

17



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA

EXPLORACION GEOFISICA E HIDROGEOLOGICA
EN LA LAGUNA DE ALCHICHICA, CUENCA DE
LIBRES-ORIENTAL, ESTADO DE PUEBLA.

T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
INGENIERO GEOFISICO
P R E S E N T A :
LEONARDO MENESES LARIOS



DIRECTOR DE TESIS: DR. LUIS E. MARIN STILLMAN

CIUDAD UNIVERSITARIA

MEXICO, D. F. 2002

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



Universidad Nacional
Autónoma de México



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 INGENIERIA
DIRECCION
60-I-1286

SR. LEONARDO MENESES LARIOS
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Dr. Luis E. Marín Stillman y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geofísico:

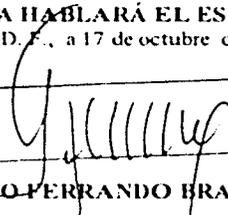
**EXPLORACIÓN GEOFÍSICA E HIDROGEOLOGÍA EN LA LAGUNA DE ALCHICHICA,
CUENCA DE LIBRES-ORIENTAL, ESTADO DE PUEBLA**

- I INTRODUCCIÓN
- II METODOLOGÍA
- III RESULTADOS
- IV DISCUSIÓN
- V CONCLUSIONES
- BIBLIOGRAFÍA

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. Universitaria, D. F., a 17 de octubre de 2002
EL DIRECTOR


ING. GERARDO FERRANDO BRAVO

GFB*RLLR*gtg


AGRADECIMIENTOS.

GRACIAS...

A DIOS por haberme dado todo cuanto tengo.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, por mostrarme un mundo nuevo.

A la Facultad de Ingeniería, por haberme dado una infinidad de herramientas como profesionalista.

Al Dr. Luis E. Marín por haber tenido la confianza en asignarme éste proyecto y creer en mi. Pero sobre todo por la invaluable amistad que me ofreció de manera incondicional.

A todos mis maestros y compañeros que tuve durante la carrera, por haberme instruido y acompañado en esta etapa de mi vida.

A la beca de tesis otorgada por el Instituto de Geofísica, la cual fue de gran ayuda y a las facilidades que tuve como estudiante dentro del mismo.

A los proyectos de DGAPA-UNAM y al CONACyT otorgados al Dr. Luis E. Marín Stillman del Instituto de Geofísica, por el apoyo para la realización de los estudios del proyecto.

Al programa de Servicio Social que desarrollé dentro de la Comisión Nacional del Agua, en la Gerencia de Aguas Subterráneas. En especial al Ing. Noel Hernández L. por haberme ayudado en ese tiempo.

Al Ing. Héctor L. Macías, al Ing. Jaime Ruíz, al Ing. Javier Urbieta y al M. C. Ambrosio Aquino por sus recomendaciones y consejos hacia éste proyecto.

" Lo enteramente incomprendible del mundo, es que sea comprensible "

Albert Einstein

DEDICATORIA.

Le dedico esta tesis...

A mi hermano Pedro, por su apoyo incondicional durante tanto tiempo, que gracias a él he obtenido un logro más en mi vida y espero que éste logro lo sienta también como el suyo propio.

A mis padres, por el amor que siempre me han tenido y el apoyo que me han brindado. Y por enseñarme que hay que hacer un esfuerzo día con día por lograr una mejor familia.

A mi hermano Armando, por haberme apoyado durante todos mis proyectos y su infinita comprensión.

A mi novia, por haberme dado tanta felicidad durante éstos últimos años y la alegría que me da al tenerla a mi lado.

A mis abuelos, que estoy seguro que de donde quiera que se encuentren estarán felices.

A mi tío Manuel y a mi tía Martha, por habernos apoyado en las buenas y en las malas.

A mis amigos Isa, Trix, Taz, Ari, Chucho, Rubí, Mauricio, Lidia y Carlos, por haberme acompañado en ésta etapa de estudiante y espero que esta amistad perdure en nuestro desarrollo como profesionistas.

“Lo que uno hace en vida, tiene eco en la eternidad”

RESUMEN

Se realizaron 17 sondeos electromagnéticos en la Microcuenca de Alchichica (MCA) y sus alrededores en febrero del 2002 para generar un modelo hidrogeológico somero de la microcuenca, ya que el área de interacción entre el lago y el sistema de agua subterránea se realiza dentro de los primeros 15 metros. Así mismo, se reinterpretaban ocho sondeos eléctricos verticales, los cuales fueron usados para generar el modelo geológico inicial para los sondeos electromagnéticos. La Microcuenca de Alchichica fue mapeada con un sistema de GPS Diferencial.

El modelo hidrogeológico consta de cuatro capas. La primera capa presenta resistividades entre 112 y 275 Ωm , con espesores entre 6 y 15 metros, formada en su mayor parte por material pumítico. La segunda capa con resistividades entre 330 y 1105 Ωm , con un espesor entre 17 y 94 metros, formada por material ignimbrítico que puede estar poco o medianamente consolidado. La tercera capa con resistividades entre 7 y 126 Ωm , con un espesor entre 62 y 186 metros, formado por conglomerados. Las resistividades de esta capa sugieren que puede ser un conglomerado capaz de transmitir cantidades importantes de agua o que hay lentes de arcilla intercalados con el conglomerado. De acuerdo a este estudio, el basamento de la región esta compuesto por calizas compactas, presentando una resistividad que varía entre los 3367 y 16348 Ωm , con un espesor indeterminado.

El área del lago (determinado con el DGPS) es de 2.296 km^2 . Existe un desnivel de un metro de altura de la superficie libre entre la parte alta y baja del lago. Estos resultados son consistentes con la dirección del flujo del agua subterránea que marca la Comisión Nacional del Agua.

INDICE

CAPÍTULO I.- INTRODUCCIÓN.....	1
CAPÍTULO II.- METODOLOGÍA.....	26
CAPÍTULO III.- RESULTADOS.....	32
CAPÍTULO IV.- DISCUSIÓN.....	37
CAPÍTULO V.- CONCLUSIONES.....	64
LITERATURA CITADA.....	65
ANEXO I. Sondeos Eléctricos Verticales.....	68
ANEXO II. Análisis de la Posible Penetración Nominal.....	76

LISTA DE FIGURAS Y TABLAS

Figura 1. Zona de estudio.....	3
Figura 2. Ley de Ohm.....	7
Figura 3. Arreglo Schlumberger. A y B representan los electrodos de corriente y M y N representan los electrodos de potencial.....	11
Figura 4. Configuraciones de Dipolo vertical y horizontal (McNeill, 1980).....	13
Figura 5. Semiespacio homogéneo sobre cuya superficie están colocadas las bobinas transmisora y receptora. (McNeill, 1980).....	19
Figura 6. Comparación de las respuestas relativas de los Dipolos horizontal y vertical (McNeill, 1980).....	20
Figura 7. Respuesta acumulativa contra la profundidad para los Dipolos verticales. $R_v(z)$ es la contribución relativa de H_v a todo el material debajo de la profundidad z	21
Figura 8. Satélites orbitando.....	22
Figura 9. Geoide y elipsoide de referencia.....	25
Figura 10. Localización de los sondeos eléctricos verticales y de los perfiles geoelectricos.....	27
Figura 11. Interpretación de la curva de resistividad aparente de un SEV.....	28
Figura 12. Localización de los sondeos y los perfiles electromagnéticos.....	29
Figura 13. Lago de Alchichica.....	34
Figura 14. Estromatolitos alrededor del lago.....	34
Figura 15. Mapas de isorresistividad aparente para diferentes aberturas electródicas.....	38
Figura 16. Perfil Geoelectrico A-A', obtenido a partir de los sondeos eléctricos verticales.....	42
Figura 17. Perfil Geoelectrico B-B', obtenido a partir de los sondeos eléctricos verticales.....	42
Figura 18. Comparacion de la penetración nominal para las bobinas horizontales y verticales, con una separación de 10 metros.....	47
Figura 19. Comparación de la penetración nominal para las bobinas horizontales y verticales, con una separación de 20 metros.....	48
Figura 20. Comparación de la penetracion nominal para las bobinas horizontales y verticales, con una separacion de 40 metros.....	48
Figura 21. Datos de resistividad de los sondeos electromagnéticos del EM-01 al EM-13 para las bobinas horizontales.....	49
Figura 22. Datos de resistividad de los sondeos electromagnéticos del EM-14 al EM-17 para las bobinas horizontales.....	50
Figura 23. Datos de resistividad de los sondeos electromagnéticos del EM-01 al EM-13 para las bobinas verticales.....	50

Figura 24. Datos de resistividad de los sondeos electromagnéticos del EM-14 al EM-17 para las bobinas verticales.....	51
Figura 25. Mapa de isorresistividad verdadera para las bobinas horizontales de 10 metros.....	52
Figura 26. Mapa de isorresistividad verdadera para las bobinas horizontales de 20 metros.....	53
Figura 27. Mapa de isorresistividad verdadera para las bobinas horizontales de 40 metros.....	54
Figura 28. Mapa de isorresistividad verdadera para las bobinas verticales de 10 metros.....	54
Figura 29. Mapa de isorresistividad verdadera para las bobinas verticales de 20 metros.....	55
Figura 30. Mapa de isorresistividad verdadera para las bobinas verticales de 40 metros.....	55
Figura 31. Perfil Geoelectrico C-C', obtenido de los sondeos electromagnéticos.....	57
Figura 32. Perfil Geoelectrico D-D', obtenido de los sondeos electromagnéticos.....	57
Figura 33. Perfil Geoelectrico E-E', obtenido de los sondeos electromagnéticos.....	58
Figura 34. Modelo hidrogeológico.....	60
Figura 35. Puntos de GPS Diferencial alrededor del lago.....	62
Figura 36. Mapeo de la micro-cuenca del lago de Alchichica, para las elevaciones obtenidas por el GPS Diferencial.....	63
Figura 37. Perfil del Lago de Alchichica.....	63
Tabla 1. Especificaciones del instrumento EM34-3 GEONICS LIMITED.....	30
Tabla 2. Datos de campo de los SEV (CNA, 1981).....	32
Tabla 3.- Lecturas tomadas de los sondeos EM.....	33
Tabla 4. Datos del GPS Diferencial.....	35
Tabla 5.- Modelos obtenidos de la inversión de los sondeos eléctricos verticales.....	37
Tabla 6. Descripción de las unidades geoelectricas.....	44
Tabla 7. Penetración nominal para el area de estudio.....	46
Tabla 8. Penetraciones nominales típicas.....	46
Tabla 9. Modelos interpretados con el programa de inversión.....	59
Tabla 10. Resistividades aparentes típicas.....	61

CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN

Los estudios relacionados con la geología del subsuelo y la hidrogeología, son muy importantes actualmente, dada la problemática de la disponibilidad del agua además de la contaminación de la misma. Los estudios geofísicos son una herramienta auxiliar para establecer la estructura geológica presente, lo que sirve de base para entender el comportamiento hidrogeológico de una región (Campos-Enriquez et. al. 1996). La geofísica en general, es una técnica muy útil para la exploración hidrogeológica.

Una de las ventajas que ofrecen los métodos geofísicos es la posibilidad de obtener información del subsuelo a bajo costo, debido a esto y en particular a los métodos geoeléctricos, los cuales han sido ampliamente utilizados para exploración de aguas subterráneas.

Varios autores han utilizado sondeos de resistividad para determinar direcciones de flujo del agua subterránea en acuíferos kársticos (Steinich y Marín, 1996; 1997) y en acuíferos granulares (Marín et al.,1998), así como para determinar estructuras superficiales en el subsuelo. Así mismo los métodos geoeléctricos han sido utilizados continuamente en estudios hidrogeológicos, en detección de contaminantes o en caracterización de fracturas relacionadas al flujo de aguas subterráneas.

Otros autores han combinado técnicas geofísicas para describir los acuíferos principales, así como las unidades estratigráficas, asociadas a horizontes eléctricos. Combinando sondeos electromagnéticos y sondeos eléctricos verticales, se han podido determinar valores de resistividad, con los cuales se infirieron las características de los acuíferos, así como la detección de posibles plumas contaminantes dentro de los acuíferos (Flores-Márquez, 2001; Rionda, 2001; Verduzco, 2002).

Los métodos eléctricos de corriente directa, consisten en inyectar corriente al terreno mediante electrodos y medir la diferencia de potencial. Por lo que es posible detectar las capas más importantes del subsuelo, así como algunas de sus características; sin embargo para una adecuada interpretación de los resultados, se debe estar consciente que el

contraste resistivo que pueda existir, depende de muchos factores, como son el contenido de sales, el tipo de material, la porosidad, la presencia de agua y la permeabilidad.

Así mismo el empleo de corrientes eléctricas variables en el tiempo, abre enormes posibilidades para la exploración geoelectrica. En vez de aplicar corriente eléctrica por procedimientos galvánicos, puede hacerse por procedimientos inductivos, esto es, utilizando antenas o bobinas que induzcan corrientes variables al subsuelo.

Sin embargo una de las limitaciones de usar métodos geofísicos como una herramienta de exploración es que no es generada una solución única, por lo que es necesario tener información adicional (geología, información de pozos, etc.), para así poderla correlacionar con los datos obtenidos de la geofísica, para poder limitar el número de modelos.

El objetivo del presente trabajo, es caracterizar geofísicamente el subsuelo somero de la micro-cuenca del lago de Alchichica.

ZONA DE ESTUDIO.

La zona de estudio (Figura 1) se encuentra ubicada en los límites entre el Estado de Puebla y de Veracruz, comprendida entre las coordenadas UTM (2141000N, 665000E) y (2155000N, 674000E). En la Figura 1 se muestran una serie de lagos que caracterizan el área de estudio, siendo el más grande de ellos el Salado y otras calderas de explosión como son Alchichica, la Preciosa y Quechulac.

La zona de estudio presenta un clima Templado, el cual se distribuye principalmente en la Sierra Madre Oriental y el Eje Neovolcánico. La temperatura media anual varía entre los 14° y los 18° C, con una altitud promedio de 2400 m. s. n. m, la precipitación total anual es de 2500 mm. En cuanto a la vegetación presente en el área es muy pobre, predominando el maguey. Los cultivos mas comunes son el maíz, haba, cebada, trigo, frijol y papa; con bajas producciones debido a la ausencia de sistemas de riego, a la corta temporada de lluvias y a las fuertes heladas (CNA: 1992.1982).

Esta zona pertenece a la Provincia del Eje Neovolcánico, caracterizada por un cinturón de estratovolcanes y conos cineríticos orientados en dirección E-W, los cuales han generado la formación de grandes volúmenes de roca, de naturaleza andesítico-basáltica que han sido acumulados por numerosos y sucesivos episodios volcánicos iniciados durante el Terciario.

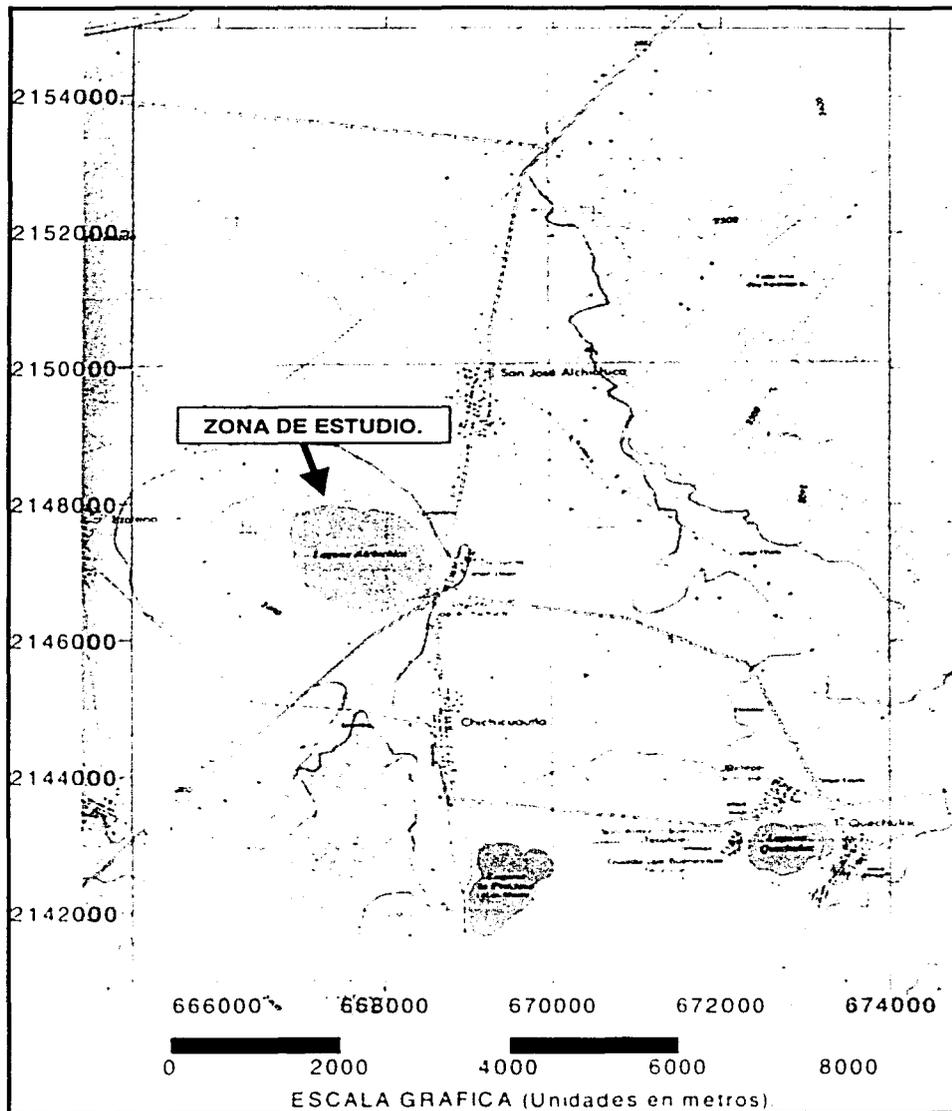


Figura 1. Zona de Estudio (INEGI, 1979)

De forma más local, el área pertenece a la denominada Cuenca de Libres-Oriental. En ella se encuentran algunas sierras y lomas de mediana altura formando varios valles entre si, como es el caso del Valle de Perote. En esta cuenca la descarga por evapotranspiración tiene lugar en las partes bajas de las cuencas, debido a que los niveles freáticos afloran u oscilan a poca profundidad, como es el caso de algunos lagos volcánicos que se encuentran en la región, en los cuales todavía aflora la superficie freática.

En los alrededores se elevan sierras altas como la Sierra de los Humeros, Cofre de Perote y la Sierra de Tenextepac, así como algunos cerros y lomeríos de menor altura. Encontrándose dentro de un ciclo geomorfológico en su etapa de juventud, en la cual es notoria la actividad erosiva sobre las rocas existentes.

La zona de estudio se encuentra ubicada dentro de la porción septentrional de la Región Hidrológica Río Balsas RH-18. Esta región tiene como cuenca principal la del Río Atoyac, que es la corriente formadora más importante del Balsas y está considerada como su origen. Dentro de esta región hidrológica se encuentran los Lagos de La Preciosa, Totolcingo y la de Alchichica, así como la presa Manuel Ávila Camacho.

Las sierras tienen varios arroyos efímeros, pero al llegar al valle las aguas que fluyen por estos arroyos desaparecen rápidamente por infiltración al subsuelo. En su mayoría los aprovechamientos hídricos son manantiales, las norias y los pozos son escasos en la región.

En toda la región el nivel freático está muy cercano a la superficie y en algunos casos aflora. Debido a que tanto el nivel superior como el inferior es muy somero, la evaporación es muy alta y trae consigo el depósito de gran cantidad de sales en la superficie. Además debido a los cambios en la estratigrafía, existen en la cuenca infinidad de acuíferos confinados (CNA, 1982).

Existen en el área abundantes calderas de explosión que constituyen manifestaciones de gran importancia en la búsqueda de zonas termales a profundidad, ya que indican que la capa superior es un buen sello. Además, proporcionan una amplia información al dejar

expuestas las rocas profundas en forma de fragmentos y bloques, tanto en las paredes de dichas calderas, como en la superficie.

Desde el punto de vista geotérmico, los cuatro sistemas volcánicos de importancia son: La Caldera los Humeros, El Volcánico Central, Las Derrumbadas y San Salvador El Seco. De los sistemas anteriores el que nos interesa es el Sistema Volcánico Central, que se encuentra bien representado por tres calderas de explosión: Alchichica, Quechulac y La Preciosa, así como por los domos Pizarro y Las Águilas. En estos domos afloran riolitas, basaltos y materiales de explosión.

Todos los tipos de calderas de explosión freática se hallan representadas en el área. Para Ordóñez (1906) son el resultado de la última fase del vulcanismo en esta región; parece que han sido engendradas por una causa local que solo ha obrado momentáneamente en la parte superior de un magma eruptivo situado a no muy grandes profundidades.

Por otro lado, como muchos de estos cráteres se encuentran en medio de llanuras, junto a ellos los indígenas mexicanos erigieron muchos pueblos para estar al alcance del agua para sus necesidades. Los indígenas llamaron a los cráteres de Puebla, Xalapascos que en su propia lengua quería decir vasija de arena, aludiendo al material con que están construidas estas enormes cavidades en forma de vasijas. Todavía con mas propiedad llamaron Axalapascos a las vasijas de arena con agua. En la literatura científica estos Axalapascos se conocen con el nombre de "maars".

Este lago de Alchichica se formó por una explosión freática (de origen volcánico), es decir, al momento de hacer erupción, el magma se encontraba en contacto con el agua subterránea.

Estas calderas de explosión en su mayoría deben su origen a una explosión freática. Si bien es cierto que desde el punto de vista geomorfológico las extensiones continentales de agua mayores que un estanque se denominan lagos y no lagunas, por estar muy arraigado su uso en la región se ha optado por emplear el término laguna, para extensiones de agua que rellenan algunas de las calderas de explosión del área.

La existencia de este lago se remonta a un pequeño volcán formado por escoria y un derrame asociado, que se encuentran como testigos en la pared occidental del lago constituyendo su parte más alta, que de lo contrario sería completamente plana. Después ocurrió la explosión que arrojó todos los materiales preexistentes a un lado del volcán, acumulándolos a su alrededor. Presenta forma de embudo, ya que sus pendientes bajan con una inclinación de aproximadamente 45 grados.

En la zona se encuentran seis axalapascos conteniendo los lagos llamados Alchichica, Las Minas, Quechulac, Atexac, Aljojuca y Tecuittlapa, siendo esta última una excepción debido a su bajo nivel del agua (Figura 1).

Existe poca información relacionada con el área de estudio, sin embargo se cuenta con el trabajo de Rionda (2001), en el cual se utilizan sondeos eléctricos verticales y electromagnéticos, con datos confiables de la zona. Así mismo se localizaron dos estudios de la Comisión Nacional del Agua (1981, 1982), los cuales servirán de apoyo para el presente trabajo.

MARCO GEOLÓGICO.

En la región se observan diferentes unidades litológicas (CNA, 1982). Se identificaron calizas arcillosas de la Formación Tamaulipas Superior, con un cambio de facies a la Formación Orizaba, presentan una permeabilidad primaria nula y pudiendo adquirir permeabilidad secundaria por fracturamiento o por disolución. La Formación Cruz Blanca esta formada por conglomerados, arenas y arcillas, producto de erosión de rocas calcáreas e ígneas intrusivas del Mesozoico, siendo la parte superior y media de esta secuencia, la que mejor características de permeabilidad presenta.

Posterior a la formación anterior, se presenta una secuencia volcánica en la que se distinguen la Formación Teziutlán constituida por andesitas, andesitas basálticas y basaltos con permeabilidades variables de acuerdo a su grado de fracturamiento. La ignimbrita Xaltipán se presenta en tres diferentes estados de piroconsolidación y en función de ellos es la variación de su permeabilidad. La Formación San Antonio caracterizada por vulcanismo

básico como derrames y escorias, presenta buena permeabilidad según su grado de fracturamiento y densidad de vesículas. Finalmente se observan materiales piroclásticos constituidos principalmente por piedra pómez de buena permeabilidad pero de espesor reducido.

CONDUCTIVIDAD ELÉCTRICA.

La conductividad eléctrica es la capacidad de algunos materiales para transmitir corriente eléctrica cuando es aplicada una diferencia de potencial, la cuál está definida por la ley de Ohm (Keller y Frischknecht, 1966). También se puede hacer uso de la resistividad eléctrica ρ , que es el inverso de la conductividad.

La ley de Ohm, establece que:

$$V = RI \quad (1)$$

donde V es el voltaje, R es la resistencia e I es la intensidad de corriente y establece que la corriente que circule a través de un conductor es directamente proporcional a la diferencia de potencial entre sus extremos.

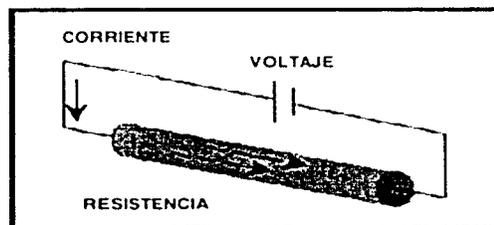


Figura 2. Ley de Ohm.

En rocas y minerales la conductividad eléctrica puede darse de tres formas (Telford et al. 1990): electrónica, electrolítica y por conducción dieléctrica. La primera es la forma normal de flujo de corriente en materiales que poseen electrones libres, como en el caso de los metales. En cuanto al proceso electrolítico se debe a que existen poros y fracturas, que contienen algún porcentaje de algún fluido, por lo tanto la conductividad dependerá de la

cantidad de agua presente, su salinidad y distribución en la roca almacenante. Por último la conducción dieléctrica se lleva a cabo en conductores pobres o aislados bajo la presencia de un campo eléctrico variable externo.

Cuando el agua presente en los poros, tiene alguna sal en solución, los iones constituyentes se separan, por lo que son libres para moverse independientemente dentro de la solución. De ésta forma se lleva a cabo la conducción electrolítica, en donde la propagación de corriente se realiza por medio de los iones disueltos. Cuando es aplicado un campo eléctrico los iones positivos (cationes) son atraídos hacia el polo negativo, mientras que los aniones (iones negativos) se ven atraídos hacia el polo positivo.

Por lo tanto, en una roca la conductividad dependerá principalmente de la porosidad y la permeabilidad, lo que incluye el número de poros, dimensión e interconexiones, el grado de humedad, la concentración de electrolitos disueltos, así como la temperatura y fase en que se encuentra el agua.

Las rocas más antiguas son por lo general menos porosas ya que usualmente se encuentran a una mayor profundidad, lo que ocasiona que por presión los espacios porosos sean cerrados. Sin embargo, también pueden darse excepciones por otros factores como son la presencia de fracturas en las rocas que normalmente no son porosas o altas concentraciones de minerales conductores, lo que en ambos casos podría dar un incremento en la conductividad eléctrica de la formación.

SONDEO ELÉCTRICO VERTICAL.

El método del sondeo eléctrico vertical (SEV) se basa en la teoría electromagnética, la cual se simplifica considerablemente cuando se trabaja con corriente continua y con medios estratificados homogéneos e isotropos (Keller y Frischknecht, 1966). La propiedad del medio que los SEV determinan es la resistividad eléctrica.

Para el estudio teórico de la resistividad medida necesitamos partir de las ecuaciones de Maxwell (Orellana, 1972):

$$\nabla \times E = -\frac{\partial B}{\partial t} \quad (2)$$

$$\nabla \times H = J + \frac{\partial D}{\partial t} \quad (3)$$

donde q es la densidad de carga libre, E es la intensidad del campo eléctrico, H es la intensidad el campo magnético, B es la inducción electromagnética, D es el vector de inducción electromagnética y J es la densidad de corriente. A las ecuaciones anteriores hay que añadir otras tres, que definen las constantes características de los medios:

$$D = \epsilon E \quad (4)$$

$$B = \mu H \quad (5)$$

$$J = \sigma E \quad (6)$$

donde ϵ es la permeabilidad eléctrica que se relaciona con la constante dieléctrica y la permeabilidad del vacío ($\epsilon = k\epsilon_0$), σ es la conductividad eléctrica y μ la permeabilidad magnética.

De las ecuaciones anteriores solo ocuparemos la segunda y la tercera. Pero como se trata de corriente continua, es decir, que los campos son estacionarios, las derivadas temporales se anulan, reduciéndose a:

$$\nabla \times E = 0 \quad (7)$$

$$\nabla \times J = 0 \quad (8)$$

Considerando la ecuación 7, nos dice que el campo eléctrico es conservativo o irrotacional, por lo que deriva de un potencial escalar U , es decir, que:

$$E = -\nabla U \quad (9)$$

Por otra parte habrá de cumplirse la ley de Ohm, que en su forma diferencial es:

$$J = \sigma E \quad (10)$$

lo cual nos dice que la densidad de corriente J en un punto, tiene la misma dirección y sentido que el campo E en el mismo punto y es proporcional a él. Además como en ningún punto del semiespacio conductor puede haber aparición ni desaparición de cargas, el vector de densidad de corriente debe ser cero en cualquier punto, excepto en la fuente de corriente, por lo que:

$$\nabla \cdot J = 0 \quad (11)$$

Combinando las ecuaciones anteriores se deriva la ecuación de Laplace:

$$\nabla^2 U = 0 \quad (12)$$

dónde U es una función potencial escalar, definida de tal forma que E es un gradiente.

Considerando que se tiene una fuente de corriente puntual, dentro de una superficie semiesférica, se puede resolver la ecuación 12 (Orellana, 1972), obteniendo una expresión del potencial eléctrico, colocada en la superficie del terreno, para un medio homogéneo e isótropo.

$$U = \frac{\rho I}{2\pi r} \quad (13)$$

donde I es la intensidad de la corriente.

En el caso de que se tengan varias fuentes de corriente, el potencial en un punto debe ser calculado con la suma de los potenciales con que cada fuente contribuye. Utilizando la ecuación y el concepto anterior podemos obtener la resistividad del medio. Para que pueda ser determinada, en campo deben medirse los valores de intensidad de corriente (I) que fluye entre los electrodos, la diferencia de potencial (ΔU) entre los punto de medición, M y N , entendiendo que en campo lo que realmente se mide es el voltaje entre los electrodos y las distancias entre los distintos electrodos.

El dispositivo electródico utilizado consiste de un arreglo de cuatro electrodos colocados de forma simétrica a partir de un centro, conocido con el nombre de Schlumberger.

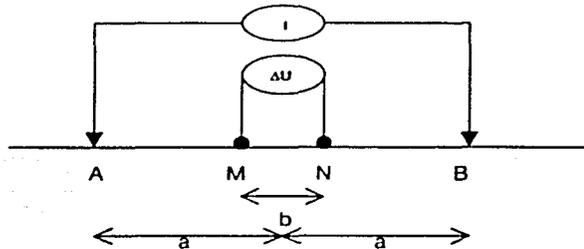


Figura 3. Arreglo Schlumberger. A y B representan los electrodos de corriente y M y N representan los electrodos de potencial.

Dicho dispositivo consiste de dos electrodos de corriente A y B que forman el circuito de emisión de corriente, la cual viaja a través del subsuelo por los materiales en forma tridimensional formando un campo eléctrico. Con un par de electrodos conocidos como M y N, colocados en la parte interior se mide el potencial del campo eléctrico constituyendo el sistema de recepción.

La siguiente ecuación se aplica para el caso de un arreglo con cuatro electrodos:

$$\rho = 2\pi \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \frac{\Delta U}{I} = K \frac{\Delta U}{I} \quad (14)$$

dónde K es una constante geométrica que depende del tipo de arreglo que se esté utilizando. Los términos negativos de las distancias, son debidos a que uno de los polos de corriente en un circuito de dos electrodos debe tener un sentido de corriente de flujo, comparado con el otro.

Sin embargo la ecuación 14 permite determinar la resistividad del medio solamente en caso de que este sea homogéneo, lineal e isótropo, en caso contrario se estará determinado la resistividad aparente (ρ_a) del medio, la cual se puede definir como una "resistividad ficticia"

que se obtiene aplicando a los datos obtenidos sobre un medio heterogéneo, la expresión correspondiente a un medio homogéneo.

La configuración del dispositivo Schlumberger considera en una regla de campo, que los electrodos de potencial M y N están colocados a una distancia del centro del dispositivo (punto de atribución) menor a 5 veces la separación AB.

Usando la ecuación 14 para determinar el factor geométrico tenemos que:

$$K = \pi \left(\frac{a^2}{b} - \frac{b}{4} \right) \quad (15)$$

Pero para el caso del arreglo Schlumberger, los electrodos de medición (M y N), deben estar lo suficientemente cercanos para que la relación del voltaje medido y la separación entre los electrodos sea aproximada al gradiente del voltaje en el punto medio de los electrodos de corriente. Tomando en cuenta esto, la expresión que nos permite definir la resistividad aparente para el arreglo queda como:

$$\rho_a = \frac{\pi a^2 \Delta U}{b l} \quad (16)$$

SONDEOS ELECTROMAGNÉTICOS.

Para poder llevar a cabo sondeos electromagnéticos, es preciso disponer de un circuito de emisión, que genere el campo y de un circuito de recepción o de medición, que lo mida. Las bobinas pueden ser colocadas verticalmente (dipolo horizontal) u horizontalmente (dipolo vertical), como se muestra en la Figura 4.

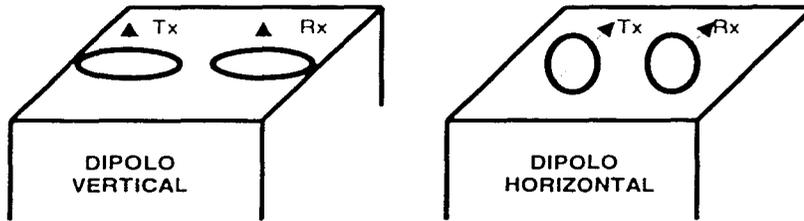


Figura 4. Configuraciones de Dipolo vertical y horizontal (McNeill, 1980).

En ambas configuraciones la bobina transmisora, T_x , inyecta una corriente alterna con una cierta frecuencia. Esto origina un campo magnético variable, H_p , el cual induce a su vez corrientes en el medio, las cuales generan un campo magnético secundario, H_s . La cantidad medida por la bobina receptora, R_x , es la relación del campo magnético secundario en el receptor, cuando ambas bobinas se encuentran colocadas en la superficie de un semiespacio homogéneo de conductividad σ , con respecto al campo magnético primario H_p , en ausencia del semiespacio. La bobina receptora está localizada a una distancia c de la bobina transmisora.

Ambos dipolos (receptor y transmisor) están orientados de forma horizontal y vertical, en el subsuelo, inicialmente se acepta que se tiene una conductividad eléctrica que no varía con la profundidad, es decir, se asume que el subsuelo es un "semiespacio homogéneo".

La bobina transmisora produce un momento dipolar magnético M , el cual es energizado o producido por una corriente primaria alterna a una cierta frecuencia f , produciendo un momento dipolar alterno $M e^{i\omega t}$, donde $\omega=2\pi f$, $i = \sqrt{-1}$ y t es el tiempo.

El flujo de la corriente alterna primaria, generada por el dipolo transmisor, produce un campo magnético primario (H_p), que se encuentra eléctricamente "en fase" (in-phase) con la corriente transmisora. La ley de Faraday establece que este campo magnético primario (para el caso de variación en el tiempo), induce fuerzas electromotrices e_p (FEM) en la conductividad del medio, el cual nos genera una loop ó circuito de corriente i . Como el campo magnético primario se encuentra siempre en fase con la corriente transmisora, la ley de

Faraday nos dicta que la FEM inducida e_p es proporcional al cambio en el tiempo del campo magnético primario, por tanto la FEM e_p es proporcional a:

$$\frac{\partial H_p}{\partial t} = i\omega H_p \quad (17)$$

por lo que estarán en cuadratura (quadrature phase), con el campo magnético primario, estando desfasado por 90° .

Por otro lado si el valor de R (la resistencia eléctrica en el loop) es grande, la frecuencia transmisora es muy pequeña y si ponemos atención en los loops de corriente que fluyen en las inmediaciones del circuito transmisor, la teoría de circuitos nos muestra (McNeill, 1980) que podemos ignorar las impedancias del circuito causadas por acoplamientos magnéticos (inductancias), que se generan por otros loops del campo magnético primario. Para éste caso la corriente del medio estará en fase con la FEM e_p inducida.

Por supuesto la corriente i generará proporcionalmente un campo magnético secundario, el cual puede ser medido por una bobina receptora localizada en la superficie a una distancia c de la bobina transmisora.

Las mayores diferencias entre el campo magnético primario y el secundario, serán que el H_p es causado por una corriente transmisora considerable, la cual será mucho más grande de la que genera al campo magnético secundario y además H_s estará en cuadratura con el campo primario.

Como el H_s es proporcional a i , que es inversamente proporcional al loop de la resistencia R, la medida del H_s será directamente proporcional a la conductancia del circuito eléctrico G (dónde $G=1/R$) que está relacionado con la conductividad eléctrica del medio. Estas mediciones del radio de la cuadratura del H_s con la fase del H_p dan la conductividad del terreno.

Una característica muy conocida de un semiespacio homogéneo es el skin depth δ (penetración nominal), la cual está definida como 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):

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu_0\sigma}} \quad (18)$$

donde $\omega=2\pi f$, μ_0 es la permeabilidad del vacío y σ es la conductividad del terreno, por lo que el skin depth se encuentra determinado por los valores de la conductividad del medio y la frecuencia de operación.

De ésta ecuación debemos apreciar que para la propagación de una onda incidente dentro de un semiespacio homogéneo la fase de las componentes eléctricas y magnéticas de la onda (relativas al valor en la superficie) varían linealmente con la distancia dentro del semiespacio y la contribución de la fase cambia conforme se incrementa la distancia dentro del semiespacio, provocando una disminución en el valor del skin depth, es decir, cuando se incrementa la conductividad y la frecuencia (McNeill, 1991; Spies, 1989), por lo que entre más conductivo sea el medio, la profundidad de exploración será más somera.

Un concepto básico para el propósito de la presente introducción sobre éste método en particular, es el Número de Inducción de Onda, denotado por B y se define como la distancia (radio) que existe entre la separación entre bobinas (c) y el skin depth (δ).

$$B = \frac{c}{\delta} \quad (19)$$

De forma más general para valores arbitrarios de frecuencias de transmisión, conductividad y separación de bobinas, las ecuaciones que rigen dichas especificaciones están dadas por Keller y Frischknecht (1966), para un dipolo vertical:

$$\begin{pmatrix} H_s \\ H_p \end{pmatrix}_v = \frac{2}{(\gamma c)^2} \left[\vartheta - \left[\vartheta \gamma c + 4(\gamma c)^2 + (\gamma c)^3 e^{-\gamma c} \right] \right] \quad (20)$$

en donde $\gamma = \sqrt{i\omega\mu_0\sigma}$, σ es la conductividad eléctrica, $i = \sqrt{-1}$, $\omega = 2\pi f$, f es la frecuencia y μ_0 es la permeabilidad del semiespacio libre.

Las expresiones anteriores son funciones de γc la cual es una función compleja que depende de la frecuencia y de la conductividad. Sin embargo, bajo ciertas condiciones las ecuaciones anteriores se pueden simplificar. McNeill (1980), explica las razones para llegar a esta simplificación.

$$\delta = \sqrt{\frac{2}{\omega\mu_0\sigma}} = \frac{\sqrt{2i}}{\gamma} \quad (21)$$

Incluyendo a la distancia c :

$$\gamma c = \sqrt{2i} \frac{c}{\delta} \quad (22)$$

La relación c/δ se definió anteriormente como B , por lo tanto la expresión queda como :

$$\gamma c = \sqrt{2i} B \quad (23)$$

Pero para valores de inducción de onda menores a uno ($B < 1$), las relación de campo para la configuración del dipolo vertical puede reducirse a la siguiente expresión, como lo muestra Kaufman y Keller (1983):

$$\begin{pmatrix} H_s \\ H_p \end{pmatrix}_v \approx \frac{iB^2}{2} = \frac{i\omega\mu_0\sigma c^2}{4} \quad (24)$$

De esta forma la magnitud de H_s ahora es directamente proporcional a la conductividad del terreno y la fase de H_s precede a la fase de H_p por 90 grados.

La condición $B < 1$ es equivalente a decir que para todos los loops de corriente que afecten la salida del receptor, la frecuencia operante es tan lenta que puede ser ignorado cualquier acoplamiento magnético entre ellos. Esto implica que la corriente que fluye en cualquiera de los loops es completamente independiente de la que fluye en cualquier otro debido a que no hay acoplamiento magnético y a que sólo es función del flujo magnético primario relacionado a ese loop y de la conductividad local del terreno.

Bajos las mismas condiciones, Kaufman y Keller (1983), muestran que existe una pequeña componente en fase con respecto al campo magnético secundario, dado por:

$$\left(\frac{H_s}{H_p} \right)_i \approx \frac{8B^3}{15} = \frac{2\sqrt{2}}{15} c^3 (\omega \mu_0 \sigma)^{1/2} \quad (25)$$

Observando las ecuaciones 24 y 25, como resultado de la dependencia de las ecuaciones con respecto a B , para valores de números de inducción bajos, la componente de la fase (in-phase) será mucho mas pequeña que la componente de la cuadratura.

Otra configuración que es importante para este método, es la configuración del dipolo horizontal, que para la operación con números de inducción bajos, (Keller y Frischknecht, 1966) muestran la siguiente ecuación:

$$\left(\begin{array}{c} H_x \\ H_y \end{array} \right)_{ii} = 2 \left[\frac{3}{(\gamma c)^2} + \left[3 + 3\gamma c + (\gamma c)^2 \frac{e^{-\gamma c}}{(\gamma c)^2} \right] \right] \quad (26)$$

Bajo la condición de que $\gamma c < 1$, la expresión anterior se simplifica de forma análoga, quedando dicha expresión igual a la ecuación 24, solo que para el dipolo horizontal.

Para que B sea mucho menor que uno, c tiene que ser mucho menor que δ lo que implica que:

$$\omega \ll \frac{2}{\mu_0 \sigma c^2} \quad (27)$$

Habiendo optado por un valor de c que fija a la profundidad de penetración efectiva bajo la condición $B < 1$, la conductividad del terreno máxima probable es estimada y la frecuencia operante es elegida de tal forma que la ecuación anterior siempre se satisfaga.

Ya que la relación entre el campo magnético secundario y el primario es linealmente proporcional a la conductividad del medio, es posible tomar lecturas directas simplemente midiendo esta relación. Despejando de la ecuación la conductividad aparente, σ_a , que el instrumento lee, está definida por:

$$\sigma_a = \frac{4}{\omega \mu_0 c^2} \left(\frac{H_s}{H_p} \right) \quad (28)$$

La carencia de interacción entre los loops de corriente es de gran importancia en la simplificación de los procedimientos de reducción de datos. De igual importancia es el hecho de que para cualquier valor de B y para cualquier orientación del dipolo magnético sobre un semiespacio uniforme o en un medio estratificado, todo flujo de corriente es horizontal. En ambos casos (configuración del dipolo horizontal y vertical) es igualmente cero. Por lo tanto en un medio horizontalmente estratificado, no hay corriente que cruce una interfase, que de lo contrario existiría refracción en las corrientes y éstas viajarán de un estrato a otro.

Si ningún flujo de corriente cruza una interfase y si no existe acoplamiento entre los loops de corriente, cambiar la conductividad de cualquiera de los estratos de un medio estratificado horizontalmente, no alterará la geometría del flujo de corriente. Variar la conductividad de cualquier estrato proporcionalmente, variaría solamente la magnitud de la corriente en ese estrato. Para calcular el campo magnético resultante en la superficie de un medio estratificado horizontalmente, es necesario únicamente calcular la contribución independiente de cada estrato, la cual es una función de su profundidad y de la conductividad, y sumar toda las contribuciones.

En un semiespacio homogéneo en donde están colocadas sobre su superficie las bobinas transmisora y receptora, el cual tiene un estrato muy delgado (dz) a una profundidad z (donde z es la profundidad dividida entre c) es posible calcular el campo magnético

secundario en la bobina receptora originado por el flujo de corriente dentro de éste estrato o cualquier otro estrato horizontal (Figura 5). De esta forma puede ser generada la función $\Phi_v(z)$, la cual describe la contribución relativa del campo magnético secundario originado en un estrato a una profundidad z . Con esta función es posible observar las contribuciones de este estrato a diferentes profundidades.

Como puede verse en la Figura 5, cerca de la superficie la contribución del estrato al campo magnético secundario H_s , teniendo la configuración del dipolo vertical, es muy pequeña y lo que indica que esta configuración es insensible a cambios cercanos a la superficie.

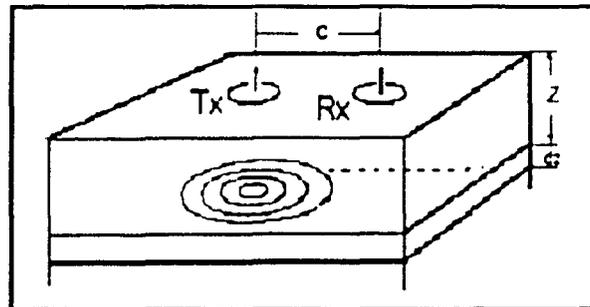


Figura 5. Semiespacio homogéneo sobre cuya superficie están colocadas las bobinas transmisora y receptora. (McNeill, 1980)

En el caso del modo dipolo horizontal también se puede construir una función de contribución relativa al campo magnético secundario. En este caso la contribución relativa del material en la superficie es grande y la respuesta decae con la profundidad (Figura 6).

Ya que la conductividad aparente está dada en términos del campo magnético en el receptor, las funciones Φ_v y Φ_H también dan la contribución relativa del material a diferentes profundidades para la conductividad aparente indicada por el instrumento. La integral de cualquiera de las dos funciones desde cero hasta el infinito da el campo magnético secundario total en la bobina receptora del semiespacio homogéneo, el cual está relacionado directamente a la conductividad eléctrica del semiespacio. Por lo tanto es posible establecer la influencia relativa del material a diferentes profundidades de la conductividad aparente.

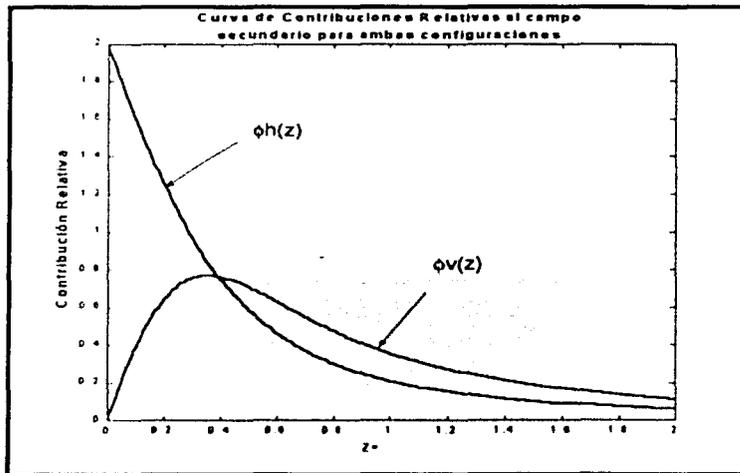


Figura 6. Comparación de las respuestas relativas de los Dipolos horizontal y vertical (McNeill, 1980)

Una función derivada de Φ_V y Φ_H es definida como la contribución relativa del campo magnético secundario, o conductividad aparente, de todo el material por debajo de una profundidad z y esta dada por:

$$R_n(z) = \int_0^z \Phi_n(z) dz \quad (29)$$

La cual es llamada la respuesta acumulativa.

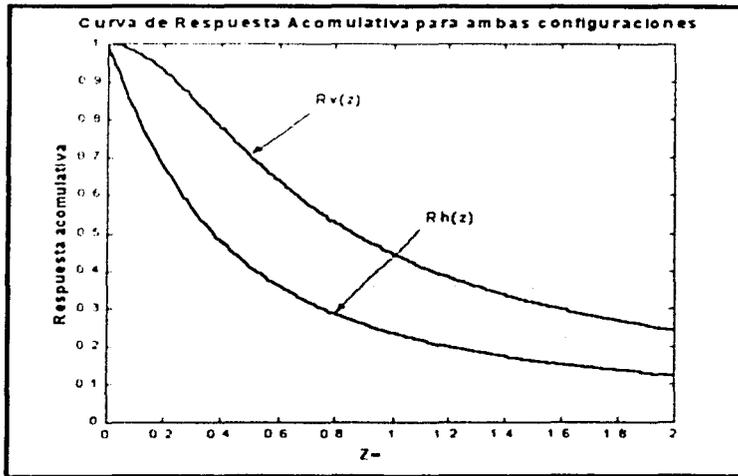


Figura 7. Respuesta acumulativa contra la profundidad para los Dipolos verticales. $R_v(z)$ es la contribución relativa de H_s a todo el material debajo de la profundidad z .

Las expresiones resultantes para las funciones $\Phi(z)$ y $R(z)$ son (McNeill, 1980):

$$\Phi_v = \frac{4z}{(4z^2 + 1)^{3/2}} \quad (30)$$

$$\Phi_H = 2 - \frac{4z}{(4z^2 + 1)^{3/2}} \quad (31)$$

$$R_v(z) = \frac{1}{(4z^2 + 1)^{1/2}} \quad (32)$$

$$R_H(z) = (4z^2 + 1)^{1/2} - 2z \quad (33)$$

Una forma de calcular la lectura del instrumento en un medio estratificado arbitrario, siempre y cuando el espaciamiento entre las bobinas sea mucho menor que el skin depth en todos los estratos, es sumar la contribución de cada estrato independientemente, ponderado de acuerdo con su conductividad y profundidad.

En el caso de un medio con dos estratos la contribución del estrato superior es:

$$\sigma_u = \sigma_1 [1 - R_v(z)] \quad (34)$$

Ya que todo el material debajo de una profundidad cero (la superficie) produce una contribución relativa del 100% de unidad a la lectura del instrumento. Por el contrario, todo el material en el estrato mas bajo tiene una contribución de:

$$\sigma_u = \sigma_2 R_v(z) \quad (35)$$

Por lo tanto la verdadera lectura estará dada por la suma de las dos ecuaciones anteriores:

$$\sigma_u = \sigma_1 [1 - R_v(z)] + \sigma_2 R_v(z) \quad (36)$$

GPS DIFERENCIAL.

El sistema GPS (Sistema de Posicionamiento Global), es un sistema compuesto por una red de 24 satélites denominados NAVSTAR, situados en una orbita de la Tierra, y unos receptores que permiten determinar nuestra posición en cualquier lugar del planeta, de día o de noche. La red de satélites es proporcionada por el Gobierno de los Estados Unidos de América y se encuentra controlado por el Departamento de Defensa.

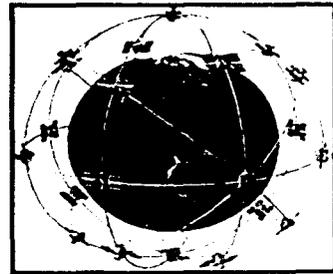


Figura 8. Satélites orbitando

Cada satélite procesa dos tipos de datos, las efemérides corresponden a su posición en el espacio y el tiempo exacto, en coordenadas UTM y los datos de almanaque, que son estos mismos datos pero en relación con los otros satélites de la red, así como también sus orbitas. Cada uno de los satélites transmite todos estos datos por medio de señales de radio ininterrumpidamente a la Tierra.

El satélite emite sobre dos ondas portadoras L1 y L2, sobre estas ondas se modulan dos códigos C/A y P además de un mensaje con los parámetros orbitales del satélite. El código C/A (Clear/Access) está declarado de uso civil y de libre adquisición. Es una moduladora a 1023 Mhz que se repite cada milisegundo. El código P (Precise) es secreto y de uso militar. Para que el receptor pueda determinar en qué momento ha empezado a recibirlo. Estos códigos son utilizados para hallar la distancia entre el satélite y el receptor.

El sistema de GPS se basa en la medición de tiempos. El receptor no envía ninguna señal solo la recibe, de manera que puede empezar a calcular la distancia exacta hasta ese satélite, así como poder buscar los demás satélites.

La ecuación que nos permite calcular la distancia de receptor al satélite es:

$$D=V t \quad (37)$$

dónde D es la distancia del receptor de GPS al Satélite, V es la velocidad de la luz (300,000 km/seg) y t es el tiempo en que tarda en llegar la señal al receptor. El problema de la medición de ese tiempo es complicado, debido a que los tiempos son extremadamente cortos, por lo que se requieren relojes muy precisos y que se encuentren sincronizados. El tiempo de retardo necesario para sincronizar ambas señales es igual al tiempo de viaje de la señal proveniente del satélite. Conociendo este tiempo, lo multiplicamos por la velocidad de la luz y obtenemos la distancia hasta el satélite.

Una vez que el receptor ha captado la señal, de al menos cuatro satélites, entonces puede conocer la distancia a cada uno de ellos y puede calcular su propia posición en el Tierra mediante la triangulación de la posición de los satélites captados. Si son captados más satélites, esto nos proporciona mayor precisión a los cálculos. Este sistema fue diseñado y desarrollado para aplicaciones militares, por lo mismo el Departamento de Defensa de los E.U.A. necesita tener una manera de limitar esa exactitud para prevenir que ésta tecnología pueda usarse de modos inapropiados. Por lo tanto se incorporan errores aleatorios a la señal, por lo que los receptores civiles están sujetos a una degradación de la precisión.

Sin embargo existen dispositivos adicionales para tener una mayor precisión, que es el caso del GPS Diferencial (DGPS), el cual consiste en instalar un receptor GPS en una estación conocida, es decir, que son conocidas perfectamente las coordenadas de ese punto, de tal manera que al compararlos, determinará cual es el factor de error que está introduciendo cada satélite. Esta información es enviada en una frecuencia determinada que puede ser captada por un receptor diferencial que la introducirá en nuestro GPS y éste calculará la nueva posición teniendo en cuenta el error.

La precisión también está ligada al número de satélites que estemos recibiendo y a su geometría en el espacio.

Un aspecto que hay que cuidar mucho, al trabajar con el GPS, es el datum geodésico (Figura 9), debido a que la tierra no es una esfera perfecta sino que está achatada por los polos y además que en su superficie presenta varias irregularidades. Por lo tanto es necesario tener un modelo matemático que intente representar la forma de la tierra, normalmente un elipsoide, variando éste, dependiendo del país en el que estemos o incluso dentro de una misma región. De la Figura 9 el parámetro h es la distancia del elipsoide de referencia al punto donde nos encontramos en la superficie terrestre, la N es la distancia del geoide al elipsoide de referencia y H es la distancia del geoide al punto de la superficie.

Debido a que necesitamos una recepción de satélites, una de las limitantes a este sistema, es que no podemos tener cobertura en lugares cerrados o con alguna obstrucción de la señal.

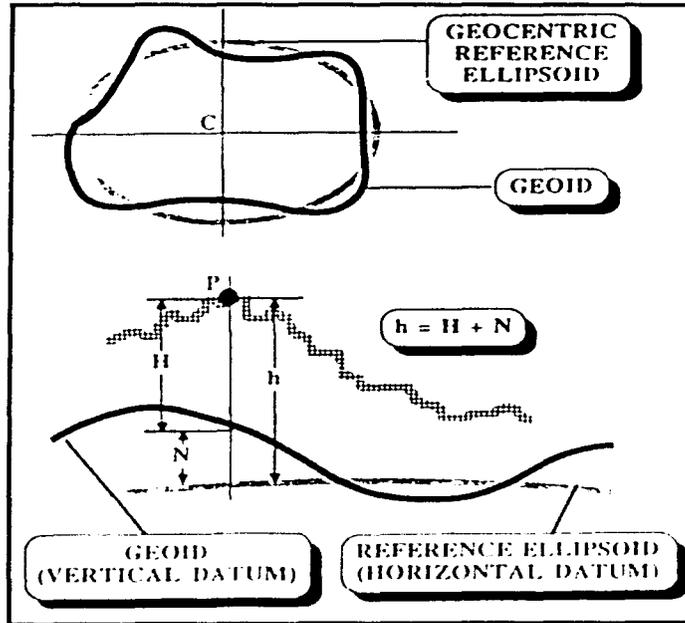


Figura 9. Geoide y elipsoide de referencia. (Canadian GPS Associates, Abril 1986).

CAPÍTULO II.- METODOLOGÍA

Se realizaron 17 sondeos electromagnéticos y un levantamiento con GPS Diferencial en el mes de Febrero del 2002. Así mismo, se encontró un estudio de carácter geofísico realizado por la Comisión Nacional del Agua, del cual se obtuvieron ocho sondeos eléctricos verticales tipo Schlumberger, los cuales fueron reinterpretados.

SONDEOS ELÉCTRICOS VERTICALES.

A partir del informe de la CNA del Valle de Perote (CNA, 1981), se reprocesaron los datos de campo de los sondeos eléctricos verticales, los cuales se encuentran próximos a la zona de interés. En la figura 10 se encuentran las ubicaciones de los sondeos eléctricos verticales, así como en el Anexo I se muestran todos los sondeos interpretados. Debido a su cercanía con la zona de estudio, es posible extrapolar dichos modelos al presente trabajo.

En el método del sondeo eléctrico vertical, para ir adquiriendo una mayor profundidad, se hace variar la abertura entre los electrodos A y B hasta el límite deseado, para este caso dicha abertura es de 500 metros, combinando la abertura de los electrodos de potencial M y N en una proporción no mayor a la quinta parte de los electrodos de corriente (empalme) en caso de ser necesario.

De acuerdo a la ubicación de los sondeos (Figura 10) se trazaron dos perfiles, el perfil A-A' formado por los SEV's 01, 02, 03, 04 y 05, con una longitud aproximada de 3 km y el perfil B-B' compuesto por los SEV's 06, 07, 08 y 01 con una longitud total de 3.5 km y con una dirección NE-SW, mientras que el perfil A-A' se encuentra transversal. Por otra parte se realizó la configuración de mapas de isorresistividad aparente. Esta representación de la información nos permite efectuar una interpretación del comportamiento de la resistividad para las diferentes separaciones electródicas utilizadas en el levantamiento.

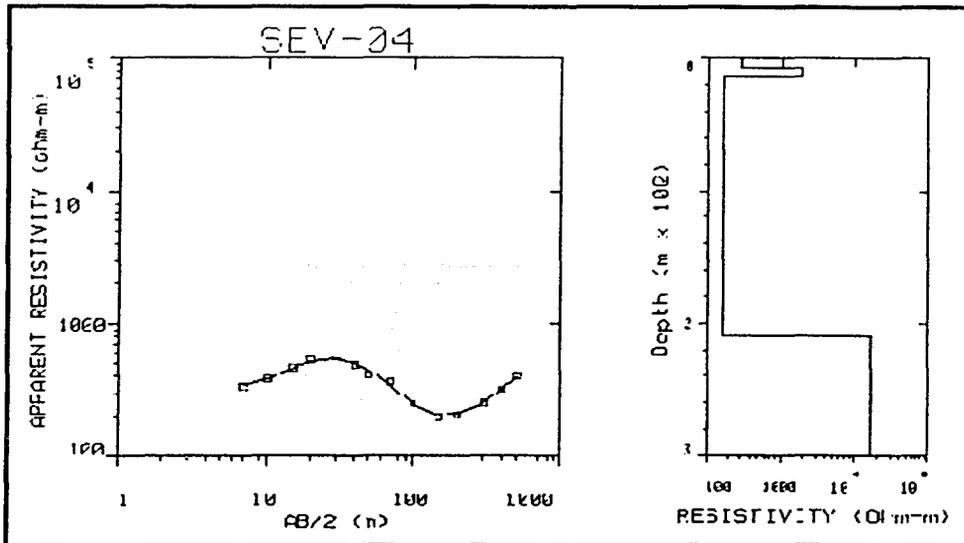


Figura 11. Interpretación de la curva de resistividad aparente de un SEV.

SONDEOS ELECTROMAGNÉTICOS.

Los sondeos electromagnéticos se realizaron con un equipo EM34-3 de Geonics. Estos sondeos se ubicaron alrededor del cráter del lago de Alchichica, procurando cubrir la zona completamente. La Figura 12 muestra la ubicación de los sondeos y los perfiles electromagnéticos C-C' (del sondeo EM-01 al EM-04), D-D' (del sondeo EM-06 al EM-09) y E-E' (del sondeo EM-10 al EM-17).

Para cada estación se obtuvieron seis mediciones de conductividad del terreno, ya que se utilizaron las dos configuraciones de dipolo y los tres espaciamientos entre las bobinas: 10, 20 y 40 metros. El método utiliza valores de inducción muy bajos, para poder leer la conductividad del subsuelo directamente (McNeill, 1980). La localización de las estaciones fue hecha utilizando un GPS Modelo Garmin 12XL.

Las mediciones se realizaron lejos de líneas de alta tensión y estructuras metálicas, que pudiesen inducir ruido hacia las lecturas, en especial a la separación entre bobinas de 40 metros, ya que es la más susceptible a errores por artefactos antropogénicos.

El equipo mide la conductividad aparente para ambas bobinas, la horizontal y la vertical.

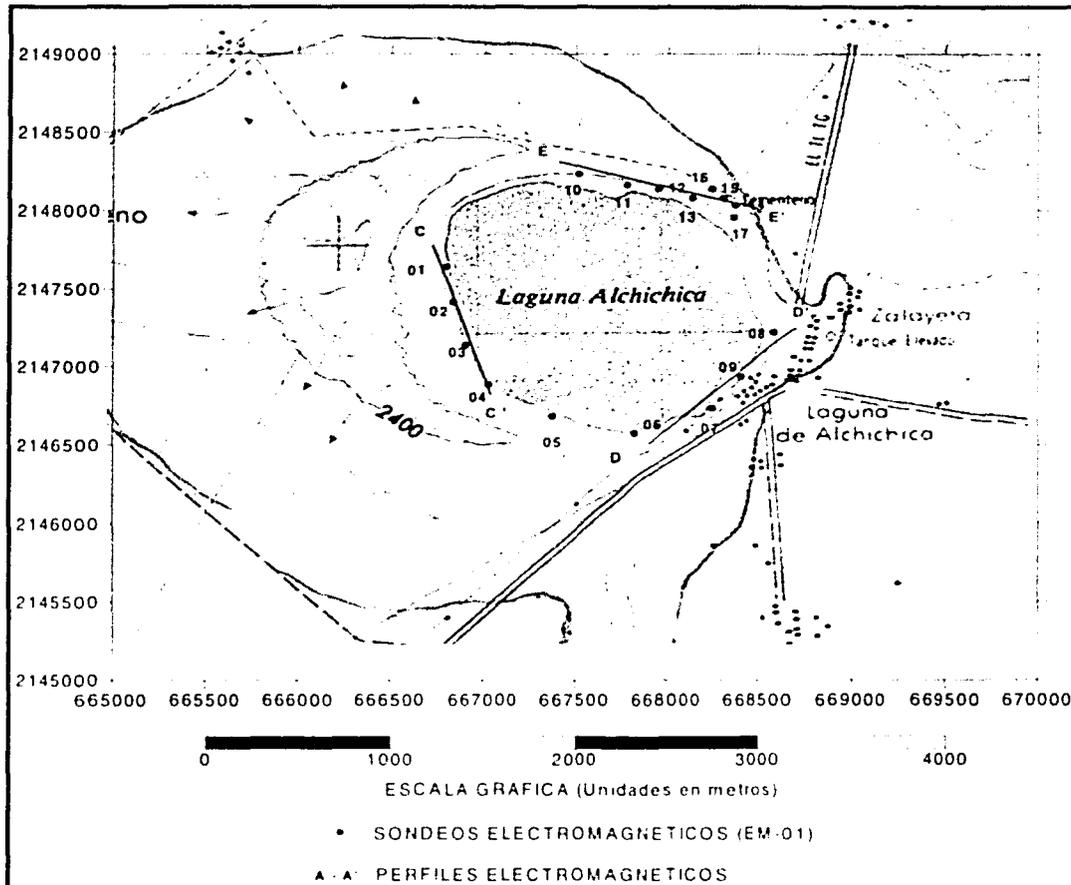


Figura 12. Localización de los sondeos y perfiles electromagnéticos.

El equipo empleado consta de una consola emisora (T_1) y una consola receptora (R_1), así mismo se tienen dos bobinas una transmisora y una receptora, un par de cables que conectan las consolas con las bobinas y tres cables de diferentes longitudes 10, 20 y 40 metros que unen las dos bobinas y es la distancia que se va variando, asignando así diferentes frecuencias para las diferentes distancias.

Algunas especificaciones del equipo se presentan en la siguiente tabla:

MEDICION	Conductividad Aparente del subsuelo en miliSiemens/metro
RANGO DE SENSIBILIDAD	0-10, 100, 1000, mS/metro
EXACTITUD DE LA MEDICION	Mas-menos 5% de 20 mS/metro
FUENTE PRIMARIA DEL CAMPO	Dipolo Transmisor
SENSOR	Dipolo Receptor
ESPACIAMIENTO DE ANILLOS	10, 20 y 40 metros
FRECUENCIAS DE OPERACION	6.4 kHz para 10 metros
	1.6 kHz para 20 metros
	0.4 kHz para 40 metros
RANGO DE TEMPERATURA PARA OPERAR	-40 grados Centígrados a 50 grados Centígrados

Tabla 1. Especificaciones del instrumento EM34-3 GEONICS LIMITED.

Para la interpretación de los datos electromagnéticos, se realizaron perfiles geoeléctricos utilizando un programa de inversión de datos electromagnéticos elaborado por Rionda (2001), que utiliza el algoritmo de Maquardt (1963), con la finalidad de hacer una inversión de los datos. Sin embargo para la aplicación de éste método es necesario tener un modelo inicial, utilizando los modelos de los sondeos eléctricos verticales para dicho propósito.

Así mismo se realizaron mapas de isorresistividad verdadera para las diferentes configuraciones de bobinas y para los espaciamientos entre ellas, obteniendo los valores de resistividad del programa de inversión.

GPS DIFERENCIAL.

Se realizó un levantamiento de GPS Diferencial, con el objeto de georeferenciar el lago de Alchichica, obteniendo un mapeo completo de lo que es el contorno, calculando así el área de dicho lago. La precisión y exactitud de las coordenadas geográficas obtenidas por éste método en la horizontal es de centímetros, utilizando la técnica de tiempo real cinemático.

Se colocó una base en un extremo del lago con el cual se tomaron datos durante todo el día cuyas coordenadas autónomas son 2147191.195N y 668547.725E. Un segundo instrumento móvil (rover), se coloca sobre los puntos de interés, que para éste caso fueron 157 puntos alrededor del lago. Para obtener las coordenadas, es necesario que los dos instrumentos (la base y el rover) observen cuando menos cuatro satélites en común. Posteriormente, los datos del instrumento son procesados. Este proceso permite evaluar la calidad de los datos.

Con los datos de campo, el equipo realiza un post-proceso, bajando directamente estos datos a una hoja de cálculo. Con los datos posteriormente se realizó un mapa en dos dimensiones (x, y) para ver el área real del lago, así como un mapa en tres dimensiones (x, y, z) para observar las partes más elevadas de la micro-cuenca que se mapeo con esta nueva herramienta.

El equipo con el que se realizó el levantamiento es un GPS Diferencial marca Trimble el cual consta de: Una libreta (modelo TSC1), un Rover (modelo T4800), Base (modelo T4700), tripies, baterías y un software para post-proceso (Trimble Geomatics Office). Desarrollados por la empresa Trimble Navigation Limited.

CAPÍTULO III.- RESULTADOS

SONDEOS ELÉCTRICOS VERTICALES.

La Tabla 2 muestra los datos de los sondeos eléctricos verticales (CNA, 1981) obtenidos en campo, los valores mostrados son de resistividad (Ω m), los valores de AB/2 están dados en metros.

7	179.1	401.8	135.7	336.4	527.5	131.9	219.1	343.5
10	176.1	543.6	140.3	385.5	422	141.9	255.5	306.4
15	193	694.4	154.6	459.7	389.5	157.6	309.6	338.9
20	229.1	820.8	186.5	531.7	416.1	172.9	424.2	370.2
30	277.3	925.2	238.2	552.4	493.7	173.5	555.1	483.9
40	326.2	1000.2	301.7	487.6	612.6	148.2	620.5	584.1
50	388.1	822.2	366.1	410.1	674.1	165.6	638.5	635.8
70	364.1	822.1	357.5	362.5	745.3	104.8	610.5	708.6
100	375.8	373.3	373.8	249.7	839.7	66.7	560.9	704.4
150	337.8	200	321.3	198.3	822.4	48.17	580.5	630.3
200	240.8	55.86	211.5	205.8	653.6	45.77	265.5	475.6
300	124.2	35.43	104.1	250.9	404.4	52.76	123.9	230.8
400	45.07	47.68	46.02	319.1	209	69.14	89.31	137.2
500	16.63	66.48	30.37	401.7	123.5	98.37	44.32	79.23

Tabla 2. Datos de campo de los SEV (CNA, 1981).

SONDEOS ELECTROMAGNÉTICOS.

Los datos presentados en la Tabla 3 corresponden a los sondeos electromagnéticos medidos en campo, así mismo se presentan los valores de sus coordenadas en valores UTM y en coordenadas geográficas. El arreglo de bobinas verticales (dipolo horizontal) es llamado BV y el arreglo de bobinas horizontales (dipolo vertical) es llamado BH. Los números que siguen después de éstas abreviaturas corresponden a las aberturas entre las bobinas. A los valores de las lecturas de campo le corresponden valores de conductividad (milimho/m), sin embargo en la Tabla 3 son presentados en unidades de resistividad (Ω m), para de ésta forma facilitar la comprensión entre estos datos y los datos de los sondeos eléctricos verticales.

		LAT.	LONG.	ESTE	NORTE	Z	BH-10	BH-20	BH-40	BV-10	BV-20	BV-40
C-C'	EM-01	19 4159	-97 4115	666796	2147638	2325 6	43 8	32 15	21 1	25 9	22 6	FALLA
C-C'	EM-02	19 4138	-97 4111	666833	2147411	2325 7	37 5	30 40	6 4	45 0	32 3	6 4
C-C'	EM-03	19 4113	-97 4105	666993	2147135	2325 8	44 0	32 89	22 8	24 9	23 3	22 3
C-C'	EM-04	19 409	-97 4093	667028	2146884	2325 8	25 0	17 67	13 4	34 3	32 5	31 7
C-C'	EM-05	19 4072	-97 4061	667374	2146681	2325 8	38 9	27 47	19 2	33 6	28 1	24 8
D-D'	EM-06	19 4061	-97 4018	667824	2146571	2325 6	40 1	41 15	28 3	23 7	23 4	23 9
D-D'	EM-07	19 4076	-97 3977	668249	2146732	2325 6	29 2	23 70	18 0	18 5	17 8	20 6
D-D'	EM-08	19 4119	-97 3944	668589	2147218	2327 2	34 2	27 62	18 4	21 9	24 1	22 94
D-D'	EM-09	19 4077	-97 3969	668336	2146745	2326 4	37 8	31 85	FALLA	31 4	30 6	FALLA
E-E'	EM-10	19 4212	-97 4045	667520	2148232	2325 6	21 1	35 97	25 1	19 1	21 3	20 8
E-E'	EM-11	19 4208	-97 402	667779	2148162	2325 6	21 2	17 21	23 3	21 0	19 1	28 1
E-E'	EM-12	19 4197	-97 3981	668186	2148046	2325 6	17 5	21 51	23 0	20 8	16 1	21 2
E-E'	EM-13	19 4189	-97 3965	668360	2147957	2325 6	28 4	24 33	30 3	39 2	27 1	37 5
E-E'	EM-14	19 4199	-97 397	668305	2148078	2332 4	71 9	48 31	81 3	123 4	77 5	217 3
E-E'	EM-15	19 4205	-97 3975	668248	2148137	2336 1	333 3	52 91	116 2	74 6	65 7	188 6
E-E'	EM-16	19 4209	-97 3987	668131	2148183	2338 9	68 0	52 08	103 0	126 5	84 7	500 0
E-E'	EM-17	19 4196	-97 3964	668368	2148034	2336 8	74 6	58 14	113 6	123 4	77 5	222 2

Tabla 3.- Lecturas tomadas de los sondeos EM.

Los valores de resistividad en los que no se pudo tomar la lectura, debido a la inestabilidad de la misma, propiciado por ruidos antropogénicos, se encuentran marcados con la leyenda de Falla.

Las figuras 13 y 14, muestran una panorámica del lago, dónde se observa el lado occidental. Así mismo se alcanzan a visualizar algunos estromatolitos, los cuales se localizan en los costados del lago. Estos estromatolitos son estructuras órgano-sedimentarias laminadas (principalmente CaCO_3) adheridas al sustrato, producto de la actividad metabólica de microorganismos. Siendo estructuras rocosas y porosas, de superficie rugosa-gelatinosa. sobre la superficie van creciendo las algas, al tiempo en que van precipitando carbonatos y atrapando sedimentos, que después de años se consolidan como roca. De esta manera la estructura aumenta en tamaño, tanto vertical como horizontalmente.



Figura 13. Lago de Alchichica.

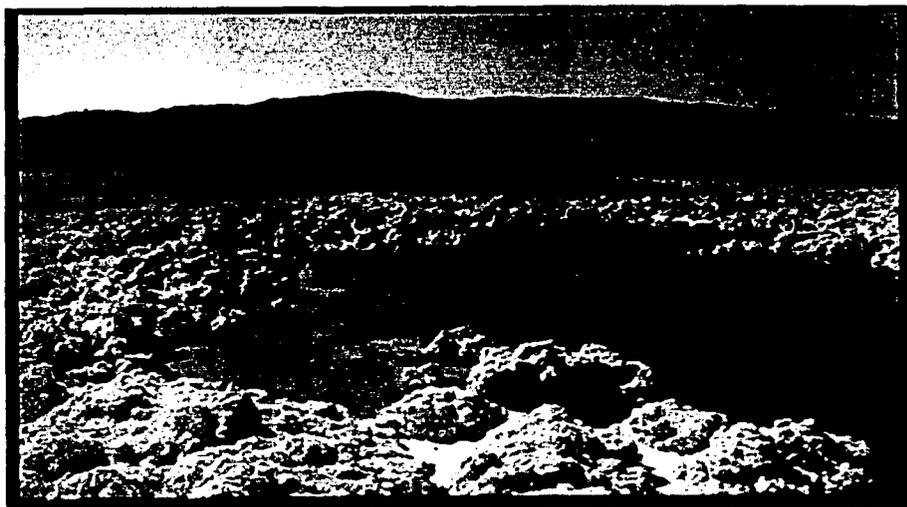


Figura 14 Estromatolitos alrededor del lago.

GPS DIFERENCIAL.

Los datos que se presentan en la Tabla 4 corresponden al levantamiento de DGPS, en tiempo real cinemático, para el cual se dan las coordenadas UTM así como su altitud con respecto al nivel del mar, para cada punto que se georeferenció en el lago.

BASE	668547.725	2147191.2	2325.621
1	668565 223	2147203 15	2325 629
2	668570 292	2147207 13	2325 721
3	668570 966	2147214 32	2325 727
4	668570 185	2147225 84	2325 724
5	668564 791	2147242 59	2325 612
6	668564 463	2147260 28	2325 599
7	668559 383	2147276 44	2325 627
8	668547 486	2147293 98	2325 659
9	668528 031	2147308 32	2325 578
10	668515 344	2147315 86	2325 645
11	668515 153	2147300 94	2325 656
12	668516 822	2147295 02	2325 689
13	668521 203	2147292 38	2325 724
14	668520 616	2147286 47	2325 717
15	668519 357	2147281 98	2325 618
16	668509 242	2147277 91	2326 039
17	668494 659	2147284 41	2325 746
18	668516 841	2147325 19	2325 623
19	668529 366	2147338 87	2325 615
20	668523 148	2147357 22	2325 602
21	668508 109	2147387 8	2325 58
22	668496 028	2147414 97	2325 716
23	668484 776	2147445 35	2325 689
24	668472 462	2147455 24	2325 626
25	668454 414	2147468 41	2325 59
26	668463 738	2147477 82	2325 596
27	668467 197	2147498 5	2325 615
28	668468 226	2147605 57	2325 71
29	668468 231	2147610 57	2325 595
30	668461 707	2147618 05	2325 656
31	668461 402	2147622 99	2325 617
32	668461 783	2147632 44	2325 612
33	668455 961	2147640 3	2325 603
34	668437 554	2147644 5	2325 585
35	668444 995	2147681 61	2325 626
36	668436 668	2147714 2	2325 622
37	668449 891	2147716 53	2325 607
38	668431 422	2147756 16	2325 614
39	668427 554	2147781 46	2325 612
40	668412 091	2147817 43	2325 628
41	668388 976	2147843 62	2325 615
42	668343 74	2147879 08	2325 595
43	668319 036	2147912 98	2325 6
44	668305 28	2147926 05	2325 61
45	668305 301	2147926 03	2325 604
46	668256 391	2147955 03	2325 609
47	668247 152	2147968 95	2325 72
48	668231 489	2147977 26	2325 606
49	668201 2	2148003 55	2325 669
50	668178 017	2148013 11	2325 641
51	668149 061	2148031 18	2325 585
52	668133 554	2148037 18	2325 608
53	668106 192	2148040 78	2325 598
54	668088 958	2148043 77	2325 612
55	668070 35	2148060 22	2325 617
56	668041 537	2148072 48	2325 584
57	668018 935	2148089 77	2325 615
58	667996 245	2148095 85	2325 605
59	667963 89	2148105 23	2325 58
60	667947 345	2148110 33	2325 592
61	667913 033	2148118 19	2325 621
62	667854 242	2148127 97	2325 598
63	667824 841	2148128 62	2325 593
64	667787 325	2148128 37	2325 588
65	667770 813	2148143 92	2325 593
66	667749 359	2148149 47	2325 617
67	667701 739	2148152 61	2325 619
68	667677 523	2148162 05	2325 578
69	667638 643	2148172 84	2325 602
70	667583 149	2148182 39	2325 604
71	667537 549	2148167 61	2325 599
72	667520 307	2148182 55	2325 587
73	667471 162	2148180 64	2325 592
74	667397 992	2148166 1	2325 613

Tabla 4. Datos del GPS Diferencial.

75	667373 944	2148169 5	2325 677
76	667314 218	2148160 12	2325 603
77	667286 056	2148159 56	2325 656
78	667190 92	2148153 35	2325 694
79	667190 903	2148153 35	2325 688
80	667167 203	2148132 03	2326 1
81	667086 861	2148110 8	2325 703
82	667049 274	2148100 09	2325 658
83	667020 19	2148089 2	2325 751
84	666936 138	2148065 25	2325 724
85	666870 708	2147999 94	2325 681
86	666839 693	2147983 53	2325 715
87	666806 911	2147924 07	2325 879
88	666793 844	2147857 12	2325 603
89	666780 207	2147832 4	2325 808
90	666777 058	2147723 27	2325 654
91	666799 113	2147687 88	2325 743
92	666812 187	2147610 27	2326 068
93	666824 829	2147539 95	2325 619
94	666830 147	2147439 76	2325 648
95	666859 534	2147399 61	2325 564
96	666860 352	2147336 98	2325 647
97	666853 783	2147289 75	2325 665
98	666882 342	2147211 9	2325 682
99	666921 099	2147124 36	2325 841
100	666953 601	2147022 04	2325 671
101	666977 166	2146952 15	2325 674
102	667024 093	2146857 16	2325 842
103	667129 817	2146786 69	2325 191
104	667199 356	2146758 28	2325 883
105	667234 648	2146750 04	2325 94
106	667322 232	2146685 84	2325 937
107	667391 651	2146654	2325 815
108	667422 667	2146658 56	2326 593
109	667510 866	2146596 16	2325 716
110	667551 679	2146599 48	2326 784
111	667594 5	2146566 31	2325 743
112	667670 137	2146554 74	2325 644
113	667690 083	2146561 83	2326 206
114	667705 392	2146543 01	2325 999
115	667734 808	2146546 69	2325 772
116	667758 473	2146537 19	2325 715
117	667822 478	2146572 83	2325 651
118	667837 469	2146591 41	2326 986
119	667908 35	2146563 98	2325 753
120	668034 075	2146611 37	2325 838

121	668050 49	2146643 35	2325 63
122	668038 279	2146648 71	2326 604
123	668054 033	2146658 52	2326 848
124	668075 667	2146643 79	2325 857
125	668141 723	2146642 09	2326 007
116	667758 473	2146537 19	2325 715
117	667822 478	2146572 83	2325 651
118	667837 469	2146591 41	2326 986
119	667908 35	2146563 98	2325 753
120	668034 075	2146611 37	2325 838
121	668050 49	2146643 35	2325 63
122	668038 279	2146648 71	2326 604
123	668054 033	2146658 52	2326 848
124	668075 667	2146643 79	2325 857
125	668141 723	2146642 09	2326 007
126	668213 522	2146677 25	2325 816
127	668274 828	2146783 49	2325 638
128	668264 335	2146810 21	2325 72
129	668282 341	2146865 57	2325 806
130	668317 796	2146897 19	2325 649
131	668329 025	2146935 7	2325 603
132	668392 402	2146946 54	2325 781
133	668432 88	2146977 57	2325 621
134	668479 011	2146992 32	2325 631
135	668523 203	2147049 83	2325 664
136	668559 863	2147122 05	2325 675
137	668570 643	2147192 22	2325 651
138	668553 137	2147190 9	2326 128
139	668549 449	2147182 01	2325 691
140	668550 195	2147194 61	2326 162
141	668549 937	2147195 77	2326 203
142	668572 85	2147197 42	2326 526
143	668584 059	2147166 13	2327 185
144	668572 196	2147122 76	2327 055
145	668559 319	2147090 65	2326 709
146	668544 193	2147056 01	2326 453
147	668515 861	2147027 48	2326 445
148	668499 71	2146997 28	2326 38
149	668462 88	2146965 82	2326 352
150	668426 065	2146948 03	2326 245
151	668389 778	2146930 37	2326 368

Tabla 4 (Continuación). Datos del DGPS.

CAPÍTULO IV.- DISCUSIÓN

SONDEOS ELÉCTRICOS VERTICALES.

A partir de los sondeos eléctricos verticales se definió la continuidad, distribución y características de las posibles unidades litológicas existentes, esto se logro con la elaboración de 2 perfiles geoeléctricos en los que se interpretó de acuerdo a los valores de resistividad obtenidos.

Cada SEV se graficó, como se muestra en el Anexo I, para llevar a cabo una interpretación que permite inferir el modelo geológico de la zona, estimando así el espesor de los estratos y su resistividad verdadera. En la tabla 5 se observan los datos de la inversión, dando espesores y resistividades reales, con los cuales posteriormente se construirán las secciones geoeléctricas correspondientes.

SEV-01	165.8	10.2
	551.8	81.6
	0.2	

SEV-02	112.7	1.6
	2045.2	17.0
	413.9	23.2
	7.6	62.3
	4080.2	

SEV-03	127.7	12.2
	1105.3	33.6
	20.11	

SEV-04	295.7	6.6
	1942.9	6.4
	162.5	196.9
	16348.3	

SEV-05	921.7	2.6
	308.7	12.8
	1410	77.7
	44.2	

SEV-06	120.7	5.8
	237.9	21.9
	31.3	164.7
	3367	

SEV-07	198.6	8.7
	21208.9	2.1
	125.3	194.5
	0.2	

SEV-08	330.3	5.8
	210.3	5.1
	1193.5	65.2
	49.3	

Tabla 5.- Modelos obtenidos de la inversión de los sondeos electricos verticales .

Los mapas de isorresistividad aparente que se muestran a continuación fueron elaborados para las diferentes aberturas electródicas que se realizaron en campo. Para cada mapa se tienen los valores de las curvas de isorresistividad [Ωm], así como la ubicación georeferenciada de los sondeos eléctricos verticales.

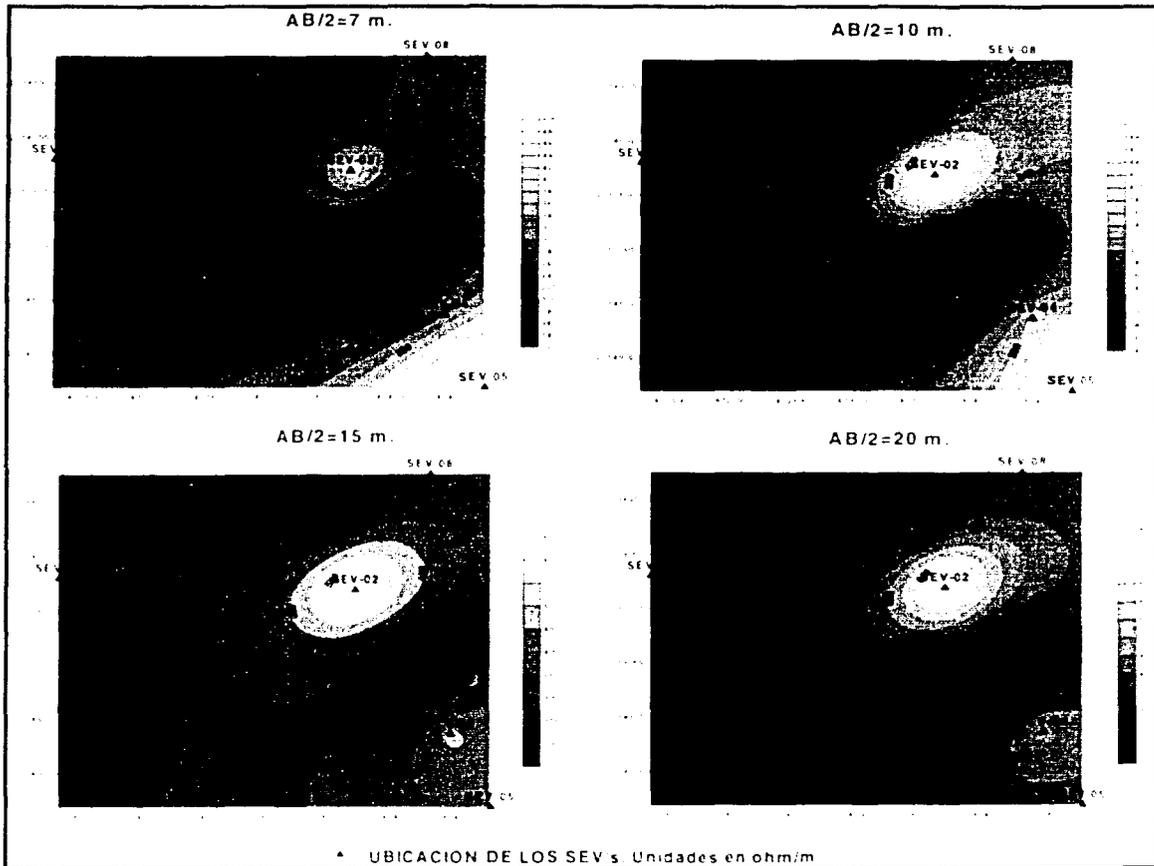


Figura 15. Mapas de isorresistividad aparente para diferentes aberturas electrodiicas.

En la figura 15 se muestra el mapa de isorresistividad aparente para AB/2=7 m y AB/2=10 m se puede observar que existen algunas variaciones en la distribución de las resistividades, existiendo valores entre 200 Ωm y los 500 Ωm aumentando hacia los

SEV-04 y 05. Se presenta un alto valor resistivo en el SEV-02 de 500 Ω m. Sin embargo para los mapas correspondientes a una abertura de $AB/2=15$ m y $AB/2=20$ m la variación de la resistividad es menor, siendo ésta mas uniforme en todo el mapa, pero se sigue presentando un alto valor resistivo (650 y 750 Ω m) hacia el SEV-02. Este alto valor resistivo se debe a que la segunda capa para dicho sondeo resultó ser más resistiva, en comparación con los otros sondeos.

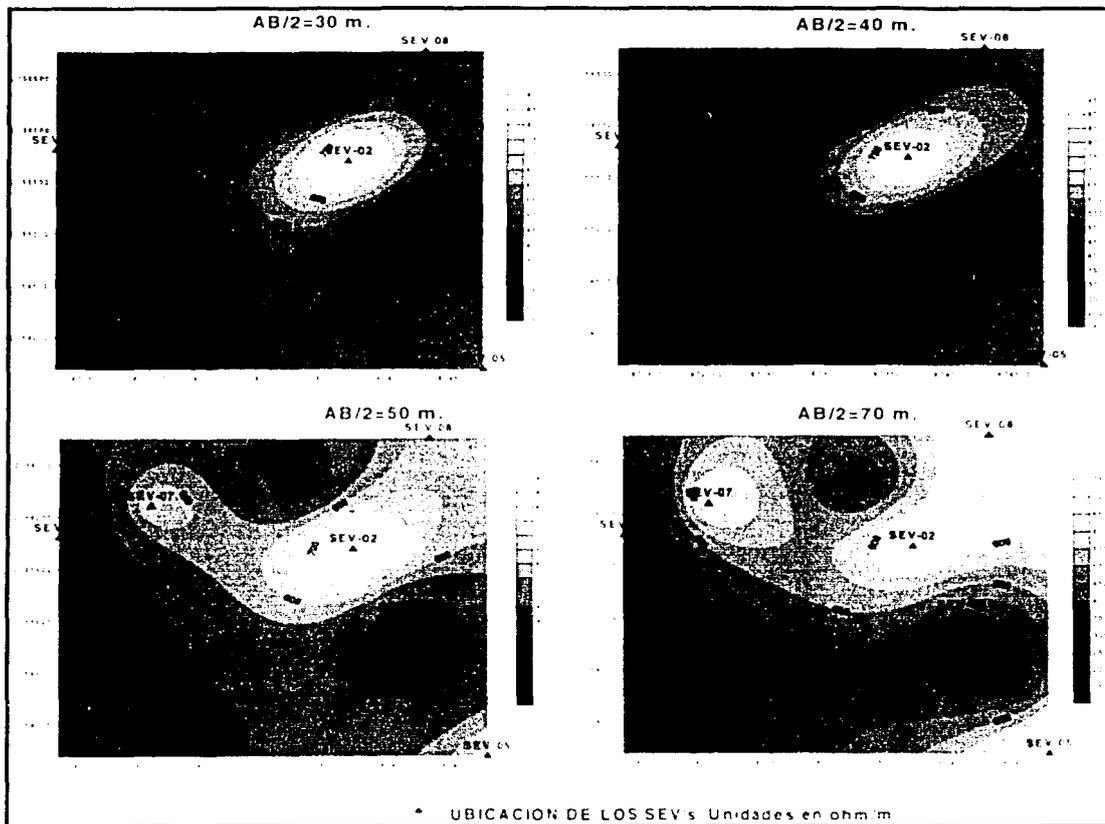


Figura 15 (Cont). Mapas de isoresistividad aparente para diferentes aberturas electródicas.

Desde las configuraciones de $AB/2=30$ m y hasta aquella para $AB/2=70$ m, se muestra un comportamiento similar, existiendo pequeñas variaciones en la resistividad con un ligero aumento en su valor, pero teniendo un aumento considerable de la resistividad (800 y 900

Ωm) hacia el SEV-02. Este aumento de resistividad en el SEV-02 se va disminuyendo conforme se aumenta la abertura eléctrica.

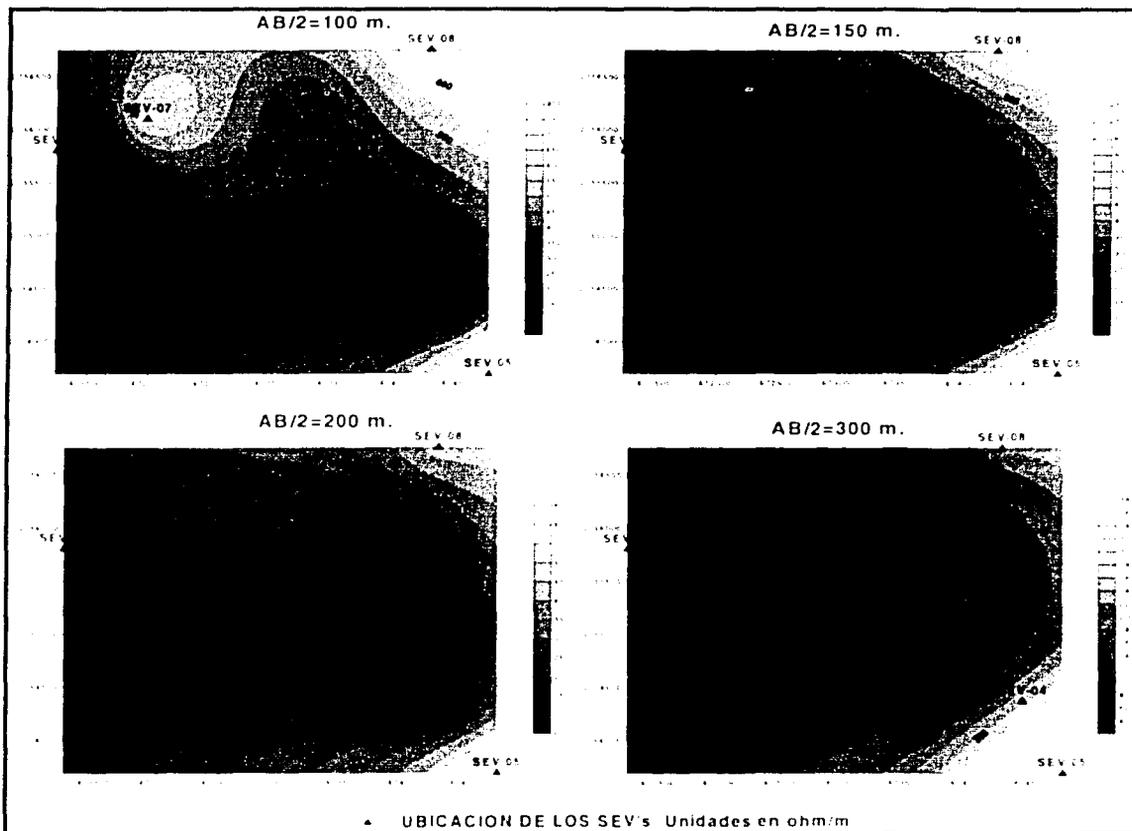


Figura 15 (Cont). Mapas de isoresistividad aparente para diferentes aberturas eléctricas.

Para las configuraciones de AB/2=100 m hasta la abertura AB/2=300 m, se observa que va disminuyendo considerablemente el valor de resistividad hacia el SEV-02, hasta tener una resistividad de 40 Ωm . Existiendo una resistividad del subsuelo más uniforme, con disminuciones considerables de sus valores conforme la abertura eléctrica es mayor, por lo que para la abertura de 300 metros tenemos valores de resistividad hasta de 40 Ωm .

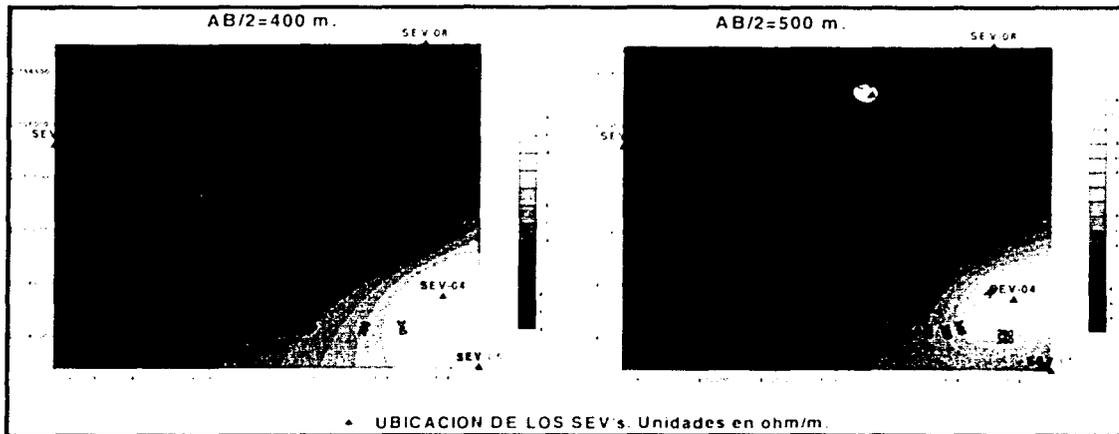


Figura 15 (Cont). Mapas de isorresistividad aparente para diferentes aberturas electródicas.

Y por último para las aberturas $AB/2=400$ m y $AB/2=500$ m. se observa que la resistividad disminuye considerablemente, existiendo valores altos hacia el SEV-04 y el SEV-05. pero para el resto de los sondeos se muestra una resistividad del subsuelo muy similar. Hay que hacer notar que hacia el perfil A-A' se tienen valores de resistividad más altos que los que se tienen hacia el perfil B-B'.

Con los datos de los ocho sondeos se desarrollaron dos perfiles, en los cuales se observan las características del subsuelo en el sitio estudiado, a partir de los modelos obtenidos. Los perfiles geoelectricos obtenidos se muestran en la Figura 16 y 17. para los perfiles A-A' y B-B', respectivamente.

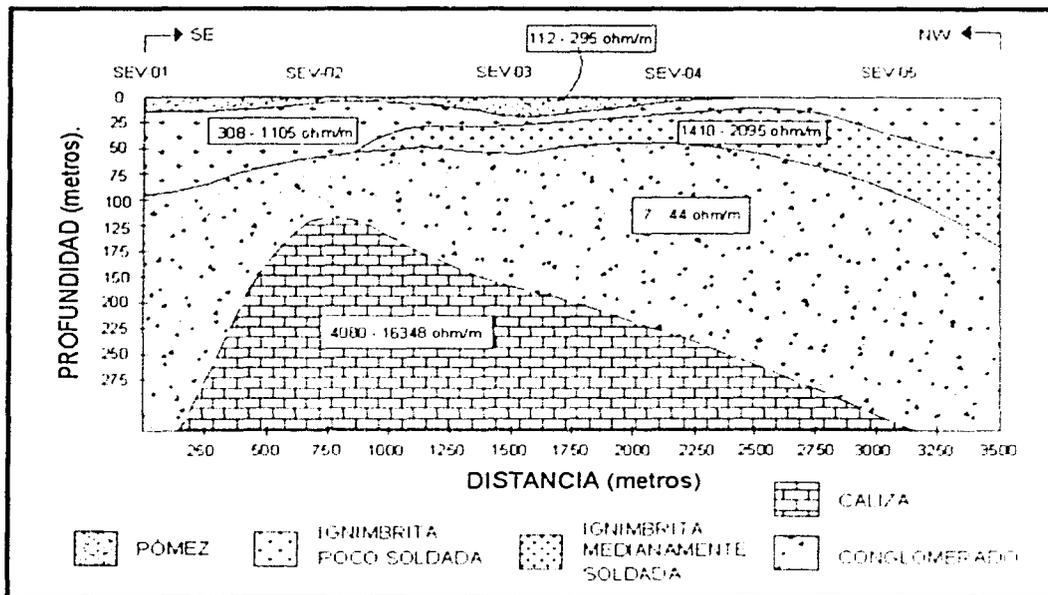


Figura 16. Perfil Geoeléctrico A-A', obtenido a partir de los sondeos eléctricos verticales.

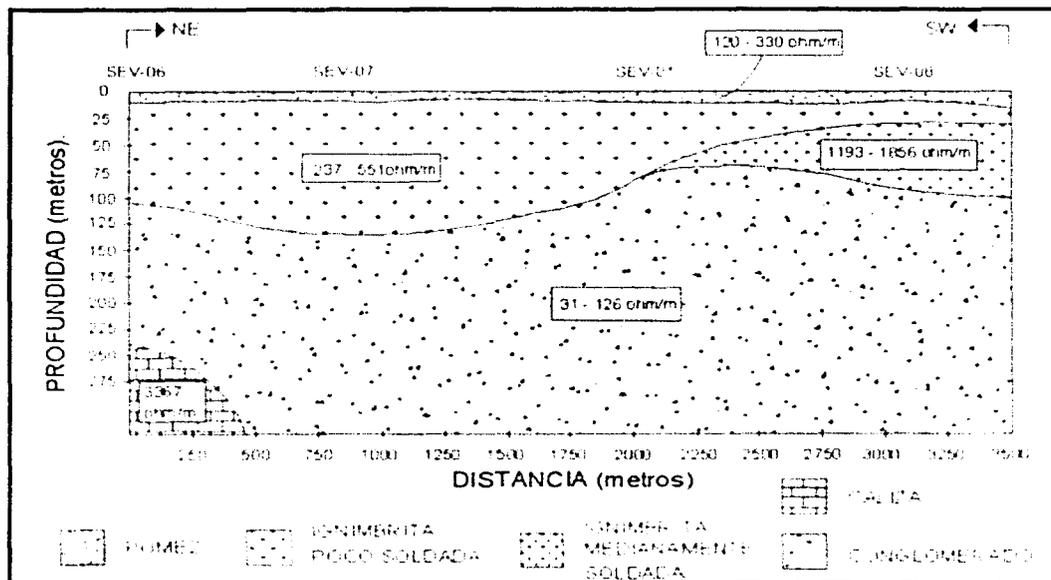


Figura 17. Perfil Geoeléctrico B-B', obtenido a partir de los sondeos eléctricos verticales.

De los resultados obtenidos mediante el procesamiento de los datos de campo, así como de la correlación con la información existente en el área de estudio se pudieron definir para los dos perfiles, básicamente cinco unidades geoelectricas.

El Perfil A-A' está constituido por cinco sondeos eléctricos verticales tipo Schlumberger, el cual se muestra en la Figura 16. Superficialmente se encuentra una unidad que está constituida por pómez, su espesor varía entre 6 y 15 metros y su resistividad entre 112 y 295 Ωm . El segundo paquete geoelectrico se conforma de ignimbritas poco soldadas con resistividades entre 308 y 1105 Ωm y un espesor promedio de 81 metros, ésta ignimbrita es detectada por todos los SEV de éste perfil.

Así mismo se detectó con los SEV-03, 04 y 05; una tercera unidad que se asocia a una ignimbrita medianamente soldada, debido a que presenta una resistividad mayor. Esta unidad tiene un espesor entre 33 y 77 metros, con una resistividad entre 1410 y 2095 Ωm .

Subyaciendo a las unidades anteriores se localiza el cuarto paquete geoelectrico a lo largo de toda la sección, correspondiendo a conglomerados o arcillas saturadas de agua, con resistividades que oscilan entre 7 y 44 Ωm , en cuanto al espesor máximo puede ser de 200 metros en algunos lugares. En base al proyecto de Rionda (2001), se concluye que esta unidad está compuesta por conglomerados saturados de agua, debido a su bajo valor resistivo.

Por último se logró detectar en algunos SEV's una quinta unidad, constituida por rocas calizas, con un espesor indeterminado, suponiendo que en algunos lugares será mayor a 175 metros, con una variación en su resistividad entre 4080 y 16348 Ωm , lo cual posiblemente se trate de una caliza muy compacta.

El Perfil B-B' está constituido por cuatro sondeos eléctricos verticales, el cual se muestra en la Figura 17. A lo largo de la sección existe un primer paquete geoelectrico que se compone por pómez, con un espesor hasta de 15 metros y con un rango de resistividades entre 120 y 330 Ωm . Subyaciendo al paquete anteriormente descrito, se detectó un paquete de ignimbrita poco soldada, con un espesor entre 21 y 94 metros, con un valor de resistividad entre 237 y

551 Ω m, con una tendencia de disminuir hacia el SEV-08. Al igual que en la sección anterior estas ignimbritas presentan dos características distintas, lo cual se nota hacia el SEV-08, donde se muestra una tercera unidad que se compone por ignimbritas medianamente soldadas con un espesor que varía entre 15 y 65 metros, con un valor de resistividad característico de 1193 Ω m.

Bajo los paquetes descritos anteriormente y a una profundidad promedio de 100 metros, se detectó la cuarta unidad geoelectrica, que se asocia a conglomerados o arcillas saturadas de agua. Al igual que el perfil anterior se concluyó que se trata de un conglomerado saturado con agua. Este paquete presenta resistividades del orden de 31 y 126 Ω m, en cuanto al espesor máximo puede ser de 160 metros. Por último solo el SEV-06 detectó un paquete de calizas, con un espesor indeterminado y una resistividad de 3367 Ω m.

El resumen de la discusión anteriormente expuesta se presenta en la Tabla 6.

Pómez	112 - 275 (ohm m)	6 - 15 m.
Ignimbrita poco soldada	330 - 1105 (ohm m)	17 - 94 m.
Ignimbrita medianamente soldada	1410 - 2095 (ohm m)	15 - 77 m.
Conglomerado	7 - 126 (ohm m)	62 - 196 m.
Caliza.	3367 - 16348 (ohm m)	Indeterminado

Tabla 6. Descripción de las unidades geoelectricas.

En general se identifica un cuerpo de mediana a alta resistividad que debe corresponder a la unidad de calizas que componen la Formación Tamaulipas Superior y por encima de ésta, es notable la presencia de un cuerpo de baja a mediana resistividad relacionado con la Formación Cruz Blanca, que posiblemente constituye una capa capaz de transmitir cantidades importantes de agua.

Sobre la Formación Cruz Blanca se distribuye el resto de las unidades volcánicas con un espesor promedio de 100 metros correspondientes a las Formaciones Xaltipán, San Antonio y la capa de pómez, con distribuciones irregulares debido a la ignimbrita que se encuentra en diferentes estados de consolidación.

SONDEOS ELECTROMAGNÉTICOS.

Uno de los aspectos importantes que hay que considerar para los sondeos electromagnéticos que se realizaron y en general para todos los métodos geofísicos es la profundidad a la que se está investigando, para no cometer errores en la interpretación.

Tomando al skin depth (profundidad probable de penetración) como una característica de la de los medios conductores, es posible utilizarla, suponiendo que se trata de un semiespacio homogéneo; determinando así la probable penetración para las diferentes configuraciones del equipo usado en los sondeos electromagnéticos. Como se conocen las frecuencias de operación para el equipo y teniendo los valores promedio obtenidos de la conductividad del equipo para el subsuelo, se presenta la Tabla 7 con los valores de penetración nominal aproximados.

El skin depth trabaja con penetraciones nominales asociadas a una frecuencia de la señal determinada en un semiespacio homogéneo, lo cual no corresponde con la profundidad real de investigación. McNeill (1990) comenta que la profundidad de investigación para este método está limitada entre un 60% y un 70% del skin depth calculado, dependiendo del medio geológico.

Para calcular los valores de la Tabla 7, se hizo uso de la ecuación 18, utilizando los valores de la permeabilidad del vacío (μ_0), la frecuencia de operación del equipo que varía dependiendo del arreglo (Tabla 1), la conductividad del subsuelo y $\omega=2\pi f$.

Los sondeos EM-01 hasta el EM-13 se localizan alrededor del lago, encontrándose en la parte baja y del sondeo EM-14 al EM-17 se realizaron en un costado del lago (ladera del cráter), donde la topografía es más alta.

	BH-10	BH-20	BH-40	BV-10	BV-20	BV-40
EM-01	13	23	37	10	19	
EM-02	12	22	20	13	23	20
EM-03	13	23	38	10	19	38
EM-04	10	17	29	12	23	45
EM-05	12	21	35	12	21	40
EM-06	13	26	42	10	19	39
EM-07	11	19	34	9	17	36
EM-08	12	21	34	9	20	38
EM-09	12	22		11	22	
EM-10	9	24	40	9	18	36
EM-11	9	17	38	9	17	42
EM-12	8	18	38	9	16	37
EM-13	11	20	44	12	21	49
EM-14	17	28	72	22	35	117
EM-15	36	29	86	17	32	109
EM-16	16	29	81	22	37	178
EM-17	17	30	85	22	35	119

Tabla 7. Penetración nominal para el área de estudio.

Del análisis del skin depth de la Tabla 7, se tomó un promedio de dicha penetración para los diferentes arreglos de las bobinas, mostrando a continuación dicha tabla.

PERFIL 1-1'	12	21	31	11	21	26
PERFIL 2-2'	12	22	28	10	19	28
PERFIL 3-3'	16	24	60	15	26	86

Tabla 8. Penetraciones nominales típicas. Las unidades se encuentran en metros.

Así mismo se generó un análisis para la posible penetración nominal del equipo utilizado (Ver Anexo II), con el cual se muestra como varía la conductividad del subsuelo (o la resistividad) con la penetración nominal (skin depth) calculada. Observando que para este equipo que trabaja con números de inducción bajos, nos damos cuenta que para ambientes muy conductores la penetración nominal es muy somera.

A continuación se presentan tres gráficas dónde se compara la penetración nominal, con respecto a las diferentes separaciones entre bobinas (10, 20 y 40), así como la respuesta del equipo para las configuraciones horizontales y verticales.

Como se puede observar en las Figuras 18, 19 y 20; la penetración nominal para ambas configuraciones es muy similar, sin embargo a partir del sondeo EM-14 hasta el EM-17, la penetración nominal fue considerablemente mayor para todas las separaciones entre las bobinas, ya que estos sondeos se corrieron en una parte topográficamente más alta, por lo que la resistividad y el valor del skin depth calculado aumentó.

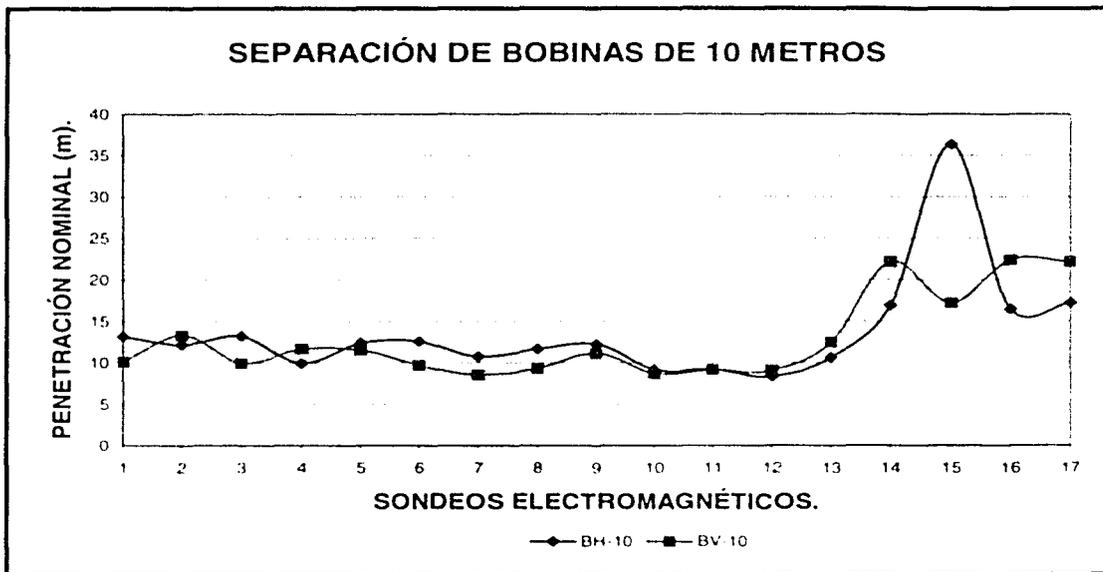


Figura 18. Comparación de la penetración nominal para las bobinas horizontales y verticales: con una separación de 10 metros.

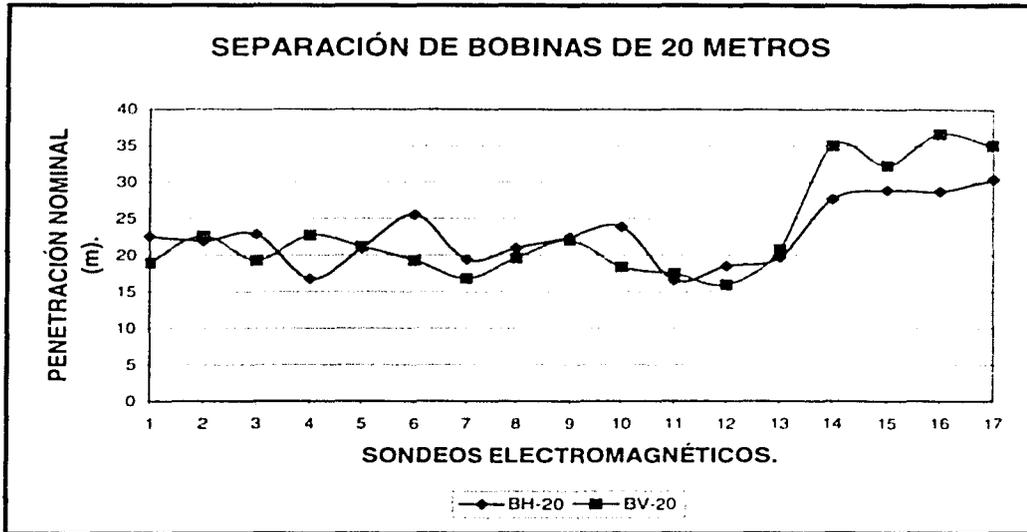


Figura 19. Comparación de la penetración nominal para las bobinas horizontales y verticales, con una separación de 20 metros.

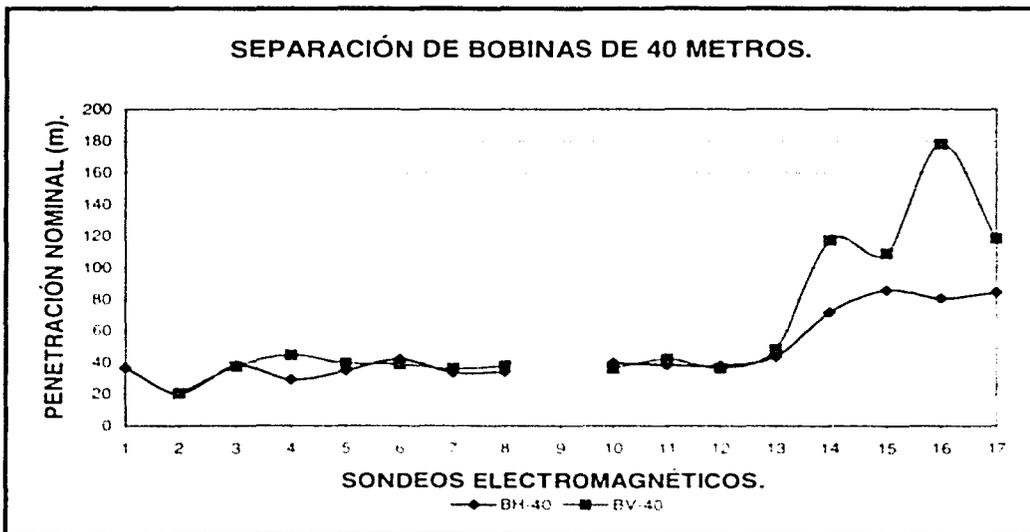


Figura 20. Comparación de la penetración nominal para las bobinas horizontales y verticales, con una separación de 40 metros.

El análisis de la posible penetración nominal, es de gran utilidad en el trabajo de campo, ya que nos dan una idea aproximada de la penetración de la conductividad obtenida del equipo. Ya que sabemos de antemano que el presente equipo es de exploración somera y si se obtienen valores que se salgan totalmente de los parámetros del nomograma, es posible repetir en campo dichos valores.

Para poder realizar una mejor interpretación, se realizaron graficas de resistividad aparente obtenida del equipo (o bien de su inverso la conductividad) contra la distancia para cada sondeo electromagnético, así como para cada configuración de la distancia entre las bobinas. Suprimiendo los valores más inestables, ya que estos valores traerían error al procesar la información. La bobina más sensible en cuanto a ruido ambiental se refiere, es la que presenta una separación entre bobinas de 40 metros. Para las Figuras 21, 22, 23 y 24, se tiene en un eje cada sondeo EM y en el otro eje la ρ_a medida en campo.

Para la Figura 21 los datos se comportaron de manera consistente para todas las separaciones de las bobinas, por lo que no se suprimió ninguno de los datos. Así mismo, se puede ver en la Figura 22, para el sondeo EM-15, en la separación de bobinas horizontales de 10 metros, el dato muestra una inestabilidad o se encuentra afectado por ruido ambiental, por tanto se optó por no usarlo para la inversión de los datos.

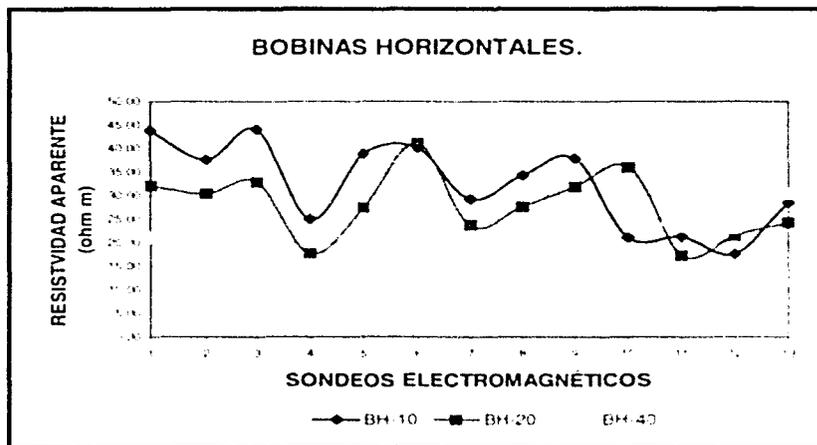


Figura 21. Datos de resistividad de los sondeos electromagnéticos del EM-01 al EM-13, para las bobinas horizontales.

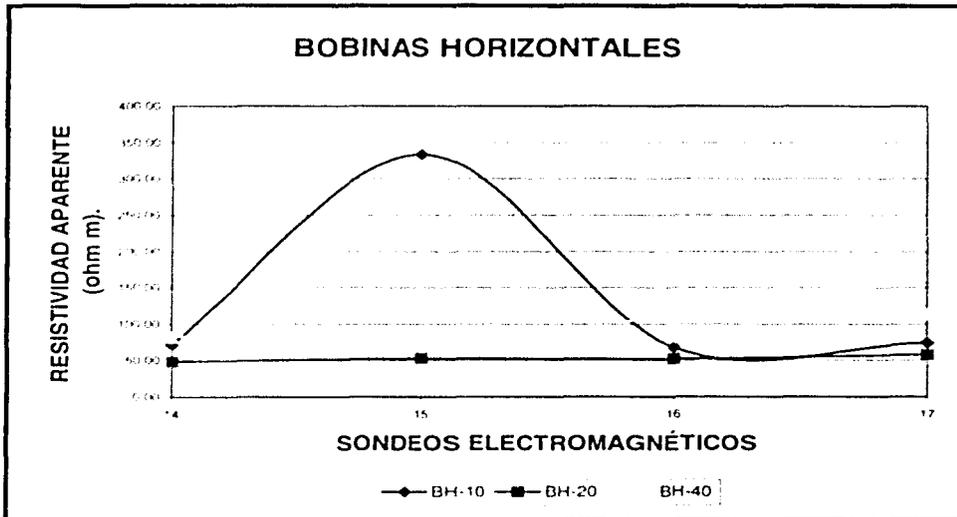


Figura 22. Datos de resistividad de los sondeos electromagnéticos del EM-14 al EM-17, para las bobinas horizontales.

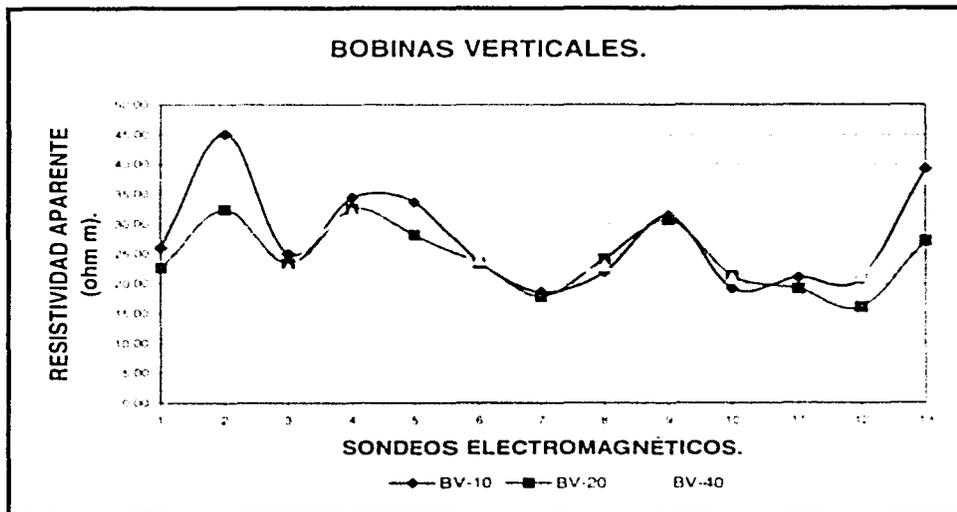


Figura 23. Datos de resistividad de los sondeos electromagnéticos del EM-01 al EM-13, para las bobinas verticales.

Para la Figura 23, relacionada con las bobinas verticales, también se muestra una consistencia en los datos de campo, por lo que no se hizo ninguna corrección. Sin embargo para la Figura 24 se muestra una considerable variación en la bobina de 40 metros, ya que el dato puede estar muy afectado por el ruido ambiental, por lo tanto no fue utilizado.

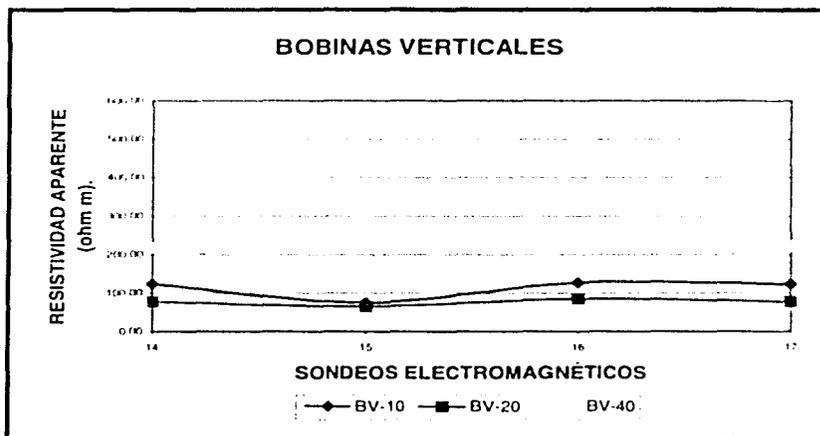


Figura 24. Datos de resistividad de los sondeos electromagnéticos del EM-14 al EM-17, para las bobinas verticales.

Se generaron mapas de isoresistividad verdadera para los sondeos electromagnéticos, realizándolos tanto para las bobinas horizontales y verticales. Dichos mapas se construyeron con el programa Surfer 7.0, el cual realiza una interpolación por el método de Kriging.

De los mapas de isoresistividad verdadera correspondiente a las bobinas horizontales (Figura 25, 26 y 27) obtenidos del programa del modelo de inversión de datos electromagnéticos elaborado por Rionda (2001), que utiliza el principio de aproximación de Maquardt (1963).

Para poder usar este tipo de aproximaciones es necesario contar con un modelo geológico inicial, el cual se obtuvo a partir de los sondeos eléctricos verticales, prediciendo la respuesta a la inducción electromagnética del instrumento. A partir del modelo inicial propuesto, comienza un proceso de sucesivas iteraciones, realizando aproximaciones de los datos generados con los datos reales, hasta disminuir el error o diferencia entre ellos.

En las configuraciones observamos una resistividad homogénea en todos los mapas, existiendo muy pequeñas variaciones de la resistividad. Para todas las configuraciones de las bobinas horizontales existe una densidad de líneas mayor hacia los últimos sondeos, lo cual es un efecto de la interpolación realizada por el programa, ya que se tiene un mayor número de datos hacia esa zona, realizando un número mayor de interpolaciones.

Para la Figura 25 el rango de resistividades verdaderas oscila entre 254 y 265 Ω m aumentando hacia la parte noreste del lago.



Figura 25. Mapa de isoresistividad verdadera para las bobinas horizontales de 10 metros.

En la Figura 26 se muestra la misma tendencia, teniendo un rango de resistividades entre 294 y 312 Ω m, de nuevo con un pequeño aumento de resistividad hacia la parte noreste del lago. Para la Figura 27, el rango de resistividades oscila entre 354 y 376 Ω m, con la misma tendencia de los dos mapas anteriores.



Figura 26. Mapa de isorresistividad verdadera para las bobinas horizontales de 20 metros.

Por otro lado se muestra un aumento de resistividad conforme la separación entre las bobinas receptora y transmisora es mayor.

En los mapas de isorresistividad verdadera para las bobinas verticales (Figura 28, 29 y 30) el comportamiento es muy similar al de las bobinas horizontales, encontrando pequeñas variaciones de resistividad, con un comportamiento muy homogéneo e igualmente aumentando su valor de resistividad conforme la separación entre las bobinas es mayor.



Figura 27. Mapa de isorresistividad verdadera para las bobinas horizontales de 40 metros.

Así mismo se denota un aumento hacia la parte sureste del lago. Para la Figura 28, la variación de la resistividad verdadera varía entre 304 y 328 Ωm.



Figura 28. Mapa de isorresistividad verdadera para las bobinas verticales de 10 metros

Igualmente para el mapa de las bobinas verticales de 20 metros (Figura 29), el rango de resistividades varía entre 392 y 426 Ωm y para la configuración de las bobinas verticales de 40 metros (Figura 30), la resistividad varía entre 482 y 504 Ωm .



Figura 29. Mapa de isorresistividad verdadera para las bobinas verticales de 20 metros.



Figura 30. Mapa de isorresistividad verdadera para las bobinas verticales de 40 metros.

El principio del método que se utilizó indica que la profundidad de investigación se relaciona con la distancia de las bobinas transmisora y receptora, a mayor separación mayor será la profundidad de exploración. Las notas técnicas del equipo indican que para el caso del semiespacio homogéneo la profundidad de exploración es de aproximadamente el 70% de la separación de las bobinas, sin embargo para cada modelo geológico las profundidades de investigación serán distintas.

Para la realización de los perfiles geoelectricos se utilizó el programa de inversión de datos electromagnéticos, elaborado por Rionda (2001), el cual utiliza un modelo inicial que se tomo a partir de los modelos de los sondeos eléctricos verticales, obtenidos del estudio de la zona de Perote (CNA, 1981). Sin embargo una de las desventajas de Este método electromagnético es la poca resolución vertical que se tiene, relacionada con la escasa densidad de datos que se obtiene al trabajar solo con tres frecuencias.

El Perfil C-C' está constituido por cuatro sondeos electromagnéticos, el cual se muestra en la Figura 31, con una longitud aproximada de 800 metros. Superficialmente se encuentra una primera unidad geoelectrica, que esta constituida por pómez. Esta capa se localizó igualmente en los perfiles geoelectricos de los SEV, su espesor aproximado varía entre 8 y 9 metros, mientras que su resistividad aproximada es de $213 \Omega m$. El segundo paquete se conforma de ignimbritas con resistividades aproximadas de $550 \Omega m$ y un espesor indeterminado, debido a la baja resolución vertical del método. Como se puede observar en la Tabla 8, la penetración nominal para dicho perfil no fue mayor a los 30 metros, lo cual también se observa de los modelos de inversión obtenidos para los electromagnéticos.

El Perfil D-D' , tiene una longitud aproximada de 1500 metros, constituido por cuatro sondeos, como se muestra en la Figura 32. A lo largo de la sección existe un primer paquete geoelectrico que se compone por pómez , con un espesor entre 7 y 8 metros, con una resistividad promedio de $213 \Omega m$. Subyaciendo al paquete anteriormente descrito, se detectó una segunda capa compuesta de ignimbrita, con un espesor indeterminado y un valor de resistividad aproximado de $552 \Omega m$. Así mismo este perfil presenta una penetración nominal no mayor a los 30 metros.

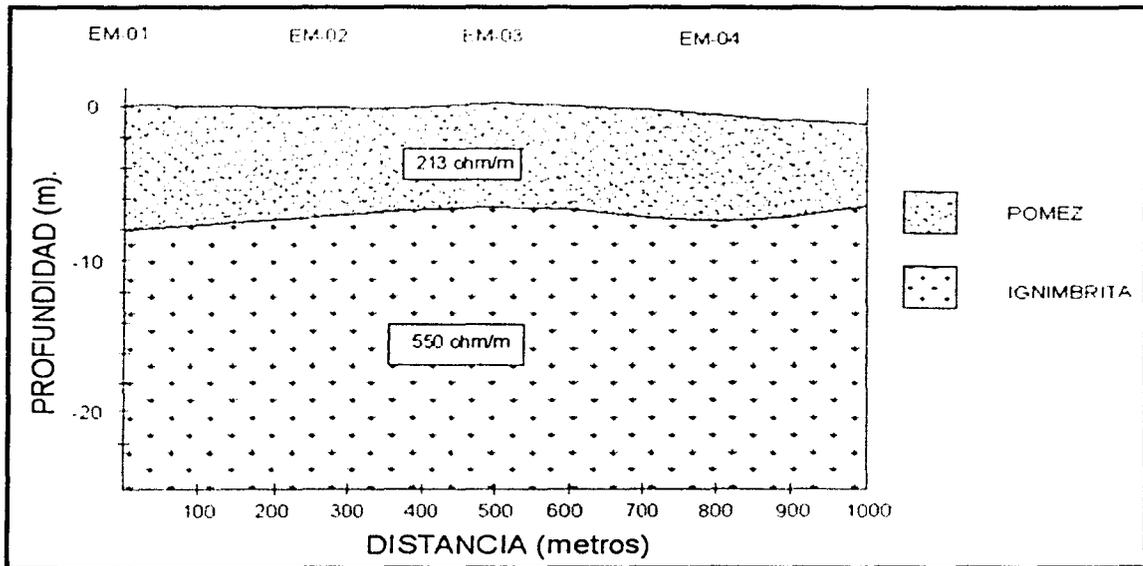


Figura 31. Perfil Geoelectrico C-C', obtenido de los sondeos electromagnéticos.

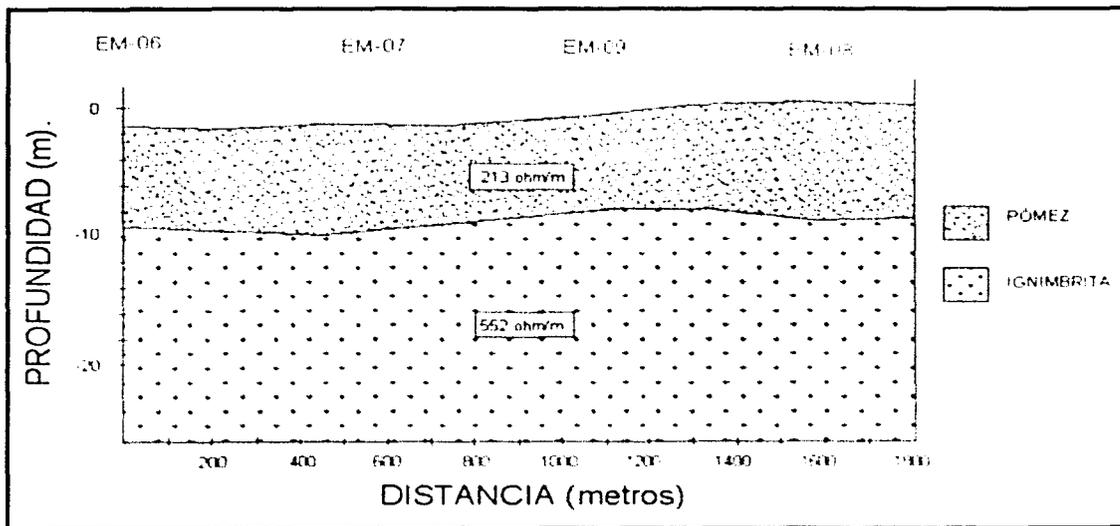


Figura 32. Perfil Geoelectrico D-D', obtenido de los sondeos electromagnéticos.

Para el Perfil E-E' se encuentra conformado por ocho sondeos electromagnéticos, con una longitud aproximada de 1500 metros. Este perfil toma sondeos en la parte baja y en la parte alta, sin embargo se muestra la misma consistencia de los dos perfiles anteriores, con solamente dos unidades geoelectricas.

La primera unidad tiene un espesor entre 7 y 18 metros, con una resistividad aproximada de 213 Ωm , asociándola con material pumítico. Así mismo para la segunda unidad geoelectrica corresponde un material ignimbrítico, con una resistividad de 552 Ωm y un espesor indeterminado. A diferencia de los dos perfiles anteriores, este perfil presenta mayores penetraciones nominales, debido a que la mitad de los sondeos se realizaron en la ladera del cráter, donde la resistividad del subsuelo fue mayor.

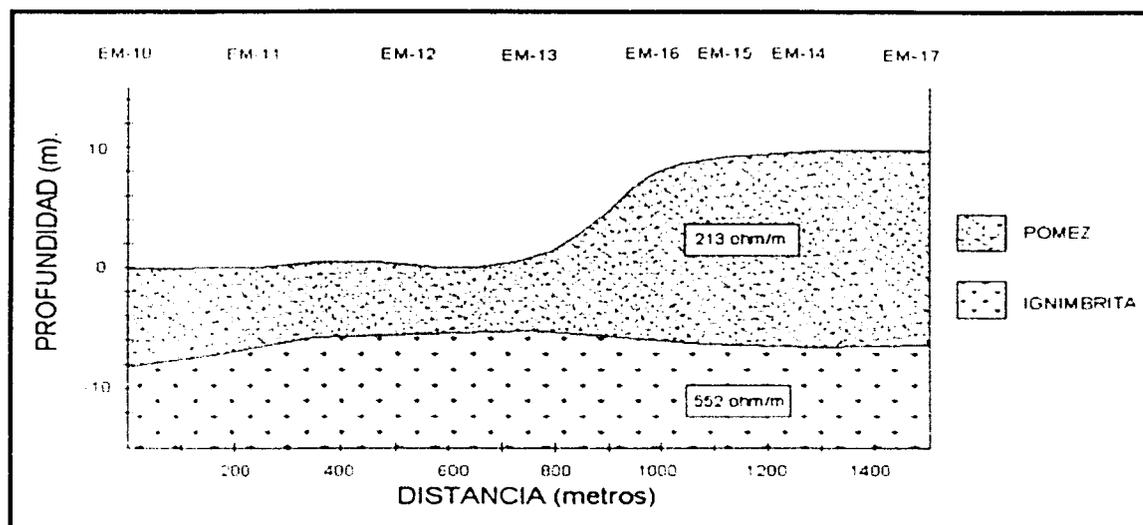


Figura 33. Perfil Geoelectrico E-E', obtenido de los sondeos electromagnéticos.

El agua del lago es salada, por lo tanto deben de haber infiltraciones en las inmediaciones de la misma, donde se realizaron los sondeos electromagnéticos, estando así influenciadas las mediciones de los sondeos por el agua, siendo más conductor el material del subsuelo, por lo

que la onda electromagnética se va atenuando teniendo así una menor penetración. Esto se debe a que para los métodos electromagnéticos es más fácil ver a través de una capa resistiva que de una conductora.

En la Tabla 9 se muestran los modelos interpretados, observando que para la primera y segunda capa los valores de resistividad se encuentran dentro del rango establecido, basándose en la información de los sondeos eléctricos verticales.

SONDEO	ESPESOR	RESISTIVIDAD
EM-01	8.0	213.9
EM-02	8.4	550.1
EM-03	8.1	213.9
EM-04	8.7	550.1

SONDEO	ESPESOR	RESISTIVIDAD
EM-05	8.4	213.9
EM-06	7.4	550.1
EM-07	8.7	213.9
EM-08	8.7	550.1
EM-09	8.7	550.1

SONDEO	ESPESOR	RESISTIVIDAD
EM-10	7.9	213.7
EM-11	7.1	550.5
EM-12	6.7	213.5
EM-13	6.5	551.4
EM-14	16.8	213.9
EM-15	17.4	550.2
EM-16	17.2	214.0
EM-17	17.7	550.0
		213.6
		552.4
		213.6
		552.3

Tabla 9. Modelos interpretados con el programa de inversión.

Del análisis de los mapas de isorresistividad verdadera y de los modelos de inversión que generaron los perfiles, se estableció un rango de variación para la respuesta geofísica a estos tipos de métodos en la zona de estudio, proponiendo así el siguiente modelo hidrogeológico.

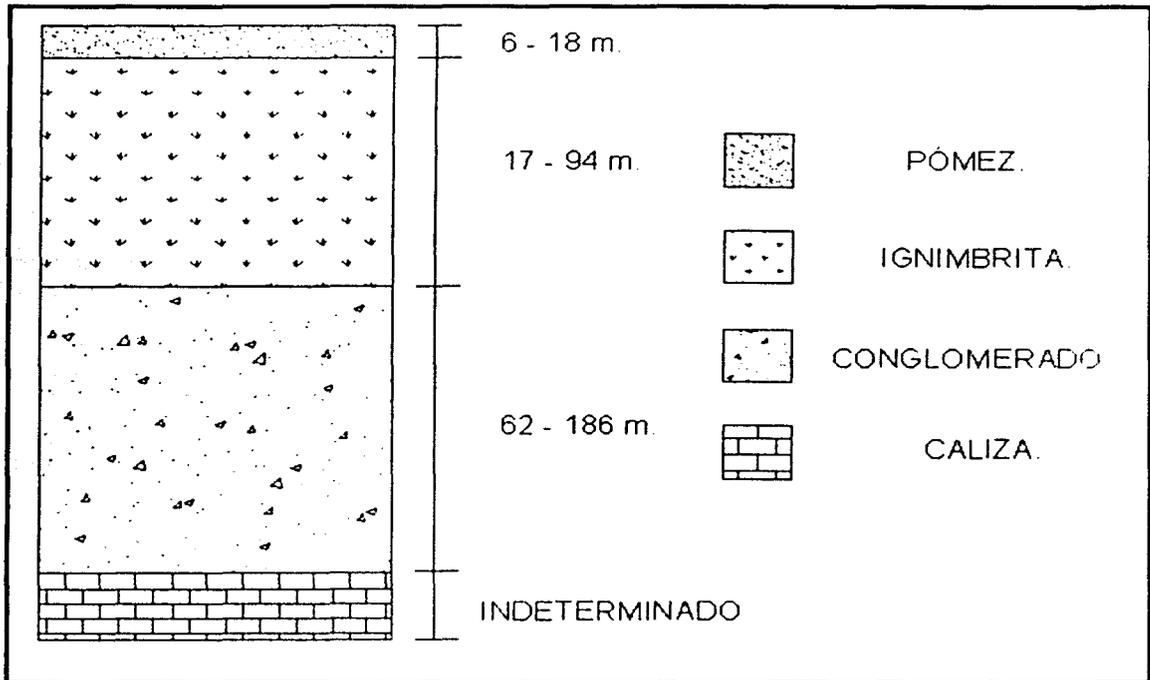


Figura 34. Modelo hidrogeológico.

Mostrando así que básicamente se tienen dos paquetes de rocas, uno de aproximadamente 100 metros compuesto de rocas ígneas correspondientes al Cuaternario y otro paquete sedimentario que no se pudo determinar su espesor concretamente por las limitantes de los métodos empleados. sin embargo presenta espesores entre 62 y 150 metros, para la unidad de los conglomerados saturados con agua. La caliza que únicamente se llegó a localizar con algunos SEV, puede considerarse como el basamento hidrogeológico de la zona por sus altos valores resistivos, pudiéndose corroborar con estudios posteriores que tengan una mayor profundidad de exploración.

Del análisis de los resultados de la Tabla 3, se establecen los siguientes rangos de valores para las lecturas de resistividad aparente de los sondeos electromagnéticos de la zona de estudio. Los valores de la tabla se encuentran en unidades de resistividad Ωm .

PARTE BAJA	17.5 - 44.1	17.2 - 41.1	6.5 - 30.3	18.6 - 45.1	16.1 - 32.4	6.5 - 37.6
PARTE ALTA	68.1 - 74.6	48.3 - 58.1	81.3 - 116.3	74.6 - 126.6	65.8 - 84.7	188.7 - 222.2

Tabla 10. Resistividades aparentes típicas.

Para la parte baja la respuesta del equipo para ambas configuraciones (horizontal y vertical) el valor es prácticamente el mismo con muy ligeras variaciones. En cambio para la parte alta existen cambios significativos en el valor medido por el equipo para ambas configuraciones.

GPS DIFERENCIAL.

El mapeo del lago de Alchichica con GPS Diferencial, resultó ser un método rápido y eficaz. La Tabla cuatro nos muestra los valores de las coordenadas UTM con la altura correspondiente. Para dicha tabla se muestran pequeñas variaciones en la altitud entre todos los puntos del lago, existiendo variaciones de aproximadamente un metro. En la figura 35 se muestra la ubicación de los puntos de GPS Diferencial tomados alrededor del lago, con los cuales se determinó el contorno y por medio del programa de post-proceso Trimble Geomatics Office se calculó el área del lago, el cual corresponde a 2.296 km².

Para la figura 36 se muestra una imagen del mapa de INEGI del lago, con la configuración de las curvas de nivel del igual altitud obtenidas con el GPS Diferencial, observando que prácticamente todo el lago presenta una altura promedio entre 2326 metros sobre el nivel del mar, sin embargo hay un ligero aumento hacia la parte sureste del lago, con una altura de 2327 metros.

Así mismo podemos comentar que en caso de existir alguna relación o interacción entre el flujo de aguas subterráneas y el agua del lago, el gradiente encontrado por medio del GPS Diferencial es de un metro, permitiendo definir un posible flujo de agua subterránea en la dirección SE-NW.

Esto se puede observar en las configuraciones de las Figuras 36 y 37, así como en el trabajo "Sinopsis Geohidroológica del Estado de Puebla (1992)", de la Comisión Nacional del Agua, donde se muestran mapas de elevación del nivel estático con dichas direcciones preferenciales de flujo de agua subterránea en el lago de estudio.

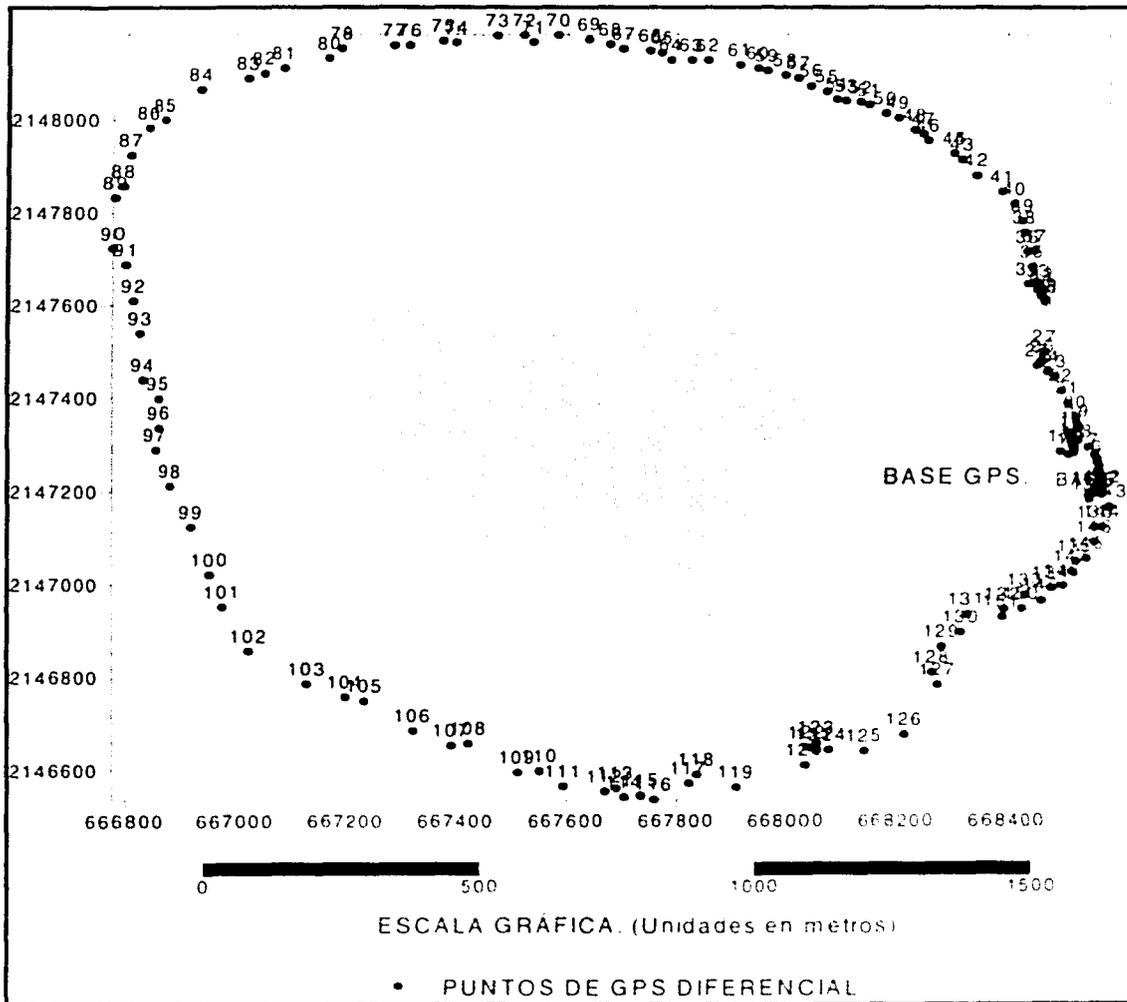


Figura 35. Puntos de GPS Diferencial alrededor del lago.

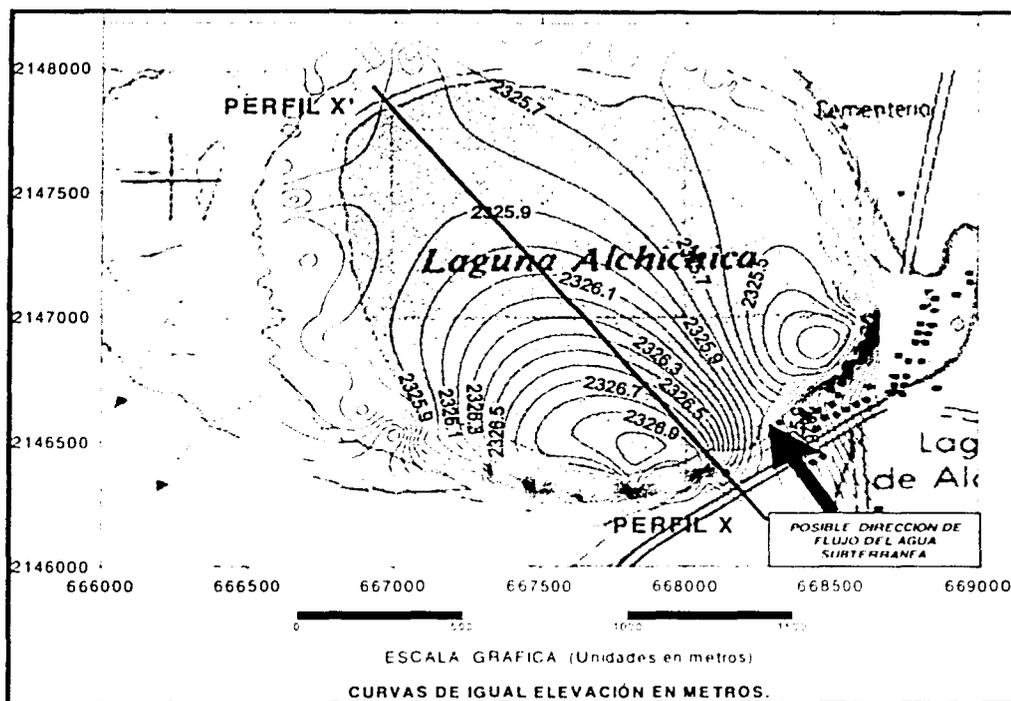


Figura 36. Mapeo de la micro-cuenca del lago de Alchichica, para las elevaciones obtenidas por el GPS Diferencial.

En la figura 37 se muestra una configuración de un perfil para observar las variaciones de la altura en la superficie libre del lago. El perfil se encuentra marcado en la Figura 36.

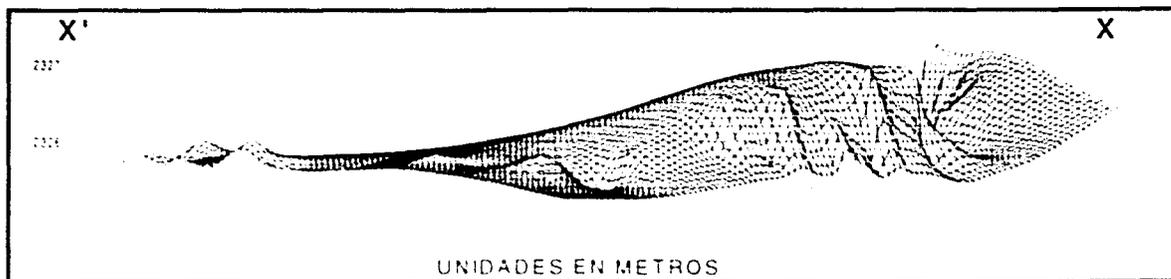


Figura 37. Perfil de la Lago de Alchichica.

CAPÍTULO V.- CONCLUSIONES

En este trabajo se han propuesto dos modelos geoelectricos. Uno para la Microcuenca de Alchichica (basado en los sondeos eléctricos y electromagnéticos) y otro para la Cuenca de Libres-Oriental (basado en la interpretación de los sondeos eléctricos). Estos modelos pueden ser utilizados como modelos iniciales para continuar con la exploración geofísica e hidrogeológica de la Cuenca de Libres-Oriental, así como de otras cuencas de la Faja Transvolcánica Mexicana.

La exploración geofísica e hidrogeológica de la Microcuenca de Alchichica realizada con los 17 sondeos electromagnéticos y la re-interpretación de ocho sondeos eléctricos verticales resultó en el siguiente modelo hidrogeológico somero: La primera capa está constituida por pómez con resistividades entre 112 y 275 Ωm , con un espesor de 6 a 15 metros, la siguiente unidad está constituida por ignimbritas con un espesor entre 17 y 94 metros, con valores de resistividades entre 330 y 1105 Ωm . La tercera unidad geoelectrica constituida por conglomerados, presenta un espesor entre 62 y 186 metros, con resistividades entre 7 y 126 Ωm . Las resistividades bajas de esta capa sugieren que puede ser un conglomerado capaz de transmitir cantidades importantes de agua. La cuarta unidad geoelectrica presenta resistividades que varían entre los 3367 y 16348 Ωm , corresponden con calizas compactas con espesores indeterminados, que sugieren ser el basamento de la región.

Los sondeos electromagnéticos realizados son muy útiles donde la topografía es muy abrupta y en donde las condiciones no son aptas para la utilización de otros métodos. Este método puede dar gran información en los casos en los que el objetivo de investigación sea somero.

En cuanto al estudio realizado de GPS Diferencial, resultó ser un método muy rápido y eficaz. El área calculada del lago es de 2.296 km^2 , encontrando variaciones de un metro, para las diferentes alturas de los puntos localizados en la superficie del lago, lo cual nos da un posible patrón de flujo de agua subterránea en la dirección SE-NW.

LITERATURA CITADA

CAMPOS-ENRÍQUEZ, J. O., Delgado-Rodríguez, O., Chávez-Segura, R. E., Gómez-Contreras, P., Flores-Márquez, E. L. and Birch, F. S. 1996. The Subsurface structure of Chalco Sub-basin (México City) inferred from Geophysical Data. *Geophysics*, Vol. 62, No. 1, pp.23-35.

COMISIÓN NACIONAL DEL AGUA, 1981. Estudio Geoeléctrico del Valle de Perote, Estado de Veracruz. Realizado bajo contrato No. GZA-1-81-C.

COMISIÓN NACIONAL DEL AGUA, 1982. Informe Geohidrológico del Valle de Perote, Estado de Veracruz. Realizado por la Jefatura del programa hidráulico.

COMISIÓN NACIONAL DEL AGUA, 1992. Sinopsis Geohidrológica del Estado de Puebla. Subdirección General de Administración del Agua, Gerencia de Agua Subterráneas

FLORES-MÁRQUEZ, E. L., Chávez, R. E., Martínez-Serrano R. G., Herrera-Barrientos J, Tejero-Andrade A. Y Belmonte S., 2001. Geophysical characterization of the Etla Valley aquifer, Oaxaca, Mexico: *Geofísica Internacional*, Vol. 40, Num. 4, pp. 245-257

Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 1979, Guadalupe Victoria E14B35, carta topográfica y geológica, escala 1:50000; México, D. F., Secretaría de Programación y Presupuesto, INEGI.

KAUFMAN, A. A. and Keller, G. V., (1983). *Frequency and Transient Soundings*. Elsevier, New York.

KELLER, G. V. Y F. C., Frischknecht, 1966. *Electrical Methods in Geophysical Prospecting*: Pergamon Press, New York, N. Y., pp. 517.

MARÍN, L. E., B. Steinich, D. Jaglowski y M. J. Barcelona, 1998. Hydrogeologic site characterization using azimuthal resistivity surveys: *Journal of Environmental and Engineering Geophysics*. Vol. 3, No. 4.

McNEILL, J. D., 1980. Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers: Technical Note TN-6, Technical Note TN-8. Geonics Limited, Mississauga, Ontario, Canada.

McNEILL, J. D., 1990. Use of electromagnetic methods for groundwater studies: Geotechnical and environmental geophysics. Edit by Stanley H. Ward. *Society of Exploration Geophysicist*. Vol. 1.

McNEILL, J. D., 1991. Application of "Dipole-Dipole" Electromagnetic Systems for Geological Depth Soundings: Technical Note TN-31. Geonics Limited, Mississauga, Ontario, Canada.

MAQUARDT, D. W., 1963. An algorithm for least-squares estimation on nonlinear parameters: *J. Soc. Indust. Appl. Math.* 11, pp. 431-441.

ORDÓÑEZ, E., 1906. Las rocas arcaicas de México: *Sociedad Científica Antonio Alzate*. Vol. 22, pp. 315 - 332.

ORELLANA, E., 1972. *Prospección Geoeléctrica en corriente continua*: Editorial Paraninfo, Madrid, España, pp. 100 -111.

ORELLANA, E., 1974. *Prospección Geoeléctrica por campos variables*: Editorial Paraninfo, Madrid, España, pp. 45-49.

RIONDA, E. 2001 Tesis de Maestría. Exploración geofísica e hidrogeológica integrando sondeos eléctricos verticales y sondeos electromagnéticos en San José Buenavista, Puebla. Instituto de Geofísica. U N A M

SPIES, B. R., 1989. Depth of investigation in electromagnetic sounding methods: Geophysics, Vol. 54, No. 7; pp. 872-888.

STEINICH, B., y L. E. Marín, 1996. Hydrological investigations in northwestern Yucatán, Mexico, using resistivity surveys: Ground Water 34 (4), 640-646.

STEINICH, B., y L. E. Marín, 1997. Determination of flow characteristics in the aquifer of the Northwestern Peninsula of Yucatán, México: Journal of Hydrology 191, 315-331.

TELFORD, W. M., L. P. Geldart y R. E. Sheriff, 1990. Applied Geophysics: Second Edition, Cambridge University Press, Cambridge.

VERDUZCO, B. L., 2002. Tesis de Licenciatura. Exploración electromagnética del acuífero al sur de Playa del Carmen, Quintana Roo. Facultad de Ingeniería, U.N.A.M.

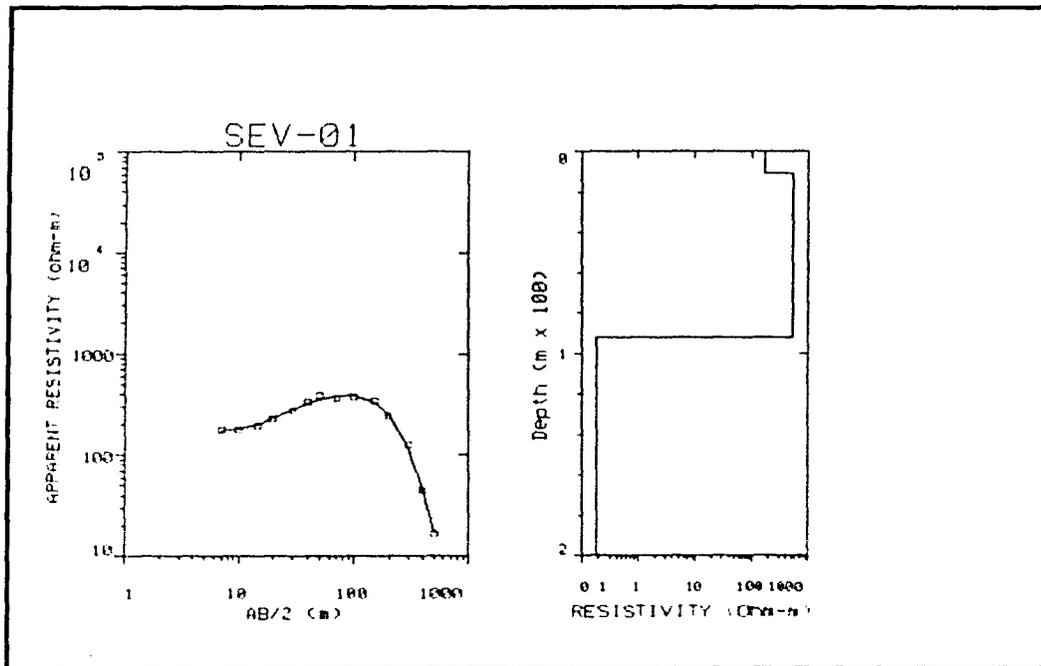
WELLS, D. E., 1987. Guide to GPS Positioning: Second Edition, Canadian GPS Associates, New Brunswick, Canada. pp 1.5

ANEXO I

Se presenta la reinterpretación y los modelos obtenidos, de los sondeos realizados por CNA en la cuenca de Libres-Oriental, estado de Puebla (CNA, 1981)

SEV-01

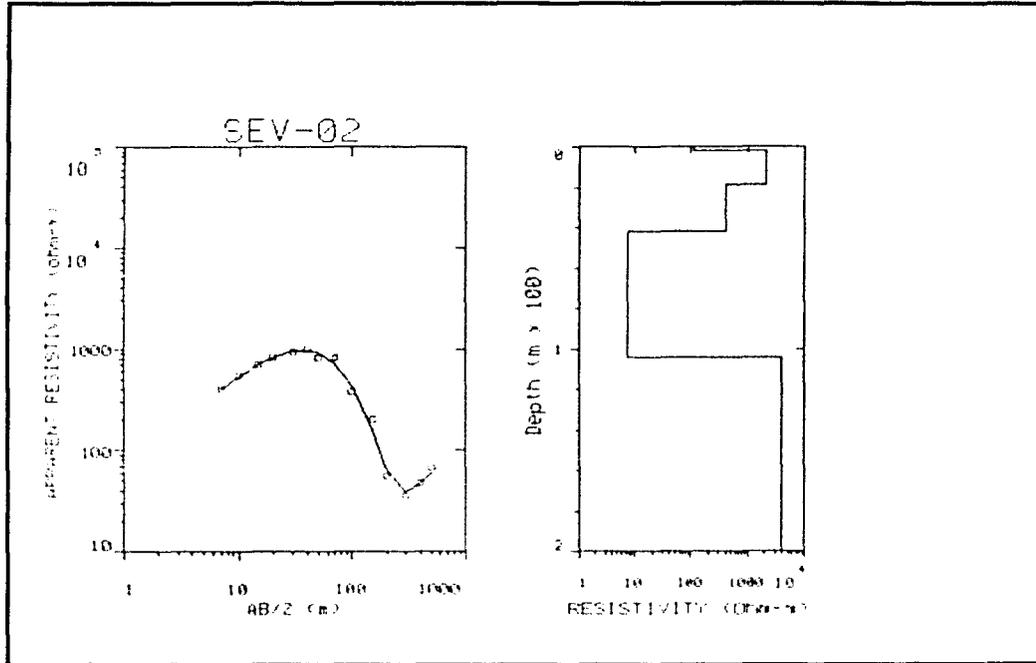
FITTING ERROR: 9.91 %.



RESISTIVITY (ohm-m)	THICKNESS (meters)	COND. (Siemens)	TRANS. (Ohm-m ²)
165.8	10.78	0.065	1789.1
551.8	81.56	0.147	45010.8
0.188			

SEV-02.

FITTING ERROR: 10.73 %



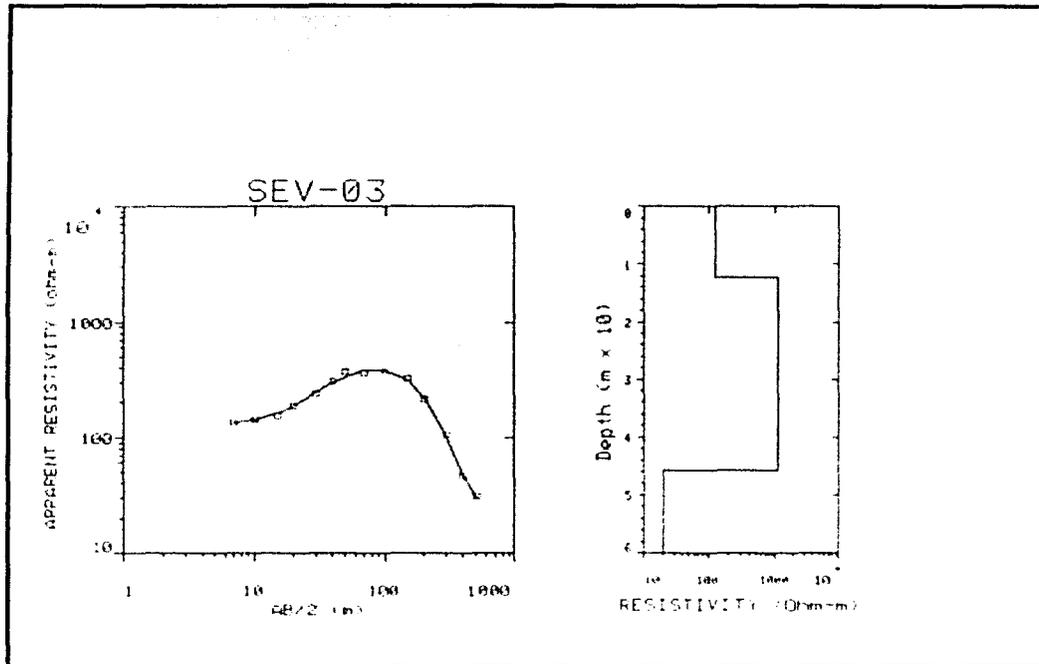
RESISTIVITY	THICKNESS	LONG COND.	TRANS RES.
(ohm-m)	(meters)	(Siemens)	(Ohm-m ²)
112.7	1.6	0.0142	180.6
2045.2	17.02	0.00833	34825.5
413.9	23.16	0.0559	9586.3
76.4	62.31	8.14	476.5
4080.2			

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

LA TESIS NO SALE
DE LA BIBLIOTECA

SEV- 03.

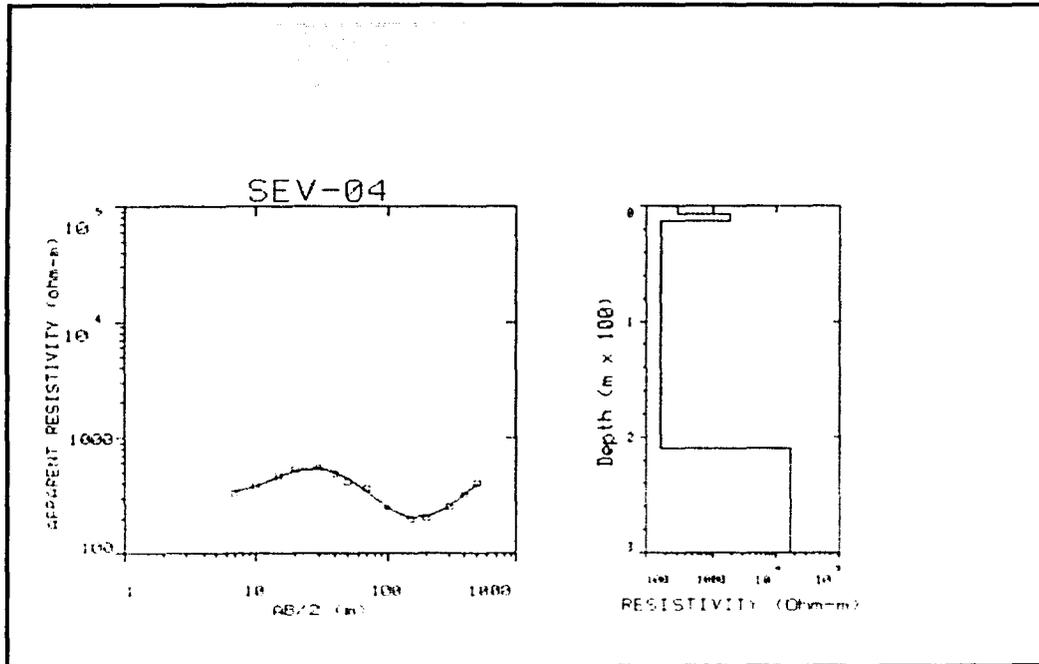
FITTING ERROR: 7.88 %



RESISTIVITY (ohm-m)	THICKNESS (meters)	LONG COND. (Siemens)	TRANS. RES. (Ohm-m ²)
127.7	12.18	0.0953	1556.1
1105.3	33.57	0.0303	37116.5
20.11			

SEV-04.

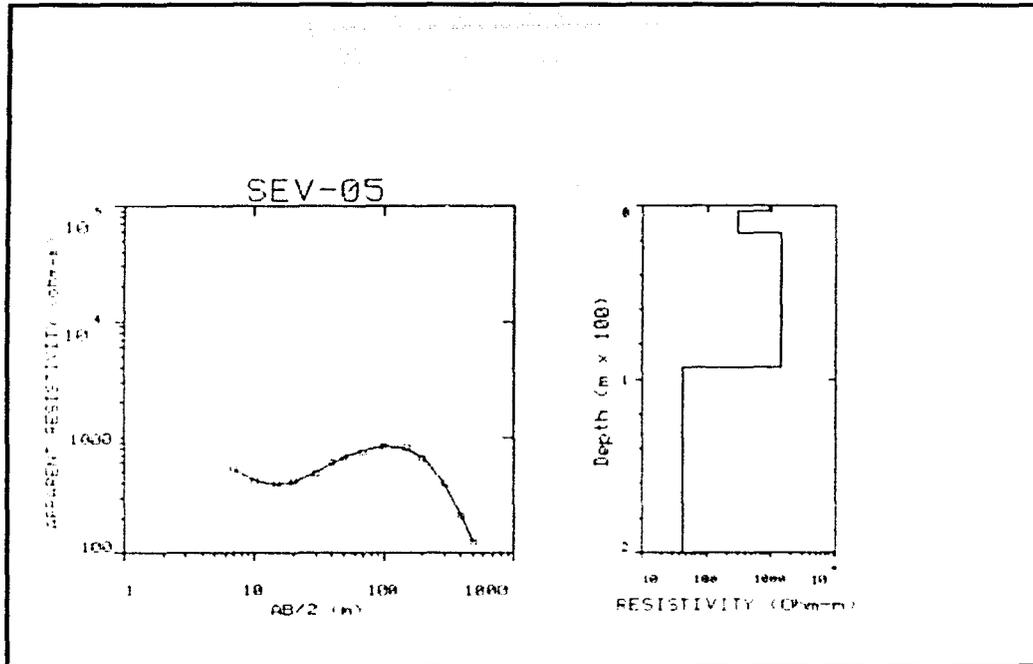
FITTING ERROR: 4.96%



RESISTIVITY (ohm-m)	THICKNESS (meters)	LONG COND. (Siemens)	TRANS. RES. (Ohm-m ²)
295.7	6.64	0.0224	1966
1942.9	6.41	0.0033	12471.3
162.5	196.9	1.21	32010.3
16348.3			

SEV-05.

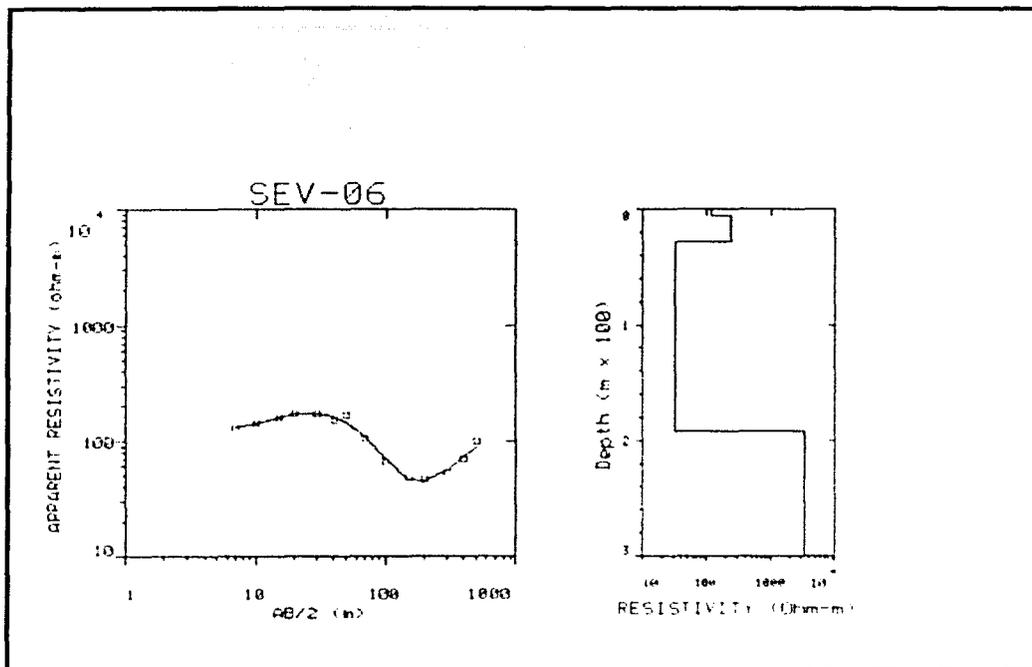
FITTING ERROR: 4.66%



RESISTIVITY (ohm-m)	THICKNESS (meters)	LONG COND. (Siemens)	TRANS. RES. (Ohm-m ²)
921.7	2.6	0.00282	2398.6
308.7	12.76	0.0413	3941.1
1410	77.68	0.0551	109545.3
44.13			

SEV-06.

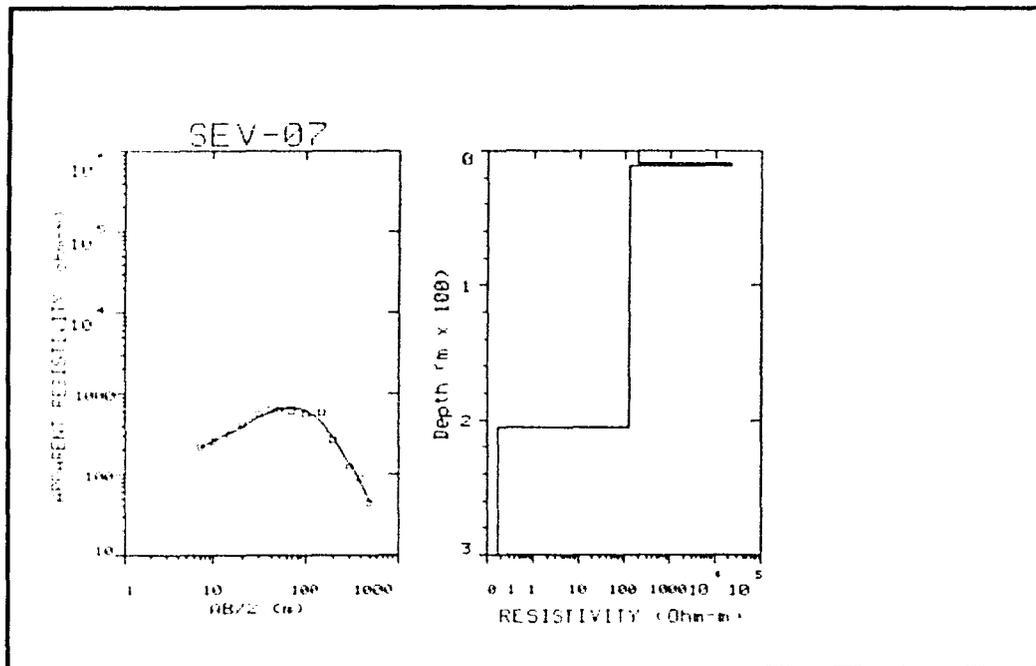
FITTING ERROR: 9.37%



RESISTIVITY (ohm-m)	THICKNESS (meters)	LONG COND. (Siemens)	TRANS. RES. (Ohm-m ²)
120.7	5.87	0.0486	709
237.9	21.92	0.0921	5215.9
31.31	164.7	5.26	5159.6
3367			

SEV-07.

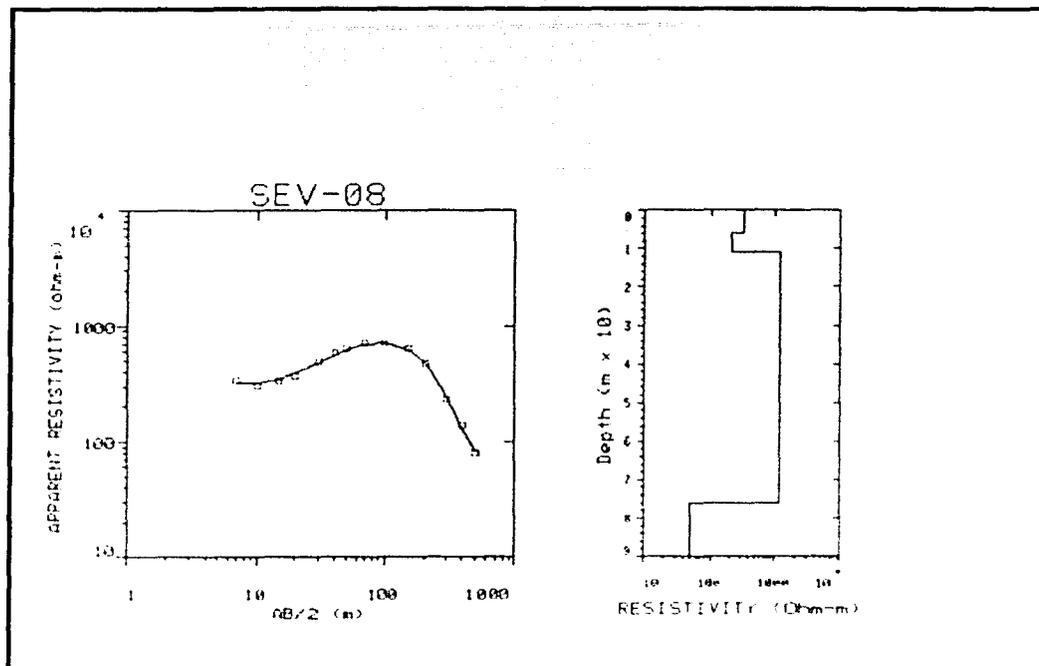
FITTING ERROR: 11.23%



RESISTIVITY (ohm-m)	THICKNESS (meters)	LONG COND. (Siemens)	TRANS. RES. (Ohm-m ²)
198.6	8.71	0.0438	1730.2
21208.9	2.15	1.50E-03	45657.9
126.3	194.5	1.54	24578.4
0.172			

SEV-08.

FITTING ERROR: 8.82%.



RESISTIVITY (ohm-m)	THICKNESS (meters)	LONG COND. (Siemens)	TRANS RES. (Ohm-m ²)
330.3	5.8	0.0175	1918
210.3	5.16	0.0245	1067
1193.5	65.22	0.0546	77848
49.34			

ANEXO II

En la tabla siguiente se muestra como varía el skin depth calculado, a partir de las frecuencias que maneja el equipo, con la variación de la conductividad medida del subsuelo.

(ohm m)	(milimhos/m)	(mhos/m)	B-10	B-20	B-40
500.00	2	0.002	44.5	89.0	177.9
250.00	4	0.004	31.5	62.9	125.8
166.67	6	0.006	25.7	51.4	102.7
125.00	8	0.008	22.2	44.5	89.0
100.00	10	0.01	19.9	39.8	79.6
83.33	12	0.012	18.2	36.3	72.6
71.43	14	0.014	16.8	33.6	67.3
62.50	16	0.016	15.7	31.5	62.9
55.56	18	0.018	14.8	29.7	59.3
50.00	20	0.02	14.1	28.1	56.3
45.45	22	0.022	13.4	26.8	53.7
41.67	24	0.024	12.8	25.7	51.4
38.46	26	0.026	12.3	24.7	49.4
35.71	28	0.028	11.9	23.8	47.6
33.33	30	0.03	11.5	23.0	45.9
31.25	32	0.032	11.1	22.2	44.5
29.41	34	0.034	10.8	21.6	43.2
27.78	36	0.036	10.5	21.0	41.9
26.32	38	0.038	10.2	20.4	40.8
25.00	40	0.04	9.9	19.9	39.8
23.81	42	0.042	9.7	19.4	38.8
22.73	44	0.044	9.5	19.0	37.9
21.74	46	0.046	9.3	18.6	37.1
20.83	48	0.048	9.1	18.2	36.3
20.00	50	0.05	8.9	17.8	35.6
19.23	52	0.052	8.7	17.4	34.9
18.52	54	0.054	8.6	17.1	34.2
17.86	56	0.056	8.4	16.8	33.6
17.24	58	0.058	8.3	16.5	33.0
16.67	60	0.06	8.1	16.2	32.5
16.13	62	0.062	8.0	16.0	32.0
15.63	64	0.064	7.9	15.7	31.5
15.15	66	0.066	7.7	15.5	31.0
14.71	68	0.068	7.6	15.3	30.5
14.29	70	0.07	7.5	15.0	30.1
13.89	72	0.072	7.4	14.8	29.7
13.51	74	0.074	7.3	14.6	29.3
13.16	76	0.076	7.2	14.4	28.9
12.82	78	0.078	7.1	14.2	28.5
12.50	80	0.08	7.0	14.1	28.1
12.20	82	0.082	6.9	13.9	27.8
11.90	84	0.084	6.9	13.7	27.5
11.63	86	0.086	6.8	13.6	27.1
11.36	88	0.088	6.7	13.4	26.8
11.11	90	0.09	6.6	13.3	26.5

10 87	92	0 092	6 6	13 1	26 2
10 64	94	0 094	6 5	13 0	26 0
10 42	96	0 096	6 4	12 8	25 7
10 20	98	0 098	6 4	12 7	25 4
10 00	100	0 1	6 3	12 6	25 2
8 33	120	0 12	5 7	11 5	23 0
7 14	140	0 14	5 3	10 6	21 3
6 25	160	0 16	5 0	9 9	19 9
5 56	180	0 18	4 7	9 4	18 8
5 00	200	0 2	4 4	8 9	17 8
4 55	220	0 22	4 2	8 5	17 0
4 17	240	0 24	4 1	8 1	16 2
3 85	260	0 26	3 9	7 8	15 6
3 57	280	0 28	3 8	7 5	15 0
3 33	300	0 3	3 6	7 3	14 5
3 13	320	0 32	3 5	7 0	14 1
2 94	340	0 34	3 4	6 8	13 6
2 78	360	0 36	3 3	6 6	13 3
2 63	380	0 38	3 2	6 5	12 9
2 50	400	0 4	3 1	6 3	12 6
2 38	420	0 42	3 1	6 1	12 3
2 27	440	0 44	3 0	6 0	12 0
2 17	460	0 46	2 9	5 9	11 7
2 08	480	0 48	2 9	5 7	11 5
2 00	500	0 5	2 8	5 6	11 3
1 92	520	0 52	2 8	5 5	11 0
1 85	540	0 54	2 7	5 4	10 8
1 79	560	0 56	2 7	5 3	10 6
1 72	580	0 58	2 6	5 2	10 4
1 67	600	0 6	2 6	5 1	10 3
1 61	620	0 62	2 5	5 1	10 1
1 56	640	0 64	2 5	5 0	9 9
1 52	660	0 66	2 4	4 9	9 8
1 47	680	0 68	2 4	4 8	9 7
1 43	700	0 7	2 4	4 8	9 5
1 39	720	0 72	2 3	4 7	9 4
1 35	740	0 74	2 3	4 6	9 3
1 32	760	0 76	2 3	4 6	9 1
1 28	780	0 78	2 3	4 5	9 0
1 25	800	0 8	2 2	4 4	8 9
1 22	820	0 82	2 2	4 4	8 8
1 19	840	0 84	2 2	4 3	8 7
1 16	860	0 86	2 1	4 3	8 6
1 14	880	0 88	2 1	4 2	8 5
1 11	900	0 9	2 1	4 2	8 4
1 09	920	0 92	2 1	4 1	8 3
1 06	940	0 94	2 1	4 1	8 2
1 04	960	0 96	2 0	4 1	8 1
1 02	980	0 98	2 0	4 0	8 0
1 00	1000	1	2 0	4 0	8 0

