

# APLICACIÓN DE LOS MÉTODOS ELÉCTRICOS PARA CARACTERIZAR EL SUBSUELO EN LA ZONA DE LOS VOLCANES, LAGO DE YOJOA.



GERSON RODANIM RIVERA GALLARDO  
ESCUELA DE FÍSICA  
UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA DE HONDURAS

DIRECTOR DE TESIS  
MSc. Manuel de Jesús Rodríguez Maradiaga

---

TESIS PARA OBTENER EL GRADO DE MASTER EN FÍSICA



*Dedicatoria*

En reconocimiento a la comprensión, apoyo y sobre todo al cariño demostrado en los momentos más críticos, dedico esta publicación a dos personas que siempre confiaron en mi persona durante toda mi formación académica.

Que han compartido mis logros y mis fracasos, que siempre estuvieron allí para darme fuerzas y una palabra de aliento que me motivara a seguir adelante.

Con mucho amor y cariño a mis padres:

Mirna Yaneth Gallardo Aguilera

Allan Jehova Rivera Bonilla

# Agradecimientos

El poder alcanzar un logro tan importante en la vida como lo es finalizar una tesis de maestría no es nada fácil, se necesita de esfuerzo, tiempo ,estudio y dedicación, pero sobre todo de mucho apoyo. Sería muy difícil lograrlo sin el apoyo de muchas personas a las que quiero mostrar mi más profundo agradecimiento:

En primer lugar quiero dar gracias a DIOS TODOPODEROSO por toda su misericordia, la gracia que derramó sobre mí, por su amor incondicional y siempre fiel; a pesar de que hubieron momentos de debilidad,permitirme dar este gran paso en mi vida.

A mis padres por el apoyo tanto moral como emocional que me han brindado durante todo este tiempo.

A mi asesor de Tesis, Manuel de Jesús Rodríguez por ocupar parte de su valioso tiempo en la supervisión de este trabajo. Por su apoyo constante y su colaboración desinteresada que siempre ha brindado, por tener paciencia ante mis dudas de principiante y escuchar los problemas que fueron apareciendo a lo largo de esta Tesis.

A mis compañeros y amigos de maestría Julio Cesar Zúniga, Carlos Daniel Andrade y Jaime Valentín Díaz... En fin gracias a todos por compartir diversión, alegrías y preocupaciones, pero sobre todo por ofrecerme su amistad, gracias a ustedes tendré siempre buenos recuerdos de esta etapa de mi vida.

A todos y cada uno de los maestros de la maestría en Física que han contribuido en mi formación académica y profesional.

Finalmente, quiero agradecer profundamente a mi esposa Ana Jackeline Posadas,que ha tenido la paciencia suficiente para apoyarme, comprenderme, y darme palabras de fuerza y motivación para culminar esta tesis.

# Resumen

En este estudio se ha propuesto investigar la técnica de resistividad eléctrica como una herramienta para determinar las propiedades del suelo, considerando que son rápidas, no destructivas y de costos adecuados, en comparación a los métodos convencionales.

En la presente tesis se expone y se analiza la utilización de métodos eléctricos, concretamente el arreglo Wenner para el método de Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE), en la zona Noreste del Lago de Yojoa con el objetivo de realizar una caracterización de la superficie y subsuelo, desde el ápice hasta la parte distal del suelo en dicha zona a partir de la correlación de las tomografías eléctricas con la resistividad del subsuelo..

En este estudio se llevó a cabo el levantamiento de cinco perfiles de resistividad eléctrica de 200 metros de longitud en toda la zona de estudio, dos de ellos se realizaron dentro del crater del volcán y los tres perfiles eléctricos restantes se ejecutaron entre el valle que une el volcán denominado El Estadio con el Volcán Babilonia.

Los perfiles obtenidos dentro del crater del volcán El Estadio presentan resistividades y características muy similares, el perfil número 1 su rango de resistividades varia de  $16.67 \Omega m$  a  $3873.80 \Omega m$  mientras el perfil número 2 sus resistiviades van de  $4.11 \Omega m$  a  $8200.80 \Omega m$  asociando los valores bajos de resistividad a material aluvial formado por arenas, gravas, niveles freáticos, limos, margas secas y humedas, los cuales se observan en la parte superficial de los perfiles alcanzando distintas profundidades. En cambio los valores altos de resistividad pueden asociarse a arcillas compactas, cenizas pulverizadas, gabros y rocas compuestas de arcillas o sedimento que se han ido consolidando a través del transcurrir en el tiempo. El perfil número 2 mostró un valor máximo de resistividad de  $8200.80 \Omega m$  valor que podría asociarse a andesita basáltica, escoria de andesita basáltica e incluso granito alterado.

Los tres perfiles de resistividad desarrollados sobre el valle que se encuentra ubicado entre los dos volcanes presentan características y valores de resistividad distintas, pero es notable destacar que el perfil número 3 presenta un valor máximo de resistividad de  $3,196.40 \Omega m$  con relación a los otros dos perfiles, valor que según la geometría de la composición geológica de la zona de estudio estaría asociándose a coladas Basálticas de Olivino que pudo haber emitido el volcán el Estadio.

# Índice general

<b>Agradecimientos</b>	<b>II</b>
<b>Lista de figuras</b>	<b>VI</b>
<b>Lista de tablas</b>	<b>IX</b>
<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1. Geofísica Aplicada . . . . .	2
1.2. Método Eléctrico . . . . .	3
1.3. Contexto de la Tesis . . . . .	5
1.4. Justificación de la Tesis . . . . .	5
1.5. Objetivo de la Tesis . . . . .	7
1.6. Contenido de la Tesis . . . . .	7
<b>2. Contexto Geológico del Área de estudio</b>	<b>9</b>
2.1. Situación Geográfica . . . . .	9
2.2. Geomorfología Regional . . . . .	10
2.3. Suelos . . . . .	11
2.4. Geología . . . . .	12
2.4.1. Estratigrafía Regional y Local . . . . .	13
2.5. Los Volcanes y su Estructura . . . . .	18
2.6. Localización del Área de Estudio . . . . .	23
<b>3. Fundamentación Teórica</b>	<b>26</b>
3.1. Resistividad . . . . .	26
3.1.1. Resistividad, Potencial en un Medio Homogéneo . . . . .	26
3.1.2. Distribución de la Corriente . . . . .	30
3.1.3. Distorsion del Flujo de Corriente y del Potencial para Una Interfaz Plana . . . . .	33
3.1.4. Potencial superficial debido a capas horizontales . . . . .	35
3.1.5. Resistividad Aparente . . . . .	36
3.2. Dispositivos de Registro . . . . .	37
3.2.1. Método tradicional del Sondeo Eléctrico Vertical (SEV). . . . .	37
3.2.2. Exploraciones Eléctricas en 2D. . . . .	39
3.2.3. Procedimiento de medida e instrumentación empleada. . . . .	39
3.2.4. Pseudosección. . . . .	40
3.3. Arreglo Electrónico . . . . .	40

3.3.1.	Arreglo tipo Wenner . . . . .	41
3.4.	Ventajas y Desventajas de los Diferentes Dispositivos de Registro. . . . .	41
3.4.1.	Profundidad de Investigación . . . . .	42
3.4.2.	Sensibilidad del dispositivo a los cambios verticales y horizontales de resistividad . . . . .	44
3.4.3.	Cobertura. Relación Señal /Ruido. . . . .	45
3.5.	Teoría Básica de Inversión . . . . .	45
3.5.1.	El Problema Directo . . . . .	46
3.5.2.	El Problema Inverso . . . . .	46
3.5.3.	Planteamiento del problema No Lineal . . . . .	47
3.5.4.	Relación entre Geología, Anomalía y la Resistividad en el subsuelo .	52
<b>4.</b>	<b>Metodología</b>	<b>55</b>
4.1.	Adquisición de Datos . . . . .	55
4.2.	Reconocimiento del Área . . . . .	55
4.3.	Diagrama de Trabajo . . . . .	56
4.4.	Recolección de Datos . . . . .	58
4.5.	Instrumentación . . . . .	60
4.5.1.	Descarga de los datos . . . . .	62
4.6.	Detalle del Software Empleado . . . . .	63
4.7.	Inversión de Resistividades Aparentes . . . . .	63
4.8.	Inversión de los datos de tomografía eléctrica . . . . .	68
<b>5.</b>	<b>Análisis de Datos</b>	<b>70</b>
5.1.	Pseudosección y Resistividad 2D . . . . .	70
5.2.	Resultados del Modelado 2D . . . . .	72
5.3.	Análisis de Perfiles . . . . .	77
<b>6.</b>	<b>Conclusiones y Recomendaciones</b>	<b>84</b>
6.1.	Conclusiones . . . . .	84
6.2.	Recomendaciones . . . . .	86
	Bibliografía . . . . .	87

# Índice de figuras

1.1. Volcanes Lago de Yojoa . . . . .	6
2.1. Mapa de las microcuencas que forman la cuenca Lago de Yojoa (Modificado de CATIE, 2003). . . . .	10
2.2. Mapa de suelos de la subcuenca del Lago de Yojoa, (House, 2002) . . . . .	11
2.3. Distribución de las placas tectónicas y localización de Honduras . . . . .	13
2.4. Mapa de los depósitos Mesozoicos y Terciarios. (Modificado por University of Texas-Institute of Geophysics (2001)) . . . . .	14
2.5. Mapa Geológico de la República de Honduras (SAG), Adaptado de IGN . . . . .	15
2.6. Mapa de los depósitos cuaternarios representados mediante polígonos en el territorio de Honduras (Corrales, 2010). Las cuadrículas representan las respectivas hojas a escala 1: 50 000 y su nombre abreviado . . . . .	16
2.7. Columna estratigráfica de Honduras (Modificado de Rogers, R.D., 1992 y SERNA-GEOMINHBGM.(1987-1992) . . . . .	16
2.8. Mapa geológico estructural de la cuenca del Lago de Yojoa . . . . .	17
2.9. Anatomía de un cono compuesto. . . . .	19
2.10. Tipos de Volcanes según su estructura . . . . .	20
2.11. Volcán denominado El Estadio(Foto Olman Romero) . . . . .	21
2.12. Mapa político de Honduras y localización geográfica del Lago de Yojoa . . . . .	23
2.13. Visión satelital de la ubicación de las zona de estudio (Google Earth, 2017) . . . . .	24
2.14. Visión satelital de la ubicación de las zona de estudio (Google Earth, 2017) . . . . .	24
2.15. Perfiles de Resistividad Eléctrica Lago de Yojoa(IHCIT) . . . . .	25
3.1. Fuente puntual de corriente enterrada en un suelo homogéneo . . . . .	28
3.2. Fuente puntual de corriente en la superficie de un suelo homogéneo . . . . .	28
3.3. Dos fuentes puntuales de corriente en la superficie de un suelo homogéneo . . . . .	29
3.4. Dos electrodos de corriente y dos electrodos de potencial en la superficie de un suelo homogéneo e isotrópico de resistividad $\rho$ . . . . .	30
3.5. Sección vertical de líneas equipotenciales y flujo de corriente para dos fuentes puntuales en una superficie homogénea . . . . .	30
3.6. Determinación de la densidad de corriente en una tierra uniforme bajo dos electrodos en superficie . . . . .	31
3.7. Densidad de corriente versus profundidad y espaciamento electródico . . . . .	32
3.8. Fracción de corriente fluyendo bajo una profundidad $z_1$ para un electrodo de espaciamento electródico $L$ . . . . .	33

3.9. Analogía entre imágenes óptica y eléctrica.(a) Distorsión de la corriente fluyendo a través de un plano con $\rho_1 < \rho_2$ (b) Imágen óptica (c) Imágen eléctrica. . . . .	34
3.10. Imagenes resultantes de dos capas horizontales . . . . .	35
3.11. Dispositivo electródico tetrapolar convencional Simétrico empleado para medir la resistividad del subsuelo (Loke, 2002) . . . . .	37
3.12. Diferentes Dispositivos usadas en Sondeos Eléctricos de Resistividad 1D, 2D y 3D con sus correspondientes Factores geométricos (Loke, 2002) . . . .	38
3.13. La disposición de electrodos para un levantamiento eléctrico 2-D y la secuencia de mediciones utilizadas para construir una pseudosección. (Loke, 2002) . . . . .	40
3.14. Arreglo electródico tipo Wenner (Telford et al., 1990) . . . . .	41
3.15. Función de Sensibilidad(Rodriguez,2004) . . . . .	43
3.16. Sensibilidad para la configuración Wenner (Loke, 2002) . . . . .	45
3.17. Arreglo de bloques rectangulares del modelo 2D. Modificado de (Loke y Barker, 1995) . . . . .	48
3.18. Variación en la resistividad de una disolución de NaCl en función de su concentración . . . . .	53
4.1. Reconocimiento de la zona de estudio . . . . .	56
4.2. Volcán denominado “El Estadio” . . . . .	56
4.3. Esquema de perfiles eléctricos en la zona de interés. (Google Earth, 2017) .	57
4.4. Esquema de perfiles eléctricos en la zona de interés. (Google Earth, 2017) .	57
4.5. Valle ubicado entre el Volcán denominado “El Estadio” y el “Babilonia”, lugar donde se levantaron tres perfiles . . . . .	58
4.6. Líneas de tendido electródico en el crater del Volcán denominado “El Estadio”	59
4.7. Lineas de perfiles eléctricos en el Valle ubicado entre el Volcán denominado “El Estadio” y el “Babilonia” . . . . .	60
4.8. Equipo Terrameter SAS 1000 de ABEM . . . . .	61
4.9. Detección de puntos atípicos en las medidas de campo.(Serrano, 2003) . . .	65
4.10. Inversion de la tomografía Wenner, a)Resistividades aparentes b) Resistividades aparentes calculadas c)Resistividades reales o modelo invertido . .	65
5.1. Sección de resistividad obtenida tras la inversión . . . . .	72
5.2. Sección de resistividad obtenida tras la inversión . . . . .	73
5.3. Sección de resistividad obtenida tras la inversión . . . . .	74
5.4. Sección de resistividad obtenida tras la inversión . . . . .	75
5.5. Sección de resistividad obtenida tras la inversión . . . . .	76
5.6. Las líneas de color naranja muestran los perfiles de resistividad eléctrica , los segmentos de color rojo representan los puntos de resistividad máxima de ese perfil . . . . .	82
5.7. Las líneas de color naranja muestran los perfiles de resistividad eléctrica realizados sobre el Valle , los segmentos de color rojo representan los puntos de resistividad máxima de cada perfil . . . . .	83

5.8. La región de color azul delimitada con una línea continua de color negro, representa la propuesta de la geometría del Basalto de Olivino(Qb1) que según su resistividad, el área de dicho material debería estar más cercano al perfil L3 . . . . . 83

# Índice de tablas

1.1. Métodos Eléctricos(Cátedra Geofísica Universidad Nacional de Salta) . . . . .	3
2.1. Características de los suelos de la subcuenca del Lago de Yojoa. . . . .	12
3.1. Profundidad media de investigación (Edwards, 1977). . . . .	44
3.2. Valores de resistividad de rocas, minerales, aguas, sedimentos químicos, minerales y materiales . . . . .	54
5.1. Resultados de resistividades del perfil 1 . . . . .	77
5.2. Resultados de resistividades del perfil 2 . . . . .	78
5.3. Resultados de resistividades del perfil 3 . . . . .	80
5.4. Resultados de resistividades del perfil 4 . . . . .	81
5.5. Resultados de resistividades del perfil 5 . . . . .	82
6.1. Resultados de resistividades . . . . .	84

# Capítulo 1

## Introducción

Desde la antigüedad el hombre siempre se ha interesado por comprender todos los fenómenos que ocurren en la tierra, surgiendo de esta forma muchas ciencias que se han dedicado a su estudio, entre estas ciencias se encuentra la Geofísica, que permite utilizar métodos e instrumentos para obtener información detallada del subsuelo que se hace cada vez más común, la precisión de dichos métodos, permite caracterizar las condiciones del subsuelo, y en muchos casos sin perturbar el sitio o el área de interés.

Hoy en día existen métodos geofísicos que se han ido desarrollando para establecer estudios sobre el subsuelo, causados por los cambios en las propiedades físicas del subsuelo, resistividad eléctrica, ondas electromagnéticas, ondas sísmicas, el magnetismo terrestre, la fuerza de gravedad, etc. Desde sus inicios los métodos de prospección geofísica han alcanzado grandes éxitos en el descubrimiento de depósitos de minerales, aguas subterráneas, estructuras arqueológicas entre otros y que gracias a los avances tecnológicos se han perfeccionado y transformado con el fin de lograr un mejor desarrollo y bienestar de la humanidad.

No obstante, los métodos de prospección geofísica no siempre son útiles para encontrar directamente depósitos de materiales, sino que su éxito depende de detectar estructuras geológicas que indican la existencia de recursos naturales de gran valor económico.

Para esto es necesario seleccionar el método de prospección que más se adecue al recurso buscado. En general, al aplicar los conocimientos de prospección geofísica se deben hacer todos los estudios respectivos que aseguren el hallazgo de posibles depósitos, valiéndose para ello de métodos geofísicos: magnéticos, gravimétricos, geoelectrónico, tomografía geoelectrónica, electromagnético, sísmico y el método radiométrico, los cuales se aplicarán dependiendo de la sensibilidad del método a las propiedades físicas del suelo relacionada con el recurso buscado.

En este trabajo, se ha utilizado el método de la tomografía eléctrica para localizar, caracterizar la geometría de los materiales e identificar estructuras más típicas de la zona volcánica.

El estudio se ha realizado en la Zona Nor-este del Lago de Yojoa, encontrándose las formaciones volcánicas más recientes del Periodo Cuaternario, que hacen que reúna las condiciones idóneas para la aplicación y experimentación de la tomografía eléctrica en esta zona.

## 1.1. Geofísica Aplicada

La Geofísica es una ciencia de la Tierra que busca estudiar y describir los procesos físicos que suceden en el planeta, ya sea en la atmósfera, en el océano o en la tierra sólida. Como toda ciencia física, tiene dos puntos de vista: el teórico y el experimental o aplicado. Dentro del punto de vista aplicado se encuentran los métodos de exploración o prospección geofísica, que buscan caracterizar las capas subsuperficiales del suelo con respecto a sus propiedades físicas como son la densidad, la cargabilidad y las velocidades sísmicas de ondas P y S, mediante la utilización de mediciones en la superficie. Esto tiene aplicaciones en la industria minera, petrolera y en cualquier otra instancia en que se necesite encontrar cuerpos anómalos bajo la tierra (Jensen, 2011)

Una parte importante de la Geofísica la constituye su aplicación a la búsqueda de recursos minerales, es decir, lo que se suele llamar Geofísica aplicada o Prospección geofísica.

“La tecnología geofísica, es decir, la aplicación de los conocimientos que brinda la Geofísica en favor de la humanidad, es lo que se denomina “prospección geofísica”. Esta sería, a primera vista, un conjunto de técnicas físicas y matemáticas aplicadas a la exploración del subsuelo; para la búsqueda y posterior estudio de yacimientos, de sustancias útiles (petróleo, aguas subterráneas, minerales, carbón, etc.) por medio de observaciones en la superficie de la Tierra de las propiedades físicas de los materiales en el interior de la misma.(Chelotti, Acosta, y Foster, 2009)

Cada técnica geofísica obedece al estudio de una determinada propiedad física de los materiales geológicos, una clasificación primaria puede establecerse en función de la procedencia de la información que proporcionan, teniendo así: Métodos que informan de la distribución de propiedades a nivel de la superficie del terreno, o con unos pocos centímetros de penetración; dentro de ellos se encuentran todos los que utilizan las propiedades ópticas de las rocas (reflectividad), o en bandas especiales de frecuencias (imágenes de infrarrojos), radiactividad natural (espectrometría), reflectividad electromagnética (radar aéreo), fluorescencia, etc.(Carrasco García, 2013)

Los restantes métodos informan de la distribución de propiedades en el subsuelo, con rangos de penetración muy dispares, que varían desde unos pocos metros a miles de metros. Dentro de ellos pueden hacerse dos grupos:

- a) Los métodos que estudian las propiedades naturales de las rocas: Densidad (gravimetría), susceptibilidad magnética (magnetometría), campos eléctricos y electromagnéticos naturales (magnetotélurico, potencial espontáneo), conductividad térmica (termometría), etc.
- b) Los métodos que estudian las propiedades que surgen en las rocas como respuesta a su previa excitación con algún tipo de energía desde el exterior a las mismas: la velocidad de propagación de un esfuerzo mecánico (sísmica), la resistencia al paso

de la corriente eléctrica (métodos geoelectricos de corriente continua), la generación de campos electromagnéticos inducidos (métodos de corriente alterna, entre los que cabe incluir los métodos radiomagnetotéluricos), la reflectividad de las ondas electromagnéticas por cambio de la constante dieléctrica (radar terrestre), la cargabilidad (polarización inducida), los fenómenos electrocinéticos, la resonancia magnética de los protones (SRM), etc. (Sheriff, 1974)

## 1.2. Método Eléctrico

Los métodos eléctricos son la modalidad de investigación geofísica más antigua y la utilizada por geólogos, geofísicos e ingenieros para distinguir y caracterizar el subsuelo. Los métodos eléctricos se basan en la medición de las propiedades eléctricas del subsuelo, todos los materiales de la Tierra oponen resistencia al flujo de la corriente eléctrica, esta propiedad se llama resistividad geoelectrica, la cual nos permite diferenciar entre distintos materiales.

Un criterio muy importante para la clasificación de los métodos de prospección eléctrica es según el campo electromagnético que en ellos se estudia, ya que pueden ser de origen natural o producidos artificialmente.

También interesa conocer si en un método determinado el campo electromagnético es constante (corriente continua) o varía en el transcurso del tiempo (métodos de campo variable).

Es común, aunque inadecuado, llamar métodos eléctricos a los primeros y electromagnéticos a los segundos, en rigor, todos son electromagnéticos (Orellana, 1982).

En función de estos aspectos puede clasificarse a los métodos en:

Métodos	Propiedad Física Medida	Origen del Fenómeno
Gravimétrico	Aceleración de la Gravedad	Natural
Electromagnético	Susceptibilidad Magnética	Inducido
Radiactivos	Radiactividad	Natural o Inducido
Térmicos	Temperatura	Natural
Sísmicos	Refracción	Inducido
	Reflexión	Inducido
Eléctricos	Corrientes Telúricas	Natural
	Potencial Espontáneo	Natural
	Líneas Equipotenciales	Inducido
	Resistivos	Inducido

Tabla 1.1: Métodos Eléctricos(Cátedra Geofísica Universidad Nacional de Salta)  
(Rodolfo Garcia, 2012)

Cuando se investiga una región normalmente se emplean ciencias y técnicas muy diversas destinadas a conocer las propiedades de los materiales y, muchas veces, de los fluidos, elementos y compuestos que ellos pudieran contener.(Rodolfo Garcia, 2012)

**Métodos Eléctricos:**

- Corrientes Telúricas: En la superficie terrestre se observan corrientes eléctricas de débil intensidad, originadas por fenómenos aún no bien determinados. Varían constantemente y están influidas entre otras causas, por la posición del sol. La medida simultánea de los potenciales en varios puntos de la superficie permite deducir la resistividad del terreno y la distribución general del subsuelo.
- Potencial Espontáneo: En el suelo y subsuelo existen diferencias de potencial de origen natural. La oxidación de los minerales conductores de la electricidad es comparable a una pila eléctrica, con el polo positivo en la zona próxima a la superficie. Dos terrenos distintos en contacto, con presencia de agua u otro fluido generan desequilibrios iónicos con potenciales eléctricos en el contacto; la propia circulación del fluido implica un transporte iónico y potenciales eléctricos, al igual que cuando una solución electrolítica atraviesa una membrana porosa. En el caso de minerales conductores se han detectado diferencias de potencial superiores a 1,5 voltios, con gradientes de 1 a  $6 \cdot 10^{-3}$  voltios/metro.
- Líneas Equipotenciales o Potencial Inducido: Este método, a diferencia del anterior, crea un potencial inducido en el terreno a través de un electrodo. El campo eléctrico así generado es superior al natural en una amplia zona, en función del campo creado.
- Métodos Resistivos: Estos métodos utilizan un parámetro físico conocido como resistividad o resistencia específica. Se realizan mediciones en superficie o dentro de un pozo no entubado, que permiten obtener, los valores de resistividad aparente en función del arreglo de la línea de emisión. Como fuente de inducción puede emplearse un circuito de corriente continua o corriente alterna.

Los métodos geoelectrónicos son quizás los métodos más versátiles a la hora de llevar a cabo investigaciones hidrogeológicas y de contaminación ambiental subterránea así como en la realización de estudios de otra tipología como la, geotecnia, arqueología, y en general, la localización de estructuras y anomalías complejas en el subsuelo, tanto geológicas como antrópicas. La versatilidad de los métodos geoelectrónicos se debe, en gran medida, al parámetro que se analiza, la resistividad, el cual muestra grandes variaciones en función de las características del subsuelo permitiendo por tanto la realización de determinaciones muy precisas. (Carrasco García, 2013)

La resistividad real de un medio determinado cambia en todas las direcciones debido a la anisotropía y heterogeneidad del subsuelo. La resolución de estos casos implica considerar en el planteamiento y resolución del problema una mayor cantidad de variables no tomadas en cuenta en los métodos históricos en 1D (Sondeos Eléctricos Verticales) los cuales la consideran constante para cada capa o estrato del subsuelo, lo cual implica una serie de metodologías y modelos matemáticos de mayor complejidad.

Para poder modelizar el subsuelo con una distribución arbitraria de resistividades y tomar en cuenta también la variación de otros parámetros que influyen en ella (como por ejemplo la topografía se emplean para métodos de elementos finitos (Silvester y Ferrari, 1996) y de diferencias finitas (Dey y Morrison, 1979), los cuales permiten considerar el efecto de variación de los parámetros entre puntos y en todas las direcciones en un volumen de tierra considerado.

La determinación y cálculo de resistividad real en 2D y 3D (Tomografía Eléctrica) se basa en el empleo de algoritmos de tratamiento (Loke y Barker, 1996) que permiten la interpretación de modelos y estructuras geológicas que por su complejidad, no pueden ser solucionadas satisfactoriamente considerando modelos de distribución de resistividad en una dimensión(1D).

### 1.3. Contexto de la Tesis

En esta tesis se aborda un avance en la técnica geofísica tal como ser la Tomografía Eléctrica (TE). Este avance está basado en la innovación y el uso de herramientas de gestión de información espacial. Más concretamente la actuación han sido la siguiente:

#### **EL USO DE HERRAMIENTAS DE GESTIÓN DE INFORMACIÓN ESPACIAL**

- Mejora de las técnicas mediante la utilización de Herramientas de Gestión de información espacial específicas tales como el arcgis y Google earth.

En esta tesis se pretende fomentar la aplicación de herramientas de gestión de información espacial a los datos obtenidos mediante técnicas geofísicas, que hacen de la Geofísica una potente herramienta para la solución de problemas mineros, geológicos, hidrogeológicos, geotécnicos, geotérmicos, arqueológicos y medioambientales.

### 1.4. Justificación de la Tesis

Las tomografías eléctricas 2D son muy útiles en la actualidad en el campo de la prospección geofísica, sustituyendo a los sondeos eléctricos verticales que suponen las capas son planas y horizontales, por los nuevos modelos de comparación bidimensionales capaces de incluir cambios horizontales y verticales bruscos como intrusiones, cavidades, cavernas, fallas, fracturas y mineralizaciones anómalas.

Aún y cuando la prospección geoléctrica a dado pasos agigantados en cuanto a la precisión a través de los aceleradas rutinas y cómputos capaces de realizar los ordenadores portátiles, este ámbito en la investigación del subsuelo con métodos eléctricos no se ha practicado en mayor proporción en la parte norte del Lago de Yojoa zona donde existen formaciones de tipo volcánica, quizá por el alto costo de los equipos que hacen una adquisición rentable.

Si bien ha sido un tanto complicado realizar trabajos de este índole en tiempos pasados, ahora se pretende comenzar a explorar en nuevos ambientes que puedan contener mucha información geológica y geofísica, pero antes es necesario realizar trabajos de práctica relativamente económicos que permitan en cierta medida poner a prueba las nuevas herramientas de prospección geoléctrica y computacionales como lo son los diversos software

de inversión para la interpretación de las medidas de resistividad tomadas en terrenos y subsuelos conocidos con topografía sencilla pero apta para la investigación antes de trabajar en ambientes con una geología más compleja.

En la zona del Lago de Yojoa no existe una investigación en la que se haya aplicado un método de prospección geofísica con la finalidad de obtener datos que permitan comprender la estructura del subsuelo a fin de ser utilizados para el estudio geotectónico, geotérmico y geofísicos de la zona.

Actualmente no se cuenta con datos gravimétricos, magnéticos ni de resistividad que ayuden a validar cualquier modelo propuesto de estructura del subsuelo de la región.

Desde el punto de vista geológico Honduras se encuentra en una zona de mucho interés debido a la complejidad de la región, específicamente en la cuenca del Lago de Yojoa se puede distinguir el sector Norte - Noreste, encontrándose las formaciones volcánicas más recientes del Cuaternario que se originaron de los volcanes ubicados en el Norte del Lago, pese a esto son pocos los estudios e investigaciones geológicas o geofísicas que se han desarrollado en dicha zona. (Cruz y Delgado, 1986)



Figura 1.1: Volcanes Lago de Yojoa

Las emisiones del volcanismo Cuaternario en Honduras, son de tipo basáltico y andesítico toleítico o alcalino y las más importantes son las ubicadas al norte del Lago de Yojoa. Sus estructuras de emisión todavía no han sido fuertemente afectadas por la erosión, por lo que son fácilmente identificables por aerofotos. Entre las más conocidas están los cerros El Hoyo, El Volcán y Babilonia, las potentes coladas volcánicas obturan el drenaje proveniente de la parte sur del valle de Sula ocasionando un embalse natural, que se conoce como Lago de Yojoa. Tomando en cuenta la importancia de la localización geotectónica del país y la vulnerabilidad de la zona, es necesario realizar estudios geofísicos a fin de conocer las características geológicas locales

En resumen, la ejecución de esta investigación se justifica, debido a que no se han encontrado estudios realizados mediante métodos geoelectricos en el país y específicamente en dicha zona que permita un mejor entendimiento sobre el comportamiento de las propiedades físicas del suelo, teniendo como agregado que el investigador involucrado en el estudio adquirirá experiencia en el uso de métodos y técnicas de resistividad eléctrica.

## 1.5. Objetivo de la Tesis

Los principales aspectos a obtener con el desarrollo de esta tesis son:

### Objetivo General:

1. Caracterizar el subsuelo, en términos de la resistividad eléctrica en la zona de los volcanes del Lago de Yojoa.

### Objetivos Específicos:

1. Obtener perfiles del subsuelo a partir de métodos eléctricos para inferir la geometría de los estratos geológicos.
2. Obtener la resistividad eléctrica, asociando estos valores con los diversos materiales geológicos existentes en la zona .
3. Integrar las características estructurales del subsuelo, con otros factores que influyen en la formación de volcanes.

## 1.6. Contenido de la Tesis

Los capítulos presentados a continuación corresponden a una agrupación temática y no necesariamente al orden temporal en que han sido desarrollados, estos siguen el orden propio de un proceso de investigación:

- En el Capítulo 2, se presenta la ubicación, las formaciones y el contexto geológico de la zona de estudio.
- En el capítulo 3, Fundamentación teórica, se plantean los modelos, teorías, ejemplos y conceptos pertinentes al método de resistividad eléctrica , tomografía eléctrica, equipos y software utilizados en esta tesis.
- En el capítulo 4, metodología, se realiza una descripción del enfoque metodológico bajo el cual se han realizado la campaña geofísica, se describen detalladamente los métodos empleados en la toma de mediciones, se detalla el tipo de instrumentación utilizada, las áreas de estudio en cuestión y como se efectuó la toma de mediciones.

Simultáneamente se detalla el procesamiento de los datos, características del software, la estructura que debe tener los archivos de datos a procesar y una descripción de como se lleva a cabo este proceso.

- En el capítulo 5, resultados y análisis de la investigación realizada, se presenten los resultados obtenidos y su análisis.
- En el capítulo 6, conclusiones, se sintetizan las principales conclusiones derivadas de este trabajo y se proponen las futuras líneas de investigación.
- En el capítulo 7, bibliografía se recogen las referencias consultadas para llevar a cabo esta investigación.

# Capítulo 2

## Contexto Geológico del Área de estudio

En este capítulo se pretende ofrecer una visión general de la geografía, geomorfología, geología y estratigrafía, haciendo también referencia a los suelos, pasando de una visión a nivel nacional y regional, a una concreta en la subcuenca del Lago de Yojoa.

### 2.1. Situación Geográfica

La República de Honduras, con capital en Tegucigalpa, se encuentra en el centro-norte de América Central, con una superficie de  $112.492 \text{ Km}^2$ , siendo la anchura máxima del país 360 Km de N a S y su longitud máxima de 676 Km de E a O. Sus límites físicos son al Norte el mar de Las Antillas o Caribe, al Sur El Salvador, el Océano Pacífico y Nicaragua, al Este el mar Caribe y al Oeste la república de Guatemala.

El Lago de Yojoa, está ubicado en el sector centro-occidental de Honduras aproximadamente a 125 km al noreste de la Capital, Tegucigalpa, y 75 km al sur de la Ciudad de San Pedro Sula entre los departamentos de Comayagua, Cortés y Santa Bárbara

El lago tiene una longitud de 16.2 km, una anchura promedio de 6.2 km ocupando un área aproximada de  $83.5 \text{ km}^2$  (CATIE, 2003)

Su nombre deriva de Yoco-ha que en lengua Lenca significa “agua acumulada sobre la tierra” (AMUPROLAGO, 2003)

La subcuenca de pertenencia del lago se define Subcuenca del Lago de Yojoa y forma parte de la Cuenca del Río Ulúa.

Administrativamente la subcuenca pertenece a los municipios de Concepción del Sur, Las Vegas, Meambar, San José de Comayagua, San Pedro Zacapa, Santa Bárbara, Santa Cruz de Yojoa, Siguatepeque, Taulabé, los cuales forman parte de los departamentos de Comayagua, Cortés y Santa Bárbara.

La subcuenca del Lago de Yojoa se ha subdividido en 12 microcuencas. Inicialmente se dividió en 10, pero se incluyeron las zonas de drenaje de la parte alta de los ríos Yure y Varsovia, ya que de aquí se le incorpora agua al lago a través de canales artificiales. (García Obando, 2003)

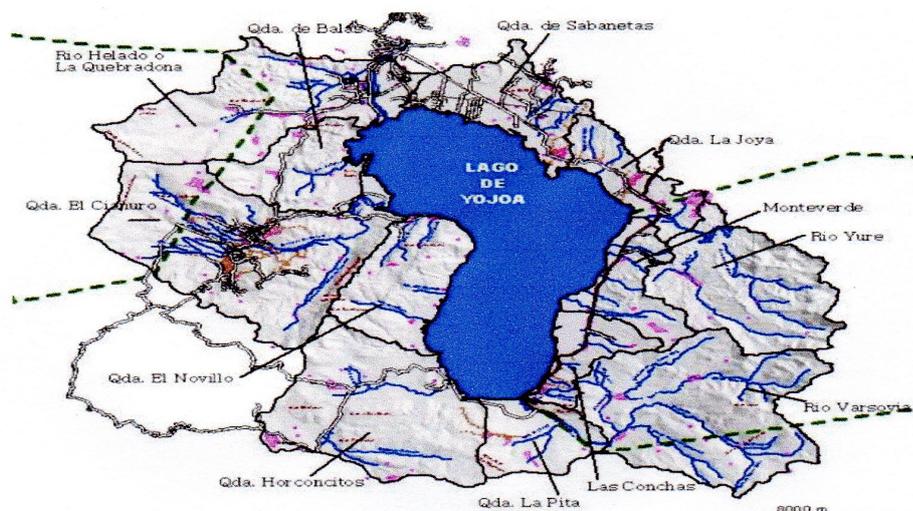


Figura 2.1: Mapa de las microcuencas que forman la cuenca Lago de Yojoa (Modificado de CATIE, 2003).

## 2.2. Geomorfología Regional

La morfología predominante de Honduras es montañosa, con elevaciones de más de 1.000 metros que en algunos puntos superan los 2.000 metros, muy quebrada, con fuertes pendientes, el 60% del territorio presenta pendientes mayores del 30% y múltiples cerros y colinas conformando muchas microcuencas. Presentando gran variedad de materiales, sedimentarios, ígneos y metamórficos.

El Lago de Yojoa debe su origen a la actividad volcánica de Cuaternario, que cerró la salida normal del antiguo valle del lago por el extremo norte (Cruz y Delgado, 1986), formando un valle profundo a los 637 m.s.n.m, donde casi el 30% del terreno de la Cuenca total tiene pendientes mayores de 50%, equivalentes a aproximadamente a 23° de pendiente en la parte norte y al sur del lago, y en la zona oriental del espejo de agua, existen áreas apreciables de terrenos con pendientes suaves.

La profundidad máxima del lago es de 28.29 m siendo notable que esta zona se encuentre ubicada en la parte norte del lago. Durante un año típico, el nivel del lago varía entre 2 y 3 m respecto a la cota de nivel de 637 m.s.n.m, los niveles más bajos ocurren en los meses de mayo y junio. El nivel máximo (controlado por la represa La Pita) es de 638 m.s.n.m., y el nivel mínimo, compatible con la generación de electricidad, es de 632 m.s.n.m. Los años que registran los niveles más bajos son 1971, 1972 y 1984 con un nivel a 633 m.s.n.m.(Vaux y cols., 1993).

La topografía de la cuenca es muy variada, a las orillas del sector norte el terreno es plano y poco ondulado, al noreste entre el Cerro El Hoyo y La Guama, el terreno es ondulado, como lo es igualmente en las regiones contiguas a Varsovia y al Oeste donde se encuentra El Mochito. En las zonas alejadas de las orillas del lago en dirección Este, Oeste y Sur, la topografía varía de ondulada a montañosa, eventualmente al Este y Oeste cambia a acantilada. La región se encuentra rodeada de una topografía elevada al Oeste por el Cerro Santa Bárbara (2744 m.s.n.m.) y al Este el Cerro Azul Meámbar (2047 m.s.n.m.)

Lo anterior permite variaciones de pendientes en toda la cuenca del Lago, siendo las más suaves las de la región Norte.

### 2.3. Suelos

Un factor importante en el desarrollo de los suelos de la subcuenca del Lago de Yojoa, es el clima Tropical Húmedo, con temperaturas altas y lluvias abundantes, que en conjunto aceleran el proceso de descomposición de la materia orgánica y facilitan la filtración de los nutrientes del suelo (lixiviación), además de presentar una cobertura vegetal muy desarrollada e importante en su conservación.

Tomando como base la clasificación de los suelos realizada por Simons y Castellanos, House en el año 2002, desarrolla un Atlas de Honduras, donde se observa a escala detallada la clasificación de suelos existente en la subcuenca del Lago de Yojoa, identificando el nombre de cada tipo de suelos y las características físicas (Tabla 2.1) que presenta, la profundidad, el pH, el tipo de drenaje y la pendiente.

Como se puede observar en la distribución de suelos representada en el mapa, los suelos más extensos de la subcuenca del Lago de Yojoa son los suelos Sulaco, el material madre de estos suelos son las rocas calizas del oeste y sur del lago. La profundidad de estos suelos depende de la pendiente local, pero normalmente son delgados, de textura arcillosa y tienen buena retención del agua. En zonas de elevada pendiente estos suelos son aptos para cultivo de Café. (House, 2002)

Existen áreas extensas de suelos tipo Chimizales entre el Lago y la montaña Cerro Azul Meambar. Estos suelos tienen una buena profundidad pero las pendientes en esta zona son muy elevadas.

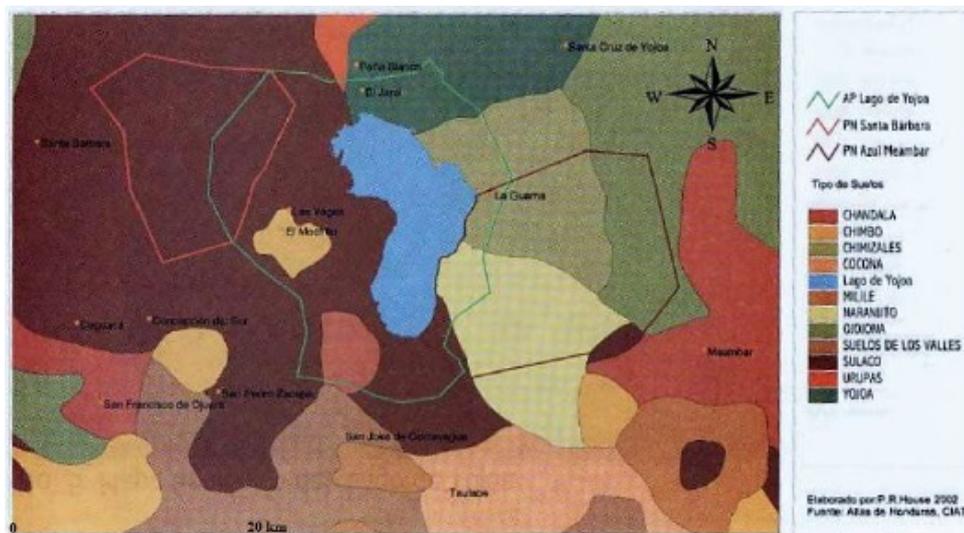


Figura 2.2: Mapa de suelos de la subcuenca del Lago de Yojoa, (House, 2002)

NOMBRE	SUELO	PROFUNDIDAD	DRENAJE	PH	PENDIENTE
CHANDALA	Rendzina	Delgado	Bien		> 50%
CHIMBO	Lithosol	Delgado	Bien	6	40%
CHIMZALES	yell-red Podzol	Profundo	Bien	6	>50%
COCONA	Lithosol	Delgado	Bien	5-5.5	30-60%
MILILE	Andosols	< 30cm	Bien	6	30%
NARANJITO	red-yell podzols	Profundo	Bien	6	> 50%
OJOJONA	Lithosol	Delgado	Bien	6.3	30-50%
SUELOS DE LOS VALLES		Profundo	Mod. Bien		< 30%
SULACO	Rendzina	Delgado	Bien	7	> 60%
URUPAS	Volcanic lavas		Mod. Bien	6	< 30%
YOJOA	Andosols	50cm	Bien	5	< 20%

Tabla 2.1: Características de los suelos de la subcuenca del Lago de Yojoa.  
(House, 2002)

Los suelos del norte del lago se han desarrollado sobre cenizas volcánicas y lava, formando el suelo tipo Yojoa que es un suelo con una profundidad de hasta los 50 cm, con drenaje moderado, buena a regular capacidad de retención de agua y textura francolimosa.

## 2.4. Geología

Honduras está situado en el noroeste de la placa tectónica del Caribe, justo al sur de la zona de contacto entre ésta y la Placa Norteamericana Zona de falla Motagua-Polochic. El contacto entre la placa de Cocos (de naturaleza oceánica) y las placas del Caribe y Norteamericana (de naturaleza continental) conforman un margen tectónico activo, en el cual, la Placa de Cocos, más densa, subduce bajo las otras dos.

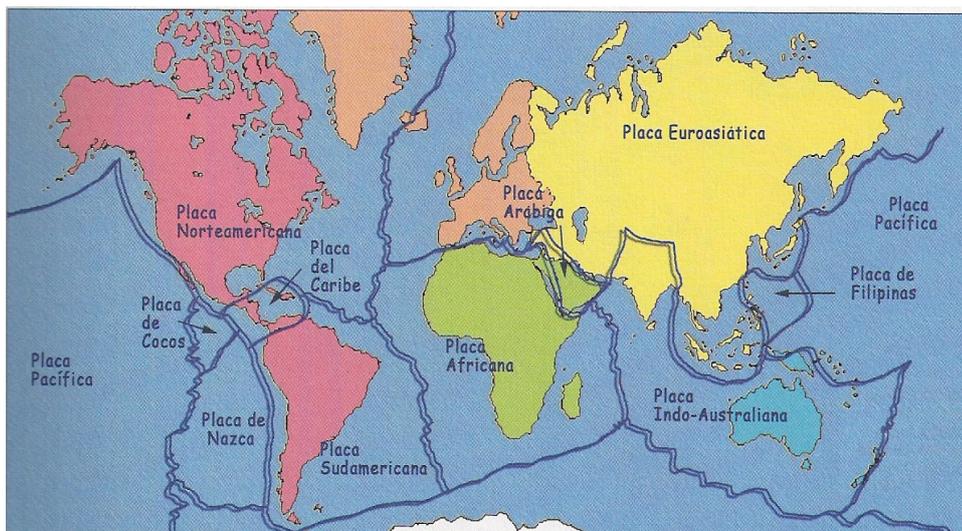


Figura 2.3: Distribución de las placas tectónicas y localización de Honduras

La subducción de la placa de Cocos bajo las de Norte América y del Caribe produce la formación de la fosa Mesoamericana y los arcos volcánicos de Centro América, incluido el del Cuaternario.

El límite entre la placa tectónica de Norte América y la del Caribe está formado por los sistemas de falla de Motagua y Polochic (sur de Guatemala) en su parte terrestre, y por la continuación marina de este sistema, la fosa del Caimán, limitada por la falla de Swan Island, todo el sistema de fallas tipo cizalla con desplazamiento siniestro. Este margen de placa es un escenario tectónico que produce una deformación intraplaca.

Desde un punto de vista geológico, la República de Honduras se sitúa sobre lo que se ha denominado Bloque Chortís, utilizado como un término geográfico para describir el estilo tectónico del Neógeno al sur de la falla de Motagua en Guatemala (Buchanan, 1997), diferenciándolo de las regiones del norte de la falla, y del sur de Centroamérica (Sur de Nicaragua, Costa Rica y Panamá). Su límite sur ha sido definido en la latitud  $12^{\circ}30'$ , debido a la falta de una característica geológica visible que sirva como límite entre los dos tipos de corteza terrestre (continental al norte y oceánica al sur).

Los materiales del Bloque Chortís corresponden a Formaciones de edad Mesozoica y Cenozoica, las cuales se sitúan de manera discordante sobre un basamento paleozoico de rocas metamórficas (se desconocen datos más precisos sobre su edad exacta). Las rocas del zócalo son principalmente rocas metasedimentarias de bajo grado. Se han datado intrusiones de edad Paleozoica que, a su vez, han sido metamorfozadas.

### 2.4.1. Estratigrafía Regional y Local

El Bloque Chortís está formado por rocas metamórficas, principalmente rocas sedimentarias con un metamorfismo de grado bajo. Los tipos de roca dominante son filitas y esquistos graníticos, si bien pueden aparecer rocas con metamorfismo variable, desde gneises y migmatitas hasta cuarcitas y mármoles.

A todo este conjunto de materiales se le conoce como Esquistos de Cacaguapa, o Grupo Cacaguapa, y cuya edad es pre-mesozoica, Paleozoico.

La descripción de la columna estratigráfica (figura 2.7) sería la siguiente:

Sobre el zócalo Paleozoico se sitúan discordantemente unas formaciones sedimentarias, de edad Mesozoica (Jurásico y Cretácico Inferior), depositadas bajo condiciones continentales o marinas someras. Estos materiales reciben el nombre de Grupo Honduras y se subdividen en la Formación Agua Fría y un conjunto Superior Siliciclástico

En el Cretácico Superior se depositó una potente serie de rocas carbonatadas, seguidas de unas rocas detríticas, tipo molasa de color rojo morado bien marcado. Las calizas han sido llamadas Grupo Yojoa, y están distribuidas por una amplia zona de Honduras, Noroeste de El Salvador y Suroeste de Guatemala. Corresponden a calizas arrecifales de aguas poco profundas.

En cuanto a las rocas detríticas forman el llamado Grupo Valle de Angeles, compuesto por conglomerados, areniscas, margas y calizas. Está dividido en Capas Rojas Superiores y Capas Rojas Inferiores, separadas por formaciones de calizas (Jaitique, Esquías, etc.).

Durante el Terciario se producen emisiones volcánicas comenzando por la Formación Matagalpa, una unidad volcánica pre-ignimbrítica de composición mayoritariamente básica, con predominio de coladas de andesitas, basaltos y sedimentos piroclásticos, descansando discordantemente sobre las rocas cretácicas.

Por encima de esta formación aparece el Grupo Padre Miguel, extendido al conjunto de los depósitos volcánicos ácidos de Centro América del Oligoceno y Mioceno, con erupciones entre 20 y 9 millones de años (Harwood, R., 1993). Este episodio probablemente estuvo relacionado con la fusión parcial de la corteza continental bajo la zona (Rogers, 2003), el cual consiste en un grupo de ignimbritas, tobas riolíticas, y tobas andesíticas.

En la siguiente figura se muestra la extensión de los materiales Mesozoicos y Terciarios.

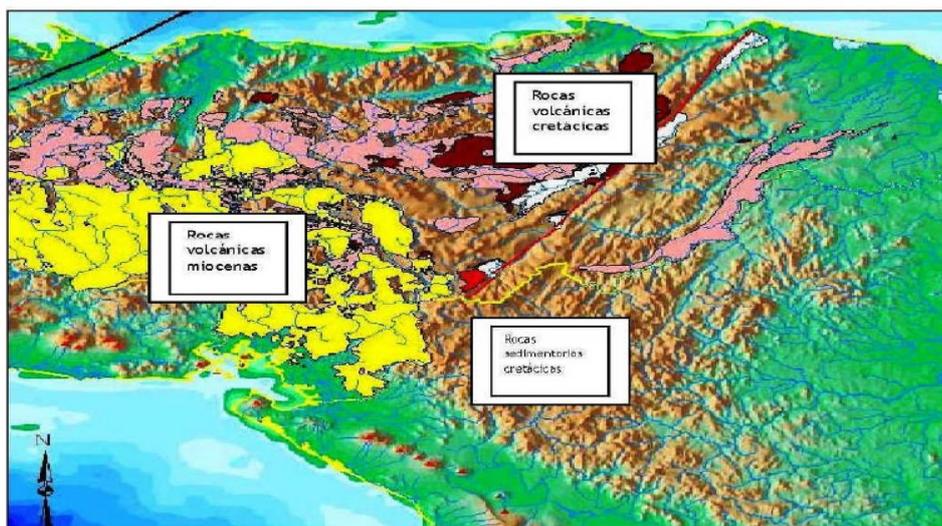


Figura 2.4: Mapa de los depósitos Mesozoicos y Terciarios. (Modificado por University of Texas-Institute of Geophysics (2001))

A finales del Terciario se produce un levantamiento global del Bloque Chortís, que provoca la erosión de los materiales descritos. Los productos de esta erosión fueron transportados y sedimentados en cuencas interiores, principalmente en las zonas de graben, o en las costas. Las unidades estratigráficas correspondientes son: la Formación Mosquitia, de tipo deltaico; la Formación Gracias, de arenas y lutitas; y la Formación Humuya (grietas de Comayagua).

El Cuaternario término introducido en la literatura geológica por Desnoyers en 1829 para referirse a los materiales situados por encima de los depósitos Miocénicos y Pliocénicos de la cuenca del Sena. Desde entonces los debates para lograr una definición oficial adecuada han sido numerosos y duraron hasta el 2009, cuando fue oficialmente reconocido como el Período/Sistema Geológico más reciente, extendiéndose hasta 2,588 millones de años, debido a que el Piso/Edad denominado Gelasense, el más joven del Plioceno ha pasado a ser el más antiguo del Cuaternario (Bardají y Zazo, 2009).

En el Mapa Geológico de la República de Honduras a escala 1:2 300 000 aparecen cartografiados depósitos de tipo aluvial y volcánicos (Figs. 2.5, 2.6) formados durante el cuaternario, no abarcando todos los tipos existentes.

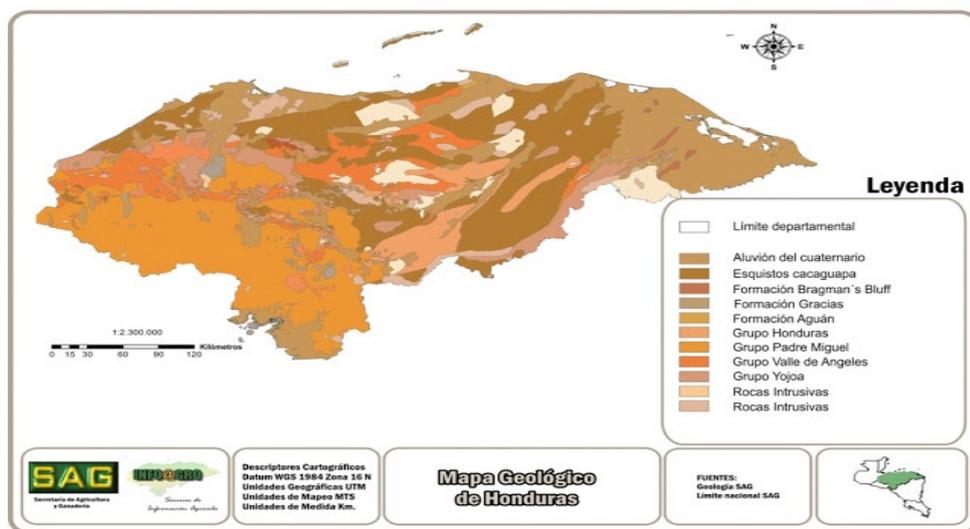


Figura 2.5: Mapa Geológico de la República de Honduras (SAG), Adaptado de IGN

Los depósitos cuaternarios también aparecen cartografiados en 28 polígonos del país a escala 1: 50 000 de los mapas geológicos en cuestión (Fig. 2.6).

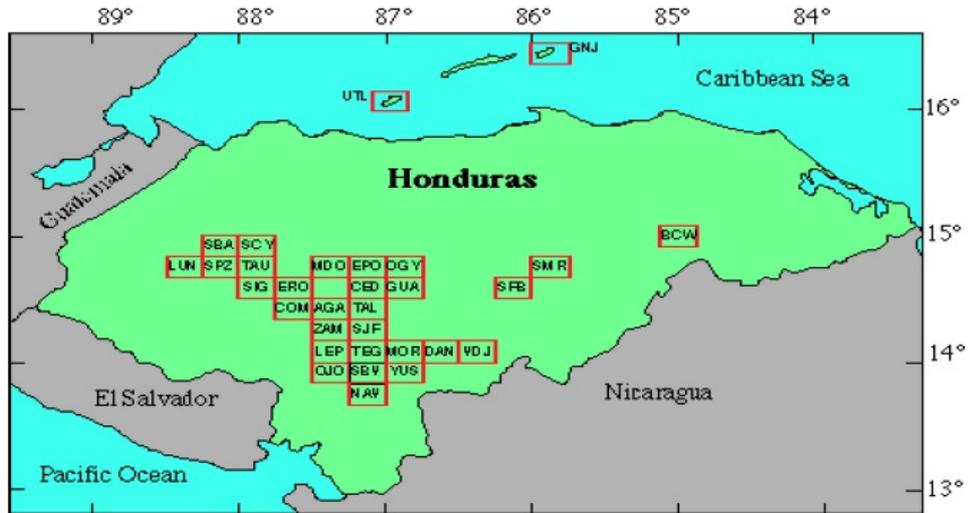


Figura 2.6: Mapa de los depósitos cuaternarios representados mediante polígonos en el territorio de Honduras (Corrales, 2010). Las cuadrículas representan las respectivas hojas a escala 1: 50 000 y su nombre abreviado

Durante el Cuaternario se producen emisiones basálticas en varios puntos del país, particularmente en la región al norte del Lago de Yojoa. Sobre éstas, se depositan de modo concordante depósitos aluviales.

ÉPOCA		FORMACIÓN	EVENTOS
CUATERNARIO	Holoceno	ALUVIAL	Levantamiento de Honduras (erosion). Subducción Placa Cocos.
	Pleistoceno	Basalto	
TERCIARIO	Plioceno	Fm. Gracias	Constitución de prisma de acreción en borde de subducción de la placa cocos. Fase Tectónica. Plegamientos Intrusivos. Sedimentos detríticos de cuenca (lagunas) en contexto continental.
	Mioceno	Grupo Padre Miguel	
	Oligoceno		
	Eoceno	Fm. Matagalpa	
	Paleoceno		
CRETÁCICO SUPERIOR	Maastrichtiense	Grupo Valle de Ángeles	Fase Tectónica. Plegamientos Intrusivos. Sedimentos detríticos de cuenca (lagunas) en contexto continental.
	Campaniense		
	Santonense		
	Coniaciense		
	Turonense		
CRETÁCICO INFERIOR	Cenomaniense	Rocas Rojas Superiores	Fase tectónica, plegamiento, metamorfismo, intrusivos.
	Albiense	Rocas Rojas Inferiores	
	Aptiense	Grupo Yojoa	
	Barremiense		
	Hauteriviense		
JURASICO	Valangiense	Grupo Honduras	Emersión continental. Orogenesis mayor del fin del Paleozoico.
	Berriasiense		
TRIASICO	Superior	unidad siliciclastica sin nombre	
	Medio		
PALEOZOICO	Inferior	Fm. Aguafria	
		Esquistos Cacaguapa	

Figura 2.7: Columna estratigráfica de Honduras (Modificado de Rogers, R.D., 1992 y SERNA-GEOMINHBGRM.(1987-1992)

En la subcuenca del Lago de Yojoa, cabe destacar la presencia de casi todos los grupos y formaciones anteriormente citadas: Grupo Honduras (Fm. Todos los Santos), Grupo Yojoa (Fm. Atima), Grupo Valle de Ángeles (Fm. Jaitique), Grupo Padre Miguel y Depósitos Cuaternarios. Las excepciones en el registro de dicha columna general son además del zócalo esquistoso, la Formación Gracias y los Basaltos del Pleistoceno.

En el área del Lago de Yojoa se refleja muy claramente la estructura regional, encontrándose una secuencia de cuencas tectónicas con rumbo Norte Sur, limitada por fallas en su mayoría normales y transformantes con rumbo NNE-SSO. Las demás fallas y fracturas relacionadas a estas estructuras tienen un rumbo perpendicular ONO-ESE

Usando como referencia los mapas geológicos publicados por el Instituto Geográfico Nacional: (Curran, 1981) y (Finch, 1985), García Obando en 2003 realizó un mapa síntesis de éstos (Fig.2.8).



Figura 2.8: Mapa geológico estructural de la cuenca del Lago de Yojoa

Desde el punto de vista geológico, en la cuenca del Lago de Yojoa se pueden distinguir tres litozonas dominantes:

- 1 ) La zona Oeste (Montaña Poza Azul y del Cerro Santa Bárbara) se encuentran depósitos de roca caliza y la morfología es caracterizada por fenómenos kársticos con varias depresiones de drenaje subterráneo. En los alrededores del Mochito y en Sur, se encuentran afloramientos del Grupo Valle de Ángeles (Kva), consistente en una secuencia geológica sedimentaria (lutitas, estratos rojos). En la zona meridional afloran las areniscas verdes y grises de la Formación Todos Santos (JKhg) que representan la litología más antigua del área de estudio. Los contactos litológicos con las distintas formaciones pueden ser sedimentarios o tectónicos.
- 2 ) En el sector oriental las litologías que dominan son las que pertenecen a las formaciones volcánicas provenientes del Terciario (rocas andesitas, ignimbritas y piroclastos: (Tpm). Estas rocas forman el Cerro Azul Meámbar. Los contactos con las rocas sedimentarias cretácicas en la mayoría son de origen tectónicos, mientras que las vulcanitas Cuaternarias son estratigráficas.
- 3 ) En el sector Norte - Noreste se encuentran las formaciones volcánicas más recientes del Cuaternario que se originaron de los volcanes ubicados en el Norte del Lago (Qv). Entre estas estructuras volcánicas esta el Cerro Babilonia, que tiene 1,093 m s.n.m y que fue el que emitió la mayoría de los flujos lávicos del área. Principalmente, coladas de lavas basálticas que bajan hacia el Valle de Amapa, llegando un poco al Norte de los pueblos de Río Lindo y Yojoa. Los contactos de estos depósitos con las demás formaciones geológicas son de carácter estratigráfico.

En toda el área se encuentran depósitos recientes del Cuaternario, compuestos de sedimentos aluviales, lacustres y de laderas que fueron depositados en las orillas del lago y en las desembocaduras de los ríos(cartografiados como depósitos aluviales-Qal).

En el territorio de Honduras a diferencia de otros países de Mesoamérica no existen volcanes activos, sin embargo tiene depósitos volcánicos cuaternarios, al respecto Gonzalo Cruz (2009) apunta lo siguiente: todos los volcanes cuaternarios de Honduras están distribuidos dentro de una ancha faja que corre hacia el norte a través de Tegucigalpa, lago de Yojoa, el graben de Sula y termina en Utila. Casi todos los pequeños volcanes de esta faja en las intersecciones de fallas y figuras orientadas NO y NE descargaron corrientes de basaltos tolehiticos.

Cerca del lago de Yojoa sin embargo, las lavas tolehiticas vienen acompañadas de corrientes de traquitas, traquiandesita y traquibasaltos, semejantes a la mayoría de las rocas volcánicas cuaternarias ya descritas en Centro América y México. Las erupciones de basaltos alcalinos también tuvieron lugar en cráteres que bordean el graben de Sula y la isla de Utila (Elvir, 1974).

## 2.5. Los Volcanes y su Estructura

La actividad volcánica suele empezar cuando se desarrolla una fisura (grieta) en la corteza a medida que el magma fuerza su camino hacia la superficie. Conforme el magma

rico en gas asciende hacia esta fisura linear, su camino se halla habitualmente en un conducto circular, o tubo, que termina en una apertura en la superficie denominada chimenea (Figura 2.9). Las sucesivas erupciones de lava, material piroclástico, o, con frecuencia, una combinación de ambos, a menudo separadas por largos períodos de inactividad acaban formando la estructura que llamamos volcán. (Tarbuck y Lutgens, 2005)

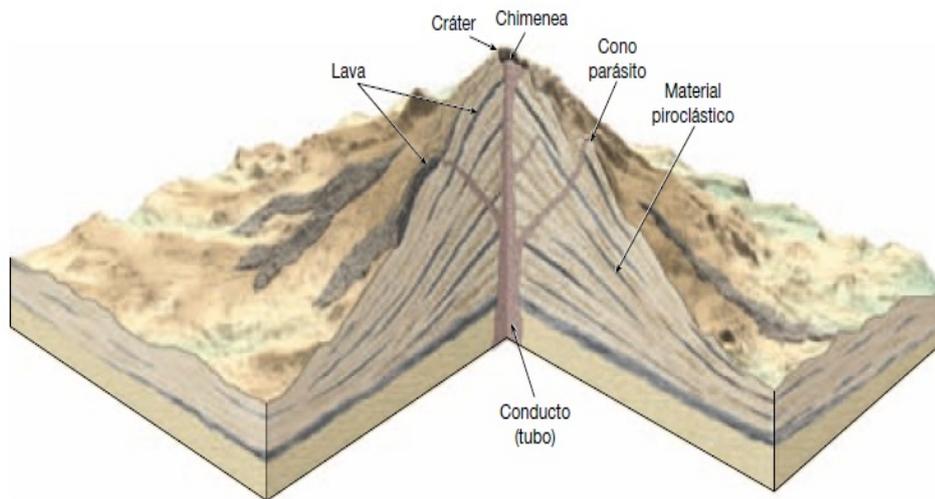


Figura 2.9: Anatomía de un cono compuesto.  
(Tarbuck y Lutgens, 2005)

### Clasificación de Volcanes

Los volcanes se pueden clasificar según el tipo de material eruptivo, de emplazamiento tectónico, tamaño, localización geográfica, actividad, morfología (estructura). Sin embargo es más correcto hablar de clasificación de las erupciones volcánicas pues un mismo volcán puede combinar diferentes estructuras y presentar cambios en la modalidad de erupción. Lo que debe comprenderse es que el tipo de erupción de un volcán, así como su explosividad y cantidad de productos volátiles que arroja, están relacionados con el ambiente tectónico que lo origina y condicionado por factores relacionados con el tipo de magma original: la temperatura, composición, viscosidad y elementos disueltos. (Alberto, Arce, y Gómez, 2017)

Si bien los Volcanes son clasificados según distintos criterios, los más comunes son por su morfología y por su Erupción.

Según el Servicio Geológico de Estados Unidos (USGS), en función de su estructura o morfología, los volcanes se clasifican en: volcanes de fisura, volcanes en escudo o domos basálticos, conos de ceniza, los volcanes compuestos o estratovolcanes, domos volcánicos y calderas.

- **Volcanes de Fisura**
- **Volcanes en Escudo**
- **Conos de Ceniza o Escoria**

- **Volcanes Compuestos o Estratovolcán**
- **Domos Volcánicos**
- **Calderas Volcánicas**

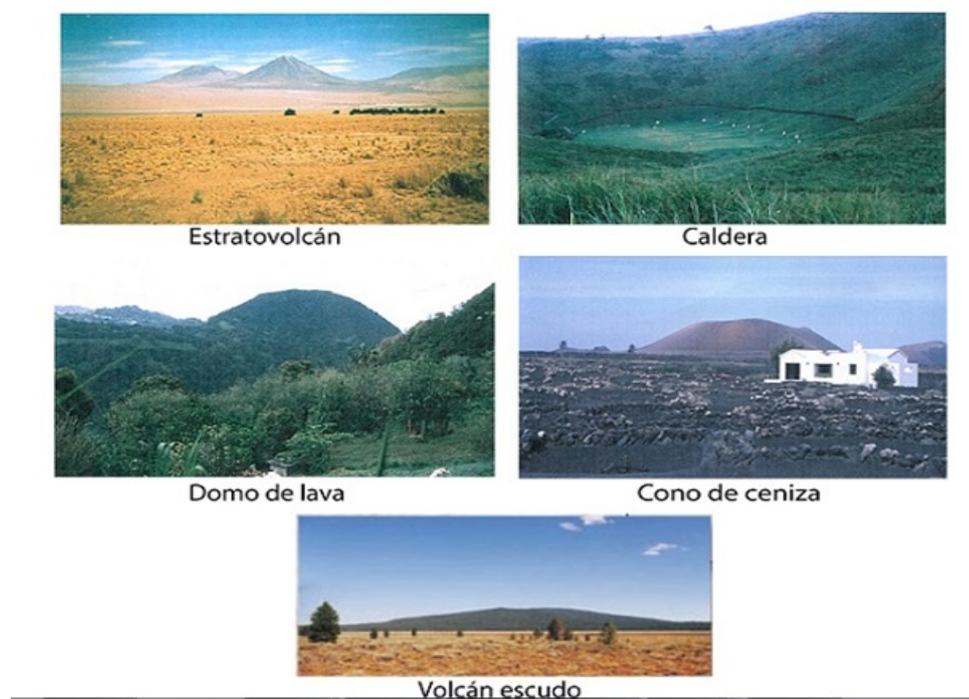


Figura 2.10: Tipos de Volcanes según su estructura  
(Gutiérrez Elorza, 2008)

Como se menciona anteriormente los volcanes también pueden clasificarse por su erupción, puede decirse que la primera clasificación sistemática de los mecanismos eruptivos fue la que estableció Alfred Lacroix en 1908. Este investigador francés, considerado por muchos autores como el padre de la volcanología moderna, estableció una división en 4 mecanismos eruptivos a los que denominó de acuerdo con los nombres de los volcanes que mejor los representaba: hawaiano, estromboliano, pelean y vulcaniano.

Una clasificación basada casi exclusivamente en los principales materiales involucrados en una erupción volcánica fue ideada por otro vulcanólogo francés, (Gèze, 1964) . Esta clasificación, permite de una manera muy sencilla delimitar los 4 tipos eruptivos indicados por Lacroix.

Aplicando los valores de el índice de fragmentación y el índice de dispersión, estos dos índices en múltiples erupciones analizadas, (Walker, 1973) identifica ocho diferentes tipos de erupciones, seis y dos hidromagmáticas.

### **Erupciones Magmáticas**

- **Erupciones Hawaianas**
- **Erupciones Estrombolianas**

- Erupciones Plinianas
- Erupciones Subplinianas
- Erupciones Ultraplíniana
- Erupciones Vulcanianas

#### Erupciones Hidromagmáticas

- Erupciones Surtseyanas
- Erupciones Freatoplínianas

Relacionando la teoría sobre la clasificación de los volcanes con la forma que presenta el volcán denominado El Estadio en la zona del Lago de Yojoa, considerando que no se cuenta con la información científica que describa el tipo de erupciones que presentaron dichos volcanes en la zona de estudio, para poder calificarlo en base al tipo de erupción, se puede asociar que dicha formación corresponde a un Cono de Ceniza o Escoria.



Figura 2.11: Volcán denominado El Estadio(Foto Olman Romero)

**Conos de Ceniza o Escoria:** es un mini volcán formado principalmente por piroclastos expulsados a partir de una sola chimenea, están contruidos con fragmentos de lava proyectada que adoptan el aspecto de cenizas o escorias cuando empiezan a solidificarse durante su vuelo. Estos fragmentos tienen un tamaño que oscila entre la ceniza fina y las bombas, pero están formados principalmente por lapilli del tamaño de un guisante a una nuez.

Normalmente producto de magma basáltico relativamente rico en gas, los conos de cenizas están formados por fragmentos redondeados a irregulares marcadamente vesiculares

(contienen huecos) y de color negro a marrón rojizo.

Aunque los conos de ceniza están formados mayoritariamente por material piroclástico suelto, a veces expulsan lava. En esas ocasiones, las descargas proceden de las chimeneas situadas en la base o cerca de ella en lugar de proceder del cráter de la cima. Los conos de cenizas tienen una forma característica muy sencilla, condicionada por el ángulo de reposo del material piroclástico suelto.

Dado que las cenizas tienen un gran ángulo de reposo (el ángulo más empinado en el que el material permanece estable), los conos de cenizas jóvenes tienen pendientes empinadas, con laderas de entre 30 y 40 grados. Además, los conos de cenizas exhiben cráteres grandes y profundos en relación con el tamaño total de la estructura. Aunque son relativamente simétricos, muchos conos de cenizas son alargados y más altos por el lado por el que descendían los materiales durante las erupciones.

Normalmente, los conos de cenizas son fruto de un único episodio eruptivo que a veces dura sólo unas pocas semanas y en raras ocasiones supera unos pocos años. Los conos de ceniza raramente logran alturas superiores a los mil metros, suelen estar asociados a volcanes más grandes y a menudo se los encuentra en grupos.

Aplicado al área de interés nacional y de estudio, Honduras forma parte del Cinturón de Fuego del Pacífico, que recorre todo el continente americano situado en las costas del océano Pacífico y parte del océano Índico (Fosa de Java, Indonesia) y se caracteriza por concentrar zonas de subducción más importantes del mundo, lo que ocasiona una intensa actividad sísmica y volcánica, se extiende sobre 40 000 km (25 000 millas) y posee forma de herradura. Tiene 452 volcanes y concentra más del 75 % de los volcanes activos e inactivos del mundo (Rosenberg, 2011)

Honduras por ser parte del Cinturón de Fuego zona con mayor actividad volcánica y sísmica, no es la excepción de poseer volcanes en el territorio, el primer estudio científico sobre los volcanes de Honduras la realizó el Doctor Williams McBirney en la década de los 70 en su libro Historia Volcánica de Honduras. Ya en esa fecha él demostró que en el país existían volcanes de todos los tipos y en distintas etapas de madurez.

Sin embargo esta información no fue transmitida adecuada a los hondureños, y por ignorar la ubicación de los volcanes muchas comunidades se fundaron en las faldas o cercanías de ellos, lo que es un peligro pues en caso de hacer erupción podría causar graves daños materiales y humanos.

Gracias a los estudios realizados en donde solamente se ha estudiado el 10 % del territorio nacional, las investigaciones señalan que en Honduras podrían existir más de 100 volcanes, pero hasta el momento se han logrado identificar al menos 52 conos volcánicos, algunos de ellos han tenido actividad y otros sólo se encuentran latentes, para sorpresa de muchos, 32 de ellos se encuentran en los alrededores de Tegucigalpa. (HIG, 2018)

De todos estos, los volcanes más importantes de Honduras son El Volcan Isla del Tigre, Isla Zacate, Volcán Utila y Yojoa, siendo de mayor interés para este estudio los volcanes que se formaron en zona del Lago de Yojoa, lugar donde existen 5 volcanes; los más grandes son el Volcán Yojoa y El Babilonia, los restantes son más pequeños como ser el volcán denominado el Estadio.

El campo volcánico del Lago Yojoa consiste en un grupo de conos de escoria del Pleistoceno al Holoceno y conos de colapso en el extremo norte del Lago de Honduras (Williams, 1969). El campo volcánico ha producido rocas que van desde basaltos toleíticos a traquibasaltos, traquiandesitas y traquitas. La principal cadena de conos con tendencia al NE atraviesa el Cerro Babilonia, el punto más alto del campo, a lo largo del mismo patrón de fallas que limita las montañas de piedra caliza que bordean el Lago Yojoa. La mayoría de los conos piroclásticos, que consisten en escoria basáltica y aglutinados, tienen una altura de 100-200 m y varios contienen cráteres bien conservados. Los flujos de lava irradian en todas direcciones desde los conos. El flujo más largo viajó hacia el norte hasta el pueblo de Río Lindo, donde una cascada cae sobre el término del flujo

La enorme actividad volcánica que sucedió hace unos 2,500 millones de años en la Zona del Lago de Yojoa fue lo que dio origen precisamente al Lago. La lava ardiente creó la cuenca que después se llenó de agua. Esta misma actividad volcánica formó los cauces y pendientes de los ríos de la zona y las hermosas cataratas de Pulhapanzak. (XplorHonduras, 2018)

## 2.6. Localización del Área de Estudio

Geográficamente el Lago de Yojoa se localiza aproximadamente a una Latitud entre  $14^{\circ}45'00''$  y  $14^{\circ}57'00''$  Norte y una Longitud entre  $87^{\circ}53'00''$  y  $88^{\circ}07'00''$  Oeste (WGS84). A 635 m de altitud y está rodeado por grandes montañas que alcanzan alturas de más de 2.600 m de altitud, como la Montaña de Santa Bárbara y Cerro Azul Meambar.

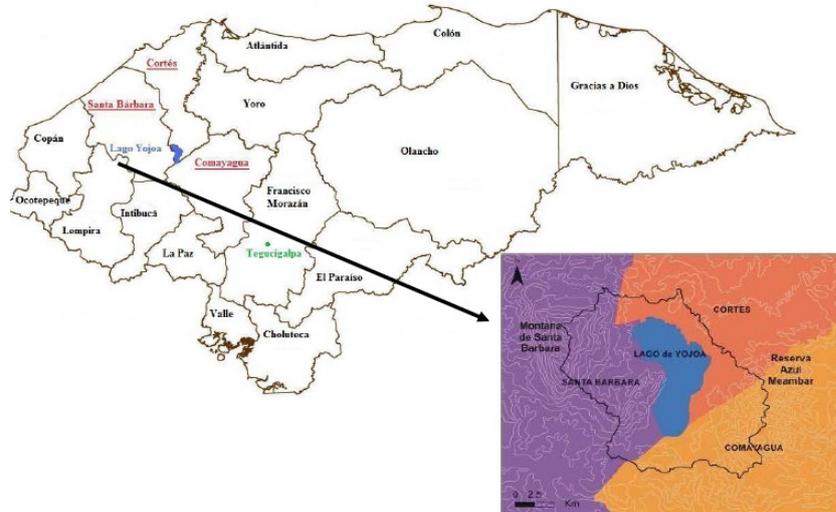


Figura 2.12: Mapa político de Honduras y localización geográfica del Lago de Yojoa (García Obando, 2003)

El estudio descrito en esta tesis se desarrollará en la Aldea Agua Azul Rancho del municipio Santa Cruz de Yojoa en el departamento de Cortés al norte del lago de Yojoa, ubicado  $14^{\circ}56'40,24''N$   $87^{\circ}58'33,37''O$ .

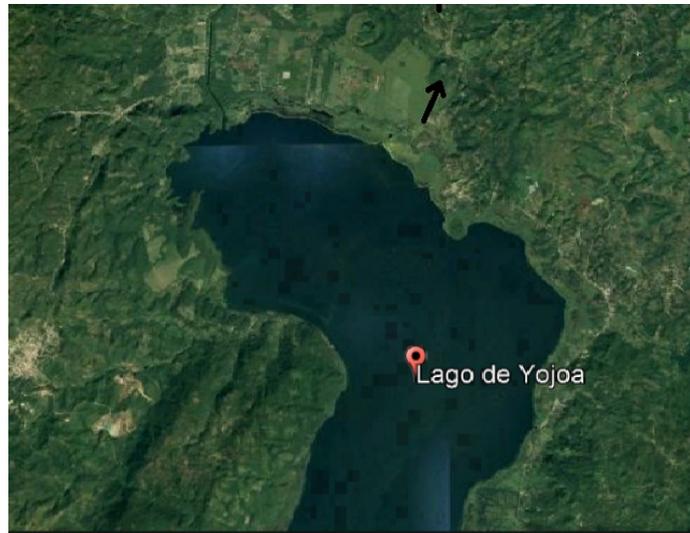


Figura 2.13: Visión satelital de la ubicación de las zona de estudio (Google Earth, 2017)

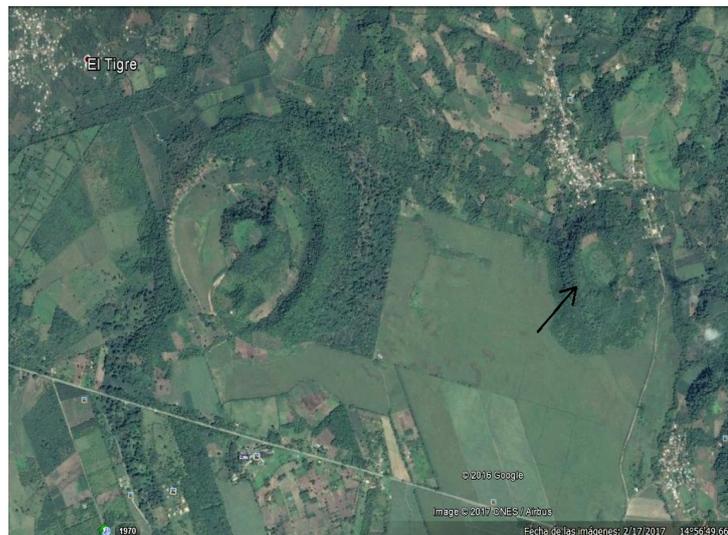


Figura 2.14: Visión satelital de la ubicación de las zona de estudio (Google Earth, 2017)

La figura 2.15 contrasta el mapa geológico estructural de la cuenca del lago de Yojoa (figura 2.8) con la figura 4.4, unificando las formaciones geológicas del lago de Yojoa con el esquema de los perfiles de resistividad realizados sobre la zona.

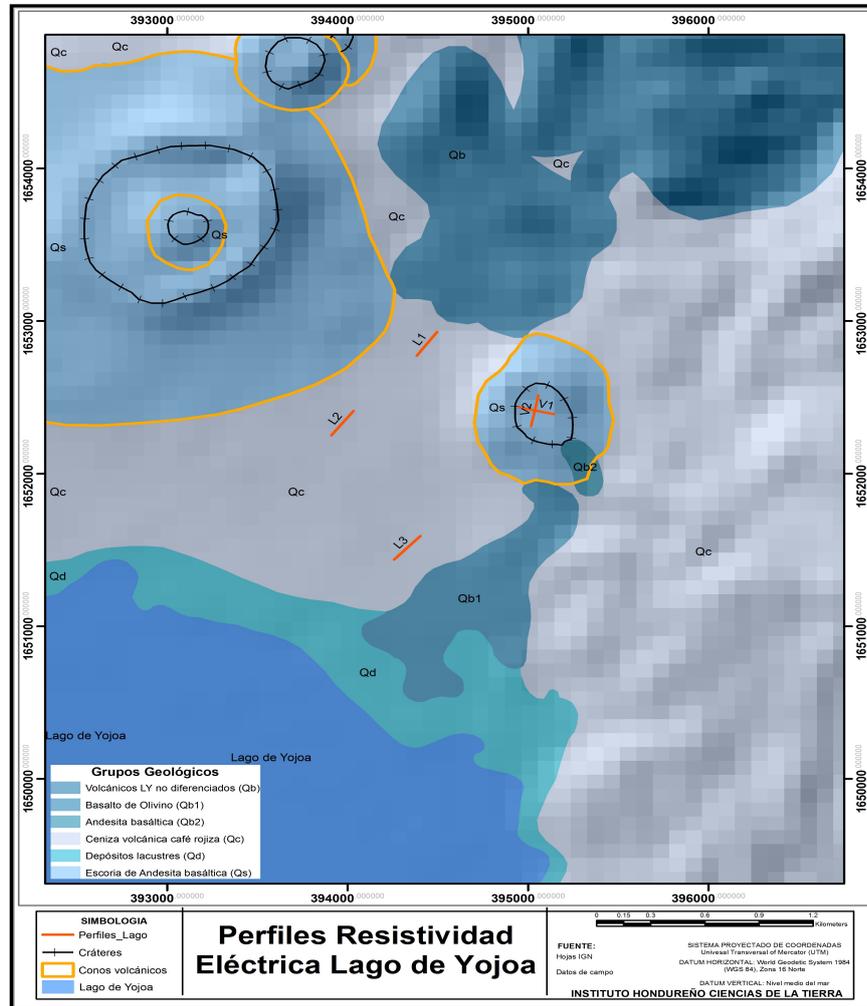


Figura 2.15: Perfiles de Resistividad Eléctrica Lago de Yojoa(IHCIT)

# Capítulo 3

## Fundamentación Teórica

En este capítulo se presenta la fundamentación teórica que sustenta el método de resistividad eléctrica propiamente la tomografía eléctrica en dos dimensiones, los diversos dispositivos electródicos, la sensibilidad y profundidad que estos pueden alcanzar, finalizando con la teoría básica de inversión técnica que permite a la geofísica extraer información útil de nuestro entorno.

### 3.1. Resistividad

#### 3.1.1. Resistividad, Potencial en un Medio Homogéneo

La resistividad eléctrica  $\rho$  como método de exploración geofísica investiga la dificultad que la corriente eléctrica encuentra a su paso en un material determinado en la corteza terrestre, la resistividad se mide en ohm por metro.

De igual modo es posible determinar el grado de facilidad del paso de la corriente por el conductor, resultando así el concepto de conductividad que se define como el inverso de la resistividad. Se designa por la letra griega  $\sigma$  y se mide en siemens entre metro.

$$\rho = \frac{1}{\sigma} \quad (3.1)$$

Siguiendo la formulación de Telford(1990), si consideramos un suelo homogéneo e isotrópico de conductividad  $\sigma$  y le aplicamos una corriente  $\mathbf{I}$ , por la Ley de Ohm se tiene que:

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E} \quad (3.2)$$

donde  $\mathbf{E}$  es el campo eléctrico medido en Volts por metro, la conductividad  $\sigma$  del medio está en Siemens por metro (S/m) y  $\mathbf{J}$  es la densidad de corriente en  $A/m^2$ . Como el campo eléctrico puede escribirse a través del gradiente de un potencial eléctrico escalar  $E = -\nabla V$ , tenemos

$$\mathbf{J} = -\sigma \nabla V \quad (3.3)$$

Debido a que en regiones de conductividad finita la carga no se acumula a lo largo de un flujo de corriente,  $\nabla J = 0$ , por lo que:

$$\nabla \cdot (\sigma \nabla V) = 0 \quad (3.4)$$

El operador  $\nabla$  implica diferenciación, cuando se aplica al producto  $\sigma \nabla V$  por lo que tenemos :

$$\nabla(\sigma \nabla V) = \nabla \sigma \cdot \nabla V + \sigma \nabla^2 V = 0 \quad (3.5)$$

Si  $\sigma$  es función constante a través del medio, el primer término se anula y queda un potencial armónico dado por la ecuación de Laplace.

$$\nabla^2 V = 0 \quad (3.6)$$

Si consideramos que hay dos regiones de distinta conductividad separadas por una interfaz, se deben cumplir dos condiciones de borde:

$$E_{x_1} = E_{x_2} \quad y \quad \sigma_1 E_{z_1} = \sigma_2 E_{z_2} \quad (3.7)$$

con  $E_x$  la componente del campo tangencial a la interface y  $E_z$  la componente normal. Además, se debe cumplir que  $V_1 = V_2$

Si colocamos un electrodo enterrado bajo la superficie de un medio homogéneo e isotrópico, por simetría del sistema tendremos que el potencial eléctrico sería una función dependiente sólo de  $r$ , donde  $r$  es la distancia al punto de interés, bajo estas condiciones la ecuación de Laplace, en coordenadas esféricas, simplificada:

$$\nabla^2 V = \frac{1}{r^2} \frac{d}{dr} \left( r^2 \frac{dV}{dr} \right) = \frac{d^2 V}{dr^2} + \left( \frac{2}{r} \right) \frac{dV}{dr} = 0 \quad (3.8)$$

Multiplicando por un factor de  $r^2$  e integrando, tenemos

$$\frac{dV}{dr} = \frac{A}{r^2} \quad (3.9)$$

Integrando de nuevo, tenemos

$$V = -\frac{A}{r} + B \quad (3.10)$$

con  $A$  y  $B$  constantes de integración. Si  $r \rightarrow \infty$ ,  $V = 0$ , por lo que evaluando se tiene que  $B = 0$ .

Por otro lado, tenemos que el módulo de la corriente total que circula por una superficie esférica que rodea al electrodo está dada por

$$I = 4\pi r^2 J = -4\pi r^2 \sigma \frac{dV}{dr} = -4\pi \sigma A \quad (3.11)$$

De las ecuaciones (3.3) y (3.8), de modo que

$$A = -\frac{I\rho}{4\pi} \quad (3.12)$$

Reemplazando, se tiene que

$$V = \left(\frac{I\rho}{4\pi}\right) \frac{1}{r} \tag{3.13}$$

Reordenando, se llega a la expresión para la resistividad en un medio homogéneo e isotrópico considerando un sistema como el de la Fig 3.1

$$\rho = \frac{4\pi rV}{I} \tag{3.14}$$

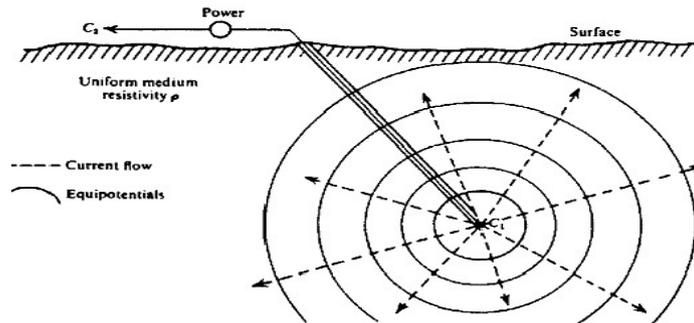


Figura 3.1: Fuente puntual de corriente enterrada en un suelo homogéneo (Telford, Geldart, y Sheriff, 1990)

Ahora, si el electrodo lo posicionamos en la superficie del medio homogéneo, es razonable pensar que las superficies equipotenciales corresponderán a semiesferas, por lo que el potencial y la resistividad estarán dadas por:

$$V = \left(\frac{I\rho}{2\pi}\right) \frac{1}{r} \quad y \quad \rho = \frac{2\pi rV}{I} \tag{3.15}$$

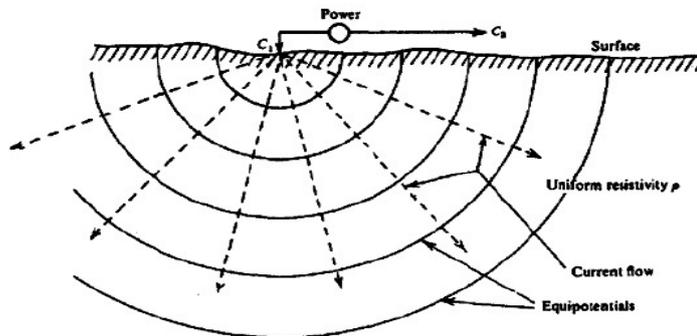


Figura 3.2: Fuente puntual de corriente en la superficie de un suelo homogéneo (Telford y cols., 1990)

Cuando la distancia entre los dos electrodos de corriente es finita, el potencial en cualquier superficie se verán afectados por ambos electrodos de corriente como antes, el potencial debido a  $C_1$  en  $P_1$  es:

$$V_1 = -\frac{A_1}{r_1} \quad y \quad A_1 = -\frac{I\rho}{2\pi}$$

Debido a que las corrientes en los dos electrodos son iguales y dirección opuesta, el potencial debido a  $C_2$  en  $P_1$  es:

$$V_2 = -\frac{A_2}{r_2} \quad y \quad A_2 = -\frac{I\rho}{2\pi} = -A_1$$

Así, tenemos:

$$V_1 + V_2 = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \quad (3.16)$$

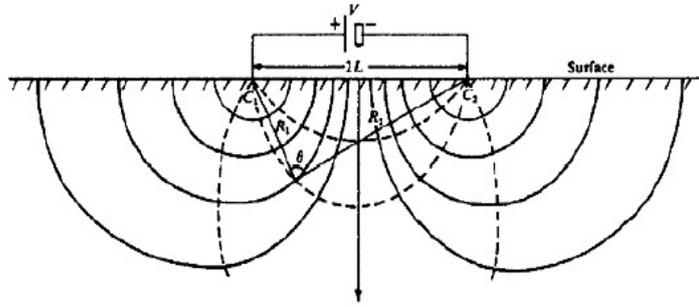


Figura 3.3: Dos fuentes puntuales de corriente en la superficie de un suelo homogéneo (Telford y cols., 1990)

Finalmente, introduciendo un segundo par de electrodos  $P_1$  y  $P_2$  (ver Fig.3.4), es posible medir la diferencia de potencial entre estos electrodos debida al flujo de corriente que circula entre los electrodos  $C_1$  y  $C_2$ , la cual es:

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \left\{ \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left( \frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right\} \quad (3.17)$$

Luego, reordenando los términos, obtenemos

$$\rho = \frac{2\pi\Delta V}{I} \frac{1}{\left\{ \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left( \frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right\}} = \left( \frac{2\pi\Delta V}{I} \right) K \quad (3.18)$$

Esta formulación corresponde al arreglo de cuatro electrodos usado normalmente en los métodos de resistividad para la geofísica de exploración, con  $k$  el factor geométrico de la configuración sobre el terreno o constante de normalización (en metros) y depende del espaciado entre electrodos de registro.

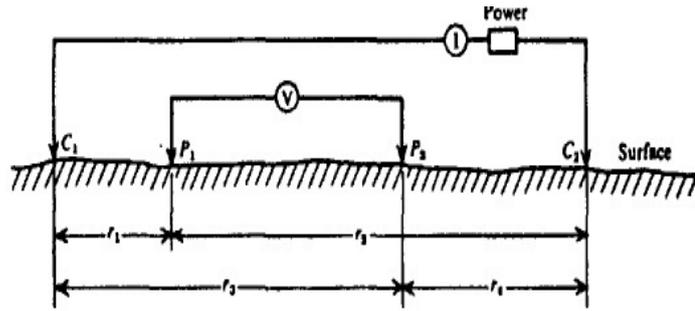


Figura 3.4: Dos electrodos de corriente y dos electrodos de potencial en la superficie de un suelo homogéneo e isotrópico de resistividad  $\rho$   
(Telford y cols., 1990)

### 3.1.2. Distribución de la Corriente

Conforme a lo estipulado por Telford(1990), en la Figura 3.5 podemos apreciar que a medida que se incrementa el espaciamiento entre electrodos, incrementa la penetración de la corriente.

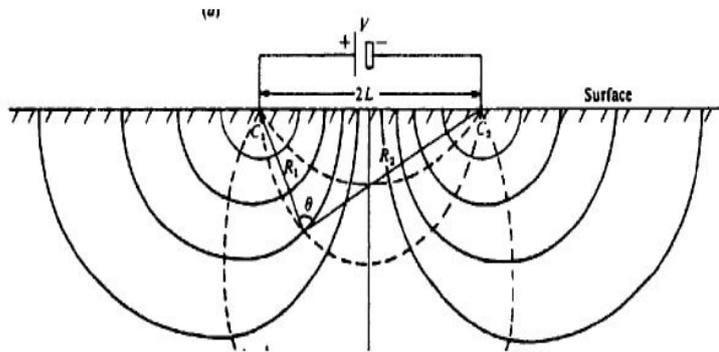


Figura 3.5: Sección vertical de líneas equipotenciales y flujo de corriente para dos fuentes puntuales en una superficie homogénea  
(Telford y cols., 1990)

Consideremos la corriente fluyendo en un medio homogéneo entre dos puntos de electrodos  $C_1$  y  $C_2$  como se muestra en la Figura 3.6. La densidad de corriente horizontal para un punto P está dada por:

$$J_x = - \left( \frac{1}{\rho} \right) \frac{\partial V}{\partial x} = - \left( \frac{I}{2\pi} \right) \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \quad (3.19)$$

De la geometría de la figura 3.6 se puede apreciar que:

$$r_1^2 = x^2 + z^2 \Rightarrow \frac{1}{r_1} = \frac{1}{\sqrt{x^2 + z^2}} \quad y \quad r_2^2 = (L - x)^2 + z^2 \Rightarrow \frac{1}{r_2} = \frac{1}{\sqrt{(L - x)^2 + z^2}}$$

Si se obtiene las derivadas parciales de  $\frac{1}{r_1}$  respecto a x se tendrá:

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{1}{r_1} \right) = \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{1}{\sqrt{x^2 + z^2}} \right) = \frac{-x}{(x^2 + z^2)^{3/2}} = \frac{-x}{r_1^3}$$

similarmenete derivando  $\frac{1}{r_2}$  respecto a x

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{1}{r_2} \right) = \frac{\partial}{\partial x} \left( \frac{1}{\sqrt{(L-x)^2 + z^2}} \right) = \frac{L-x}{((L-x)^2 + z^2)^{3/2}} = \frac{L-x}{r_2^3}$$

Finalmente la densidad de corriente horizontal esta dada por:

$$J_x = - \left( \frac{1}{\rho} \right) \frac{\partial V}{\partial x} = \left( \frac{I}{2\pi} \right) \left\{ \frac{x}{r_1^3} - \frac{(x-L)}{r_2^3} \right\} \quad (3.20)$$

Si el punto P está en la mitad del plano vertical entre los electrodos  $C_1$  y  $C_2$  tenemos que  $r_1 = r_2 = r$  y:

$$J_x = \left( \frac{I}{2\pi} \right) \frac{L}{(z^2 + L^2/4)^{3/2}} \quad (3.21)$$

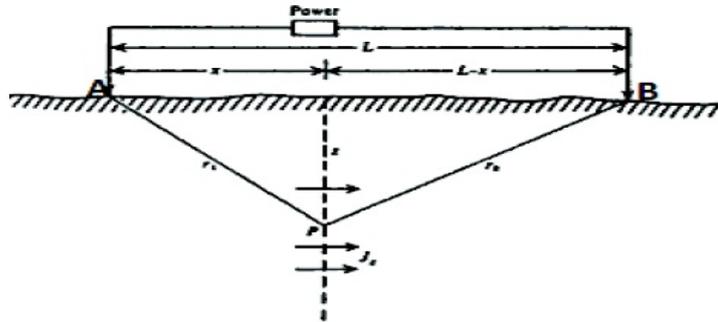


Figura 3.6: Determinación de la densidad de corriente en una tierra uniforme bajo dos electrodos en superficie

(Telford y cols., 1990)

La variación de densidad de corriente con la profundidad a través del plano cuando la separación electródica se mantiene constante se muestra en la Figura 3.7. En el caso en que el espaciamiento electródico es variado se encuentra un máximo para  $J_x$  en  $L = \sqrt{2}z$ .

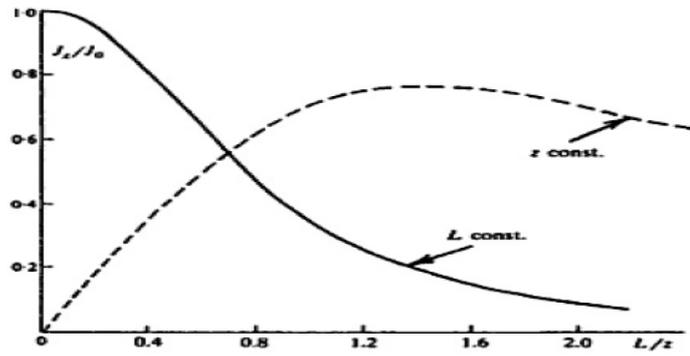


Figura 3.7: Densidad de corriente versus profundidad y espaciamiento electródico (Telford y cols., 1990)

Al calcular la fracción de corriente que pasa a través de este plano vertical, entre las profundidades  $z_1$  y  $z_2$  se tiene:

$$\delta I_x = J_x dy dz = \frac{1}{2\pi} \frac{L}{((L/2)^2 + y^2 + z^2)^{3/2}} dy dz \quad (3.22)$$

donde:

$$r^2 = (L/2)^2 + y^2 + z^2$$

La fracción de la corriente total a través de una tira larga ( $Z_2 - Z_1$ ) de ancho será

$$\frac{I_x}{I} = \frac{1}{2\pi} \int_{x_1}^{x_2} dz \int_{-\infty}^{\infty} \frac{dy}{\{(L/2)^2 + y^2 + z^2\}^{3/2}} = \frac{2}{\pi} \left( \tan^{-1} \frac{2z_2}{L} - \tan^{-1} \frac{2z_1}{L} \right) \quad (3.23)$$

ahora bien cuando  $z_2 \rightarrow \infty$

$$\frac{I_x}{I} = 1 - \frac{2}{\pi} \tan^{-1} \frac{2z_1}{L} \quad (3.24)$$

En la Figura 3.8 podemos apreciar el espaciamiento electródico necesario para forzar una fracción de corriente a penetrar bajo una profundidad  $z_1$ , cuando  $L = 2z_1$ , la cual fluye a la mitad de la corriente bajo el tope de la capa.

Ahora bien, como la variación en potencial medido en superficie es proporcional a la corriente que fluye por debajo, es mejor ingresar la mayor cantidad de corriente como sea conveniente.

Para una buena penetración debemos usar un espaciamiento suficiente para que la corriente alcance el objetivo en profundidad.

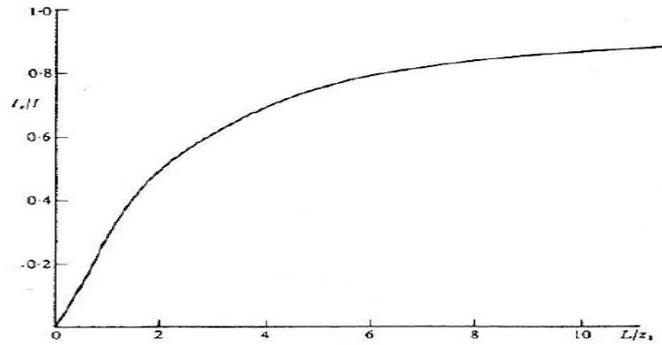


Figura 3.8: Fracción de corriente fluyendo bajo una profundidad  $z_1$  para un electrodo de espaciamiento eléctrico  $L$

(Telford y cols., 1990)

### 3.1.3. Distorsión del Flujo de Corriente y del Potencial para Una Interfaz Plana

Si se considera dos medios homogéneos de resistividad  $\rho_1$  y  $\rho_2$  separados por una frontera plana como se muestra en la Figura 3.9a y suponemos que la densidad de corriente  $J_1$  fluye en el medio (1) en dirección tal que encuentra un límite a la normal con un ángulo  $\theta_1$ , para determinar la dirección de esta corriente en el medio (2) recordamos las condiciones dadas en la ecuación (3.7) ahora bien, usando la ley de ohm se obtiene:

$$J_{x_1}\rho_1 = J_{x_2}\rho_2 \quad y \quad J_{z_1} = J_{z_2}$$

Dividiendo estas expresiones, tenemos

$$\rho_1 \left( \frac{J_{x_1}}{J_{z_1}} \right) = \rho_2 \left( \frac{J_{x_2}}{J_{z_2}} \right) \implies \rho_1 \tan \theta_1 = \rho_2 \tan \theta_2 \implies \frac{\tan \theta_2}{\tan \theta_1} = \frac{\rho_1}{\rho_2} \quad (3.25)$$

Así las líneas de corriente, al pasar de un medio resistivo a otro, son distorsionadas, por ende los equipotenciales también podrían estar distorsionados. Para determinar el campo potencial, se debe resolver directamente la ecuación de Laplace dadas condiciones de borde apropiadas.

Debido a que la resolución del problema requiere de bastante matemática, se simplifica el cálculo aplicando el método de las imágenes eléctricas, en analogía con óptica geométrica.

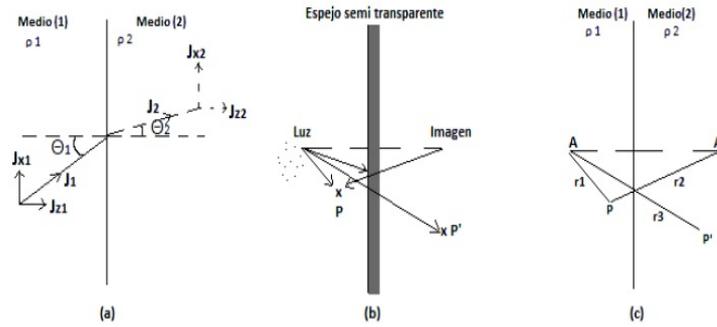


Figura 3.9: Analogía entre imágenes óptica y eléctrica.(a) Distorsión de la corriente fluyendo a través de un plano con  $\rho_1 < \rho_2$  (b) Imagen óptica (c) Imagen eléctrica. (Telford y cols., 1990)

La analogía entre la situación eléctrica y óptica está en el factor de densidad de corriente. La intensidad de un rayo de luz decrece con el cuadrado de la distancia desde una fuente puntual en un medio de resistividad  $\rho_1$  separado de un medio adyacente de resistividad  $\rho_2$  por un borde plano.

En óptica, esto podría corresponder a un punto de una fuente de luz en un medio separado de otro por un espejo semitransparente, con coeficientes de reflexión y transmisión  $k$  y  $1 - k$ . Entonces la intensidad de luz para un punto en el primer medio se debe en parte a la fuente puntual y en parte a las imágenes en el segundo medio, más tarde el efecto disminuye por reflexión desde el espejo. Por otro lado, la intensidad para un punto en el segundo medio se debe sólo a la fuente en el primero y disminuye por transmisión a través del espejo.

Ahora bien, para llevar el problema al caso eléctrico, consideraremos la fuente de luz como un punto de fuente de corriente y la intensidad de luz como un punto para el potencial. En la Figura 2.10c se ve que el potencial para un punto P en el primer medio es:

$$V = \frac{I\rho_1}{4\pi} \left( \frac{1}{r_1} + \frac{k}{r_2} \right) \quad (3.26)$$

y en el segundo medio P' es:

$$V' = \frac{I\rho_2}{4\pi} \left( \frac{1-k}{r_3} \right) \quad (3.27)$$

usando la condición de límite  $V_1 = V_2$  estos potenciales deben ser iguales en el interfaz, cuando  $r_1 = r_2 = r_3$  con lo que se obtiene:

$$\frac{\rho_1}{\rho_2} = \frac{1-k}{1+k} \quad o \quad k = \frac{\rho_2 - \rho_1}{\rho_2 + \rho_1} \quad (3.28)$$

donde k es el coeficiente de reflexión, el cual tiene valores entre  $\pm 1$  dependiendo de las resistividades relativas entre los dos medios.

### 3.1.4. Potencial superficial debido a capas horizontales

Si los puntos de corriente y potencial se ubican en superficie sobre un borde horizontal separado por dos medios, el de arriba con resistividad  $\rho_1$  y el de más abajo con resistividad  $\rho_2$ , el análisis se complica, ya que ahora se poseen tres medios separados por dos interfaces. Como resultado hay un set infinito de imágenes sobre y bajo los electrodos de corriente (ver Figura 3.10).

La imagen original  $C_1'$  para una profundidad  $2z$  bajo la superficie es reflejada en el límite superficial para obtener una imagen  $C_1''$  una distancia  $2z$  sobre  $C_1'$ . La segunda imagen, reflejada bajo el límite, produce una tercera imagen  $C_1'''$  para una profundidad  $4z$ , así sucesivamente.

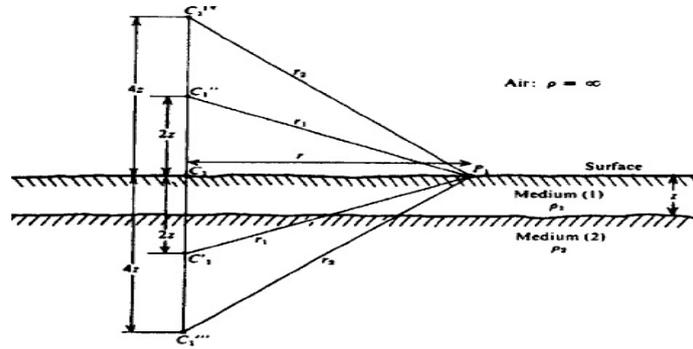


Figura 3.10: Imágenes resultantes de dos capas horizontales (Telford y cols., 1990)

El efecto de cada imagen sucesiva en el potencial en P se reduce por el coeficiente de reflexión entre los límites. Para la fuente de corriente y su primera imagen subterránea, el potencial está dado por:

$$V' = \frac{I\rho_1}{2\pi} \left( \frac{1}{r} + \frac{k}{r_1} \right) \quad (3.29)$$

el efecto de la segunda imagen para  $C_1''$ ,  $2z$  sobre la tierra es:

$$V'' = \frac{I\rho_1}{2\pi} \left( \frac{k \times k_a}{r_1} \right) \quad (3.30)$$

donde  $k_a$  es el coeficiente de reflexión n para el límite superficial. Como  $\rho_a$  es esencialmente infinito, este coeficiente es unitario y desde la ecuación 3.27

$$V' + V'' = \frac{I\rho_1}{2\pi} \left( \frac{1}{r} + \frac{2k}{r_1} \right) \quad (3.31)$$

El potencial sobre la tercera imagen  $C_1'''$ ,  $4z$  bajo la tierra podría ser reducido aún más:

$$V''' + V^{iv} = \frac{I\rho_1}{2\pi} \left( \frac{k \times k}{r_2} + \frac{k \times k \times k_a}{r_2} \right) = \frac{I\rho_1}{2\pi} \left( \frac{2k^2}{r_2} \right) \quad (3.32)$$

El potencial total resultante para P se puede expresar como una serie infinita de la forma:

$$V = \frac{I\rho_1}{2\pi} \left\{ \frac{1}{r} + \frac{2k}{r_1} + \frac{2k^2}{r_2} + \dots + \frac{2k^m}{r_m} \right\} \quad (3.33)$$

donde:

$$\begin{aligned} r_1 &= \{r^2 + (2z)^2\}^{1/2} \\ r_2 &= \{r^2 + (4z)^2\}^{1/2} \\ r_m &= \{r^2 + (2mz)^2\}^{1/2} \end{aligned}$$

Esta serie escrita de forma compacta queda:

$$V = \frac{I\rho_1}{2\pi r} \left[ 1 + 2 \sum_{m=1}^{\infty} \frac{k^m}{\{1 + (2mz/r)^2\}^{1/2}} \right] \quad (3.34)$$

El primer término del paréntesis en la ecuación corresponde al potencial normal, mientras que la parte representada por la serie infinita es el potencial perturbado. Cuando  $|k| < 1$ , la serie converge y el denominador se incrementa indefinidamente, cuando  $k$  es positivo y muy cercano a uno el potencial total para P puede aumentar en un factor de 2 o más. El número de términos necesarios para que la respuesta sea razonable estará condicionada por los valores de  $k$  y en parte por el radio  $z/r$  (Telford, 1990).

### 3.1.5. Resistividad Aparente

De acuerdo a Dobrin y Savit (1988), en la naturaleza, el subsuelo no se comporta como un medio homogéneo de resistividad  $\rho$  en general la homogeneidad lateral es casi inexistente, por lo que estaremos obligados a trabajar bajo un concepto de resistividad aparente. Esta resistividad aparente corresponde a un valor intuitivo de resistividad, es usualmente función de una variable que está relacionada con la profundidad de penetración que alcance la corriente.

Para ilustrar este concepto, se considera un sólido seminfinito con resistividad uniforme  $\rho$ . Se asume que una corriente  $I$  es introducida al material a través de electrodos de posición  $C_1$  y  $C_2$  en superficie, como en la Figura 3.5, y que el gradiente de potencial medido en superficie a través de los electrodos  $C_1$  y  $C_2$  para ambos puntos se obtiene por medio de la ecuación 3.17 así tendremos que la resistividad aparente obtenida está dada por:

$$\rho_a = \frac{2\pi\Delta V}{I} \frac{1}{\left\{ \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) - \left( \frac{1}{r_3} - \frac{1}{r_4} \right) \right\}} = \left( \frac{2\pi\Delta V}{I} \right) P \quad (3.35)$$

donde  $\Delta V$  en volts (V),  $I$  en amperes (A), la distancia en metros (m) y  $\rho_a$  en ohms-metros ( $\Omega \cdot m$ ) y  $P$  factor que depende del arreglo electródico. Este resultado es independiente de la posición de los electrodos y no se ve afectado cuando se intercambian los electrodos de potencial y corriente. El valor  $\rho_a$  (resistividad aparente) es igual al valor verdadero de resistividad sólo cuando ésta es uniforme a través de la subsuperficie. Ahora bien, si nos encontramos frente a una tierra inhomogénea donde el espaciamiento electródico varía

o el espaciamiento es fijo mientras todo el arreglo es desplazado, factores que podrían modificar el radio, el resultado será un valor de  $\rho$  diferente para cada medición, de ahí el uso del término  $\rho_a$ . La magnitud está íntimamente relacionada con el arreglo electródico (Dobrin y Savit, 1988) .

## 3.2. Dispositivos de Registro

La finalidad de una prospección geoelectrica es conocer la forma, composición y dimensiones de estructuras o cuerpos inmersos en el subsuelo a partir de medidas en la superficie. Mediante la prospección geoelectrica conseguimos trazar una cartografía de resistividades aparentes del subsuelo que nos darán información sobre las estructuras que subyacen en él.

Existen numerosos dispositivos de registro los cuales se emplean en la determinación de Resistividad en 1D, 2D y 3D con pequeñas modificaciones. La selección de un tipo de dispositivo así como el tipo de investigación se traduce en el número de medidas que se obtienen. Normalmente, en el caso de sondeos de resistividad 1D se obtienen entre 10 y 20 lecturas, en un perfil 2D se registran entre 100 y 1000 en función del tipo de dispositivo y una malla 3D puede contener varios miles de medidas.

### 3.2.1. Método tradicional del Sondeo Eléctrico Vertical (SEV).

El método de Sondeo Eléctrico Vertical se empezó a utilizar en los años 1920 (Schlumberger, 1920). La metodología de registro e interpretación se basa en el empleo de los algoritmos de Koefoed (Koefoed, Patra, y Mallick, 1979) y ábacos publicados por investigadores como Orellana- Mooney y otros (Orellana, 1972). En el método SEV, el centro dispositivo de registro se mantiene fijo variando el espaciado entre los electrodos va aumentado con el fin de incrementar la penetración de la corriente y obtener información de capas más profundas.

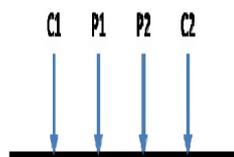


Figura 3.11: Dispositivo electródico tetrapolar convencional Simétrico empleado para medir la resistividad del subsuelo (Loke, 2002)

La finalidad del sondeo eléctrico vertical (SEV) es averiguar la distribución vertical en profundidad de las resistividades aparentes bajo el punto sondeado a partir de medidas de la diferencia de potencial en la superficie. Se utiliza, sobre todo, para detectar y establecer los límites de capas horizontales del subsuelo estratificado. A medida que  $C_1$  y  $C_2$  se separan, la corriente eléctrica va penetrando en las capas más profundas.

Pero la profundidad de penetración depende además obviamente de la separación de los electrodos inyectores  $C_1C_2$ . Si la distancia entre los electrodos  $C_1C_2$  aumenta, la corriente

circula a mayor profundidad pero su densidad disminuye. Para un medio isótropo y homogéneo, el 50 % de la corriente circula por encima de la profundidad  $C_1 C_2 / 2$  y el 70 % por encima de una profundidad  $C_1 C_2$  (Orellana, 1982). Sin embargo, no es posible fijar una profundidad límite por debajo de la cual el subsuelo no influye en el SEV, ya que la densidad de corriente disminuye de modo suave y gradual, sin anularse nunca. Podría pensarse que la profundidad de penetración es proporcional a  $C_1 C_2$ . Sin embargo esto no es cierto en general puesto que lo dicho sólo es válido para un subsuelo homogéneo.

Durante mucho tiempo, en prospección geoelectrica en corriente continua, la profundidad de investigación ha sido considerada sinónimo de la profundidad de penetración de la corriente en función de la localización superficial de los electrodos de emisión más la particular sucesión de resistividades en subsuelo. Sin embargo, el efecto de una capa en los potenciales o campos observados en superficie no depende únicamente de la densidad de corriente que la atraviesa.

Existen diferentes dispositivos de registro en el caso del SEV cuyas variaciones se basan en la diferente configuración del espaciado e incremento de este en el proceso de medida.

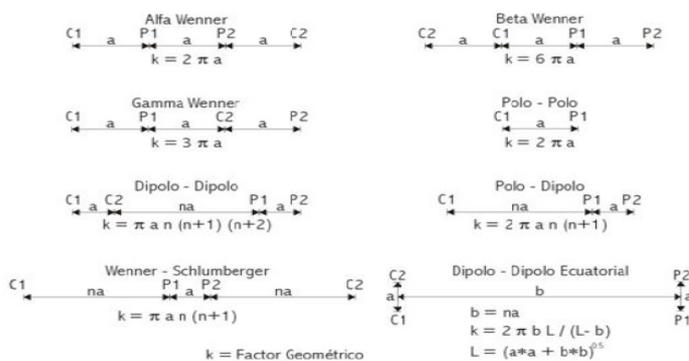


Figura 3.12: Diferentes Dispositivos usadas en Sondeos Eléctricos de Resistividad 1D, 2D y 3D con sus correspondientes Factores geométricos (Loke, 2002)

La interpretación de los datos de un sondeo 1D se basa en la presunción de que el subsuelo está formado por capas horizontales homogéneas e isótropas. En este caso, la resistividad del subsuelo cambia únicamente con la profundidad, y nunca lateralmente.

Este condicionante es la principal limitación del SEV ya que normalmente el subsuelo no suele ser homogéneo (heterogeneidades y/o cambios laterales).

Los cambios laterales en la resistividad del subsuelo generan variaciones en los valores de resistividad aparente que pueden ser mal interpretados. En muchos estudios, donde la geología del subsuelo es compleja, la resistividad puede cambiar rápidamente en cortas distancias. El método de Sondeo Eléctrico Vertical no podría ser suficientemente preciso y resolutorio en tales situaciones.

A pesar de esta limitación, existen dos razones por las que el Sondeo Eléctrico Vertical 1D se ha empleado comúnmente:

- No ha existido hasta recientemente equipos que permitieran la realización de exploraciones en 2D y 3D.
  - Carencia de herramientas de interpretación (software) para manejar modelos 2D y 3D.
- En la actualidad, las investigaciones eléctricas en 2D y 3D son las técnicas comerciales

más usadas debido al desarrollo relativamente reciente de instrumentos de registro resistividad multielectrodo (Griffiths, Turnbull, y Olayinka, 1990) y el software de inversión necesario (Loke y Barker, 1996) .

### 3.2.2. Exploraciones Eléctricas en 2D.

Una de las mayores limitaciones del método de Sondeo Eléctrico Vertical 1D es no tomar en cuenta los cambios horizontales en la resistividad subsuperficial. Un modelo más preciso de la superficie es un modelo bidimensional (2-D) donde la resistividad cambia en la dirección vertical, así como en la dirección horizontal a lo largo de la línea de levantamiento. En este caso se supone que la resistividad no cambia en la dirección que es perpendicular al perfil de investigación.

La obtención de un perfil 2D se denomina Tomografía y en el caso de método geoelectricos se denomina Tomografía Eléctrica. La Tomografía Eléctrica permite representar los datos de resistividad del subsuelo en forma de pseudosecciones y la inversión de las medidas nos proporcionan una imagen del modelo de resistividades del subsuelo.

En muchas situaciones, sobre todo para las prospecciones sobre cuerpos geológicos alargados, se trata de una suposición razonable. En teoría, un modelo de investigación e interpretación en 3-D debería ser aún más preciso. Sin embargo, en la actualidad, las investigaciones bidimensionales son las más prácticas, económicas entre obtener resultados muy precisos y mantener los costos de la investigación.

### 3.2.3. Procedimiento de medida e instrumentación empleada.

La TE 2D permite la obtención de resultados en áreas donde la geología, estructura y/o anomalías son moderadamente complejas (Griffiths y Barker 1993). Las mediciones se realizan empleando un número grande de electrodos (25 o más) conectados a una unidad de procesamiento portátil junto con un conmutador que se utiliza para seleccionar automáticamente los cuatro electrodos correspondientes para cada medición.

La Figura 3.13 muestra la configuración típica para un levantamiento 2-D con un número de electrodos a lo largo de un línea recta conectada a un cable de varios núcleos, normalmente se utiliza una separación constante entre electrodos adyacentes. El cable multi-núcleo está conectado a una unidad de conmutación electrónica que está conectada a un ordenador portátil. La secuencia de mediciones a tomar, el tipo de matriz a utilizar y otros parámetros de la encuesta (como la corriente a utilizar) se introduce normalmente en un archivo de texto que puede ser leído por un programa de computadora en un ordenador portátil.

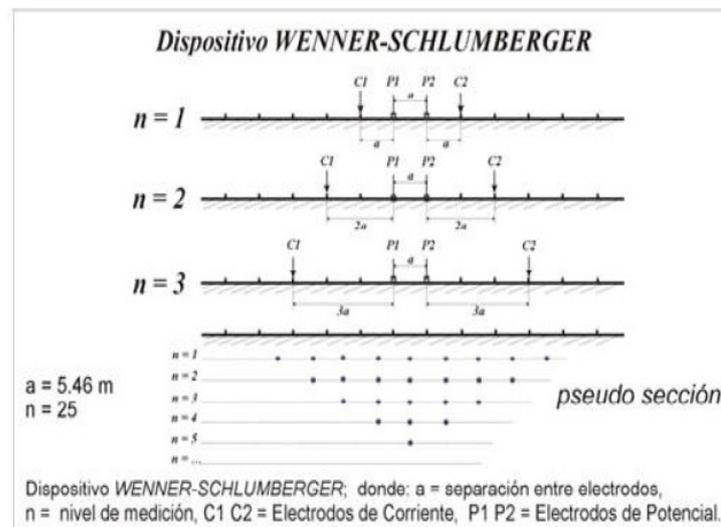


Figura 3.13: La disposición de electrodos para un levantamiento eléctrico 2-D y la secuencia de mediciones utilizadas para construir una pseudosección. (Loke, 2002)

### 3.2.4. Pseudosección.

La representación de un perfil 2D se realiza a partir del método de contorneado o pseudosección. En este caso, la ubicación horizontal del punto se coloca en el punto medio de el conjunto de electrodos utilizados para realizar esa medición. La posición vertical del punto de trazado se coloca a una distancia que es proporcional a la separación entre los electrodos. Un método común es colocar el punto de trazado en la intersección de dos líneas partiendo del punto medio de los pares de dipolos  $C_1 C_2$  y  $P_1 P_2$ , con un ángulo de  $45^\circ$  con respecto a la horizontal. Es importante destacar que esto es meramente una convención de trazado, y no implica que la profundidad de la investigación esté dada por el punto de intersección de las dos líneas de ángulo de  $45^\circ$  (ciertamente no implica que el flujo de corriente o las líneas isopotenciales tengan un ángulo de  $45^\circ$  con la superficie). La pseudosección es útil como un medio para presentar los valores de resistividad aparente medida en una forma pictórica, y como guía inicial para una interpretación cuantitativa adicional. Sin embargo, la pseudosección ofrece una visión deformada del subsuelo debido a que la forma de los contornos depende del tipo de dispositivo y de la resistividad del subsuelo. (Perdomo, 2009)

## 3.3. Arreglo Electrónico

En la práctica existen diferentes configuraciones convencionales para el arreglo electrónico en superficie, los símbolos alternativos encontrados en la literatura; por ejemplo, A, B, M y N se usan para  $C_1 C_2$  y  $P_1 P_2$ .

En algunos arreglos, tanto los electrodos de corriente AB como los de potencial MN se ubican a lo largo de una línea. Cuando la disposición de electrodos es AMNB y se disponen simétricamente respecto de un centro O, se les conoce como dispositivos simétricos. Cuando la disposición electrónica es ABMN se busca entonces simular un doble dipolo, el arreglo electrónico estará sujeto a los objetivos que se deseen resolver, ya sean verticales

u horizontales.

Existen numerosos dispositivos, cada uno con sus ventajas y desventajas dependiendo del objetivo del estudio, los dispositivos más comúnmente utilizados, Wenner, Schlumberger, polo-dipolo, dipolo-dipolo. Los dos primeros poseen una mayor sensibilidad a detectar los cambios verticales en la resistividad, siendo más apropiadas para estudiar estructuras horizontales. En cambio, dipolo-dipolo es más sensible a los cambios horizontales, permitiendo detectar con mayor facilidad la presencia de estructuras verticales (Dahlin y Zhou, 2004)

A continuación se describe las características del arreglo que fue seleccionado para realizar el estudio en la zona de interés.

### 3.3.1. Arreglo tipo Wenner

De acuerdo con lo mencionado en Telford(1990) , en el despliegue de este arreglo los electrodos se espacian uniformemente en una línea como se muestra desde la Figura 3.14. El espaciamiento será  $r_1 = r_4 = a$  y  $r_2 = r_3 = 2a$ , por lo que la ecuación 3.35 para la resistividad aparente será:

$$\rho_a = \frac{2\pi a \Delta V}{I} \quad (3.36)$$

Para la exploración en profundidad usando la extensión Wenner, los electrodos se espacian sobre un centro fijo incrementando el espaciamiento en pasos de  $a$ . Para exploración y mapeamiento lateral, el espaciamiento es constante y los cuatro electrodos son desplazados a lo largo de la línea. A pesar de que el arreglo geométrico es simple, éste a menudo es completamente inconveniente para trabajo de campo ya que posee algunas desventajas desde el punto de vista teórico.

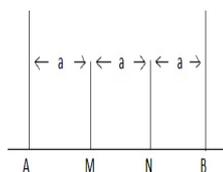


Figura 3.14: Arreglo electródico tipo Wenner (Telford et al., 1990)

## 3.4. Ventajas y Desventajas de los Diferentes Dispositivos de Registro.

La elección del dispositivo de registro depende de varios factores como son:

1. Profundidad de Investigación
2. Sensibilidad del dispositivo a los cambios verticales y horizontales de resistividad
3. Cobertura horizontal de datos
4. Relación señal /ruido.

### 3.4.1. Profundidad de Investigación

Durante mucho tiempo, en prospección geoelectrica en corriente continua, la profundidad de investigación ha sido considerada sinónimo de la profundidad de penetración de la corriente. Sin embargo, el efecto de una capa en los potenciales o campos observados en superficie no depende únicamente de la densidad de corriente que la atraviesa.

El concepto de “profundidad de investigación” en los sondeos de resistividad lo introdujeron Conrad y Marcel Schlumberger en 1932 y ha sido discutido posteriormente por muchos autores para diversos arreglos y estructuras (Barker, 1989). Se han definido distintos procedimientos matemáticos para determinar la “Profundidad de Investigación” de los dispositivos geoelectricos, basados generalmente en la Función de Sensibilidad de Frechet. Esta función valora el grado en el cual un cambio de resistividad del terreno del subsuelo provoca una variación en el potencial medido en los electrodos del dispositivo geoelectrico.

(Apparao y Roy, 1971a) definen la profundidad de investigación característica como la profundidad a la que una capa delgada de terreno (paralela a la superficie) contribuye con participación máxima a la señal total medida en la superficie del terreno. Los autores indican que la profundidad de investigación viene determinada por la posición de los electrodos inyectores y detectores, y no sólo por la penetración o distribución de la corriente. Esto queda claro con un ejemplo: si se intercambian entre sí las posiciones de los electrodos de potencial con los de corriente, la distribución de las líneas de corriente cambia. Sin embargo, en virtud del principio de reciprocidad visto anteriormente, la resistividad aparente y por tanto la profundidad de investigación no cambian.

Para el caso de un medio continuo, de disposición horizontal, la Función de Sensibilidad de Frechet unidimensional (1-D) tiene la forma:

$$F_{1D}(z) = \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{\infty} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{x(x-a) + y^2 + z^2}{[x^2 + y^2 + z^2]^{1,5} [(x-a)^2 + y^2 + z^2]^{1,5}} dx dz \quad (3.37)$$

donde “a” es la distancia de separación entre los electrodos de corriente y de potencial, en un dispositivo polo-polo. La ecuación de arriba tiene una simple solución analítica (Apparao y Roy, 1971b), la cual es dada por:

$$F_{1D} = \frac{2}{\pi} \frac{z}{(a^2 + 4z^2)^{1,5}}$$

Para una tomografía eléctrica 2D se tiene interés en las variaciones horizontales y verticales del subsuelo, por lo que se emplea la función de sensibilidad de Frechet en dos dimensiones.

$$F_{2D}(x, z) = \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{\infty} \frac{x(x-a) + y^2 + z^2}{[x^2 + y^2 + z^2]^{1,5} [(x-a)^2 + y^2 + z^2]^{1,5}} dy \quad (3.38)$$

$$F_{2D}(x, z) = \pi \left[ \frac{1}{2\alpha^3} - \frac{3a^2}{16\alpha^3} \right]$$

con

$$\alpha = 0,25a^2 + za^2$$

La ecuación 3.37 es conocida como la profundidad de investigación y ha sido usada por muchos autores para determinar las propiedades de varios arreglos en sondeos de resistividad (Edwards, 1977)

En la figura 3.15 se ha representado gráficamente la función característica de investigación, para  $a=10$ . La gráfica recoge en ordenadas los valores de la función de sensibilidad, y en abscisas la relación  $Z/a$  entre la profundidad “Z” y la separación “a” entre el electrodo de corriente y el de potencial. La sensibilidad empieza de cero, hasta alcanzar un máximo a una profundidad  $Z = 0,35a$ . A partir de dicho punto, su valor desciende asintóticamente hasta hacerse nulo.

Algunos autores han considerado dicho máximo como la profundidad de investigación del dispositivo. Sin embargo (Edwards, 1977) ha demostrado que es más útil considerar el valor de la profundidad media de investigación ( $z_e$ ), que es la profundidad en que la gráfica anterior divide el área bajo la curva en dos mitades iguales. El significado físico de esta profundidad  $z_e$  es muy importante. Se trata del valor de la profundidad en el cual el tramo de subsuelo comprendido entre la superficie y dicha profundidad tienen la misma influencia en el potencial medido (y por lo tanto la resistividad), que el tramo del subsuelo que está por debajo de ella, esta profundidad no depende de la resistividad aparente medida (Loke, 2001)

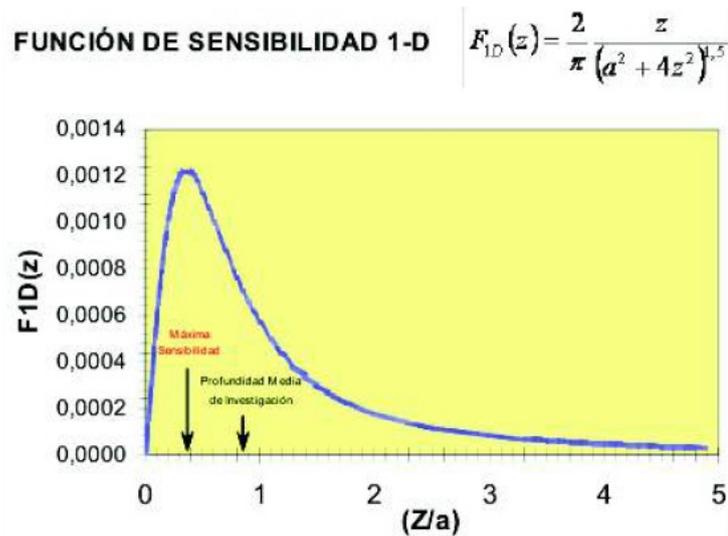


Figura 3.15: Función de Sensibilidad(Rodriguez,2004)

Diversos autores han empleado la función de sensibilidad, para determinar las propiedades penetrativas de los distintos tipos de dispositivos geoelectricos en problemas bidimensionales. Edwards (1977) ha publicado unas tablas en las que se estima la profundidad media de investigación  $Z_e$ , en función de los parámetros geométricos del dispositivo:

Tipo de Dispositivo	n	$\frac{z_e}{a}$	$\frac{z_e}{L}$
Wenner	-	0.519	0.173
<b>Dipolo-Dipolo</b>	n=1	0.416	0.139
	n=2	0.697	0.174
	n=3	0.962	0.192
	n=4	1.220	0.203
	n=5	1.476	0.211
	n=6	1.730	0.216
	n=7	1.983	0.220
	n=8	2.236	0.224
	n=20	5.25	0.239
<b>Schlumberger</b>	$\infty$ (arreglo ideal)	-	0.250
	ideal $a \rightarrow 0$	-	0.912
	L=40a	7.66	0.912
	L=20a	3.82	0.191
	L=10a	1.90	0.190

Tabla 3.1: Profundidad media de investigación (Edwards, 1977).

Donde  $Z_e$  es la profundidad media de investigación, L la longitud del dispositivo geoelectrico, n es el factor de separación del dispositivo Dipolo – Dipolo o el Wenner. El valor de “a” corresponde al espaciado entre electrodos.

Por ejemplo, si deseamos conocer la profundidad de alcance para un arreglo tipo Dipolo-Dipolo, cuyo largo L es de 80m con un nivel de alcance n=7 buscamos su valor correspondiente en la tabla 3.1 y calculamos el valor de  $Z_e = 80 \times 0,220 = 17,6m$ . En la práctica, para perfiles del tipo Dipolo-Dipolo no suele sobrepasarse el valor n=12 ya que a partir de dicha cifra la señal es prácticamente imperceptible. Por ende para realizar perfiles con una mayor profundidad de penetración habría que incrementar la longitud del dispositivo L sobre la base de incrementar el espaciado a entre electrodos, pero estaremos ante una pérdida en resolución, ya que al haber mayor separación entre electrodos, los puntos de la pseudosección estarán más separados(Arlandi, 2004)

Cabe destacar que lo expuesto es estrictamente válido solamente para subsuelos homogéneos, pero constituye una buena aproximación en la planificación de campañas de reconocimientos geoelectricos, Loke (2004) citado en (Arlandi, 2004).

### 3.4.2. Sensibilidad del dispositivo a los cambios verticales y horizontales de resistividad

La sensibilidad es una función que muestra el grado en que un cambio en la resistividad de una sección del subsuelo influye en la medida del potencial. A valores más altos de la función de sensibilidad, mayor es la influencia de la región del subsuelo sobre la medida (McGillivray y Oldenburg, 1990)

Según Loke (2002) se puede observar que los valores más altos de sensibilidad se encuentran ubicados cerca de los electrodos. Cuando la distancia entre los electrodos es mayor, los patrones del contorno de las estructuras cambian para cada arreglo.

Esta diferencia explica la respuesta de los distintos arreglos para los diferentes tipos de estructuras. Por lo tanto la sensibilidad se muestra adimensional, ya que, enseña el grado en que los cambios en la resistividad del subsuelo afectan el potencial del arreglo, por lo tanto, este no tiende a ser homogéneo y es por esto que los resultados pueden variar.

La sensibilidad se muestra presente en cada uno de los arreglos electródicos antes mencionados, siendo de interés para este estudio la configuración Wenner.

### Configuración Wenner.

Dispositivo indicado para la determinación de cambios de resistividad en la vertical en detrimento de los horizontales, por lo que el dispositivo se encuentra indicado para el estudio de medios horizontalmente estratificados. La figura 3.16 muestra como los contornos de Sensibilidad son pseudohorizontales abajo del centro del conjunto. La profundidad media de investigación es dentro de los dispositivos, moderada siendo aproximadamente 0.5 del espaciado "a" empleado. Para el dispositivo Wenner, el factor geométrico  $k$  es  $2\pi a$  siendo menor que en otros dispositivos por lo que se ve afectado en menor medida por el ruido registrando una buena señal lo que lo hace especialmente indicado para estudios en emplazamientos con un ruido elevado. EL sistema presenta una baja cobertura horizontal en cuanto se aumenta el espaciamiento entre electrodos.

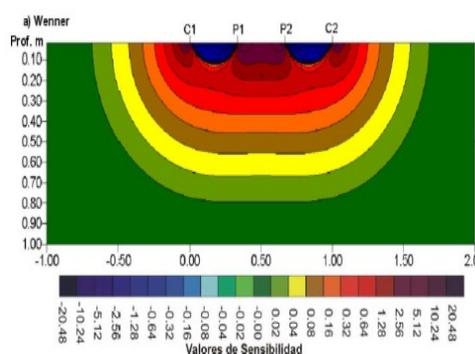


Figura 3.16: Sensibilidad para la configuración Wenner (Loke, 2002)

### 3.4.3. Cobertura. Relación Señal /Ruido.

La relación señal /ruido está estrechamente relacionada con el valor de la constante  $k$  de cada dispositivo para un mismo modelo de subsuelo, la señal registrada es inversamente proporcional al factor geométrico  $K$  empleado para calcular el valor de la resistividad aparente (a mayor  $k$ , menor será la señal de potencial medido)(Chacon Malaga, 2015).

## 3.5. Teoría Básica de Inversión

La teoría de la inversión es un conjunto de técnicas matemáticas que permiten obtener información útil del mundo físico a partir de inferencias logradas a través de observaciones (William, 1989)

En geofísica dichas observaciones representan un conjunto de datos obtenidos a partir de una serie de mediciones realizadas en superficie. A partir de este conjunto de datos se busca encontrar un modelo que dé una respuesta similar a la de los valores medidos.

El objetivo de llevar a cabo la inversión, es obtener un modelo 2D de resistividades reales a partir de la sección de resistividades aparentes 2D obtenida. Un modelo es una representación matemática idealizada de una sección de la tierra, los parámetros del modelo son cantidades físicas que se obtienen de los datos observados.

La construcción de la sección 2D de resistividades aparentes, involucra el total de datos de resistividad transversales como una sección a profundidad donde cada valor de resistividad aparente es graficado como si fuera la resistividad verdadera de un punto en una profundidad proporcional al espaciamiento de los electrodos. La configuración preliminar de los datos proporciona una imagen aproximada de la distribución de la resistividad.

Estos algoritmos de inversión se basan en realizar todo un proceso iterativo con el fin de obtener un modelo de resistividades reales, tal que el modelo de resistividades aparentes generado, sea lo más parecida a la sección de resistividades aparentes 2D medida en el campo.

### 3.5.1. El Problema Directo

Antes de encarar el problema de la inversión de los datos de una prospección geofísica es necesario comprender cómo se resuelve el problema directo.

Este consiste en hallar una expresión para la diferencia de potencial entre cualquier par de puntos en el espacio como una función de la distribución de resistividades del medio, de la configuración utilizada y de la corriente de entrada. A partir de los valores de potencial calculados se obtienen los de resistividad aparente.

La expresión para los potenciales se obtiene a partir de la aplicación conjunta de la ley de Ohm, del principio de conservación de la carga y de las ecuaciones de Maxwell para campos estacionarios (Ec 3.17). En general no es posible despejar la solución exacta del problema directo, por lo tanto se recurre a herramientas numéricas para resolverlo, obteniéndose una solución aproximada. Estas soluciones permiten en el caso eléctrico poder determinar que tipo de arreglo electródico es el más adecuado para poder detectar una falla vertical, o bien una cavidad hueca (Salgado, Contreras, y Vizcarra, 2002)

Existen tres tipos de métodos directos con los que se pueden calcular los valores de resistividad aparente para un modelo en específico, estos son (1) métodos analíticos, (2) métodos de elementos de frontera, (3) métodos de diferencias finitas y elementos finitos (Silvester y Ferrari, 1996). Los métodos analíticos son los más precisos, sin embargo se restringen a cuerpos de simples geometrías. Los métodos de elementos de frontera resultan ser un poco más efectivos, pero los valores de regiones de diferente resistividad son restringidos.

### 3.5.2. El Problema Inverso

El problema inverso es simplemente el conjunto de métodos usados para extraer información útil de nuestro entorno a partir de medidas físicas o datos (Menke 1989).

La información útil vendrá especificada como valores numéricos de alguna propiedad de este entorno, estas propiedades también se referirán como parámetros del modelo. Se presupone que hay algún método específico (normalmente una teoría matemática o modelo) que relaciona los parámetros con los datos.

El problema inverso contrasta con el problema directo, donde se predicen los datos a par-

tir de los parámetros y de un modelo. Normalmente el problema inverso es más difícil de resolver que su correspondiente problema directo.

La teoría del problema inverso en su sentido más amplio ha sido desarrollada por los investigadores que trabajan con métodos geofísicos, la razón es que dichos investigadores tratan de entender el interior de la Tierra sólo a partir de datos obtenidos desde la superficie. Sin embargo, el problema inverso aparece en muchas otras ramas de las ciencias físicas, como pueden ser la tomografía médica, el procesado de imagen o el ajuste de curvas. En nuestro caso los parámetros serán las resistividades o conductividades del suelo, los datos serán las tensiones medidas en la superficie y el modelo queda aún por determinar.

Estas técnicas intentan reconstruir una sección de resistividad usando una suma ponderada de los potenciales medidos. Generalmente estos métodos son de un solo paso, aunque también se han utilizado versiones iterativas (Yorkey, Webster, y Tompkins, 1987).

Sin embargo, la mayoría de técnicas utilizan métodos basados en el criterio de mínimos cuadrados. En estos métodos, debido a que el problema está mal condicionado, es necesario aplicar técnicas de regularización (Tikhonov, Goncharsky, Stepanov, y Yagola, 2013). Matemáticamente, un problema mal condicionado es aquel en el que pequeñas variaciones (o errores) en los datos provocan grandes variaciones en los parámetros, ello es debido a que los problemas geofísicos son indeterminados por dos razones: la falta intrínseca de datos y los errores en los datos y en el modelo (Tarantola, 1987).

Como resultado, el problema inverso no tiene una solución única, es decir, puede haber más de una solución (conjunto de parámetros) que satisfagan los datos con un error prescrito. La regularización consiste básicamente en introducir alguna clase de información a priori (por ejemplo minimizando la norma de los parámetros) para “estabilizar” el problema. (Ellis y Oldenburg, 1994) dicen que todas estas técnicas de regularización intentan resolver algo imposible: obtener unos parámetros únicos (aquí los parámetros son las conductividades) a partir de un problema inverso que no tiene una solución única.

### 3.5.3. Planteamiento del problema No Lineal

La finalidad del modelo inverso es obtener un modelo que describa la distribución de las resistividades reales del subsuelo que ajuste de la manera más confiable los valores de las resistividades aparentes teóricas a los valores de resistividad medidos en campo. La obtención de dicho modelo se basa en un subsuelo conformado por una serie de prismas bidimensionales adyacentes a los que Loke y Barker, (1995) denominan dominios.

Debido a que el procedimiento convencional para calcular la resistividad de los bloques consiste en la aplicación de un método iterativo de optimización no lineal, si se presenta un problema no lineal, este se linealiza a través de cambios en los valores de resistividad, dichos cambios hacen posible la discretización mediante celdas de resistividad constante.

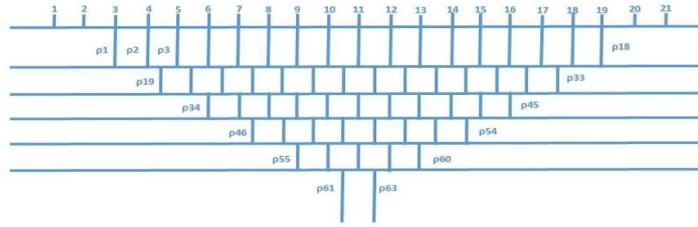


Figura 3.17: Arreglo de bloques rectangulares del modelo 2D. Modificado de (Loke y Barker, 1995)

En la figura 3.17, el número de bloques es proporcional a la cantidad de datos de resistividad aparente de la pseudosección, posteriormente la profundidad al centro del interior de cada bloque es remplazada en la profundidad media de investigación, la cual, dependerá de la configuración eléctrica empleada (Edwards, 1977).

A continuación se describe de Tejero, Facultad de Ingeniería, UNAM, (2002), el proceso matemático de inversión, basado en el método numérico de mínimos cuadrados, el cual parte del algoritmo matemático desarrollado por (Loke y Barker, 1996) ,para calcular la imagen de resistividad.

Mediante la siguiente expresión se representa la resistividad aparente, la cual, por conveniencia para futuros desarrollos matemáticos del modelo, se expresa en términos de primer orden de una expansión de Taylor.

$$\rho_a = F(\vec{p}) + \sum_{k=1}^M \frac{\partial F(\vec{p})}{\partial p_k} \delta p_k \quad (3.39)$$

En la ecuación 3.39,  $\vec{p}$  representa al vector de los parámetros cuya dimensión es M,  $\rho_k$  representa la resistividad real de cada prisma y la función  $F(p)$ , que define la resistividad aparente.

Una vez representada la resistividad aparente, es necesario definir la diferencia entre la resistividad observada  $\rho_o$  y la estimada  $\rho_e$  , la cual, es estimada hasta el elemento  $j_{th}$ .

Se define la diferencia entre la resistividad observada y estimada en el sitio observado  $j_{th}$  por la ecuación:

$$\delta \rho_{aj} = \rho_{aj}^o - \rho_{aj}^e \quad (3.40)$$

De esta manera el error cuadrático de la función queda expresado de la siguiente manera:

$$E^2 = \sum_{j=1}^N \delta \rho_{aj} = \sum_{j=1}^N (\rho_{aj}^o - \rho_{aj}^e) = \sum_{j=1}^N \left( \rho_{aj}^o - F_j(\vec{p}) - \sum_{k=1}^M \frac{\partial F(\vec{p})}{\partial p_k} \delta p_k \right)^2 \quad (3.41)$$

Ecuación en la cual N representa el número de mediciones. En síntesis, la ecuación 3.41 queda expresada con respecto al vector  $\vec{p}$  de la siguiente manera:

$$\frac{\partial E^2}{\partial p_i} = 2 \sum_{j=1}^N \left( \rho_{aj}^o - F_j(\vec{p}) - \sum_{k=1}^M \frac{\partial F_j(\vec{p})}{\partial p_k} \delta p_k \right) \left( \frac{-\partial F_j(\vec{p})}{\partial p_i} \right) = 0 \quad (3.42)$$

Donde  $i = 1, \dots, M$ . La expresión 3.42 se define como la ecuación de ajuste normal, que se puede mostrar como:

$$\sum_{k=1}^M \delta p_k \sum_{j=1}^N \frac{\partial F_j(\vec{p})}{\partial p_k} \frac{\partial F_j(\vec{p})}{\partial p_i} = \sum_{j=1}^N \frac{\partial F_j(\vec{p})}{\partial p_k} \delta p_{aj}^o \quad (3.43)$$

La ecuación 3.43 es comúnmente expresada en forma de matrices, que se modifica para obtener una solución en términos de  $\delta(\vec{p})$  (Loke y Barker, 1996) , donde:

$$\delta(\vec{p}) = (J^T J + \lambda C^T C)^{-1} J \delta(\vec{\rho}_a) \quad (3.44)$$

En la expresión 3.44  $\lambda$  representa al factor de amortiguamiento, C un filtro de suavizado y T representa la transpuesta de la matriz, los elementos de la matriz Jacobiana (J) son definidas en la ecuación (3.44) de la forma:

$$J_{jk} = \frac{\partial F_j(\vec{p})}{\partial p_k} \quad (3.45)$$

La fórmula (3.45) cuantifica el cambio de  $i$  en la respuesta del modelo debido a un cambio  $k$  en los parámetros del modelo. Después del cálculo del vector que proporciona las diferencias entre medidas experimentales y calculadas, un nuevo modelo que minimice el RMS se obtiene aplicando las correspondientes perturbaciones:

$$\vec{p}_{k+1} = \vec{p}_k + \Delta \vec{p}_k \quad (3.46)$$

Para reducir la discrepancia entre resistividad aparente calculada y medida, se utiliza la ecuación de Gauss-Newton para determinar el cambio en los parámetros del modelo de tal manera que debe reducir la suma cuadrática de los errores (Lines y Treitel, 1984)

$$J^T J \Delta p = J^T \rho_a \quad (3.47)$$

En la práctica, la ecuación (3.47) de mínimos cuadrados rara vez se utiliza en la inversión geofísica. En algunas situaciones el producto de la matriz  $J^T J$  puede ser singular, y por lo tanto, la ecuación de mínimos cuadrados no tiene solución para  $\Delta p$ . Otro problema común es que el producto de la matriz  $J^T J$  es casi singular. Esto puede ocurrir si se introduce un modelo inicial muy diferente al modelo que se busca ajustar. Podría ocurrir entonces que el residuo de un ajuste por mínimos cuadrados creciera en lugar de decrecer (Pelton, Ward, Hallof, Sill, y Nelson, 1978) . Para evitar esas divergencias, resulta necesario imponer restricciones en  $\Delta p$  para asegurar la estabilidad del proceso iterativo.

Un método común para evitar este problema se logra con la modificación de Marquardt-Levenberg (Lines y Treitel, 1984) en la ecuación de Gauss que está dada por:

$$(J^T J + \lambda I) \Delta p = J^T \rho_a \quad (3.48)$$

donde I es la matriz identidad. El factor  $\lambda$  es conocido como el Marquardt o factor de amortiguamiento, y a este método también se le conoce como el método de regresión (Inman, 1975). El factor de amortiguamiento efectivamente condiciona el rango de valores,

cuando se cambian componentes que el vector de parámetros  $\Delta p$  puede tomar. Si bien el método de Gauss Newton en la ecuación (3.47) intenta minimizar la discrepancia en la suma cuadrática, la modificación del método de Marquardt-Levenberg también minimiza la magnitud del vector discrepancia y el cambio del vector de parámetros.

Este método ha sido ampliamente utilizado en la inversión de datos de sondeo de resistividad, en donde el modelo consiste de un pequeño número de capas. Sin embargo, cuando se tiene un número de parámetros del modelo muy grande, tales como en modelos de inversión 2D y 3D los cuales consisten de un gran número de celdas pequeñas, el modelo que produce este método puede tener una distribución de resistividad errática en zonas de resistividad con altos y bajos espurios (Constable, Parker, y Constable, 1987)

Otra opción es incorporar un suavizado en la ecuación de mínimos cuadrados, con lo cual se minimiza la rugosidad del modelo.

Para una estructura de dos dimensiones donde  $y$  es la dirección del perfil, una forma de medir la rugosidad, la inversa de la suavidad, puede darse con la siguiente expresión:

$$\phi = \|\partial_y p\|^2 + \|\partial_z p\|^2 \quad (3.49)$$

donde  $\partial_y$  es una matriz de rugosidad que deriva lateralmente los parámetros del modelo de los adyacentes.  $\partial_z$  es una matriz de rugosidad que deriva en la dirección vertical los parámetros del modelo de los rectángulos contiguos. Ambas son aproximaciones al operador gradiente por el método de diferencias finitas (deGroot Hedlin y Constable, 1990a) .

$\partial_{yi}$  deriva los parámetros del modelo entre bloques adyacentes en la capa  $i$ , asignando un peso a las diferencias según la relación entre el ancho y el alto de los bloques de la grilla de discretización, este caso el problema se formula como la minimización de la siguiente función:

$$U [q] = \lambda \{ \|\partial_y p\|^2 + \|\partial_z p\|^2 \} + \|W_y - W_F\|^2 \quad (3.50)$$

donde  $\lambda$  es un multiplicador de Lagrange. La función  $U$  es minimizada en puntos donde el gradiente con respecto al modelo es cero. Las funciones de los datos son no lineales, por lo que la función  $U$  debe ser linealizada y resuelta iterativamente.

El resultado de minimizar la ecuación (3.50) produce un sistema de ecuaciones lineales:

$$(J^T J + \lambda C) \Delta p = J^T \rho_a \quad (3.51)$$

donde  $\lambda$  es un factor de amortiguamiento (multiplicador de Lagrange), y  $C$  una matriz que es una combinación lineal (peso) de productos de matrices de suavizado con sus traspuestas:

$$C = C_z \partial_z p^T \partial_z p + C_y \partial_y p^T \partial_y p \quad (3.52)$$

Este método alternativo minimiza variaciones en los parámetros del modelo (Modelo de mínimos cuadrados con suavizado), por lo que tiende a producir un modelo con variaciones suaves de la resistividad, este modelo solo es aceptable si realmente la resistividad del subsuelo varía de manera gradual.

La ecuación de Gauss Newton de mínimos cuadrados se modifica de tal manera que se reducen al mínimo las variaciones espaciales de los parámetros del modelo (igualmente,

el modelo de valores de resistividad cambia de una manera suavizada o gradual). La formulación usual de mínimos cuadrados aplica un suavizado sólo sobre el vector  $\Delta p$  y no directamente sobre los valores de resistividad. Se puede formular un método (Modelo de mínimos cuadrados con suavizado de valores de resistividad) donde también los valores de resistividad cambien suavemente. Este método de mínimos cuadrados con condicionamiento suavizado (Ellis y Oldenburg, 1994) tiene la siguiente forma:

$$(J^T J + \lambda C)\Delta p = J^T \rho_a - \lambda C p \quad (3.53)$$

El método convencional de mínimos cuadrados que minimiza el cuadrado de la diferencia entre los datos calculados y las mediciones en general da mejores resultados si las mediciones tienen fluctuaciones al azar o gaussianas.

En el caso que el proceso sea gaussiano el valor esperado de  $\chi^2$  es  $N$ , la cantidad total de datos. Esto significa que el valor esperado para la cantidad definida como:

$$RMS = \sqrt{\sum_{i=1}^n \frac{(q_i - y_i)^2}{N}} * 100 \% \quad (3.54)$$

El error RMS (root mean square) es la diferencia entre entre los valores calculados y los valores medidos en campo es conocido como error cuadrático medio, sirve como criterio de paro en el proceso de inversión. En la ecuación 3.54,  $N$  representa el número total de mediciones, y  $q$  y  $y$  son los datos medidos y  $q$  son los datos calculados. Este error debe ir decreciendo proporcionalmente al número de iteraciones.

De los objetivos de una inversión es el de reducir los datos entre el campo medido y los datos calculados con la reconstrucción del modelo. Las mediciones usualmente tienen un error de entre 1 % y 5 %, debido a errores numéricos y de redondeo (Banhart, 2008).

Sin embargo, si el ruido no tiene estas características aleatorias, proviene de problemas en el equipo de medición o de equivocaciones, el estimador de máxima certidumbre se obtiene minimizando la desviación absoluta media entre valores medidos y calculados (Press, 1992) , y suele dar resultados más satisfactorios. Al sustituir el cuadrado por el valor absoluto (es decir, este modelo alternativo utiliza la norma  $l_1$ ), la probabilidad asociada con este estimador decae más lentamente al aumentar las discrepancias. Este modelo es entonces menos sensible a pequeñas separaciones respecto de los supuestos del ajuste, y se lo denomina robusto; tiende a producir regiones homogéneas y con límites abruptos, por lo que conviene aplicarlo cuando previamente se esperan estas características en el subsuelo.

La ecuación (3.53) procura reducir a un mínimo el cuadrado de los cambios espaciales, o rugosidad, del modelo de valores de resistividad. Es de hecho un método de optimización con condicionamiento suavizado con una norma  $l_2$ .

Esta aproximación es aceptable si la resistividad del subsuelo varía de forma paulatina y gradual. En algunos casos, la geología del subsuelo se compone de una serie de regiones que son casi homogéneas internamente pero con fuertes límites entre las diferentes regiones.

Para tales casos, la formula de inversión en la ecuación (3.53) se puede modificar de tal manera que minimiza los cambios en los valores de resistividad del modelo (Claerbout y Muir, 1973) .

Esto algunas veces da resultados significativamente mejores. Técnicamente esto se conoce como un método de optimización con condicionamiento suavizado con norma l1, o más comúnmente conocida como método de inversión de bloques (Modelo robusto). Se pueden utilizar un gran número de técnicas para tal modificación. Un método simple para aplicar una norma l1 basada en la optimización del método de mínimos cuadrados es la formulación iterativa del método de mínimos cuadrados repesados (Wolke y Schwetlick, 1988). La optimización en la ecuación (3.53) se ha modificado para obtener un modelo robusto

$$(J^T J + \lambda C_R) \Delta p = J^T R_d \rho_a - \lambda C_R p \quad (3.55)$$

donde

$$C_R = C_z \partial_z p^T R_m \partial_z p + C_y \partial_y p^T R_m \partial_y p \quad (3.56)$$

donde  $R_d$  y  $R_m$  son las matrices de peso que introducen diferentes elementos en la discrepancia y en los vectores del modelo rugoso dándoles el mismo peso en el proceso de inversión.

La ecuación (3.55) proporciona un método general que puede ser objeto de modificaciones si se incluye información conocida sobre la geología del subsuelo. Por ejemplo, si se sabe que las variaciones de la resistividad del subsuelo son comúnmente confinadas a zonas limitadas, los valores del factor de amortiguamiento  $\lambda$  pueden modificarse (Ellis y Oldenburg, 1994) lo cual permite cambios más grandes en estas zonas.

### 3.5.4. Relación entre Geología, Anomalía y la Resistividad en el subsuelo

El suelo es considerado como una mezcla de rocas, gases, agua y otros materiales orgánicos e inorgánicos. Esta mezcla hace que la resistividad del suelo, aparte de depender de su composición intrínseca, dependa de otros factores externos como la temperatura, la humedad, presión, etc. que pueden provocar que un mismo suelo presente resistividades diferentes con el tiempo. Esto se conoce ruido metodológico, que a veces puede ser alto. De entre todos los factores, la humedad es el más importante para la aplicación de estos métodos de resistividad; además de ser el factor que se puede alterar más fácilmente mediante la lluvia o el riego del suelo.

Diferentes grados de humedad para un mismo terreno darían lugar a resistividades diferentes que podrían llevarnos a interpretaciones erróneas de los materiales constituyentes del substrato.

En principio, cuanto más humedad mayor conducción, por vía iónica. Sin embargo la conductividad en terrenos desérticos en ocasiones puede ser mayor que en suelos similares en condiciones de clima más húmedo. La explicación reside en la gran concentración superficial de sales que a menudo ocurre en climas secos. En esos casos basta un mínima cantidad de humedad para que la conducción eléctrica sea muy efectiva. También una topografía accidentada puede generar ruido metodológico, ya que el flujo de corriente se concentra en los valles y se dispersa en las colinas. Como resultado se distorsionan las superficies equipotenciales produciendo falsas anomalías. (Chelotti y cols., 2009)

Los métodos geoelectrónicos permiten la obtención de una imagen de la distribución de resistividades del subsuelo. Para convertir esa imagen en una estructura geológica, es muy importante el conocer como varía el parámetro resistividad en los diferentes tipos de materiales que constituyen el subsuelo y estructuras geológicas. Para ello es necesario definir los valores de resistividad que presentan las rocas y materiales más comunes:

Del análisis de la tabla 3.2, se observa como las rocas ígneas y metamórficas presentan elevados valores de resistividad en condiciones inalteradas.

Uno de los valores que influye en la resistividad es el grado de fracturación y porosidad que presenten los materiales así como el grado de saturación en agua y naturaleza química<sup>1</sup> de esta.

Las rocas sedimentarias suelen tener una mayor porosidad (primaria) pudiendo estar saturado en agua lo que normalmente hace disminuir los valores de resistividad.

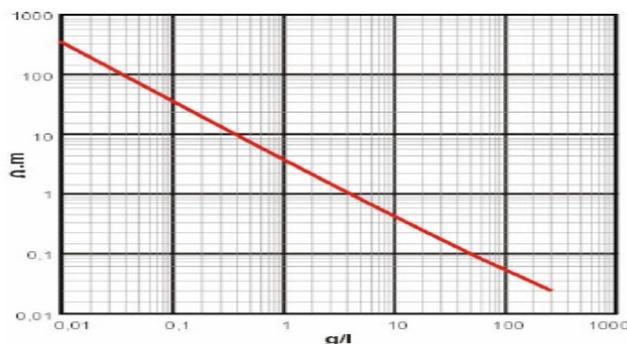


Figura 3.18: Variación en la resistividad de una disolución de NaCl en función de su concentración

(Carrasco García, 2013)

En figura 3.18 se indica la variación de la resistividad de una solución en función de su concentración en **NaCl**, observándose que para una concentración de 0.01g/L (10mg/L) la resistividad es de 400 ohm.m y para 100 g/L (100.000mg/L) la resistividad disminuye a 0.08 ohm.m, lo que implica una diferencia de 4 órdenes de magnitud.

Uno de los aspectos que muestra la tabla es la equivalencia en los valores de resistividad que presentan materiales diferentes. Este hecho se debe a que la resistividad de un material depende de múltiples factores cuya combinación puede traducirse en una misma resistividad.

La tabla 3.2 muestra también el valor de resistividad de varios contaminantes industriales, los metales como el hierro presentan valores sumamente bajos, los químicos como el sodio y cloruro de potasio pueden reducir mucho la resistividad del agua del terreno (<1 ohm.m con moderadas concentraciones) mientras que el efecto de electrolitos como el ácido acético es comparativamente menor. Por el contrario, algunos hidrocarburos como el Xileno presentan resistividades muy altas.

<sup>1</sup>La concentración de sales disueltas en el agua genera importantes variaciones en la resistividad del material. Las sales se comportan como muy buenos conductores por lo que cuanto más salina sea el agua que satura los poros/fracturas del material, menor resistividad presentará.

Rocas ígneas y metamórficas	Resistividad ( $\Omega\cdot m$ )	Rocas sedimentarias	Resistividad ( $\Omega\cdot m$ )
Granito	$5 \times 10^3 - 10^6$	Arenisca	$8 - 4 \times 10^3$
Granito alterado	1500-10000	Lutita	$20 - 2 \times 10^3$
Granito muy alterado	100-600	Caliza	$100 - 5 \times 10^3$
Basalto	$10 - 1.3 \times 10^7$	Caliza compacta	1000-5000
Andesita	$4.5 \times 10^4 - 1.7 \times 10^2$	Caliza blanda	100-300
Diorita	$10^2$	Caliza fracturada	500-1000
Gabro	$10^3 - 10^6$	Limonita	$50 - 10^7$
Sienita	$10^2 - 10^6$	Dolomita	$3.5 \times 10^2 - 5 \times 10^3$
Peridotita	$3 \times 10^3 - 6.5 \times 10^3$	Margas secas	$10^2$
Lavas	$10^2 - 5 \times 10^4$	Margas húmedas	10
Pizarra	$6 \times 10^2 - 4 \times 10^7$		
Mármol	$10^2 - 2.5 \times 10^8$		
Cuarcita	$10^2 - 2 \times 10^5$		
Aguas, sedimentos y suelos	Resistividad ( $\Omega\cdot m$ )	Químicos, minerales y materiales	Resistividad ( $\Omega\cdot m$ )
Arenas	30-500	Hierro	$9.74 \times 10^{-8}$
Arena fina	$10^3$	0.01M cloruro de potasio	0.708
Arena seca	$10^3 - 10^4$	0.01M cloruro de sodio	0.843
Arena silicea	200-3000	0.01M ácido acético	6.13
Arenas con agua dulce	50-500	Xileno	$6.998 \times 10^{16}$
Arenas con agua salada	0.5-5	Aluminio	$2.65 \times 10^{-8}$
Arena Petrolífera	$4 - 2.2 \times 10^2$	Mercurio	$95.8 \times 10^{-8}$
Arcilla	1-100	Madera	$10^5 - 10^{11}$
Arcilla seca	30	Vidrio	$10^{10} - 10^{14}$
Arcilla húmeda	10	Ámbar	$5 \times 10^{14}$
Limos	10-200	Plata	$1.47 \times 10^{-8}$
Aluvión	10-800	Cobre	$1.70 \times 10^{-8}$
Gravas	$50 - 10^3$	Oro	$2.22 \times 10^{-8}$
Gravas húmedas	$5 \times 10^2$	Acero	$20.0 \times 10^{-8}$
Gravas saturadas	102	Platino	$11.0 \times 10^{-8}$
Conglomerado	$2 \times 10^3 - 10^4$	Tungsteno	$5.25 \times 10^{-8}$
Roca salada	$3 \times 10 - 10^{13}$	Níquel	$6.40 \times 10^{-8}$
Aguas dulces superficiales	$10 - 10^3$	Estaño	$1.5 \times 10^{-8}$
Aguas salobres superficiales	2-10	Plomo	$22.0 \times 10^{-8}$
Agua subterránea (no contaminada)	10-100	Cromo	$13.2 \times 10^{-8}$
Agua marina	0.2	Calcopirita	$1.2 \times 10^{-5} - 0.3$
Agua de lagos salados	0.1-1	Pirita	$2.9 \times 10^{-5} - 1.5$
		Pirrotita	$6.5 \times 10^{-6} - 5 \times 10^{-2}$
		Cinabrio	$2 \times 10^7$
		Galena	$3 \times 10^{-3} - 3 \times 10^2$
		Cobalto	$3.5 \times 10^{-4} - 10^{-4}$
		Bauxita	$2 \times 10^2 - 6 \times 10^3$
		Cuprita	$10^{-3} - 300$
		Cromita	$1 - 10^6$
		Hematita	$3.5 \times 10^{-3} - 10^7$
		Magnetita	$5 \times 10^{-3} - 5.7 \times 10^3$
		Cuarzo	$7.5 \times 10^{17}$
		Azufre	$10^{15}$
		Carbón	$3.5 \times 10^{-5}$
		Anhidrita	$10^7$
		Calcita	$2 \times 10^{12}$
		Fluorita	$8 \times 10^{13}$
		Yeso	1000
		Grafito	$60.00 \times 10^{-8}$
		Silicio	$6.40 \times 10^2$

Tabla 3.2: Valores de resistividad de rocas, minerales, aguas, sedimentos químicos, minerales y materiales

(Urbieta, 2009)

# Capítulo 4

## Metodología

En este capítulo se describe la evolución que tuvo el presente estudio desde la selección, reconocimiento, esquema de trabajo y recolección de los datos, es decir la metodología propiamente usada para el levantamiento de datos y el instrumental empleado, además de explicar el procesado seguido en la elaboración de los modelos finales de los perfiles eléctricos.

### 4.1. Adquisición de Datos

Con la prospección eléctrica se busca conocer la forma, composición y dimensión de estructuras o cuerpos inmersos en el subsuelo a partir de medidas en superficie. Lo que se consigue es trazar una cartografía de resistividades aparentes del subsuelo que entregará información sobre las estructuras que subyacen en él (Gasulla Forner, 1999)

La adquisición de datos de resistividad se lleva a cabo bajo el tipo de medición, tomografía eléctrica aplicación de técnicas resistivas a lo largo de una línea, permite obtener un perfil de las variaciones laterales de resistividad del subsuelo, una vez fijada la profundidad de investigación.

La metodología de campo empleada para la toma de datos de resistividad aparente en terreno con los distintos arreglos electródicos, mencionados en el capítulo anterior, tiene en común el espaciamiento electródico, el cual es constante pero difiere en la manera en que van cambiando de posición tanto los electrodos de corriente A y B como los de potencial M y N, en esta investigación se utilizó el arreglo electródico tipo Wenner.

### 4.2. Reconocimiento del Área

Luego de una primera visita a dicha zona de estudio para establecer un acercamiento con autoridades de la municipalidad y conocer el área de estudio, se pudo validar las imágenes satelitales Google Earth las condiciones de acceso y vegetación del sitio.

Se constató en el centro del volcán (cráter) una topografía plana con distintas condiciones de vegetación y probablemente de humedad del suelo.

La vegetación está compuesta predominantemente por pastizales, hierbas y caña de azúcar de aproximadamente dos metros de altura, por lo que se procedió a cortar dicha vegetación.

La presencia de vegetación podría limitar el área de estudio, desde el punto de vista del método eléctrico ya que las raíces podrían dificultar la interpretación de las mediciones. El tipo de vegetación presente, constituye un posible ruido superficial en los datos y debe tenerse en cuenta para la disposición y movilidad de los perfiles. Estableciendo puntos de referencia con un posicionador GPS para realizar el levantamiento de perfiles.



Figura 4.1: Reconocimiento de la zona de estudio



Figura 4.2: Volcán denominado “El Estadio”

### 4.3. Diagrama de Trabajo

Debido a la información disponible, a lo observado en la campaña de reconocimiento y a los objetivos estipulados se decidió efectuar en el crater del volcán una cruz de perfil longitudinal y transversal que abarque toda el área de interés a fin de caracterizar la distribución de resistividades del subsuelo y detectar posibles anomalías, para una posterior

evaluación.

El perfil 1 (línea de color verde) fue de 41 electrodos con una separación (5 metros entre cada electrodo) abarcando una línea de 200 metros de largo en la dirección E-W. El perfil 2 (línea de color amarillo) que se muestran en la figura 4.3 consto de 41 electrodos con la misma separación de 5 metros entre cada uno de ellos, formando una línea de 200 metros en la dirección N-S.



Figura 4.3: Esquema de perfiles eléctricos en la zona de interés. (Google Earth, 2017)

También se realizaron tres perfiles en el Valle ubicado entre el volcán denominado Babilonia y el Estadio como se muestra en la figura 4.4, cada perfil forma una línea de 200 metros que consta de 41 electrodos separados 5 metros cada uno.



Figura 4.4: Esquema de perfiles eléctricos en la zona de interés. (Google Earth, 2017)

Evaluando las características de distintos dispositivos se ha elegido la configuración Wenner debido a que es la que presenta una buena relación entre resolución, tanto horizontal como vertical, y profundidad, por tanto se adecua al estudio planteado teniendo en cuenta las variaciones laterales y verticales de los materiales y estructuras a estudiar. (Sasaki, 1992)

#### 4.4. Recolección de Datos

Esta etapa podría considerarse como la de mayor importancia al ser el momento en el cual se procede a la obtención de los datos de campo que, tras su procesado, permitirá informar acerca de las características del subsuelo. Para la realización de esta campaña de recolección de datos en campo, previamente se procedió a gestionar el permiso necesario para poder realizar los trabajos en la zona de estudio, notificando la intención de hacer una serie de labores para evitar prohibiciones en la ejecución de las medidas. Con el permiso ya autorizado del propietario del terreno se procedió a desplazarse a la zona de estudio, dividiendo el terreno en áreas de estudio:

- Día 1: Reconocimiento del Área

Ubicados en la zona de estudio, el volcán denominado El Estadio por habitantes de la zona (ver figura 4.1) se comprobó que en el cráter del volcán se encontraba abundante vegetación de caña de azúcar y otros arbustos, por lo cual se realizó el desbroce de la maleza contratando una persona para realizar la apertura de vías de paso con las dimensiones suficientes como para permitir el paso del personal y los equipos.

Ese mismo día se realizó el reconocimiento del valle ubicado entre el volcán el Estadio y El Babilonia (ver figura 2.20 y 4.4), lugar que se levantaron perfiles para establecer algún tipo de conexión entre ambos volcanes y determinar la presencia de materiales existentes, mientras se daba un espacio de tiempo para el desbroce de la maleza en el volcán el Estadio.



Figura 4.5: Valle ubicado entre el Volcán denominado “El Estadio” y el “Babilonia”, lugar donde se levantaron tres perfiles

Una vez reducida la maleza en el cráter del volcán el Estadio, se procede a colocar los electrodos en la superficie de forma equiespaciada, intentando siempre que formen una línea recta. Se debe definir cuál es el origen y final del perfil referenciado mediante un navegador GPS a fin de no tener problemas en la fase de interpretación. Se intentará además que la topografía del terreno sea lo más plana posible para evitar tener fenómenos anómalos en las medidas de resistividad. En el caso que esto sea inevitable, el software permite minimizar este fenómeno mediante el ajuste de la malla.



Figura 4.6: Líneas de tendido eléctrico en el cráter del Volcán denominado “El Estadio”

Los electrodos se clavaron en el terreno lo suficiente, logrando un tendido longitudinal de 200 mts en la dirección fijada formando una línea recta, con electrodos clavados al suelo y conectados mediante los jumpers al cable del carrete cada 5 metros garantizando un buen contacto electrodo-suelo (resistencia de contacto baja).

Ahora, a través del resistivímetro se configuran todas las variables para construir el perfil 2D: tipo de dispositivo, número de electrodos, abertura entre electrodos. Concluida la configuración se transfieren estas especificaciones al resistivímetro para que éste realice automáticamente toda la secuencia de mediciones prefijada, para obtener una sección 2D de resistividades aparentes.

Sin embargo, antes de iniciar las mediciones, mediante el resistivímetro, se procede a la verificación de que todas las conexiones (electrodos-cable) funcionan correctamente, y que la resistencia de contacto entre electrodo-suelo es suficientemente baja menores a 100 ohm-m para garantizar buenos resultados. En el caso de tener valores superiores generalmente del rango entre 500 y 1000 ohm-m basta con clavar un poco más los electrodos, o humedecer el terreno para mejorar la la conductividad.

Al finalizar el test de verificación se procedió a corregir las fallas detectadas; las cuales en algunos casos se dieron debido a la mala conexión del jumper que une el electrodo y el cable; en otros casos también puede darse debido a la falta de contacto entre el electrodo y el suelo.

Una vez que está todo dispuesto, se le indica al resistivímetro que inicie la secuencia

de medidas, el proceso tardará dependiendo del número de medidas a realizar. En general obtener el orden de 190 medidas se necesita aproximadamente media hora a cuarenta minutos en el arreglo Wenner.

Por último, terminado todo el proceso de captura de datos, la información es almacenada digitalmente dentro del resistivímetro y posteriormente se exporta a la computadora portátil en el formato .DAT, con el fin de proceder a su procesamiento e interpretación con el programa Res2dInv en su versión libre para controlar la pseudo sección y hacer una evaluación de calidad de los datos.

- Día 2: Mediciones en el Valle ubicada entre el Volcán El Estadio Y El Babilonia  
Se procedió a realizar el levantamiento de tres perfiles en el valle comprendido entre el Volcan el Estadio y el Babilonia(ver figura 4.4), los cuales abarcaban una distancia de 200 metros con una separación de 5 metros entre cada electrodo. La finalidad de llevar a cabo el levantamiento de los perfiles en la zona es poder establecer algún tipo de conexión entre ambos volcanes y comparar los materiales que se puedan obtener en el cráter del volcán el Estadio con los obtenidos en esta zona.



Figura 4.7: Líneas de perfiles eléctricos en el Valle ubicado entre el Volcán denominado “El Estadio” y el “Babilonia”

## 4.5. Instrumentación

A seguir, se presenta una descripción detallada de la instrumentación empleada en la adquisición de datos de resistividad aparente en el área de estudio.

Un equipo de tomografía básica consta de los siguientes elementos:

1. **Resistivímetro:** Se encarga de ejecutar de forma automática todo la frecuencia de las medidas predeterminadas, verificar el buen estado de las conexiones y almacenar digitalmente todos los resultados de campo. Incluye un milivoltímetro para medir la diferencia de potencial entre los electrodos de medida y un miliamperímetro para registrar la intensidad de corriente generada.

2. **Cables multiconectores:** de gran longitud y con conexiones cada cierto intervalo, permitiendo utilizar un gran numero de electrodos conmutables de forma totalmente automática a través de un selector de electrodos
3. **Electrodos:** consisten en barras metálicas hechos con acero inoxidable. El objeto de un electrodo es establecer contacto eléctrico entre un conductor electrónico (el cable) y un conductor iónico (la Tierra).
4. **Conectores :** son unos pequeños cables con pinzas en los extremos, se utilizan para conectar los electrodos al cable.
5. **Conmutador :** elemento encargado de realizar conexiones y/o desconexiones con los electrodos seleccionados en cada momento. Este procedimiento puede automatizarse de modo que los electrodos de y de medida irán alternando según lo programado.
6. **batería:** fuente externa de alimentación de todo el sistema

El equipo de prospección eléctrica que se ha empleado es el Terrameter SAS 1000 de ABEM, cuyos componentes se muestran en la figura 4.8.



Figura 4.8: Equipo Terrameter SAS 1000 de ABEM

El Terrámetro SAS 4000 / 1000 puede operar de tres modos:

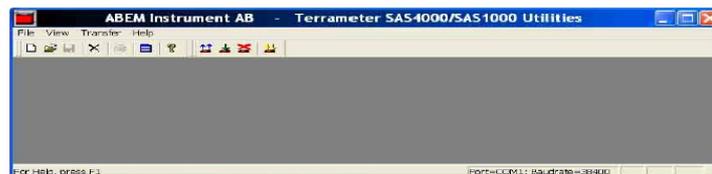
- En el modo de resistividad, comprende alimentación de energía por batería, medidor de resistividad de penetración profunda, con una salida suficiente para una separación de electrodos de 2000 metros en buenas condiciones de estudio. Circuitería de discriminación y programación de tensiones separadas de corriente continua, potenciales espontáneos y ruido de la señal entrante. La relación entre tensión e intensidad ( $V / I$ ) se calcula automáticamente y se presenta en forma digital en kilohmios, ohmios o miliohmios. Si se dispone de los datos geométricos de la distribución, puede mostrarse la resistividad aparente. El rango total se extiende así desde 0,5 miliohmios hasta 1999 kilohmios.

- En el modo de polarización inducida el SAS 1000 mide la caída de tensión transitorio para determinado número de intervalos de tiempo. La magnitud de estos intervalos de tiempo puede ser o bien constante, o incrementarse con el tiempo. El efecto IP es así medido en términos de capacidad de carga[mseg V/V].
- En el modo de medición de tensión, el SAS 1000 comprende un aparato de potencial espontáneo que mide los potenciales de corriente continua naturales. El resultado se muestra en V o mV. El rango total se extiende desde 1 mV hasta 400 V. Se dispone de electrodos no polarizables para, por ejemplo, estudios de potencial espontáneo.

El ABEM TERRAMETER SAS 1000, es un equipo digital geoelectrico de última generación utilizado para mediciones de resistividad, polarización inducida (IP) y auto potencial o potencial espontáneo (SP), en esta investigación se utilizó el equipo de prospección propiedad de la Universidad Nacional Autónoma de Honduras (UNAH), la cual lo utiliza para sus respectivas prácticas académicas y proyectos de grado orientados a la geoelectrica. El Abem Terrameter SAS 1000 se utilizó en el modo de resistividad, modo de medición mediante el cual se toman automáticamente lecturas consecutivas en un intervalo de tiempo, lo que le permite promediar los resultados que este arroja. Los datos obtenidos de las lecturas realizadas por el terrámetro se salvan en formato binario con la extensión de fichero S4K, por lo tanto es necesario convertir los ficheros de datos a formato con extensión DAT, archivo requerido por el software RES2DINV.

#### 4.5.1. Descarga de los datos

Los resistivímetros tienen una utilidad que permite descargar los datos a un ordenador. En el Terrameter SAS1000 aparece como Utilities y su ventana tiene este aspecto:



Para descargar los datos, hay que conectar el resistivímetro al PC con el cable de tipo en serie, ponerlo en modo comunicación, seleccionar la opción <RS 232 y aceptar.



## 4.6. Detalle del Software Empleado

Cuando se realiza un estudio de tomografía eléctrica con equipos multielectrónicos, los datos adquiridos son transferidos hacia una computadora. Estos datos poseen el orden de las mediciones con el número de los electrodos utilizados, posición sobre el perfil de cada electrodo, el valor de resistividad aparente medido, etcétera.

Para realizar la inversión de los datos se utilizó el programa RES2DINV versión 3.59 en dicho programa es necesario crear un archivo con el formato de entrada, la extensión del archivo que utiliza el software Res2dinv es DAT.

El programa determina de forma automática un modelo bidimensional de resistividades reales del subsuelo a partir de un conjunto de datos que constituyen una pseudosección de resistividades aparentes. El modelo bidimensional utilizado por el programa consiste en un conjunto de bloques rectangulares, la situación de los cuales se corresponde con la distribución de los puntos de medida en la pseudosección.

Para realizar el cálculo de los valores de resistividad se utiliza una subrutina de modelización directa, así como una técnica de optimización no lineal de mínimos cuadrados para la rutina de inversión (Loke y Barker, 1996). Durante el proceso de inversión se adopta como criterio de convergencia el valor del error cuadrático medio (RMS) entre los datos experimentales y la respuesta del modelo actualizado en cada iteración.

De manera iterativa se van ajustando los valores de resistividad de cada bloque hasta conseguir un error mínimo o alcanzar un nivel máximo de iteraciones o lograr una pequeña diferencia entre errores para iteraciones sucesivas.

El programa despliega una pseudosección de resistividades aparentes medidas, otra pseudosección de resistividades aparentes calculadas y la sección de resistividades producto del modelo inverso. La versión demo o semidemo del programa utiliza 3 iteraciones para generar el modelo, para el programa completo, con la llave física USB, se pueden realizar hasta 20 iteraciones.

Res2dinv trabaja con la pseudosección de resistividades como archivo de entrada, luego se genera un modelo en el cual la sección a invertir se discretiza en una serie de bloques distribuidos tanto en la dirección horizontal como en la vertical, luego se le asigna a cada bloque un valor de resistividad y se calcula su respuesta, la cual es comparada con los datos de entrada.

El programa utiliza una distribución fija de celdas y en cada iteración cambia los valores de resistividad solamente. La rutina de inversión está basada en el método de mínimos cuadrados con suavizado forzado (deGroot Hedlin y Constable, 1990b)

## 4.7. Inversión de Resistividades Aparentes

Debido a que se desea obtener un modelo de resistividades reales del subsuelo a partir de las pseudosecciones de resistividades aparentes medidas en campo se necesita utilizar un programa de inversión con el cual poder obtener las resistividades reales (Serrano Ontiveros, 2003).

Como se mencionó en el Capítulo III, la inversión geofísica busca encontrar un modelo que brinde una respuesta que sea similar a los valores de resistividad medidos. El modelo es una representación matemática idealizada de una sección de la tierra. El modelo tiene

un conjunto de parámetros que son las cantidades físicas que se desean estimar a partir de los datos medidos. La respuesta del modelo son los datos sintéticos que pueden ser calculados de las relaciones matemáticas que definen al modelo para un conjunto dado de parámetros del modelo. Todos los métodos de inversión tratan esencialmente de determinar un modelo del subsuelo cuya respuesta concuerde con los datos medidos en campo bajo ciertas restricciones (Loke, 2004)

Hoy en día existen diferentes técnicas de inversión (Ellis y Oldenburg, 1994; Loke 2003; Barker, 1991; DeGroot-Hedlin y Constable, 1990), entre las cuales una de las más utilizadas y eficaces que puede ser implementada es el método de Inversión de Mínimos Cuadrados con Suavizado Restringido (Smoothness-constrained least-squares method).

La técnica de Suavizado Restringido (Ellis y Oldenburg, 1994) es el método de inversión más óptimo para el análisis de problemas en donde se tengan variaciones graduales de resistividad en el terreno, como por ejemplo en filtraciones de agua (Serrano Ontiveros, 2003). Además este método presenta la gran ventaja de que no requiere de un modelo inicial, a partir del cual empieza el proceso iterativo y se basa en el método por mínimos cuadrados convencional Gauss-Newton least-squares method (DeGroot-Hedlin y Constable, 1990).

El método de Mínimos cuadrados con Suavizado restringido (DeGroot-Hedlin y Constable, 1990) intenta minimizar el cuadrado de los cambios (norma L2) en los valores de resistividad del modelo. Esto producirá un modelo con una variación suave en sus valores de resistividad. Otra ventaja de este método es que el factor de amortiguamiento y filtros de rugosidad pueden ser ajustados para adaptar diferentes tipos de datos (Loke, 2004)

La inversión por Suavizado Restringido fue implementada para generar los modelos geoelectricos de este proyecto con el programa RES2DINV versión 3.59.

Res2dinv, es un programa computacional que permite determinar modelos resistivos 2D para un set de datos de medición eléctrica del subsuelo. Posee subrutinas de modelado avanzado, usadas para calcular los valores de resistividad aparente y la aplicación de los métodos de diferencias finitas (en el caso que se considere la topografía en la inversión) y mínimos cuadrados para el modelamiento de las pseudosecciones.

La rutina de inversión del programa está basada en el método de mínimos cuadrados con restricción de suavizado. Una de las ventajas de este método es el factor de amortiguación (damping) y el filtro de achatamiento pueden ser ajustados a diferentes tipos de datos. El modelo 2D usado en este programa divide al subsuelo en número de bloques rectangulares y homogéneos. Luego se determina la resistividad de los bloques, producto de la pseudosecciones de resistividades medidas y las aparentes (Mamani, 2016)

El proceso de inversión puede hacerse mediante dos métodos para el cálculo de las resistividades aparentes. Uno utilizando elementos finitos, el cual es recomendable para el caso de tener variaciones topográficas, y otro mediante diferencias finitas. RES2DINV permite elegir de manera sencilla parámetros que controlan el proceso de inversión. La elección de cada parámetro constituye un condicionamiento para poder obtener un único modelo de inversión (Ravelo, 2007).

El proceso de funcionamiento básico del programa RES2DINV ver 3.59 es el siguiente:

- Verificar los datos de campo. El programa permite visualizar las medidas o puntos de resistividades obtenidas a fin de poder eliminar posibles valores erróneos que son

los puntos o picos altos, se distinguen por presentar valores muy diferenciados al de los puntos adyacentes (Figura 4.9), incluso con tendencias diferentes respecto a otros niveles de profundidad.

En RES2DINV la eliminación de los datos erróneos, se hace con [File → Read data file](#) , y después, [Edit → Exterminate bad datum points](#)

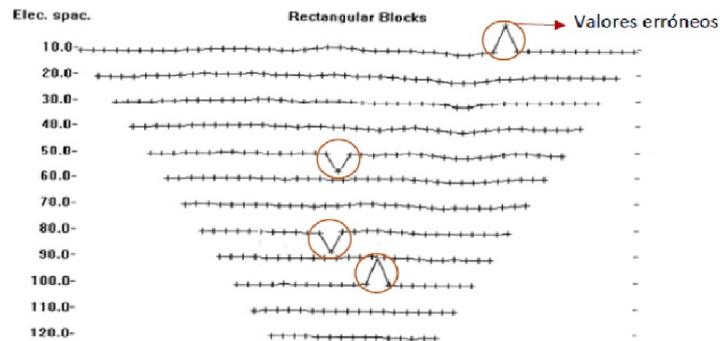


Figura 4.9: Detección de puntos atípicos en las medidas de campo. (Serrano, 2003)

– **Inversión** Se empieza por leer un fichero \*.dat convertido por ejemplo con RES2DINV, usando [File → Read data file](#). Los datos se pueden revisar con [Edit](#) para eliminar puntos con malos datos, editar los datos o cambiar el tipo de letra. Luego se va a [Inversion](#), que ofrece numerosas opciones, la primera de las cuales es [Least-squares inversion](#), que calcula el modelo inverso y dibuja las 3 secciones mostradas en la figura:

- \* Pseudo-sección de resistividades aparentes medidas.
- \* Pseudo-sección de resistividades aparentes calculadas.
- \* Sección con el modelo inverso de resistividades.

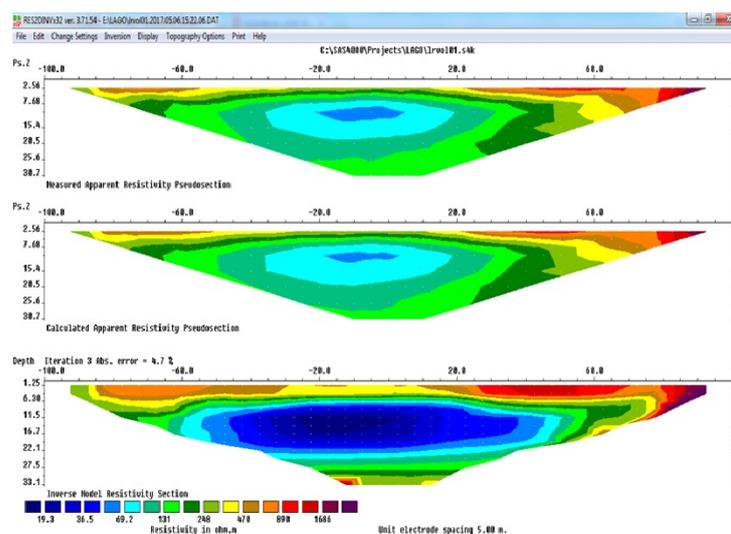


Figura 4.10: Inversión de la tomografía Wenner, a) Resistividades aparentes b) Resistividades aparentes calculadas c) Resistividades reales o modelo invertido

La resistividad aparente medida depende de la resistividad real por la que han pasado las líneas de corriente, que en cada línea es variable, pues depende de las capas atravesadas y sus resistividades, las cuales además pueden incluir variaciones laterales.

De lo que se trata entonces es de encontrar una distribución de resistividades en el subsuelo, tal que si adquiriéramos una tomografía de la resistividad eléctrica en ella, obtendríamos la pseudo-sección de resistividades aparentes medidas en nuestro perfil. En eso consiste el proceso de inversión.

Para efectuarla, la utilidad parte de la pseudo-sección de resistividades aparentes medidas, y sobre ella construye un modelo de resistividades. Asumiendo que las resistividades del modelo son reales, calcula sobre ellas la pseudo-sección de resistividades aparentes calculadas. Esta es la segunda sección de las que aparecen en la figura anterior, mientras que la tercera es el modelo de resistividades supuestamente reales, es decir, el modelo inverso de resistividades.

A continuación, el programa compara las dos secciones de resistividades aparentes, la medida y la calculada, cuantifica las diferencias entre ambas como una media cuadrática (root mean square o RMS) y la muestra como un porcentaje de error.

Si ese porcentaje es mayor que el establecido en [Change Settings → INVERSION PROGRESS RMS Convergence limite](#), vuelve a repetir el proceso: refina el modelo previo, calcula su distribución de resistividades aparentes y la compara de nuevo con las medidas. Es decir, realiza los cálculos en una nueva iteración, y así hasta que el % de error es menor que el asignado por el usuario. Además, cada vez compara el porcentaje de error con el de la iteración previa.

Si la diferencia es mayor que la que consideramos suficiente en [Change Settings → INVERSION PROGRESS RMS Convergence limite](#), también procede a una nueva iteración. Si no, un mensaje avisa que se ha alcanzado el límite establecido.

La fiabilidad de un modelo inverso depende del % de error, y puede chequearse también comparando las dos secciones de  $\rho_a$ . En el caso de la figura anterior, las dos secciones son muy parecidas, y eso se refleja en un error(4.7 %).

Sin embargo, hay veces en que el error es mucho mayor. Errores del 10 al 30 % son muy frecuentes, y pueden llegar hasta el 60 % o más, e incluso superar el 100 %. En estos casos el modelo inverso es poco fiable, y hacer una interpretación puede ser arriesgado si no se dispone de información adicional, como perfiles sísmicos o de georadar, o bien de sondeos mecánicos.

También hay que chequear la posible existencia de puntos de datos malos, por problemas de contacto de los electrodos, y eliminarlos. Eliminarlos suele reducir drásticamente el error. Una vez hecho eso, puede jugarse con las opciones de inversión, que pueden cambiarse con la rutinas de los menús [Change Settings](#) e [Inversion](#) Pero siempre hay que volver a [Inversion → Least-squares inversion](#) para que el programa recalculé el nuevo modelo.

[Change Settings](#) permite establecer el número de iteraciones que el programa lleva a cabo durante el proceso de inversión con [INVERSION PROGRESS Number of iterations](#). También permite seleccionar contornos lineares o logarítmicos con [DATA/DISPLAY SELECTION Options for contour interval](#), y ofrece además opciones de refinamiento de la malla: [MESH PARAMETERS](#). Asimismo permite aplicar mayor refinamiento en la horizontal o la vertical, con [INVERSION DAMPING PARAMETERS Vertical/Horizontal](#)

[flatness filter ratio](#). Esto último es útil cuando se pretende una mejor definición de los posibles contactos horizontales o verticales. Los parámetros de inversión pueden guardarse en un fichero y recuperarse para su uso, con [Change Settings → Save/Read inversión parameters](#).

Una vez calculado el modelo inverso de resistividades se va a [Display → Show inversion results](#) y en la nueva ventana [Display sections → Display data and model sections](#) dibuja de nuevo las secciones.

Esta ventana ofrece nuevas opciones en [Change display settings](#). Entre ellas, cambiar las escalas horizontal y vertical, representar la conductividad en lugar de la resistividad, dibujar en blanco y negro o color, cambiar el tipo de letra o proyectar 1, 2 o las 3 secciones.

Las rutinas de inversión operan de forma iterativa, y no tienen una solución única. Por eso, los programas que las llevan a cabo ofrecen varias opciones, entre ellas el número de iteraciones. Pero hay otras que el operador debe elegir en función del problema, o bien por prueba y error.

La opción de suavizado de los contornos es la más empleada, pues da una buena representación de los cambios progresivos de la resistividad, típicos de penachos contaminantes. Pero cuando se trata de bloques perfectamente delimitados por superficies horizontales y verticales, como algunos cuerpos ígneos o fallas, la opción [INVERSION METHODS Select robust inversión](#) es la más adecuada.

## 4.8. Inversión de los datos de tomografía eléctrica

Los datos adquiridos se organizaron en el formato requerido por el software de inversión RES2DINV, independientemente el arreglo de electrodos utilizado los datos deben guardarse en un documento con extensión (.dat), esta estructura se nombra a continuación:

Fila 1 Nombre

Fila 2 Espaciamiento mínimo entre los dos electrodos

Fila 3 Número 1,2,3,6,7 y 8 corresponde al arreglo utilizado Wenner, polo polo, dipolo dipolo, polo dipolo, schlumberger.

Fila 4 Número total de puntos que contiene el dato

Fila 5 Tipo de posición X del punto, se coloca O si se da la posición del primer electrodo del arreglo. Se coloca 1 si se da la posición del punto medio del arreglo.

Fila 6 Etiqueta para designar los datos de IP( se coloca 0 si solo existen datos de resistividad aparente)

Fila 7 Si es arreglo dip-dip son 4 columnas: la primera es posición x: la segunda es la abertura a entre el dipolo, la tercera el nivel n y la cuarta el valor de la resistividad.

Si el arreglo es Wenner son tres columnas: la primera es posición x, la segunda es la abertura a del arreglo y la tercera el valor de la resistividad.

Después de la última línea con los valores de resistividad se colocan 6 ceros consecutivos

En caso de tener topografía, estos datos se agregan después de la última línea con información de la resistividad y no se colocan los 6 ceros sino hasta haber incluido dentro de los datos los valores de topografía, el orden en el que se almacenan los datos se explica a continuación: Última línea con información de resistividad, supongamos que es la línea N.

Fila N+1 Etiqueta, se coloca 2 si se tienen datos topográficos sino se coloca 0

Fila N+2 Esta línea corresponde al número entero K del total de datos topográficos adquiridos

Fila N+3 son dos valores el primero es la posición X respecto del primer electrodo y el segundo es el valor de la altura en ese punto. Así se ordenan todos los valores de la en las próximas K líneas.

Luego de la última línea fila con información topográfica se coloca una fila con un número entero, que corresponde a la posición en los datos topográficos del primer electrodo, finalmente se agregan los ceros

En este estudio se generaron cinco archivos de datos correspondientes a cada uno de los perfiles eléctricos desarrollados en la zona, adquiridos con el dispositivo Wenner con topografía del lugar. Una muestra de ellos se presenta a continuación:

## DATOS DE RESISTIVIDAD LAGO PERFIL VOLCAN 1

PERFIL VOLCAN 1 → Nombre del Perfil

5.0 → Espaciamiento

1 → Tipo de Arreglo

190 → Número total de puntos

0 → Posición del primer electrodo

0

-100.00\_60.00\_148.172803 → Datos

-95.00\_60.00\_154.179181

-90.00\_60.00\_152.309866

-85.00\_60.00\_155.048685 → Datos

-80.00\_60.00\_149.676119

-100.00\_50.00\_128.908456

.

.

.

-95.00\_50.00\_130.167127 → Datos

-90.00\_50.00\_129.873673 → Datos

-85.00\_50.00\_36.230134

-80.00\_50.00\_128.458186

-75.00\_50.00\_137.884041

-70.00\_50.00\_154.452297

.

.

.

-65.00\_50.00\_160.617264 → Datos

-60.00\_50.00\_161.234563 → Datos

-55.00\_50.00\_165.273491

-50.00\_50.00\_170.948358

-100.00\_40.00\_129.316363

2

7

0\_768 → Topografía

34\_758

60\_570

100\_750 → Topografía

125\_750

150\_760

200\_770 → Topografía

0

0

0

# Capítulo 5

## Análisis de Datos

En este capítulo se muestran los modelos de resistividades y resultados finales generados a partir del proceso de inversión realizado para todos los datos de resistividad eléctrica obtenidos en campo. Debido a que se generaron un total de cinco líneas de TRE, se describen 5 perfiles geoelectricos correspondientes a cada una de las líneas de estudio de acuerdo a la distribución en el valle y el volcán(ver figura 4.3 y 4.4), los cuales muestran la distribución de la resistividad eléctrica en el subsuelo.

### 5.1. Pseudosección y Resistividad 2D

A continuación se hace una breve descripción sobre los conceptos de pseudosección y modelo de resistividades.

La resistividad de un modelo 2D asume que ésta varía en ambas direcciones, vertical y horizontalmente a lo largo de la línea de estudio, pero es constante en la dirección perpendicular a la línea mencionada. Los valores de resistividad aparente observados en campo son comúnmente representados en forma de imágenes usando pseudosecciones que proporcionan una imagen de la distribución de resistividades aproximada.(Aizebeokhai, 2010)

La forma y contornos de resistividad de estas imágenes dependen del tipo de arreglo (Wenner para esta investigación) así como de la distribución de la resistividad real en el subsuelo.

Para las pseudosecciones se realiza el posicionamiento de cada medición de resistividad aparente en una sección vertical en el punto justo debajo del centro de los cuatro electrodos de medición y a una profundidad equivalente a la profundidad media de investigación del arreglo (Edwards, 1977). Los datos son acomodados en un perfil para formar la pseudosección que refleje cualitativamente la variación espacial de la resistividad aparente en una sección transversal (Barker y Moore, 1998).

Finalmente se obtienen los modelo de resistividades reales,todos los modelos de inversión en esencia tratan de determinar un modelo para el subsuelo cuya respuesta concuerde con los datos medidos sujetos a ciertas restricciones.

En el método basado en celdas usado en el programa RES2DINV, los parámetros del modelo son los valores de resistividad de las celdas del modelo, mientras que la respuesta del modelo son los valores de las mediciones de resistividad aparente.

La conexión matemática entre los parámetros del modelo y la respuesta del modelo 2D está dada en este caso por el método de elemento finito (Loke, 2004).

En los siguientes apartados se muestran los modelos de resistividades resultantes de cada una de las líneas de Tomografía Eléctrica obtenidas, realizando primero una breve descripción de los datos básicos de ingreso que describen a cada una de las líneas; posteriormente se muestran los modelos finales de inversión de resistividades reales (Figuras 5.1, 5.2, 5.3, 5.4 y 5.5) obtenidos con el programa RES2DINV.

La interpretación de las secciones geoléctricas se realizó en términos de los rangos de resistividades asociando dichos rangos con materiales con diversas características.

## 5.2. Resultados del Modelado 2D

Los resultados y observaciones correspondientes a cada uno de los perfiles se presentan a continuación:

- Descripción Perfil 1

En la figura 5.1 se muestra la sección geológica obtenida para el Perfil N°1, se ubica en dirección Norte-Sur del volcán denominado el Estadio, este perfil cuenta con una longitud total de 200 m con un espaciamiento inicial entre electrodos de 5 m y el número total de electrodos utilizados fue de 41. obteniendo un valor mínimo de resistividad es de 16.67  $\Omega m$  y el máximo de 3,873.80  $\Omega m$  realizando siete iteraciones con la finalidad de disminuir el error medio cuadrático(RMS) a 2,8 %.

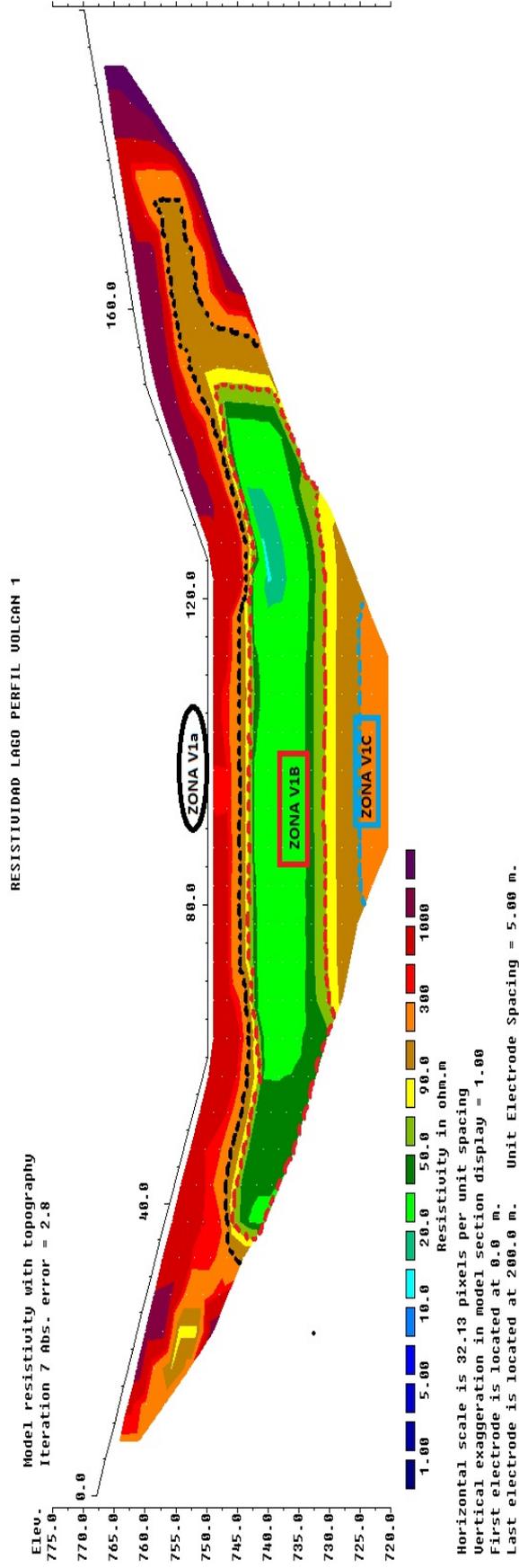


Figura 5.1: Sección de resistividad obtenida tras la inversión

- Descripción Perfil 2

En la figura 5.2 se muestra la sección geológica obtenida para el Perfil N°2, se ubica en dirección Este-Oeste del volcán denominado el Estadio, este perfil cuenta con una longitud total de 200 m siendo perpendicular al perfil N°1, con un espaciamiento inicial entre electrodos de 5 m y el número total de electrodos utilizados fue de 41.

Los valores de resistividad variaron de 4.11 a 8,200.80  $\Omega m$ , se realizaron 9 iteraciones y se obtuvo un error RMS de 5,3 %.

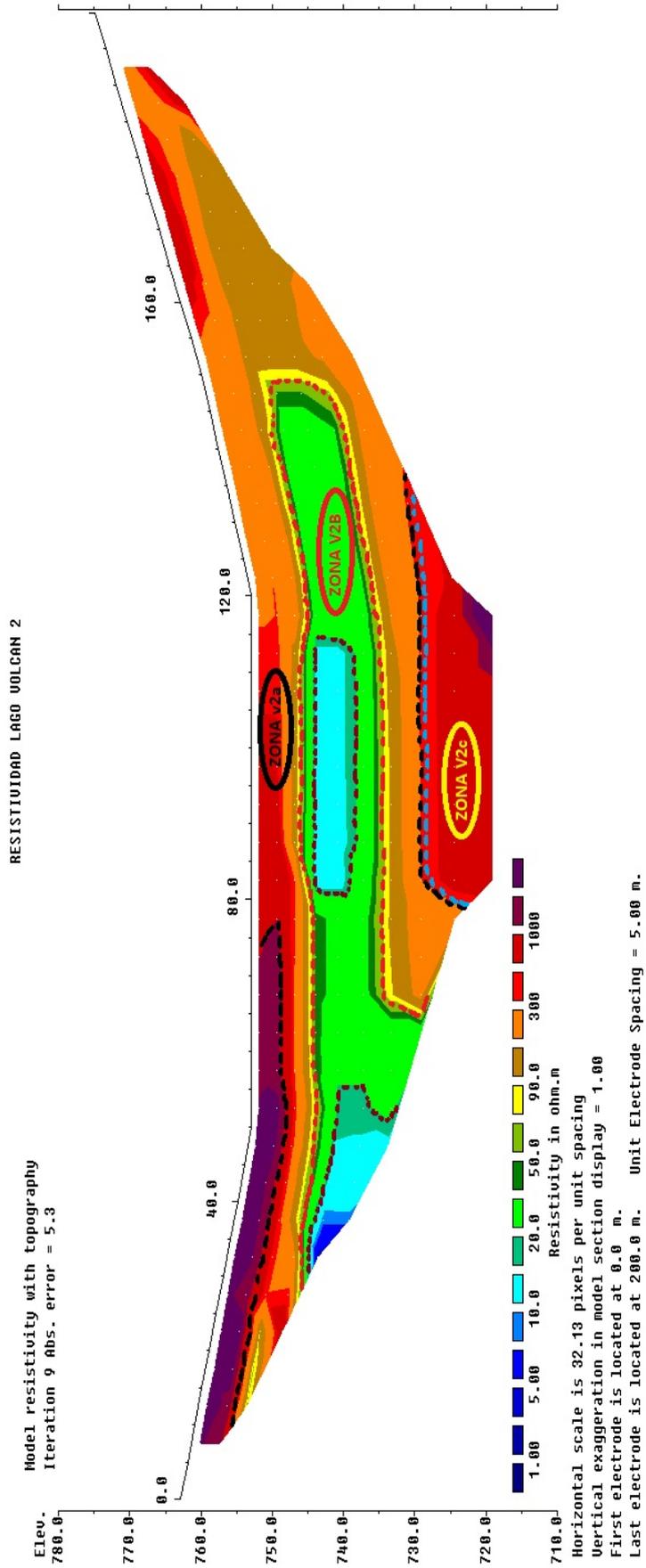


Figura 5.2: Sección de resistividad obtenida tras la inversión

- Descripción Perfil 3

A partir de la Imagen Geométrica obtenida mediante la tomografía y los datos observados en el campo se pudo realizar el perfil N°3 (imagen 5.3) donde el valor mínimo de resistividad es de 2.35  $\Omega m$  y el máximo de 2497.20  $\Omega m$  realizándose 7 iteraciones y se obtuvo un error RMS de 3,6 %.

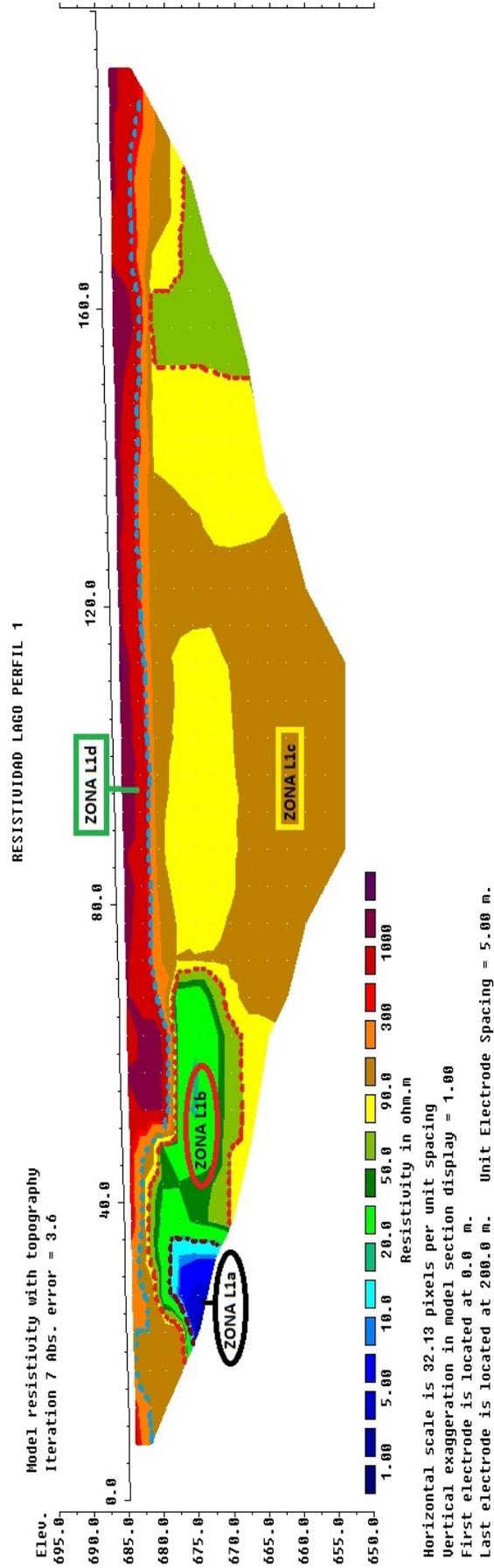


Figura 5.3: Sección de resistividad obtenida tras la inversión

- Descripción Perfil 4

En la figura 5.4 se muestra la sección geológica obtenida para el Perfil N°4, perfil ubicado en la misma dirección del Perfil N°3 entre medio del volcán denominado el Estadio y el volcán denominado Babilonia, este perfil cuenta con una longitud total de 200 m con un espaciamiento electrónico de 5 metros con un número total de electrodos utilizados de 41. Obteniendo valor mínimo de resistividad de 48.94 y un valor máximo de resistividad de 1138.90, dando lugar a 7 iteraciones con un error medio cuadrático(RMS) bastante bajo de 2,9%, representando una elevada calidad de los datos y un acercamiento bastante aproximado al modelo.

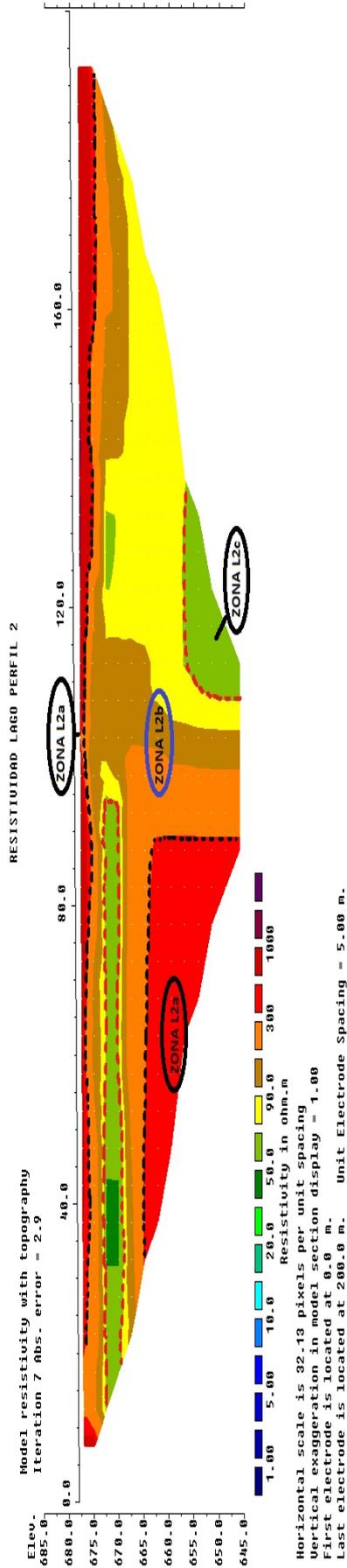


Figura 5.4: Sección de resistividad obtenida tras la inversión

■ Perfil 5

En la figura 5.5 se muestra la sección geológica obtenida para el Perfil N°5, perfil ubicado a unos metros del Perfil N°4, muy cercano a la carretera que conduce hacia Peña Blanca, este perfil cuenta con una longitud total de 200 m utilizándose 41 electrodos con un espaciamiento eléctrico de 5 metros, logrando una profundidad de 35 metros. Obteniendo valor mínimo de resistividad de 326.40 y un valor máximo de resistividad de 3196.40, dando lugar a 5 iteraciones con un error medio cuadrático(RMS) bastante bajo de 7,1 %.

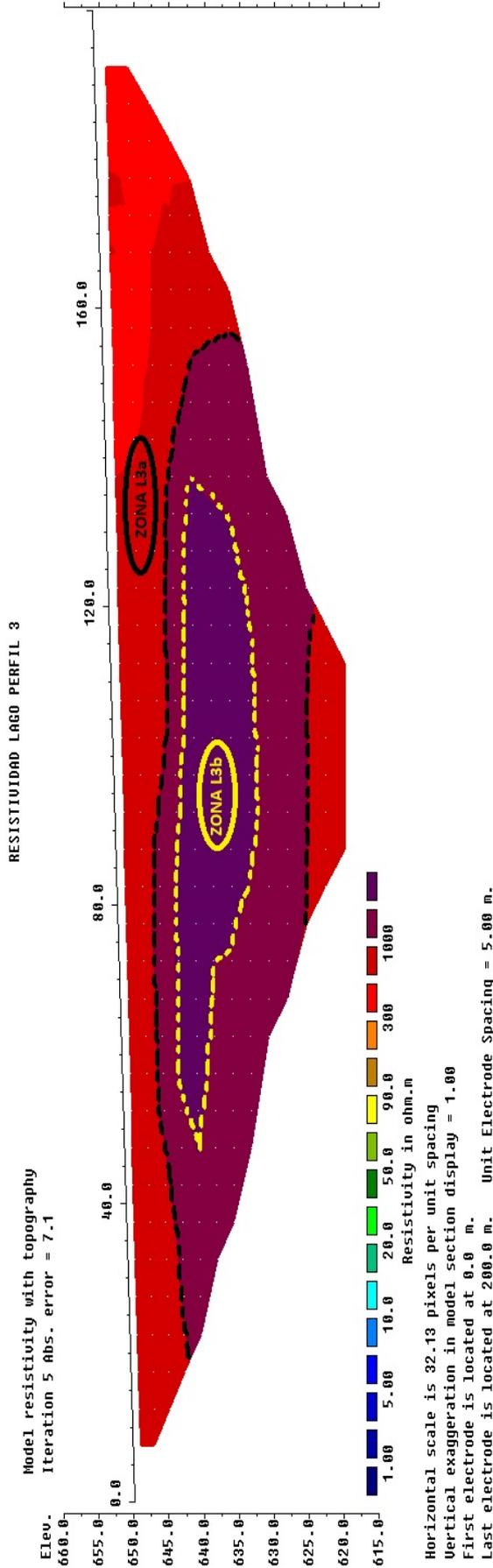


Figura 5.5: Sección de resistividad obtenida tras la inversión

### 5.3. Análisis de Perfiles

- Perfil 1

Su rango total de resistividades varia de  $5 \Omega m$  a  $1000 \Omega m$ . En este perfil se considero la corrección topográfica tratando de dar al perfil la altura correspondiente al cono del volcán, se pueden observar tres zonas geoléctricas demarcadas con el óvalo negro (zona V1a), cuadrado rojo (zona V1b) y un cuadrado azul (zona V1c). La zona V1a representa una primera capa geoelectrica de resistividades medias con un rango que va de aproximadamente  $300$  a  $1000 \Omega m$ , los valores de resistividad aparente son asignables a material aluvial poco consolidado superficialmente formada por arenas, gravas, limos, aluvión los cuales se observan a lo largo de todo el perfil y alcanzando una profundidad de 20 metros que varía entre 745- 765 msnm.

Dentro de esa misma zona (V1a) en la parte derecha del perfil 1 a unos 130 metros de longitud se observa una porción (tonalidad morada) de tamaño y forma irregular, con valores relativamente elevados de la resistividad mayores  $1000 \Omega m$  asociados a posible material de caliza compacta, según la tabla 3.2 de la distribución de resistividades.

Por debajo de esta capa aparece una zona V1b de gran extensión comprendida entre el fiducial 35 - 145 metros, que se manifiesta como una anomalía de baja resistividad que alcanza valores entre  $(20-70) \Omega m$  constituyendo la mayor parte del perfil, los valores de resistividad se asocian a varios materiales que pueden ser arcillas secas, arenas, cenizas pulverizada y esquisto alcanzando una profundidad de 15 metros que varían entre 730-745 ms. n. m, mostrando una profundidad superior en algunos tramos de la zona.

Inmerso en esta capa entre los 120-125 metros de longitud se puede apreciar una zona freática la cual se encuentra a una escasa profundidad de 10 metros con un espesor mínimo indicando una cantidad volumétrica de agua muy baja.

Subyacente a estos materiales se puede apreciar una capa (zona V1c) de valores de resistividad  $(90-300) \Omega m$  con un espesor de unos 10 metros, interpretada como una posible roca que se han ido formando por la compactación de los sedimentos que a través del tiempo se han ido acumulando.

Capa	Resistividad ( $\Omega m$ )	Espesor (m)	Descripción
Zona V1a	300 a 1000	5 a 20	Material aluvial poco consolidado superficialmente formada por arenas, gravas, limos, aluvión, gabro
Zona V1b	20 a 70	12.5 a 15	Material de baja resistividad. Suelo compuesto probablemente de arcillas, arenas, agua subterránea y gravas saturadas.
Zona V1c	90 a 300	10	Material de mediana resistividad. Compuesto probablemente roca y/o bloques de roca muy fracturada.

Tabla 5.1: Resultados de resistividades del perfil 1

- Perfil 2

Perfil que presenta cuerpos(zonas) geométricas con características muy similares al perfil  $N^{\circ}1$

Similarmente al perfil 1 se tomo en cuenta la corrección topográfica con la variación del extremo izquierdo muestra un desnivel respecto al extremo derecho del perfil(ver figura 5.2), debido a una abertura de calle en el cono del volcán.

Este perfil está representado en la parte superior por la zona V2a cuyos valores de resistividad que fluctúan entre  $(90-600)\Omega m$ , cuyos materiales estarían siendo asociados a sedimento compuesto de arenas, limos, gravas saturadas los cuales se observan a lo largo de todo el perfil, alcanzando profundidades que de 750 a 770 ms. n. m con un espesor de 10 metros.

Dentro de esa misma capa en la parte superior izquierda podemos distinguir una franja de aproximadamente 67.5 metros de longitud presentando un comportamiento eléctrico muy homogéneo y resistivo (colores morados) , con valores superiores a los  $1000 \Omega m$  asociado a la materiales de roca compacta y gabro.

Subyacente a estos materiales puede observarse una capa(zona V2b) cuya resistividad se encuentra de  $(5-60)\Omega m$  asociados a margas humedas, arcillas, arcillas humeda, agua subterránea los cuales su pueden apreciar en el perfil  $N^{\circ}2$ (figura 5.2) alcanzando profundidades de los 745 a 735 m.s.n.m.

Dentro de esta zona(tonalidad verdoso) se aprecia dos sectores de baja resistividad que se asocia con material rocoso de un alto contenido de agua(tonalidad azulados), un sector con un espesor aproximado de 5 metros encontrándose en el centro del perfil entre los 80 a 115 metros de longitud y una profundidad de 10 metros de la superficie del perfil hasta dicha roca y el otro con un espesor de aproximado de 10 metros encontrándose en la parte izquierda del perfil entre los 30 a 55 metros de longitud a una profundidad de 15 metros de la superficie del perfil.

En la parte inferior del perfil se puede apreciar la zona V2c con valores elevados de resistividad, que oscilan entre los  $300 \Omega m$  hasta los  $1000 \Omega m$  con un espesor de 15 metros asociado una roca compuesta de arcilla compacta.

Capa	Resistividad ( $\Omega m$ )	Espesor (m)	Descripción
Zona V2a	90 a 600	10	Materiales asociados a sedimento compuesto de arenas, arenisca, limos y gravas saturadas
Zona V2b	5 a 60	10 a 12.5	Materiales de baja resistividad, materiales asociados a margas humedas, arcillas, arcilla humeda y agua subterránea.
Zona V2c	300 a 1000	10 a 12.5	Material de alta resistividad. Compuesto de arcilla compacta probablemente roca y/o bloques de roca muy fracturada.

Tabla 5.2: Resultados de resistividades del perfil 2

- Perfil 3

Perfil en el cual los materiales no presentan una geometría de capas horizontales, pero si presenta un amplio rango de los valores de resistividad, rango que ha permitido subdividir en cinco zonas diferenciadas conforme a sus valores de resistividad y a sus tonalidades. Cada zona tiene una característica física distinta que le confiere una resistividad determinada.

Los cinco Sectores anteriormente citados presentan el siguiente rango de resistividad:

Zona L1a(Óvalo Negro), de resistividad baja entre  $1 \Omega m$  a  $15 \Omega m$

Zona L1b(Óvalo Rojo), de resistividad entre  $15 \Omega m$  a  $70 \Omega m$

Zona L1c(Rectángulo Amarillo), de resistividad entre  $90 \Omega m$  a  $300 \Omega m$

Zona L1d(Rectángulo Verde), de resistividad alta superior a  $300 \Omega m$

La correlación geofísica con los datos obtenidos y las observaciones corresponden:

Zona L1a, zona freática(material con alto contenido de agua) producto de toda la infiltración de agua lluvia desde la superficie y la concentración de sales, esta zona se encuentra ubicada en la parte izquierda de la línea de estudio aproximadamente a unos 20 metros en la dirección horizontal y una profundidad aproximada de 12.5 metros.

Zona L1b, presenta valores de resistividad entre  $15 \Omega m$  a  $70 \Omega m$  ; con un espesor de capa que varía de 10 a 13 metros a lo largo de la línea estudiada entre los 20 a 70 metros horizontalmente, y un segundo cuerpo en forma de bloque que se encuentra de 150 a 180 metros con respecto al primer electrodo. Esta capa con tonalidades verdosa en forma de bloques esta siendo asociada e interpretada como material limos, arcilla seca y aluvión.

Zona L1c, estos materiales con las mismas características se observan prácticamente a lo largo de todo el perfil tanto en extensión como en espesor constituyendo la mayor parte del material de la pseudosección ,esta capa tiene un espesor variable desde (25-27.5m ) existiendo zonas donde el espesor es prácticamente cero, se deben a la presencia de bloques de diferentes tamaños que afloran a la superficie.

Estos cuerpos alcanzan profundidades que van desde (655-680) m, y en algunos intervalos pueden ser inferiores, como se observa en el intervalo entre los 165 - 185 metros. Estos materiales están representados por fragmentos de rocas originarias formando bloques de diferentes tamaños de arcillas y gravas saturadas.

Inmersa en esta zona se observa unidades con tonalidades amarillas alcanzando profundidades que varían entre (15-20) m, y en algunos intervalos pueden ser superiores, siendo estos valores asociados a limos, arcilla húmeda y margas

Por encima de estos materiales en la parte superficial del perfil se observa una cadena de máximos de resistividad, que aparecen prácticamente en todo el perfil(zona L1d), estos máximos pueden alcanzar valores mayores a los  $1000 \Omega m$ , estos valores muestran la presencia de cuerpos de posibles gabros de dureza variable, de calizas compactas y fracturadas siendo las zonas de mayor dureza aquellas donde se presentan los máximos.

Es de destacar que estos cuerpos se ven separados por zonas donde existen mínimos locales de resistividad y los mismos corresponden con zonas de espesor variable de

rocas fisuradas y trituradas, que constituyen zonas de inestabilidad.

Capa	Resistividad ( $\Omega m$ )	Espesor (m)	Descripción
Zona L1a	1 a 15	5 a 7.5	Material con un alto contenido de agua(Zona freática) producto de la infiltración de agua
Zona L1b	15 a 70	10 a 13	Materiales de baja resistividad, materiales asociados a limos, arcilla seca y aluvi3n .
Zona L1c	90 a 300	25 a 27.5	Material compuesto de arcillas,limos y gravas saturadas.
Zona L1d	> 300	3 a 5	Material de alta resistividad. Cuerpos compuestos de posibles gabros, de calizas compactas y/o bloques de roca muy fracturada

Tabla 5.3: Resultados de resistividades del perfil 3

■ Perfil 4

Los materiales analizados en este perfil no presentan una tendencia de relleno subhorizontal y con una relativa discontinuidad lateral lo cual es indicativo de materiales que indican una inestabilidad, presentandose agrupados en cinco tipo de materiales. La zona L2a(Óvalo Negro) se encuentra seccionada en dos unidades,una en la parte superficial del perfil con un espesor de capa menor a 5 metros cuyos valores de resistividad son mayores de los 300  $\Omega m$ ( color rojizo),que según la tabla 3.2 y por encontrarse en la superficie del perfil estos valores de resistividad podrían relacionarse con aluvi3n.

La segunda unidad de la zona L2a(Óvalo Negro),capa que se encuentra en la parte inferior del perfil mostrando una estructura semejante a la forma de un triángulo con un espesor variable entre los 15-17 metros, su resistividad va de los los 300 $\Omega m$  a los 1000 $\Omega m$  (color rojizo) que se puede asociar con calizas compactas que van inclinando su recorrido de la parte izquierda hasta el centro del perfil, el cual podría corresponder a una masa de materiales los cuales se han ido compactando.

La pseudosección de este perfil se encuentra un tanto distorsionado debido a la presencia de una anomalía verticalizada con un valor resistivo muy bajo en la parte central del perfil a una distancia de 90 m ,cuya resistividad oscila entre 20  $\Omega m$  a los 300  $\Omega m$ .

Por debajo de la zona L2a se encuentra material correspondientes a la zona L2b(Óvalo Azul) con tonalidades que van de anaranjado a color café, esta capa presenta un desarrollo irregular en extensión y espesores ya que dentro de ella se encuentran inmersas otra capas, su valor de resitividad aproximadamente varía 90  $\Omega m$  a los 300  $\Omega m$  que podrían relacionarse con margas y gravas saturadas.

Estos dep3sitos son más abundantes(con espesores cercanos a los 12.5 m) hacia la parte central del perfil ubicado a una distancia de 100 metros y van disminuyendo de espesor hacia la parte izquierda del mismo, estos materiales son prominentes a lo largo de la profundidad del perfil.

Al interior de la unidad L2b se pueden apreciar valores de resitividad relativamente bajos que oscilan entre los 20  $\Omega m$  a los 70  $\Omega m$ , valores correspondientes a las denominadas zonas L2c(Óvalo Negro). Estos valores de resistividad están directamente

relacionados con arcillas y margas

En la parte izquierda del perfil dentro de la zona L2c , a una distancia de 40 m y una profundidad de 7 ó 8 m se observa una anomalía con forma rectangular de baja resistividad, dicha anomalía se encuentra inmersa dentro del material cuya resistividad varia entre los 20  $\Omega m$  a 50  $\Omega m$ (color verdoso) lo cual podría corresponder a arcilla humeda.

En la parte superior de la zona L2a se pueden distinguir una capa con estructura similar a esta, capa donde se puede observar un material con valores de resistividad menores a los 300  $\Omega m$  ( color anaranjado) que correspondería a una capa atribuible de caliza blanda que va inclinando su tendencia de la parte central hacia la izquierda del perfil teniendo un espesor de aproximadamente 25 metros,esta unidad también se hace notoria en la parte superior del perfil por debajo de la zona L2a con un espesor muy delgado tendiendo casi a cero.

En términos generales, en la zona cercana a la superficie estas rocas se observan como fragmentos sueltos de las rocas originarias y otros productos residuales de descomposición de las mismas,estas capas corresponden a materiales rocosos de la zona de estudio, es decir una alternancia de tramos de arcillas , calizas y margas.

Capa	Resistividad ( $\Omega m$ )	Espesor (m)	Descripción
Zona L2a	300 a 1000	15 a 17.5	Material de alta resistividad,material asociado a calizas compactas
Zona L2b	90 a 300	12.5 a 27.5	Materiales de mediana resistividad, materiales asociados a margas,arcillas y gravas saturadas
Zona L2c	20 a 50	10 a 12.5	Material de baja resistividad que podría corresponder a arcillas humedas.

Tabla 5.4: Resultados de resistividades del perfil 4

- Perfil 5

Los materiales que son analizados en este perfil presentan una tendencia de relleno horizontal y con una continuidad lateral. Se presentan agrupados en dos capas diferenciadas.

En la parte superior del perfil zona L3a se pueden apreciar materiales que se han ido asentado conforme avanza el tiempo,los cuales constituyen un elevado porcentaje de los materiales de todo el perfil, con características homogéneas a lo largo de toda la zona mostrando resistividades que van de los 300  $\Omega m$  a los 1000  $\Omega m$ (color rojizo) con un espesor de aproximadamente de 5 metros,aunque en el segmento comprendido entre el fiducial 155 y el 200 m, llega a profundizar hasta los 10-15 metros aproximadamente; lateralmente, son materiales que corresponden como tramos de calizas, calcerinitas y areniscas compactas.

Posteriormente se observa una segunda unidad geoelectrica(zona L3b) de resistividades altas mayores a 1000  $\Omega m$  con tonalidades moradas a una mayor profundidad justo por debajo de la capa superior; ésta comienza a una profundidad aproximada de 25 m y profundiza parcialmente hasta el final del perfil; en cuanto a su distribución lateral aparece debajo de los primero 20 metros de longitud horizontal del

perfil, hasta los 155 m de longitud; estos valores de resistividades pueden atribuirse a bloques de basalto y peridotitas cercanos a la superficie.

Capa	Resistividad ( $\Omega m$ )	Espesor (m)	Descripción
Zona L3a	300 a 1000	5 a 15	Materiales de alta resistividad, material asociados a calcerinitas y areniscas compactas
Zona L3b	> 1000	15 a 17.5	Materiales de alta resistividad, materiales asociados a bloques de basalto y peridotitas

Tabla 5.5: Resultados de resistividades del perfil 5

Relacionando la interpretación de cada uno de los perfiles eléctricos con el mapa de la composición geológica y resistiva de la zona del lago de Yojoa (figura 2.15), se pueden delimitar segmentos de las líneas eléctricas donde existen máximos consecutivos valores de resistividad.

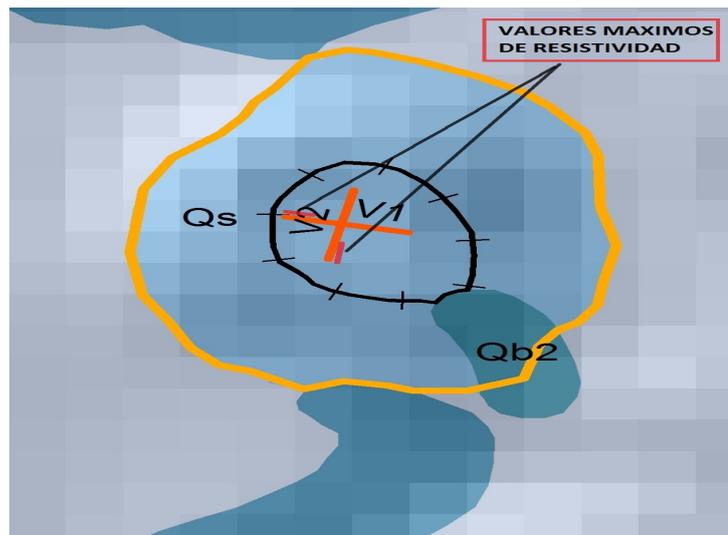


Figura 5.6: Las líneas de color naranja muestran los perfiles de resistividad eléctrica, los segmentos de color rojo representan los puntos de resistividad máxima de ese perfil

De la figura 5.6 es notable mencionar que el perfil eléctrico N° 2 (V2) realizado sobre el cráter del volcán muestra un valor máximo de resistividad de 8,200.80  $\Omega m$ , razón por la que es válido pensar que debajo de los 50 metros de profundidad alcanzada por el dispositivo electródico, según la tabla 3.2 exista material asociado a andesita basáltica e incluso granito alterado.

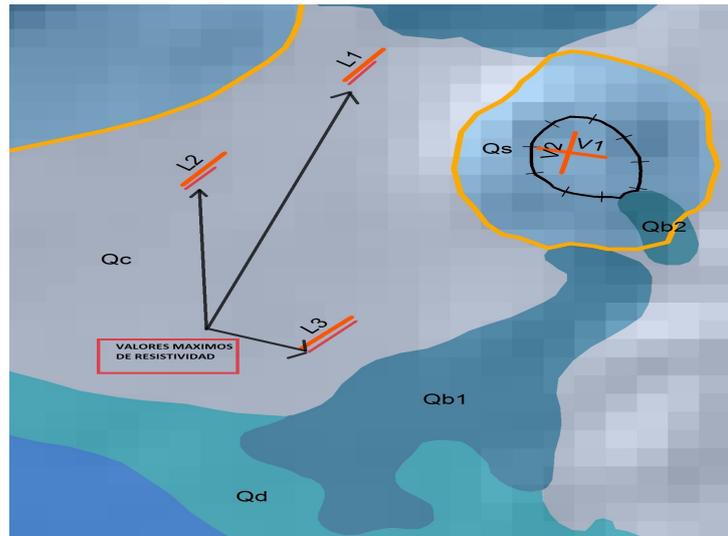


Figura 5.7: Las líneas de color naranja muestran los perfiles de resistividad eléctrica realizados sobre el Valle, los segmentos de color rojo representan los puntos de resistividad máxima de cada perfil

En la figura 5.7 se muestra los tres perfiles de resistividad desarrollados sobre el Valle que se encuentra ubicado entre los dos volcanes, el perfil L3 presenta un valor máximo de resistividad ( $3,196.40 \Omega m$ ) con relación a los otros dos perfiles, valor que según la geometría de la composición geológica de la zona de estudio estaría asociándose a Basalto de Olivino (Qb1) ilustrada en la figura 2.15.

De la observación realizada en el párrafo anterior se tendría a creer que la geometría de dicho material está más cercano al perfil L3 tal como lo sugiere la línea de color negro de la figura 5.8

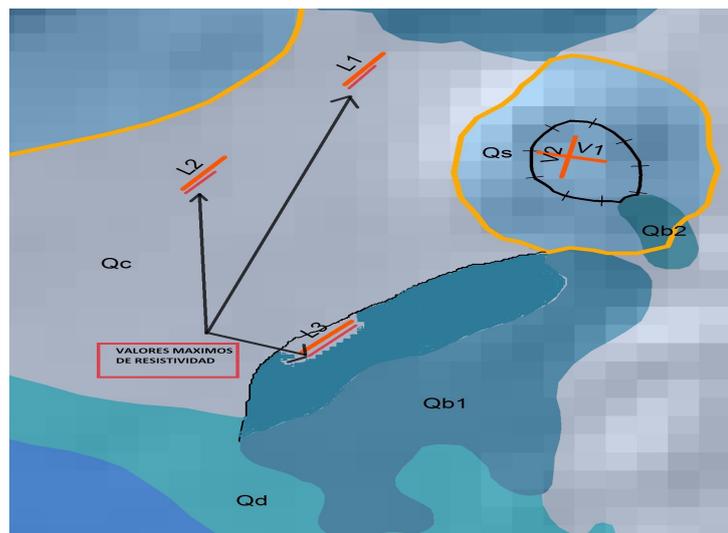


Figura 5.8: La región de color azul delimitada con una línea continua de color negro, representa la propuesta de la geometría del Basalto de Olivino (Qb1) que según su resistividad, el área de dicho material debería estar más cercano al perfil L3

# Capítulo 6

## Conclusiones y Recomendaciones

### 6.1. Conclusiones

El propósito primordial de este trabajo fue caracterizar el subsuelo en la zona de los volcanes en el Lago de Yojoa, en base a la medición de la resistividad eléctrica, para lograr esta meta se obtuvo el levantamiento de cinco perfiles eléctricos de 200 metros de longitud con un espaciado inicial entre los electrodos de 5 metros; dos de ellos se realizaron dentro del cráter del volcán y los tres perfiles eléctricos restantes se ejecutaron entre el valle que une el volcán denominado El Estadio con el Volcán Babilonia.

Obteniendo los siguientes resultados:

Perfil	Resistividad ( $\Omega m$ )	
	Valor Mínimo	Valor Máximo
1	16.67	3873.80
2	4.11	8200.80
3	2.35	2497.20
4	48.94	1138.90
5	326.40	3196.40

Tabla 6.1: Resultados de resistividades

Basados en los valores de resistividades eléctricas de cada uno de los perfiles medidos en campo se concluye que:

- En el perfil número 1 y 2, perfiles realizados sobre el cráter del Volcán “El Estadio” se puede observar que presentan características y resistividades similares. En el perfil número 1 se obtuvo un valor mínimo de resistividad de  $16.67 \Omega m$  y el máximo de  $3873.80 \Omega m$  en cambio el perfil número 2 sus valores de resistividades van de  $4.11 \Omega m$  a  $8200.80 \Omega m$ , asociando esos valores mínimos de resistividades a material aluvial poco consolidado superficialmente formado por arenas, arcillas, aluvión, gravas, nivel freático, limos y gabra los cuales pueden observarse paralelamente a lo largo de ambos perfiles alcanzando distintas profundidades.

- Es de vital importancia resaltar que en el perfil número 2 se obtuvo un valor máximo de resistividad eléctrica de  $8200.80 \Omega m$ , valor que según la geología de la zona (figura 2.15) y a la tabla de resistividades (tabla 3.2) puede asociarse a andesita basáltica, escoria de andesita basáltica e incluso granito alterado.
- Los perfiles números 3, 4 y 5 presentan características, resistividades y geometría distintas, de cada una de las capas que conforman los perfiles. Siendo el perfil número 3 en el que aparece un valor máximo de resistividad  $3196.40 \Omega m$ , valor que según la geología de la zona (figura 2.15) y a la tabla de resistividades (tabla 3.2) estaría asociándose a coladas Basálticas de Olivino que pudo haber emitido el volcán el Estadio.
- En base al valor máximo de resistividad mostrado en el perfil número 3 se propone una nueva geometría en el mapa geológico de la zona según la figura 5.8.

Las imágenes eléctricas obtenidas mediante este trabajo, fueron correlacionadas con la geología local que aflora en la zona del Lago de Yojoa, la cual corresponde a las formaciones anteriormente citadas en el capítulo 2 de la Geología: Grupo Honduras (Fm. Todos los Santos), Grupo Yojoa (Fm. Atima), Grupo Valle de Ángeles (Fm. Matagalpa), Grupo Padre Miguel y Depósitos Cuaternarios, al cual pertenecen las areniscas, margas, calizas, areniscas arcillosas, coladas de andesitas, basaltos, aluvión, cenizas volcánicas, deltaicos y coluviales, materiales que según los rangos de resistividades asociados teóricamente, se detallan en cada una de los perfiles.

En cuanto a la efectividad y ventajas que mostró tener el método de Tomografía de Resistividad Eléctrica para evaluar los geomateriales existentes en la zona de estudio se concluye lo siguiente:

- \* El proceso automatizado del método de TRE permitió realizar un gran número de medidas en un corto tiempo.
- \* Se obtuvieron perfiles 2D de buena resolución tanto en profundidad como lateralmente.
- \* Los perfiles permitieron detectar zonas de baja y alta resistividad en cada una de las zonas de estudio.
- \* La TRE demostró ser un método indirecto no destructivo y de fácil implementación en campo, así como una herramienta efectiva para la caracterización del suelo en el terreno de estudio.

Se debe reconocer que la geofísica como ciencia no se vale por sí misma, que debe ir acompañada de la geología que nos permite averiguar de forma científica la estructura y constitución del subsuelo.

Los métodos geofísicos poseen muy buena penetración, buena resolución y buena generación de geometrías. Sin embargo, es indispensable integrar estos perfiles con la información geológica, con el objetivo de despejar interpretaciones que pueden ser erróneas o diferenciar múltiples interpretaciones posibles.

## 6.2. Recomendaciones

En la zona volcánica del Lago de Yojoa previamente a este trabajo no se han realizado investigaciones geofísicas o no se cuenta con mucha información, por lo cual debería considerarse una zona de mucho interés geofísico fomentando el interés científico y el uso simultáneo de varios métodos de prospección.

Se recomienda complementar los resultados del estudio de TRE realizado en este proyecto con más estudios geofísicos, a manera de conocer a mayor detalle la estructura del suelo, que puedan validar o refutar dichos valores sobre los materiales encontrados en la zona de estudio.

Se recomienda también realizar 3 o 4 perfiles en el cráter o en el cono de la formación volcánica denominada Babilonia, así como levantar una mayor cantidad de perfiles eléctricos en el valle que une el volcán Babilonia con el volcán el Estadio para establecer algún tipo de conexión entre ellos, realizando perfiles más largos y a una mayor profundidad de investigación, para abarcar un área de extensión más amplia.

La caracterización del suelo en la zona sería más efectiva si se pudiera aplicar la tomografía eléctrica resistiva de manera extensiva tratando de abarcar otros conos volcánicos sobre ese sitio aparte de los mencionados en el estudio. Con el propósito de obtener una mayor cantidad de perfiles eléctricos de control y comparar la influencia de los materiales previamente analizados en este trabajo.

Es necesario darle mayor importancia a diferentes factores que ciertamente influyen en la adquisición de datos de resistividad en este tipo de ambientes, como: la naturaleza del terreno, porosidad, grado de saturación, humedad, temperatura, salinidad, estratigrafía del terreno etc. que deberán ser previamente analizados mediante un reconocimiento y pre-estudio de la zona a investigar con la finalidad de minimizar errores posteriores.

## Bibliografía

- Aizebeokhai, A. P. (2010). 2d and 3d geoelectrical resistivity imaging: theory and field design. *Scientific Research and Essays*, 5(23), 3592–3605.
- Alberto, J. A., Arce, G. A., y Gómez, C. V. (2017). Vulcanismo. origen, procesos y formas resultantes. *Geográfica digital*, 11(22), 1–42.
- AMUPROLAGO. (2003). Plan de manejo cuenca del lago de yojoa 2003-2008. carla riveras, esa consultores, ed. ing. rené aldubín gálvez rodríguez, ing. raquel rodas programa el cajón.
- Apparao, A., y Roy, A. (1971a). Resistivity model experiments, 2. *Geoexploration*, 9(4), 195–205.
- Apparao, A., y Roy, A. (1971b). Resistivity model experiments, 2. *Geoexploration*, 9(4), 195–205.
- Arlandi, M. (2004). *Geofísica aplicada a la obra civil. método geoeléctrico y sísmica de refracción. casos prácticos*.
- Banhart, J. (2008). *Advanced tomographic methods in materials research and engineering* (Vol. 66). Oxford University Press.
- Barker, R. (1989). Depth of investigation of collinear symmetrical four-electrode arrays. *Geophysics*, 54(8), 1031–1037.
- Carrasco García, P. (2013). *Avance en técnicas geofísicas para la caracterización del subsuelo mediante innovación y el uso de herramientas de gestión de información espacial* (Tesis Doctoral no publicada).
- CATIE. (2003). Análisis del contexto territorial y plan de gestión de los recursos naturales de la subcuenca del lago de yojoa, sag marena, tegucigalpa, honduras. *Centro Agronómico Tropical de Investigación y Enseñanza*.
- Chacon Malaga, D. (2015). Estudio de aguas subterráneas mediante tomografía eléctrica, la joya-arequipa, 2015 (paraje-ramal).
- Chelotti, L., Acosta, N., y Foster, M. (2009). Cátedra de geofísica aplicada, unpsjb, chubut, argentina. *Tema 9 La Ciencia Geofísica*.
- Claerbout, J. F., y Muir, F. (1973). Robust modeling with erratic data. *Geophysics*, 38(5), 826–844.
- Constable, S. C., Parker, R. L., y Constable, C. G. (1987). Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52(3), 289–300.
- Cruz, G. A., y Delgado, R. (1986). Distribución de las macrofitas en el lago yojoa, honduras. *Revista de Biología Tropical*, 34(1), 141–149.
- Curran, D. (1981). Mapa geológico de honduras. *Hoja de Taulabé: escala, 1(50,000)*.
- Dahlin, T., y Zhou, B. (2004). A numerical comparison of 2d resistivity imaging with 10 electrode arrays. *Geophysical prospecting*, 52(5), 379–398.
- deGroot Hedlin, C., y Constable, S. (1990a). Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics*, 55(12), 1613–1624.
- deGroot Hedlin, C., y Constable, S. (1990b). Occam's inversion to generate smooth, two-dimensional models from magnetotelluric data. *Geophysics*, 55(12), 1613–1624.
- Dobrin, M., y Savit, C. (1988). Introduction to geophysical prospecting mcgraw-hill book co. *New York (867 pp.)*.

- Edwards, L. (1977). A modified pseudosection for resistivity and ip. *Geophysics*, 42(5), 1020–1036.
- Ellis, R., y Oldenburg, D. (1994). The pole-pole 3-d dc-resistivity inverse problem: a conjugate gradient approach. *Geophysical Journal International*, 119(1), 187–194.
- Finch, R. (1985). Mapa geológico de honduras, santa barbara sheet, scale 1: 50.000. *Inst. Geogr. Nac.*
- García Obando, L. A. (2003). Indicadores técnicos y evaluación de la influencia del uso de la tierra en la calidad del agua, subcuena del río tascalapa yoro, honduras.
- Gasulla Forner, M. (1999). *Obtención de imágenes de la distribución de impedancia eléctrica del subsuelo. aplicación a la detección de objetos locales*. Universitat Politècnica de Catalunya.
- Gèze, B. (1964). Sur la classification des dynamismes volcaniques. *Bulletin Volcanologique*, 27(1), 237–257.
- Griffiths, D., Turnbull, J., y Olayinka, A. (1990). Two-dimensional resistivity mapping with a computer-controlled array. *First break*, 8(4), 121–129.
- Gutiérrez Elorza, M. (2008). *Geomorfología*.
- HIG. (2018). *En honduras hay cientos de volcanes*. <https://hondurasisgreat.org/volcanes-honduras-cientos/>.
- House, P. R. (2002). Diagnóstico ambiental del lago de yojoa, honduras. *Revisión bibliográfica*.
- Jensen, A. A. M. (2011). *Exploración de aguas termales usando métodos eléctricos resistivos de prospección geofísica: Termas de menetúe y pellaifa* (Tesis Doctoral no publicada). Universidad de Concepción.
- Koefoed, O., Patra, H. P., y Mallick, K. (1979). *Geosounding principles* (Vol. 2). Elsevier Science & Technology.
- Lines, L., y Treitel, S. (1984). Tutorial: A review of least-squares inversion and its application to geophysical problems. *Geophysical prospecting*, 32(2), 159–186.
- Loke, M. (2001). Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies. a practical guide to 2-d and 3-d surveys: Res2dinv manual, iris instruments. [www.iris-instruments.com](http://www.iris-instruments.com).
- Loke, M. (2004). *Tutorial: 2-d and 3-d electrical imaging surveys*.
- Loke, M., y Barker, R. (1996). Practical techniques for 3d resistivity surveys and data inversion. *Geophysical prospecting*, 44(3), 499–523.
- Mamani. (2016). *Estudio geofísico mediante tomografía eléctrica resistiva en 2d para el abanico aluvial de punata* (Tesis Doctoral no publicada). Universidad Mayor de San Simon.
- McGillivray, P., y Oldenburg, D. (1990). Methods for calculating fréchet derivatives and sensitivities for the non-linear inverse problem: A comparative study1. *Geophysical Prospecting*, 38(5), 499–524.
- Pelton, W., Ward, S., Hallof, P., Sill, W., y Nelson, P. H. (1978). Mineral discrimination and removal of inductive coupling with multifrequency ip. *Geophysics*, 43(3), 588–609.
- Perdomo, S. (2009). *Tomografía eléctrica en apoyo de la investigación arqueológica* (Tesis Doctoral no publicada). Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas.
- Press, W. H. (1992). sa teukolsky, wt vetterling, and bp flannery. *Numerical recipes in C*, 656–680.

- Rodolfo Garcia, N. V. (2012). Método eléctrico, principio y leyes fundamentales en corriente continua. *Catedra Geofísica Universidad Nacional de Salta*, 402-419.
- Rogers, R. D. (2003). *Jurassic-recent tectonic and stratigraphic history of the chortis block of honduras and nicaragua (northern central america)* (Tesis Doctoral no publicada).
- Rosenberg, M. (2011). Pacific ring of fire. *About. com Geography [on line]*. Available on Web: <http://geography.about.com/cs/earthquakes/a/ringoffire.htm>.
- Salgado, J., Contreras, E., y Vizcarra, M. (2002). Aplicaciones de la tomografía geoelectrica 2-d al estudio del subsuelo. *Temas de Ciencia y Tecnología*, 6.
- Sasaki, Y. (1992). Resolution of resistivity tomography inferred from numerical simulation. *Geophysical prospecting*, 40(4), 453–463.
- Serrano Ontiveros, J. (2003). Caracterización geofísica de filtraciones de agua en el subsuelo.
- Sheriff, R. E. (1974). *Encyclopedic dictionary of exploration geophysics*. Society of Exploration Geophysicists.
- Silvester, P. P., y Ferrari, R. L. (1996). *Finite elements for electrical engineers*. Cambridge university press.
- Tarantola, A. (1987). Inverse problem theory: Method for data fitting and model parameter estimation. *Elsevier*, 613.
- Tarback, E. J., y Lutgens, F. K. (2005). *Ciencias de la tierra: Introducción a la geología física*. Pearson Educación Madrid.
- Tejero, A., Chávez, R., Urbieta, J., y Flores-Márquez, E. (2002). Cavity detection in the southwestern hilly portion of mexico city by resistivity imaging. *Journal of Environmental & Engineering Geophysics*, 7(3), 130–139.
- Telford, W. M., Geldart, L. P., y Sheriff, R. E. (1990). *Applied geophysics* (Vol. 1). Cambridge university press.
- Tikhonov, A. N., Goncharsky, A., Stepanov, V., y Yagola, A. G. (2013). *Numerical methods for the solution of ill-posed problems* (Vol. 328). Springer Science & Business Media.
- Urbieta, J. (2009). *Evaluación de las técnicas de adquisición de datos 2d y 3d con tomografía de resistividad eléctrica en pozo* (Tesis de Master no publicada). UNAM.
- Vaux, P., Baepler, D. H., Jennings, R. D., Soden, D. L., Galvez, E., Discua, J., y Vargas, E. (1993). Una evaluación ambiental del lago de yojoa y su cuenca tributaria. *US AID, Honduras*, 1, 993.
- Walker, G. P. (1973). Explosive volcanic eruptions—a new classification scheme. *Geologische Rundschau*, 62(2), 431–446.
- William, M. (1989). *Geophysical data analysis: Discrete inverse theory*. Academic Press, INC.
- Williams, H. (1969). *Volcanic history of honduras*. (Inf. Téc.).
- Wolke, R., y Schwetlick, H. (1988). Iteratively reweighted least squares: algorithms, convergence analysis, and numerical comparisons. *SIAM journal on scientific and statistical computing*, 9(5), 907–921.
- XplorHonduras. (2018). *Volcanes de honduras*. <http://www.xplorhonduras.com/volcanes-de-honduras/>.
- Yorkey, T. J., Webster, J. G., y Tompkins, W. J. (1987). Comparing reconstruction algorithms for electrical impedance tomography. *IEEE Transactions on Biomedical*

*Engineering*(11), 843–852.