solución general del problema homogéneo con una integral particular del no homogéneo. Si se busca inicialmente la solución general del problema homogéneo, por el método de separación de variables

$$U = R(r) \cdot Z(z)$$

Se llega a

$$\frac{1}{R(r)} \left(\frac{d^2 R}{dr^2} + \frac{1}{r} \frac{dR}{dr} \right) + \frac{1}{Z(z)} \frac{d^2 Z}{dz^2} = 0$$

En donde las derivadas parciales se han convertido en totales por ser, tanto R como Z , funciones de una sola variable. Sin embargo, para que se verifique la última ecuación, cuyos dos términos son independientes entre sí, por ser función de variables distintas, ambos habrán de ser iguales a un mismo parámetro, pero con signos opuestos. Sea λ^2 este parámetro. Entonces

$$\frac{1}{Z(z)} \frac{d^2 Z}{dz^2} = \lambda^2 \quad \text{Ec 31}$$

$$\frac{1}{R(r)} \left(\frac{d^2 R}{dr^2} + \frac{1}{r} \frac{dR}{dr} \right) = -\lambda^2$$

cuyas soluciones respectivas son

$$Z(z) = e^{\pm \lambda z} \quad \text{Ec 32}$$

$$R(r) = J_0(\lambda, r)$$

En donde $J_0(\lambda, r)$ es la función de Bessel de primera especie y orden cero. Cualquier combinación lineal - del tipo $(A'e^{-\lambda z} + B'e^{\lambda z})J_0(\lambda, r)$ - de las dos soluciones será solución de la ecuación homogénea; la combinación más general se obtendrá haciendo que los coeficientes arbitrarios A' y B' sean funciones del parámetro λ e integrando respecto de esta variable desde cero hasta infinito

$$U = \int_0^{\infty} [(A'e^{-\lambda z} + B'e^{\lambda z})] J_0(\lambda, r) d\lambda \quad \text{Ec 33}$$

Para obtener la solución general del problema no homogéneo, sumaremos a la solución general - expresión anterior - del homogéneo una solución particular del primero. Entre éstas, la más sencilla es la correspondiente a un semiespacio uniforme de resistividad ρ , del que ya se ha hablado anteriormente y que es

$$U = \frac{I\rho_1}{2\pi} \frac{1}{(r^2 + z^2)^{1/2}} \quad \text{Ec 34}$$

A fin de poder expresar la suma de las dos soluciones en forma más compacta, puede utilizarse la conocida integral de Weber-Lipschitz

$$\frac{1}{(r^2 + z^2)^{1/2}} = \int_0^{\infty} [e^{-\lambda|z|}] J_0(\lambda, r) d\lambda \quad \text{Ec 35}$$

Resulta entonces

$$U_1 = \frac{I\rho_1}{2\pi} \int_0^{\infty} [e^{-\lambda z} + A(\lambda)e^{-\lambda z} + B(\lambda)e^{\lambda z}] J_0(\lambda, r) d\lambda \quad \text{Ec 36}$$

Siendo

$$A(\lambda) = A(\lambda) \frac{I\rho_1}{2\pi}$$

$$B(\lambda) = B(\lambda) \frac{I\rho_1}{2\pi}$$

El subíndice de U en la fórmula anterior alude a que esta es válida en la primera capa. Para la segunda, el potencial será análogamente

$$U_2 = \frac{I\rho_1}{2\pi} \int_0^{\infty} [C(\lambda)e^{-\lambda z} + D(\lambda)e^{\lambda z}] J_0(\lambda, r) d\lambda \quad \text{Ec 37}$$

En donde no se incluye la solución particular, dado que en esta capa no hay fuentes, y por lo tanto, el problema es homogéneo. La presencia de la resistividad ρ_1 de la primera capa y no de la ρ_2 obedece a razones de conveniencia, para la más fácil aplicación de las condiciones de contorno. La validez de este cambio resulta de que aún no han sido determinadas las funciones $C(\lambda)$ y $D(\lambda)$ por lo que puede introducirse en la fórmula cualquier factor arbitrario, en este caso ρ_1/ρ_2 . Desde el punto de vista práctico, sólo interesa el potencial en la superficie del terreno. Para la determinación de dichas funciones, se aplicarán las condiciones de contorno:

a) U_2 habrá de anularse en el infinito, por tratarse de un potencial, por lo tanto
 $D(\lambda)=0$

b) El campo eléctrico no puede tener componente normal a la superficie $z = 0$, ya que el semiespacio superior es aislante, luego habrá de ser

$$\left(\frac{\partial U_1}{\partial z} \right)_{z=0} = 0$$

Como esta condición ya la cumple la solución particular, bastará con imponérsela ahora a la ecuación general de la homogénea. Por lo tanto:

$$\frac{\partial U_1}{\partial z} = \int_0^{\infty} [-\lambda A(\lambda)e^{-\lambda z} + \lambda B(\lambda)e^{\lambda z}] J_0(\lambda, r) d\lambda$$

que habrá de anularse para $z = 0$ y como es $J_0(Ar) \neq 0$ en general, habrá de ser
 $-\lambda A(\lambda) + \lambda B(\lambda) = 0$

o sea

$$A(\lambda) = B(\lambda)$$

Las expresiones de los potenciales U_1 y U_2 quedarán ahora en la forma

$$U_1 = \frac{I\rho_1}{2\pi} \int_0^{\infty} [e^{-\lambda z} + A(\lambda)(e^{-\lambda z} + e^{\lambda z})] J_0(\lambda, r) d\lambda$$

$$U_2 = \frac{I\rho_1}{2\pi} \int_0^{\infty} [C(\lambda)e^{-\lambda z}] J_0(\lambda, r) d\lambda$$

Ec 38

c) En el contacto entre ambas capas ($z = E$) habrá de ser $U_1 = U_2$ debido a la continuidad del potencial, por lo que se tendrá:

$$e^{-\lambda E} + A(\lambda)(e^{-\lambda E} + e^{\lambda E}) = C(\lambda)e^{-\lambda E}$$

Ec 39

d) La continuidad de las componentes normales del vector \mathbf{j} para $z = E$, exige que sea

$$\frac{1}{\rho_1} \left(\frac{\partial U_1}{\partial z} \right)_{z=E} = \frac{1}{\rho_2} \left(\frac{\partial U_2}{\partial z} \right)_{z=E}$$

Ec 40

La cual, aplicada a las expresiones del inciso c

$$\rho_2 [e^{-\lambda E} + A(\lambda)(e^{-\lambda E} + e^{\lambda E})] = \rho_1 C(\lambda)e^{-\lambda E}$$

Ec 41

Reduciendo se tiene que

$$A(\lambda) = B(\lambda) = \frac{(\rho_2 - \rho_1)e^{-\lambda E}}{\rho_1(e^{-\lambda E} + e^{\lambda E}) + \rho_2(e^{\lambda E} - e^{-\lambda E})} = \frac{Ke^{-\lambda E}}{e^{\lambda E} - Ke^{-\lambda E}}$$

Ec 42

Donde

$$K = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1}$$

Ec 43

El cual es el mismo factor de reflexión utilizado en el método de las imágenes. Si se sustituye en la expresión del potencia, con $z = 0$, resulta finalmente:

$$U_1 = \frac{I\rho_1}{2\pi} \int_0^{\infty} \frac{1 + Ke^{-2\lambda E}}{1 - Ke^{-2\lambda E}} J_0(\lambda, r) d\lambda$$

Ec 44

Esta última expresión es la solución buscada para el potencial en la superficie límite tierra - aire. La identidad de este resultado con el obtenido por el método de las imágenes se prueba fácilmente. Desarrollando en serie el integrando se tiene una expresión que puede integrarse fácilmente término a término, por medio de la fórmula de Weber - Lipschitz, llegando a la misma ecuación, lo que demuestra la equivalencia de ambos métodos.

Caso de n capas

El procedimiento de cálculo que se acaba de exponer fue aplicado por primera vez al problema de los medios estratificados por el rumano Sabba Stefanescu en un trabajo realizado en colaboración con los Schlumberger (Stefanescu *et al*, 1930), si bien la idea del método se encuentra ya en una nota de J. J. Thomson, añadida por éste al *Tratado* de Maxwell, donde se sugiere la aplicación de la integral de Weber-Lipschitz a las expresiones obtenidas por el método de las imágenes.

En el artículo de Stefanescu, se dan explícitamente las soluciones para los casos de tres y de cuatro capas, que se obtienen del mismo modo que para dos, considerando los potenciales U_s , U_l , en el interior de las nuevas capas y aplicando las mismas condiciones de contorno (incisos c y d), con los índices de capa correspondientes y resolviendo el sistema de ecuaciones que resulta para las funciones $A(\lambda)$, $B(\lambda)$, etc. Como es obvio, la primer condición de contorno (inciso a) se aplica únicamente a la última capa. Este procedimiento puede extenderse sin dificultad para el caso general de n capas.

En resumen, el potencial en la superficie de un medio estratificado puede expresarse en la forma

$$U = \frac{I\rho_1}{2\pi} \int_0^{\infty} [N_n(\lambda)] J_0(\lambda r) d\lambda \quad \text{Ec 45}$$

En donde N_n es una función de los espesores y resistividades de las capas del corte, así como del parámetro de integración λ .

Obtención de Resistividad aparente

Conocido el potencial en la superficie del terreno, puede deducirse la solución del problema directo. Esto significa que puede determinarse la curva de resistividades aparentes que se obtiene para un corte geoelectrónico estratificado, con un dispositivo electrodico determinado.

Debido a las características del estudio realizado, se analizará a continuación el caso Schlumberger, donde se puede considerar que la resistividad aparente está dada por:

$$\rho_a = \pi r^3 \frac{E}{I} \quad \text{Ec 46}$$

Pues como es sabido

$$E = -\frac{\partial U}{\partial r} = \frac{I\rho_1}{2\pi} \int_0^{\infty} [N_n(\lambda)] J_1(\lambda r) d\lambda \quad \text{Ec 47}$$

En donde $J_1(\lambda r)$ es la función de Bessel de primera especie y orden uno. Sustituyendo y considerando que el campo es producido por dos electrodos de idéntica emisividad, resulta:

$$\rho_a = \rho_1 r^2 \int_0^{\infty} [N_n(\lambda)] J_1(\lambda r) d\lambda \quad \text{Ec 48}$$

En donde la función N_n representa, en forma condensada, las condiciones de contorno, que se refiere a la distribución vertical de las resistividades del corte. Ésta puede considerarse como una transformación de Hankel, en la que $J_1(\lambda r)$ es el núcleo y se le conoce con el nombre de función característica.

Finalmente puede decirse que la resistividad aparente medida con un dispositivo Schlumberger en la superficie límite de un medio estratificado es una transformada de Hankel de la función característica de dicho medio.

Métodos electromagnéticos

Los métodos electromagnéticos están fundamentados en el fenómeno conocido como Inducción, que puede describirse mediante la siguiente sucesión de eventos:

1. Bajo la existencia de un campo eléctrico que varía con el tiempo, se origina un campo magnético que varía proporcionalmente con respecto al campo eléctrico que lo está creando.
2. Cuando existe un medio conductor en las cercanías, el campo magnético hace que se generen corrientes eléctricas dentro de ese medio, que también varían en forma análoga a los campos.
3. Estas corrientes, a su vez, crean otro campo electromagnético al que se le llama Campo Magnético Secundario - o simplemente Campo Secundario -, que también varía en forma análoga a los campos que lo crean.

Este fenómeno ha sido estudiado durante muchos años, y las relaciones entre las variaciones de los campos eléctrico y magnético se encuentran descritas en su forma más general en las ecuaciones de Maxwell. Un desarrollo detallado del fenómeno de inducción se encuentra, por ejemplo, en Grant & West (1965).

En la actualidad, en la exploración geohidrológica se han aplicado cuatro tipos de sondeos:

- Sondeo Magnetotelúrico (SMT)
- Sondeo por Frecuencia (SF)
- Sondeo por Transitorio (TEM)
- Calicatas Electromagnéticas

Los métodos electromagnéticos se pueden caracterizar por el tipo de fuente que utilizan, ya que ésta puede ser natural o artificial. También se pueden dividir por el tipo de operación, dado que pueden ser en el dominio del tiempo o en el dominio de las frecuencias.

En los métodos electromagnéticos la fuente produce una corriente alterna en un circuito cerrado; algunos dispositivos utilizan un cable para cerrar el circuito llamado *loop* y otros utilizan bobinas, ambos pueden ser pequeños, menores a un metro o pueden llegar hasta longitudes mayores a un kilómetro.

Dentro de los métodos electromagnéticos más utilizados en geohidrología encontramos al magnetotelúrico SMT, electromagnéticos en frecuencia y en tiempo TEM y FEM respectivamente.

Dispositivos de Fuente Natural

Dentro de los métodos que utilizan fuente natural, el sondeo magnetotelúrico es el único que se aplica para la exploración geohidrológica. Éste mide las variaciones en dos direcciones perpendiculares del campo eléctrico y en tres perpendiculares del campo magnético. Aprovecha las corrientes naturales del subsuelo producidas por la variación del campo electromagnético en la atmósfera, induciendo corrientes eléctricas que originan campos eléctricos y magnéticos.

Es necesario conocer el campo eléctrico y magnético, para lo cual se usan electrodos impolarizables enterrados, los cuales están separados a cierta distancia para medirlos con un voltímetro de alta precisión, el cual está acoplado al equipo de medición que permite registrar la diferencia de potencial entre los electrodos a ciertos intervalos de tiempo. Los magnetómetros se deben colocar tendidos en una dirección perpendicular al arreglo de electrodos. Sólo basta medir una componente del campo eléctrico y otra del campo magnético, sin embargo el ruido ambiental genera señales de mala calidad, por lo cual es necesario medir dos componentes del campo eléctrico y tres del magnético.

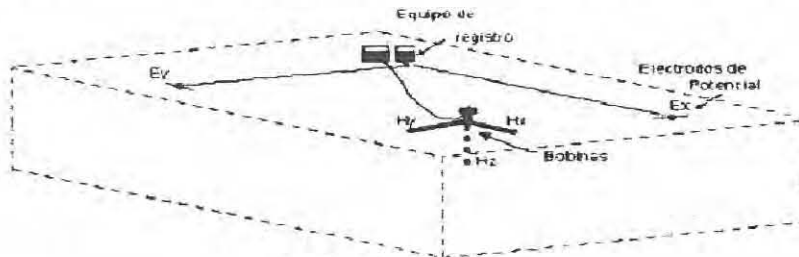


Figura 26 Sondeo magnetotelúrico

Dispositivos de Fuente Artificial

Los métodos por fuente artificial se pueden dividir en sondeos por frecuencia y sondeos por transitorio electromagnético.

Sondeos por Frecuencia

Utilizan la profundidad de penetración de ondas o penetración nominal en el subsuelo, que depende de la frecuencia de la onda que se está enviando y la resistividad de las capas superficiales. Cada frecuencia mide una resistividad aparente, generando una curva de variación que puede ser interpretada con ayuda de modelos del medio homogéneo.

Este método utiliza un generador y un transmisor para la excitación del terreno, la señal es enviada por un dipolo eléctrico formado por dos electrodos en el suelo o por una bobina. La frecuencia de la señal varía en intervalos conocidos, esta induce al subsuelo un campo que genera a su vez un campo secundario que está relacionado con la distribución de la resistividad en el medio.

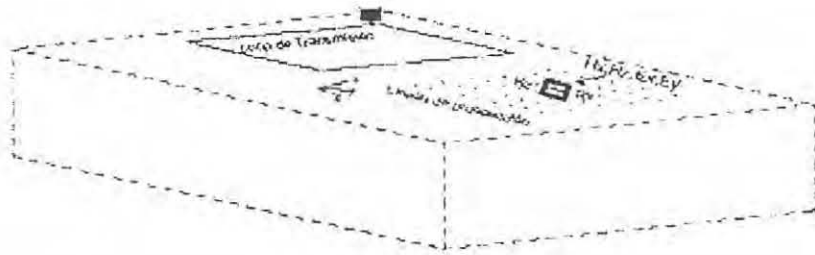


Figura 27 Sondeo por frecuencia

Transitorio Electromagnético.

A principio de la década de 1980 - al hacer uso de las transformaciones del dominio de la frecuencia al dominio del tiempo - fue concebido un nuevo método para realizar los sondeos electromagnéticos conocido como sondeos por transitorio electromagnético TEM. Este método está basado en el fenómeno de relajación, que se genera en el medio, cuando se anula un campo magnético artificialmente inducido.

Los sondeos tipo TEM generan una componente del campo electromagnético, usualmente la componente vertical, induciendo con ello la creación de corrientes en el subsuelo; estas, a su vez, generan un campo magnético secundario susceptible de ser medido. El principio básico del método consiste en medir el campo secundario inmediatamente después de apagar el equipo emisor, ya que en ese momento desaparece el campo primario y sólo queda el secundario, que va decayendo gradualmente, de manera tal que se puede extraer información sobre la resistividad del subsuelo. La curva de decaimiento del campo secundario es normalizada, obteniéndose una presentación de resistividad aparente contra tiempo.

En este tipo de sondeos se intenta sacar provecho de que cierto tipo de señales que contienen un amplio rango de frecuencias, entre éstas la función escalón, la función rampa, la función diente de sierra, etc. En la aplicación de los sondeos tipo TEM se considera que al excitar o *energetizar* al terreno con una de estas señales, se puede obtener información sobre toda la gama de frecuencias que ésta contiene y, por lo tanto, generar toda la curva de frecuencias con una sola emisión de la señal.

En la práctica del sondeo por transitorio se utiliza un transmisor de señales alimentado mediante baterías o por un generador. La señal es enviada a través de una bobina o de varias espiras, normalmente de forma rectangular. La longitud de estas espiras puede variar desde algunos metros hasta kilómetros. El receptor puede ser el mismo circuito que originó el campo magnético u otra bobina receptora, de características semejantes al emisor y situada en el interior o cercana éste.

La forma de la señal más común es el escalón: ésta consiste en hacer circular corriente por la bobina durante un tiempo predeterminado y después cortarla abruptamente; se aplica un tiempo de espera equivalente al empleado para hacer circular la corriente y se vuelve a introducir ésta, sólo que con la polaridad invertida, durante un lapso igual a los anteriores; se corta entonces la corriente y se repite el tiempo de espera consiguiendo la forma deseada de escalón.

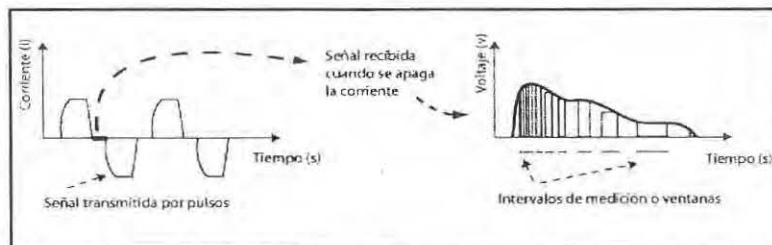


Figura 28 Tipo de Señales para Transitorio Electromagnético en el Dominio del Tiempo

La rápida variación del campo magnético, originado al interrumpir el paso de la corriente por el emisor, genera voltajes variantes en el tiempo dentro de la bobina receptora. El proceso se repite varias veces, almacenando las medidas con un proceso sumatorio llamado apilamiento que destaca y enfatiza los voltajes creados y pretende anular el ruido característico del medio. Terminado el proceso, se analizan las diferencias del potencial, medidas en función del tiempo y el registro de la curva que se genera con estos parámetros.



Figura 29 Ejemplo esquemático del funcionamiento del TEM con bobina central de recepción.

El sondeo por transitorio electromagnético consiste en una bobina acoplada a un sistema electrónico, capaz de realizar el muestreo del campo secundario en intervalos de tiempo, en los que el equipo transmisor no está circulando corriente. El equipo de medición comienza su función de muestreo inmediatamente después de que la corriente es cortada por el transmisor y mide la forma en que decae el campo secundario. Esta curva contiene los datos de la distribución de resistividades del subsuelo pero para interpretarla hay que convertirla con el criterio de resistividad aparente.

Fundamentos Teóricos

A continuación se presenta una revisión a las consideraciones y metodologías utilizadas en el estudio del comportamiento del campo electromagnético transitorio, producidos por una fuente localizada en la superficie de un campo estratificado horizontalmente. Para un estudio más detallado y mayores referencias consultar el volumen escrito por Kaufman y Keller, 1983, de donde me base para la realización del siguiente compendio.

Los métodos electromagnéticos están fundamentados por la teoría aportada por las ecuaciones de Maxwell

$$\begin{aligned} \nabla \cdot E &= \frac{\rho}{\epsilon_0} & \nabla \times E &= -\frac{\partial B}{\partial t} \\ \nabla \cdot B &= 0 & \nabla \times B &= \mu_0 J + \mu_0 \epsilon_0 \frac{\partial E}{\partial t} \end{aligned}$$

Para lograr la interpretación conceptual de los TEM, es necesario aplicar en el dominio del tiempo, la teoría desarrollada para el dominio de la frecuencia.

El comportamiento del campo electromagnético en el instante en que se corta la transmisión de corriente $t = 0$, esta regulado por la Ley de Faraday por la cual, el campo magnético tiende a mantener el mismo valor que poseía antes de que la fuente cortara el flujo de corriente, por lo que se pueden utilizar las siguientes expresiones:

$$\begin{aligned} E_{\phi}(\omega) &= \frac{3M\rho}{2\pi^3} e^{i\pi} & E_{\phi}(t) &= -\frac{3M\rho}{2\pi^3} t \\ B_z(\omega) &= \frac{9M\rho}{2\pi^5 \omega} e^{-i(\pi/2)} & B_z^*(t) &= \frac{9M\rho}{2\pi^5} t \\ B_r(\omega) &= \frac{3\mu M e^{-i(3\pi/4)}}{2\pi \sqrt{\omega \mu_0 \sigma}} & B_r(t) &= -\frac{3\mu M}{\pi^3} \sqrt{\frac{t}{\mu_0 \sigma}} \end{aligned}$$

En dónde E_{ϕ} se refiere al campo eléctrico inducido, B_z a la componente vertical del campo magnético, B_r la componente radial del campo magnético, M el momento dipolar, μ la permeabilidad eléctrica y σ la conductividad del terreno.

Se debe considerar que la penetración nominal, que se refiere a la distancia que una onda plana ha viajado a través del semiespacio cuando su amplitud ha sido atenuada en una relación de $1/e = 0.368$ de la amplitud original que tenía en la superficie (Orellana, 1974) esta dada por:

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\omega \mu_0 \sigma}} \quad \text{Ec 51}$$

De las ecuaciones mostradas, se puede observar que el comportamiento de campo, para altos números en la relación δ , es prácticamente el mismo componente a componente. En particular, el campo eléctrico y la componente vertical del campo magnético pueden ser obtenidas reemplazando ω en el dominio de las frecuencias por $1/t$ en la representación en el dominio del tiempo.

Aplicando la transformada de Fourier a la representación del espectro para las expresiones cuando poseen altos números de inducción, se puede derivar la expresión que corresponde con el comportamiento del campo en el dominio del tiempo.

$$E(t) = -\frac{3M\rho}{2\pi r^4} \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{e^{-i\omega t}}{-i\omega} d\omega = -\frac{3M\rho}{2\pi r^4} \quad \text{Ec 52}$$

Debe considerarse que trasladar del dominio de las frecuencias al dominio del tiempo es válido sólo para un rango muy limitado de las bajas frecuencias.

Así pues, el campo electromagnético para altos valores en el número de inducción queda dado por las expresiones:

$$H_z = \frac{9MR_N^2}{2\pi r^3} \frac{1}{k_1^2 r^2}$$

$$H_r = \frac{3MR_N}{2\pi k_1 r^4}$$

$$E_\phi = -\frac{3M\rho_1 R_N^2}{2\pi r^4}$$

En dónde R_N es una función determinada por las propiedades del medio y de la frecuencia.

Por lo tanto, para el campo transitorio durante la primera etapa se tiene:

$$H_z^+(t) = \frac{9M}{2\pi r^4} \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{R_N e^{-i\omega t}}{-i\omega k_1^2} d\omega$$

$$H_r(t) = \frac{3M}{2\pi r^4} \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{R_N e^{-i\omega t}}{\omega k_1} d\omega$$

$$E_\phi(t) = -\frac{3M\rho_1}{2\pi r^4} \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{R_N e^{-i\omega t}}{-i\omega} d\omega$$

En donde ρ_i se refiere a la resistividad en la capa de estudio i y $\tau_i = \sqrt{2\pi\rho_i t} \times 10^7$

Las ecuaciones arriba mostradas, pueden ser representadas como el producto de dos términos: El primer término depende del momento bipolar y de la separación; mientras que el segundo término es una función de la frecuencia y de las propiedades del medio. Sin embargo, durante la *etapa temprana* del acoplamiento transitorio, la relación entre las componentes del campo y las propiedades del medio es independiente de la separación r . Debido a que la componente vertical del campo magnético observado durante la *etapa temprana* decae con la distancia r más rápidamente, se puede considerar que, durante éste intervalo, el campo transitorio es semejante a una onda plana no uniforme que penetra hacia abajo en un medio conductor.

Un análisis del comportamiento del campo muestra que durante los primeros tiempos, en un semiespacio conductor, el campo transitorio decae exponencialmente a lo largo del eje vertical, por lo tanto, hay una completa analogía entre el comportamiento de un campo con un alto número de inducción en el dominio de las frecuencias y durante la primera etapa en el dominio del tiempo.

Las integrales para las expresiones arriba mostradas deben ser evaluadas numéricamente, sin embargo, para el caso de una secuencia de dos capas, las expresiones pueden ser simplificadas, por lo que se tiene:

$$R_2 = \coth\left(jk_1 H_1 + \coth^{-1} \sqrt{\rho_2 / \rho_1}\right)$$

considerando que

$$\coth(a + \coth^{-1} b) = \frac{1 + b \coth a}{b + \coth a} = \frac{1 + b \frac{e^a + e^{-a}}{e^a - e^{-a}}}{b + \frac{e^a + e^{-a}}{e^a - e^{-a}}} = \frac{1 + \frac{b-1}{b+1} e^{-2a}}{1 - \frac{b-1}{b+1} e^{-2a}}$$

Por lo tanto

$$R_2 = \frac{1 + \frac{\sqrt{\rho_2} - \sqrt{\rho_1}}{\sqrt{\rho_2} + \sqrt{\rho_1}} e^{-2ik_1 H_1}}{1 - \frac{\sqrt{\rho_2} - \sqrt{\rho_1}}{\sqrt{\rho_2} + \sqrt{\rho_1}} e^{-2ik_1 H_1}} = \frac{1 + Q e^{-2ik_1 H_1}}{1 - Q e^{-2ik_1 H_1}}$$

en donde

$$Q = \frac{\sqrt{\rho_2} - \sqrt{\rho_1}}{\sqrt{\rho_2} + \sqrt{\rho_1}}$$

asumiendo que el basamento no es un aislante perfecto, es decir que $Q \neq 1$, se puede desarrollar

$$R_2 = \frac{1}{1 - Q e^{-2ik_1 H_1}}$$

Expandiendo la expresión anterior en series de potencias se obtiene

$$R_2 = \left(1 + 2 \sum_{n=1}^{\infty} Q^n e^{-2ik_1 H_1}\right)$$

Al determinar R_2^2 , se puede usar la identidad:

$$\frac{1}{(1 - Q e^{-2ik_1 H_1})^2} = \sum_{n=1}^{\infty} n Q^{n-1} e^{-2ik_1 H_1 (n-1)}$$

Por lo tanto

$$R_2^2 = (1 + Q e^{-2ik_1 H_1})^2 \sum_{n=1}^{\infty} n Q^{n-1} e^{-2ik_1 H_1 (n-1)}$$

o bien

$$R_2^2 = 1 + 4 \sum_{n=1}^{\infty} n Q^n e^{-2ik_1 H_1 n}$$

Esta expresión puede ser utilizada para resolver las integrales de las expresiones para el campo transitorio durante la *primera etapa*, en la superficie de medios de dos capas.

Considerando la solución para el campo eléctrico se tiene que:

$$E'_\phi = -\frac{3M\rho_1}{2\pi^4} \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{1}{-i\omega} \left[1 + 4 \sum_{n=1}^{\infty} Q^n n e^{-2k_1 H_1 n} \right] e^{-i\omega t} d\omega$$

$$E_\phi = -\frac{3M\rho_1}{2\pi^4} \left[\frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{e^{-i\omega t}}{-i\omega} d\omega + 4 \sum_{n=1}^{\infty} n Q^n \frac{1}{2\pi} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{e^{-2k_1 H_1 n} e^{-i\omega t}}{-i\omega} d\omega \right]$$

Que puede ser expresado como

$$E_\phi(t) \rightarrow -\frac{3M\rho_1}{2\pi^4} \left[1 + 4 \sum_{n=1}^{\infty} n Q^n \left\{ 1 - \phi \left(\frac{4\pi t}{\tau_1 / H_1} \right) \right\} \right] \quad \text{Ec 53}$$

Si se estudia el comportamiento del campo eléctrico en función del parámetro τ_1/H_1 . Durante la *más temprana de las etapas*, cuando el parámetro τ_1/H_1 tiende a cero, el valor de la integral se aproxima a la unidad, por lo cual:

$$E_\phi(t) \rightarrow -\frac{3M\rho_1}{2\pi^4}, \quad \text{si } t \rightarrow 0 \quad \text{Ec 54}$$

Que es el valor del campo para la resistividad ρ_1 de la primera capa.

Por el contrario, si el parámetro τ_1/H_1 tiende a infinito, el valor de la integral es cero, por lo que se tiene que:

$$E_\phi(t) = -\frac{3M\rho_1}{2\pi^4} \left[1 + 4 \sum_{n=1}^{\infty} n Q^n \right] \quad \text{si } t_1 / H_1 \gg 1 \quad \text{Ec 55}$$

En dónde

$$\sum n Q^n = Q / (1 - Q)^2$$

Por lo que se llega a que

$$E_\phi(t) \rightarrow -\frac{3M\rho_2}{2\pi^4} \quad \text{Ec 56}$$

Es importante remarcar que la expresión de *primera etapa* o *primeros tiempos*, no siempre se refiere a corrientes inducidas cercanas a la superficie.

Si se trabaja con un arreglo en dónde una sola bobina funciona como emisor y receptor, es decir de *loop coincidente*, la componente radial de campo magnético es cero, por lo que solo se debe trabajar con la componente vertical. Como no se desea obtener el valor para la primera capa del semiespacio homogéneo, es necesario trabajar con la solución para la *etapa tardía*, por lo que se tiene una ecuación general de la forma:

$$\frac{\partial B_z}{\partial t} = + \frac{\mu M}{20\pi\sqrt{\pi}} \frac{(\mu\sigma)^{3/2}}{t^{5/2}} \quad \text{Ec 57}$$

Es notorio que las expresiones para el cálculo de las curvas para los sondeos por transitorio implican integrales en las que intervienen las funciones características del medio y las funciones Bessel; a este tipo de integrales se les conoce como integrales de transformación Hankel. Uno de los métodos de solución de estas funciones es el método de convolución, que se usa para la solución numérica de la integral de Stefanescov en los SEV. El listado de un programa de este tipo se encuentra en Kauffman y Keller 1983.

Equipo Utilizado.

El equipo utilizado para los TEM, es el SIROTEM, modelo "Mark III" de procedencia australiana.

SIROTEM

- Receptor y transmisor de bajo poder: Sirotem-3S
- Capacidad de memoria: 400 registros
- Ventanas de medición: 53, en 3 series de tiempo, al principio y al final
- Rango de medición: 50 microsegundos a 2 segundos.
- Señal promedio: 1-9999 apilamientos
- Retraso inicial: 0-9999 microsegundos
- Filtros: 50/60 Hz y anti-aliasing pasivo de 4 grados
- Peso: 7Kg

Los accesorios de campo son:

- Cable de cobre para Loop de 150x150m
- Brújula Brunton
- Baterías de respaldo para el todos los equipos
- Cargadores de Baterías
- Convertidor de 12 a 120v

IV Metodología.

La ciudad de San Miguel de Allende se encuentra sobre una zona de falla que lleva el mismo nombre. Dicha Falla es de tipo normal y hay provocado un desnivel topográfico de 200 metros aproximadamente. Durante el 2002 se realizaron 43 Sondeos Eléctricos Verticales a uno y otro lado del escarpe levantado por el moviendo de la Falla, con el objetivo de conocer las diferentes características geoléctricas del subsuelo, Esto significa determinar valores y distribución de resistividades a profundidad con lo cual es posible delimitar unidades geoléctricas, en lo que se refiere a su profundidad, espesor, contactos laterales y posibles rasgos geométricos. Una vez que se posee la distribución de resistividades, es posible, con base en la información recopilada, llevar a cabo la interpretación de resultados que permitan conocer las características geológicas del subsuelo por medio del estudio realizado desde superficie.

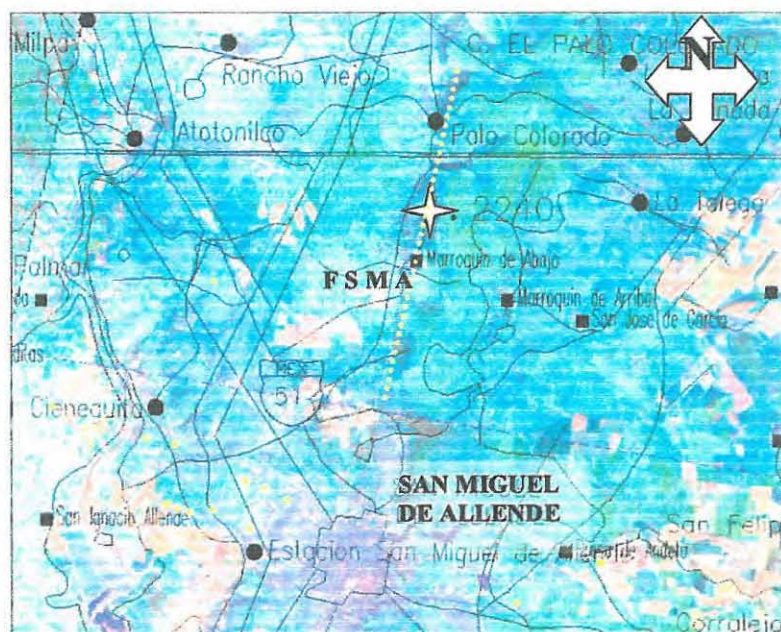


Figura 30 Zona de estudio.

La zona de estudio posee una topografía muy irregular, no sólo en lo que se refiere al escalón ocasionado por el movimiento de la Falla, pues al mismo tiempo se debe considerar la presencia de algunos lomeríos y valles, de forma que la topografía puede ser considerada abrupta dentro del área de estudio. La figura anterior es una representación que trata de mostrar la diferencia topográfica a uno y otro lado de la Falla San Miguel de Allende, marcada con línea punteada.

Sondeos Eléctricos Verticales.

El proyecto original esta conformado por la realización de 44 estudios geofísicos del tipo de Sondeo Eléctrico Vertical SEV, del tipo Schlumberger, cuyas características se mostraron en el capítulo anterior. Debido a que algunos se realizaron en temporada de lluvias, se hizo la repetición de 18 sondeos, de forma que todos los sondeos estuviesen tomados en condiciones semejantes.

Los sondeos realizados pueden ser clasificados dentro de dos grupos. El primero se refiere a los estudios llevados acabo al Oeste de la Falla, que puede ser considerada la *zona baja*, pues esta área se localiza a un menor nivel topográfico que la zona ubicada al Este de la Falla, dónde se realizó el segundo grupo de sondeos y que están referidos como los estudios de la *zona alta*.

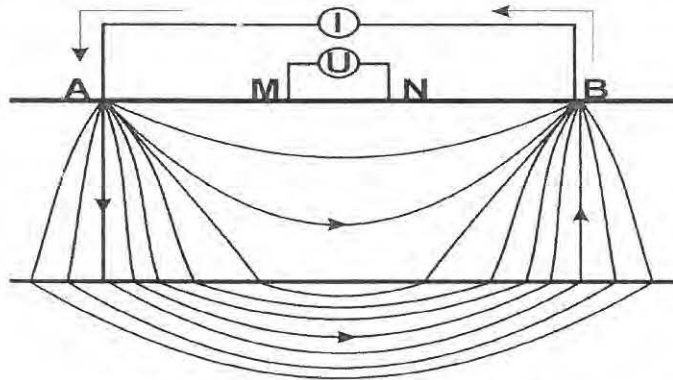


Figura 32 Representación del Sondeo Tipo Schlumberger.

Como ya se revisó anteriormente, el método para la realización con sondeos tipo Schlumberger, consiste en variar la separación entre los electros A y B de forma que se pueda llevar el estudio hasta la profundidad - teórica - deseada. Para cada abertura se debe tomar el valor de corriente que se esta inyectando al medio y, mediante la expresión de Ohm, se debe de hacer el cálculo para obtener el valor de resistividad medida. Para mejorar la calidad en los resultados de los sondeos, es recomendable llevar un registro en campo, que consiste en una gráfica logarítmica en donde se marca el valor de resistividad obtenido para cada valor de $AB/2$, de forma que se pueda hacer una apreciación cualitativa de la resistividad que se esta midiendo. La curva, así formada, de resistividades medidas, debe presentar curvas suaves; por lo que al presentarse un cambio abrupto en los valores medidos, se pueda repetir la toma de datos.

La abertura máxima que se alcanzó durante la realización de los sondeos fue de $AB/2 = 720\text{m}$, lo que debe permitirnos, de forma teórica, alcanzar una profundidad de investigación cercana a los 250 metros.

Una vez tomados los datos de campo, se utilizó el programa de RESIXP de Interpex para la interpretación. El mecanismo consiste en introducir los datos al programa, generar una curva sintética que sea parecida a la curva obtenida en campo y con ello conocer los valores de resistividad y profundidad presentes en el subsuelo.

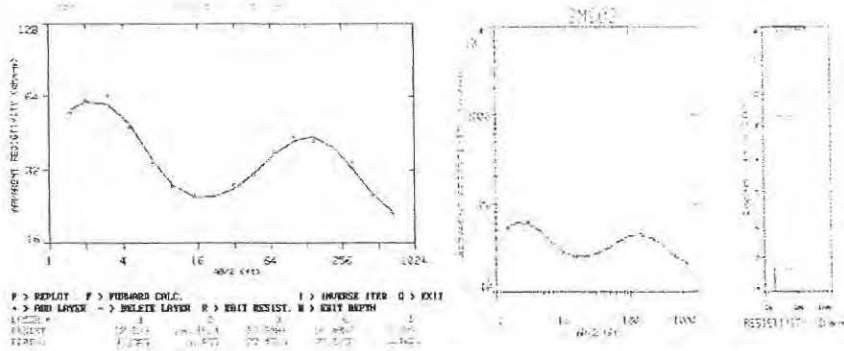


Figura 32 Interpretación por RESIXP

El primer tratamiento que debe hacerse a los datos es el empalme, después se debe revisar la curva y definir cuantos puntos de inflexión existen, con el fin de hacer una aproximación de la cantidad de capas detectadas. Posteriormente se comienzan a suponer profundidades y valores de resistividad de forma que el programa genere una curva sintética. Mediante un proceso de prueba y error, se intenta hacer coincidir la curva sintética generada por el programa con la curva obtenida en campo. Una vez que se obtiene una aproximación adecuada de la curva, se obtiene el modelo para el sondeo que se está trabajando, esto es, se conocen los valores de profundidad y resistividad reales.

Una vez realizada la interpretación de los sondeos, se trazaron perfiles a lo largo de la zona de estudio, de forma que se pudiesen dibujar secciones geoelectricas que permitieran en análisis de la información obtenida, la interpretación geológica y la construcción de mapas.

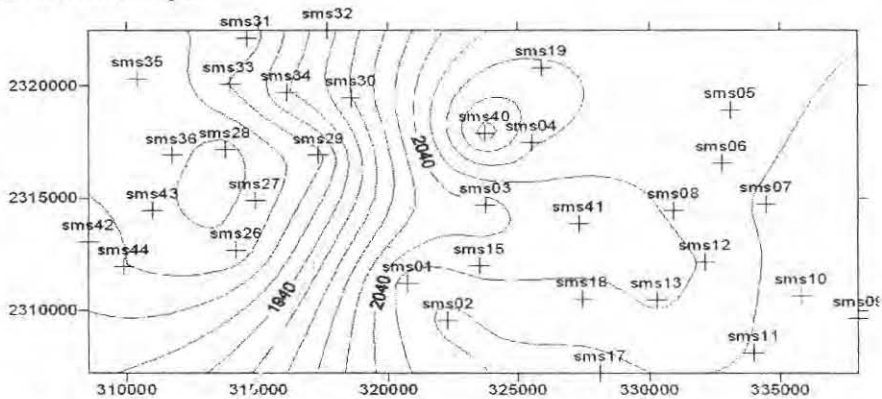


Figura 33 Distribución de los SEVs.

Se planearon 7 perfiles a lo largo de la zona de estudio, cuatro en dirección Sur a Norte y tres más en dirección Oeste a Este. Los perfiles realizados en dirección Sur – Norte siguen el rumbo general de la falla San Miguel de Allende y están distribuidos de forma que dos cubren el área de mayor nivel topográfico y dos más la zona *baja*. Los perfiles Oeste – Este son perpendiculares a la falla y cubren toda la zona de estudio, tanto de un lado como del otro del escalón topográfico.

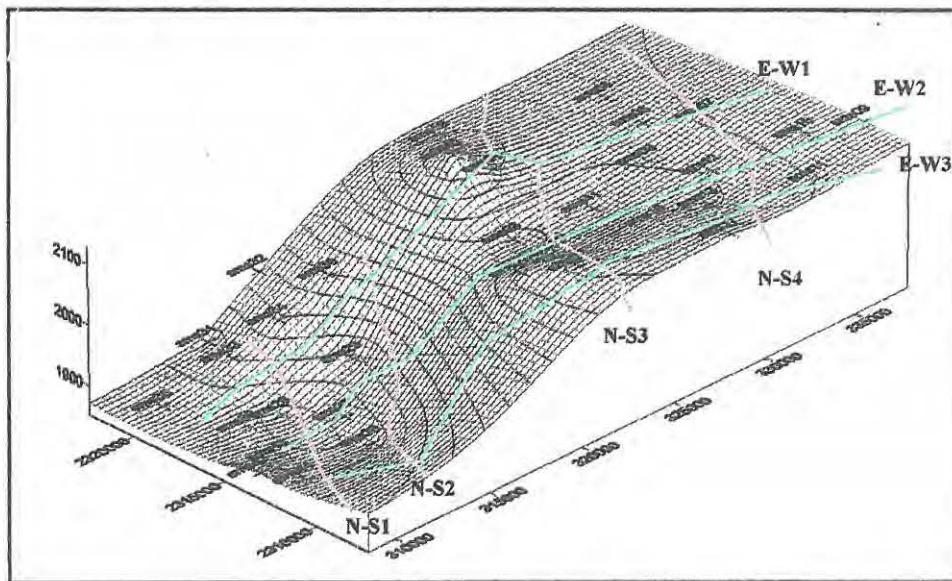


Figura 35 Distribución de perfiles

Una vez elegidos los perfiles, se construyó, mediante el programa Surfer, las diferentes secciones geoelectricas para cada perfil. En este proceso, se intenta construir un modelo de capas planas para cada perfil. Esto se logra uniendo las zonas con resistividad semejante para cada sondeo del perfil. Al ser un modelo de capas planas, se trata de construir estratos paralelos, horizontales y - en cierta forma - homogéneos, de forma que los valores de resistividad entre uno y otro sondeo no cambien de forma abrupta. La topografía se presenta de forma abrupta por lo cual es importante la continuidad lateral que se le da a cada capa, de acuerdo a la teoría de Fox, se ha intentado hacer que las diferentes capas, a profundidad, lleven una tendencia semejante a la que lleva la superficie topográfica. La figura anterior muestra, de alguna forma, las diferencias topográficas que existen, así como la dirección de los perfiles trazados.

Cuando se tienen terminados los cortes geoelectricos, como se mostrarán en el capítulo siguiente, se deben analizar todos en conjunto, al mismo tiempo que se revisa la geología y otros aspectos propios de la zona de estudio, con el objetivo de poder hacer una traducción de los datos numéricos a información geológica. Una vez hecho todo el análisis, se construyeron secciones geológicas que caracterizan a toda la zona de estudio y con base en ellas se formaron las conclusiones de forma que satisfagan el objetivo del estudio.

Sondeos Electromagnéticos.

El proyecto estaba planeado, inicialmente, para la interpretación de los Sondeos Eléctricos Verticales, en corriente directa, pero existiendo la oportunidad, fue ampliado para la realización de estudios también en corriente alterna, mediante sondeos electromagnéticos en la modalidad de Transitorio Electromagnético en el dominio del Tiempo TEM – o TDEM por sus siglas en inglés.

Para el desarrollo de este proyecto, la técnica del TEM, consistió en extender un cable formando un cuadrado que simule una espira o bobina, con dimensiones laterales de 150x150m, lo que implica un área en la bobina 22,500 m², con el arreglo denominado "Loop coincidente" es decir, donde únicamente se utiliza una bobina, la cual actúa en un instante de tiempo como transmisora de la señal y en otro como receptora, con una resistencia de 2.6Ω en el circuito. El cable utilizado es de fabricación canadiense de 110 hilos; con lo que permitió tener un arreglo capaz de hacer circular una intensidad de corriente que variaba entre 8 y 9 amperes, con el objetivo de alcanzar una profundidad de investigación de 400m.

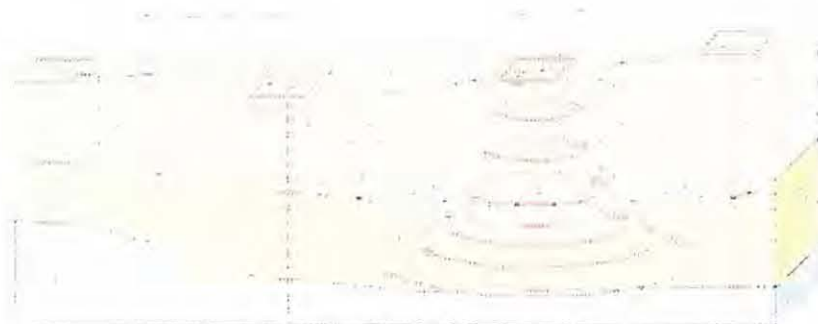


Figura 35 Sondeo Electromagnético.

Se realizaron 5 Sondeos por Transitorio Electromagnético, los cuales fueron ubicados hacia la parte Norte de la zona de estudio, en puntos muy semejantes a la localización de los Sondeos Eléctricos Verticales, con el objetivo de ayudar en la interpretación geológica de aquellos puntos que fuesen representativos de unidades ya identificadas por medio de los SEVs.

Una vez definidos los sitios para la realización de los TEMs, se tendió el cable con las características mencionadas y se comenzó la toma de datos. El tiempo de medición se fijó con una duración entre 38 y 42 ventanas, con la serie de tiempo denominada *Early times* del equipo *Sirotem*. Las mediciones se realizaron con ganancias de 0.1, 1, 10 y 100, aumentando el número de lecturas en sitios donde el ruido geológico era alto, esto con el fin de aumentar la calidad en la estadística de los datos.

La ecuación de la resistividad aparente para el arreglo de *loop* coincidente, apartir de la ecuación 59, esta dada de la siguiente forma.

$$\rho_a = (b^{8/3} \cdot 6.32 \times 10^{-12}) \left[\frac{V}{I} \right]^{-2/3} t^{5/3} \quad \text{Ec 58}$$

En donde

- ρ_a es la resistividad aparente, medida en Ωm
- b se refiere a la longitud del lado del *loop*, en metros
- V/I medición transitoria (volts/amp)
- t es el tiempo de decaimiento a partir de la interrupción

Para la ubicación de los sitios de medición, se utilizo un geoposicionador GPS, de tipo *Garmin*, modelo 12XL. A continuación se muestra la localización de los sondeos tipo TEM – en rojo -, en relación a la ubicación de los SEV. Como ya se mencionó, uno de los objetivos era comparar las mediciones hechas por uno y otro estudio, con el fin de apoyar la interpretación.

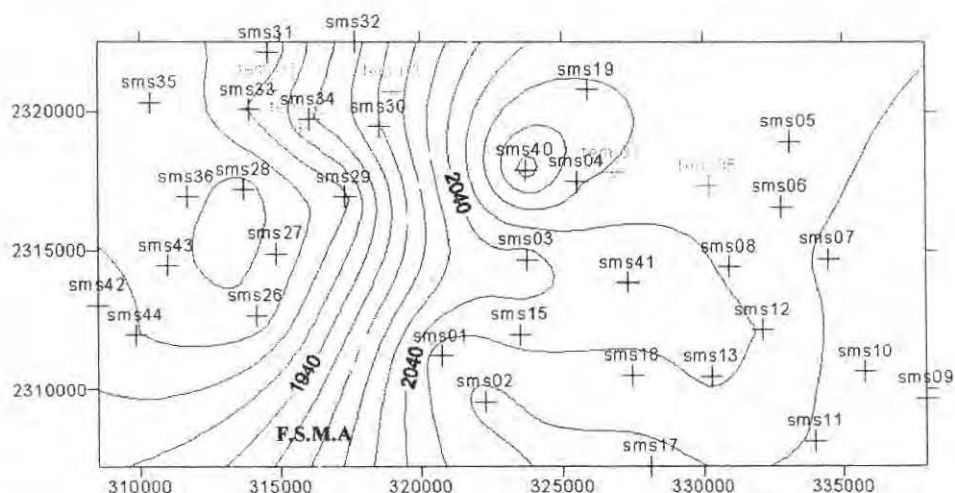


Figura 36 Localización de los sondeos TEM, con respecto a los SEV.

Una vez hechas todas las lecturas en campo, es necesario realizar una serie de procedimientos parecida a lo llevado a cabo para la interpretación de la información de los SEVs. El primer paso consiste en cargar los datos al programa Temis de Interpex, donde se debe editar la curva obtenida para cada sondeo con base en los datos arrojados para cada ganancia, de forma que se tenga una curva final de nV/AMP contra tiempo - curva de decaimiento -, la cual es transformada, dentro del programa una curva de Resistividad Aparente contra tiempo.

El proceso siguiente es el mismo para el SEV que para el TEM, donde se deben obtener los parámetros del medio de forma que se tenga una curva de resistividad aparente semejante a la curva obtenida en campo.

Finalizada la interpretación para cada TEM, se utiliza nuevamente el programa Surfer para la elaboración de un perfil geoléctrico, también bajo las consideraciones de un modelo de estratificación de capas planas.

La figura siguiente representa, de forma esquemática, el tratamiento que hay que hacer de los datos. El inciso *a*, ere refiere a la realización de los estudios en el campo, el inciso *b*, es el cálculo de la resistividad real por medio de software y el inciso *c*, muestra el producto final, que es la realización de secciones geológicas, columnas estratigráficas, etc.

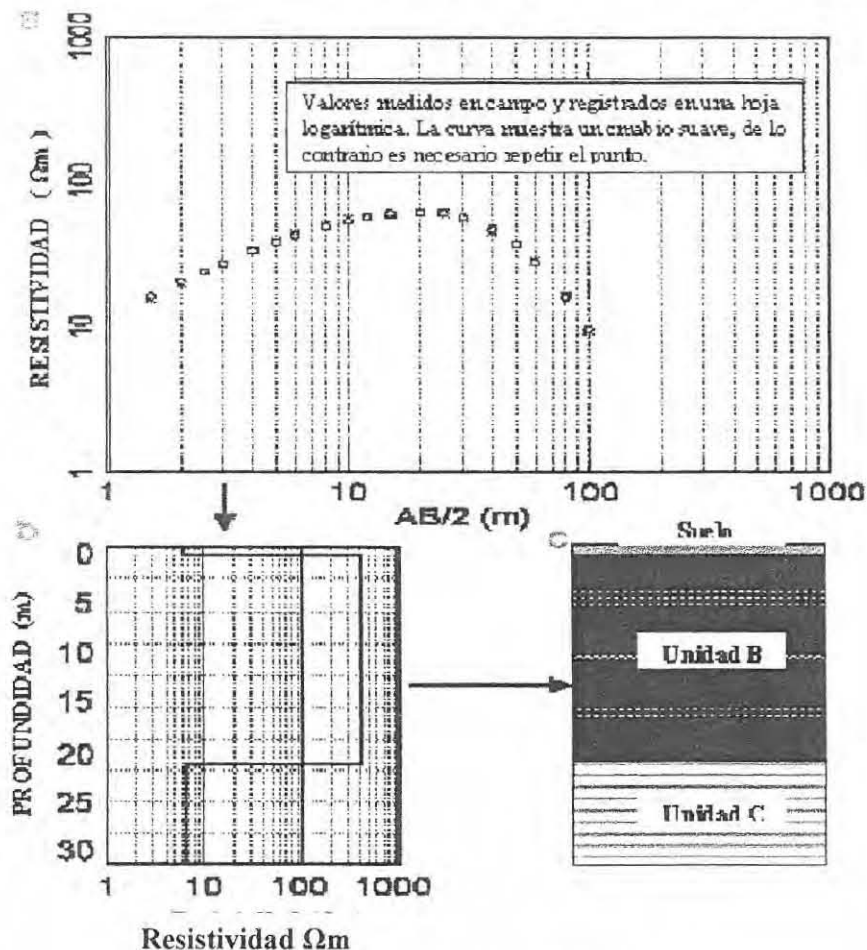
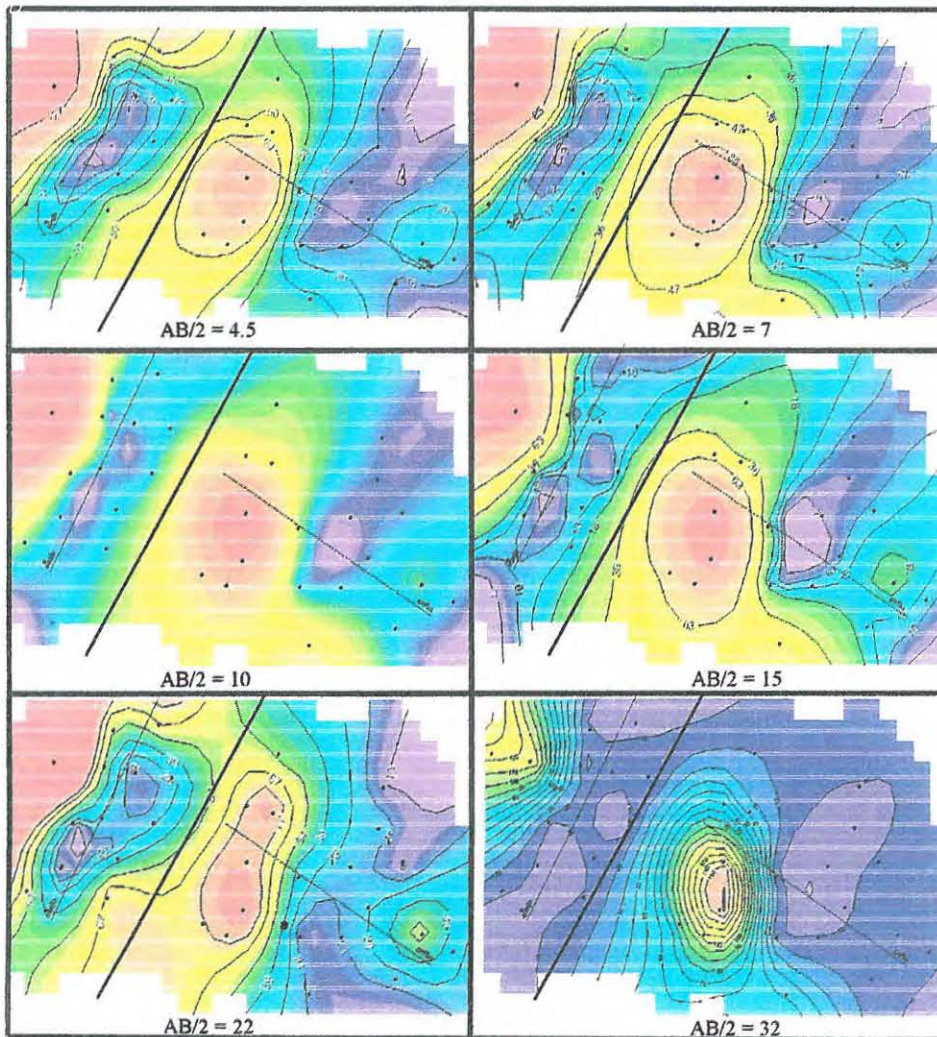


Figura 38 Esquema sobre el tratamiento de los datos

Resistividades Aparentes para diferentes aberturas AB/2

A continuación se presentan figuras del área de estudio hechas a valores constantes de elevación, para cada una de las aberturas AB/2 realizadas en la toma de datos. Dichas imágenes sirven como un análisis cuantitativo de los datos. En ellas se observa la distribución de resistividades *aparentes*, que nos permiten hacer consideraciones y definir puntos de interés para el tratamiento con datos de resistividad *real*.



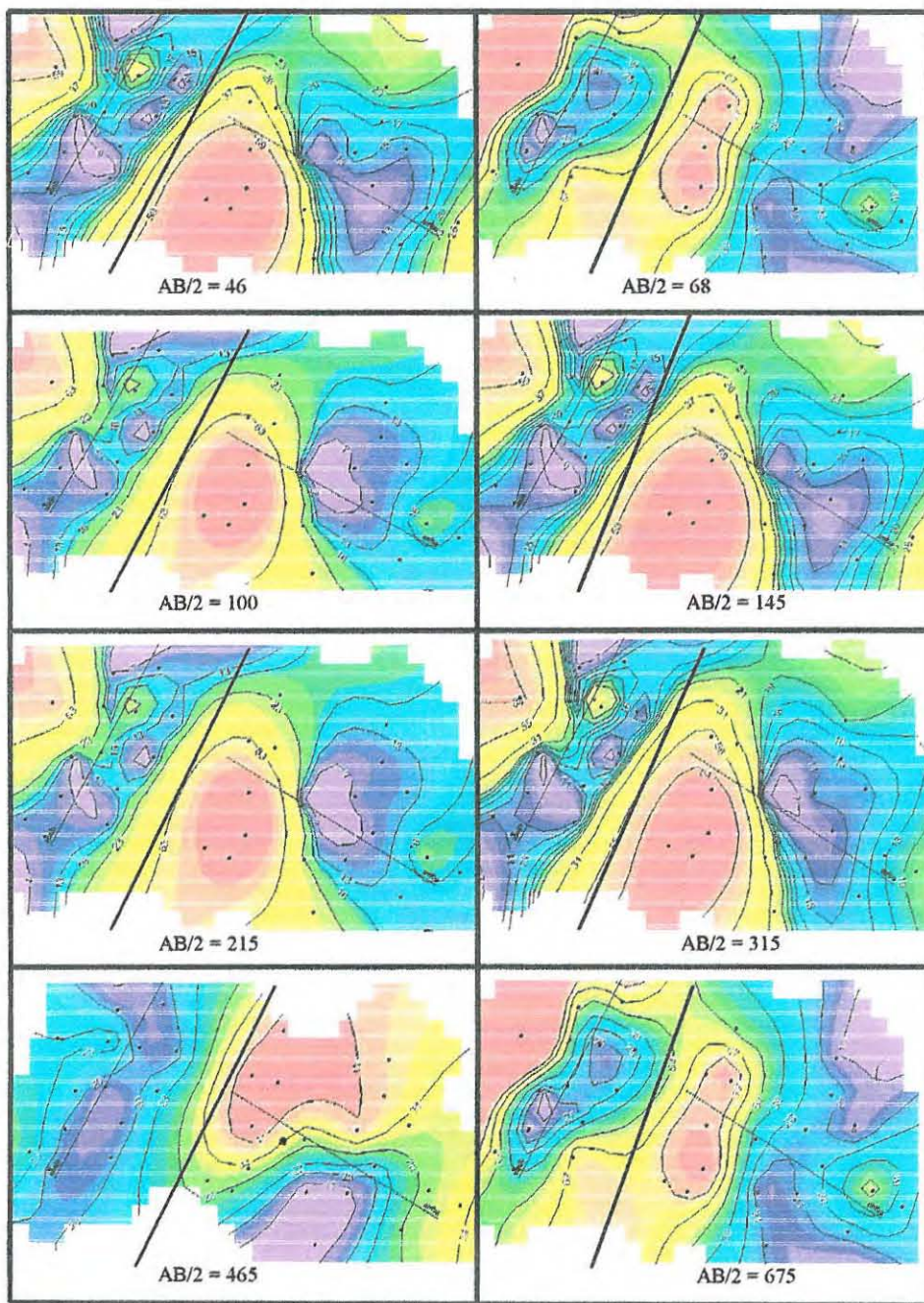


Figura 39 Mapas de Resistividades Aparentes para diferentes aberturas AB/2

V Interpretación Geofísica – Geológica.

A continuación se presenta el análisis de cada perfil trazado, en lo que se refiere a la distribución de resistividades, posibles espesores y correlación geológica. Los perfiles fueron trazados como muestra la figura siguiente.

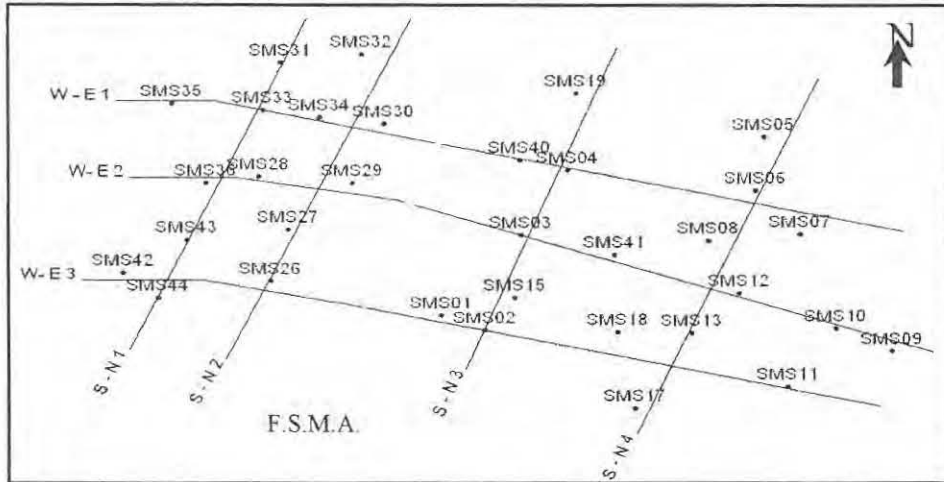


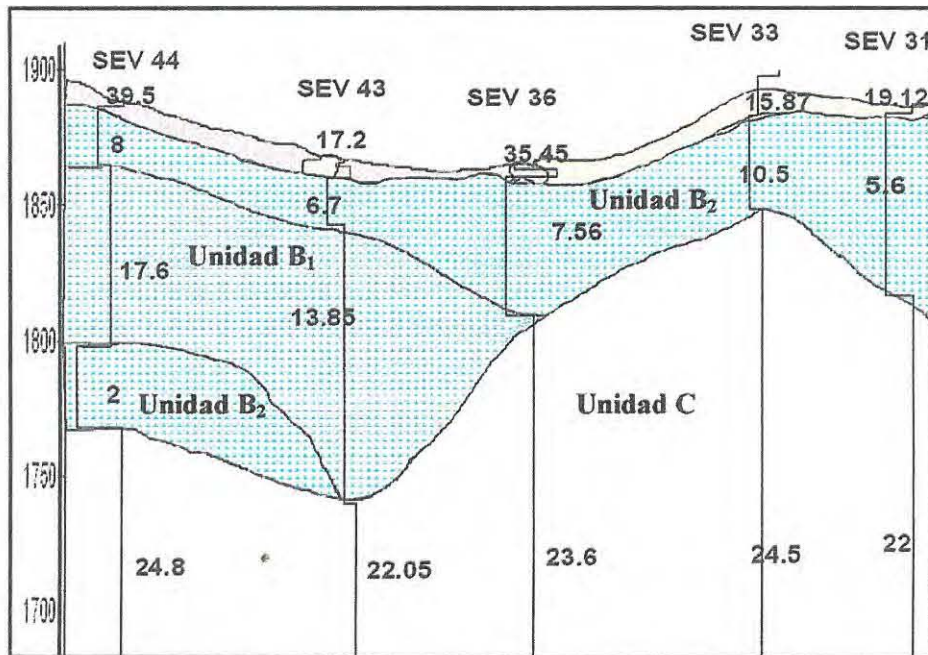
Figura 40 Perfiles geofísicos en corriente directa.

Perfil S - N 1

Realizado con una dirección aproximada Sur – Norte, paralela al rumbo de la Falla San Miguel de Allende, éste perfil se encuentra al Oeste de la zona de estudio, presentando una topografía regular, alrededor de los 1900 m.s.n.m. Se pueden apreciar tres unidades

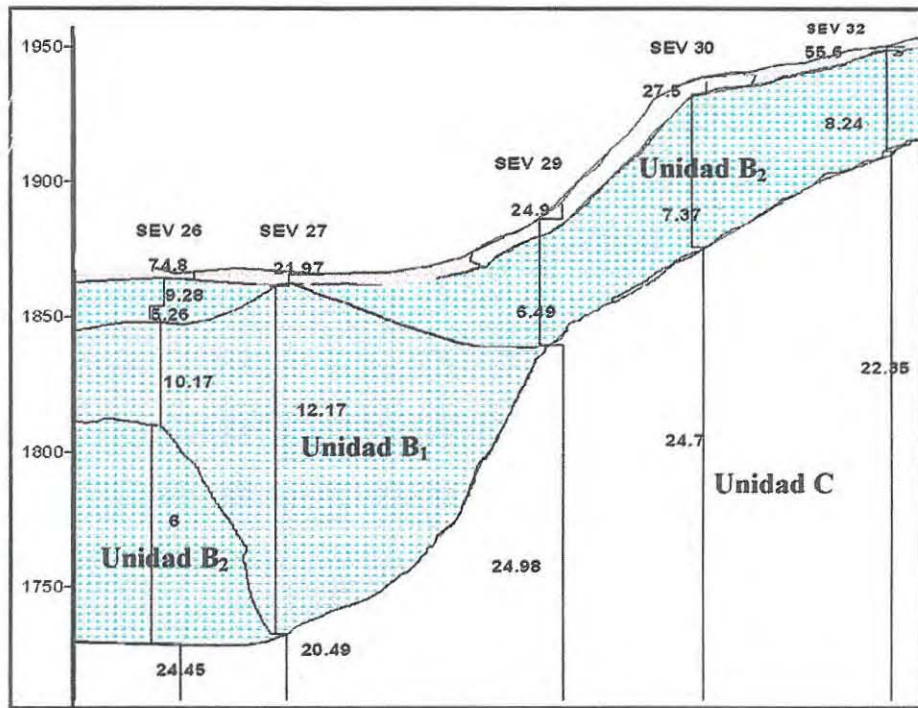
- **Unidad A.** Es la capa más superficial del perfil, tiene un espesor aproximado de 5 metros que se acuña hacia la parte central. Los valores de resistividad varían en un alto margen, hacia el Norte - debajo de los sondeos 33 y 31 - la resistividad medida no alcanza los 20 Ω m; mientras que hacia el Sur, los valores son superiores a los 35 Ω m, a excepción del sondeo 43. Esta capa es la unidad de suelo, donde los datos tomados tienen más interferencias producto de efectos tales como intemperismo, erosión, vegetación, etc., reflejándose como ruido en la señal. Posiblemente se trata de la unidad descrita en el Capítulo I como *Andesitas y Basaltos la Joya*, conformada por derrames de composición de andesítica a básica, producto del volcán La Joya, algunas variaciones en la resistividad pueden deberse a la presencia de depósitos aluviales, pertenecientes al cuerpo reportado como *Arenisca y Conglomerado Cenozoico*.
- **Unidad B.** Esta es la unidad que aparece descrita en el Capítulo I como *Arenisca y Conglomerado Cenozoicos*. Debido a las características del material, los valores de resistividad y la información de pozos, se puede asegurar que esta unidad está saturada, posiblemente desde los 1800msnm, aunque posiblemente los valores de salinidad sean muy altos en el agua subterránea presente.

- **Unidad B1.** Tiene los valores de resistividad entre 17 y 14 Ωm y se localiza debajo de los sondeos 44 y 43, entre los 1800 y 1850 m.s.n.m. Su espesor es más amplio debajo del sondeo 43 y sufre una abrupta variación lateral antes de llegar al sondeo 36. Posiblemente contenga tobas de caída y material piroclástico reabajado.
- **Unidad B2.** Se refiere a los más bajos valores de resistividad del perfil, los cuales varían entre 2 y 10 Ωm . Es una capa que se encuentra a poca profundidad con un espesor que varía entre los 40 y 60 metros debajo de los sondeos 31, 33 y 36; a partir del cual se acuña en un estrato delgado con un espesor aproximado de 20 metros. Bajo el sondeo 44 se le puede encontrar intercalada con la unidad B1, a una mayor profundidad y con un espesor más amplio.
- **Unidad C.** Es la unidad base del perfil con valores medidos que varían entre los 22 y 25 Ωm . Su posición es parecida a la que lleva la Unidad B, somera bajo los sondeos 31, 33 y 36, encontrándose a 60 metros aproximadamente de la superficie; mientras que al Sur, como se observa en los sondeos 44 y 43, alcanza prácticamente los 150 metros de profundidad. Esta unidad esta descrita en el Capítulo I como *Ignimbrita Oligo - Miocénica* pero debe encontrarse fracturada y saturada ya que los valores que presentan son muy bajos con respecto a la resistividad común de las Ignimbritas.



Corte geoelectrico 1. Dirección Sur - Norte

Perfil S - N 2



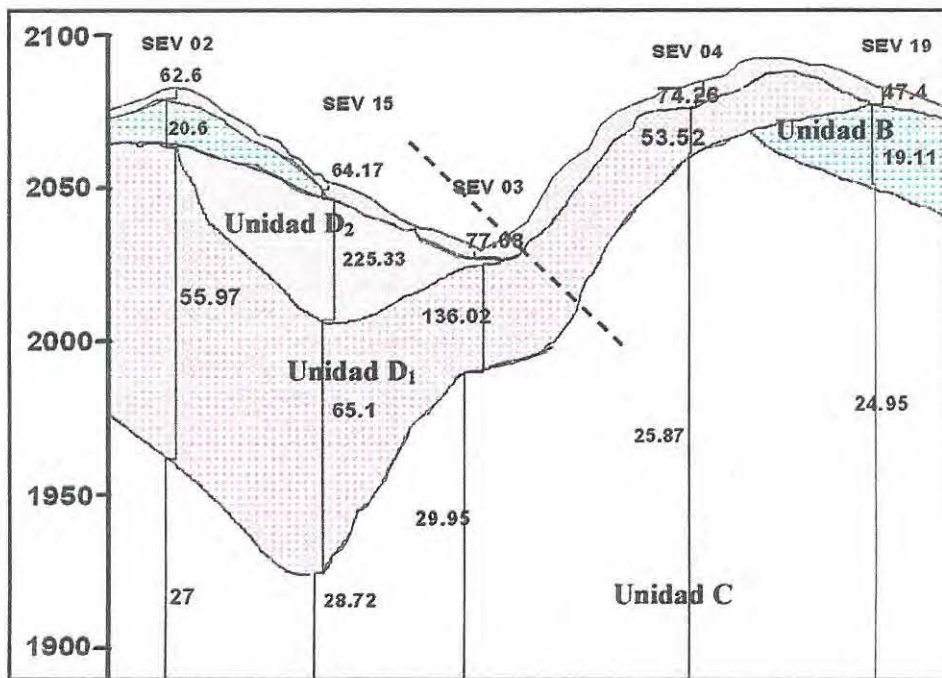
Corte geoelectrico 2. Dirección Sur - Norte

El segundo perfil es también paralelo a la dirección de la Falla y se encuentra más cercano a ésta. Como se puede apreciar, hacia el Sur existe una variación en el nivel topográfico de aproximadamente 50 metros. Sin embargo se presenta una distribución de resistividades muy semejante al perfil anterior y con espesores que guardan gran semejanza. Se pueden apreciar las tres unidades descritas anteriormente:

- **Unidad A.** La unidad de suelo asociada a derrames de *Andesitas y Basaltos La Joya*, con una profundidad de 3 - 5 metros, con altos valores de resistividad hacia el Sur que alcanzan hasta los 75 Ω m; mientras que hacia la parte central, disminuyen hasta los 25 Ω m, asociado a la presencia de depósitos aluviales.
- **Unidad B.** Se trata de la Unidad descrita como *Arenisca y Conglomerado Cenozoicos*, debe encontrarse saturada de agua hacia el Sur, por debajo de los 1770msnm, con altos valores de salinidad.
- **Unidad B₁.** Incluye a los valores más altos, entre 10 y 12 Ω m que se presentan, como en el caso anterior, hacia el sur, debajo de los sondeos 26 y 27 con un abrupto contacto lateral en la parte central. Esta unidad presenta aquí un mayor espesor que en el corte pasado, pues en su parte más amplia alcanza los 100 metros, acunándose hacia el sur, dónde tiene un espesor menor a 40 metros.

- **Unidad B2.** Agrupa los valores de menor resistividad que varían entre los 6 y 8 Ωm . Presenta la misma forma que en el perfil anterior, ya que hacia el norte es un estrato delgado con un espesor de 30 a 50 metros, que se encuentra de forma somera, pero que desaparece en la parte central (sondeo 27); continuando hacia el sur (bajo el sondeo 26), dónde aparece intercalado con la **Unidad B₁**. En este caso, el más importante cuerpo de esta unidad aparece bajo el sondeo 26 a más de 70 metros de profundidad pero con un espesor de más de 70 metros.
- **Unidad C.** Es la unidad base del corte, con valores que varían entre 20 y 25 Ωm y que tiene una distribución muy semejante que la presentada en el perfil anterior, con una profundidad que es menor hacia el norte, aproximadamente de 60 metros; mientras que hacia el sur se encuentra a más de 150 metros de la superficie. Se trata de la *Ignimbrita Oligo – Miocénica* que debe de estar fracturada y saturada.

Perfil S – N 3



Corte geoelectrico 3. Dirección Sur - Norte

Este perfil es también paralelo a la dirección de la Falla, pero se encuentra del lado Este, dónde el nivel topográfico promedio es de 2050 m.s.n.m., casi 200 metros de diferencia comparado con la elevación de los sondeos que forman los dos perfiles anteriores.

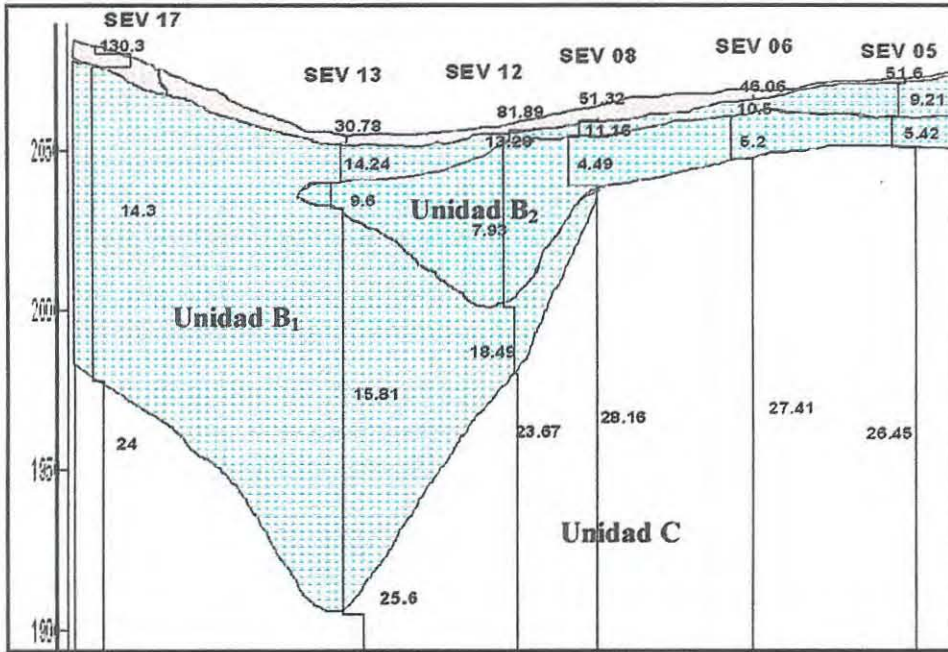
El corte presenta un relieve irregular que destaca sobre todo en los sondeos 3 y 15. La distribución de resistividades presenta una forma semejante a los dos perfiles anteriores; sin embargo, aquí se puede apreciar un cuerpo con altos valores de resistividad. Se pueden distinguir tres unidades.

- **Unidad A.** Se trata de la unidad más superficial, con un grosor de 4 o 5 metros. Presenta valores altos de resistividad que varían entre los 47 y 64 Ωm . Esta es la unidad descrita en el Capítulo I como *Unidad Volcanosedimentaria*.
- **Unidad B.** Es la unidad saturada descrita como Areniscas y Conglomerados Cenozoicos, cuya depositación fue posterior a los flujos de lava que se encuentran en la Unidad D. Aparece de forma somera bajo los sondeos 2 y 19, considerando que su valor es un poco alto, comparado con los resultados anteriores para esta capa. Debe encontrarse saturada pero su espesor no alcanza los 30 metros.
- **Unidad D.** Se trata de un cuerpo con altos valores de resistividad que tienen un rango que varía entre los 55 y 225 Ωm , destacando de forma contrastante con los valores obtenidos en el resto de los sondeos realizados. Debido a la distribución que presenta podría dividirse en 2 diferentes unidades.
 - **Unidad D1.** Se presenta debajo del sondeo 15 y tiene el más alto valor resistivo, aproximadamente de 225 Ωm , así como un espesor de 30 – 50 metros. Es un cuerpo muy somero y que posiblemente no se extiende debajo de los 2000 m.s.n.m. Se puede asumir que se trata de un cuerpo volcánico producto de las exhalaciones del Volcán Palo Huérfano, cuya descripción se encuentra en el Capítulo I dentro de la Unidad de *Andesitas y Basaltos la Joya*.
 - **Unidad D2.** Es el cuerpo resistivo más extenso, con valores entre 55 y 66 Ωm . Debe tratarse de un material proveniente del Volcán Palo Huérfano, parecido al de la Unidad D1, con presencia de la *Secuencia Cerro Colorado*. Como puede verse, a dirección de flujo debió haber sido de Sur a Norte, pues esta unidad termina antes de llegar al sondeo 19.
- **Unidad C.** Como en los perfiles ya revisados, se trata de la *Ignimbrita Oligo – Miocénica* que subyace al resto, pero en este caso sus valores son ligeramente más altos, con resistividad que varían entre 24 y 29 Ωm ; sin embargo aun no alcanza el rango esperado para una Ignimbrita, lo que implica que debe encontrarse fracturada y saturada con agua de baja calidad. Como en los perfiles anteriores, la unidad se encuentra a una menor profundidad hacia el norte.

Se puede inferir la presencia de una falla o fractura, de pequeñas dimensiones, en la zona dónde fue realizado el SEV 3, asociada al movimiento de la Falla San Miguel de Allende, lo cual explicaría el cambio relieve.

Perfil S – N 4.

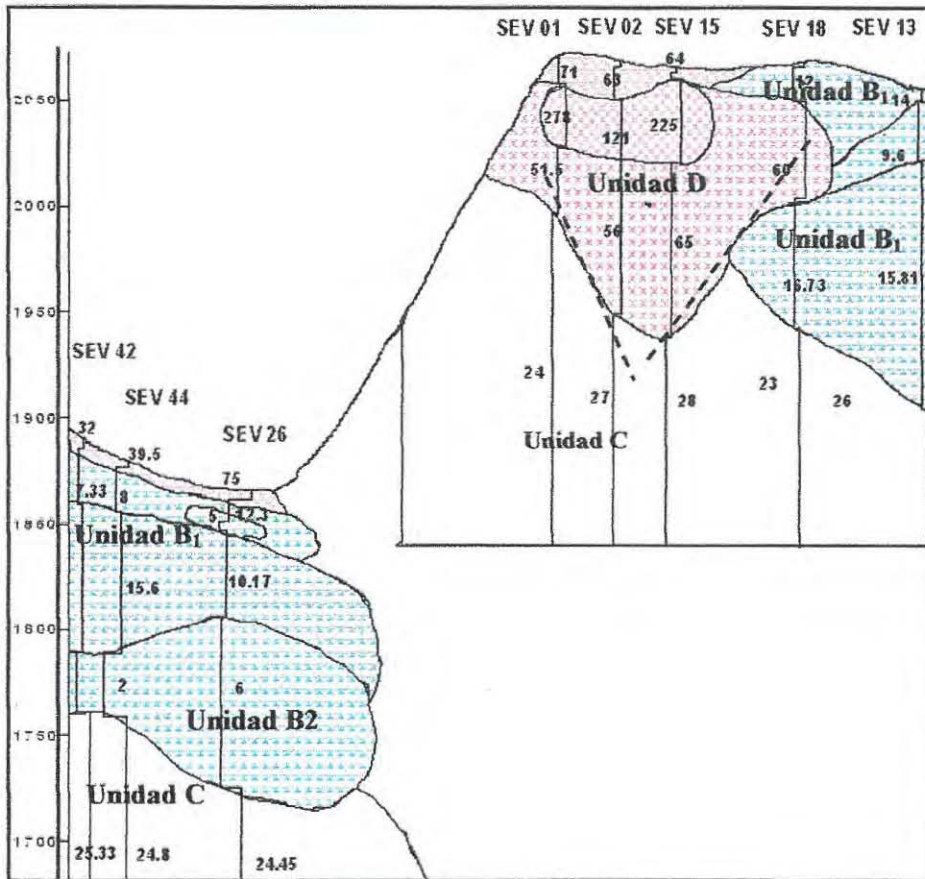
Este perfil sigue la misma dirección que la falla, se encuentra más hacia el Este que el anterior y presenta un nivel topográfico promedio de 2050 m.s.n.m. Se pueden distinguir cuatro unidades.



Corte geoelectrico 4. Direccion Sur - Norte

- **Unidad A.** Al igual que en los casos anteriores, es la unidad de suelo compuesta por *Andesita* y *Basalto la Joya* y depósitos aluviales del Cenozoico, que se encuentran a escasa profundidad, aproximadamente 3 o 5 metros. Los valores de resistividad encontrados son altos hacia el sur y disminuyen hacia el norte.
- **Unidad B,** al igual que en los perfiles S - N 1 y 2, esta compuesta por *Arenisca* y *Conglomerado Cenozoicos*. La presencia de agua subterránea en esta unidad le asocia bajos valores de resistividad. Se encuentra de forma somera hacia el Norte, mientras que hacia el Sur presenta un mayor espesor y profundidad.
 - **Unidad B1.** Comienza como un estrato delgado – aproximadamente entre 5 a 10 metros en su parte más amplia - a poca profundidad, que se extiende desde el Norte, cobrando mayor espesor bajo el sondeo 12. Hacia el sur alcanza su mayor espesor, siendo bajo el sondeo 13 más de 100 metros.
 - **Unidad B2.** Agrupa resistividades muy bajas que tienen un rango de 4 a 10 Ωm . Se encuentran de forma somera en un estrato que se extiende de Norte a Sur, con un espesor de 10 o 15 metros, para ampliarse bajo el sondeo 12, donde alcanza hasta 50 metros de espesor y desaparece en un contacto abrupto bajo el sondeo 13.
- **Unidad C.** Se trata de la unidad descrita como *Ingimbrita Oligo – Miocénica*, fracturada y saturada, que se encuentra de forma somera hacia el Norte; mientras que en el Sur su profundidad es aproximadamente 80, destacando bajo el sondeo 13, a casi 150 metros desde la superficie.

Perfil W - E 1.



Corte geoelectrico 5. Dirección Oeste - Este

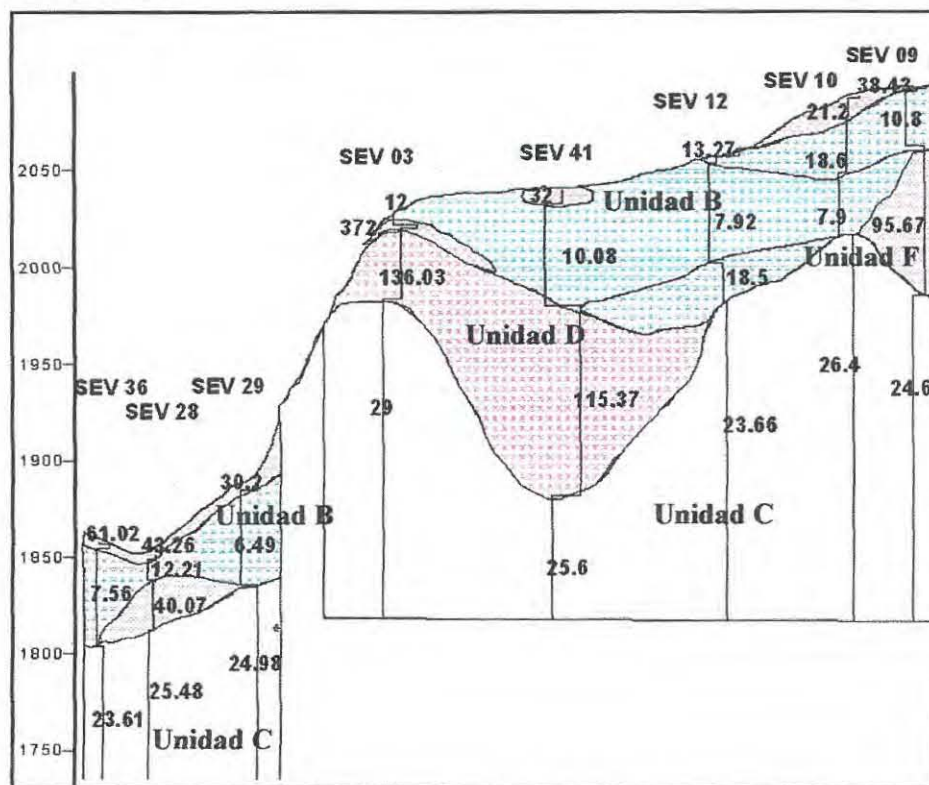
Este primer perfil abarca los sondeos realizados hacia el sur de la zona de estudio. Como se puede apreciar en la figura, existe un cambio muy brusco en el nivel topográfico que esta dado por la presencia de la Falla. Sin embargo es posible apreciar la correlación que existe a uno y otro lado de la Falla, si se consideran los sondeos de la parte *baja* con respecto al resultado de los sondeos 18 y 13 de la parte *alta*.

Se puede observar que la **Unidad C**, caracterizada como *Ignimbrita Oligo - Miocénica*, subyace al resto, con valores promedio de 25 Ω m, a una profundidad de 150 y 100 metros - 1730 y 1970 m.s.n.m - respectivamente a uno y otro lado de la Falla.

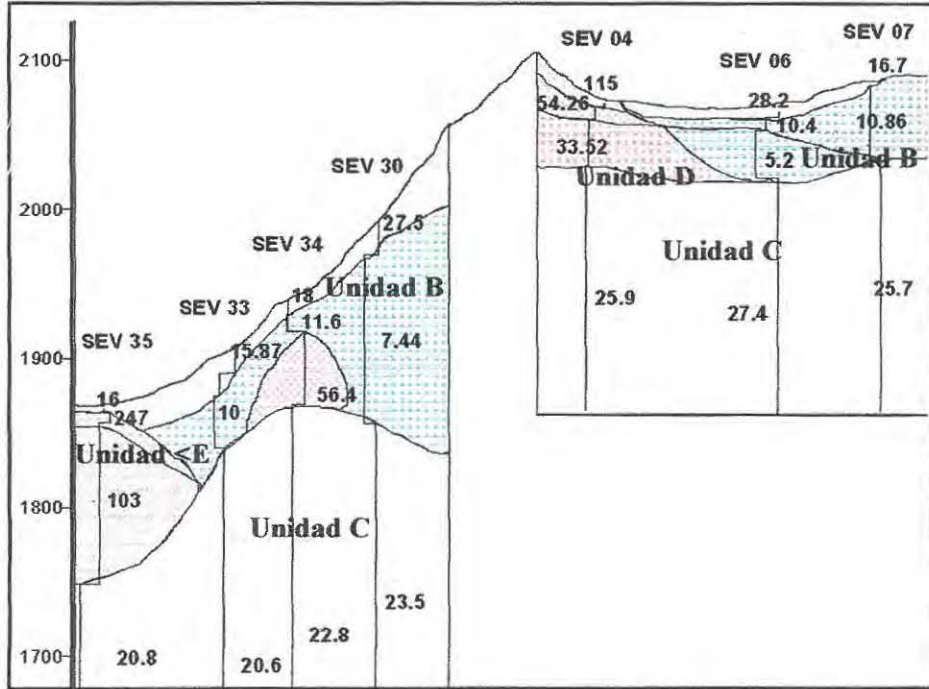
A continuación se encuentra la **Unidad B** que presenta las dos divisiones marcadas anteriormente, definidas por la presencia de sedimentos aluviales y lacustres, areniscas y conglomerados que rellenan las depresiones en toda el área de estudio. En la parte *baja*, tiene un espesor de 150 metros aproximadamente y puede encontrarse de forma muy somera. Esta unidad presenta continuidad con las intercalaciones que se observan debajo de los sondeos 18 y 13 en la parte *alta*, en los cuales se encuentra a muy poca profundidad, con más de 100 metros de espesor, alcanzando una profundidad entre los 1900 y 1950 m.s.n.m.

El material resistivo definido dentro de la **Unidad D**, se debe a la presencia de los derrames del Volcán palo Huérfano, descrito como *Andesita* y *basalto La Joya*, con una variación vertical con materiales de la *Secuencia Cerro Colorado*. Esta unida se encuentra debajo de los sondeos 1, 2 y 15, con una profundidad que no excede los 1900 m.s.n.m. Se puede inducir un movimiento de caída bajo los sondeos 2 y 15, debido a la posición que ésta unidad presenta con respecto a las **Unidades C y B**

Perfil W- E 2



Corte geoelectrico 6. Dirección Oeste - Este



Corte geoelectrico 7. Dirección Oeste - Este

- Unidad E.** Se encuentra debajo del sondeo 35, con un resultado que difiere de los demás, pues no aparece ningún valor de baja resistividad que implique la presencia de la **Unidad B**. Se aprecia un cuerpo con resistividades de 100 a 200 Ωm , como los que se encuentran del otro lado de la Falla. Se le encuentra de forma somera pero con un espesor de más de 50 metros, alcanzando una profundidad por debajo de los 1750 m.s.n.m. Este sondeo se encuentra hacia el Oeste de la zona de estudio, en la cercanía de la presa San Miguel de Allende y posiblemente esta formado por los derrames de la unidad *Riolita Romero* que afloran en los alrededores de la Cañada de la Virgen.

Entre ambos lados del escalón topográfico puede verse un área sin datos ni correlación, se trata de la zona de falla, donde se tienen un cambio tan abrupto y con una pendiente tan pronunciada que dificulta la toma de datos y por ello no se presentan resultados. En la siguiente figura se puede ver el cambio abrupto que existe en la topografía, dicha foto esta tomada en la parte baja, en la cercanía al escarpe durante la realización de los ondeos tipo TEM.

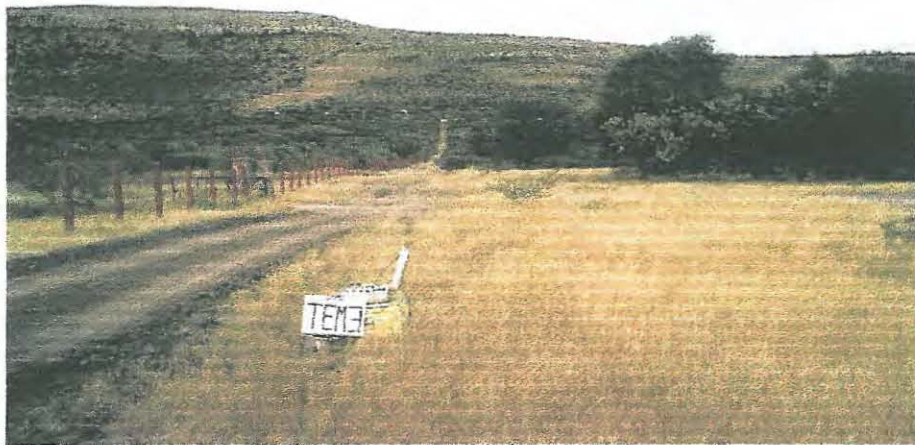


Figura 40 Escarpe producido por la Falla San Miguel de Allende

A continuación se presenta el perfil originado con base en los resultados que se obtuvieron por la realización de los Sondeos Electromagnéticos – TEM – descritos anteriormente.

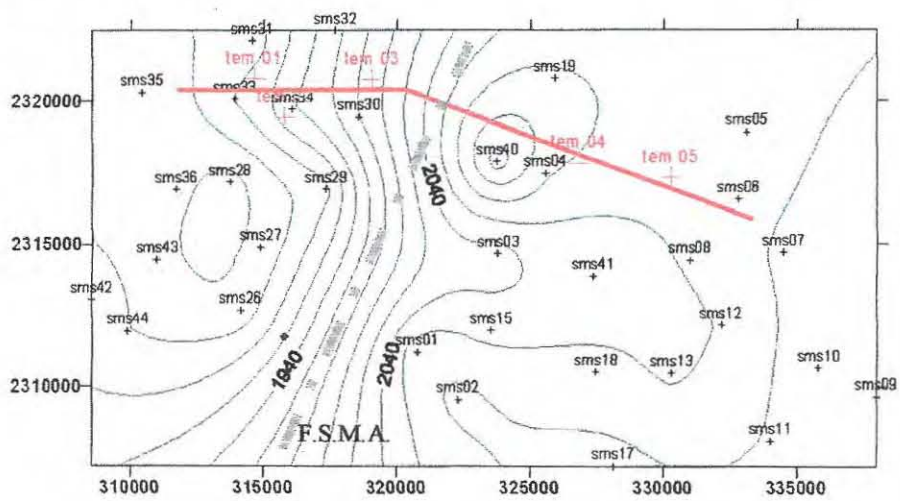
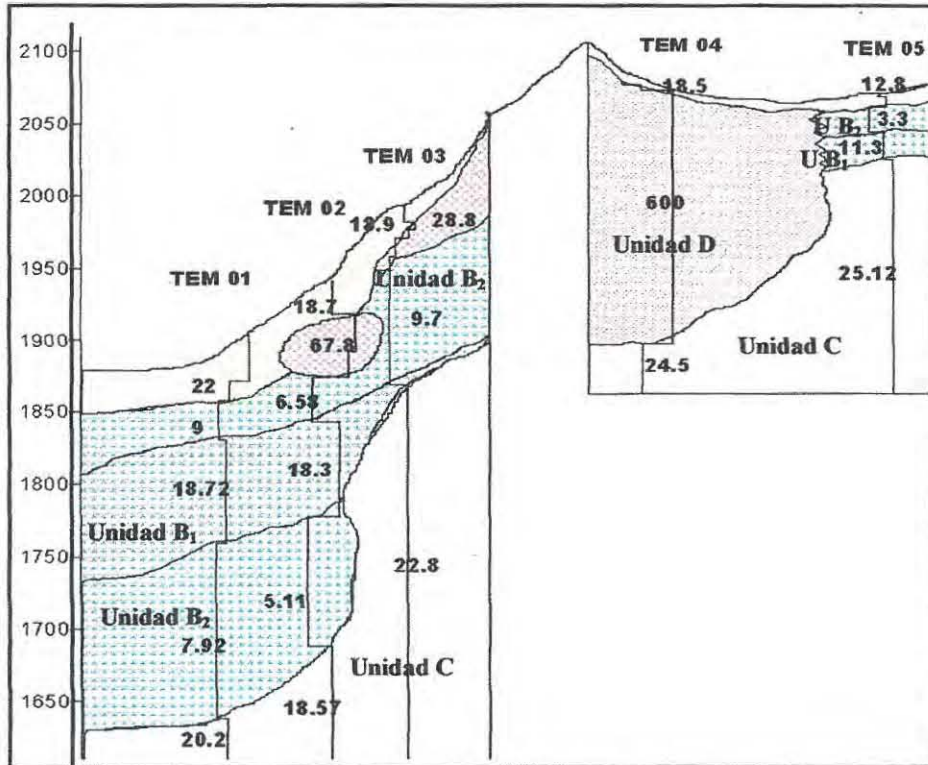


Figura 41 Perfil geoelectrico en corriente alterna.

Perfil W- E 1, mediante Sondeos tipo TEM

Es un corte realizado también en dirección W- E, perpendicular a la Falla, paralelo a los últimos 3 cortes presentados y que se encuentra hacia el norte, aproximadamente entre los perfiles W-E 2 y W - E 3.



Corte geoelectrico 8. Dirección Oeste - Este

Como se puede apreciar en la figura, el perfil realizado con otro tipo de estudios arroja un resultado muy semejante al que se obtuvo por medio de los Sondeos Eléctricos Verticales.

Se nota de nuevo la intercalación de los materiales conductores de la Unidad B tanto de un lado como de otro de la Falla. Los valores son muy semejantes a los que se encuentran en los perfiles descritos anteriormente, entre 5 y 7 Ωm para la Unidad B₂ y entre 15 y 20 Ωm para la Unidad B₁. Su distribución es muy semejante a la que se aprecia en los perfiles W- E hechos con los SEVs. Dentro de la zona *baja*, la unidad conductora se extiende con mayor espesor y profundidad hacia el Oeste y se acuña hacia el Este; del otro lado de la Falla, esta unidad aparece bajo el TEM 5, de forma somera y alcanzando una profundidad de más de 70 metros.

De nuevo se puede apreciar el cuerpo resistivo inmediatamente al Este de la Falla, con un valor medido de 600 Ωm que es mucho más alto que el valor encontrado con los SEVs, en donde el valor más alto es de 278 Ωm - como se muestra en el perfil W - E 1. La extensión vertical de este cuerpo, encontrada con los sondeos electromagnéticos, se parece a la que muestra el SEV 15 - en el perfil W - E 1, en donde se tiene un valor resistivo de 225 Ωm - con un espesor de casi 150 metros. El resultado obtenido por los estudios electromagnéticos arroja un resultado similar, siendo un material con una espesor de más de 150 metros, que tiene un contacto vertical con la Unidad C a los 1900 m.s.n.m. Por otro lado, dentro de la zona de menor nivel topográfico, se advierte también la presencia del cuerpo resistivo, debajo del TEM 2, que es el mismo detectado por los sondeos 28 y 34, aquí los resultados son más semejantes, pues se tiene una resistividad de 68 Ωm para el TEM, mientras que con los SEVs se obtienen un valor entre los 40 y 56 Ωm . Este cuerpo, en ambos estudios, se encuentra a una profundidad de 20 metros, con un espesor de 30 metros aproximadamente, y que limita verticalmente con la unidad C a los 1850 m.s.n.m.

Con base en el análisis de los resultados anteriores se elaboraron las siguientes figuras de la zona de estudio, donde se muestra la variación de las resistividades a una misma profundidad, para uno y otro lado de la Falla.

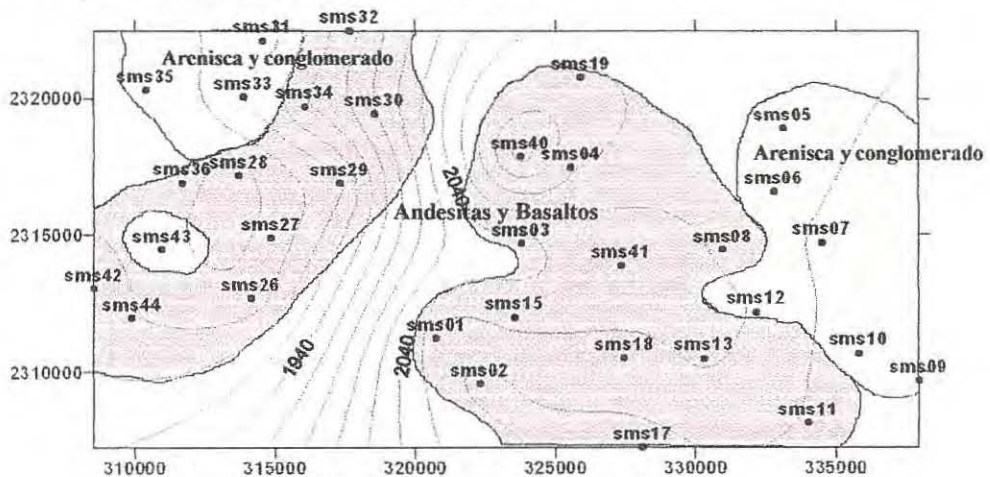


Figura 43 Mapa a 5 metros de profundidad.

Este mapa muestra la distribución de resistividades en los primeros 5 metros de profundidad. Los colores rojos identifican a las *Andesitas y Basaltos la Joya*, con valores de resistividad que varían entre 30 y 100 Ωm , distribuidos sobre todo en la zona central; mientras que en los extremos Este y Oeste se tienen resistividades entre los 10 y 20 Ωm , como muestran las áreas marcadas en amarillo, característicos de los depósitos aluviales descritos dentro de la unidad de *Arenisca y Conglomerado Cenozoico*. De nuevo la zona que esta dada por el escalón de la falla aparece sin datos.

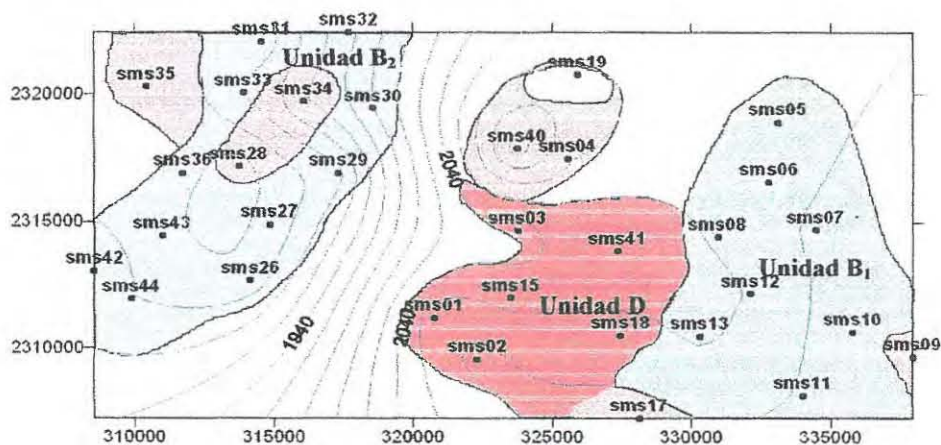


Figura 44 Mapa a 20 metros de profundidad.

Esta figura muestra la distribución de resistividades a 20 metros de profundidad. En rojo aparecen las zonas más resistivas, inmediatamente al Este de la Falla, identificadas como **Unidad D**, compuesta por *Andesitas* y *Basaltos la Joya* y material procedente de la Secuencia *Cerro Colorado*, con valores entre los 50 y 225 Ωm ; también los sondeos 28 y 34 presentan un alto valor de resistividad asociado a los productos volcánicos; mientras que debajo del sondeo 35, con resistividades de 100 Ωm , se infiere la presencia de *Riolita Romero*, debido a su cercanía con la Cañada de la Virgen.

La **Unidad B**, compuesta de *Arenisca* y *Conglomerado Cenozoicos*, aparece en ambos lados de la Falla, pero en la parte *alta* se tienen valores altos de 12 a 17 Ωm ; mientras que en la parte *baja* se presentan los más conductores, menores a 10 Ωm . Al extremo Este, aparece un cuerpo resistivo bajo el sondeo 9, asociado a la *Andesita el Cedro*.

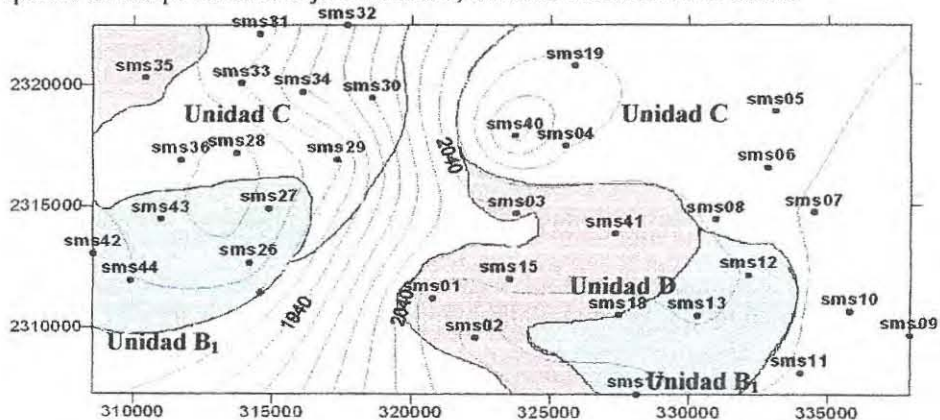


Figura 45 Mapa a 70 metros de profundidad.

La figura anterior muestra la distribución de resistividades 70 metros debajo de la superficie, en donde se encuentran los primeros contactos con la **Unidad C**, compuesta por la *Ignimbrita Oligo - Miocénica*. Aun se aprecia el efecto del material resistivo en algunos sondeos en la parte central de la *Secuencia Cerro Colorado* y de los *Basaltos y Andesitas la Joya de la Unidad D*.

Los materiales conductores de la **Unidad B**, formada por *Arenisca y Conglomerado Cenozoicos* – que se muestran en azul – se ubican únicamente hacia el Sur; mientras que en el Norte, como se muestra en los diferentes perfiles revisados anteriormente, el contacto con la **Unidad C** no se halla a gran profundidad, a excepción del sondeo 35 que aun muestra un alto valor de resistividad, asociado a la *Riolita Romero*. El efecto producido por el material resistivo de los sondeos 28 y 34 desaparece a esta profundidad.

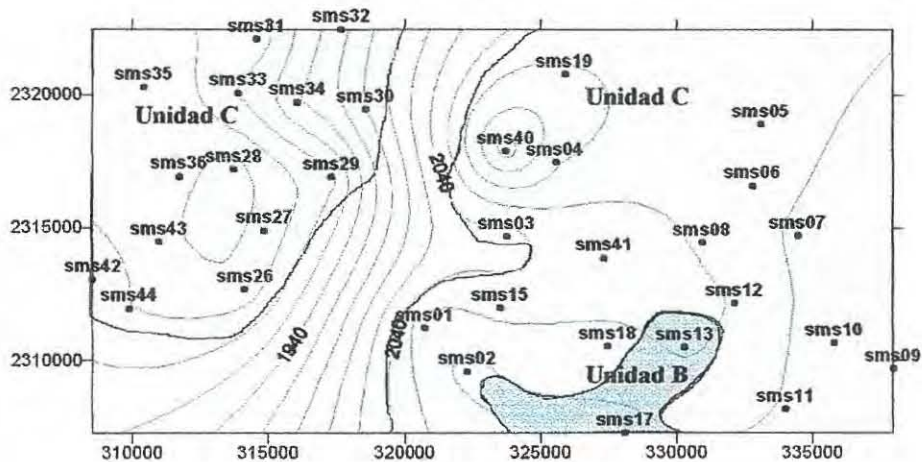


Figura 45 Mapa a 120 metros de profundidad.

La figura anterior muestra la distribución de resistividades a una profundidad más allá de los 120 metros. El resultado de los estudios realizados se vuelve homogéneo, con una resistividad que varía entre 20 y 25 Ωm en ambos lados de la Falla, característicos de la **Unidad C**, compuesta de *Ignimbrita Oligo - Miocénica*. Sólo bajo los sondeos 13 y 17 se puede encontrar una continuación de la intercalación de *Arenisca y Conglomerado Miocénica* que se halla en las faldas del Volcán Palo Huérfano.

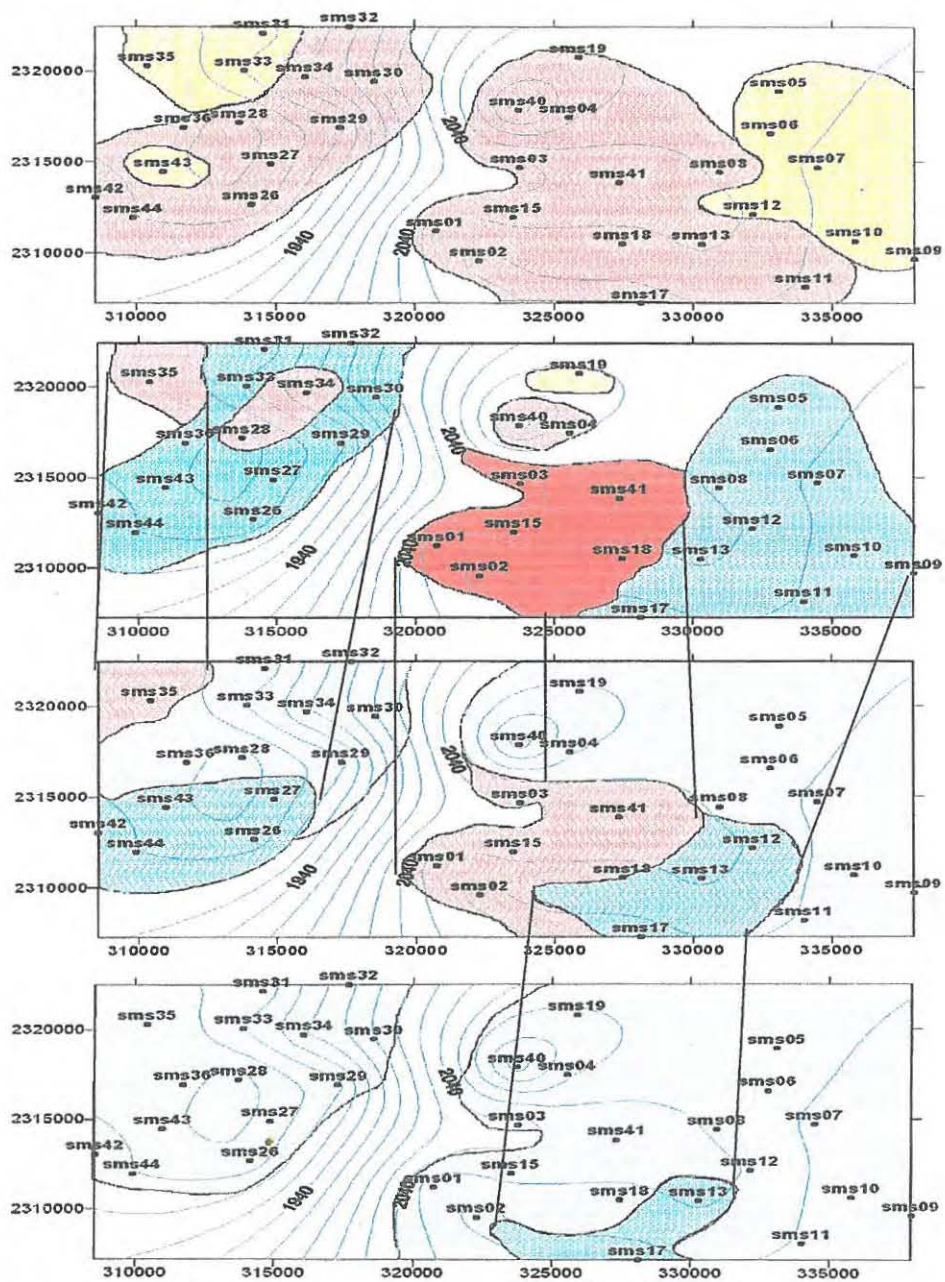


Figura 46 Distribución de resistividades a profundidad.

Interpretación geológica.

A continuación se presentan algunas tablas que presentan los resultados obtenidos con su correspondiente interpretación geológica. Están divididas con respecto a zonas especificadas dentro del área de estudio.

Zona de menor nivel topográfico.

UNIDAD	ESPESOR (m)	ρ (Ωm)	ROCA ASOCIADA
A	1 - 5	16 - 75	Distribución de depósitos aluviales, andesitas y basaltos alterados.
B	10 - 170	2 - 18	Areniscas, conglomerado, sedimentos aluviales como material de relleno, margas y lutitas, algunos lentes de caliza y pedernal y material piroclástico retrabajado.
C	Indefinido	22 - 25	Ignimbritas de composición ácida poco soldada con intercalaciones de vitrófidos y depósitos tobáceos.

Pueden ser delimitadas otros materiales dentro del área.

UNIDAD	ESPESOR (m)	ρ (Ωm)	ROCA ASOCIADA
Cuerpo 1	50	40 - 56	Producto volcánico de composición básica e intermedia, particularmente andesitas y basaltos. – SEV 28 y 34
E	100	100 - 247	Riolita – SEV 35

Zona de mayor nivel topográfico.

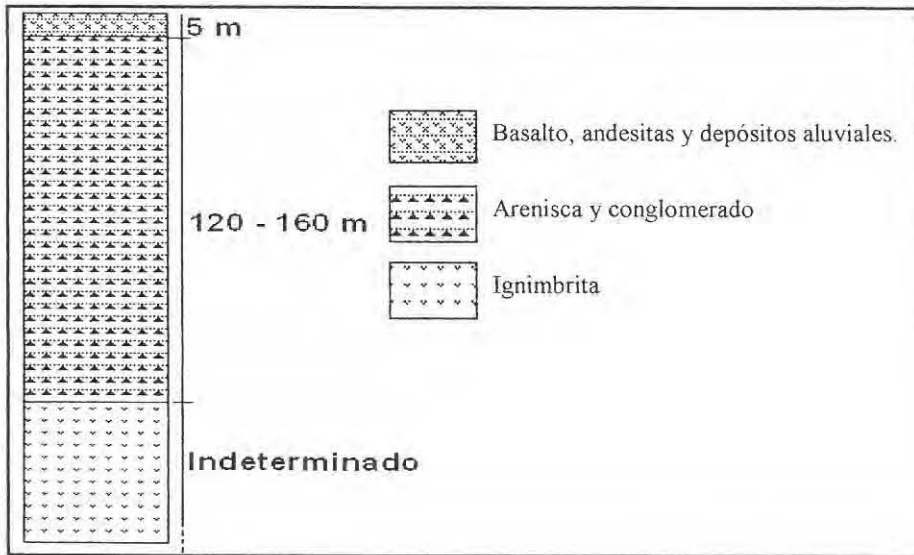
UNIDAD	ESPESOR (m)	ρ (Ωm)	ROCA ASOCIADA
A	1 - 8	31 - 78	Variaciones entre la unidad Volcanosedimentaria y Andesitas y Basaltos la Joya
B ₂	10 - 80	4 - 18	Areniscas, conglomerado, sedimentos aluviales como material de relleno, margas y lutitas, algunos lentes de caliza y pedernal y material piroclástico retrabajado.
D ₁	40	225	Productos volcánicos de composición básica e intermedia, particularmente andesitas y basaltos.
D ₂	25 - 120	55 - 136	Depósitos de lahar y brechas de composición andesítica y dacítica del Volcán Palo Huérfano.
C	Indefinido	22 - 25	Ignimbritas de composición ácida poco soldada con intercalaciones de vitrófidos y depósitos tobáceos.

Otros materiales que pueden hallarse dentro del área

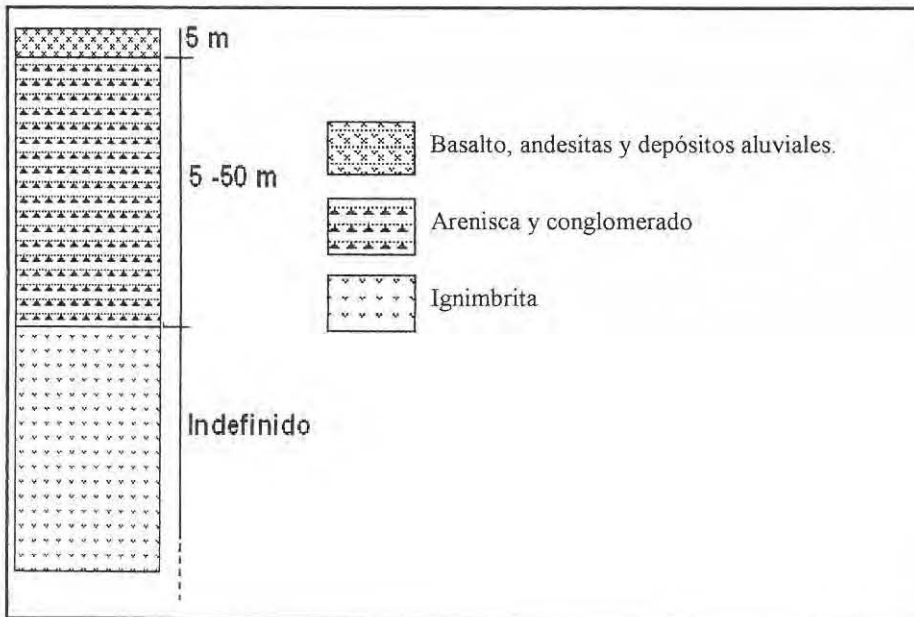
UNIDAD	ESPESOR (m)	ρ (Ωm)	ROCA ASOCIADA
F	70	95	Lavas con algunas tobas de composición media. – SEV 09

Columnas estratigráficas.

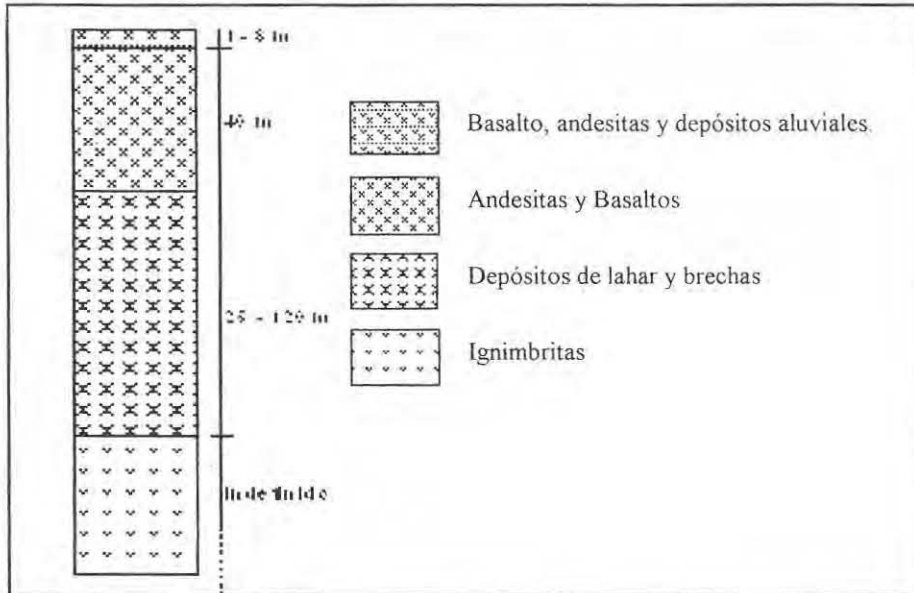
Para el Sur de la zona de estudio se tiene



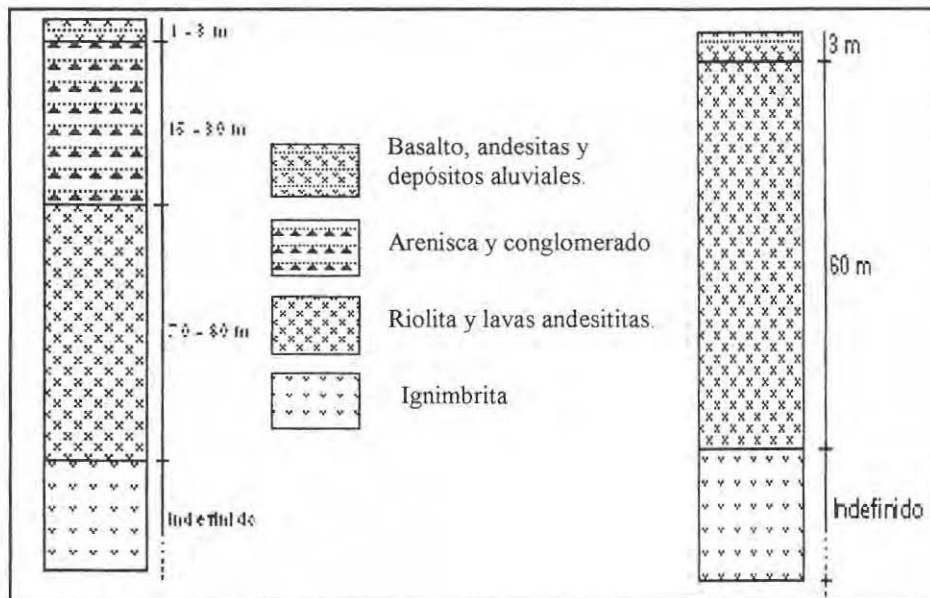
Hacia el Norte se tiene:



La zona resistiva en el escarpe esta caracterizada de la forma:



Los sondeos 35 y 9 a los extremos del área de estudio presentan la siguiente columna.



Modelo Geológico.

Con base en todo lo descrito hasta el momento, se propone el siguiente modelo geológico para la zona de estudio.

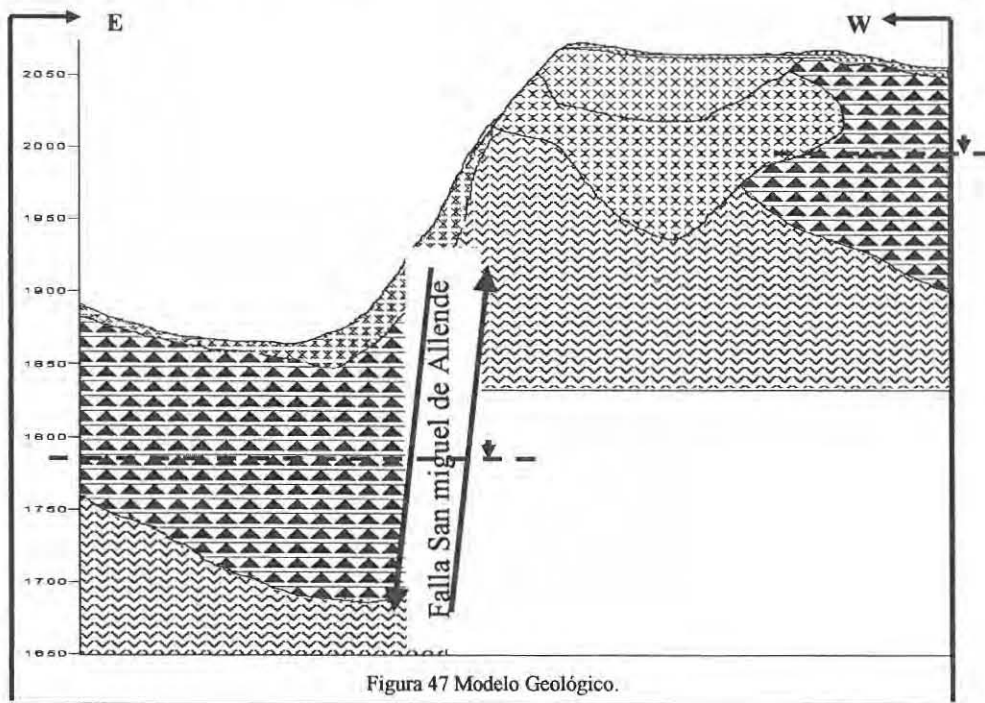






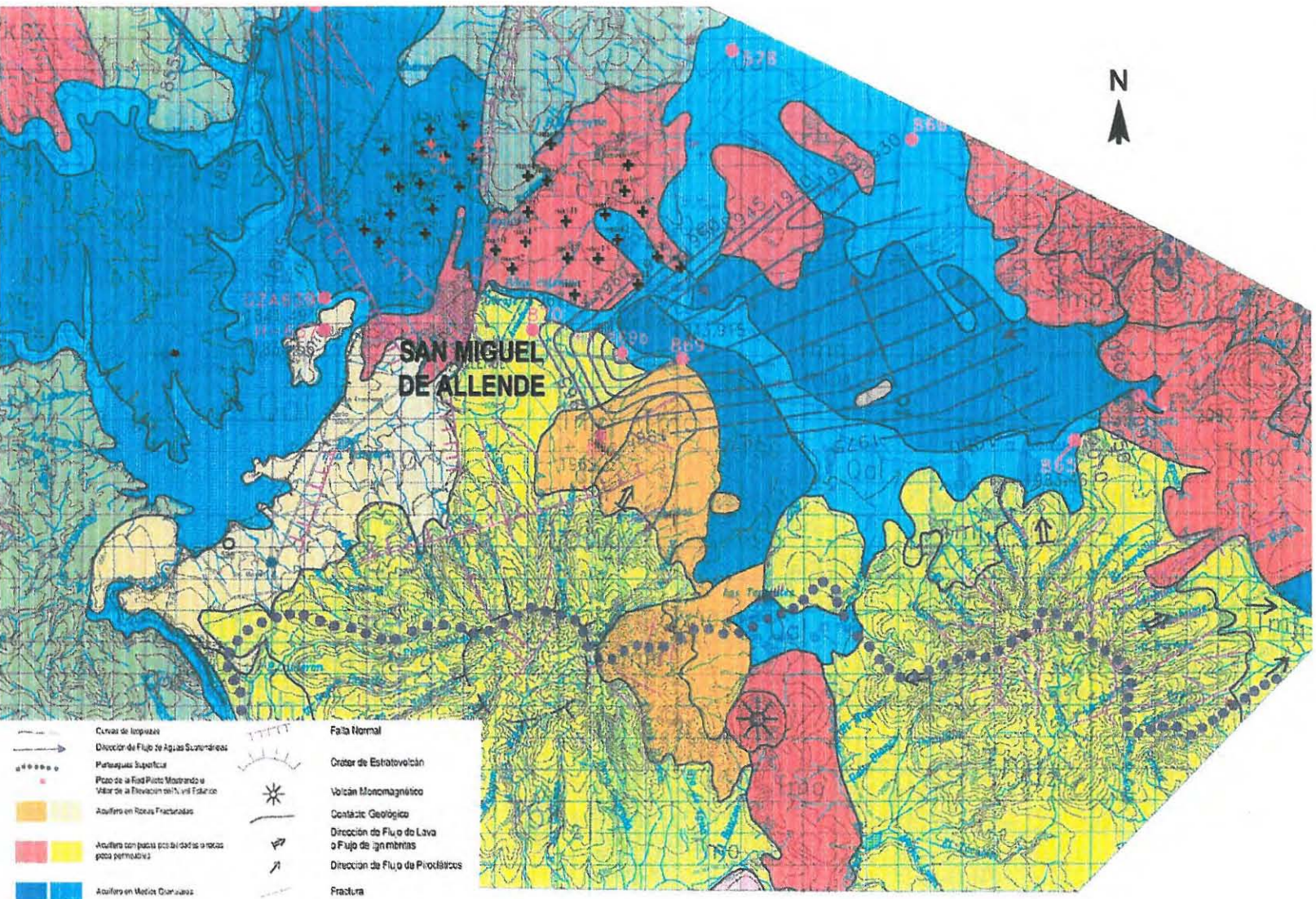


Figura 47 Modelo Geológico.

Simbología.

-  Basaltos, Andesitas y Depósitos Aluviales
-  Arenisca y Conglomerado Cenozoico, unidad saturada
-  Andesitas y Basaltos La Joya, de composición básica a intermedia.
-  Depósitos de lahar y brechas de composición andecítica y dacítica del Volcán Palo huérfano
-  Ignimbritas de composición riolítica, fracturadas y saturadas.
-  Nivel Estático

El área en blanco en el modelo geológico se debe al escalón topográfico existente debido a la Falla San Miguel de Allende.



VI Conclusiones y Recomendaciones

La técnica de Sondeo Eléctrico Vertical, SEV, es muy útil en la exploración geohidrológica, pues permite obtener excelentes resultados, con un bajo costo. Mediante la realización de los Sondeos Eléctricos Verticales y su correspondiente interpretación, en el desarrollo de este trabajo, fue posible:

- Definir la distribución de resistividades eléctricas a profundidad.
- Identificar las unidades geológicas a partir de la correlación con unidades geoléctricas.
- Determinar espesores y cambios laterales para las unidades geológicas presentes.
- Localizar zonas con presencia de agua subterránea factible de ser explotada.

La siguiente tabla muestra los resultados obtenidos.

UNIDAD	ESPESOR (m)	ρ (Ω m)	ROCA ASOCIADA
A	1 - 8	16 - 78	Distribución de depósitos aluviales, andesitas y basaltos alterados, pertenecientes a las <i>Unidad Volcanosedimentaria, Arenisca y Conglomerado Cenozoicos y Basalto y Andesita La Joya.</i>
B	10 -170	2 - 18	Areniscas, conglomerado, sedimentos aluviales como material de relleno, margas y lutitas, algunos lentes de caliza y pedernal y material piroclástico retrabajado.
D	20 - 160	55 - 225	Productos volcánicos de composición básica e intermedia de los volcanes La Joya y Palo Huérfano pertenecientes a las unidades de <i>Andesita y Basalto La Joya</i> y a la <i>Secuencia Cerro Colorado.</i>
C	Indefinido	22 - 25	Ignimbritas de composición ácida poco soldada con intercalaciones de vitrificados y depósitos tobáceos.

Con base en ello fue posible elaborar un modelo geológico con dirección Oste – Este, perpendicular a la Falla San Miguel de Allende. Dicho modelo muestra una falla de tipo normal, que presenta una interrupción justo en el escarpe, dónde se localiza un cuerpo resistivo perteneciente a la Unidad D, producto de la actividad de los volcanes La Joya y Palo Huérfano.

La unidad más profunda encontrada fue la Ignimbrita, que forma un relieve muy disperejo, al presentar una mayor profundidad hacia el Sur; sobre esta unidad se reconoció la unidad B, constituida por un material heterogéneo formado por arenisca, conglomerado y depósitos aluviales, que se encuentra rellenando las fosas tectónicas y sobre ésta unidad se encuentran algunos basaltos y andesitas. Previo a la depositación de la Arenisca y Conglomerado cenozoico se registra actividad volcánica por parte de los estratovolcanes La Joya y Palo Huérfano, ambos de composición andesítica. Dicha actividad afecta el área de estudio en la zona cercana a la Falla, en el escarpe levantado, dónde se aprecia el emplazamiento de un cuerpo resistivo definido como Unidad D, formado por andesitas y basaltos y algunos materiales tipo lahar.

La unidad B contiene agua y forma un acuífero libre, en material granular formado principalmente por secuencias sedimentarias aluviales del terciario, que se encuentran cubiertas en sitios. El acuífero así definido es somero y con espesores que varían entre los 10 y 170 metros. El nivel estático debe encontrarse entre los 1800 y 1770msnm.

Las unidades subyacentes del material granular son principalmente secuencias de rocas ignimbríticas y basaltos, que también deben de ser permeable. Estas capas, por encontrarse a mayor profundidad y debido a sus variaciones en el sentido vertical, debe de conformar un acuífero semiconfinado.

En la zona de estudio se tienen valores de resistividad uniformes y muy bajos, con algunas variaciones en la unidad D, sin embargo los resultados obtenidos son muy diferentes de los valores esperados para los diferentes tipos de roca. Las bajas resistividades observadas deben de estar asociadas al termalismo que presentan las ignimbríticas, lo cual influye para que el valor de resistividad disminuya, aunque no fue posible hacer mediciones directas de temperatura en los pozos.

En caso de que desee perforar un nuevo pozo para extracción, se recomiendan tres lugares principalmente:

1. Debajo del Sondeo 13 a una profundidad aproximada de 100m, que es el lugar en donde la Unidad B tiene un mayor espesor. Es factible también hacerlo hacia el Sur, en las cercanías del sondeo 17
2. Entre la ubicación del sondeo 26 y 27 se tiene un espesor amplio de la unidad saturada, y el pozo debe ser perforado con una profundidad mayor a los 70 metros, alrededor de los 1750m s.n.m.
3. A una profundidad entre 70 y 100 metros, aproximadamente a los 1800 m.s.n.m., se pueden perforar nuevos pozos entre los sondeos 43 y 44.

No fue posible alcanzar el basamento de rocas mesozoicas. Posiblemente se localiza más allá de los 600 metros de profundidad, pero la teoría del SEV no tiene una profundidad de investigación que pueda asegurar que se ha encontrado el contacto vertical de las Ignimbríticas.

Los sondeos electromagnéticos realizados ayudan a comprobar el resultado obtenido con corriente directa, pues se tiene una distribución de resistividades muy similar en ambos métodos y con espesores muy semejantes. Sin embargo, los resultados que se pueden observar debajo del TEM 4, muestran que este tipo de estudios no son recomendables en zonas parecidas al área de estudio, donde se presentan cuerpos resistivos de forma somera; pues el resultado se ve sumamente afectado por las altas resistividades, disminuyendo la resolución vertical y profundidad de investigación.

Recomendaciones.

- Debe de planearse la realización de pruebas geoquímicas del agua, de forma que puedan conocerse datos de temperatura, salinidad y contenido de algunos elementos trazas, de forma más precisa.
-
- Con base en los resultados de posibles pruebas geoquímicas y con información completa de pozos, se puede determinar si existe continuidad hidráulica de uno y otro lado de la falla, presencia de algún contaminante, direcciones de flujo.
- Es conveniente realizar nuevos estudios eléctricos, pero que impliquen una mayor apertura de AB/2, de forma que pueda incrementarse la profundidad de investigación en los resultados obtenidos, con el objetivo de conocer la profundidad que alcanza el paquete fracturado de ignimbritas.
- Realizar un estudio sobre posibles fallas o fracturas perpendiculares a la dirección de la Falla San Miguel de Allende, que se pueden advertir en los perfiles geolétricos en la distribución de los paquetes litológicos.

Referencias Consultadas.

Alaniz-Álvarez Susana Alicia, Ángel Francisco Nieto-Samaniego, María Andrea Reyes-Zaragoza, Ma. Teresa Orozco-Esquivel, Ángel Catarino Ojeda-García y Luis F. Vasallo, 2001, Estratigrafía y deformación extensional en la región de San Miguel de Allende – Querétaro, México; Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 18, núm.2, p.129-148.

Carrasco-Núñez, G., Milán, M., Verma, S., 1989, Geología del volcán Zamorano, Estado de Querétaro: México, DF., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, v. 8, p.194-201.

Cerca-Martínez, L.M. Aguirre-Díaz, G.J., López-Martínez, M., 2000, The geological evolution of the southern Sierra de Guanajuato; a documented example of the transition from the Sierra Madre Occidental to the Mexican Volcanic Belt, International Geology Review, v. 42, p.131-151.

Echegoyén-Sánchez, J., Romero-Martínez S., Velázquez-Silva, S., 1970, Geología y yacimientos minerales de la parte central del Distrito Minero de Guanajuato: México, Consejo de Recursos Naturales No Renovables, Boletín, Número 75, p. 36.

Eguiluz de Antuñano, S., Aranda-García, M., Marret, R., 2000, Tectónica de la Sierra Madre Oriental: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Número 53(1), p. 1-26.

Ferrari, L., 2000, Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, Número 53(1), p. 84-92.

Kaufman, A., Keller G. V, 1983, Frequency and Transient Soundings, Elseiver, New York.

Martínez-Reyes, J., 1992, Mapa geológico de la Sierra de Guanajuato con resumen de la geología de la Sierra de Guanajuato: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Serie Cartas Geológicas y Mineras, 8, 1 mapa con texto.

Nieto-Samaniego Ángel Francisco, Juan Esteban García-Dobargones Bueno y Ana Loura Aguirre-Maese, 1993, Interpretación estructural de los rasgos geomorfológicos principales de la Sierra de Guanajuato, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 10, núm.1, p1-6

Orellana, E. Prospección Geoeléctrica en corriente continua, editorial Paraninfo, Madrid, España, p 100-11.

Pérez-Venzor José Antonio, José Jorge Aranda-Gómez, Fred McDowell y José Gregorio Solorio-Munguía, 1996, Geología del volcán Palo Huérfano, Guanajuato, México, Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 18, núm.2, p.129-14

Keller, G. V. and F.C. Frischknecht, 1966. *Electrical Methods in Geophysical Prospecting*, Pergamon Press, New York, p 517.

Trujillo-Candelaria, J.A., 1985, Origen del fallamiento, *in* Fallamiento de terrenos en Celaya: Celaya, Gto., Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, Asociación Geohidrológica Mexicana, p.3-21.

Valdéz-Moreno Gabriel, Gerardo de Jesús Aguirre-Díaz, y Margarita López-Martínez, 1998, El volcán La Joya, estados de Querétaro y Guanajuato: un estratovolcán miocénico del Cinturón Volcánico Mexicano, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 15, núm.2, p.129-148.

Anexo.

- **Modelos generados.**
- **Cortes litológicos de pozos.**

Modelos obtenidos de la inversión de los datos tomados en campo.

PERFIL S - N 1					
	X	Y	PROF	RESIST	ESPEJOR
sms44	309878.38	2311958.34	1880.6	39.4909	2.8344
	309878.38	2311958.34	1877.7656	8.0171	24.32
	309878.38	2311958.34	1856.28	17.5917	91.1891
	309878.38	2311958.34	1789.4109	2.0197	124.316
sms43	310973.24	2314458.69	1756.284	24.8	
	310973.24	2314458.69	1865.19	17.175	5.1558
	310973.24	2314458.69	1860.0342	6.7138	22.3141
	310973.24	2314458.69	1842.8759	13.8471	125.3926
sms36	310973.24	2314458.69	1739.7974	22.0502	
	311703.26	2316917.07	1866.02	35.45	3.5233
	311703.26	2316917.07	1862.4967	7.5594	54.6
	311703.26	2316917.07	1811.42		
sms33	311703.26	2316917.07	1866.02	23.6122	
	313891.04	2320060.34	1900.99	15.8738	16.7753
	313891.04	2320060.34	1884.2147	10.4986	51.4913
sms31	313891.04	2320060.34	1849.4987	24.5	
	314558.09	2322107.38	1886.18	19.12	6.7066
	314558.09	2322107.38	1879.4734	5.6326	73.9392
	314558.09	2322107.38	1812.2408	22.0222	

PERFIL S - N 2					
	X	Y	PROF	RESIST	ESPEJOR
sms26	314143.82	2312676.14	1866.02	74.7984	2.3876
	314143.82	2312676.14	1863.6324	9.3	12.4398
	314143.82	2312676.14	1853.5802	5.2591	17.2141
	314143.82	2312676.14	1848.8059	10.1663	57.1243
	314143.82	2312676.14	1808.8957	6.019	138.3551
	314143.82	2312676.14	1727.6649	24.5	
sms27	314859.26	2314901.04	1866.88	21.9709	3.8803
	314859.26	2314901.04	1862.9997	12.1676	133.2675
	314859.26	2314901.04	1733.6125	20.4855	
sms29	317305.85	2316916.21	1892.76	24.9104	5.3894
	317305.85	2316916.21	1887.3706	6.4981	52.1877
	317305.85	2316916.21	1840.5723	24.9811	
sms30	318561.43	2319449.01	1979.41	27.35	4.4
	318561.43	2319449.01	1975.01	7.37	60.53
	318561.43	2319449.01	1918.88	24.7	
sms32	317678.73	2322466.52	1953.09	55.6453	2.0628
	317678.73	2322466.52	1951.0272	8.2832	38.6025
	317678.73	2322466.52	1914.4875	22.35	66.3881

PERFIL S - N 3					
	X	Y	PROF	RESIST	ESPESOR
sms02	322289.67	2309561.22	2084.3	62.6883	2.6891
	322289.67	2309561.22	2081.6309	20.5947	18.9843
	322289.67	2309561.22	2065.3157	55.9755	120.2216
	322289.67	2309561.22	1964.0784	27	
sms15	323509	2311977.88	2051.63	64.1696	3.9089
	323509	2311977.88	2047.7211	225.327	43.7192
	323509	2311977.88	2007.9108	65.0996	125.96
	323509	2311977.88	1925.67	28.7212	
sms03	323754.21	2314672.42	2030.53	77.6789	3.9607
	323754.21	2314672.42	2026.5693	136.0227	39.147
	323754.21	2314672.42	1991.383	29.95	
sms04	325543.27	2317467.6	2082.25	74.26	5.0552
	325543.27	2317467.6	2077.1948	53	20.0295
	325543.27	2317467.6	2062.2205	25.8665	
sms19	325895.69	2320776.11	2082.77	47.4959	3.2892
	325895.69	2320776.11	2079.4808	19.112	29.047
	325895.69	2320776.11	2053.723	24.9439	

PERFIL S - N 4					
	X	Y	PROF	RESIST	ESPESOR
sms17	328113.28	2307233.82	2086.14	130.2575	5.9285
	328113.28	2307233.82	2080.2115	14	104.6196
	328113.28	2307233.82	1981.5204	23	
sms13	330282.51	2310474.57	2056.44	14.2387	6.0309
	330282.51	2310474.57	2050.4091	9.6002	35.5275
	330282.51	2310474.57	2020.9125	15.8073	160
	330282.51	2310474.57	1896.44	26	
sms12	332126.1	2312159.66	2060.99	81.8946	0.6805
	332126.1	2312159.66	2060.3095	13.2761	4.201
	332126.1	2312159.66	2056.789	7.9248	55.8797
	332126.1	2312159.66	2005.1103	18.4961	76.7466
	332126.1	2312159.66	1984.2434	23.668	
sms08	330932.41	2314428.97	2062.43	51.3214	0.737
	330932.41	2314428.97	2061.693	11.1625	5.6857
	330932.41	2314428.97	2056.7443	4.4964	21.7123
	330932.41	2314428.97	2040.7177	28.1536	
sms06	332774.31	2316569.25	2069.22	46.0624	1.4435
	332774.31	2316569.25	2067.7765	10.4328	5.8499
	332774.31	2316569.25	2063.3701	5.1983	19.8267
	332774.31	2316569.25	2049.3933	27.413	
sms05	333092.41	2318903.28	2072.12	51.6	3.42
	333092.41	2318903.28	2065.1992	9.21	6.9208
	333092.41	2318903.28	2057.7047	5.4202	14.4153
	333092.41	2318903.28	2072.12	26.4557	

PERFIL W - E 1	X	Y	PROF	RESIST	ESPEJOR
sms42	308529.46	2313044.08	1897.15	32.0322	6.1396
	308529.46	2313044.08	1891.0104	7.3307	31.7225
	308529.46	2313044.08	1865.4275	25.3279	
sms44	309878.38	2311958.34	1880.6	39.4909	2.8344
	309878.38	2311958.34	1877.7656	8.0171	24.32
	309878.38	2311958.34	1856.28	17.5917	91.1891
	309878.38	2311958.34	1789.4109	2.0197	124.316
	309878.38	2311958.34	1756.284	24.7682	
sms26	314143.82	2312676.14	1866.02	74.7984	2.3876
	314143.82	2312676.14	1863.6324	12.2736	12.4398
	314143.82	2312676.14	1853.5802	5.3591	17.2141
	314143.82	2312676.14	1848.8059	10.1663	57.1243
	314143.82	2312676.14	1808.8957	6.019	138.3551
	314143.82	2312676.14	1727.6649	31.4439	
sms01	320743.56	2311210.79	2073.61	71.2849	16.9684
	320743.56	2311210.79	2056.6416	277.5872	37.5
	320743.56	2311210.79	2036.11	51.5	65.5
	320743.56	2311210.79	2008.11	24	
sms02	322289.67	2309561.22	2084.3	62.6883	2.6691
	322289.67	2309561.22	2081.6309	20.5947	18.9843
	322289.67	2309561.22	2065.3157	55.9755	120.2216
	322289.67	2309561.22	1964.0784	17.8038	
sms15	323509	2311977.88	2051.63	64.1696	3.9089
	323509	2311977.88	2047.7211	225.327	43.7192
	323509	2311977.88	2007.9108	65.0996	125.96
	323509	2311977.88	1925.67	28.7212	
sms18	327456.13	2310506.59	2069.12	12.3439	17.6469
	327456.13	2310506.59	2051.4731	60.0054	62.5501
	327456.13	2310506.59	2006.5699	23	
sms13	330282.51	2310474.57	2056.44	14.2387	6.0309
	330282.51	2310474.57	2050.4091	9.6002	35.5275
	330282.51	2310474.57	2020.9125	15.8073	160
	330282.51	2310474.57	1896.44	26	

PERFIL W - E 2					
	X	Y	PROF	RESIST	ESPESOR
sms36	311703.26	2316917.07	1866.02	61.2053	3.5233
	311703.26	2316917.07	1862.4967	7.5594	54.6
	311703.26	2316917.07	1811.42	23.6122	
sms28	313722.97	2317174.25	1852.13	43.3266	1.0994
	313722.97	2317174.25	1851.0306	12.2111	12.57
	313722.97	2317174.25	1839.56	40.0731	38.86
sms29	317305.85	2316916.21	1892.76	30.2004	5.3894
	317305.85	2316916.21	1887.3706	6.4981	52.1877
	317305.85	2316916.21	1840.5723	24.9811	
sms03	323754.21	2314672.42	2030.53	12.02	2.0881
	323754.21	2314672.42	2028.4419	372.227	3.9607
	323754.21	2314672.42	2026.5693	136.0227	39.147
	323754.21	2314672.42	1991.383	29.09	
sms41	327328.85	2313850.81	2042.96	32.0051	7.1161
	327328.85	2313850.81	2035.8439	10.0824	59.8512
	327328.85	2313850.81	1983.1088	115.3273	158.0283
	327328.85	2313850.81	1884.9317	25.55	
sms12	332126.1	2312159.66	2060.99	13.2761	4.201
	332126.1	2312159.66	2056.789	7.9248	55.8797
	332126.1	2312159.66	2005.1103	18.4961	76.7466
	332126.1	2312159.66	1984.2434	23.668	
sms10	335793.04	2310650.16	2092.4	21.22	10.5439
	335793.04	2310650.16	2081.8561	18.6423	39.4722
	335793.04	2310650.16	2052.9278	7.9781	71.9694
	335793.04	2310650.16	2020.4306	26.3586	
sms09	337971.43	2309675.58	2095.76	38.4315	1.4195
	337971.43	2309675.58	2094.3405	10.7062	29.7525
	337971.43	2309675.58	2066.0075	95.669	107.4526
	337971.43	2309675.58	1988.3074	24.6503	

PERFIL W - E 3					
	X	Y	PROF	RESIST	ESPEJOR
sms35	310403.95	2320299.63	1869.42	16.7642	1.5317
	310403.95	2320299.63	1867.8883	247.4772	4.9033
	310403.95	2320299.63	1864.5167	103.7156	58.9707
	310403.95	2320299.63	1810.4493	20.8015	
sms33	313891.04	2320060.34	1900.99	15.8738	16.7753
	313891.04	2320060.34	1884.2147	10.4986	51.4913
	313891.04	2320060.34	1849.4987	20.686	480.1504
sms34	316068.27	2319710.12	1938.95	18.1028	1.2169
	316068.27	2319710.12	1937.7331	11.5399	12.0378
	316068.27	2319710.12	1926.9122	56.4156	58.5486
	316068.27	2319710.12	1880.4014	22.8	
sms30	318561.43	2319449.01	1979.41	27.5237	4.1605
	318561.43	2319449.01	1975.2495	7.4432	61.386
	318561.43	2319449.01	1918.024	23.5469	
sms04	325543.27	2317467.6	2082.25	115.5674	0.9893
	325543.27	2317467.6	2081.2607	54.26	5.0552
	325543.27	2317467.6	2077.1948	33.5188	20.0295
	325543.27	2317467.6	2062.2205	25.8665	
sms06	332774.31	2316569.25	2069.22	28.1536	1.4435
	332774.31	2316569.25	2067.7765	10.4328	5.8499
	332774.31	2316569.25	2063.3701	5.1983	19.8267
	332774.31	2316569.25	2049.3933	27.413	
sms07	334466.16	2314701.05	2084.76	16.6933	1.5968
	334466.16	2314701.05	2083.1632	10.8526	52.3698
	334466.16	2314701.05	2032.3902	25.683	

PERFIL TEM W - E					
	X	Y	PROF	RESIST	ESPEJOR
tem 01	314630.31	2320750.14	1939.8	21.98	44.9
	314630.31	2320750.14	1894.9	9.09	73.13
	314630.31	2320750.14	1866.67	18.72	144.61
	314630.31	2320750.14	1795.19	7.92	266.07
	314630.31	2320750.14	1673.73	20.23	301.48
	314630.31	2320750.14	1638.32		
tem 02	315768.03	2319387.54	1940.29	18.7	20.03
	315768.03	2319387.54	1920.26	67.82	64.32
	315768.03	2319387.54	1875.97	6.58	95.97
	315768.03	2319387.54	1844.32	18.37	160.79
	315768.03	2319387.54	1779.5	5.11	250.55
	315768.03	2319387.54	1689.74	18.58	
tem03	319056.69	2320706.47	1944.86	18.98	10.52
	319056.69	2320706.47	1934.34	28.83	34.8
	319056.69	2320706.47	1910.06	9.74	74.46
	319056.69	2320706.47	1927.86	22.8	
tem04	326805.97	2317793.69	2038.83	18.49	6.27
	326805.97	2317793.69	2032.56	600	182
	326805.97	2317793.69	1856.83	24.55	
tem 05	330236.83	2317289.07	2048.44	12.84	8.2
	330236.83	2317289.07	2040.24	3.28	25.84
	330236.83	2317289.07	2022.6	11.3	44.64
	330236.83	2317289.07	2003.8	25.12	

Cortes litológicos de pozos en la zona de estudio.

