

**CARACTERIZACIÓN GEOELECTRICA DEL SUBSUELO PARA LA  
PROSPECCIÓN DE AGUA SUBTERRÁNEA EN EL ÁREA DE MENZULY  
CAMPESTRE, PIEDECUESTA, SANTANDER.**

**WILMER FERNEY CADENA SANABRIA**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER  
FACULTAD DE INGENIERÍAS FISICO-QUÍMICAS  
ESCUELA DE GEOLOGÍA  
BUCARAMANGA**

**2015**

**CARACTERIZACIÓN GEOELECTRICA DEL SUBSUELO PARA LA  
PROSPECCIÓN DE AGUA SUBTERRÁNEA EN EL ÁREA DE MENZULY  
CAMPESTRE, PIEDECUESTA, SANTANDER.**

**WILMER FERNEY CADENA SANABRIA**

**Trabajo de grado para optar al título de GEÓLOGO**

**Director**

**LUIS EDUARDO MORENO TORRES**

**Ingeniero Civil**

**UNIVERSIDAD INDUSTRIAL DE SANTANDER  
FACULTAD DE INGENIERÍAS FISICO-QUÍMICAS  
ESCUELA DE GEOLOGÍA  
BUCARAMANGA**

**2015**

## **DEDICATORIA**

A toda mi familia, en especial a mis padres y a mis hermanos, quienes siempre han confiado en mí, son mi vida entera.

A cada uno de mis amigos de la Selección de fútbol de la universidad, una humilde, alegre y maravillosa familia.

A mis amigos de carrera, con quienes compartí momentos alegres e inolvidables.

## **AGRADECIMIENTOS**

Agradezco de forma muy especial a las siguientes personas que intervinieron e hicieron posible el desarrollo de este proyecto:

A Yuseth Gómez Neira y Héctor Torres Ortiz del grupo de Geomática de la escuela de Ingeniería Civil de la Universidad, por facilitarnos el tomógrafo utilizado en el desarrollo de este trabajo.

Al profesor Luis Eduardo Moreno Torres, director del proyecto, por su orientación, apoyo y enseñanzas.

A Gustavo Andrés Chacón y Helbert García Delgado por su colaboración y apoyo incondicional.

## CONTENIDO

	<b>Pág.</b>
INTRODUCCIÓN	17
1. GENERALIDADES	18
1.1 OBJETIVOS	18
1.1.1 Objetivo general	18
1.1.2 Objetivos específicos	18
1.2 JUSTIFICACIÓN	19
1.3 ANTECEDENTES	19
2. DESCRIPCIÓN AREA DE ESTUDIO	21
2.1 LOCALIZACIÓN	21
2.2 MARCO GEOLÓGICO	23
2.2.1 Estratigrafía	23
2.2.1.1 Neis de Bucaramanga (Peb)	23
2.2.1.2 Cuarzomonzonita La Corcova (JTRcl)	24
2.2.1.3 Formación Jordán (Jj)	25
2.2.1.4 Depósitos Cuaternarios (Qal-Qtf)	26
2.2.2 Geología estructural	27
2.2.3 Características hidrogeológicas	29
3. MARCO TEORICO	31
3.1 PROSPECCIÓN GEOELÉCTRICA	31
3.2 RESISTIVIDAD	31
3.3 RESISTIVIDAD DE LOS MATERIALES GEOLÓGICOS	35
3.4 MEDIDA DE LA RESISTIVIDAD ELÉCTRICA	36
3.5 TIPOS DE ARREGLOS ELECTRÓDICOS.	38

3.5.1 Configuración Wenner.	39
3.5.2 Configuración Schlumberger	39
3.5.3 Configuración Dipolo-Dipolo	40
3.6 SONDEOS ELÉCTRICOS VERTICALES (SEV)	41
3.6.1 Cortes geoelectricos	41
3.7 TOMOGRAFÍA DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA	44
4. METODOLOGÍA	46
4.1 REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA	46
4.2 RECONOCIMIENTO DE CAMPO	46
4.3 ADQUISICIÓN DE DATOS	47
4.3.1 Sondeos Eléctricos Verticales (SEV)	47
4.3.2 Tomografías de Resistividad Eléctrica	50
4.4 PROCESAMIENTO DE DATOS	51
4.4.1 Sondeos Eléctricos Verticales (SEV)	51
4.4.2 Tomografías de Resistividad Eléctrica (TRE)	55
5. RESULTADOS E INTERPRETACIÓN	59
5.1 SONDEOS ELÉCTRICOS VERTICALES (SEV)	60
5.1.1 SEV 1	60
5.1.2 SEV 2.	61
5.1.3 SEV 3	62
5.1.4 SEV 4	63
5.1.5 SEV 5	64
5.1.6 SEV 6	65
5.1.7 SEV 7	66
5.1.8 SEV 8	67
5.2 TOMOGRAFÍAS DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA (TRE)	68
5.2.1 Tomografía 1 (T1).	69

5.2.2 Tomografía 2 (T2).	72
5.3 PERFILES GEOELÉCTRICOS	75
5.3.1 Perfil geoelectrico MENZ-A.	75
5.3.2 Perfil geoelectrico MENZ-B.	77
5.4 MODELO 3D	80
6. CONCLUSIONES	84
7. RECOMENDACIONES Y OBSERVACIONES	86
BIBLIOGRAFIA	87
ANEXOS	91

## LISTA DE FIGURAS

	<b>Pág.</b>
Figura 1. Mapa de localización de la zona de estudio.	22
Figura 2. Bloque de Neis cuazofeldespático.	24
Figura 3. Afloramiento fuertemente fracturado de Cuarzomonzonita.	25
Figura 4. Paquete de intercalaciones de areniscas y lodolitas	26
Figura 5. Mapa geológico de la zona de estudio (estrella roja) donde se observan las relaciones entre las principales unidades con la Falla de Bucaramanga.	28
Figura 6. Ganchos de falla asociados a la Falla de Bucaramanga donde se observa el movimiento sinistral de la misma durante el Cuaternario, en cercanías a Menzuly.	28
Figura 7. Quebradas localizadas dentro del área de estudio.	30
Figura 8. Flujo de corriente desde un solo electrodo y distribución de potencial resultante en un nivel de campo con estructura de subsuelo homogénea	33
Figura 9. Flujo de corriente y distribución de potencial causada por dos electrodos de corriente (A y B) en un nivel de campo con estructura de subsuelo homogénea.	34
Figura 10. Flujo de corriente y distribución de potencial causada por dos electrodos de corriente (A y B) en un nivel de campo con estructura de subsuelo no homogénea.	34
Figura 11. Resistividad eléctrica y Conductividad de los materiales de la tierra.	36
Figura 12. Configuración tetraelectródica para la medida de la resistividad del suelo	37
Figura 13. Arreglos electródicos usados en estudios de resistividad.	38
Figura 14. Configuración Wenner.	39
Figura 15. Configuración Schlumberger.	40
Figura 16. Configuración Dipolo-Dipolo.	40

Figura 17. Esquema generalizado para un SEV con arreglo Schlumberger.	41
Figura 18. Corte geoelectrico de 5 capas	42
Figura 19. Curvas resistividad aparente para 2, 3 y 4 capas	43
Figura 20. Secuencia de mediciones para construir una pseudosección utilizando una configuración de sondeo multi-electrodo controlado por un ordenador.	45
Figura 21. Ejemplo de un modelo 2D en resistividad y profundidad verdadera.	45
Figura 22. Equipo ABEM TERRAMETER SAS 1000/4000 utilizado para la adquisición de los SEV.	48
Figura 23. Ubicación de los Sondeos Eléctricos Verticales (SEV) y las Tomografías de Resistividad Eléctrica (TRE).	49
Figura 24. Resistímetro utilizado para las medidas en campo de las Tomografías de Resistividad Eléctrica (TRE).	50
Figura 25. Procesamiento inicial para el SEV 2. a) Datos obtenidos inicialmente, b) relación curva de campo respecto a la curva teórica, c) Gráfica $\rho_a$ vs $AB/2$ .	53
Figura 26. Procesamiento final para el SEV 2. a) Datos finales del sondeo, b) relación curva de campo respecto a la curva teórica, c) Gráfica $\rho_a$ vs $AB/2$ .	54
Figura 27. Configuración de los parámetros de inversión en el software EARTHIMAGER 2D.	56
Figura 28. Modelo obtenido al aplicar la primera inversión en el perfil MENZ1DD.	57
Figura 29. Gráfica de dispersión de los datos generados en el procesamiento inicial del perfil MENZ1DD. Algunos datos anómalos se resaltan con circunferencias rojas.	57
Figura 30. Histograma de la distribución de errores en la primera inversión del perfil MENZ1DD.	58
Figura 31. Modelo obtenido al aplicar la segunda inversión en el perfil MENZ1DD.	58
Figura 32. Curva de campo, resultados e interpretación del SEV 1.	61

Figura 33. Curva de campo, resultados e interpretación del SEV 2.	62
Figura 34. Curva de campo, resultados e interpretación del SEV 3.	63
Figura 35. Curva de campo, resultados e interpretación del SEV 4.	64
Figura 36. Curva de campo, resultados e interpretación del SEV 5.	65
Figura 37. Curva de campo, resultados e interpretación del SEV 6.	66
Figura 38. Curva de campo, resultados e interpretación del SEV 7.	67
Figura 39. Curva de campo, resultados e interpretación del SEV 8.	68
Figura 40. Resultados T1: Pseudosecciones de resistividad aparente medida (a) y calculada (b), modelo de resistividades reales (c).	70
Figura 41. Interpretación del modelo 2D obtenido en la tomografía 1 (MENZ1DD).	71
Figura 42. Resultados T2: Pseudosecciones de resistividad aparente medida (a) y calculada (b), modelo de resistividades reales (c).	73
Figura 43. Interpretación del modelo 2D obtenido en la tomografía 2 (MENZ2DD).	74
Figura 44. Pseudosecciones de Resistividad aparente (arriba) y Resistividad verdadera (abajo) del perfil geoelectrico MENZ-A (SEV 6,8 Y 7).	76
Figura 45. Perfil geoelectrico MENZ-A (SEV 6,8 Y 7).	77
Figura 46. Pseudosecciones de Resistividad aparente (arriba) y Resistividad verdadera (abajo) del perfil geoelectrico MENZ-B (SEV 1,5 Y 4).	79
Figura 47. Perfil geoelectrico MENZ-B (SEV 1,5 y 4).	80
Figura 48. Modelo 3D de la zona de estudio, donde se estiman las unidades presentes en el subsuelo (Vista suroeste).	81
Figura 49. Modelo 3D de la zona de estudio, donde se estiman las unidades presentes en el subsuelo. (Vista norte).	83
Figura 50. Zonas saturadas delimitadas a partir de la interpretación del modelo 3D.	83

## LISTA DE TABLAS

	<b>Pág.</b>
Tabla 1. Localización de los SEV ejecutados	49
Tabla 2. Localización del punto central de cada Tomografía.	51
Tabla 3. Rangos de resistividad establecidos para cada unidad.	59

## ANEXOS

	<b>Pág.</b>
Anexo A. Formato de campo para el sondeo SEV 1 y los resultados obtenidos.	91
Anexo B. Formato de campo para el sondeo SEV 2 y los resultados obtenidos.	92
Anexo C. Formato de campo para el sondeo SEV 3 y los resultados obtenidos.	93
Anexo D. Formato de campo para el sondeo SEV 4 y los resultados obtenidos.	94
Anexo E. Formato de campo para el sondeo SEV 5 y los resultados obtenidos.	95
Anexo F. Formato de campo para el sondeo SEV 6 y los resultados obtenidos.	96
Anexo G. Formato de campo para el sondeo SEV 7 y los resultados obtenidos.	97
Anexo H. Formato de campo para el sondeo SEV 8 y los resultados obtenidos.	98

## RESUMEN

**TITULO:** CARACTERIZACIÓN GEOELECTRICA DEL SUBSUELO PARA LA PROSPECCIÓN DE AGUA SUBTERRANEA EN EL ÁREA DE MENZULY CAMPESTRE, PIEDECUESTA, SANTANDER.

**AUTOR:** WILMER FERNEY CADENA SANABRIA\*\*

**PALABRAS CLAVE:** PROSPECCIÓN GEOELÉCTRICA, MÉTODOS GEOFÍSICOS, FORMACIÓN JORDÁN, RESISTIVIDAD.

Se empleó el método de prospección geoelectrica para evaluar el potencial y delimitar el acuífero que abastecería de agua de alta calidad a la zona residencial Menzuly Campestre (Piedecuesta, Santander). La zona de estudio está cubierta por sedimentos aluviales cuaternarios con espesores variables (5-30 m), depositados discordantemente sobre las rocas jurásicas de la Formación Jordán; estas rocas están altamente deformadas debido a su proximidad con la Falla de Bucaramanga.

Ocho Sondeos Eléctricos Verticales (SEV), dos Tomografías de Resistividad Eléctrica (TRE) 2D y datos geológicos fueron integrados para elaborar un mapeo del agua subterránea. Se obtuvieron perfiles 1D mediante la técnica SEV, ejecutada con el arreglo electródico Schlumberger y distribuidos por todo el área de estudio. Igualmente, se lograron perfiles 2D del subsuelo con la aplicación del método TRE, implementando la configuración Dipolo-Dipolo y alcanzando una profundidad promedio de 25m. La interpretación de los SEV revela la presencia del acuífero en capas intermedias cuyos valores de resistividad se encuentran entre 50 – 150 ohm-m, de esta forma, se identificaron los mayores espesores de la unidad acuífera hacia el SE y W de la zona. Del mismo modo, el análisis cualitativo y cuantitativo de los modelos 2D permitió identificar la unidad saturada con un espesor de 7m hacia el N del área investigada. Hacia el SSE del área de estudio, la imagen 2D registra una mayor acumulación de agua subterránea y alcanza un espesor de 6m aproximadamente. Los resultados obtenidos demuestran la eficiencia entre la integración de diversos métodos de prospección eléctrica (SEV y ERT) para delimitar zonas de alto potencial y mejor ubicación para la perforación de pozos de explotación.

---

\* Proyecto de grado

\*\* Facultad de Ingenierías fisicoquímicas, Escuela de Geología, Director Luis Eduardo Moreno Torres.

## ABSTRACT

**TITLE:** GEOELECTRIC CHARACTERIZATION OF UNDERGROUND TO PROSPECTING OF GROUNDWATER IN THE AREA OF MENZULY CAMPESTRE, PIEDECUESTA, SANTANDER.\*

**AUTHOR:** WILMER FERNEY CADENA SANABRIA\*\*

**KEYWORDS:** GEOELECTRIC PROSPECTING, GEOPHYSICAL METHODS, JORDÁN FORMATION, RESISTIVITY.

Geoelectrical survey method was used to evaluate the potential and delimit the aquifer that would supply high quality water to the residential area Menzuly Campestre (Piedecuesta, Santander). The study zone is covered by Quaternary alluvial sediments with variable thickness (5-30 m), deposited unconformably over Jurassic rocks from the Jordan Formation; his rocks are highly deformed due to its proximity to Bucaramanga Fault.

Eight Vertical Electrical Soundings (VES), two Electrical Resistivity Tomography (ERT) 2D and geological data were integrated to develop a groundwater mapping. 1D profiles were obtained through VES technique, it was executed with Schlumberger electrode array and spread throughout the study area. Equally, 2D subsoil profiles were achieved with the application of ERT method, by implementing the dipole – dipole configuration and reaching an average depth of 25m.

The interpretation of the VES reveal the presence of the aquifer in intermediate layers which resistivity values are between 50 - 150 ohm-m, in this way, the greater thicknesses of the aquifer unit were identified to the SE and W in the study zone. Similarly, the qualitative and quantitative analysis of 2D models allowed to identify the saturated unit with a thickness of 7m towards the N of investigated area. To the NNE of the study area, the 2D image shows a greater accumulation of groundwater and reaches a thickness of approximately 6m. The obtained results demonstrate the efficiency between the integration of various methods of electrical prospecting (VES and ERT) to delineate areas of high potential and best location for the drilling exploitation.

---

\* Project of grade

\*\* Faculty of Fisicoquímicas Engineering. School Geology. Director Luis Eduardo Moreno Torres

## INTRODUCCIÓN

El rápido desarrollo urbano y el aumento de la demanda de suministro de agua pública, como resultado de la creciente población, han provocado la utilización de las aguas subterráneas como fuente alternativa a las aguas superficiales para complementar el suministro de agua (Adiat et al., 2013). Los métodos geofísicos son una alternativa rápida, económica y no destructiva en la exploración de formaciones acuíferas de calidad y cantidad considerable para el abastecimiento de la población.

Este trabajo de investigación busca implementar los métodos de resistividad eléctrica, los cuales permiten reconocer las características litológicas del subsuelo a partir de las variaciones de resistividad manifestadas al pasar una corriente eléctrica a través de éste, con el fin de evaluar el subsuelo en la zona de estudio y conocer su potencial acuífero para delimitar zonas potenciales que posteriormente puedan ser explotadas para el aprovechamiento del recurso hídrico por parte de los habitantes del condominio Menzuly Campestre. Las técnicas de prospección geoeléctrica: Sondeos Eléctricos Verticales (SEV) y Tomografías de Resistividad Eléctrica (TRE), fueron empleadas para adquirir los diferentes datos de resistividad del subsuelo, que posteriormente han sido procesados e interpretados buscando dar cumplimiento a los objetivos propuestos en el presente proyecto. La zona de estudio presenta un área de  $50.105\text{m}^2$  aproximadamente y se encuentra localizada entre los municipios de Floridablanca y Piedecuesta (Santander).

## 1. GENERALIDADES

### 1.1 OBJETIVOS

**1.1.1 Objetivo general.** Caracterizar geoelectricamente el subsuelo para localizar capas de interés acuifero dentro del área correspondiente al condominio Menzuly Campestre, Piedecuesta, Santander.

#### 1.1.2 Objetivos específicos

- Adquirir datos de resistividad aparente del subsuelo mediante la ejecución de Sondeos Eléctricos Verticales (SEV) en diferentes sectores localizados dentro del área de estudio.
- Generar las curvas de los SEV realizados a partir del procesamiento mediante el software IPI2Win.
- Correlacionar lateralmente los SEV mediante la creación de perfiles geoelectricos, con pseudo-secciones de resistividad aparente y secciones de resistividad verdadera.
- Generar perfiles 2D del subsuelo de resistividad y profundidad verdadera con base a los valores de resistividad aparente adquiridos con la técnica Tomografía de Resistividad Eléctrica.
- Conformar un modelo 3D del subsuelo en el área de estudio e identificar la formación acuifera a partir de la interpretación cualitativa y cuantitativa de cada SEV ejecutado y los perfiles 2D.

## **1.2 JUSTIFICACIÓN**

Este trabajo de investigación busca implementar los métodos de resistividad eléctrica: Sondeos Eléctricos Verticales y Tomografía de Resistividad Eléctrica, para la exploración de aguas subterráneas en el condominio Menzuly Campestre, ya que estas técnicas Geofísicas nos permiten estudiar desde la superficie amplias secciones del subsuelo de forma rápida, económica y no destructiva, por lo que resulta adecuada su aplicación en el área de estudio, que además, se encuentra ubicada sobre un depósito cuaternario, el cual presenta condiciones favorables para la generación de formaciones acuíferas. Igualmente, el sitio de interés constituye una zona residencial que requiere del abastecimiento de agua y al fundarse en un área suburbana del municipio de Piedecuesta, no cuenta con el servicio de acueducto de la red municipal. Además, Ulloa y Gómez (2007) prevén que en los próximos 10 años los habitantes de la ciudad de Bucaramanga y su área metropolitana sufrirán y tendrán problemas de desarrollo por la disponibilidad de agua potable, por lo que es necesario contemplar esta alternativa de exploración del recurso hídrico para el abastecimiento de los habitantes de esta zona.

## **1.3 ANTECEDENTES**

Borda (2003) realizó una investigación geoeléctrica a partir de mediciones de SEV y líneas Dipolo - Dípolo para encontrar capas potencialmente acuíferas en el subsuelo del área metropolitana de Bucaramanga (Municipios de Floridablanca, Piedecuesta y Girón). El procesamiento e interpretación de los datos adquiridos permitieron establecer una distribución de resistividades que concuerdan con las diferentes unidades litológicas de la región.

Ulloa y Gómez (2007) realizaron un estudio con el fin de evaluar el potencial de agua subterránea en el centro del Departamento de Santander mediante el levantamiento de la cartografía geológica e hidrogeológica dentro de esta región. En este trabajo se establecen diferentes zonas potenciales a partir de la dinámica hidrogeológica del Macizo de Santander.

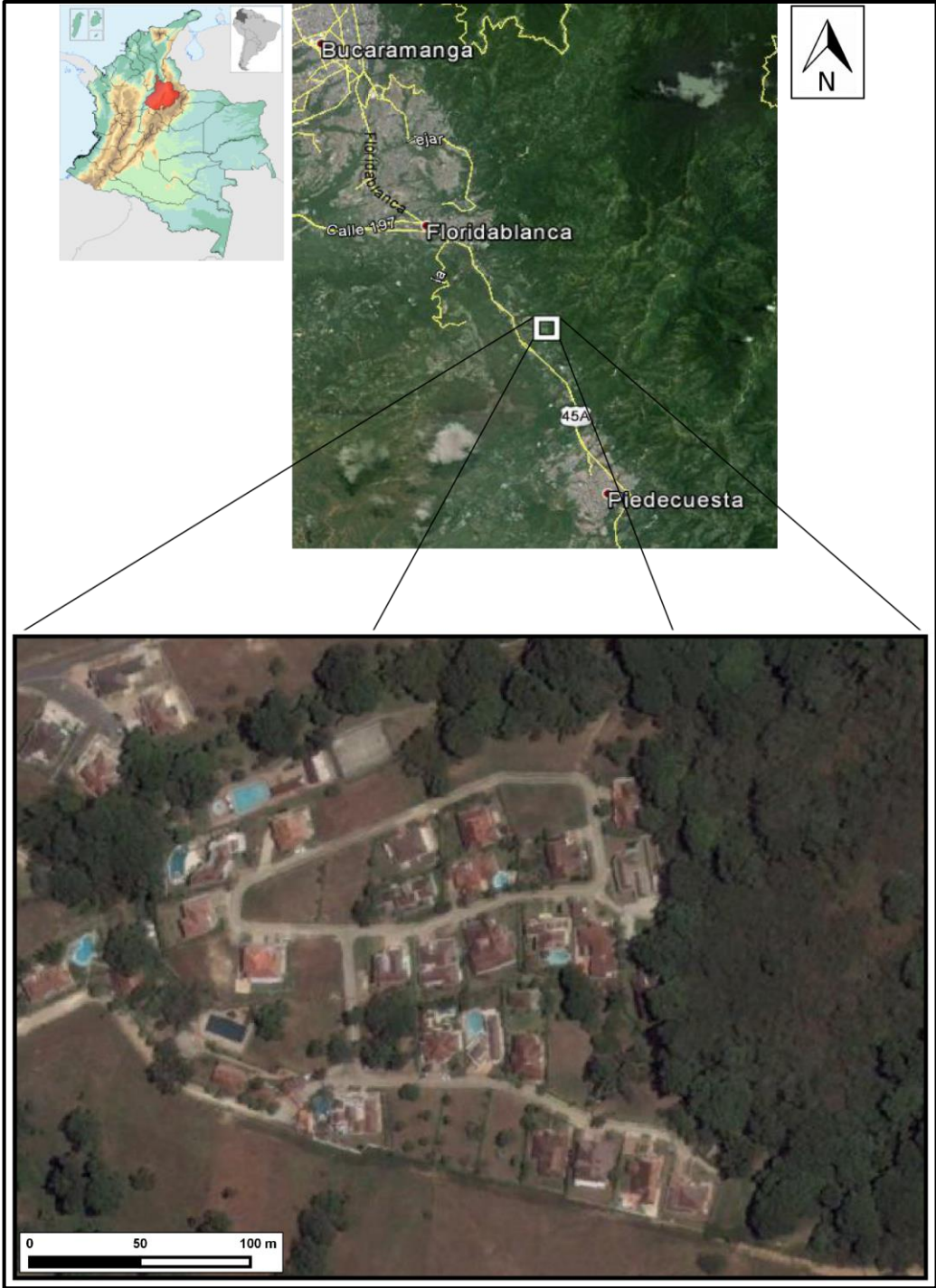
A pesar de los estudios realizados en la zona, ninguno ha tenido proximidad con el Condominio Menzuly, además que la extrapolación de los sondeos realizados en zonas aledañas se ve limitada por los cambios laterales litológicos en depósitos aluviales y coluviales presentes.

## **2. DESCRIPCIÓN AREA DE ESTUDIO**

### **2.1 LOCALIZACIÓN**

El condominio Menzuly campestre se encuentra localizado en el margen oriental a 1km aproximadamente de la autopista que comunica a Bucaramanga con el municipio de Piedecuesta (Figura 1), entre las coordenadas X: 1.269.500 – 1.270.000 y Y: 1.111.500 – 1.112.500 de la Plancha 120-II-D-1, y, X: 1.269.500 – 1.270.000 y Y: 1.112.500 – 1.113.000 (con origen Bogotá, Gauss Central) de la plancha 120-II-D-2 del IGAC (1981) en el departamento de Santander. Se encuentra limitado al este por el Macizo de Santander, en el cual afloran rocas ígneo-metamórficas que conforman el basamento, mientras que al oeste lo limita la Mesa de Ruitoque, en donde afloran rocas del Jura-Cretácico de las Formaciones Jordán, Girón, Los Santos y Rosablanca.

Figura 1. Mapa de localización de la zona de estudio.



Fuente: Tomado y modificado de Google Earth.

## 2.2 MARCO GEOLÓGICO

A continuación se describe de forma detallada el marco geológico dividido en dos secciones: estratigrafía y geología estructural.

**2.2.1 Estratigrafía.** La zona de estudio geológicamente se encuentra ubicada sobre una unidad cuaternaria (Qtf) como se muestra en la figura 5, la cual, se encuentra depositada sobre la Formación Jordán y está limitada por el Neis de Bucaramanga hacia el este.

**2.2.1.1 Neis de Bucaramanga (Pcb).** Propuesto por Ward et al. (1973), esta unidad tiene como localidad tipo el frente montañoso (Cerro La Judía y Morro Negro) al oriente de Bucaramanga. Presenta buenas exposiciones en las carreteras Bucaramanga-Pamplona, Bucaramanga-

Matanza y Berlín-Vetas (Royero y Clavijo, 2001). Consta de una secuencia de paraneises cuarzofeldespáticos, hornbléndicos, micáceos y granatíferos y cantidades subordinadas de anfibolitas, migmatitas, cuarcitas, mármoles y esporádicamente granulitas (Royero y Clavijo, 2001). En la zona de estudio aflora en el bloque colgante de la Falla de Bucaramanga, sin embargo no se ha reportado su presencia al occidente de la Falla de Bucaramanga, por lo cual se considera que los esquistos de silgará, que afloran en el sector de Pescadero y conforman el basamento de las mesas de Guanentá y Los Santos, serían las rocas predominantes en profundidad. La edad del Neis de Bucaramanga es determinada por Goldsmith et al. (1971) como Meso a Neoproterozoico. En la zona se encuentra controlada por la Falla de Bucaramanga, limitada al Macizo de Santander.

En el área de estudio se encuentran bloques de neis cuarzofeldespático que corresponden a esta unidad, ligeramente meteorizados como el que se muestra en

la Figura 2, los cuales han sido transportados o rodados desde las partes más altas que se encuentran al este de la zona de estudio donde aflora el Neis de Bucaramanga.

**Figura 2. Bloque de Neis cuazofeldespático.**



**2.2.1.2 Cuarzomonzonita La Corcova (JTRcl).** Nombre propuesto por Ward et al. (1973) a una cuarzomonzonita gris de grano fino a medio, equigranular y de textura sacaroide, que conforma la masa principal del Plutón de La Corcova. Esta unidad tiene variaciones de cuarzomonzonita gris, Granodiorita y Diorita, se le ha asignado una edad Jurásico. Aflora sobre las vías Pamplona - Bucaramanga y Los Curos – Guaca (Ulloa y Gómez, 2007).

En el área de estudio se observan bloques de esta unidad hacia el SE, debido al grado de meteorización su color es amarillento. La Figura 3 muestra un afloramiento fuertemente fracturado correspondiente a esta unidad.

**Figura 3. Afloramiento fuertemente fracturado de Cuarzomonzonita.**



**2.2.1.3 Formación Jordán (Jj).** Nombre propuesto por Cediell (1968) para una secuencia vulcano-sedimentaria cuya sección tipo está localizada en la margen norte del Cañón del Chicamocha en cercanías a Jordán. Consiste de areniscas gris verdosas, de grano grueso a ligeramente conglomeráticas, con estratificación cruzada; intercalados se presentan niveles de arcillolita gris verdosa. En la parte superior se encuentran intercalaciones de limolitas color marrón rojizo a rojo grisáceo y areniscas de grano fino en capas medianas (Royero y Clavijo, 2001). En el área la unidad subyace de manera concordante la Formación Girón. La Formación Jordán aflora a lo largo de una franja desde el barrio La Trinidad hasta la urbanización Bucarica, y sobre parte de la ladera norte del cerro La Cumbre. Allí se encuentran secuencias de areniscas violetas claras, de grano fino a medio, con intercalaciones de lodolitas y limolitas violetas oscuras a marrón, en espesores de 20 a 30 cm. Hacia el sur del barrio El Carmen y sobre el cerro que comunica este sector con el barrio La Cumbre, afloran algunas capas de arenisca violácea de grano medio, las cuales también se observan en los alrededores del casco urbano de Piedecuesta, donde se encuentra cubierta parcialmente por depósitos aluviales de tipo cono de deyección (INGEOMINAS, 2001). En Menzuly aflora en los lechos

de las quebradas adyacentes, donde se observan intercalaciones de areniscas y lodolitas (Figura 4).

**Figura 4. Paquete de intercalaciones de areniscas y lodolitas**



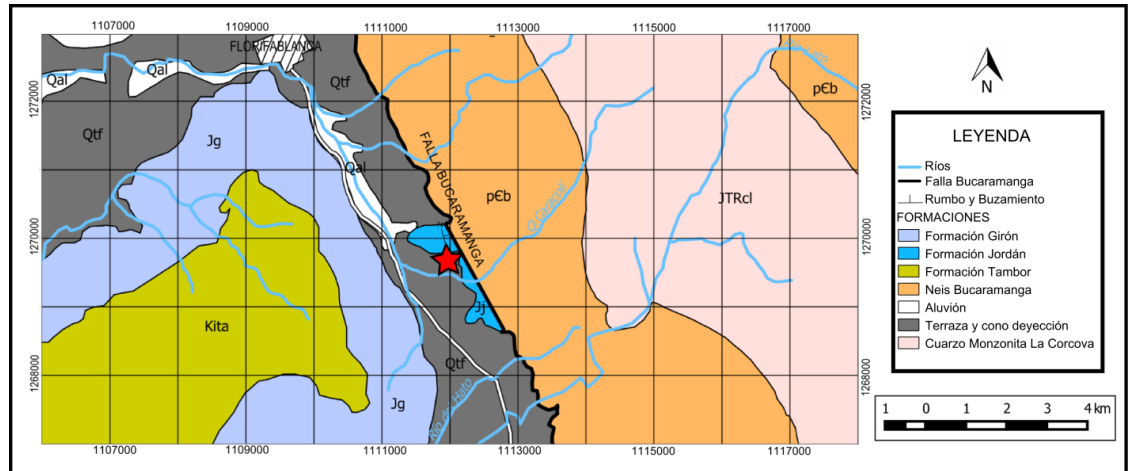
**2.2.1.4 Depósitos Cuaternarios (Qal-Qtf):** Los depósitos cuaternarios en el área de estudio y sus alrededores se presentan en dos unidades: Qal y Qtf. La unidad (Qal) son depósitos no consolidados de aluvión, coluvión, derrubios, glaciares, fluvio-glaciares, que son considerados del Holoceno (Royero y Clavijo, 2001). Están compuestos por cantos de areniscas silíceas, areniscas conglomeráticas, conglomerados, cuarcitas y lodolitas, como también granito, granodiorita, diorita, gabro, neis y esquisto, en una matriz arenolodosa (INGEOMINAS, 2001). El tamaño de los cantos varía desde unos pocos centímetros hasta 1 m, con predominio del diámetro de 50 cm, de forma subredondeada a redondeada y baja esfericidad (INGEOMINAS, 2001). El área de estudio se encuentra localizada sobre la unidad Qtf (Figura 5), de edad Pleistoceno (Royero y Clavijo, 2001), conformada por depósitos no consolidados aluviales en abanicos y terrazas, los cuales son evidencias de un antiguo evento de inundación. Se encuentran

depositados sobre la Formación Jordán, descrita anteriormente. Según Ward et al. (1973) el ápice de los conos presentes hacia Floridablanca y Piedecuesta coincide con la desembocadura de un valle actual que nace del frente montañoso. Estas terrazas también se pueden encontrar entre la quebrada Palmichal y la quebrada Menzuly, donde presentan una topografía de pendientes bajas, y en este sector, se encuentran asociadas a la acción de la gravedad y a la acción del agua en las cercanías de la Falla de Bucaramanga (Ulloa y Gómez, 2007).

**2.2.2 Geología estructural.** La zona del levantamiento está siendo afectada por la Falla de Bucaramanga (Figura 5), la cual tiene un rumbo de N15°W, con vergencia al oeste y que pone en contacto las rocas del Neis de Bucaramanga con la Formación Jordán. La actividad neotectónica de la Falla de Bucaramanga (Figura 6) ha sido estudiada por Diederix et al. (2008) y Osorio et al. (2008), determinando múltiples rasgos morfoestructónicos como ganchos de falla, valles lineales, desplazamiento de drenajes, lomos de obturación. El rasgo más distintivo es el desplazamiento del río Suratá, el cual se ha considerado en al menos de 10 Km.

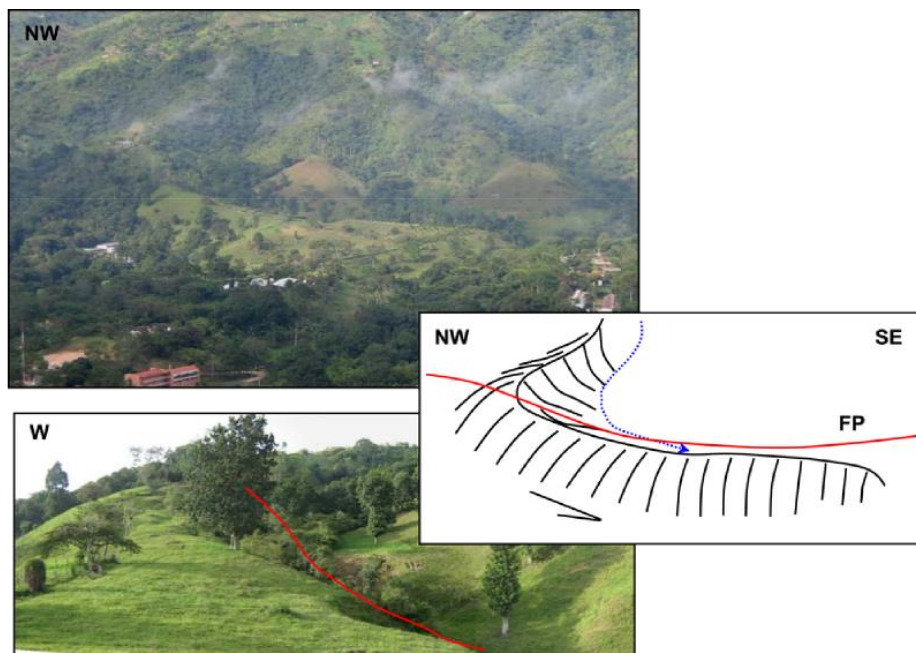
Sobre el bloque occidental, en las áreas de Floridablanca y Piedecuesta, en los sectores cercanos a la Falla de Bucaramanga los estratos del Mesozoico Inferior y del Paleozoico Superior se encuentran verticales e invertidos, lo que evidencia que el bloque Oriental fue movido hacia arriba y hacia el oeste (Ward et al., 1973).

**Figura 5. Mapa geológico de la zona de estudio (estrella roja) donde se observan las relaciones entre las principales unidades con la Falla de Bucaramanga.**



Fuente: Tomado y modificado de Ward et al. (1977).

**Figura 6. Ganchos de falla asociados a la Falla de Bucaramanga donde se observa el movimiento sinistral de la misma durante el Cuaternario, en cercanías a Menzuly.**



Fuente: Tomado y modificado de Diederix et al. (2008).

**2.2.3 Características hidrogeológicas.** La zona de estudio hidrogeológicamente presenta condiciones favorables para la generación de una formación acuífera, definida por Velez (2011) como una unidad litológica saturada de agua en cantidades apreciables para su explotación. Estas zonas potenciales pueden ser identificadas a partir de los criterios geológicos que se mencionan a continuación.

La zona montañosa ubicada al este del área investigada constituye la principal zona de recarga por precipitaciones; desde esta zona de mayor elevación se genera el escurrimiento de las aguas superficiales que son dirigidas a los drenajes localizados dentro del área de estudio (Figura 7) e infiltradas a través de fallas locales y fracturas.

Los depósitos no consolidados facilitan la acumulación del recurso hídrico debido a factores como: baja compactación, alta porosidad, poca profundidad y facilidad de recarga. Otro factor a destacar es que estos materiales por lo general rellenan el fondo de los valles, donde los niveles freáticos suelen estar próximos a la superficie y de esta forma las alturas de elevación mediante el bombeo serán mínimas. Además, estos depósitos presentan un coeficiente de almacenamiento superior respecto a otros materiales geológicos y su permeabilidad es muy alta, exceptuando algunas rocas ígneas y calizas ortoquímicas no fracturadas (Davis y De Wiest, 1966).

**Figura 7. Quebradas localizadas dentro del área de estudio.**



Fuente: Tomado y modificado de Google Earth

La mayoría de los depósitos aluviales presentan una secuencia vertical sencilla, conformada por arenas gruesas o gravas, en el fondo de los paleocanales o cerca de ellos y, arcillas y limos en la parte superior. Según Davis y De Wiest (1966) por lo general los depósitos aluviales de edad Pleistoceno (como el área de estudio) tienen un espesor entre 5 y 50 metros y poseen por lo menos 1,5 metros de arenas gruesas y gravas en su parte inferior.

La ocurrencia de las aguas subterráneas se da en varios tipos de espacios en las rocas, como fisuras e intersticios entre los granos; además de fracturas y diaclasas, las cuales en la zona de estudio son generadas por la actividad de la Falla de Bucaramanga.

### 3. MARCO TEORICO

#### 3.1 PROSPECCIÓN GEOELÉCTRICA

Todos los métodos geofísicos permiten identificar las formaciones geológicas que se encuentran en el subsuelo mediante alguna propiedad física. Entre tantas aplicaciones, una de las principales se encuentra en la exploración de aguas subterráneas. Los métodos geoelectricos se encargan de determinar la distribución de la resistividad de los materiales que se encuentran en profundidad al realizar mediciones en la superficie del suelo. A partir de estas mediciones se puede estimar la resistividad verdadera del subsuelo y relacionarla a una litología determinada (Loke, 2004).

#### 3.2 RESISTIVIDAD

La resistividad eléctrica  $\rho$ , cuya unidad en el Sistema Internacional es el ohm por metro ( $\Omega.m$ ), se define como la dificultad que encuentra la corriente a su paso por un material, e inversamente se describe la conductividad como la facilidad que encuentra la corriente eléctrica al atravesarlo (Gasulla, 1999). Los estudios de resistividad se basan en la Ley Fundamental de Ohm que controla el flujo de corriente en el terreno. La ecuación para la ley de Ohm en forma vectorial de flujo de corriente en un medio continuo está dada por

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E} \quad (1)$$

Donde  $\sigma$  es la conductividad del medio,  $\mathbf{J}$  es la densidad de corriente y  $\mathbf{E}$  es la intensidad del campo eléctrico. La relación entre el potencial eléctrico y la intensidad del campo esta descrita por:

$$\mathbf{E} = -\nabla\Phi \quad (2)$$

Combinando las ecuaciones (1) y (2) se obtiene:

$$\mathbf{J} = -\sigma\nabla\Phi \quad (3)$$

En la mayoría de los estudios, las fuentes de corriente están en la forma de fuentes puntuales. En este caso, a través de volumen elemental  $\Delta V$  que rodea la fuente de corriente  $I$  localizada en  $(X_s, Y_s, Z_s)$  la relación entre la densidad de corriente y la corriente está dada por:

$$\nabla\mathbf{J} = \left(\frac{I}{\Delta V}\right) \delta(X - X_s)\delta(Y - Y_s)\delta(Z - Z_s) \quad (4)$$

Donde  $\delta$  es la función delta de Dirac. La ecuación (3) entonces puede ser reescrita como:

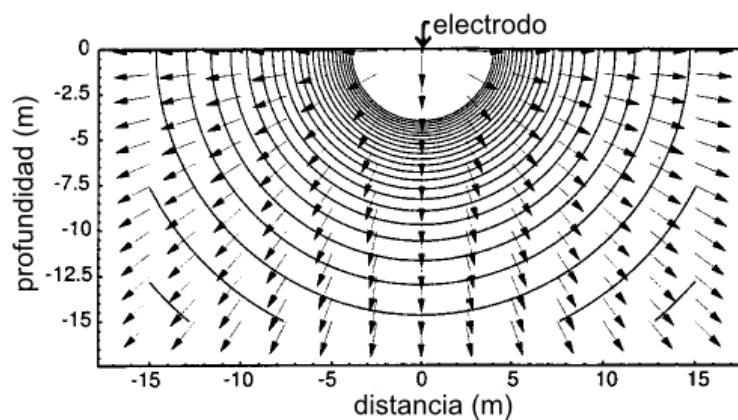
$$-\nabla \cdot [\delta(X, Y, Z)\nabla\phi(X, Y, Z)] = \left(\frac{I}{\Delta V}\right) \delta(X - X_s)\delta(Y - Y_s)\delta(Z - Z_s) \quad (5)$$

Esta es la ecuación que da la distribución de potencial en el terreno debido a un punto de fuente de corriente, es decir, este modelo permite establecer el potencial que se observaría a través de una estructura del subsuelo determinado (Loke, 2004).

Cuando el subsuelo es homogéneo y solo hay un electrodo localizado en la superficie como fuente de corriente, ésta fluye alejándose de la fuente y el

potencial varía inversamente con la distancia desde la fuente de corriente. Las superficies equipotenciales tienen forma radial, y el flujo de corriente es perpendicular a la superficie equipotencial (Loke, 2004) como se observa en la Figura 8.

**Figura 8. Flujo de corriente desde un solo electrodo y distribución de potencial resultante en un nivel de campo con estructura de subsuelo homogénea**



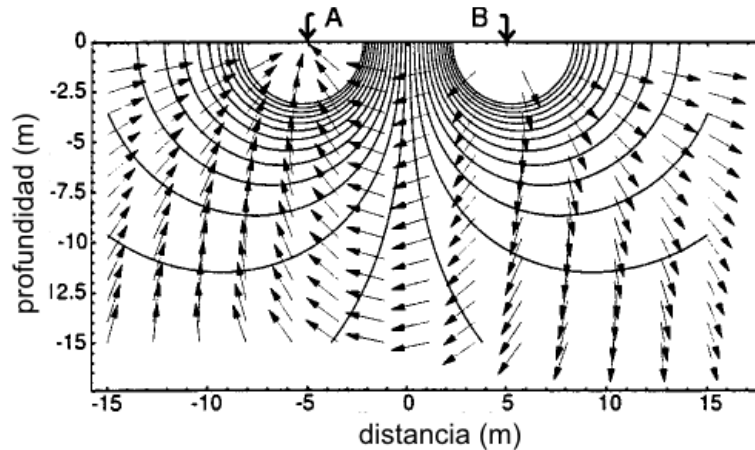
Fuente: Tomado y modificado de Herman (2001).

Todos los estudios de resistividad, en una situación más real, usan por lo menos dos electrodos de corriente, una fuente de corriente positiva y una negativa (Loke, 2004). En la Figura 9 se muestra la distribución de potencial causada por el par de electrodos de corriente (A y B), entre los cuales existe un plano de simetría en el punto medio. El espaciamiento de los dos electrodos determina la profundidad a la que la corriente penetrará (Herman, 2001).

Cuando en el subsuelo existen dos regiones con materiales de resistividades diferentes (la resistividad de la región superior es mayor que la que se encuentra debajo) el flujo de corriente al encontrar la región de menor resistividad describe superficies equipotenciales son más separadas y la corriente modifica su trayecto

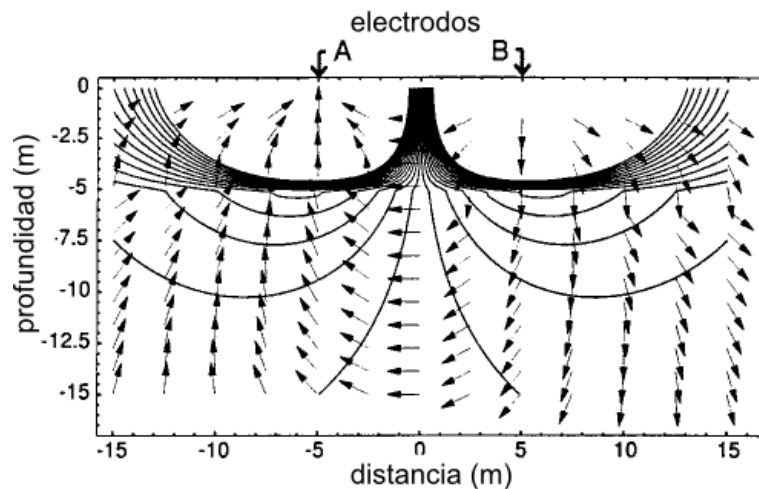
a través del material inferior. De esta manera los estudios de resistividad pueden distinguir la presencia de las dos capas (Herman, 2001).

**Figura 9. Flujo de corriente y distribución de potencial causada por dos electrodos de corriente (A y B) en un nivel de campo con estructura de subsuelo homogénea.**



Fuente: Tomado y modificado de Herman (2001).

**Figura 10. Flujo de corriente y distribución de potencial causada por dos electrodos de corriente (A y B) en un nivel de campo con estructura de subsuelo no homogénea.**



Fuente: Tomado y modificado de Herman (2001).

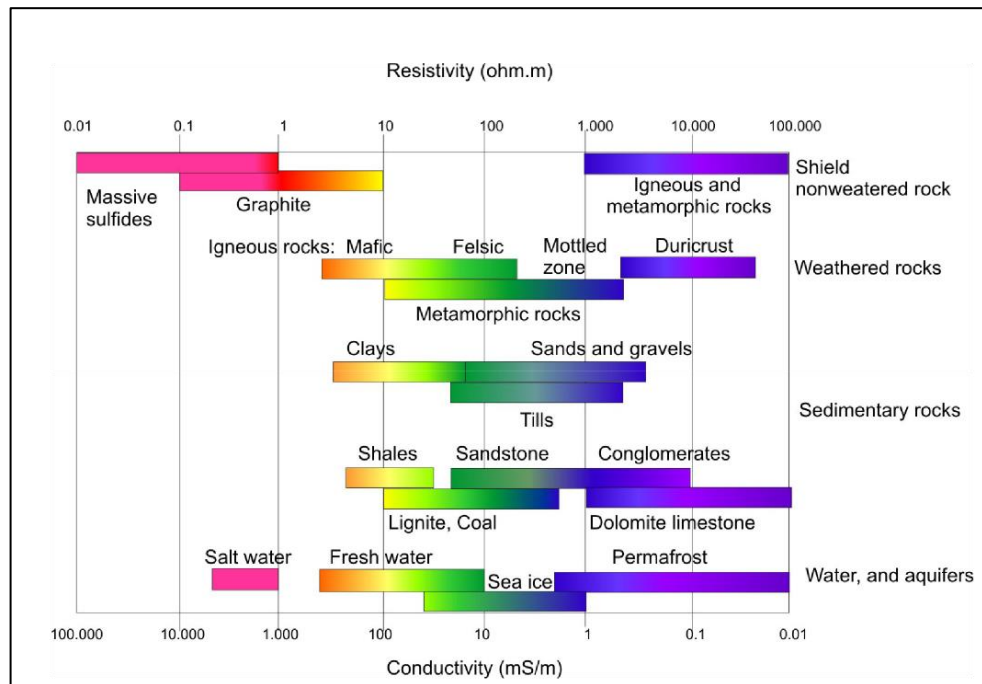
### 3.3 RESISTIVIDAD DE LOS MATERIALES GEOLÓGICOS

La resistividad de las rocas y sedimentos del subsuelo (Figura 11) depende de las características de los materiales componentes (tamaño de grano, selección, madurez, compactación, entre otros.), del tipo de fluido presente en ellos, de su porosidad, permeabilidad y geometría de las unidades litológicas (Perez, 1995). Las sales presentes en el agua que se encuentra contenida en los materiales del subsuelo permiten la conducción de la corriente eléctrica aplicada al suelo; de esta forma, cuando exploramos aguas subterráneas hay tres factores principales que intervienen directamente sobre la resistividad del terreno (Bernard y Leite, 2000):

1. La porosidad de la roca
2. La resistividad del agua (depende de su salinidad)
3. La arcillosidad del terreno

Las rocas por lo general presentan una resistividad muy alta, pero al contener agua en los poros, fracturas y fallas su conductividad aumenta. El rango de resistividades de las rocas es muy amplio, las arcillas tienen resistividades muy bajas, mientras que rocas secas bien consolidadas presentan valores muy altos (Velez, 2011) como las rocas ígneas y metamórficas que tienen un rango entre 1000 – 100000  $\Omega$ .m. En general, cada uno de estos factores influye en el valor de la resistividad que manifiestan los materiales al paso de la corriente; sin embargo, en exploración de aguas subterráneas se debe tener en cuenta el rango de resistividad correspondiente a las litologías que podrían contener el recurso hídrico, teniendo en cuenta las características geológicas del área de estudio.

**Figura 11. Resistividad eléctrica y Conductividad de los materiales de la tierra.**



Fuente: Tomado de Falgas (2007).

### 3.4 MEDIDA DE LA RESISTIVIDAD ELÉCTRICA

El principio de medida de la Resistividad eléctrica del subsuelo (Figura 12) consiste en inyectar una corriente  $I$  entre los electrodos A y B, y se mide la diferencia de potencial  $\Delta V$  entre los electrodos M y N. si el medio es homogéneo de resistividad  $\rho$ , la diferencia de potencial será (Gasulla, 1999):

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN} \right) \quad (6)$$

Donde AM, AN, BM, BN son las distancias entre electrodos. La resistividad está determinada por la expresión:

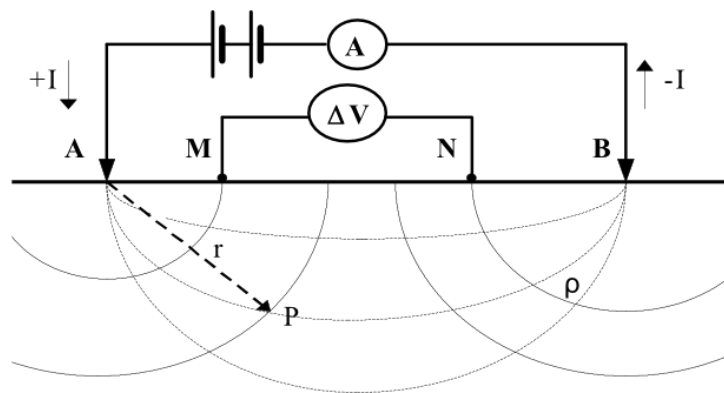
$$\rho = k \frac{\Delta V}{I} \quad (7)$$

Donde:

$$k = 2\pi \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \quad (8)$$

$K$  es un factor geométrico que depende de la distancia de los electrodos. Las magnitudes calculadas mediante la ecuación (7) representan valores de resistividades aparentes de los materiales adyacentes, para obtener las “resistividades verdaderas” se debe realizar un método de inversión (Perdomo, *et al.*, 2013), que además permite conocer las profundidades exactas de la ubicación de los límites entre las diversas capas (Herman, 2001).

**Figura 12. Configuración tetraelectródica para la medida de la resistividad del suelo**

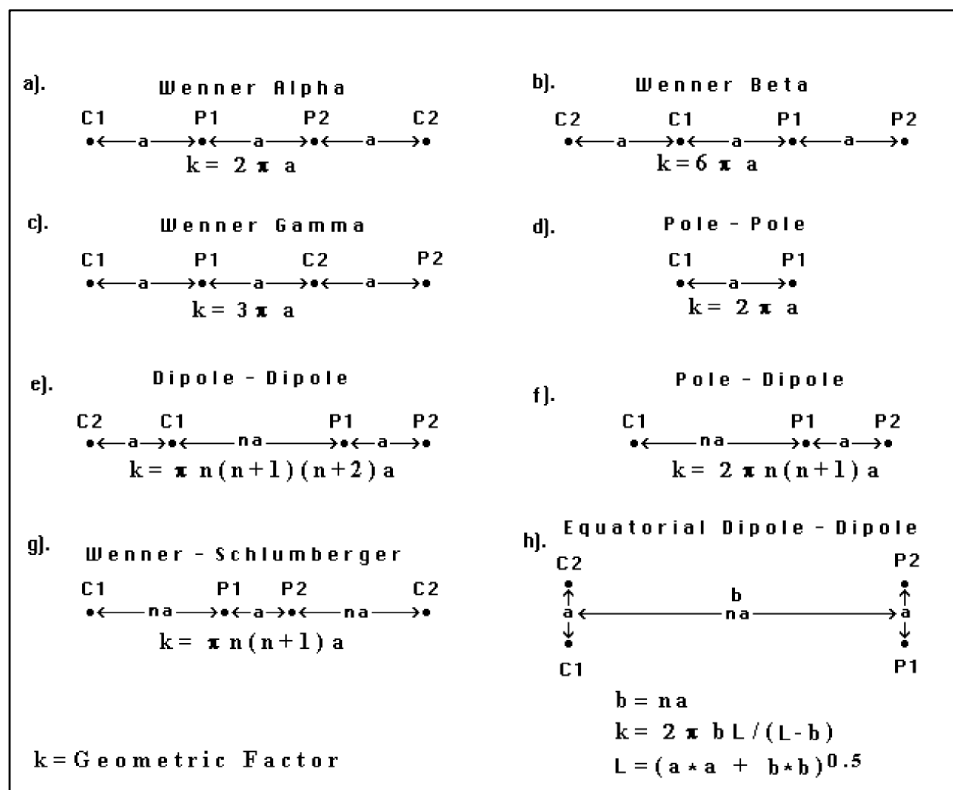


Fuente: Tomado de Gasulla (1999).

### 3.5 TIPOS DE ARREGLOS ELECTRÓDICOS.

En la figura 12 se presenta la disposición general de los cuatro electrodos utilizados para un estudio geoelectrónico. Los diferentes tipos de arreglos junto con sus factores geométricos son mostrados en la Figura 13; estos varían en la posición de los pares de electrodos y la distancia entre ellos. Los arreglos electródicos más utilizados son: Wenner, Schlumberger y Dipolo-Dipolo (Gasulla, 1999). La configuración electrónica a emplear para un estudio determinado depende del objetivo de la investigación y del tipo de prospección a utilizar. En este trabajo se empleó la configuración Schlumberger para los SEV y Dipolo-Dipolo para las tomografías eléctricas.

**Figura 13. Arreglos electródicos usados en estudios de resistividad.**

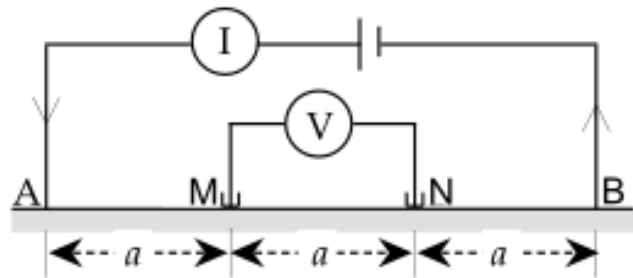


Fuente: Tomado Loke (2004).

**3.5.1 Configuración Wenner.** En la configuración Wenner (Figura 14) los pares de electrodos de corriente (A y B) y de voltaje (M y N) están dispuestos a una misma distancia ( $a$ ) en forma lineal. En este caso, la resistividad aparente queda definida como (Lowrie, 2007):

$$\rho = 2\pi a \frac{V}{I} \quad (9)$$

**Figura 14. Configuración Wenner.**



Fuente: Tomado y modificado de Lowrie (2007)

**3.5.2 Configuración Schlumberger** Este tipo de arreglo es el más usado en los estudios de resistividad. En este caso, los electrodos están dispuestos linealmente pero a diferencia de la configuración Wenner, la distancia entre los electrodos de potencial MN es mucho menor que la distancia entre los electrodos de corriente AB (Figura 15). En esta configuración la resistividad aparente queda expresada como (Lowrie, 2007):

$$\rho = \frac{\pi V}{4I} \left( \frac{L^2 - a^2}{a} \right) \quad (10)$$

Pero como  $L \gg a$  entonces la ecuación (10) queda simplificada a:

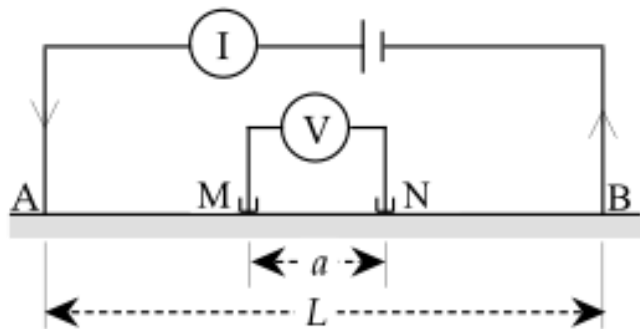
$$\rho = \frac{\pi V}{4I} \left( \frac{L^2}{a} \right) \quad (11)$$

**3.5.3 Configuración Dipolo-Dipolo** En la configuración Dipolo-Dipolo (Figura 16) el espaciado tanto en los electrodos de corriente como en los de potencial es  $a$ , y la distancia entre los puntos medios de cada par es  $L$ . Por tanto,  $L \gg a$ .

La resistividad aparente esta expresada como (Lowrie, 2007):

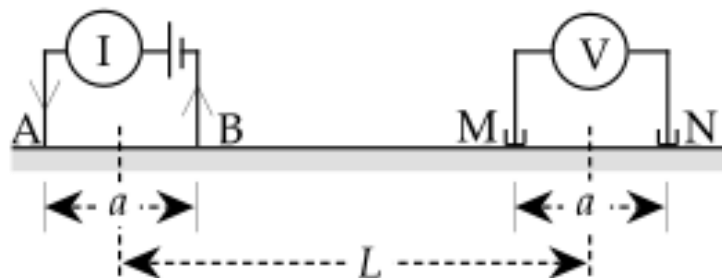
$$\rho = \frac{\pi V}{I} \left( \frac{L(L^2 - a^2)}{a^2} \right) \quad (12)$$

**Figura 15. Configuración Schlumberger.**



Fuente: Tomado y modificado de Lowrie (2007).

**Figura 16. Configuración Dipolo-Dipolo.**



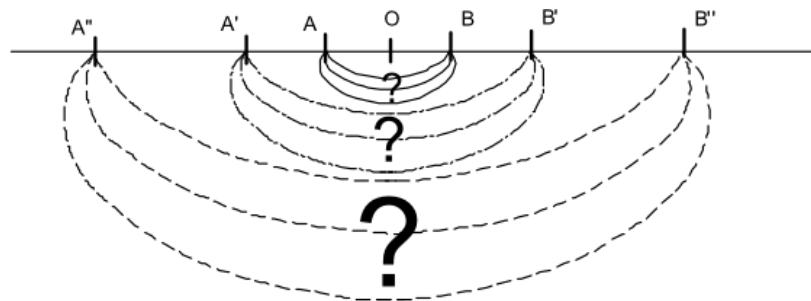
Fuente: Tomado y modificado de Lowrie (2007)

### 3.6 SONDEOS ELÉCTRICOS VERTICALES (SEV)

El sondeo eléctrico vertical (SEV) se utiliza para conocer las variedades de resistividades aparentes de forma vertical en el subsuelo bajo un punto establecido en superficie, determinando los límites de las capas que se encuentran por debajo de ésta. La distancia de los electrodos de corriente AB va ser proporcional a la profundidad del sondeo, es decir, a mayor distancia entre A y B, mayor será la profundidad en la que se inyecta la corriente (Gasulla, 1999). La distancia en que varían los electrodos y su posición depende del arreglo que se escoja para realizar el estudio. Para este trabajo se empleó la configuración Schlumberger, que consiste básicamente en aumentar la distancia entre los electrodos de corriente A y B a partir de un punto central mientras los electrodos de potencial permanecen fijos, como se muestra en la figura 17.

Un SEV se puede realizar sobre cualquier conjunto de unidades geológicas siempre y cuando presenten una disposición horizontal y homogénea; no es recomendable para contactos verticales, fallas, diques, etc. (Gasulla, 1999 y Sánchez, 2011).

**Figura 17. Esquema generalizado para un SEV con arreglo Schlumberger.**



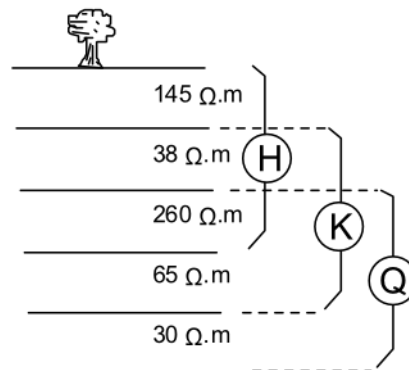
Fuente: Tomado de Sánchez (2011).

**3.6.1 Cortes geoeléctricos.** Un SEV determina una sección vertical del subsuelo representada mediante una curva de resistividad aparente y, caracterizada por los

diferentes valores de resistividad y la respectiva profundidad de cada capa del subsuelo. De esta forma, un corte geoelectrico de  $n$  capas se compone de  $n$  valores de resistividad y  $n-1$  espesores, ya que un SEV no determina el espesor de la última capa (Sánchez, 2011). Los cortes geoelectricos se pueden clasificar dependiendo del número de capas que lo componen y las variaciones de la resistividad entre ellas. En un corte que presente dos capas se pueden presentar dos posibilidades:  $\rho_1 > \rho_2$  ó  $\rho_1 < \rho_2$ . En este caso no reciben nomenclatura específica (Sánchez, 2011). Para un corte con tres capas se presentan cuatro posibilidades:  $\rho_1 > \rho_2 < \rho_3$ ;  $\rho_1 < \rho_2 > \rho_3$ ;  $\rho_1 < \rho_2 < \rho_3$  y  $\rho_1 > \rho_2 > \rho_3$ ; denominadas H,K,A,Q respectivamente.

Cuando en un corte geoelectrico existen cuatro o más capas, este se descompone en intervalos de 3 en 3, asignándole la nomenclatura correspondiente a cada tramo de 3. Como ejemplo se presenta una situación de 5 capas en la figura 18, en donde las tres primeras capas forman una curva tipo H, la 2ª, 3ª y 4ª representan una curva tipo K y la 3ª,4ª y 5ª son de tipo Q, en este caso el corte completo sería de tipo HKQ (Sánchez, 2011).

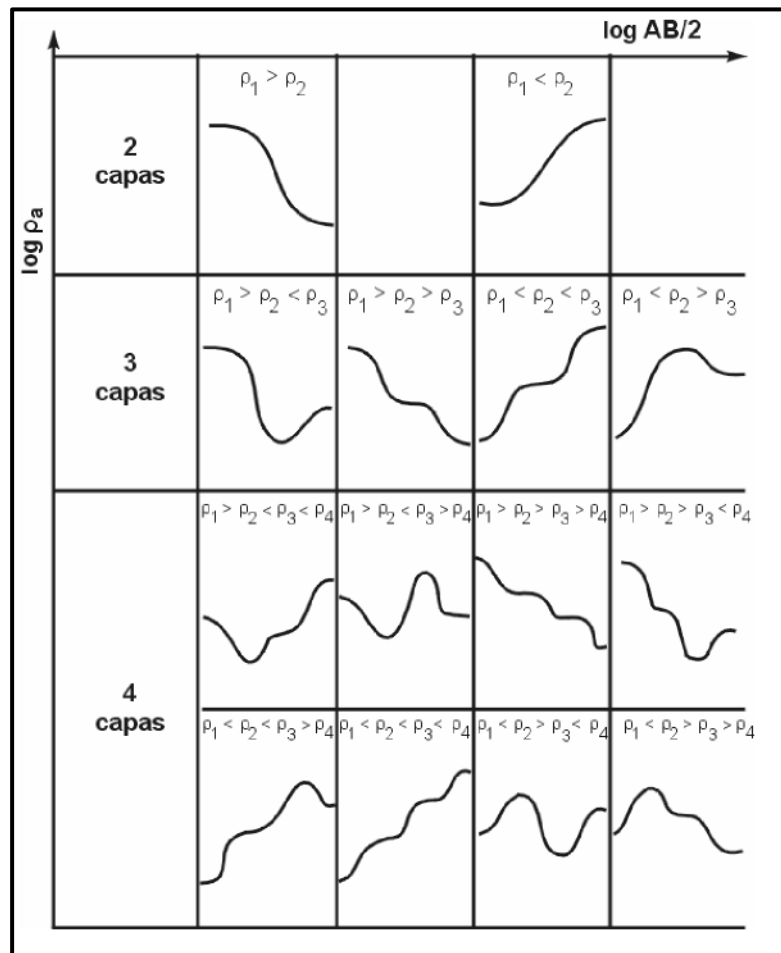
**Figura 18. Corte geoelectrico de 5 capas**



Fuente: Tomado de Sanchez (2011).

En la Figura 19 se representan esquemáticamente las formas de las curvas de resistividad aparente vs  $AB/2$  para 2, 3 y 4 capas y diferentes relaciones de  $\rho$  en profundidad (Auge,2008).

**Figura 19. Curvas resistividad aparente para 2, 3 y 4 capas**



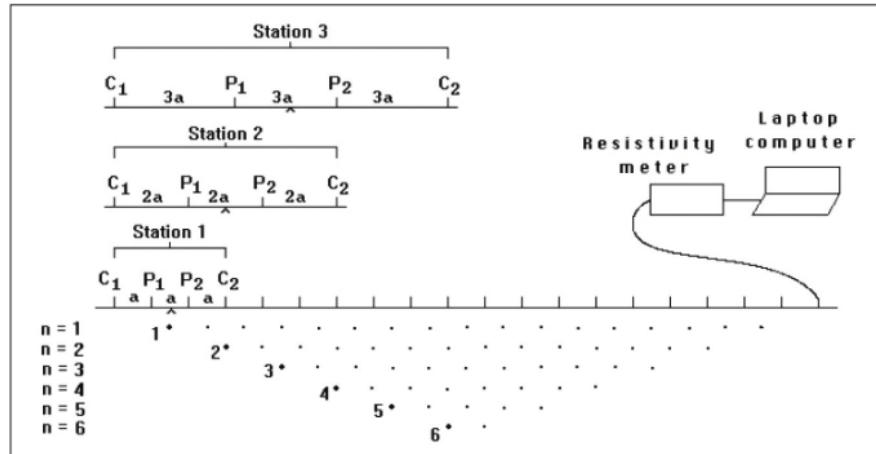
Fuente: Tomado de Auge (2008).

### **3.7 TOMOGRAFÍA DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA**

La tomografía de resistividad eléctrica es una combinación de algunos métodos como los sondeos geoelectricos, potencial espontáneo y sección transversal geoelectrica. Consta de una disposición lineal de electrodos ubicados a una distancia constante, los cuales están conectados por un cable multilíneo que a su vez se conecta al controlador principal (Kielbasiński y Mieszkowski, 2008). De igual manera que los SEV, el tipo arreglo que se escoge depende de las condiciones del terreno y del objetivo del estudio. El método consiste en realizar mediciones consecutivas en el que el ordenador automáticamente varía las combinaciones de los electrodos (C1C2-P1P2) (Figura 20) de acuerdo a la configuración que se le ha dado inicialmente. El producto final de esta serie de mediciones realizadas en superficie es una distribución 2D de resistividad aparente del subsuelo, que posteriormente es procesada mediante el método de inversión para finalmente obtener un perfil 2D de las capas en profundidad con sus respectivas resistividades y profundidades verdaderas, como la que se observa en la Figura 21.

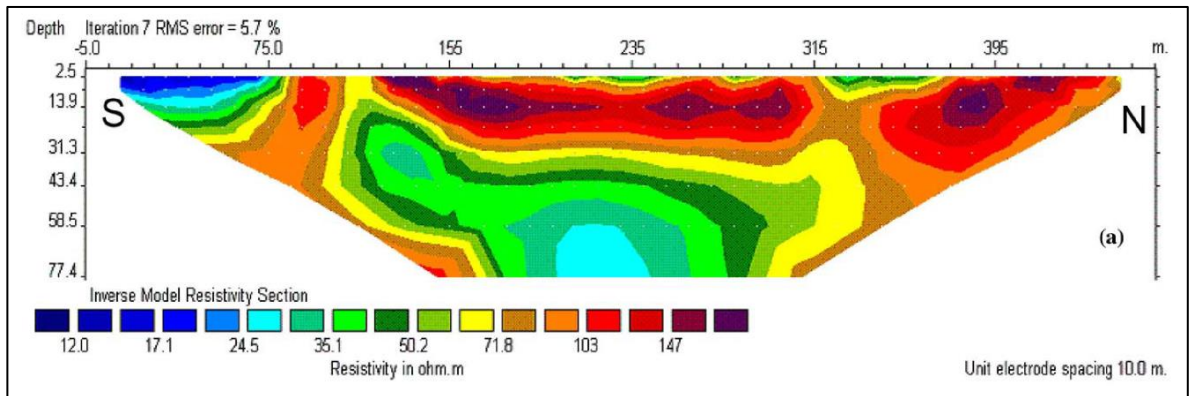
A diferencia de los SEV, con este tipo de prospección podemos determinar una variación tanto vertical como lateral de las formaciones geológicas y a distancias mayores.

**Figura 20. Secuencia de mediciones para construir una pseudosección utilizando una configuración de sondeo multi-electrodo controlado por un ordenador.**



Fuente: Tomado de Kielbasiński y Mieszkowski, (2008)

**Figura 21. Ejemplo de un modelo 2D en resistividad y profundidad verdadera.**



Fuente: Tomado de Kumar et al. (2011)

## **4. METODOLOGÍA**

La metodología efectuada para el desarrollo del presente trabajo fue dividida en las siguientes etapas:

### **4.1 REVISIÓN BIBLIOGRÁFICA**

En esta etapa inicial se realizó la búsqueda y la recopilación bibliográfica (artículos, libros, proyectos de grado, entre otros) de información teórica relacionada con los métodos de resistividad ejecutados, información geológica a nivel regional y local, y estudios realizados en el área investigada. Esto permitió la familiarización con la zona de estudio y un mayor entendimiento de las técnicas de prospección geoelectrica utilizadas.

### **4.2 RECONOCIMIENTO DE CAMPO**

Esta fase consistió en reconocer y evaluar geológicamente la zona de estudio y sus alrededores, haciendo énfasis en la estratigrafía, la geología estructural y la hidrogeología. Igualmente, fueron seleccionados los sectores más adecuados para la ejecución de los SEV y de las tomografías, teniendo en cuenta la topografía y las limitaciones del terreno; además, debido a que el área investigada corresponde a una zona residencial, estos sectores debían ser lotes no construidos para la comodidad de los habitantes.

### 4.3 ADQUISICIÓN DE DATOS

**4.3.1 Sondeos Eléctricos Verticales (SEV).** Se realizaron en total ocho Sondeos Eléctricos empleando el equipo ABEM TERRAMETER SAS 1000/4000 (Figura 22), el cual cuenta con tres modos de funcionamiento (Resistividad, IP, SP). Este equipo se compone de las siguientes herramientas:

- Batería de NiCd incorporada con un sistema de enganche
- Adaptador SAS-EBA para batería externa de 12 V
- 4 Electroodos de acero inoxidable o no polarizables
- Juegos de cable:
  - 2x750m de cable de corriente,  $0,75 \text{ mm}^2$  , en carrete
  - 2x250m de cable de potencial,  $0,75 \text{ mm}^2$ , en carrete
  - 2x2m de cable de conexión, rojo
  - 2x2m de cable de conexión, negro
- 4 pinzas de cocodrilo

Cada sondeo fue geoposicionado usando un GPS ETREX 20 y se registró la dirección azimutal de cada tendido eléctrico utilizando una brújula BRUNTON. La configuración electródica utilizada en cada SEV fue de tipo Schlumberger, teniendo en cuenta que esta configuración permite alcanzar unidades litológicas y estructuras a una mayor profundidad.

La longitud de los tendidos de cada SEV varió entre 30 y 60 m dependiendo de la limitación del terreno en cada sector. La separación entre los electroodos de potencial (MN) se mantuvo constante en cada uno de los SEV y fue de 1.0m

La apertura de los electroodos AB se realizó en la dirección que permitiera cada zona para obtener la mayor longitud posible del tendido, teniendo en cuenta que las condiciones topográficas fueran las más adecuadas para obtener los mínimos

errores posibles, además de evitar zonas cercanas en donde se encontraran redes eléctricas enterradas, las cuales generan ruido y afectan la medición.

**Figura 22. Equipo ABEM TERRAMETER SAS 1000/4000 utilizado para la adquisición de los SEV.**



Los datos tomados en campo fueron registrados en el formato correspondiente para cada sondeo (Anexo A - H), en donde se presenta la información de la medición como la apertura de los electrodos de corriente (AB), la apertura de los electrodos de potencial (MN), los respectivos valores de resistividad aparente ( $\rho_a$ ) en  $\Omega.m$ , entre otros.

La localización de los SEV ejecutados son mostrados en la Figura 23 y sus respectivas coordenadas (Origen Bogotá) se presentan en la Tabla 1.

**Figura 23. Ubicación de los Sondeos Eléctricos Verticales (SEV) y las Tomografías de Resistividad Eléctrica (TRE).**



Fuente: Tomado y modificado de Google Earth.

**Tabla 1. Localización de los SEV ejecutados**

No. SEV	E(m)	N(m)	Altitud (msnm)
1	1.112.006	1.269.595	1022
2	1.112.044	1.269.595	1026
3	1.112.018	1.269.557	1025
4	1.112.163	1.269.520	1044
5	1.112.123	1.269.570	1037
6	1.111.972	1.269.596	1021
7	1.112.054	1.269.734	1024
8	1.111.973	1.269.678	1020

**4.3.2 Tomografías de Resistividad Eléctrica.** Se realizaron dos Tomografías de Resistividad Eléctrica utilizando un equipo AGI modelo SUPERSTING R8/IP (Figura 24) conformado por las siguientes herramientas:

- Ordenador principal.
- 56 electrodos en acero inoxidable.
- caja de conmutación “Switch box”.
- cable conector entre el ordenador principal y la Switch box.
- Juegos de cables multielectrónicos.
- Cable Adaptador para la conexión de alto voltaje de la Switch Box y la conexión hembra del cable de electrodos.
- Antena Wi-Fi.
- Dispositivo Android (Permite controlar de manera remota el resistivímetro).
- Batería de 12V.
- Cable conector de la batería.

**Figura 24. Resistivímetro utilizado para las medidas en campo de las Tomografías de Resistividad Eléctrica (TRE).**



Se geoposicionó el punto medio de cada tendido (Tabla 2) usando un GPS ETREX 20 y se registró la dirección azimutal de cada arreglo electrodico utilizando una brújula BRUNTON. El tipo de configuración electrodica utilizada para cada

tomografía fue Dipolo – Dipolo, ya que este tipo de arreglo es más sensible a los cambios horizontales, lo que facilita la identificación de estructuras verticales (Weinzettel et al., 2009). La tomografía 1 (T1) se ejecutó hacia el N de la zona de estudio (Figura 23), con una separación entre electrodos de 2.50m posicionados linealmente en dirección N85E; el tendido alcanzó una longitud de 137.5m. La tomografía 2 (T2) se ejecutó hacia el SE del área de estudio como se muestra en la Figura 23; en este caso el tendido se realizó en dirección N46W y alcanzó una longitud de 110m; la separación entre electrodos fue de 2m.

**Tabla 2. Localización del punto central de cada Tomografía.**

No. Tomografía	Coordenadas punto central (Origen Bogotá)	
	E (m)	N (m)
T1	1.112.031	1.269.708
T2	1.112.118	1.269.578

#### 4.4 PROCESAMIENTO DE DATOS

Para el procesamiento de los datos de resistividad aparente adquiridos mediante la ejecución de los SEV y de las TRE se emplearon los software IPI2WIN y EARTHIMAGER 2D respectivamente, aplicando el método de inversión.

En el procesamiento de cada SEV se generó la curva de campo que fue comparada y ajustada con la respectiva curva teórica de tal manera que alcanzara un error aceptable.

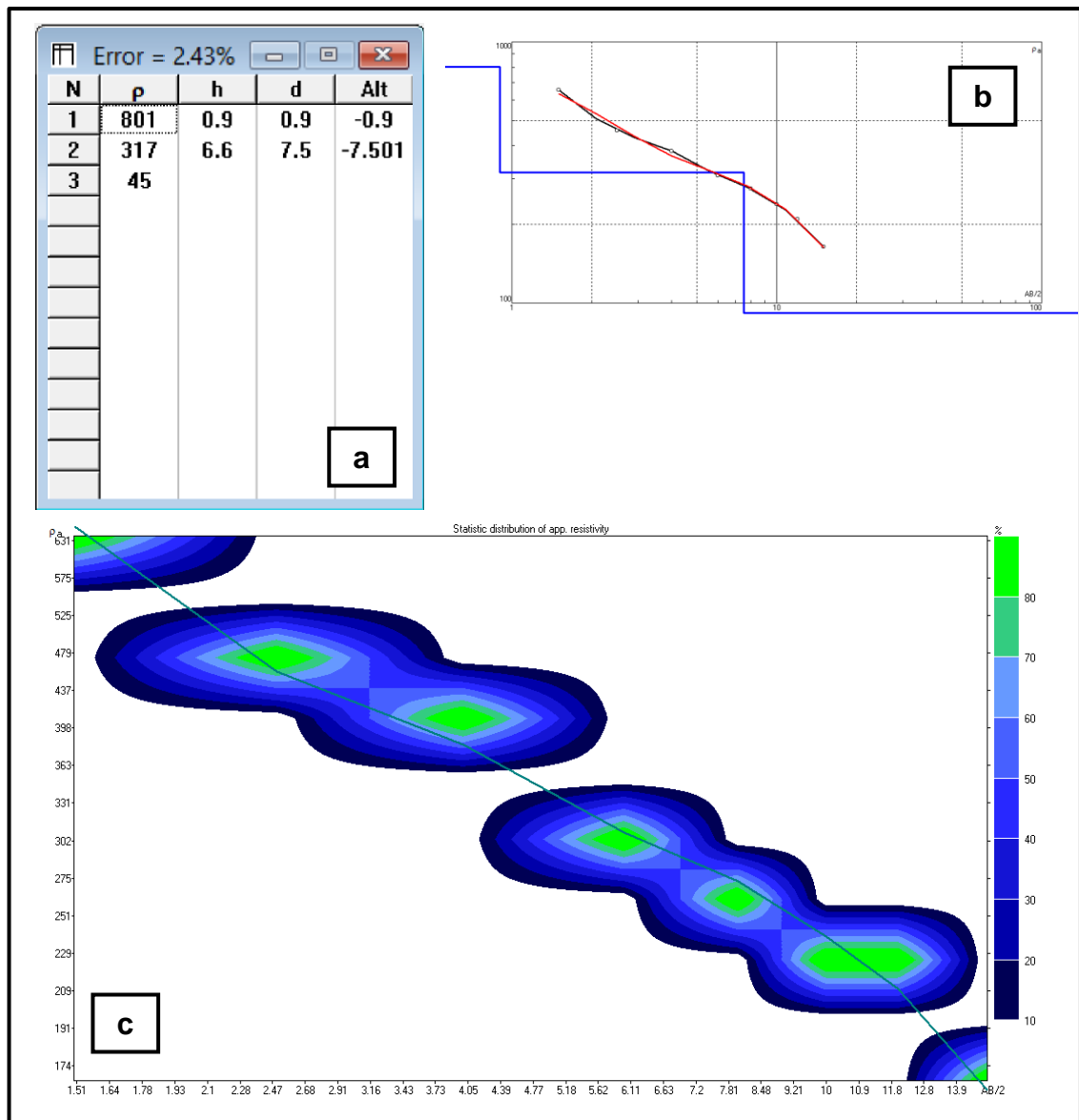
Con la inversión de los datos de resistividad aparente de las tomografías se obtuvo la distribución 2D del subsuelo en resistividad y profundidad verdadera.

**4.4.1 Sondeos Eléctricos Verticales (SEV)** Como fase inicial del procesamiento de cada SEV, los datos correspondientes para cada sondeo son introducidos en el

software IPI2WIN, en donde se aplica el método de inversión de manera automática para obtener un modelo 1D estimado con el número de capas y sus respectivas resistividades y profundidades verdaderas bajo la superficie de medición. El resultado obtenido en la primera inversión fue analizado estadísticamente con el objetivo de disminuir el error de ajuste posible entre la curva de campo y la curva teórica, de tal manera que los datos alcanzados en una posterior inversión fueran más precisos. Para describir de forma más detallada este procedimiento se ha elegido el SEV 2.

Los valores de las resistividades obtenidas en el procesamiento inicial para el SEV 2 se muestran en la Figura 25a, los cuales presentaron un error de 2,43%. Estos datos fueron analizados estadísticamente mediante la variación de la curva media de los datos experimentales (Figura 25c), en donde se grafica  $\rho_a$  vs  $AB/2$ . Esta gráfica nos permite identificar datos anómalos que haya tenido la medida en campo; en este caso, la medida en  $AB/2 = 4m$  aproximadamente, es la que presenta una pequeña alteración. La Figura 25b muestra la variación de la curva de campo (curva negra) respecto a la curva teórica (curva roja).

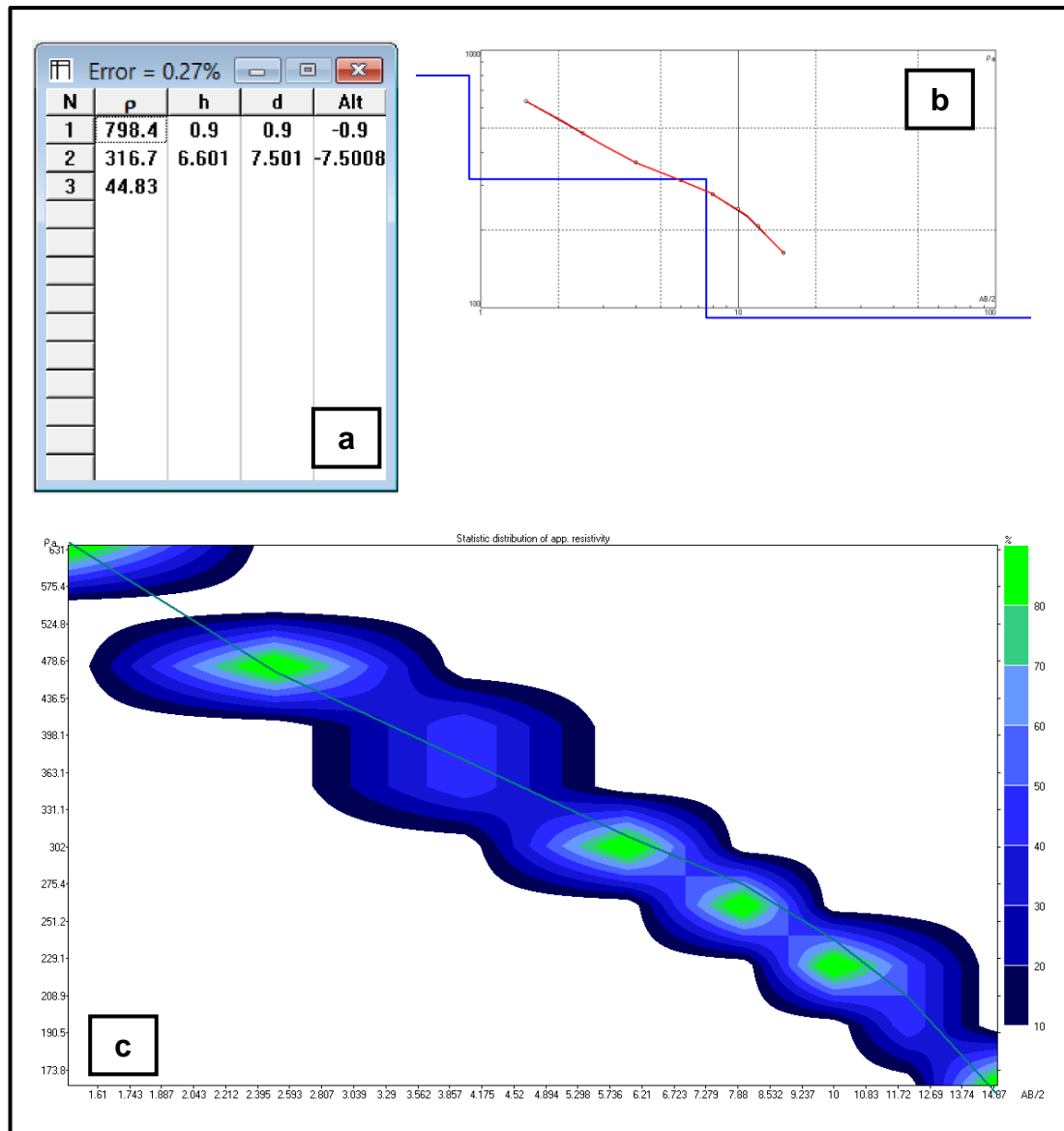
Figura 25. Procesamiento inicial para el SEV 2. a) Datos obtenidos inicialmente, b) relación curva de campo respecto a la curva teórica, c) Gráfica  $\rho_a$  vs  $AB/2$ .



A continuación se realizó el ajuste entre la curva de campo y la curva teórica para procesar nuevamente los resultados, lo que permitió disminuir el error a 0,27% (Figura 26a) y mejorar la calidad de los datos. En la Figura 26b se muestran las dos curvas ajustadas generándose una sola gráfica.

Estadísticamente, este arreglo permitió que los valores experimentales se ajustaran más a los valores teóricos, y se vio representado mediante la curva media de la resistividad del terreno, la cual presentó una desviación menor en cada medición (Figura 26c).

**Figura 26. Procesamiento final para el SEV 2. a) Datos finales del sondeo, b) relación curva de campo respecto a la curva teórica, c) Gráfica  $\rho_a$  vs  $AB/2$ .**



En los demás sondeos se realizó este mismo ajuste para disminuir el error en cada uno de ellos, obteniendo de esta manera valores de resistividad y profundidad verdadera más precisos para su posterior interpretación.

**4.4.2 Tomografías de Resistividad Eléctrica (TRE)** El procesamiento de las tomografías se realizó con el software EARTHIMAGER 2D el cual aplica un método de inversión que convierte las resistividades aparentes en reales, generando un perfil 2D del subsuelo con valores de resistividad y profundidad verdadera.

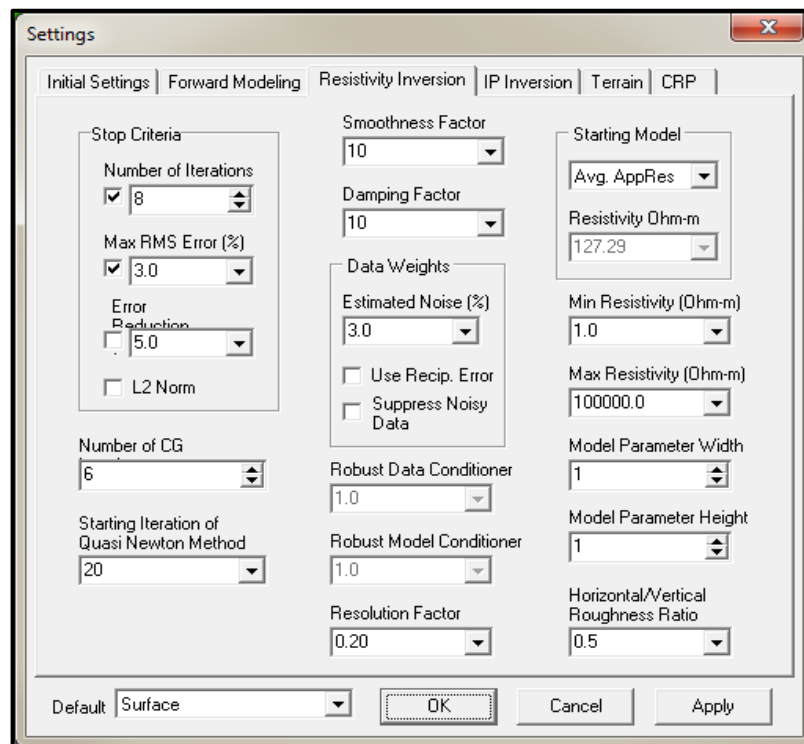
Al terminar la medición en campo de cada TRE, el equipo generó un archivo en cada medición, los cuales fueron extraídos desde el ordenador principal para su respectivo procesamiento en el programa, en donde inicialmente se establecieron los parámetros de inversión (figura 27) (e.g. número de iteraciones, topografía, tipo de inversión, etc.). Una vez realizada esta configuración, se realizó una inversión preliminar en cada tomografía para realizar un control de calidad de los datos en cada uno de los modelos, identificando los puntos malos en las medidas de cada perfil eléctrico.

Para disminuir el error obtenido en cada modelo y obtener datos de mayor calidad se realizó el arreglo estadístico explicado a continuación. Se ha seleccionado la tomografía 1 (T1), en la cual se generó el archivo de medición nombrado MENZ1DD, para describir este procedimiento de forma más detallada. En el procesamiento inicial de este perfil se obtuvo un error de 22,81% (Figura 28); la gráfica de dispersión para este modelo (Figura 29) muestra los valores más desajustados en la inversión. Para disminuir este error se removieron los datos más dispersos en la curva por medio del histograma del error RMS (Figura 30) y posteriormente se realizó una segunda inversión para obtener un modelo más ajustado a los datos experimentales. De esta manera, el error en la pseudosección

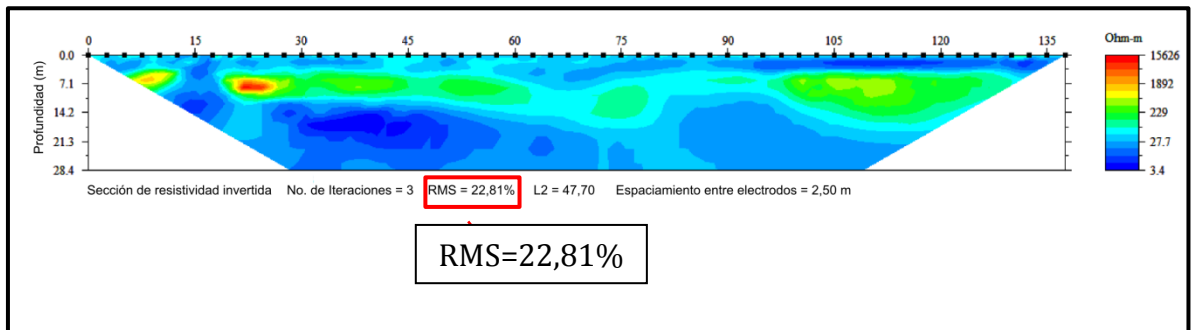
con valores de resistividad y profundidad verdadera obtenida del segundo procesamiento disminuyó a 3,08% (Figura 31).

Este ajuste estadístico realizado en el procesamiento de cada una de las tomografías permitió adquirir datos de mayor calidad, lo cual hizo que la interpretación cualitativa y cuantitativa fuera más precisa respecto a las unidades geológicas presentes en el subsuelo.

**Figura 27. Configuración de los parámetros de inversión en el software EARTHIMAGER 2D.**



**Figura 28. Modelo obtenido al aplicar la primera inversión en el perfil MENZ1DD.**



**Figura 29. Gráfica de dispersión de los datos generados en el procesamiento inicial del perfil MENZ1DD. Algunos datos anómalos se resaltan con circunferencias rojas.**

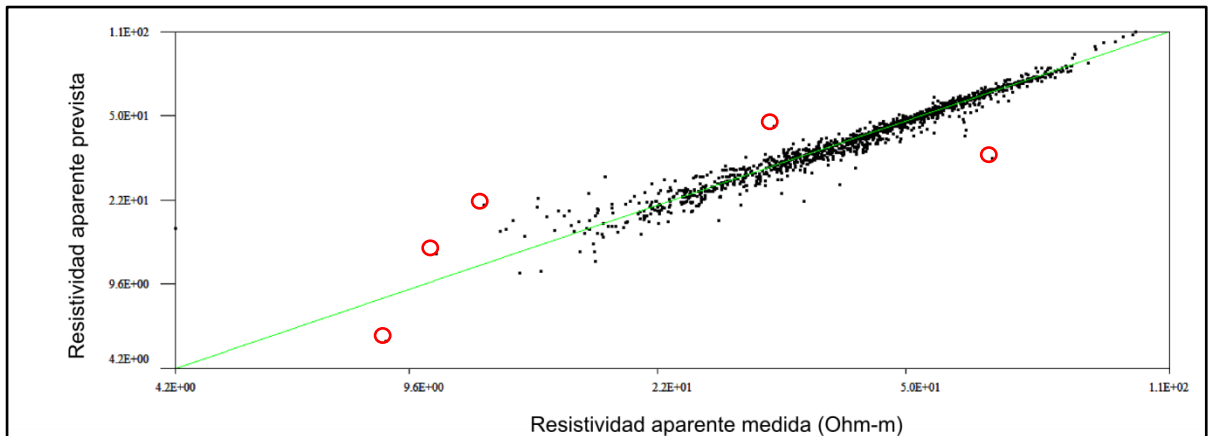


Figura 30. Histograma de la distribución de errores en la primera inversión del perfil MENZ1DD.

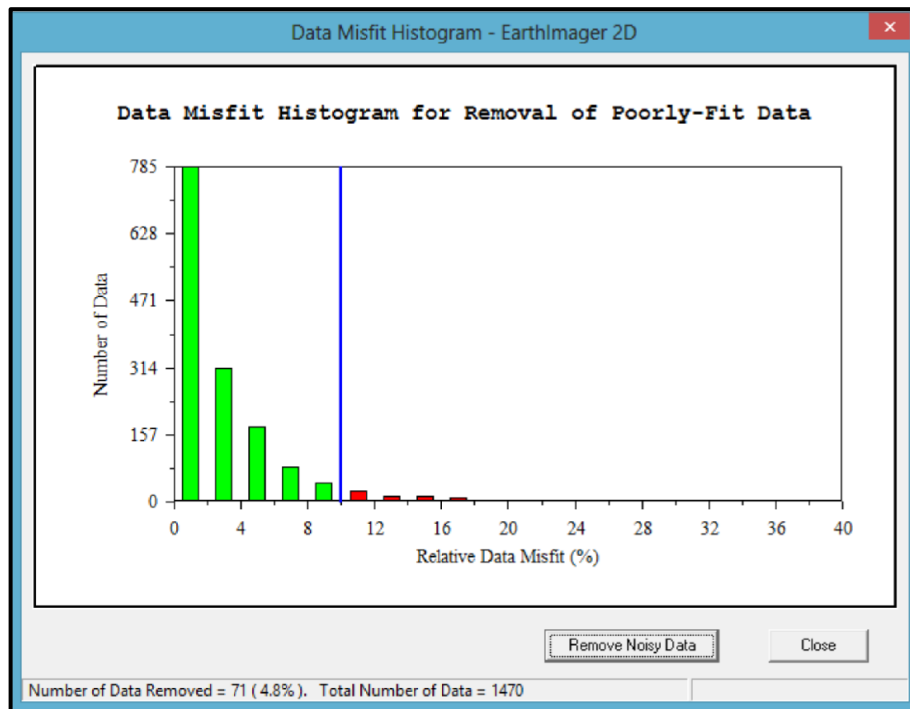
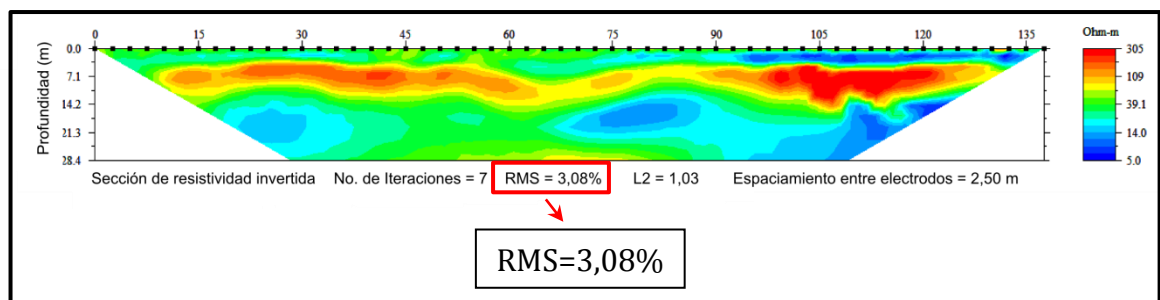


Figura 31. Modelo obtenido al aplicar la segunda inversión en el perfil MENZ1DD.



## 5. RESULTADOS E INTERPRETACIÓN

Para determinar el potencial acuífero de la zona de estudio se realizó la interpretación cualitativa y cuantitativa de los resultados obtenidos en cada una de las técnicas geofísicas aplicadas. Además, estos datos fueron correlacionados mediante la creación de perfiles eléctricos y el modelamiento 3D del subsuelo, logrando un mejor análisis y una mejor interpretación.

La estimación litológica se basó en la tabla de valores de resistividad de los materiales geológicos (Figura 11), además de la integración de la información geológica descrita en el mapa geológico por Ward et al. (1977) y las características litológicas reconocidas en campo. De esta manera, los valores de resistividad comprendidos entre 50 – 150  $\Omega$ .m fueron atribuidos litológicamente a arenas saturadas, las cuales corresponden a la unidad acuífera (Tabla 3), donde la variación de los valores dentro de este rango se atribuye al grado de saturación.

**Tabla 3. Rangos de resistividad establecidos para cada unidad.**

Litología		Resistividad ( $\Omega$ .m)
Suelo	Arcilloso	< 100
	Arenoso	100 – 300
	Areno - Gravoso	300 - 500
	Gravoso	>500
Arcillas saturadas		5 – 25
Limos		25 – 50
<b>Arenas saturadas</b>		<b>50 – 150</b>
Arenas no saturadas		150 - 350

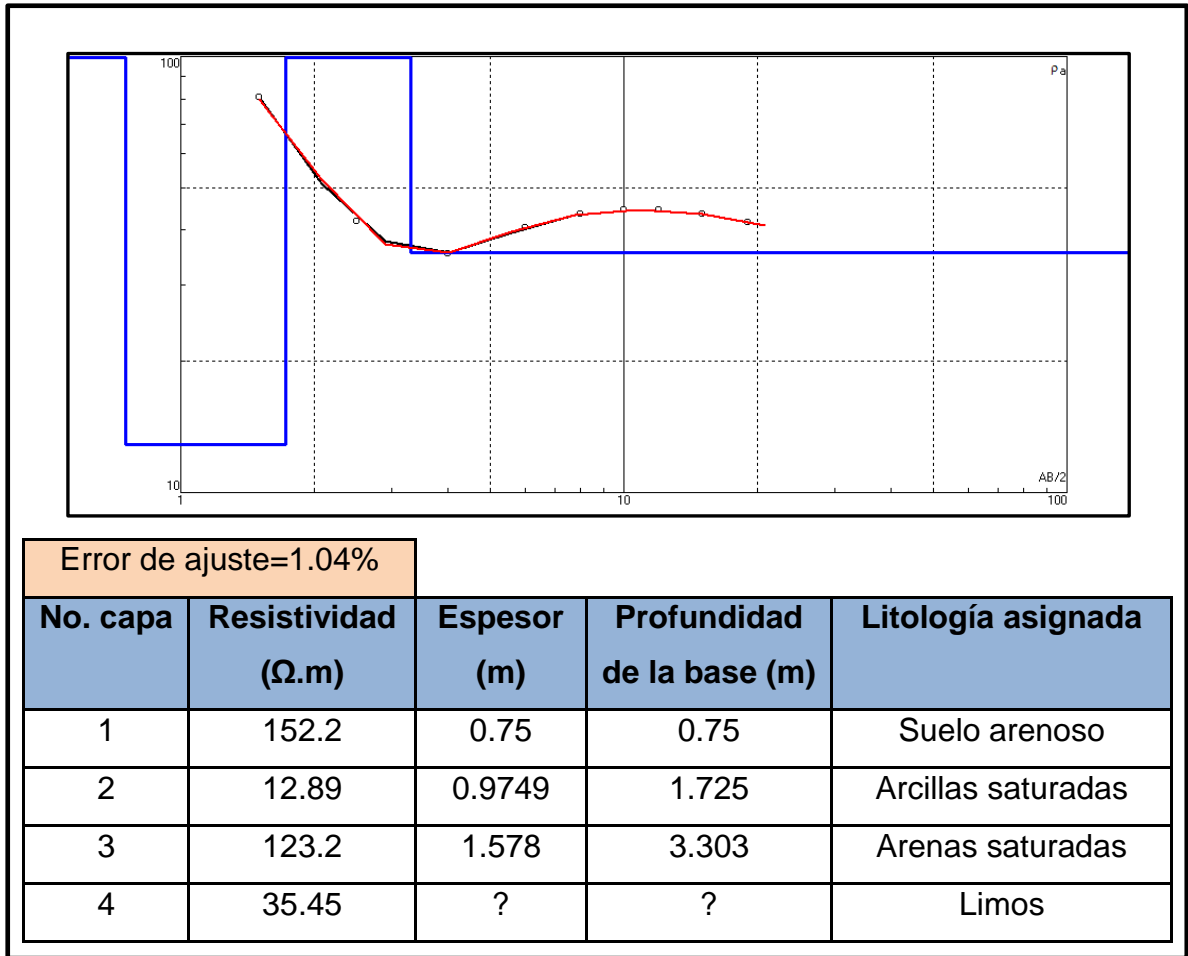
## **5.1 SONDEOS ELÉCTRICOS VERTICALES (SEV)**

A continuación se presentan las curvas y los resultados obtenidos a partir del modelamiento de los datos adquiridos en campo de cada SEV.

Estos resultados representan el corte geoelectrico a profundidad en cada punto donde se realizó el sondeo.

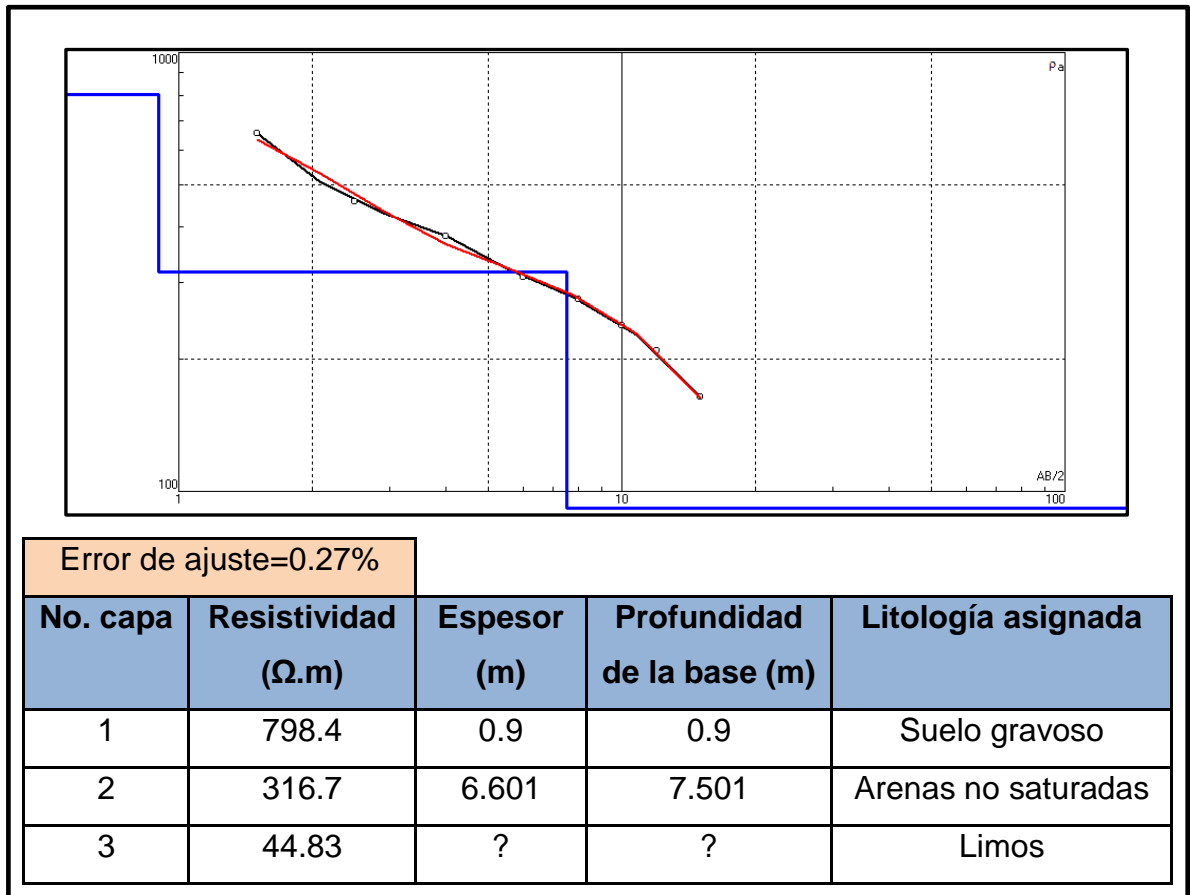
**5.1.1 SEV 1** El corte geoelectrico obtenido consta de 4 capas, un error de ajuste de 1.04% y una profundidad lograda de 3.303 m (Figura 32). La capa superficial presenta un espesor de 0.75m y una resistividad de 152.2  $\Omega$ .m, corresponde a suelo arenoso. La capa adyacente consta de arcillas saturadas con un espesor de 0.9749 m y resistividad de 12.89  $\Omega$ .m. Para la tercera capa la resistividad aumenta considerablemente a 123.2  $\Omega$ .m y es considerada como la unidad acuifera (arenas saturadas) con un espesor de 1.578. La resistividad en la última capa, cuyo espesor no se conoce, disminuye a 35.45  $\Omega$ .m por lo que se considera como un paquete de limos.

**Figura 32. Curva de campo, resultados e interpretación del SEV 1.**



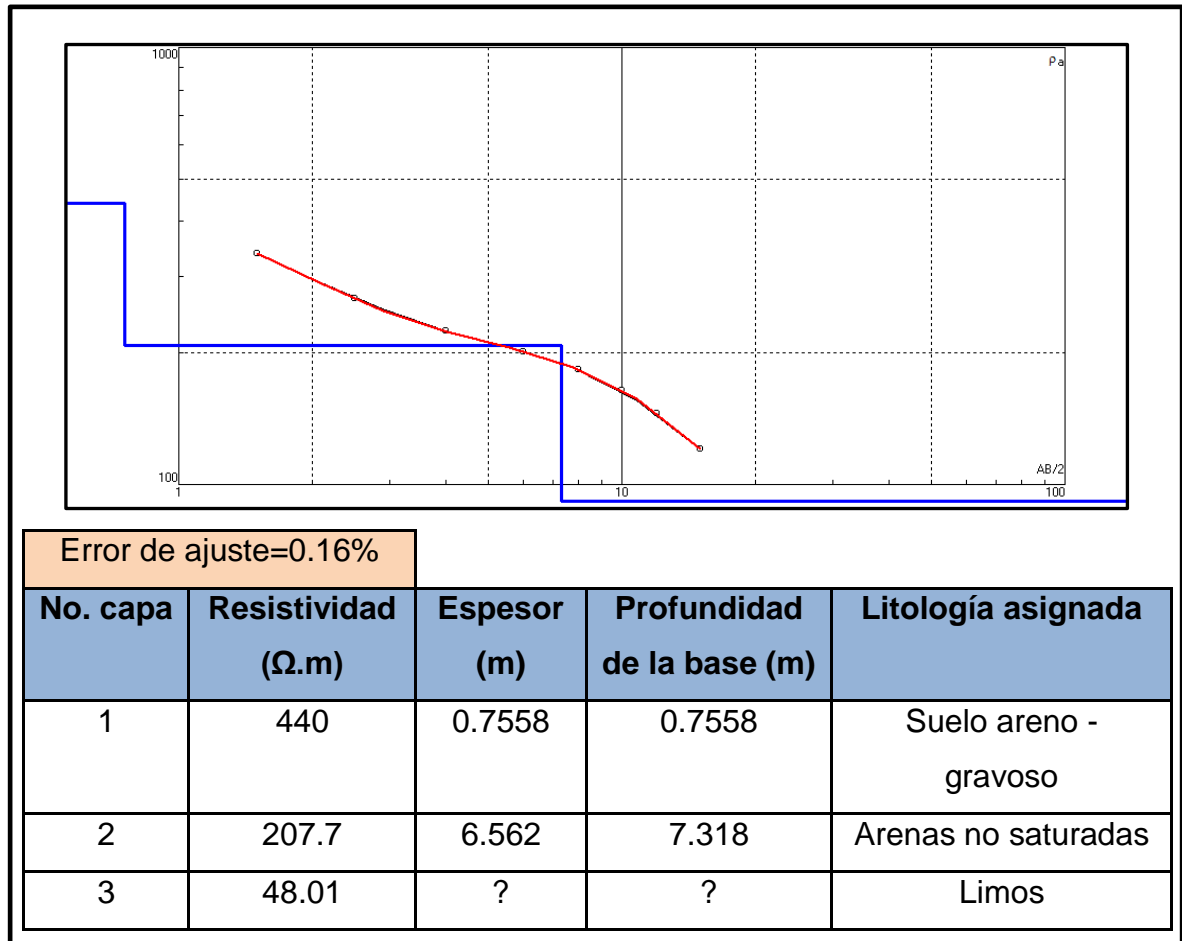
**5.1.2 SEV 2.** El corte geoelectrico presenta 3 capas y un error de 0.27% (Figura 33). La capa superficial, con un espesor de 0.9 m, por su alta resistividad (798.4Ω.m) corresponde a un suelo gravoso. La capa intermedia consta de un paquete de arenas no saturadas con un espesor de 6.601m y una resistividad de 316.7 Ω.m. En la capa más profunda la resistividad cambia considerablemente a 44.83 Ω.m, por lo que es atribuida a un paquete de limos; no es posible conocer su espesor debido a que la profundidad alcanzada en la medición fue hasta el tope de este estrato (7.501m).

**Figura 33. Curva de campo, resultados e interpretación del SEV 2.**



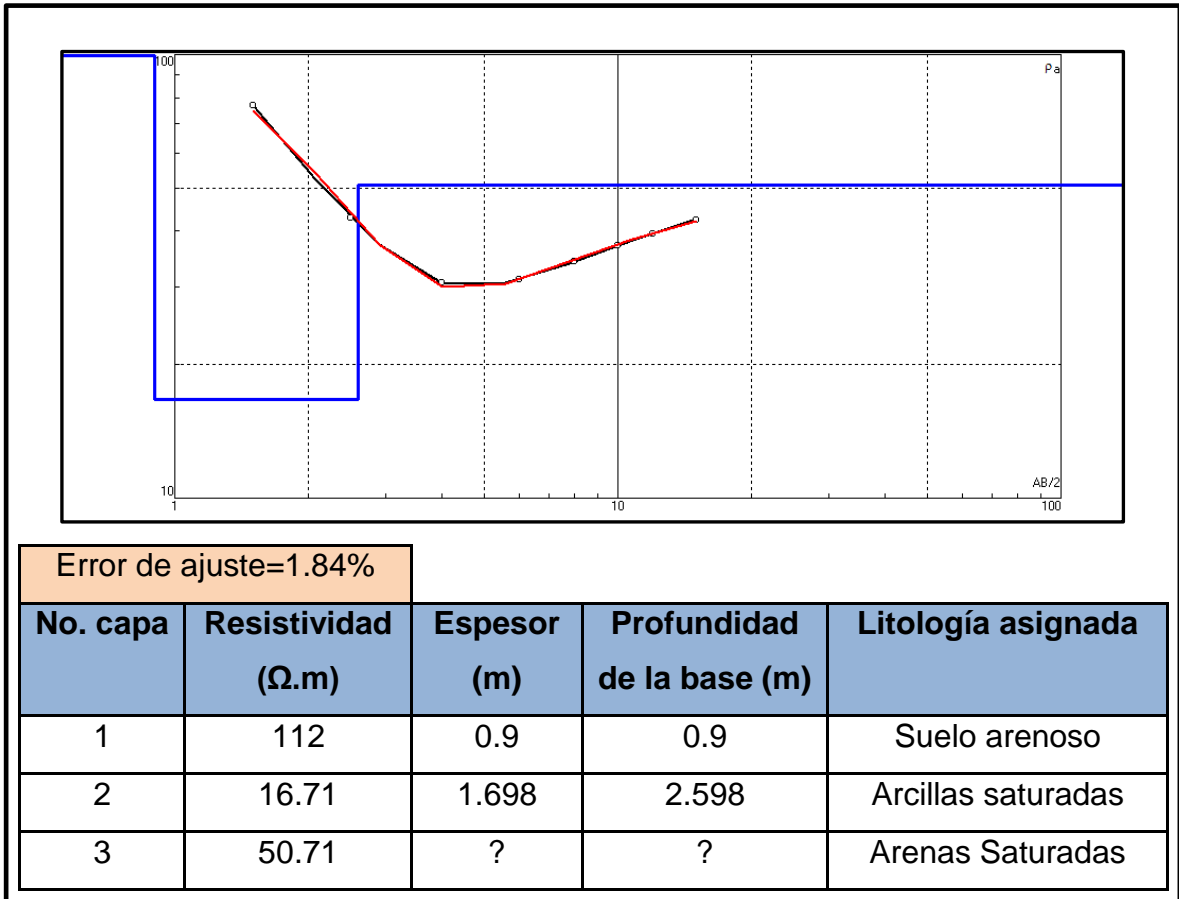
**5.1.3 SEV 3** La columna litológica consta de 3 capas y el error del modelamiento fue de 0.16% (Figura 34). La capa superficial consta de suelo areno-gravoso, con un espesor de 0.7558m y con resistividad de 440  $\Omega.m$ . La capa intermedia presenta un espesor de 6.562m y una resistividad de 207.7  $\Omega.m$ , corresponde a un paquete de arenas no saturadas. La capa más profunda se considera como una unidad de limos con resistividad de 48.1  $\Omega.m$ , su espesor no es conocido debido a que la profundidad alcanzada fue de 7.318m (tope de la capa).

**Figura 34. Curva de campo, resultados e interpretación del SEV 3.**



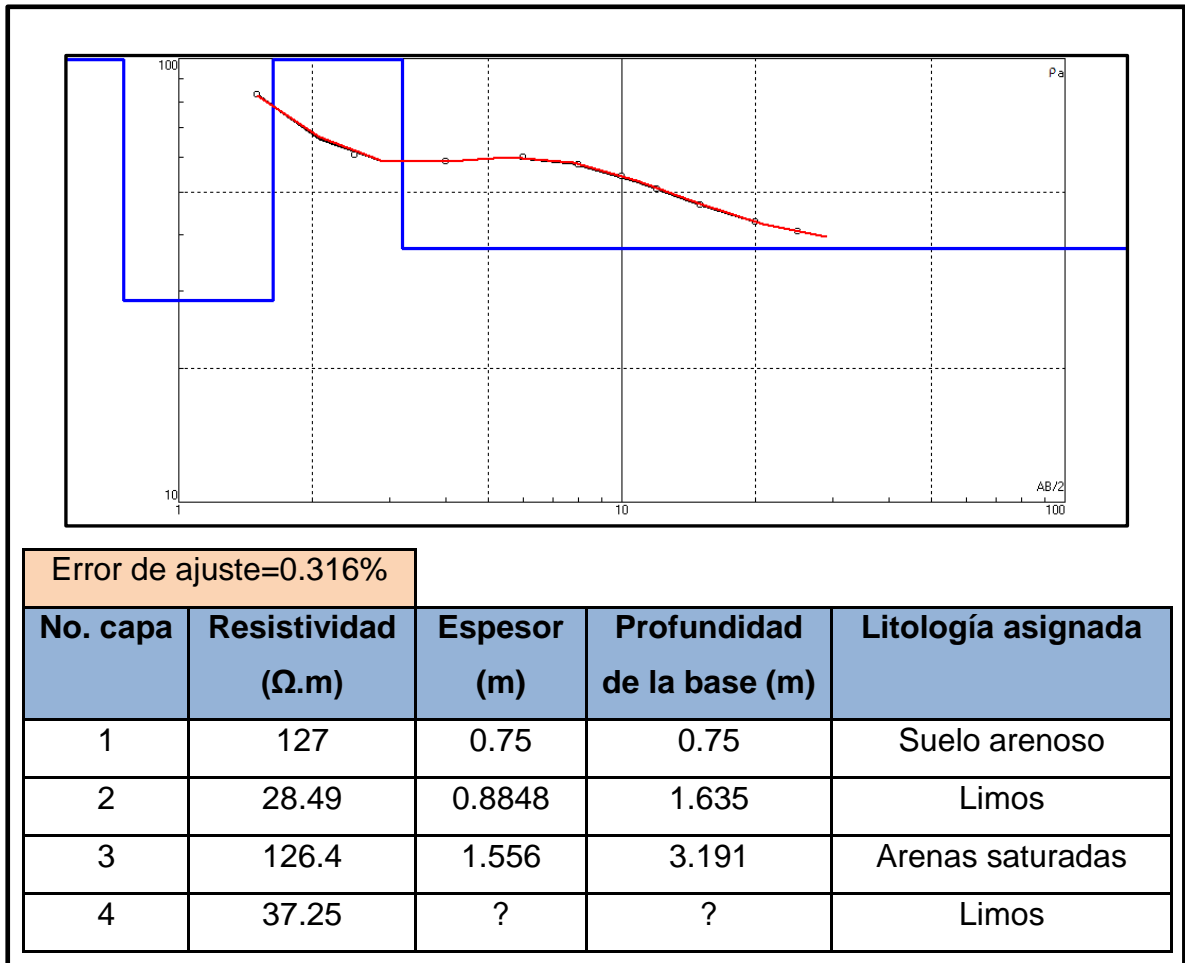
**5.1.4 SEV 4** El perfil geoelectrico consta de 3 capas y la profundidad alcanzada fue de 2.598m; el modelamiento generó un error de ajuste de 1.84% (Figura 35). La capa superficial corresponde al suelo con un espesor de 0.9m, y debido al valor de la resistividad (32.93  $\Omega.m$ ) es de tipo arenoso. La capa adyacente consta de un paquete de arcillas saturadas con un espesor de 1.698m y el valor de la resistividad es de 16.71 $\Omega.m$ . La última capa, cuyo espesor no es conocido, presenta una resistividad 50.71  $\Omega.m$  y litológicamente está conformada por arenas saturadas (considerada como la capa acuífera) con espesor de 6.6m.

**Figura 35. Curva de campo, resultados e interpretación del SEV 4.**



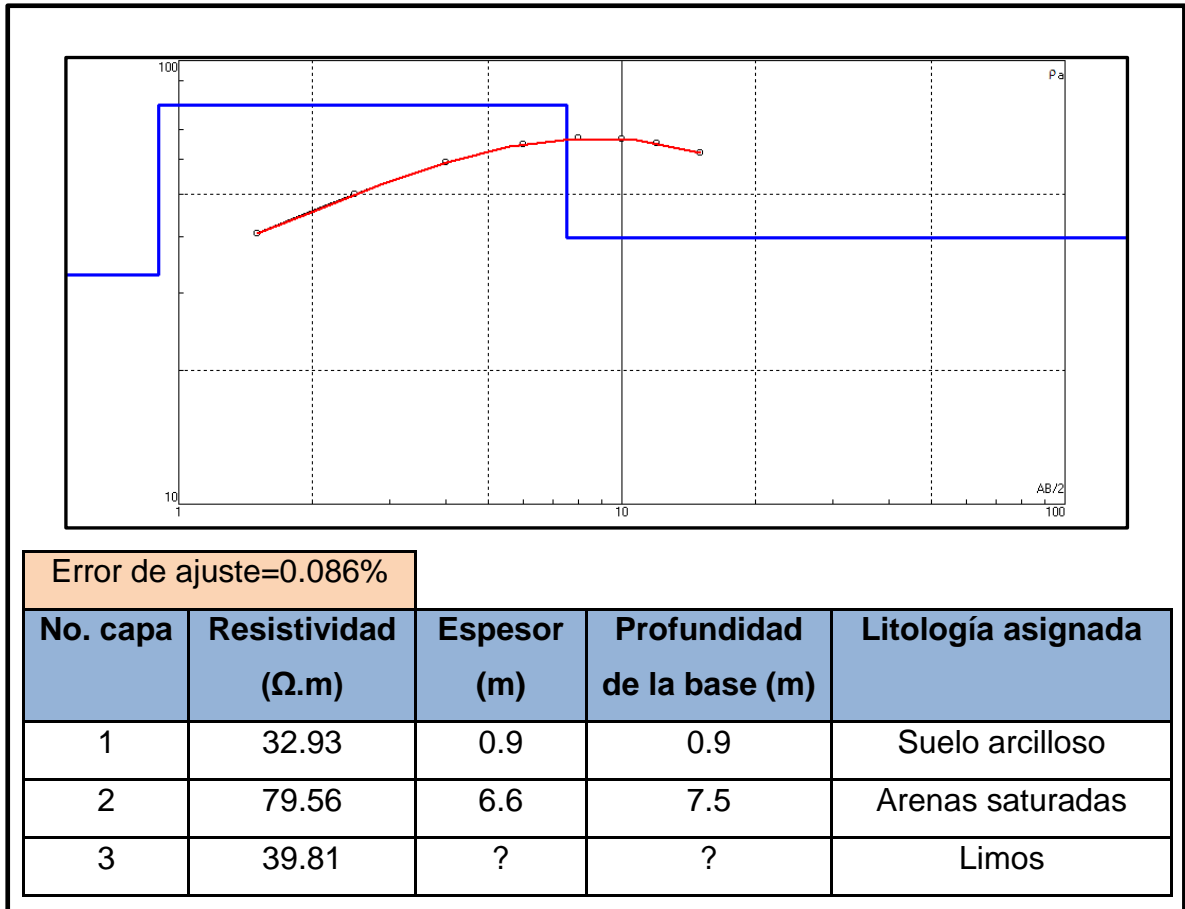
**5.1.5 SEV 5** El modelamiento generó un perfil de 4 unidades con un error de ajuste de 0.316% (Figura 36). La primera capa, con espesor de 0.75m, está conformada por suelo arenoso según el valor de resistividad (127 Ω.m). En la segunda capa la resistividad disminuye a 28.49 Ω.m, lo cual indica que litológicamente es una unidad de limos de 0.8448m de espesor. La tercera capa corresponde a La unidad acuífera (arenas saturadas), la cual presenta un espesor de 1.556m y una resistividad de 126.4 Ω.m. Debido a que la profundidad alcanzada en el sondeo fue hasta el techo de la cuarta capa (3.191m), solo se conoce el valor de la resistividad (37.25 Ω.m) de la misma, lo que representa un paquete de limos.

**Figura 36. Curva de campo, resultados e interpretación del SEV 5.**



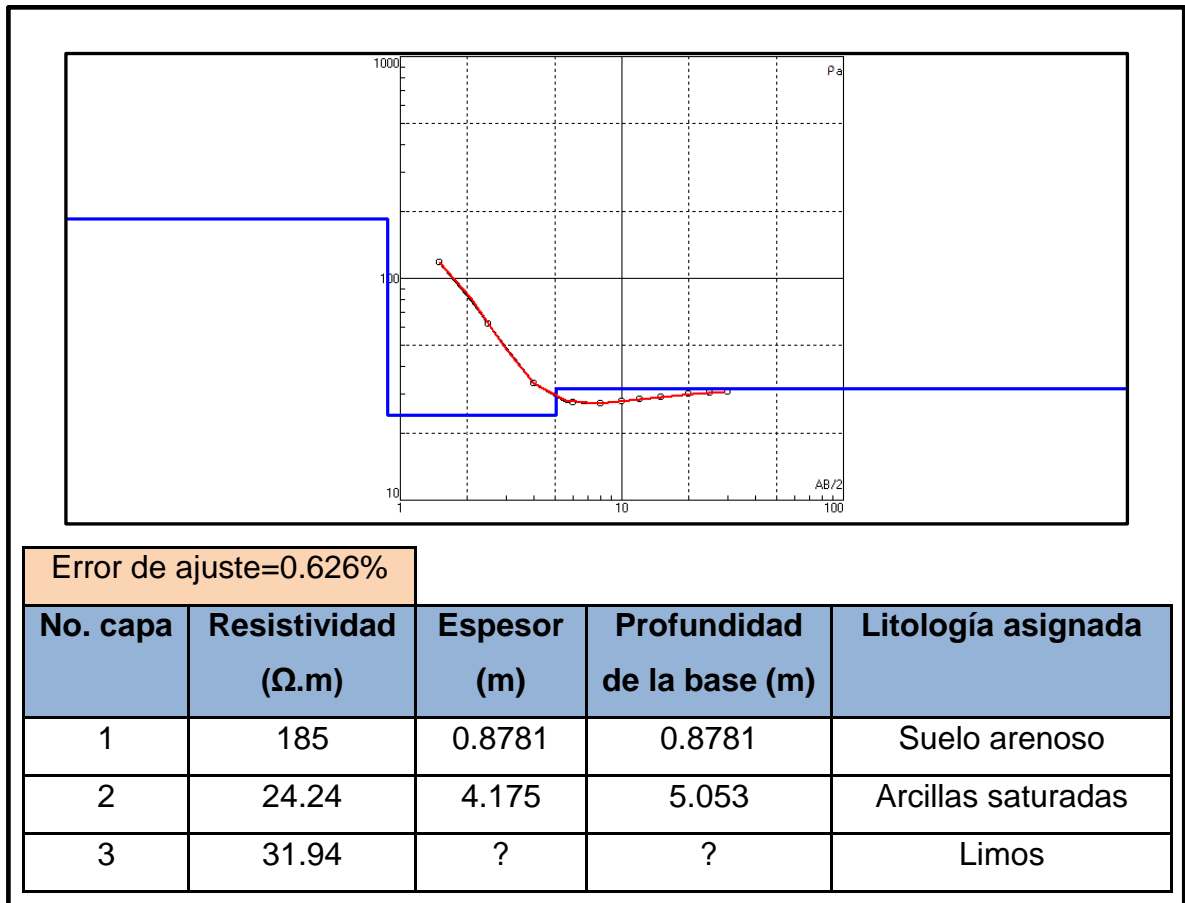
**5.1.6 SEV 6** La profundidad alcanzada en este sondeo fue de 7.5m y el modelamiento generó un error de 0.086%. El corte geoelectrico presenta 3 capas, en donde la unidad superficial consta de suelo arcilloso debido al valor de la resistividad (32.93 Ω.m) y tiene un espesor de 0.9m. La capa intermedia constituye la unidad acuífera, litológicamente relacionada a arenas saturadas, con valor de resistividad de 79.56 Ω.m y presenta un espesor de 6.6m. Teniendo en cuenta que la profundidad alcanzada en la medición fue hasta la base de la unidad anterior, en la tercera capa solo se conoce el valor de la resistividad, el cual es de 39.81 Ω.m, por lo que se atribuye a un paquete de limos.

**Figura 37. Curva de campo, resultados e interpretación del SEV 6.**



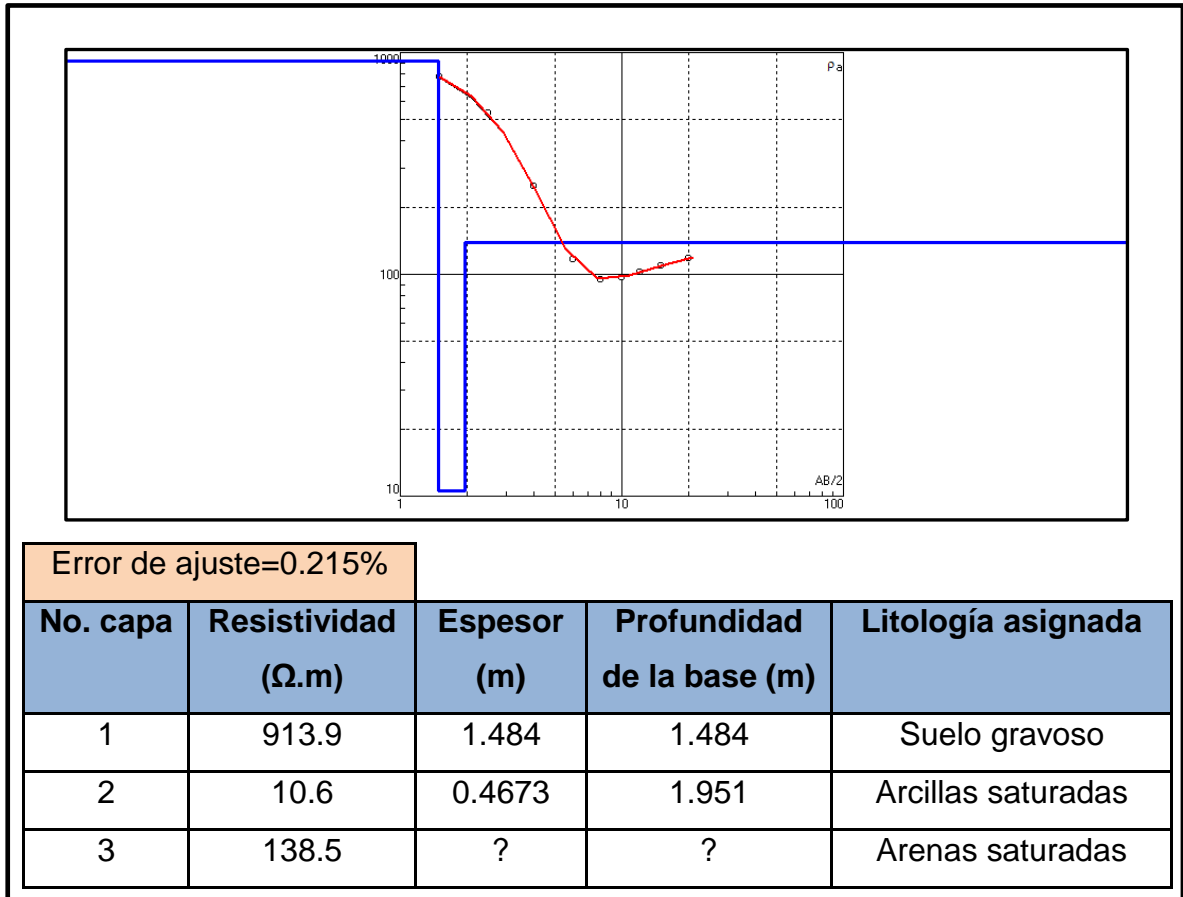
**5.1.7 SEV 7** El modelamiento generó un error de 0.626% y un corte geoelectrico de 3 capas, donde la profundidad alcanzada en la medición fue de 5.053m (Figura 38). La primera capa tiene un espesor de 0.8781m y una resistividad de 185 Ω.m, litológicamente se relaciona a suelo arenoso. La capa adyacente consta de un paquete de arcillas saturadas con espesor de 4.175m y una resistividad de 24.24 Ω.m. La capa más profunda corresponde a una unidad de limos, según el valor de la resistividad (31.94 Ω.m) y de la cual no se conoce su espesor.

**Figura 38. Curva de campo, resultados e interpretación del SEV 7.**



**5.1.8 SEV 8** El corte geoelectrico obtenido en este sondeo presenta 3 capas y el error de ajuste entre las curvas fue de 0.215% (Figura 39). La capa superficial presenta una resistividad muy alta (913.9 Ω.m) y debido a su espesor de 1.484m se relaciona a un suelo muy gravoso. La capa intermedia se puede interpretar como un lente de arcillas muy saturadas ya que su espesor es apenas de 0.4673m y la resistividad es de 10.6 Ω.m., La capa más profunda corresponde a la unidad acuífera (arenas saturadas) con resistividad de 138.5 Ω.m; teniendo en cuenta que la profundidad alcanzada fue de 1.951m (techo de la capa) no es posible conocer su espesor.

**Figura 39. Curva de campo, resultados e interpretación del SEV 8.**



## 5.2 TOMOGRAFÍAS DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA (TRE)

Los perfiles 2D obtenidos del procesamiento de los datos adquiridos en campo utilizando el método de la TRE, y su respectiva interpretación, son presentados a continuación. Los modelos, denominados MENZ1DD y MENZ2DD para las tomografías 1 y 2 respectivamente, son una representación en profundidad de la resistividad verdadera del subsuelo, la cual se simboliza por rangos de colores. La ubicación y la dirección de cada perfil se muestran en la figura 23.

**5.2.1 Tomografía 1 (T1).** Los resultados obtenidos en la T1 (MENZ1DD) se muestran en la Figura 40. La pseudosección de resistividad verdadera se obtuvo con un error de 3.08% y alcanzó una profundidad de 28.4m. En el perfil eléctrico se observa el nivel superficial (1m) conformado por diferentes materiales que presentan valores de resistividad desde 5 hasta 50  $\Omega$ .m, litológicamente se ha relacionado a suelo arcilloso, el cual presenta un alto grado de saturación de agua hacia la parte más este debido a que allí se localiza una canaleta de desagüe. Por otra parte, los resultados obtenidos en el SEV 7, ejecutado en la parte central de este perfil, son muy similares a los valores de resistividad observados en el modelo por debajo de ese punto. A 7m de profundidad se encuentra la unidad de interés acuífero (Figura 41), constituida por una intercalación de arenas saturadas e insaturadas con un espesor promedio de 7m, manteniendo la continuidad lateral en todo el perfil. La zona de mayor saturación se encuentra hacia la parte central en un área de 40m de extensión con resistividad promedio de 80  $\Omega$ .m.

A partir de los 14m aparece una secuencia con capas de lodolitas (resistividad aproximada de 40  $\Omega$ .m) intercaladas con niveles pocos resistivos (valor de resistividad aproximada entre 5 y 25  $\Omega$ .m) atribuidos a arcillolitas saturadas. Esta secuencia varía lateralmente hacia la parte central, presenta un espesor alrededor de 10m y corresponde a la Formación Jordán.

Figura 40. Resultados T1: Pseudosecciones de resistividad aparente medida (a) y calculada (b), modelo de resistividades reales (c).

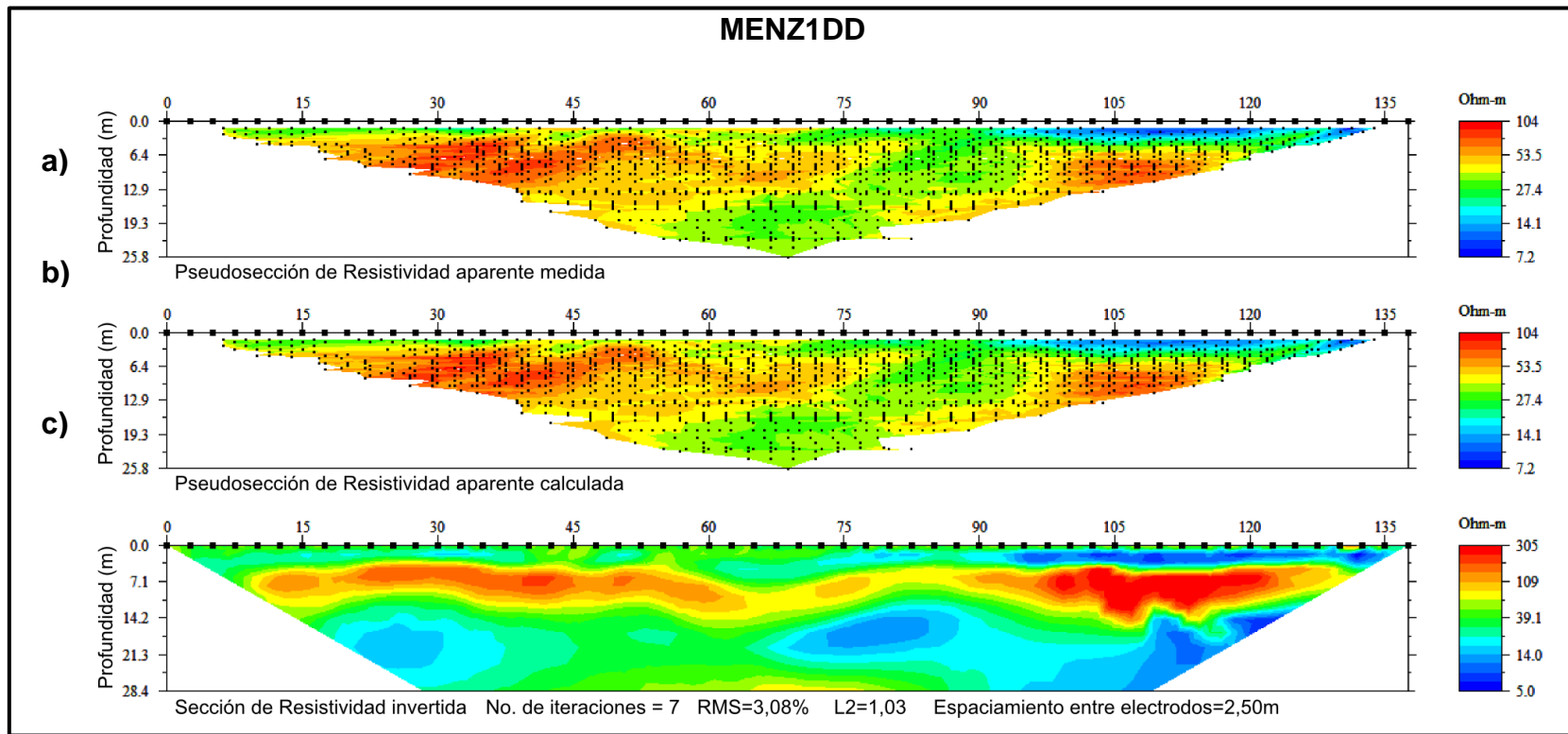
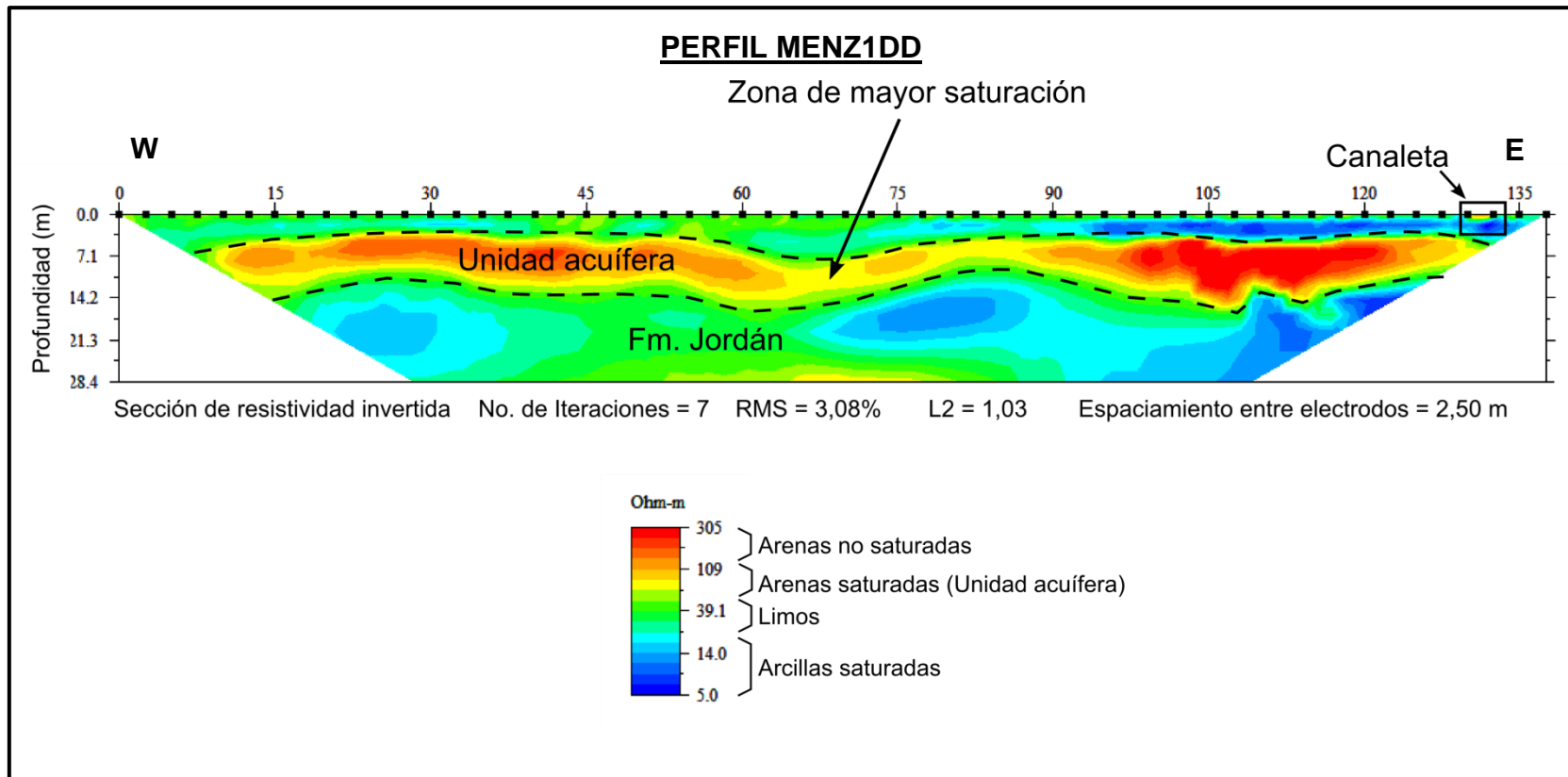


Figura 41. Interpretación del modelo 2D obtenido en la tomografía 1 (MENZ1DD).



**5.2.2 Tomografía 2 (T2).** Los resultados obtenidos en la T2 (MENZ2DD) se muestran en la Figura 42. El perfil obtuvo un error de 4.62% y alcanzó una profundidad de 22,3m. Hacia la parte más superficial se aprecia una resistividad promedio de 30 a 40  $\Omega$ .m y se relaciona a suelo arcilloso, volviéndose más conductivo hacia la parte sureste y alcanza una profundidad alrededor de 1m. Subyacente a esta capa, los valores de resistividad son bajos (resistividad entre 15 – 40  $\Omega$ .m) y se atribuyen a un nivel limo-arcilloso alcanzando espesores desde 3 hasta 5m. Por debajo a este nivel entra en contacto la unidad acuífera con un espesor que varía entre 5 y 15 m (Figura 43), conformada por arenas saturadas (resistividad entre 50 y 153  $\Omega$ .m aproximadamente) con presencia de bloques rodados muy resistivos (resistividad >1000  $\Omega$ .m) hacia la parte sureste, atribuidos al Neis de Bucaramanga; La zona de baja resistividad (resistividad promedio de 2  $\Omega$ .m) observada al sureste del perfil indica filtración del tanque de agua localizado en superficie en ese sector y alcanza una profundidad de 20m.

A partir de 11m de profundidad aproximadamente, aparece la secuencia característica de la Formación Jordán, que consta de niveles de baja resistividad (resistividad promedio 40  $\Omega$ .m), litológicamente atribuida a limos, intercalados con capas de arenas saturadas (resistividad entre 50-153  $\Omega$ .m). Posiblemente esta secuencia se encuentra basculada debido a que no mantiene una continuidad lateral.

**Figura 42. Resultados T2: Pseudosecciones de resistividad aparente medida (a) y calculada (b), modelo de resistividades reales (c).**

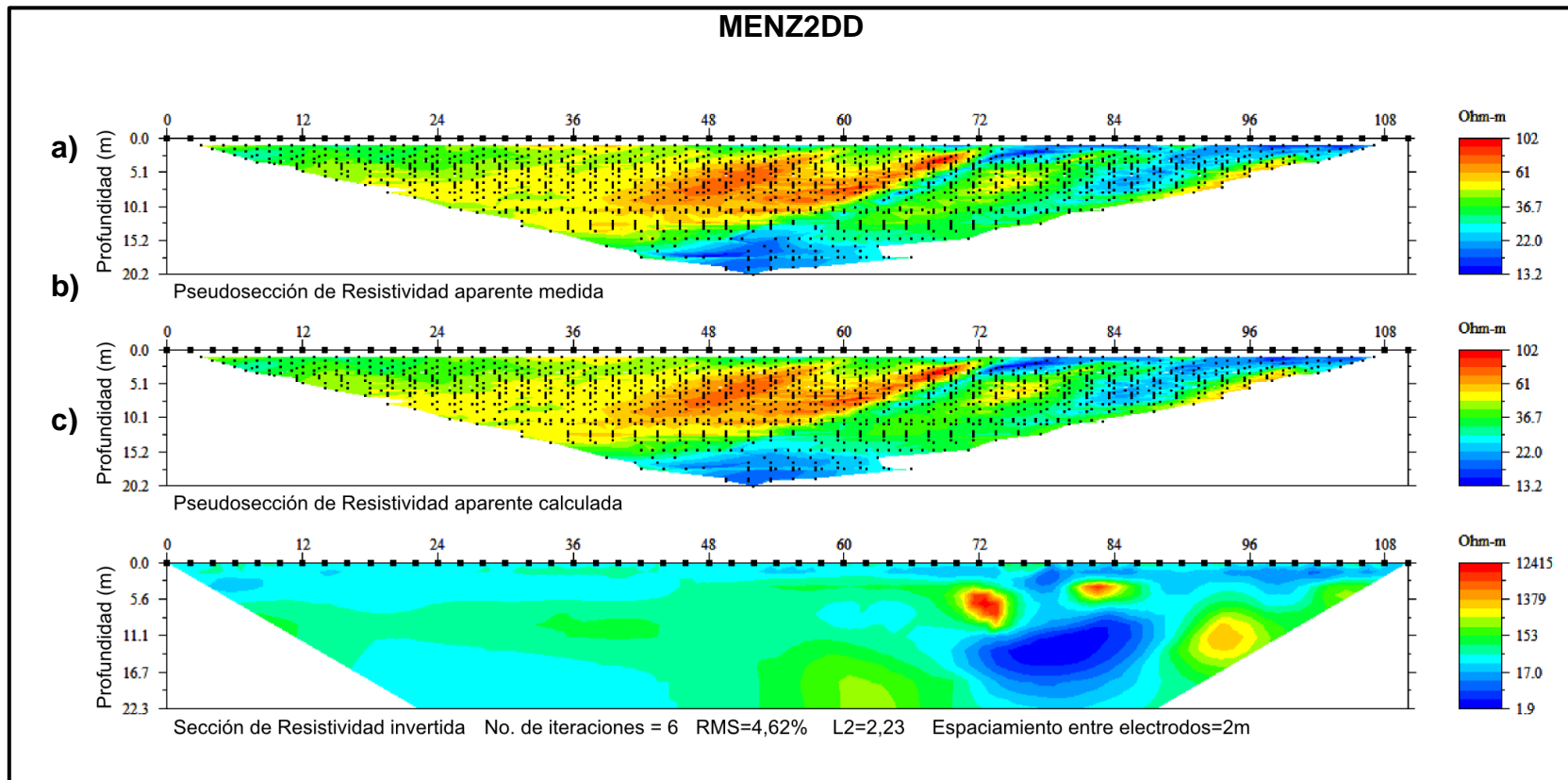
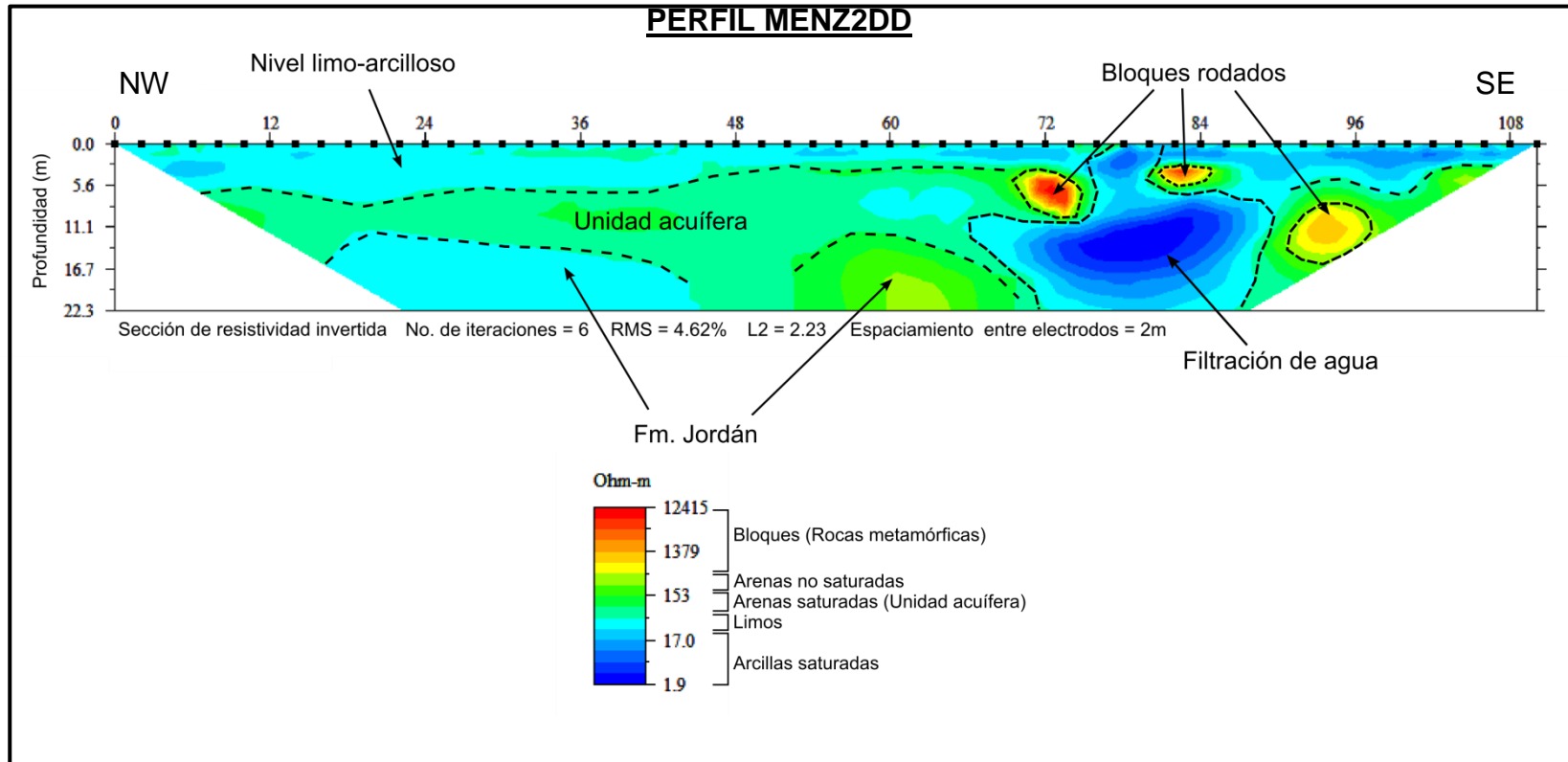


Figura 43. Interpretación del modelo 2D obtenido en la tomografía 2 (MENZ2DD).



### 5.3 PERFILES GEOELÉCTRICOS

Para obtener una imagen resistiva aproximada del subsuelo en las zonas de mayor interés acuífero según los resultados obtenidos en los SEV, se han elaborado dos perfiles geoelectricos a partir de la interpretación de las pseudosecciones de resistividad verdadera, las cuales fueron obtenidas de la inversión de las secciones de resistividad aparente utilizando el software IPI2WIN.

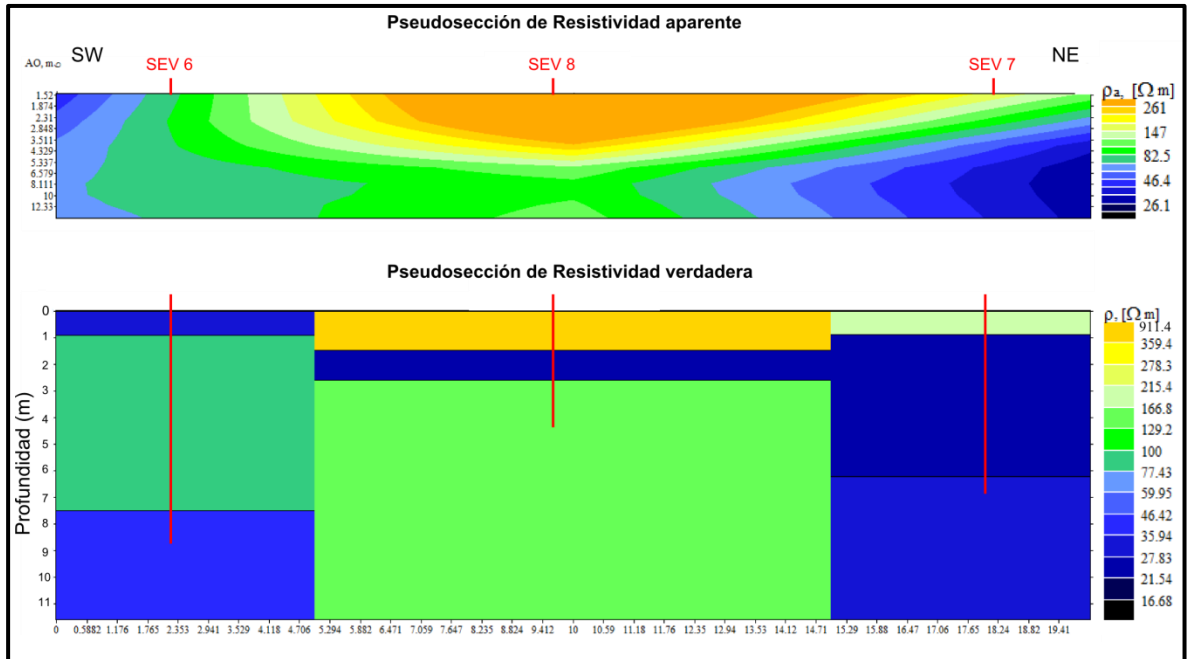
Los perfiles geoelectricos MENZ-A y MENZ-B integran SEV a lo largo y ancho del área de estudio. Teniendo en cuenta que los SEV no se encuentran distribuidos en línea recta, los perfiles representan un corte con una orientación aproximada; así mismo, los modelos esquematizan la variación vertical y lateral de las unidades estimadas.

**5.3.1 Perfil geoelectrico MENZ-A.** El perfil geoelectrico MENZ-A se ha elaborado a partir de la integración de los datos adquiridos de los SEV 6, SEV 8 y SEV 7. El perfil tiene una orientación SW-NE, su longitud aproximada es de 150m y alcanzó una profundidad máxima de 7.5m.

La pseudosección de resistividad real (Figura 44) permitió identificar las siguientes unidades:

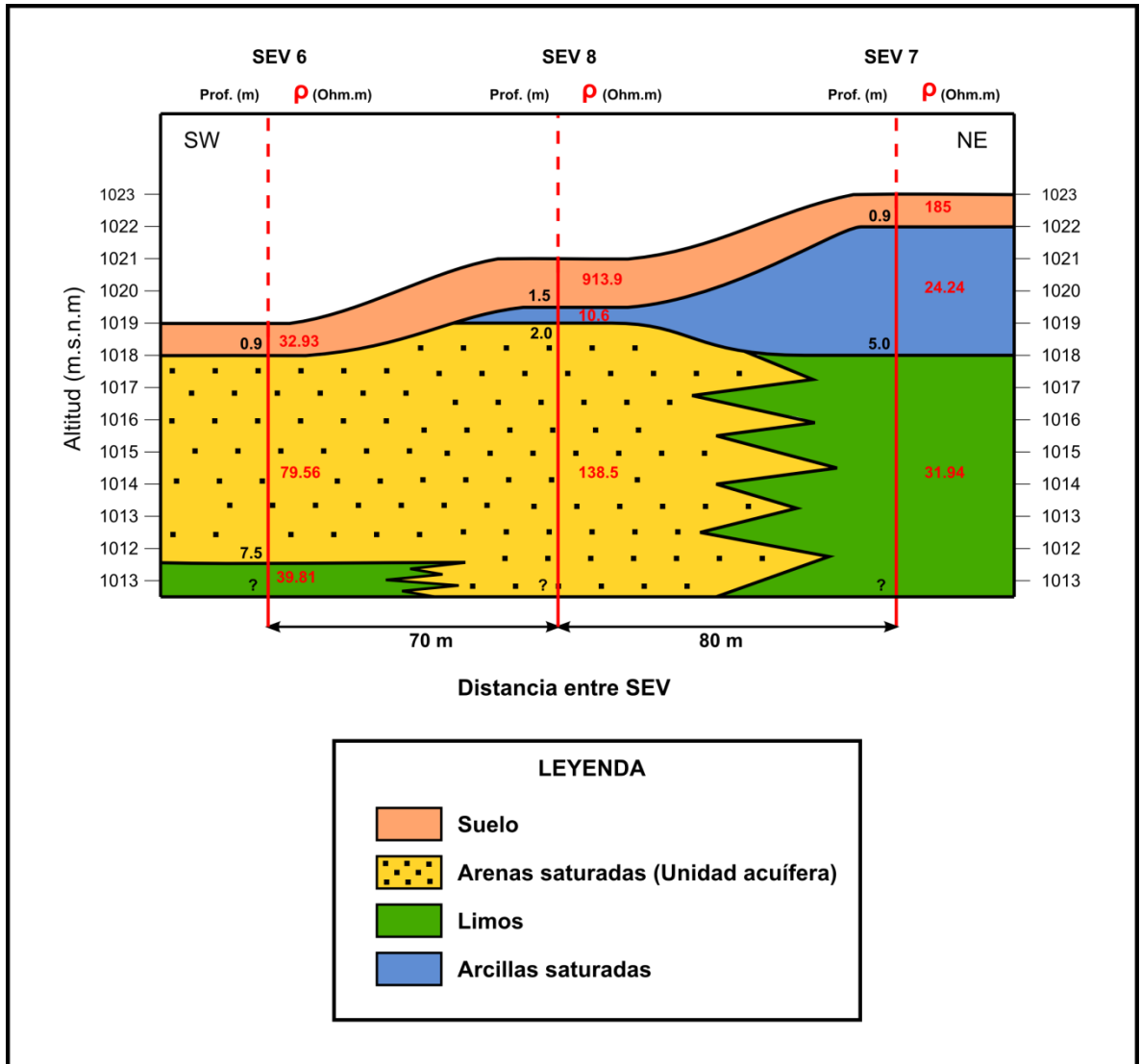
- Suelo: unidad superficial con un espesor promedio de 1m y con valores de resistividad entre 30 – 900  $\Omega$ .m.
- Limos: presenta valores de resistividad entre 30 – 40  $\Omega$ .m (no se conoce su espesor).
- Arenas saturadas (unidad acuifera): valores de resistividad entre 70 – 140  $\Omega$ .m, su espesor solo es registrado hacia la parte SW del perfil (3.5m aproximadamente).
- Arcillas saturadas: la resistividad promedio es de 25  $\Omega$ .m y varía en su espesor desde 10 hasta 4.5m.

**Figura 44. Pseudosecciones de Resistividad aparente (arriba) y Resistividad verdadera (abajo) del perfil geoelectrico MENZ-A (SEV 6,8 Y 7).**



El modelo geoelectrico mostrado en la Figura 45, en el cual se posicionaron cada uno de los SEV con su respectiva elevación, se describe de forma más detallada la variación lateral de las capas establecidas. Se puede estimar que la unidad acuifera, constituida por arenas saturadas, mantiene una continuidad lateral hasta la parte central del perfil, sin embargo no es posible establecer si su espesor varía. La capa de arcillas saturadas aparece hacia la parte central y varía lateralmente en su espesor hacia el NE del perfil. La unidad constituida por limos se encuentra hacia los extremos de la sección y no es posible conocer su continuidad lateral a lo largo de la misma.

**Figura 45. Perfil geoelectrico MENZ-A (SEV 6,8 Y 7).**



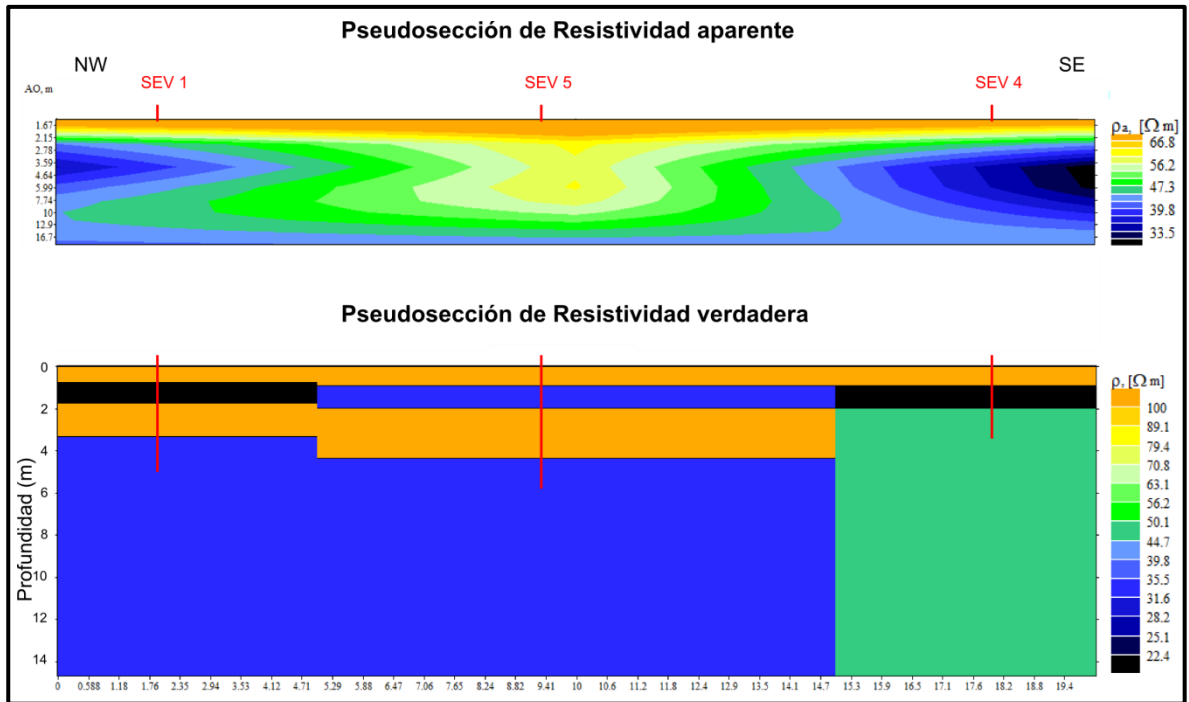
**5.3.2 Perfil geoelectrico MENZ-B.** El perfil geoelectrico MENZ-B integra los datos adquiridos de los SEV 1, SEV 5 y SEV 4. El perfil tiene una orientaci3n estimada NW-SE, su longitud aproximada es de 160m y alcanz3 una profundidad m3xima de 3.3m.

Seg3n los valores de resistividad observados en la pseudosecci3n de datos reales (Figura 46) se pueden identificar las siguientes unidades:

- Suelo: unidad superficial con valores de resistividad entre 100 – 150  $\Omega$ .m y alcanza un espesor máximo de 1m.
- Arcillas saturadas: presenta valores de resistividad  $<22$  y un espesor de 1m aproximadamente, se encuentran al NW y SE del perfil (en los SEV 1 y 4).
- Limos: valores de resistividad entre 30 – 45  $\Omega$ .m, se encuentra al NW donde no se registra su espesor y hacia la parte central del perfil en el SEV 5, donde se observa por debajo de la unidad superficial con espesor de 1m y nuevamente en la parte más profunda donde no se conoce su espesor.
- Arenas saturadas: aparece a lo largo del perfil a diferentes profundidades, su espesor en la zona central y al NW del perfil es de 1.5m, mientras que al SE no se conoce su espesor. Presenta valores de resistividad entre 50 – 125  $\Omega$ .m.

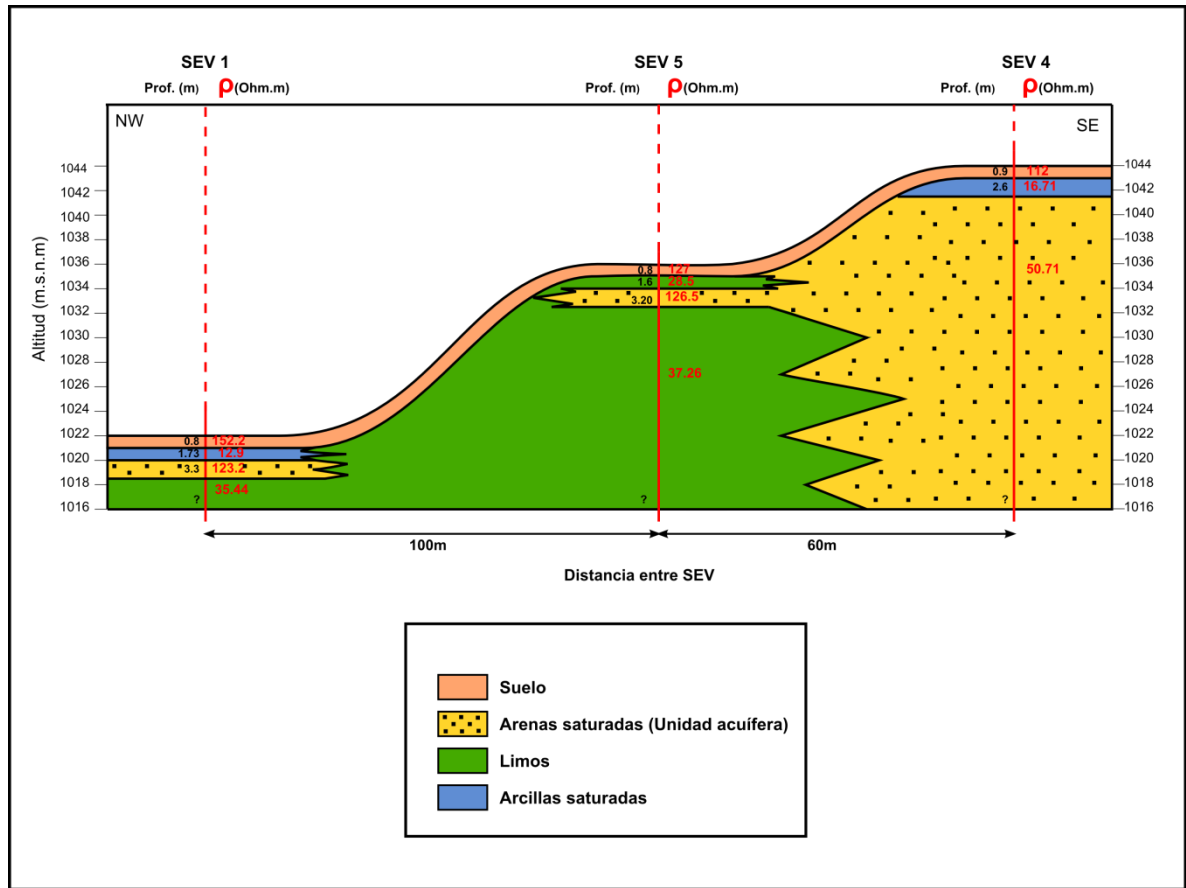
En la pseudosección de resistividad real no se puede interpretar la variación y continuidad lateral de las unidades como si es posible en el modelo geoelectrico mostrado en la Figura 47, ya que en este perfil se describe la topografía del terreno lo que permite posicionar correctamente cada una de las unidades respecto a la superficie. De este modo, se pudo establecer que la unidad de limos mantiene una continuidad lateral desde el NW hasta la parte central y de igual manera las arenas saturadas desde la zona central al SE del perfil; sin embargo no se conoce la forma en que varía el espesor en cada una de estas capas.

**Figura 46. Pseudosecciones de Resistividad aparente (arriba) y Resistividad verdadera (abajo) del perfil geoelectrico MENZ-B (SEV 1,5 Y 4).**



En el modelo geoelectrico (Figura 47) también se pueden observar los lentes de arcillas encontrados a los extremos del perfil, subyacente a la unidad superficial, lo que se puede interpretar como zonas saturadas de aguas superficiales.

**Figura 47. Perfil geoelectrico MENZ-B (SEV 1,5 y 4).**



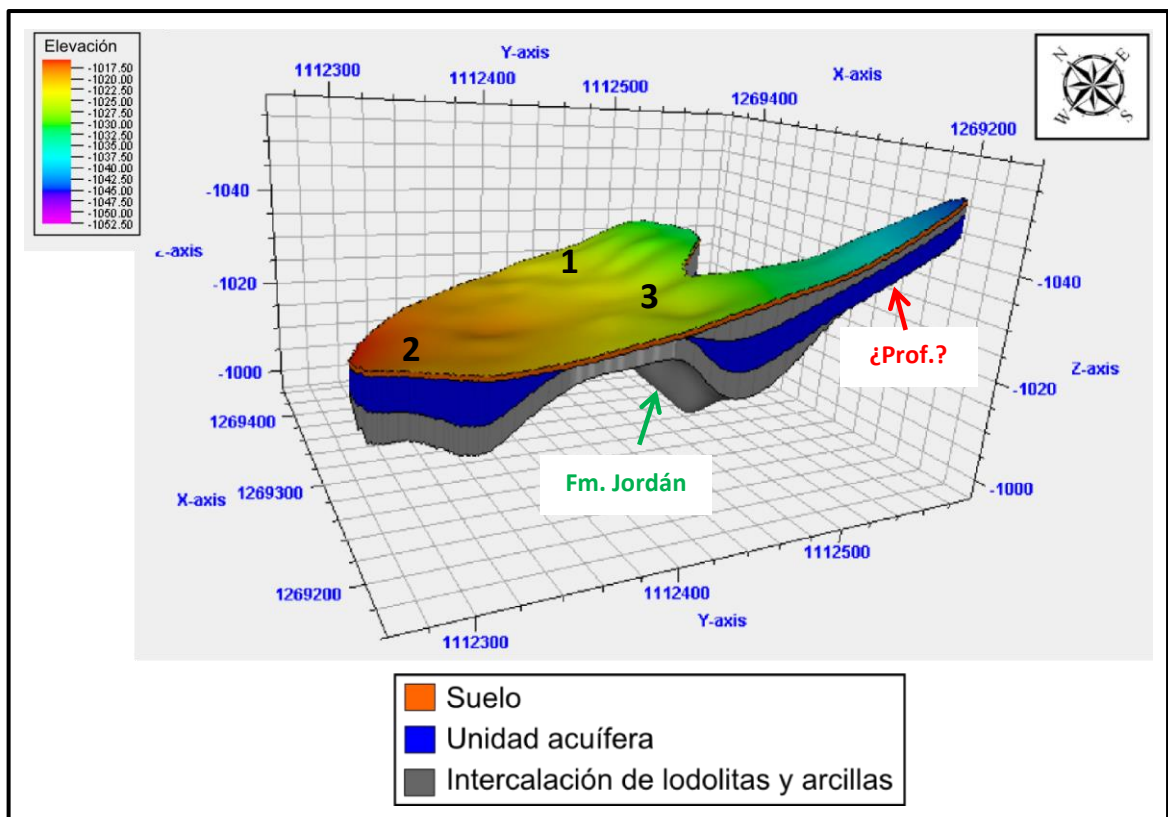
### 5.4 MODELO 3D

Para determinar las zonas con mayor saturación de agua subterránea se realizó el modelo 3D (Figuras 48 y 49) mediante el uso del software PETREL, el cual se realizó a partir de la integración de los resultados obtenidos en los SEV y en las TRE. En el modelo se puede identificar la continuidad lateral y la variación del espesor en algunos sectores de la unidad de arenas saturadas, la cual se determinó como la unidad acuífera.

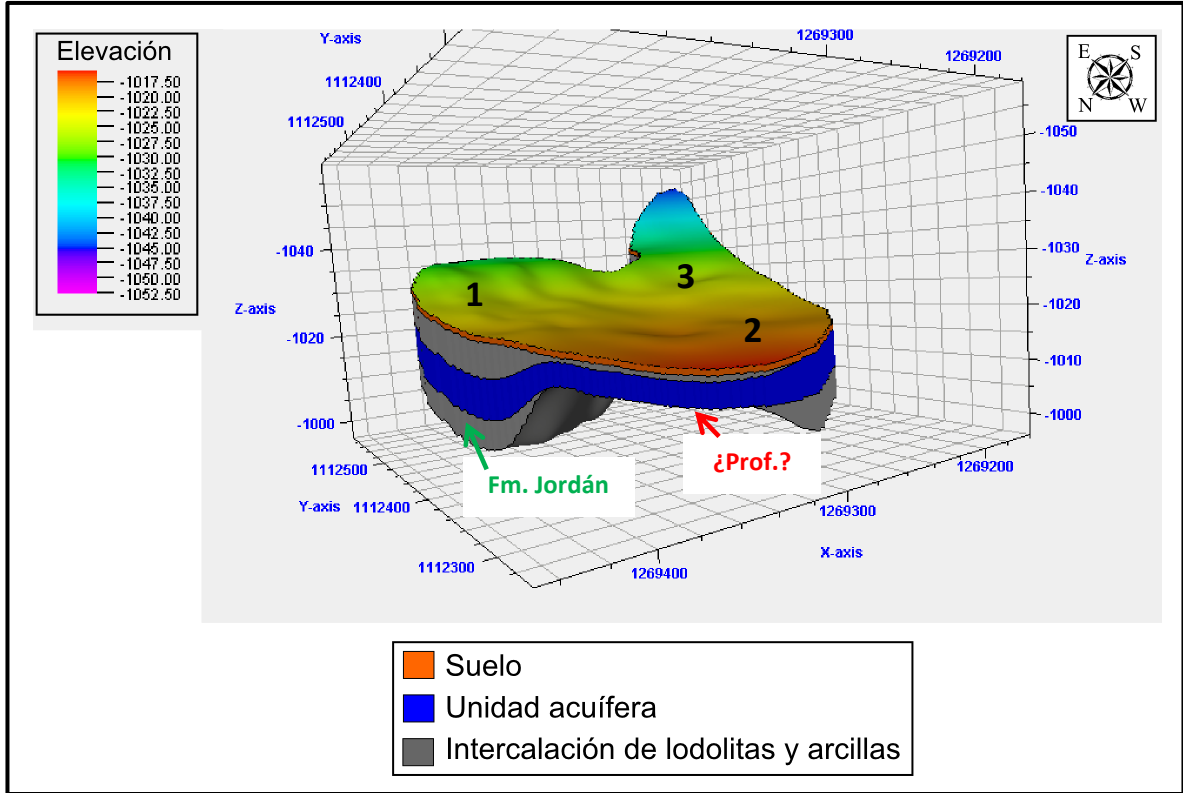
En los sectores en donde se ejecutaron los SEV 4 y 8 (extremo sureste y extremo noroeste del área de estudio respectivamente) y en donde se presenta la unidad

acuífera como la capa más profunda, la profundidad alcanzada no fue suficiente para conocer el espesor de la misma, es por esto que no es adecuado concluir que allí hay una determinada saturación de agua subterránea aunque se estime la presencia de esta.

**Figura 48. Modelo 3D de la zona de estudio, donde se estiman las unidades presentes en el subsuelo (Vista suroeste).**



**Figura 49. Modelo 3D de la zona de estudio, donde se estiman las unidades presentes en el subsuelo. (Vista norte).**



Se delimitaron de forma generalizada 3 zonas que presentan saturación de agua subterránea significativa. A continuación se describen las características de cada una de ellas:

➤ **Zona 1**

La unidad acuífera en este sector aparece a una profundidad de 7m y mantiene una continuidad lateral a lo largo de la zona delimitada. Sin embargo, esta unidad está constituida por una intercalación de arenas saturadas y no saturadas, por lo que no sería una zona ideal para ubicar un pozo para su explotación.

➤ **Zona 2**

En esta área se estima que la unidad acuífera se encuentra a una profundidad de 1m aproximadamente y con un espesor significativo (6,6m). De esta manera se establece como una zona saturada teniendo en cuenta la continuidad que se estima que podría mantener en esta área como se observa en el modelo (Figura 49).

➤ **Zona 3**

En este sector el modelo (Figura 48) muestra que la unidad acuífera mantiene su continuidad lateral en todo el extremo sureste a partir de 3m de profundidad y en una extensión mayor en comparación a las demás zonas establecidas como saturadas. De esta manera, se prevé que en esta área es donde hay una acumulación de agua subterránea significativa y donde la unidad acuífera presenta un espesor de hasta 6m según el perfil MENZ2DD obtenido en este sitio.

**Figura 50. Zonas saturadas delimitadas a partir de la interpretación del modelo 3D.**



## 6. CONCLUSIONES

- A partir de la prospección geoelectrica se establecieron las siguientes unidades litológicas para los diferentes rangos de resistividad obtenidos: arcillas saturadas (5 – 25  $\Omega$ .m), limos (25 – 50  $\Omega$ .m), arenas saturadas (50 – 150  $\Omega$ .m) y arenas no saturadas (150 – 350  $\Omega$ .m). Así mismo, se determinó que la unidad de arenas saturadas, teniendo en cuenta el valor de la resistividad y las características hidrogeológicas, es la que presenta acumulación de aguas subterráneas.
- Los perfiles MENZ1DD y MENZ2DD obtenidos mediante el método TRE permitieron verificar los resultados obtenidos en los SEV que fueron realizados en estos mismos sectores en donde se ejecutaron las tomografías. Además, en cada uno de los modelos se puede identificar el contacto entre el depósito cuaternario y la roca (Formación Jordán) a 14m y 11m de profundidad respectivamente. En el perfil MENZ1DD, el cual alcanzó una profundidad de 28,4m, se identificó una secuencia de limos y arcillas saturadas hasta 7m de profundidad aproximadamente. A partir de este límite aparece una capa de arenas saturadas y no saturadas con un espesor promedio de 7m, la cual se determinó como la unidad acuífera. El perfil MENZ2DD, el cual alcanzó 22,3m de profundidad, presenta un nivel superficial limo-arcilloso con un espesor entre 3 y 5m; por debajo de esta capa entra en contacto la unidad acuífera con un espesor promedio de 7m, en donde además se encuentran bloques rodados constituidos por fragmentos de rocas metamórficas del Neis de Bucaramanga.
- Los perfiles geoelectricos realizados permitieron describir la variación lateral de las diferentes unidades descritas a lo largo y ancho del área de estudio, posibilitando identificar la profundidad en la que se encuentra la unidad

acuífera y su continuidad y/o variación lateral en cada uno de los modelos. De esta manera, se pudo interpretar que la unidad de interés en el perfil MENZ-A se encuentra hacia el SW a 1m de profundidad aproximadamente y mantiene una continuidad lateral hasta la parte central, en donde no se conoce su espesor. En el perfil MENZ-B aparece un lente de la unidad acuífera hacia el NW a 1,7m de profundidad; y desde la parte central del perfil esta se encuentra a 1,6m de profundidad manteniendo una continuidad lateral hasta el SE, en donde se desconoce su espesor.

- A partir del modelo 3D se establecieron 3 zonas potenciales para la explotación del agua subterránea. La zona 3 es la más indicada para la ubicación de un pozo de bombeo debido a que allí los resultados demuestran las mejores condiciones litológicas de la unidad acuífera (con espesor máximo de 6m) en comparación a las demás zonas establecidas. Así mismo, los datos extrapolados en el modelamiento en esta área corresponden a los resultados obtenidos a partir de TRE (MENZ2DD) y SEV (SEV 5 Y 4), lo cual permite conocer con mayor precisión el subsuelo en comparación a la zona 2 en donde solo se extrapolaron datos de un SEV (SEV 6). Por otra parte, la zona 1 en donde igualmente se extrapolaron valores obtenidos a partir de los dos métodos de resistividad (TRE y SEV) estos no muestran las mejores condiciones litológicas en comparación de la zona 3, ya que aunque se manifiesta la presencia de la unidad acuífera, esta se encuentra intercalada con arenas que no se encuentran saturadas lo que puede indicar que hacia el norte de la zona de estudio la recarga es menor.

## 7. RECOMENDACIONES Y OBSERVACIONES

- Los resultados obtenidos demuestran la eficiencia entre la integración de los métodos de prospección eléctrica utilizados (SEV y TRE) para caracterizar geoelectricamente el subsuelo y determinar unidades acuíferas que puedan ser explotadas en zonas conformadas por depósitos cuaternarios.
- Se recomienda perforar pozos exploratorios (2 a 3 pulgadas de diámetro) para extraer núcleos o ripios en los sectores en donde se prevé que hay mayor acumulación de agua subterránea (SEV 6 y SEV 5), con el fin de comparar, reafirmar o controvertir los resultados obtenidos en la prospección geoelectrica y la litología presente en el subsuelo; de esta manera se podrá delimitar de forma precisa la unidad acuífera para su posterior explotación.

## BIBLIOGRAFIA

- ADIAT, K.A.; NAWAWI, M.N.; y ABDULLA, K. Application of Multi-Criteria Decision Analysis to geoelectric and Geologic Parameters for Spatial Prediction of Groundwater Resources Potential and Aquifer Evaluation. En: Pure and Applied Geophysics. Vol. 170, (2013); p. 453-471.
- AUGÉ, Miguel. Métodos geoelectricos para la prospección de agua subterránea. Buenos aires, 2008.
- BERNARD, J. y LEITE, O. Utilización de métodos de resistividad en los estudios hidrogeológicos. En: OLMO, M.; LÓPEZ, J.A. Actualidad de las técnicas geofísicas aplicadas en hidrogeología. España: Instituto geológico y Minero de España (IGME), 2000. p.191-196.
- BORDA, Jairo. Prospección geoelectrica en el área metropolitana de Bucaramanga. Bogotá: INGEOMINAS, Subdirección de ensayos y servicios tecnológicos, 2003. 59 p.
- DAVIS, Stanley y DE WIEST, Roger. El agua subterránea en depósitos no consolidados. En: HIDROGEOLOGÍA. Barcelona: Ediciones Ariel, 1966. p. 451 - 483
- DIEDERIX, Hans. *et al.* Modelo de evolución morfotectónica cuaternaria basado en evidencias estructurales, neotectónicas y paleosismológicas de los principales sistemas de fallas en la región de Bucaramanga. Bogotá: INGEOMINAS, Subdirección de Geología Básica, 2008. 145 p.

- FALGAS, Ester. Hydrogeophysics as a Multidisciplinary Tool on Aquifer Appraisal: Focus on AMT Capabilities. Tesis Doctoral en Ciencias de la Tierra. Barcelona: Universidad de Barcelona. Departamento de Geodinámica y Geofísica. , 2007. 219 p.
- GASULLA, M. Medida de la resistividad eléctrica del subsuelo. En: Obtención de imágenes de la distribución de impedancia eléctrica del subsuelo. Aplicación a la detección de objetos locales. Tesis Doctoral. Barcelona: Universidad Politécnica de Catalunya, Departamento de Ingeniería Electrónica, 1999. p. 2-1 – 2-24.
- GOLDSMITH Richard, MARVIN Richard y MENHERT Harald. Radiometric ages in the Santander Massif, Eastern Cordillera, Colombian Andes. En: U.S. Geological Survey Professional Paper. Vol. 750-D, 1971. p. D41 – D49.
- HERMAN, Rhett. An introduction to electrical resistivity in geophysics. En: American Journal of Physics. Septiembre, 2001. Vol. 69, p. 943 - 952.
- INGEOMINAS. Zonificación sismogeotécnica indicativa del área metropolitana de Bucaramanga. Subdirección de amenazas geoambientales. Bucaramanga, 2001. 290 p.
- KIEŁBASIŃSKI, Kamil. y MIESZKOWSKI, Radosław. Application of electrical resistivity tomography to detection of geological setting. En: GEOLOGIJA. Mayo, 2008. Vol. 50. Supplement. p. S101–S107.
- KUMAR, Dewashish; THIAGARAJAN, S. y RAI, S.N. Deciphering Geothermal Resources in Deccan Trap Region using Electrical Resistivity Tomography Technique. En: Journal Geological Society of India. Diciembre, 2011. Vol. 78, p.541-548.

- LOKE, Meng Heng. Electrical Imaging Surveys for Environmental and Engineering Studies. Tutorial: 2-D and 3-D Electrical Imaging Surveys. Julio, 2004.
- LOWRIE, William. Fundamentals of geophysics. Segunda edición. New York: Cambridge University Press, 2007. 374 p.
- NWANKWO, Lev. 2D Resistivity Survey for Groundwater Exploration in a Hard Rock Terrain: A case study of MAGDAS Observatory, UNILORIN, Nigeria. En: Asian Journal of Earth Sciences, 2011. Vol. 4 (1). p. 46-53.
- OSORIO, Jairo. *et al.* Modelo Geodinámico del Macizo de Santander. Bucaramanga: INGEOMINAS, 2008. 152 p.
- PERDOMO, Santiago, *et al.* Resistividad eléctrica y cargabilidad del acuífero Puelche en La Plata, Provincia de Buenos Aires. En: Facultad de Ciencias Astronómicas y Geofísicas [en línea]. (2013); p.175-214. [consultado 3 junio de 2014]. Disponible en <<http://catedras.fcaglp.unlp.edu.ar/geofisica/metodos-electricos-de-prospeccion/publicaciones/resistividad-electrica-y-cargabilidad-del-acuifero-puelche-en-la-plata-prov.-de-buenos-aires>>
- PEREZ, Rosalbina. Estudio geoelectrico en el valle alto del Río Apatía. En: Geofísica Colombiana; Octubre, 1995. Vol. 3. p. 27-35.
- ROYERO, José. y CLAVIJO, Jairo. Mapa Geológico generalizado del Departamento de Santander: Memoria explicativa. INGEOMINAS, 2001. 91 p.
- SÁNCHEZ, Javier. Prospección geofísica: Sondeos Eléctricos Verticales. En: Universidad de Salamanca, Departamento de Geología. [en línea]. (2011), 12p.

[consultado 10 jun. 2014]. Disponible en <  
<http://hidrologia.usal.es/temas/SEV.pdf>>

- ULLOA, Alexandra y GOMEZ, Sully. Proyecto de Investigación Geológica e Hidrogeológica en la Región Central del Departamento de Santander TOMO I: Memoria Explicativa de la Investigación Geológica e Hidrogeológica en el Macizo de Santander. Bucaramanga: INGEOMINAS, 2007. 191 p.
- VELEZ, María Victoria. Hidráulica de aguas subterráneas. Tercera edición. Bogotá D. C.: Universidad Nacional de Colombia, Facultad de minas, 2011. 404 p.
- WARD, D. E., *et al.* Geología de los cuadrángulos H-12 Bucaramanga y H-13 Pamplona, Departamento de Santander y Norte de Santander. En: Boletín Geológico, 1973. Vol. 21, no. 1-3. 132 p.
- WARD, D. E., *et al.* Mapa geológico del cuadrángulo H12, Bucaramanga. Escala 1:100.000. Bogotá: INGEOMINAS, 1977.
- WEINZETTEL, Pablo, DIETRICH, Sebastián y VARNI, Marcelo. Utilización de tomografía eléctrica con distintas configuraciones y espaciamentos electródicos para la caracterización de la zona no saturada. En: Estudios en la zona no saturada del suelo. Noviembre, 2009. Vol. IX. 8 p.

## ANEXOS

**Anexo A. Formato de campo para el sondeo SEV 1 y los resultados obtenidos.**

<b>Sondeos Eléctricos Verticales MENZULY CAMPESTRE</b>				
<b>Operador:</b> Wilmer Cadena Sanabria				
<b>Nombre SEV:</b> SEV 1		<b>Sector:</b> Lote 15		<b>Fecha:</b> 10/Junio/2014
<b>Orientación:</b> N43°W			<b>Instrumento:</b> ABEM TERRAMETER	
<b>Coordenadas punto central:</b> E:1112006m N:1269595m Elevación: 1022m			<b>Configuración:</b> Schlumberger	
<b>Observaciones Generales:</b>				
N°	AB/2 (m)	MN (m)	K	pa (Ω.m)
1	1.5	1	6.28	82.05
2	2.5	1	18.85	41.6
3	4	1	49.48	35.3
4	6	1	112.35	40.3
5	8	1	200.28	44.10
6	10	1	313.37	44.9
7	12	1	451.6	46.2
8	15	1	706.07	41.5
9	19	1	1256	41.4

**Anexo B. Formato de campo para el sondeo SEV 2 y los resultados obtenidos.**

<b>Sondeos Eléctricos Verticales MENZULY CAMPESTRE</b>				
<b>Operador:</b> Wilmer Cadena Sanabria				
<b>Nombre SEV:</b> SEV 2		<b>Sector:</b> Lote 3		<b>Fecha:</b> 10/Junio/2014
<b>Orientación:</b> N30°E			<b>Instrumento:</b> ABEM TERRAMETER	
<b>Coordenadas punto central:</b> E:1112044m N:1269595m Elevación: 1026m			<b>Configuración:</b> Schlumberger	
<b>Observaciones Generales:</b>				
<b>N°</b>	<b>AB/2 (m)</b>	<b>MN (m)</b>	<b>K</b>	<b>ρa (Ω.m)</b>
1	1.5	1	6.28	652.72
2	2.5	1	18.85	456.78
3	4	1	49.48	382.2
4	6	1	112.35	308.24
5	8	1	200.28	273.6
6	10	1	313.37	238.4
7	12	1	451.6	209.7
8	15	1	706.07	163.78

**Anexo C. Formato de campo para el sondeo SEV 3 y los resultados obtenidos.**

<b>Sondeos Eléctricos Verticales MENZULY CAMPESTRE</b>				
<b>Operador:</b> Wilmer Cadena Sanabria				
<b>Nombre SEV:</b> SEV 3		<b>Sector:</b> Lote 2		<b>Fecha:</b> 10/Junio/2014
<b>Orientación:</b> N30°W			<b>Instrumento:</b> ABEM TERRAMETER	
<b>Coordenadas punto central:</b> E:1112018m N:1269557m Elevación: 1026m			<b>Configuración:</b> Schlumberger	
<b>Observaciones Generales:</b>				
<b>N°</b>	<b>AB/2 (m)</b>	<b>MN (m)</b>	<b>K</b>	<b>ρa (Ω.m)</b>
1	1.5	1	6.28	363.07
2	2.5	1	18.85	240.35
3	4	1	49.48	234.9
4	6	1	112.35	212
5	8	1	200.28	179.8
6	10	1	313.37	159.39
7	12	1	451.6	144.86
8	15	1	706.07	121.49

**Anexo D. Formato de campo para el sondeo SEV 4 y los resultados obtenidos.**

<b>Sondeos Eléctricos Verticales MENZULY CAMPESTRE</b>				
<b>Operador:</b> Wilmer Cadena Sanabria				
<b>Nombre SEV:</b> SEV 4		<b>Sector:</b> Lote 9		<b>Fecha:</b> 10/Junio/2014
<b>Orientación:</b> N5°W			<b>Instrumento:</b> ABEM TERRAMETER	
<b>Coordenadas punto central:</b> E:1112163m N:1269520m Elevación: 1044m			<b>Configuración:</b> Schlumberger	
<b>Observaciones Generales:</b>				
<b>N°</b>	<b>AB/2 (m)</b>	<b>MN (m)</b>	<b>K</b>	<b>pa (Ω.m)</b>
1	1.5	1	6.28	80.173
2	2.5	1	18.85	40.87
3	4	1	49.48	32.03
4	6	1	112.35	30.37
5	8	1	200.28	33.347
6	10	1	313.37	37.278
7	12	1	451.6	41.042
8	15	1	706.07	42.209

**Anexo E. Formato de campo para el sondeo SEV 5 y los resultados obtenidos.**

<b>Sondeos Eléctricos Verticales MENZULY CAMPESTRE</b>				
<b>Operador:</b> Wilmer Cadena Sanabria				
<b>Nombre SEV:</b> SEV 5		<b>Sector:</b> Lote 10		<b>Fecha:</b> 10/Junio/2014
<b>Orientación:</b> N46°W			<b>Instrumento:</b> ABEM TERRAMETER	
<b>Coordenadas punto central:</b> E:1112123m N:1269570m Elevación: 1036m			<b>Configuración:</b> Schlumberger	
<b>Observaciones Generales:</b>				
<b>N°</b>	<b>AB/2 (m)</b>	<b>MN (m)</b>	<b>K</b>	<b>ρa (Ω.m)</b>
1	1.5	1	6.28	84.253
2	2.5	1	18.85	58.907
3	4	1	49.48	61.292
4	6	1	112.35	57.275
5	8	1	200.28	57.881
6	10	1	313.37	54.385
7	12	1	451.6	51.792
8	15	1	706.07	45.404
9	20	1	1256	45.958
10	25	1	1963	41.232

**Anexo F. Formato de campo para el sondeo SEV 6 y los resultados obtenidos.**

<b>Sondeos Eléctricos Verticales MENZULY CAMPESTRE</b>				
<b>Operador:</b> Wilmer Cadena Sanabria				
<b>Nombre SEV:</b> SEV 6		<b>Sector:</b> Lote 16	<b>Fecha:</b> 11/Junio/2014	
<b>Orientación:</b> N70°E			<b>Instrumento:</b> ABEM TERRAMETER	
<b>Coordenadas punto central:</b> E:1111972m N:1269596m Elevación: 1019m			<b>Configuración:</b> Schlumberger	
<b>Observaciones Generales:</b>				
<b>N°</b>	<b>AB/2 (m)</b>	<b>MN (m)</b>	<b>K</b>	<b>pa (Ω.m)</b>
1	1.5	1	6.28	41.16
2	2.5	1	18.85	49.5
3	4	1	49.48	57.9
4	6	1	112.35	66.3
5	8	1	200.28	67.9
6	10	1	313.37	65.4
7	12	1	451.6	64.39
8	15	1	706.07	62.3

**Anexo G. Formato de campo para el sondeo SEV 7 y los resultados obtenidos.**

<b>Sondeos Eléctricos Verticales MENZULY CAMPESTRE</b>				
<b>Operador:</b> Wilmer Cadena Sanabria				
<b>Nombre SEV:</b> SEV 7		<b>Sector:</b> zona verde (N)		<b>Fecha:</b> 11/Junio/2014
<b>Orientación:</b> N85°E			<b>Instrumento:</b> ABEM TERRAMETER	
<b>Coordenadas punto central:</b> E:1112054m N:1269734m Elevación: 1023m			<b>Configuración:</b> Schlumberger	
<b>Observaciones Generales:</b>				
<b>N°</b>	<b>AB/2 (m)</b>	<b>MN (m)</b>	<b>K</b>	<b>ρa (Ω.m)</b>
1	1.5	1	6.28	124.54
2	2.5	1	18.85	59.082
3	4	1	49.48	36.39
4	6	1	112.35	26.15
5	8	1	200.28	25.397
6	10	1	313.37	27.715
7	12	1	451.6	29.72
8	15	1	706.07	32.03
9	20	1	1256	29.14
10	25	1	1963	29.79
11	30	1	2827	30.22

**Anexo H. Formato de campo para el sondeo SEV 8 y los resultados obtenidos.**

<b>Sondeos Eléctricos Verticales MENZULY CAMPESTRE</b>				
<b>Operador:</b> Wilmer Cadena Sanabria				
<b>Nombre SEV:</b> SEV 8		<b>Sector:</b> Lote 34		<b>Fecha:</b> 11/Junio/2014
<b>Orientación:</b> N80°E			<b>Instrumento:</b> ABEM TERRAMETER	
<b>Coordenadas punto central:</b> E:1111973m N:1269678m Elevación: 1021m			<b>Configuración:</b> Schlumberger	
<b>Observaciones Generales:</b>				
<b>N°</b>	<b>AB/2 (m)</b>	<b>MN (m)</b>	<b>K</b>	<b><math>\rho_a</math> (<math>\Omega.m</math>)</b>
1	1.5	1	6.28	790.1
2	2.5	1	18.85	536.7
3	4	1	49.48	242.7
4	6	1	112.35	120.3
5	8	1	200.28	97.7
6	10	1	313.37	80.9
7	12	1	451.6	91.3
8	15	1	706.07	140.8
9	20	1	1256	114.7
10	25	1	1963	40.56