



**FaIn·UNCo**  
Facultad de Ingeniería

**TRABAJO FINAL DE LICENCIATURA**  
**LICENCIATURA EN CIENCIAS GEOLÓGICAS**

Departamento de Geología y Petróleo

Facultad de Ingeniería

Universidad Nacional del Comahue

**ESTUDIO DE PROSPECCIÓN GEOELÉCTRICA PARA LA  
CARACTERIZACIÓN LITOLÓGICA DEL SUBSUELO EN FUTURA  
CONSTRUCCIÓN DE TORRES, NEUQUÉN CAPITAL - PROVINCIA  
DEL NEUQUÉN**

Alumna: Orellana, Lucia

Leg.: ING - 5594

D.N.I: 39.354.195

Director: Lic. Marin Ratto Sebastián

Co-Director: Lic. Flaquer Maximiliano

Neuquén, abril 2026



## RESUMEN

El presente estudio se enfoca en implementar el método de prospección geoeléctrica, específicamente el de las tomografías de resistividad eléctrica (ERT) como una herramienta complementaria que brinda ayuda y aporta información significativa a la hora de caracterizar la litología del subsuelo para estudios geotécnicos. Esta herramienta poco utilizada en el campo de la geotecnia, mide la propiedad de la resistividad eléctrica de los materiales del subsuelo frente al paso de la corriente eléctrica, permitiendo identificar la distribución espacial de la resistividad e inferir características litológicas que determinen las condiciones adecuadas de cimentación.

La investigación se lleva a cabo en un predio ubicado en la ciudad de Neuquén, donde se realiza un estudio preliminar de suelos para la fundación de edificios de gran envergadura. En este contexto, se implementa la prospección geoeléctrica como parte del análisis del subsuelo.

El estudio consistió en la interpretación de los datos obtenidos a partir de seis (6) tomografías de resistividad eléctrica, el procesado de las mismas se realizó mediante la inversión de los datos utilizando el *software* ZondRes2D, con este procedimiento se obtuvieron valores de resistividad real del subsuelo permitiendo inferir litologías, la distribución espacial de la misma y generar un modelado bidimensional (2D) del sitio prospectado.

Luego, en base a los resultados obtenidos y una comprensión adecuada de la geología local, se procede a integrar y correlacionar los resultados con dos perforaciones realizadas en el área de estudio. Se demuestra que la integración adecuada de las tomografías de resistividad eléctrica combinadas con los métodos convencionales directos permite una interpretación más eficiente y precisa del subsuelo al mejorar la cobertura analizada en la investigación. Como resultado se obtiene una mayor cantidad de información proporcionando mejor calidad de la misma, lo que resulta en una evaluación litológica más detallada desde el punto de vista geotécnico, al obtener perfiles geológicos detallados del subsuelo a fundar.

**Palabras clave:** prospección geoeléctrica, tomografías de resistividad eléctrica (ERT), geotecnia, método dipolo-dipolo.



## ABSTRACT

This study focuses on implementing the geoelectric prospecting method, specifically electrical resistivity tomography (ERT), as a complementary tool that helps and provides significant information when evaluating subsoil lithology for geotechnical studies. This tool, which is rarely used in the field of geotechnics, measures the electrical resistivity of subsoil materials when an electric current passes through them, allowing lithological characteristics to be inferred.

The research is being conducted on a site located in the city of Neuquén Capital, where a preliminary soil study is being carried out for the foundation of large-scale buildings. In this context, geoelectric prospecting was implemented as part of the subsoil analysis.

The study consisted of interpreting data obtained from six (6) electrical resistivity surveys, processing them using data inversion with ZondRes2D software, and obtaining actual subsurface resistivity values through this procedure, allowing lithologies to be inferred and a two-dimensional (2D) model of the surveyed site to be generated.

Then, based on the resistivity results obtained from the tomography and an adequate knowledge of the local geology, the results were integrated and correlated with two boreholes drilled in the study area. It has been verified that the integration of electrical resistivity tomography with conventional direct methods allows for a more efficient and accurate interpretation of the subsoil by improving the spatial coverage of the investigation. As a result, a greater amount of information is obtained, providing better quality data, which results in a more detailed lithological evaluation from a geotechnical point of view, by obtaining detailed geological profiles of the subsoil to be founded.

**Key words:** geoelectric prospecting, electrical resistivity tomography (ERT), geotechnics, dipole-dipole method.



*Dedicado a las personas que son mis pilares...*

*A mi mamá porque cada paso y esfuerzo fue posible gracias su acompañamiento y aliento.*

*A mi papá por enseñarme la valentía, el esfuerzo y la perseverancia.*

*A mi hermana por ser mi compañera incondicional.*

*A mi esposo por estar a mi lado y motivarme cada día.*

*...gracias por todo.*



## AGRADECIMIENTOS

Muchas gracias a mi familia por su apoyo incondicional y acompañarme en cada etapa de este camino.

Gracias amor por caminar a mi lado, acompañarme en cada momentos alegre y sobre todo, en aquellos difíciles, este logro es nuestro.

Agradezco a la empresa CONSULVAL SRL que me proporcionó los datos para realizar este TFL. Gracias al Ing. Juan Gardes por brindarme la oportunidad de integrarme a la empresa, permitiéndome dar los primeros pasos profesionales y adquirir conocimientos que han enriqueciendo de manera importante mi formación. Gracias al Sr. Pedro Bedia por transmitirme sus conocimientos, guía y experiencia que han sido clave en mi formación profesional y personal.

A mi Director el Lic. Marin Ratto Sebastian por aceptar dirigir este trabajo, por su predisposición y ayuda brindada a lo largo de este trabajo. A mi co-director el Lic. Flaquer Maximiliano por colaborar con sus conocimientos y acompañamiento para culminar esta meta.

Al jurado, conformado por la Lic. Sheyla Iglesias, el Ing. Lucas Romero y el Lic. Juan Catinari por aceptar revisar y corregir este TFL dedicando su tiempo.

A los facuamigos los cuales hicieron que el recorrido de la carrera se haga más ameno. A los amigos de la vida por bancarme siempre aunque pasara tiempo sin vernos y comprender mi ausencia cuando debía estudiar.

Gracias a la Universidad Nacional del Comahue y a todos los docentes de la carrera por compartir sus conocimientos y dedicación en la formación de nuevos profesionales.

Muchas gracias!



## ÍNDICE

1. FUNDAMENTACIÓN .....	1
1.1. Objetivo general .....	2
1.2. Objetivos específicos .....	2
2. ANTECEDENTES .....	2
3. ÁREA DE ESTUDIO .....	4
4. MARCO GEOLÓGICO .....	6
4.1. Geología regional .....	6
4.2. Geología Local .....	7
4.3. Geomorfología.....	11
5. MARCO TEÓRICO .....	13
5.1. Introducción al método prospectivo .....	13
5.2. Supuestos del método de resistividad .....	13
5.3. Principios físicos .....	15
5.3.1. <i>Potencial eléctrico en un medio homogéneo</i> .....	15
5.3.2. <i>Ley de Faraday</i> .....	17
5.3.3. <i>Resistividad</i> .....	17
5.3.4. <i>Resistividad Aparente</i> .....	19
5.3.5. <i>Deducción final de la ecuación del factor geométrico del potencial medido</i> .....	20
5.3.6. <i>Resistividad verdadera</i> .....	21
5.4. Comportamiento eléctrico de los materiales .....	21
5.5. Arreglos electródicos.....	25
5.5.1. <i>Arreglo Wenner - Schlumberger</i> .....	26
5.5.2. <i>Arreglo Wenner</i> .....	26
5.5.3. <i>Arreglo Polo - Dipolo</i> .....	27
5.5.4. <i>Arreglo Dipolo-Dipolo</i> .....	27
5.5.5. <i>Arreglo Polo-Polo</i> .....	28
5.6. Dispositivo dipolo-dipolo.....	28
5.6.1. <i>Cálculo del factor geométrico del arreglo dipolo-dipolo</i> .....	28
5.7. Generalidades del ZondRes2D .....	29
5.8. Inversión de datos.....	30



5.8.1. Problema directo .....	31
5.8.2. Problema inverso.....	31
5.9. Algoritmos de inversión y parámetros de confiabilidad del modelo .....	32
5.10. Tipos de algoritmos .....	34
5.10.1. Smoothness constrained .....	34
5.10.2. Focused.....	35
5.11. Valores RMS.....	36
5.12. Calidad del modelo .....	37
5.13. Depth of Investigation Index (DOI) .....	37
6. METODOLOGÍA Y ACTIVIDADES ESPECÍFICAS .....	39
6.1. Primera etapa .....	39
6.1.1. Antecedentes bibliográficos.....	39
6.2. Segunda etapa .....	40
6.2.1. Trabajo de campo.....	40
6.3. Tercera etapa .....	42
6.3.1. Datos geoelectricos .....	42
6.3.2. Control de calidad previo a la inversión 2D.....	44
6.3.3. Inversión 2D.....	49
6.3.4. Control de calidad post - inversión .....	49
6.4. Cuarta etapa .....	50
6.4.1. Datos de laboratorio .....	50
6.5. Quinta etapa .....	50
6.6. Sexta etapa .....	50
7. RESULTADOS .....	51
7.1. Actividades de campo.....	51
7.2. Pseudosecciones inversión 2D.....	52
7.2.1. Tomografía N° 1 .....	53
7.2.2. Tomografía N° 2 .....	53
7.2.3. Tomografía N° 3 .....	54
7.2.4. Tomografía N°4.....	55
7.2.5. Tomografía N° 5.....	56



7.2.6. Tomografía N°6.....	57
7.3. Control de calidad post-inversión .....	57
7.3.1. RMS .....	57
7.3.2. Sensibilidad (S).....	58
7.3.3. Calidad del modelo.....	63
7.3.4. Depth of investigation (DOI).....	70
7.3.5. Comparación de modelos.....	76
7.4. Resultados de laboratorio.....	77
7.5. Interpretación de resistividades .....	83
7.6. Modelo 2.5D.....	86
7.7. Descripción geológica del perfil.....	88
8. CONCLUSIONES.....	91
9. RECOMENDACIONES .....	93
10. BIBLIOGRAFÍA .....	94
11. ANEXO .....	101
Tabla de sistema Unificado de Clasificación de Suelos (SUCS).....	101



## 1. FUNDAMENTACIÓN

En el campo de la geotécnica el estudio de suelos es fundamental para garantizar la seguridad y el buen funcionamiento de las estructuras en proyectos de obras civiles, ya sean de mediana o gran envergadura. Estos estudios son esenciales para obtener información precisa del terreno donde se planea fundar o edificar, lo que nos ayuda a entender cómo se comportará en relación con las demandas del proyecto. Para lograr esto, se utilizan comúnmente métodos de prospección directa como calicatas, sondeos geotécnicos y ensayos de penetración dinámica. Sin embargo, en muchos casos no se considera habitual la implementación de tomografías eléctricas en los estudios geotécnicos como técnica complementaria de prospección geoelectrica a los efectos de obtener una representación más completa del subsuelo.

En el presente estudio se emplea la aplicación de técnicas de prospección geoelectrica mediante el uso de tomografías de resistividad eléctrica (ERT) 2D. Estas técnicas son herramientas complementarias eficientes y no invasivas que nos ayudan a caracterizar la litología del subsuelo en el predio donde se proyecta la construcción de tres (3) torres. Las ERT permiten obtener la distribución de resistividades eléctricas en el subsuelo y generar modelos bidireccionales 2-D de alta resolución. Según Arias (2011), los resultados de las investigaciones previas sugieren que es posible distinguir con bastante certeza los geomateriales del subsuelo a partir de su resistividad eléctrica, especialmente cuando estos datos se combinan con información proveniente de sondeos directos y con un adecuado conocimiento de la geología local.

Es importante señalar que, aunque esta metodología no es comúnmente utilizada dentro de los estudios geotécnicos tradicionales, su combinación con métodos mecánicos convencionales mejora significativamente el cubrimiento del terreno investigado, proporcionando resultados favorables en cuanto a cantidad e incluso calidad de la información obtenida. En este sentido, los resultados de las ERT serán corroborados y correlacionados con los datos obtenidos de las perforaciones realizadas en el predio, con el fin de realizar inferencias sobre la litología del subsuelo.

Por lo tanto, este estudio representa una contribución relevante a la exploración geotécnica, ya que la implementación de secciones geoelectricas en dos dimensiones, validadas y combinadas con información obtenida por métodos directos (perforaciones), permite incrementar la cantidad y confiabilidad de los datos disponibles de un área en estudio. Esto facilita la caracterización de los materiales presentes en el



subsuelo, posibilitando una zonificación litológica, así también la identificación de posibles heterogeneidades, variaciones en la profundidad de las unidades litológicas, posibles zonas saturadas, entre otros aspectos relevantes que se pretenden conocer a la hora de realizar el análisis geotécnico.

### 1.1. Objetivo general

El objetivo general que se pretende con el presente trabajo es la caracterización litológica del subsuelo a partir del método geoelectrico en el área de estudio propuesta.

### 1.2. Objetivos específicos

- Determinar la existencia de variación resistiva del subsuelo.
- Efectuar interpretación litológica del corte resistivo del subsuelo.
- Realizar descripción petrográfica de muestras de *cutting* o recortes de perforaciones y efectuar columnas estratigráficas del subsuelo.
- Lograr cotejar los resultados geoelectricos con los provistos por los sondeos directos.
- Efectuar caracterización litológica en función de los resultados obtenidos mediante el corte geoelectrico y sondeos directos.
- Realizar un modelo litológico del subsuelo en función de los resultados obtenidos de las interpretaciones geoelectricas y los recortes de perforación.

## 2. ANTECEDENTES

Si bien el desarrollo del método de tomografía de resistividad eléctrica (ERT) es relativamente reciente, sus principios fundamentales se remontan al siglo XVIII. En el año 1720, Gray y Wheeler realizaron estudios sobre la resistividad de las rocas y en 1746 William Watson describió su descubrimiento de que el suelo podía ser conductor.

En 1912, Conrad Schlumberger - considerado como el “padre de la prospección eléctrica” - inició estudios orientados a la prospección de yacimientos mediante la conductividad eléctrica de las rocas. Posteriormente, hacia el año 1915, tanto Conrad Schlumberger como Frank Wenner de forma independiente desarrollaron el dispositivo tetraelectrónico, del cual a partir del mismo, se sustenta la prospección geoelectrica de la actualidad (Orellana, 1982).

Según Molina *et al.* (2004), el método de tomografía de resistividad eléctrica, surge como extensión o evolución de las técnicas tradicionales de prospección geoelectrica, como es el sondeo eléctrico



vertical (SEV). Su desarrollo ha sido progresivo y ha evolucionado hasta convertirse en una herramienta clave en estudios hidrogeológicos, geológicos, ambientales y geotécnicos. A partir de la década de 1970 y 1980, los avances en la tecnología computacional y en las técnicas de inversión de datos han permitido a los geofísicos resolver cálculos complejos y desarrollar *softwares* específicos para la interpretación detallada de modelos del subsuelo.

Numerosos estudios han empleado secciones geoeléctricas obtenidas mediante tomografías de resistividad eléctrica para la caracterización geotécnica del subsuelo en diversas obras. Por ejemplo, Porres Benito (2003) en su tesis doctoral, desarrolló una metodología técnica basada en la interpretación de perfiles electro-resistivos del subsuelo, con el objetivo de detectar y caracterizar la presencia de huecos, cavidades e incluso restos de carácter arqueológico. Asimismo, Barrientos (2015) utilizó modelos geoeléctricos como una técnica alterna e innovadora para caracterizar el subsuelo bajo dos estructuras civiles, que presentaban distintos problemas asociados al tipo de suelo donde se emplazaban. En este estudio, la disposición de los electrodos en la periferia de ambos inmuebles permitió identificar zonas de inestabilidad, la cuales fueron asociadas a fracturas, áreas de relleno, oquedades, material mal consolidado y materiales saturados de agua, entre otras.

Otro antecedente que demuestra que se ha utilizado como método prospectivo del subsuelo, es el caso del estudio realizado por Navedo Cruz y Gonzáles (2020) en la Avenida Prolongación Canal de Miramontes en la Ciudad de México, donde llevaron a cabo un estudio de tomografía de resistividad eléctrica con el fin de caracterizar el medio, delimitar las unidades geológicas e identificar el nivel freático, como así también posibles fracturas y socavones (Luna, 2016). En este estudio, los autores interpretaron gosecciones con el fin de realizar correlaciones geológicas y poder identificar fracturas y/o socavones.

Aunque se han realizado estudios importantes en diversas regiones, en el caso de la provincia del Neuquén es escasa la información de estudios que utilicen datos de tomografías de resistividad eléctrica en el área de geotecnia en comparación de la aplicación de este método en otros campos. La mayoría de los trabajos que aplican este método en la zona se enfocan en la exploración petrolera y minera, sin aprovechar sus ventajas en el área de la geotecnia.

Es importante destacar que no se ha encontrado información publicada de trabajos específicos de carácter geotécnicos en la región relacionados con estudios de evaluación litológica del subsuelo. Es por ello, que debido a la carencia de antecedentes en este campo, el presente trabajo pretende aportar una herramienta complementaria a los métodos convencionales a la hora de realizar la prospección del

subsuelo de una nueva obra civil en la región, la cual permite mejorar el cubrimiento del terreno investigado, obteniendo resultados favorables en cuanto a cantidad e incluso calidad de la información.

### 3. ÁREA DE ESTUDIO

El sitio en estudio, se trata de un predio de aproximadamente 7.000 m<sup>2</sup> que se encuentra ubicado entre las calles Avenida Presidente Dr. Raul Alfonsín y calle Santiago del Estero a metros de la ruta provincial N° 7, comprendido entre los 68°4'0" - 68°3'52" de longitud oeste y 38°56'32" - 38°56'36" de latitud sur, en la Ciudad de Neuquén Capital, Departamento Confluencia, Provincia de Neuquén (Fig. 1).

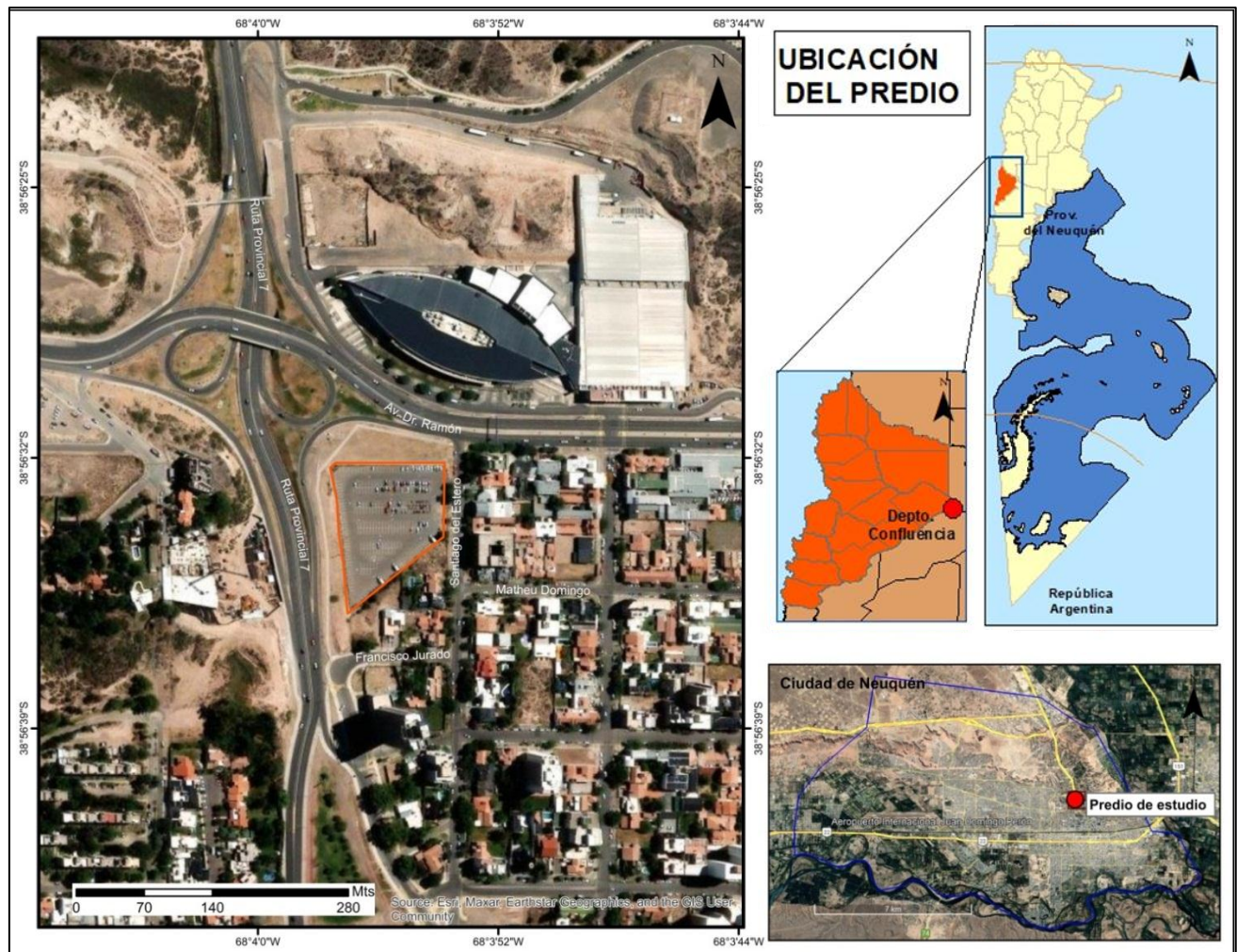


Figura 1. Mapa con ubicación de área en estudio indicado con polígono naranja (imagen satelital Google Earth, 2023), ciudad de Neuquén.

En el interior del predio se eligieron dos sectores para realizar las perforaciones del subsuelo el cual, se ubicó el sondeo 1 (S1) en correspondencia con el baricentro del Edificio 1 (Noreste) y el sondeo 2 (S2) en correspondencia con el baricentro del Edificio 3 (Suroeste), coordenadas en tabla 1 y en tabla 2 coordenadas de punto fijo.

En el referenciado predio se efectuó la prospección geoelectrica de seis (6) tomografías 2D (ERT) que fueron dispuestas de forma representativa y cubriendo la superficie total del predio, cuya disposición se indica en la imagen de la fig 2.



Figura 2. Ubicación de perforaciones y tomografías en el predio (imagen satelital Google Earth, 2023), ciudad de Neuquén.

COORDENADAS SISTEMA POSGAR 94 - FAJA 2				
ID	ESTE (Y)	NORTE (X)	COTA	DESCRIPCIÓN
T1	2581049.93	5689432.16	312.62	BARICENTRO
T2	2580999.94	5689432.76	314.38	BARICENTRO
T3	2581006.84	5689381.27	314.12	BARICENTRO

Tabla 1. Coordenadas del baricentro de futuras torres, Posgar 94 de faja 2.

COORDENADAS SISTEMA POSGAR 94 - FAJA 2				
ID	ESTE	NORTE	COTA	DESCRIPCIÓN
pfcoto	2581011.53	5689372.98	313.75	PUNTO FIJO

Tabla 2. Coordenadas de punto fijo.

## 4. MARCO GEOLÓGICO

### 4.1. Geología regional

La Cuenca Neuquina se encuentra ubicada en la porción austral de América del Sur, desarrollándose entre los 35°20' y 40°10' de latitud sur y los 66°20' a 70°50' de longitud oeste. Es una cuenca de antepaís con forma triangular y una superficie de 120.000 km<sup>2</sup> (Gulisano *et al.*, 1984). Se localiza en el centro oeste de la República Argentina, donde ocupa gran parte del territorio de la provincia del Neuquén, sur y suroeste de Mendoza, norte y noroeste de Río Negro y el suroeste de La Pampa.

Su historia como área receptora de sedimentos se inicia en el Triásico Tardío – Jurásico Temprano y desde allí hasta la formación de la Cordillera de los Andes acumuló unos 7.000 m. de depósitos del Jurásico y Cretácico que incluye rocas sedimentarias marinas y continentales (Howell *et al.*, 2005; Arregui *et al.*, 2011; Cáceres, 2018) donde en el sector oriental de la cuenca domina la sedimentación molásica derivada del levantamiento de la Cordillera al oeste (Ramos, 1981; 1985).

El sector bajo estudio se encuentra en el borde oriental de la Cuenca Neuquina, emplazado a escala regional en el ámbito geológico denominado Engolfamiento Neuquino (Braccini., 1970). El mismo limita al oeste con el sector sur de la Cordillera Principal y con la Cordillera Patagónica Septentrional, al este con el Bloque de las Mahuidas y Cuenca del Colorado, al sur con el Macizo de Somún Curá y al norte con Payenia (Fig. 3).



Figura 3. Mapa de las provincias geológicas del territorio argentino. Con el círculo naranja se señala la ubicación de la zona de estudio dentro del Engolfamiento Neuquino (extraído de Ramos, 1999).

## 4.2. Geología Local

El presente estudio abarca depósitos superficiales, donde se encuentra aflorando y en subsuelo litología perteneciente al relleno sedimentario del Grupo Neuquén y depósitos de la cubierta cenozoica, caracterizados por una sucesión de capas rojas (*red beds*) compuestas principalmente por areniscas, fangolitas y grauvacas, con una reducida participación de horizontes conglomerádicos, según la cartografía geológica regional disponible (Rodrigues *et al.*, 2007). El Grupo Neuquén se desarrolló en el Cretácico Tardío específicamente se atribuye al Cenomaniano Inferior-Campaniano Medio. Según Cazau y Uliana (1973) el relleno constituye una secuencia de aproximadamente 1.200 m. de espesor máximo, donde litológicamente predominan depósitos continentales y genéticamente dichos depósitos,

son vinculados a un origen predominantemente fluvial, con intercalaciones importantes de episodios eólicos y lacustres someros.

En cuanto a la subdivisión estratigráfica del Grupo Neuquén en un comienzo se alude a los autores Roll (1939) y Herrero Ducloux (1939). Los cuales dichos trabajos son la base para que De Ferrariis (1968), Cazau y Uliana (1973), Uliana, (1973) y Ramos (1981) realizaran subdivisiones y reagrupamientos. Actualmente el esquema aceptado que se utiliza es el del trabajo de Garrido (2010). Según los estudios realizados reconoce tres subgrupos y nueve unidades formacionales como puede verse en la fig. 4.

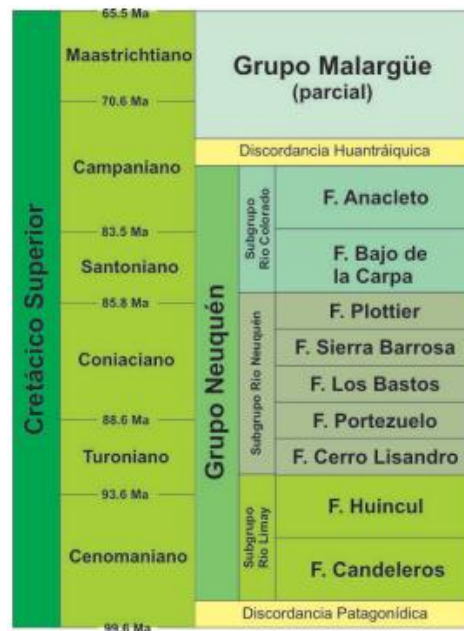


Figura 4. Esquema litoestratigráfico del Grupo Neuquén, extraído de Garrido (2010).

Las rocas cretácicas superficiales que se encuentran en el área de estudio corresponden a rocas que afloran en las bardas de la ciudad de Neuquén. Como indica el esquema litoestratigráfico específicamente se trata de los Subgrupos Río Limay, Río Neuquén, y Río Colorado.

Se denomina Subgrupo Río Limay a los depósitos de la base del Grupo Neuquén, donde se encuentran las Formaciones Candeleros y Huincul. El mismo se encuentra constituido por extensos bancos de areniscas, las cuales presentan una alta resistencia a los agentes erosivos. Litológicamente se asocia a una predominancia de areniscas cuarzolíticas de granulometría variada con alternancia de fangolitas y escasos horizontes conglomerádicos, presentando extensos cuerpos psamíticos de geometría mantiforme conformados por un conjunto de depósitos de canales amalgamados. Se estima que el espesor máximo de la Formación Candeleros es de aproximadamente 200 metros (Garrido, 2011). Es



relativamente escasa la participación de los depósitos psefítico, teniendo su mayor desarrollo sobre el sector occidental de la cuenca. En cuanto a la Formación Huincul, se caracteriza por poseer una litología en su mayoría de color amarillento que sobreyace concordantemente a la Formación Candeleros, presentando un contacto neto y marcadamente erosivo. Se encuentra constituido por areniscas cuarcíticas y cuarzolíticas de granulometría variable, presentando escasa matriz y moderado contenido de cemento carbonático. Posee un espesor máximo del orden de los 250 metros (Garrido, 2010).

El Subgrupo Río Neuquén agrupa a las denominadas Formaciones de Cerro Lisandro, Portezuelo, Los Bastos, Sierra Barrosa y Plottier. Se tratan en líneas generales de alternancia de unidades psamíticas y pelíticas de origen fluvial, susceptibles a la erosión por su bajo grado de litificación. La identificación de estas unidades se hace sobre la base de la relación pelita/psamita (Garrido, 2010). En cuanto a las unidades consideradas psamíticas se encuentran las Formaciones Portezuelo y Sierra Barrosa, caracterizadas por depósitos de sistemas de canales arenosos, conformando en conjunto cuerpos tabulares o mantiformes arealmente expandidos. En tanto, las unidades consideradas fangosas como Formación Cerro Lisandro, Los Bastos y Plottier, quedan representadas por depósitos de paleocanales simples, de carga mixta, conformando cuerpos cordoniformes arealmente reducidos (Garrido, 2010).

La unidad geológica más cercana que se observa en la zona de estudio, la cual constituye los afloramientos más jóvenes y el tope de la sucesión sedimentaria del Grupo Neuquén, es el Subgrupo Río Colorado, se encuentra constituido por las formaciones Bajo de la Carpa y Anacleto. Específicamente la Formación Bajo de la Carpa es la que representa la litología del sector, se ubica en el subsuelo del área en estudio y está compuesta por areniscas rojas, castaño amarillentas y grisáceas en estratos tabulares. La Formación Bajo de la Carpa se distingue como una sucesión sedimentaria predominantemente psamítica. Esta sucesión corresponde a un paleoambiente fluvial con ríos de baja sinuosidad y arenoso-dominantes (Herrero Ducloux, 1939; Cazau y Uliana, 1973; Garrido, 2000). También se señalan sectores donde los canales entrelazados se asocian al desarrollo de dunas y mantos eólicos sobre los sectores distales de las planicies de inundación. En la formación dominan areniscas finas a medianas preferentemente cuarzosas, con escasa o nula matriz y débil cemento carbonático, donde se observan algunas interestratificaciones de porcentaje variable de horizontes pelíticos. El espesor de esta unidad en el área circundante a su localidad tipo es del orden de los 75 m, pudiendo alcanzar hacia el oeste y norte de la cuenca una potencia de 90 m (Garrido 2010)

La Formación Anacleto se caracteriza por presentar un gran dominio pelítico. El color predominantemente de la Formación Anacleto es rojo ladrillo a morado y está dado por la presencia de

pigmento férrico, pudiendo no obstante exhibir algunos horizontes de areniscas amarillentas. Los términos pelíticos se encuentran integrados por una marcada alternancia de fangolitas y limolitas arenosas poco consolidadas (Garrido, 2010). Herrero Ducloux (1939) describe los afloramientos típicos de la Formación Anacleto como una sucesión sedimentaria compuesta por una parte inferior de areniscas grises medianas (a veces muy gruesas) intercaladas con delgados niveles de pelitas rojas, distinguiendo una parte superior de areniscas medianas grises que se alternan con pelitas rojas. En líneas generales, los depósitos que conforman a este subgrupo se tratan de alternancias en porcentajes variables de fangolitas, areniscas cuarzolíticas y conglomerados polimícticos. La figura 5 muestra el contexto geológico regional de las formaciones mencionadas zonas aledañas a la ciudad de Neuquén.

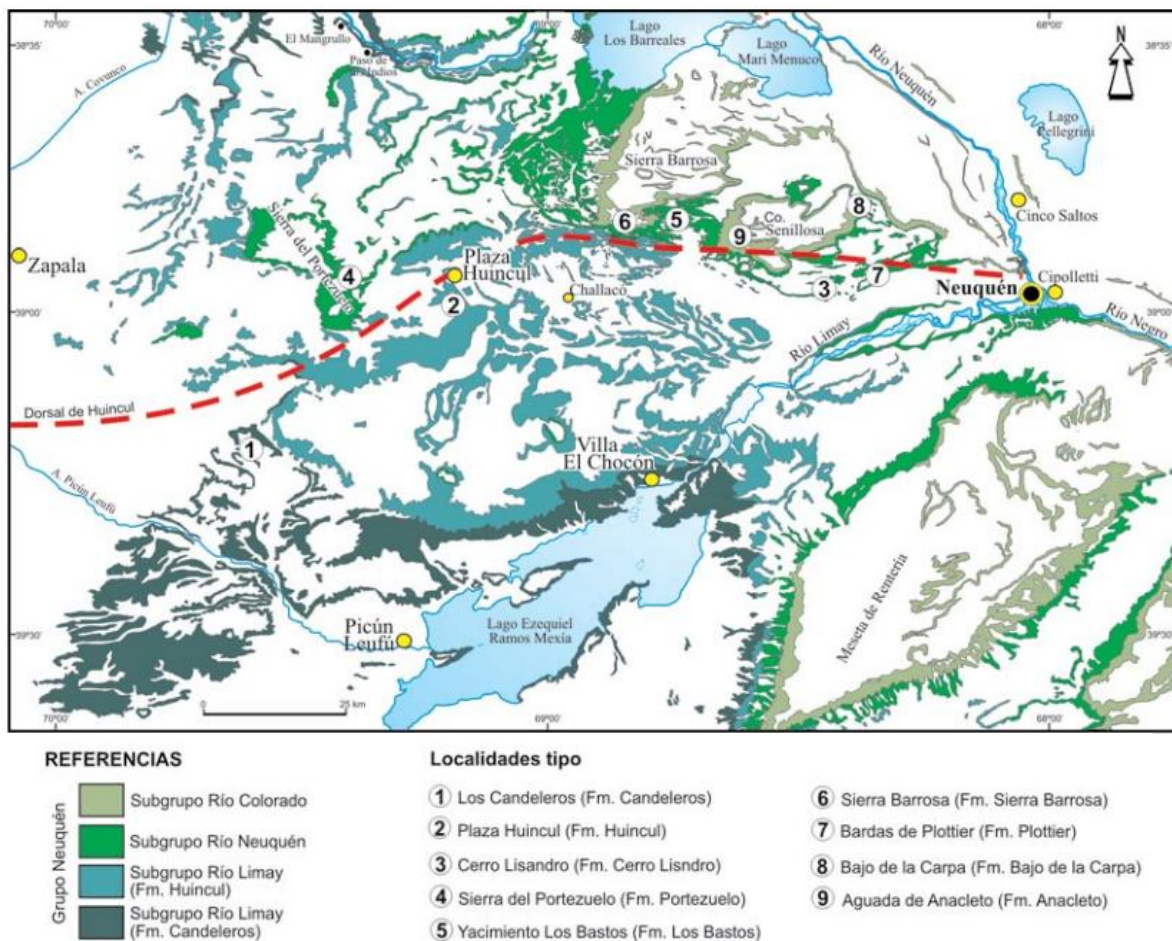


Figura 5. Mapa geológico regional del área de Neuquén, que muestra las principales unidades del Grupo Neuquén y localidades tipo, extraído de Garrido (2010).

Asimismo, es de destacar que dentro del Grupo Neuquén, estos depósitos son los que presentan las mayores variaciones en cuanto a granulometría y color de acuerdo con su ubicación geográfica dentro de la cuenca (Garrido, 2010). Se debe a que los sedimentos corresponden a sistemas fluviales desarrollados

bajo un nuevo control tectónico dominante. Los depósitos de estas unidades se conforman de pelitas y psamitas las cuales se encuentran escasamente litificadas, pudiendo presentar en forma subordinada pequeñas capas de niveles psefíticos. Desde el punto de vista sedimentológico y paleoambiental las unidades del Subgrupo Río Colorado exhiben fuertes variaciones laterales; mostrando diversos tipos de dominios litológicos ligados genéticamente a depósitos de origen fluvial, eólico y lacustre. Según Garrido (2011) el espesor del mencionado Subgrupo es de aproximadamente 105 m y 180 m.

Los depósitos Cenozoicos que cubren al Grupo Neuquén se depositaron en el Pleistoceno en forma de niveles aterrazados. Los mismos se describen como conglomerados polimícticos de vulcanitas mesosilíceas, con escasa matriz arenosa, abundante yeso amorfo y cementado por carbonato de calcio, principalmente en la parte superior del perfil. Se identifican en forma escalonada a lo largo del río Neuquén desde Paso de los Indios hasta proximidades de la confluencia con el río Limay.

### **4.3. Geomorfología**

Geomorfológicamente la ciudad de Neuquén, se encuentra asentada en el piso de los valles elaborados por los ríos Limay y Neuquén respectivamente y sobre la superficie en laderas y sectores de piedemonte de la meseta localizada hacia el norte del casco céntrico.

En el área se distinguen dos unidades de paisajes principales bien diferenciadas. Por un lado la meseta, localmente denominada “barda”, correspondiente con una antigua terraza fluvial de erosión, que constituye un área topográficamente elevada, la cual presenta una superficie plana y un escalón o desnivel (talud) que desciende hacia los valles fluviales. Esta terraza se conforma por rocas sedimentarias susceptibles a los procesos erosivos y se encuentra coronada por rodados cementados con carbonato de calcio. Su escalón topográfico suele estar disectado por erosión hídrica, originando numerosos zanjones o cárcavas, que en su conjunto definen una sucesión de cuencas aluviales (Fig. 6). Los sedimentos movilizados a partir de este frente se depositan en el piso de los valles, específicamente en la zona de pedimento, que se comportan como receptores de los detritos transportados desde las laderas definiendo el frente mesetiforme (Capua y Jurio 2011).

El otro ambiente principal, está dado por los pisos de valle de los ríos Limay y Neuquén, los cuales actúan como nivel de base local donde se depositan los detritos transportados de las laderas.

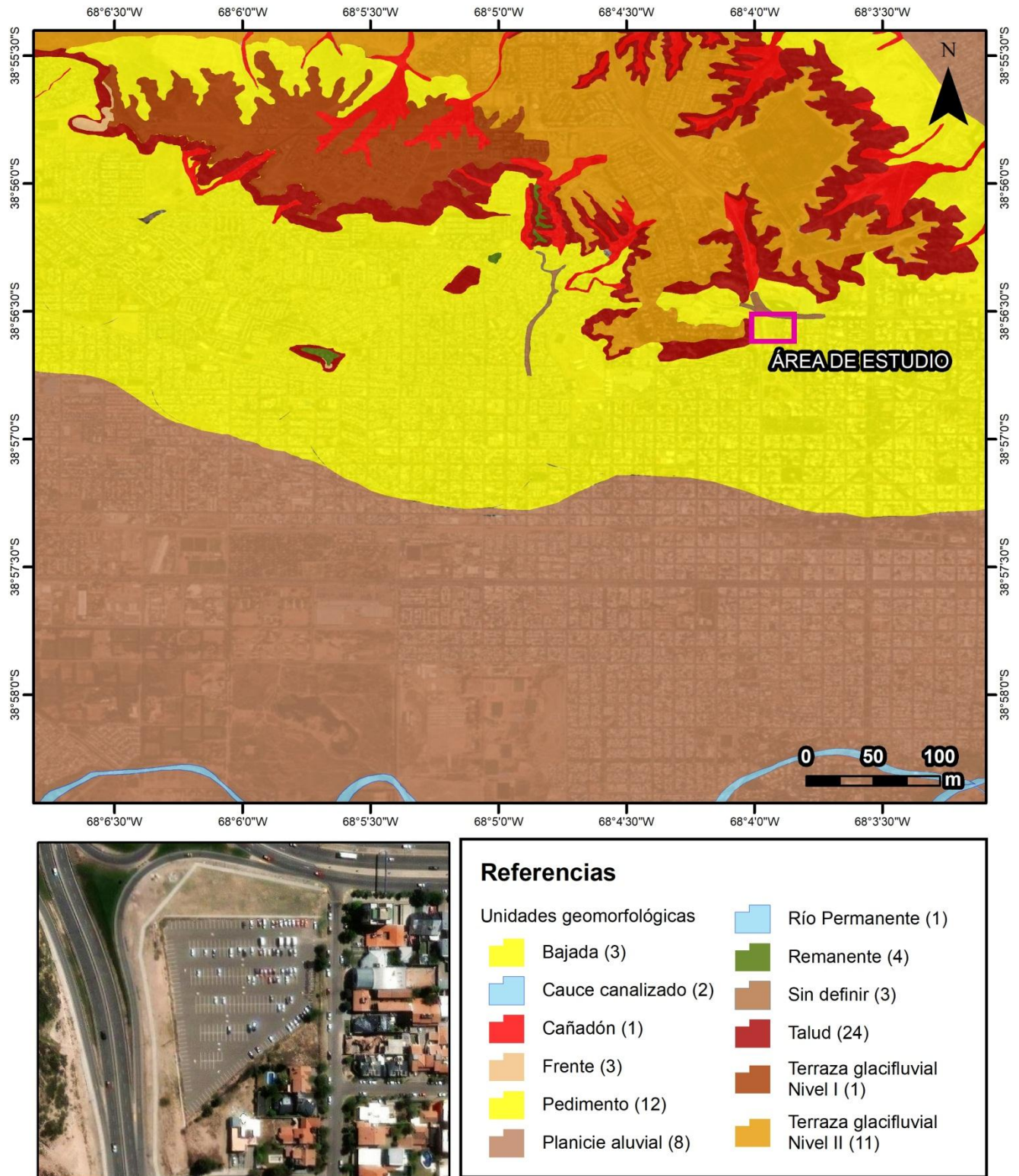


Figura 6. Imagen satelital correspondiente a la ciudad de Neuquén donde se visualizan las mesetas o terrazas fluviales y los valles de los ríos Neuquén y Limay.



## 5. MARCO TEÓRICO

### 5.1. Introducción al método prospectivo

El método de tomografía de resistividad eléctrica (ERT) es una técnica geofísica y como tal, se considera un método exploratorio indirecto. Se basa en la medición de la resistividad como propiedad física de los materiales de la corteza terrestre, permitiendo detectar variaciones espaciales de dicha propiedad, permitiendo inferir la conductividad eléctrica de suelos y rocas mediante mediciones realizadas sobre la superficie (Brunet *et al.*, 2010).

El método de resistividad consiste en introducir un campo artificial de corriente eléctrica continua en el subsuelo por medio de un par de electrodos colocados en la superficie denominados comúnmente como A y B. Simultáneamente, se mide la diferencia de potencial eléctrico ( $\Delta V$ ) entre otro par de electrodos denominados M y N, permitiendo determinar la distribución de resistividad en el subsuelo (Betancourt Álvarez, 2016). La relación entre la diferencia de potencial ( $\Delta V$ ) y la corriente eléctrica (I) inyectada constituye la base para el cálculo del resultado en campo de la resistividad aparente. A partir de estas mediciones, se calcula la resistividad eléctrica del subsuelo para cada punto de medición, permitiendo obtener una sección distancia-profundidad que muestra la distribución de resistividad del subsuelo, dado que la resistividad está relacionada con diversos parámetros de interés geológico. Estas imágenes de resistividad real en el subsuelo, se obtienen a partir de modelos matemáticos que utilizan datos de resistividades aparente obtenidas por medio de inversiones numéricas (Furió *et. al.*, 2003).

Las tomografías dentro de los métodos eléctricos, tienen la ventaja de otorgar un modelo en formato imagen en dos o en tres dimensiones siendo más preciso exhibir la distribución espacial de la resistividad en el suelo, permitiendo inferir ciertas estructuras geológicas, detectar anomalías como cavidades o elementos constructivos enterrados, identificar estratigrafía del subsuelo, obtener información sobre la distribución de litología e identificar el contenido de humedad en el subsuelo basándose en su contraste resistivo (Brunet *et. al.*, 2010).

### 5.2. Supuestos del método de resistividad

El método de tomografía de resistividad eléctrica (ERT) desde el punto de vista matemático se suele simplificar el modelo físico del terreno haciendo el supuesto que el subsuelo se compone de varias zonas delimitadas entre sí por superficies perfectamente planas y resistividad constante (Navedo Cruz y González, 2020). El caso más sencillo para estudiar es el caso de un semiespacio homogéneo (Orellana, 1982). El método consiste en inyectar corriente eléctrica continua a través de dos electrodos de corriente

y medir la diferencia de potencial generada en un par de electrodos potenciales (Wikilson *et. al.*, 2012) formando un arreglo tetraelectrónico. En la fig. 7 se presenta un esquema de aplicación de corriente eléctrica al terreno y medición del potencial en un semiespacio homogéneo.

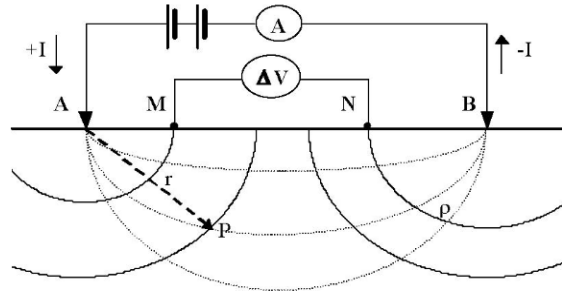


Figura 7. Esquema de aplicación de corriente eléctrica al subsuelo y medición del potencial en un semiespacio considerado homogéneo, extraído de Urbietta Gomez (2009).

Según Orellana (1982), se considera que el subsuelo puede modelarse como un semiespacio homogéneo e isótropo con resistividad eléctrica  $\rho$ , limitado en su parte superior por un segundo semiespacio de resistividad infinita, el cual representa a la atmósfera. Este modelo simplificado permite analizar de manera analítica la distribución del campo eléctrico inducido por una fuente puntual de corriente.

Para establecer dicho campo eléctrico, se utiliza un generador de corriente continua conectado a través de dos electrodos, que consisten en unas estacas metálicas, denominadas A y B. Estos electrodos, se consideran de dimensiones pequeñas en relación con el medio, por lo que es posible tratarlos como fuentes puntuales. La corriente eléctrica  $+I$  es inyectada al suelo por medio de A y luego retorna al generador a través del electrodo B, cerrando así el circuito con una corriente de  $-I$  de salida, bajo un régimen estacionario, es decir, sin variaciones en el tiempo, cumpliéndose la siguiente condición de conservación de la corriente:

$$IA + IB = 0 \text{ (Ecuación 1)}$$

La corriente eléctrica ( $I$ ) se define como un flujo de electrones que circula en un sentido determinado por unidad de tiempo a través de un medio conductor. Se trata de una magnitud física medible mediante instrumentos específicos en campo, siendo su unidad el ampere (A). Esta corriente es la responsable de generar un campo eléctrico que se propaga en el medio, cuya intensidad dependerá de las propiedades eléctricas del subsuelo, principalmente de su resistividad.

### 5.3. Principios físicos

La ley fundamental en la que se basan los métodos geoelectrónicos es la Ley de Ohm, la cual rige el flujo de corriente inyectada desde la superficie. Esta Ley enuncia que la Resistencia (R) que ofrece un material conductor al flujo de una corriente es directamente proporcional a la diferencia de potencial ( $\Delta V$ ) entre los extremos del material e inversamente proporcional a la Intensidad (I) del flujo de la corriente. La fórmula matemática de la Ley de Ohm es la siguiente (Lowrie, 2007):

$$R = \frac{\Delta V}{I} \quad (\text{Ecuación 2})$$

Por otro lado, la Resistencia (R) también puede definirse como una medida de la oposición al flujo de corriente eléctrica en un circuito (ver ecuación 3). La misma, es proporcional a la longitud (L) del material conductor considerado expresado en metro (m) e inversamente proporcional al área de la sección transversal (A) cuya unidad es el metro cuadrado ( $m^2$ ), multiplicada por una constante de proporcionalidad que es la resistividad ( $\rho$ ) (Sadiku, 2010). Por ello, en la ecuación (4) se deja expresada la ecuación para conocer la resistividad del material.

Para terrenos considerados homogéneos con un arreglo arbitrario de electrodos, la resistividad ( $\rho$ ) es calculada a través de la corriente (I) y la diferencia de potencial ( $\Delta V$ ), a través de la ecuación (5):

$$R = \rho \cdot \frac{L}{A} \quad (\text{Ecuación 3})$$

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} \cdot \frac{A}{L} \quad (\text{Ecuación 4})$$

En los estudios de resistividad eléctrica del subsuelo se utilizan arreglos de electrodos específicos. En estos casos, la resistividad aparente ( $\rho_a$ ) se determina con la expresión:

$$\rho_a = K \cdot \frac{\Delta V}{I} \quad (\text{Ecuación 5})$$

Donde el término K hace referencia al factor geométrico del potencial medido entre MN la cual depende de la disposición de los electrodos que se utiliza y se calcula en base al espaciamiento de los mismos (Ernstson & Kirsch, 2006), cuya unidad se expresa en metro. Este factor geométrico se verá modificado por las distancias entre electrodos de cada arreglo, los cuales se describirán más adelante.

#### 5.3.1. Potencial eléctrico en un medio homogéneo

El potencial eléctrico (V) se define como la energía potencial por unidad de carga que posee una partícula en un campo eléctrico. El cual, representa el trabajo necesario para mover una carga desde un punto de referencia (generalmente el infinito) hasta un punto específico en presencia de un campo

eléctrico (expresado en voltios (V)). El flujo de corriente generado por un electrodo puntual al inyectar una corriente eléctrica en un medio homogéneo e isótropo se propaga de forma radial desde el punto de inyección en un medio con resistividad  $\rho$ , resultando la siguiente ecuación:

$$V(r) = \frac{\rho I}{2\pi r} \text{ (Ecuación 6)}$$

Donde  $V(r)$  es el potencial eléctrico a una distancia ( $r$ ) desde el electrodo, ( $I$ ) es la corriente inyectada, ( $\rho$ ) es la resistividad eléctrica del medio, ( $r$ ) es la distancia desde el punto de inyección.

Según Orellana (1982), esta ecuación permite describir el comportamiento del campo eléctrico generado por una corriente continua inyectada al subsuelo a través de electrodos puntuales (fig. 8).

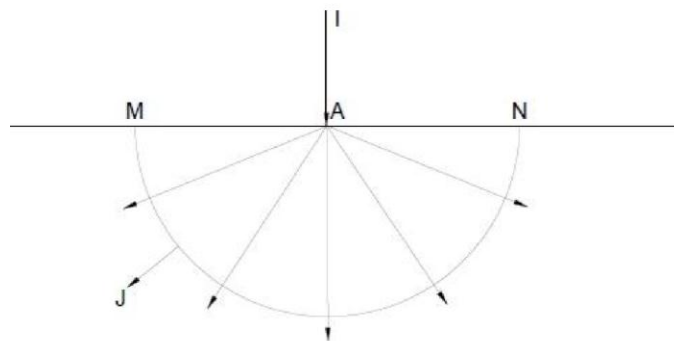


Figura 8. Esquema de distribución de densidad de corriente eléctrica ( $J$ ) dirigida radialmente en dirección a la corriente ( $I$ ), en electrodo puntual “A”. Extraído de Orellana (1982).

En estas condiciones, la corriente se distribuye uniformemente sobre superficies semiesféricas concéntricas y la densidad de corriente eléctrica ( $J$ ) se distribuye de forma radial, decreciendo con la distancia al electrodo y manteniendo una simetría esférica. Este comportamiento lo describe la Ley de Ohm para medios isótropos en su forma diferencial:

$$J = \sigma E \text{ (Ecuación 7)}$$

De esta forma la Ley de Ohm relaciona el campo eléctrico generado por una corriente con las propiedades del medio. En un punto, la densidad de corriente  $J$  cuya unidad amperios por metro cuadrado ( $A/m^2$ ), tiene la misma dirección y sentido al del campo eléctrico ( $E$ ) cuya unidad es voltios por metro ( $V/m$ ) en ese mismo punto y que es proporcional a él. La constante  $\sigma$  es el factor de proporcionalidad y se denomina conductividad eléctrica, la misma se define como la facilidad por la que la corriente eléctrica fluye en un determinado material. La cual es inversa de la resistividad ( $\rho$ ). Se debe cumplir la ecuación de continuidad en cualquier punto, excepto en los electrodos. Matemáticamente, se cumple:



$$J(\hat{r}) = \frac{I}{2\pi r^2} \quad (\text{Ecuación 8})$$

Donde (I) es la intensidad de corriente inyectada y ( $\hat{r}$ ) es el vector unitario radial. Esta formulación se utiliza para deducir el comportamiento del potencial eléctrico y poder estimar la resistividad del terreno a partir de las mediciones de diferencia de potencial en superficie (Orellana, 1982).

### 5.3.2. Ley de Faraday

Otra ley principal que se fundamenta el método, es la ecuación de Maxwell en el contexto del electromagnetismo, la cual describe cómo un campo eléctrico puede generarse por una variación temporal de un campo magnético. En forma diferencial, enunciada como:

$$\nabla \times E = \frac{\partial B}{\partial t} \quad (\text{Ecuación 9})$$

Donde E es el campo eléctrico, B es la densidad de flujo del campo magnético y t el tiempo. En el caso particular del método de resistividad eléctrica, se trata de un campo estacionario, por ello se anula la derivada temporal y se tiene (Fleisch, 2008):

$$\nabla \times E = 0 \quad (\text{Ecuación 10})$$

Para un medio conductor donde se inyecta corriente desde una fuente puntual, la ecuación de Gauss modificada para el campo eléctrico es:

$$\nabla \cdot E = I\rho\delta \quad (\text{Ecuación 11})$$

Lo que indica que el campo eléctrico es conservativo, por lo tanto, se deriva de un potencial escalar U. El gradiente denominado U indica cómo cambia el potencial eléctrico en el espacio. Esto significa que el campo eléctrico es generado por cambios en el potencial y su dirección es tal que tiende a llevar una carga positiva de una región de mayor potencial a una de menor potencial, es decir:

$$E = -\nabla U \quad (\text{Ecuación 12})$$

En el caso de un campo electrostático, el potencial eléctrico U se puede definir en cada punto del espacio y el campo eléctrico puede calcularse como el gradiente negativo de ese potencial. Esta relación suele utilizarse cuando el potencial eléctrico es conocido o más fácil de calcular que el campo eléctrico directamente.

Sustituyendo la ecuación 12 en 11, tenemos la ecuación de Poisson para el potencial eléctrico:

$$\nabla^2 U = -I\rho\delta \quad (\text{Ecuación 13})$$

### 5.3.3. Resistividad

La resistividad ( $\rho$ ) es la dificultad que presenta un material determinado para permitir el flujo de corriente eléctrica (ver ecuación (14)). Esta medida es una constante para cada material, es decir, no



depende de la variación de la corriente inyectada. Como tal, es una propiedad del medio conductor (Seidel, 2007), la cual se mide en ohmios por metro ( $\Omega.m$ ).

$$\rho = \frac{1}{\sigma} \text{ (Ecuación 14)}$$

Debe cumplirse la ecuación de continuidad en cualquier punto del medio excepto en los electrodos:

$$\nabla \cdot J = \nabla \cdot (\sigma E) = 0 \text{ (Ecuación 15)}$$

Si se considera que el medio es homogéneo ( $\nabla \sigma = 0$ ), la ecuación se reduce a la ecuación de Laplace:

$$\nabla \cdot E = 0 \rightarrow \nabla^2 U = 0 \text{ (Ecuación 16)}$$

Se obtiene la ecuación de Laplace, válida en todas las regiones del medio conductor donde no existan fuentes de corriente, es decir, excepto en los electrodos y en las superficies de discontinuidad de la resistividad, extraído de Díaz Anaya (2010). En dichas regiones, el campo eléctrico es conservativo y puede derivarse de un potencial escalar.

Si se traza alrededor del electrodo A y dentro del semiespacio inferior una superficie semiesférica, en cualquier punto de ella, la densidad de corriente J tiene el mismo valor y estará dirigida radialmente.

Por ello, la integral de J sobre la superficie semiesférica será (I) y si el radio es (r), se tiene:

$$J \cdot dS = I \rightarrow J = \frac{I}{2\pi \cdot r^2} \text{ (Ecuación 17)}$$

Aplicando la ley de Ohm en forma puntual, es decir,  $J = \sigma E$  se obtiene:

$$E = \frac{J}{\sigma} = \frac{I}{2\pi \sigma \cdot r^2} \rightarrow |E| = \frac{I\rho}{2\pi \cdot r^2} \text{ (Ecuación 18)}$$

Lo anterior indica que el campo eléctrico generado por un electrodo puntual es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia al mismo.

Para calcular la diferencia de potencial entre dos puntos, M y N, se utiliza la integral de línea del campo eléctrico (E):

$$U_N^M = - \int_N^M E \cdot dl \text{ (Ecuación 19)}$$

Donde “dl” representa un elemento de longitud a lo largo del camino entre los puntos M y N.

Como el campo eléctrico es conservativo, el resultado de la integral depende únicamente de los puntos extremos. Si  $r_1$  y  $r_2$  son las distancias desde el electrodo A a los puntos M y N respectivamente, la diferencia de potencial generada por A entre esos dos puntos es:

$$U_N^M = \frac{I\rho}{2\pi} \int_{r_1}^{r_2} \frac{dr}{r^2} = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \text{ (Ecuación 20)}$$



#### 5.3.4. Resistividad aparente

La resistividad aparente ( $\rho_a$ ) es un valor que se obtiene experimentalmente mediante la medición del campo eléctrico desde la superficie del terreno, generado por la inyección de corriente a través de un arreglo de electrodos cuya unidad es Ohmio-metro. Este valor representa una media ponderada de la resistividad verdadera del subsuelo, dependiendo tanto de la distribución de resistividades reales como de la geometría del arreglo empleado, siendo la variable fundamental con la que se trabaja en los métodos geoelectrónicos.

Al considerar un medio homogéneo con resistividad  $\rho$ , como se muestra en la ecuación 20 sobre la superficie del terreno se ubica un arreglo lineal de electrodos AMNB. El electrodo A está conectado a una fuente de corriente, mientras que el electrodo B cierra el circuito y se asume que el electrodo B está lo suficientemente alejado como para que su contribución al potencial en la zona de estudio sea despreciable. La diferencia de potencial se mide entre los electrodos M y N.

Si  $AM = r$  y  $MN = a$ , de acuerdo con la ecuación 20, para el potencial generado por una fuente puntual, se puede escribir la diferencia de potencial  $\Delta V$  entre los puntos M y N como:

$$\Delta V = \frac{I}{2\pi\sigma} \cdot \left( \frac{1}{r} - \frac{1}{r+a} \right) \text{ (Ecuación 21)}$$

Multiplicado por  $\rho = \frac{1}{\sigma}$

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \cdot \left( \frac{1}{r} - \frac{1}{r+a} \right) \text{ (Ecuación 22)}$$

Despejando  $\rho$ :

$$\rho = 2\pi \frac{r(r+a)}{a} \cdot \frac{\Delta V}{I} \text{ (Ecuación 23)}$$

La ecuación (23) permite calcular la resistividad del terreno bajo el supuesto de homogeneidad (Fig. 9.a). Sin embargo, en la práctica estas condiciones ideales rara vez se cumplen, ya que el subsuelo suele estar constituido por materiales dispuestos en capas o cuerpos con diferentes propiedades físicas, lo que genera medios heterogéneos e incluso anisótropos debido a variaciones en litología, porosidad, contenido de humedad y otros factores geológicos (Orellana, 1972). En estos casos, como se observa en la fig 9.b. la aplicación directa de las ecuaciones desarrolladas para medios homogéneos deben ser aplicadas con el concepto de resistividad aparente.

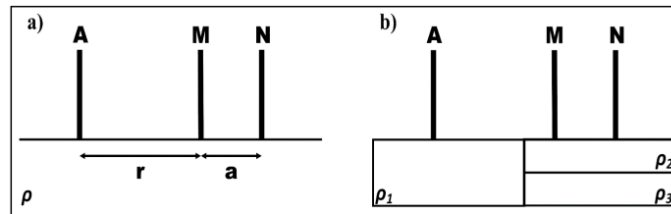


Figura 9. a) Ejemplo de un subsuelo homogéneo con resistividad  $\rho$ . b) Ejemplo de un subsuelo heterogéneo con resistividades  $\rho_1$ ,  $\rho_2$  y  $\rho_3$ . (Modificado de Orellana, 1982).

Dado que las mediciones obtenidas en superficie corresponden siempre a resistividades aparentes, su correcta interpretación requiere abordar el problema inverso, mediante el cual se reconstruye un modelo que aproxima la distribución real de resistividades en profundidad a partir de dichos datos. Este proceso constituye la base de los métodos geoelectricos y es fundamental para interpretar adecuadamente la estructura del subsuelo, especialmente en técnicas como la tomografía de resistividad eléctrica (ERT) (Orellana, 1972).

### 5.3.5. Deducción final de la ecuación del factor geométrico del potencial medido

Un dispositivo electródico es un conjunto de electrodos utilizados en los métodos de prospección geoelectrica, típicamente compuesto por cuatro electrodos. Los denominados A y B, conforman el circuito de corriente por el cual se inyecta corriente continua al subsuelo. Los denominados M y N, constituyen el circuito de potencial, encargado de medir la diferencia de potencial eléctrico generada por el paso de la corriente a través del medio (Ernst & Kirsch, 2006). El electrodo A está conectado a un generador de corriente continua y el electrodo B cierra el circuito de retorno. Ambos electrodos están conectados a un amperímetro, que mide la intensidad de la corriente  $I$ . Mientras que los electrodos M y N están unidos a un voltímetro que registra la diferencia de potencial entre ellos  $\Delta V$ . Los cuatro electrodos pueden disponerse de múltiples formas geométricas sobre la superficie del terreno y reciben un nombre especial de acuerdo con su disposición. Para una disposición general de los electrodos sobre un terreno plano, la diferencia de potencial eléctrico medida entre los electrodos M y N, puede expresarse como (Navedo Cruz y Gonzáles, 2020):

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

Se obtiene la ecuación del factor geométrico del potencial medido ( $K$ ) entre MN:

$$K = 2 \cdot \pi \cdot \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \text{ (Ecuación 25)}$$

Resistividad aparente expresada en la fórmula del factor geométrico:

$$\rho_a = 2 \cdot \pi \cdot \left( \frac{1}{AM} - \frac{1}{AN} - \frac{1}{BM} + \frac{1}{BN} \right)^{-1} \cdot \frac{\Delta V}{I} \text{ (Ecuación 26)}$$

Es fundamental calcular este factor ya que tiene por función corregir las distancias entre los electrodos y transformar los datos medidos de corriente y potencial en valores representativos de resistividad aparente del subsuelo (Díaz Anaya, 2010; Ernston & Kirsch, 2006).

### 5.3.6. Resistividad verdadera

La resistividad verdadera ( $\rho$ ) es una propiedad física intrínseca de un material que describe su capacidad para oponerse al flujo de corriente eléctrica en condiciones ideales, es decir, sin verse afectada por condiciones externas o errores de medición. A diferencia de la resistividad aparente, que resulta de una medición indirecta en el terreno y está influenciada por factores como la geometría del arreglo electródico, las condiciones del contacto electrodo y terreno o las heterogeneidades del subsuelo. La resistividad verdadera se mide en unidades de ohmios por metro ( $\Omega$  m).

Desde un punto de vista físico, la resistividad verdadera se define como la razón entre el campo eléctrico  $E$  aplicado y la densidad de corriente  $J$  inducida en el material, de acuerdo con la forma diferencial de la Ley de Ohm:

$$E = \rho \cdot J \text{ (Ecuación 26)}$$

En la práctica geofísica, sin embargo, la resistividad verdadera no puede medirse directamente, ya que las mediciones siempre involucran factores geométricos, heterogeneidades del terreno y otras interferencias. En su lugar, se obtienen valores de resistividad aparente, los cuales se procesan mediante técnicas de inversión numérica para estimar la distribución espacial de resistividades verdaderas en el subsuelo. Estas técnicas permiten aproximar un modelo del terreno que represente lo más fielmente posible la resistividad intrínseca de los materiales geológicos presentes.

## 5.4. Comportamiento eléctrico de los materiales

El comportamiento eléctrico de los materiales se refiere a cómo se comportan los diferentes materiales ante la presencia de campos eléctricos y del flujo de corriente eléctrica. En geofísica es importante conocer el comportamiento de las rocas y minerales para comprender cómo conducen la electricidad (Sadiku, 2010).

Existen diversas formas de conducción, las cuales pueden clasificarse en:

- Conductividad electrónica: es la forma normal de flujo de corriente en materiales que poseen electrones libres, como en el caso de los metales. Son materiales que tienen una estructura



atómica que favorece el movimiento de los electrones permitiendo un flujo eficiente de corriente eléctrica.

- Conductividad electrolítica: se presenta en medios porosos que contienen agua con sales disueltas. En este caso, los portadores de carga son iones, los cuales se movilizan libremente en la solución. Este mecanismo es común en estudios de ingeniería geofísica, ya que los suelos y rocas suelen contener fluidos que facilitan la conducción (Sadiku, 2010). Cuanto mayor sea la concentración de iones en la solución y mayor sea su movilidad, mayor será la conductividad electrolítica.
- Semiconductores: presentan un comportamiento intermedio entre conductores y aislantes. Su capacidad de conducción depende de variables como la temperatura, presión o intensidad del campo eléctrico aplicado.
- Conducción Dieléctrica: ocurre en materiales pobres o aislados cuando son sometidos a un campo eléctrico externo. Este fenómeno genera una polarización dieléctrica, resultando en una corriente de desplazamiento, aunque no en un flujo de carga libre (Telford y Sheriff, 1990; Griffiths y College, 1999).

El comportamiento eléctrico de los materiales está determinado por su estructura atómica y la facilidad con que los electrones pueden desplazarse a través de ellos. La resistividad de la mayoría de las rocas y sedimentos secos es elevada comportándose prácticamente como aislantes. Sin embargo, esta propiedad está influenciada por múltiples factores, tales como su composición mineral, del modo de agregación de los mismos, el contenido y tipo de arcilla, la porosidad, cantidad y/o existencia de fluidos en los poros, fisuras presentes, poros interconectados, de los procesos geológicos, de las propiedades físicas y mecánicas, de la salinidad del agua subterránea, saturación de agua y en menor medida, de su composición química, así como factores externos tales como la temperatura, profundidad, grado de metamorfismo, etc, lo que genera un aumento en la capacidad de conducción de la corriente eléctrica, (Salgado Pareja, 2002). Por ello, generalmente la conducción eléctrica de una roca se lleva a cabo por procesos electrolíticos debido a que poros y fracturas contienen algún porcentaje de agua (Díaz Anaya 2010).

Por lo expuesto, la resistividad de las rocas se verá influenciada por muchos factores resultando difícil asignar un único valor representativo a un tipo litológico específico. Además, pueden existir rangos de resistividad similares para distintos tipos de rocas, lo que introduce cierta ambigüedad en la interpretación (Orellana, 1972). Por lo tanto, se debe complementar la información geofísica con datos



geológicos para mejorar el margen de precisión interpretativa, lo cual requiere un conocimiento básico de las propiedades eléctricas de las rocas, suelos y minerales. En la tabla 3 y 4 se aprecian los rangos de variación de resistividad para las litologías más usuales, minerales, aguas y sedimentos; mientras que, en la tabla 5 se muestra la relación entre la resistividad y la edad geológica de los materiales, observándose una tendencia a que las rocas más antiguas al encontrarse a mayor profundidad tienen menor porosidad, dando como resultado mayor resistividad con respecto a las rocas más jóvenes (Keller y Frischknecht 1996). No obstante, las fallas geológicas o la presencia de minerales conductores pueden elevar la conductividad eléctrica en rocas antiguas.

A grandes rasgos, las rocas ígneas y metamórficas típicamente tienen valores altos de resistividad las cuales, en este tipo de rocas depende mucho el grado de fracturación que poseen y el porcentaje de agua que rellena las fracturas del terreno. Las rocas sedimentarias se caracterizan por ser más porosas y tienen un alto contenido de agua, lo que normalmente hace disminuir los valores de resistividad. Los suelos arcillosos suelen ser más conductores que los arenosos, debido a su mayor capacidad para retener agua y contener iones en solución (Díaz Anaya, 2010).

Una relación empírica muy utilizada en geofísica es la ley de Archie como relación entre la resistividad de una roca porosa con la saturación de fluido en sus poros. Esta ley es aplicable para cierto tipo de rocas y sedimentos y no es aplicable particularmente a medios con alto contenido de arcilla, donde se utilizan modelos más complejos para describir la conducción eléctrica. La conducción eléctrica se asume que es a través de los fluidos que rellenan los poros de la roca (ecuación 27).

$$\rho = a \cdot \rho_w \emptyset^{-m} \text{ (Ecuación 27)}$$

Donde  $\rho$  resistividad de la roca (del volumen total de roca saturada);  $\rho_w$ , es la resistividad del fluido en los poros;  $\emptyset$  es la fracción de la roca rellena con el fluido; mientras  $a$  (factor tortuosidad, depende del tipo de roca) y  $m$  (índice cementante) son constantes empíricas, generalmente  $a \approx 1$  y  $m \approx 2m$  (Keller y Frischknecht, 1996).

Material	Resis. Mínima	Resis. Máxima
<b>Suelo Superficial</b>	50	100
<b>Arena Suelta</b>	500	5000
<b>Grava</b>	50	10 <sup>4</sup>
<b>Arcilla</b>	1	100
<b>Rocas Ígneas</b>	1000	10 <sup>7</sup>
<b>Granito</b>	1000	10 <sup>6</sup>
<b>Basalto</b>	1000	10 <sup>7</sup>
<b>Rocas Metamórficas</b>	100	10 <sup>8</sup>
<b>Esquisto</b>	20	10 <sup>4</sup>
<b>Conglomerados</b>	1000	10 <sup>4</sup>
<b>Areniscas</b>	10	8000
<b>Lutita</b>	20	1000
<b>Limolita</b>	70	8000
<b>Caliza</b>	100	10 <sup>5</sup>
<b>Agua Dulce</b>	10	100
<b>Agua de Mar</b>	0.25	-

Tabla 3. Resistividad de rocas y materiales más comunes, extraído de Barrientos (2015).

Rocas ígneas y metamórficas	Resistividad ( $\Omega\cdot m$ )	Rocas sedimentarias	Resistividad ( $\Omega\cdot m$ )
Granito	$5 \times 10^3 - 10^6$	Arenisca	$8 - 4 \times 10^3$
Granito alterado	1500-10000	Lutita	$20 - 2 \times 10^7$
Granito muy alterado	100-600	Caliza	$100 - 5 \times 10^3$
Basalto	$10 - 1.3 \times 10^7$	Caliza compacta	1000-5000
Ande sita	$4.5 \times 10^4 - 1.7 \times 10^2$	Caliza blanda	100-300
Diorita	$10^5$	Caliza fracturada	500-1000
Gabro	$10^3 - 10^6$	Limonita	$50 - 10^7$
Sienita	$10^2 - 10^6$	Dolomita	$3.5 \times 10^2 - 5 \times 10^3$
Peridotita	$3 \times 10^3 - 6.5 \times 10^3$	Margas secas	$10^2$
Lavas	$10^2 - 5 \times 10^4$	Margas húmedas	10
Pizarra	$6 \times 10^2 - 4 \times 10^7$		
Mármol	$10^2 - 2.5 \times 10^8$		
Cuarcita	$10^2 - 2 \times 10^8$		

Aguas, sedimentos y suelos	Resistividad ( $\Omega \cdot m$ )	Químicos, minerales y materiales	Resistividad ( $\Omega \cdot m$ )
Arenas	30-500	Hierro	$9.74 \times 10^{-8}$
Arena fina	$10^3$	0.01M cloruro de potasio	0.708
Arena seca	$10^3-10^4$	0.01M cloruro de sodio	0.843
Arena silíceas	200-3000	0.01M ácido acético	6.13
Arenas con agua dulce	50-500	Xileno	$6.998 \times 10^{15}$
Arenas con agua salada	0.5-5	Aluminio	$2.65 \times 10^{-8}$
Arena Petrolífera	$4-2.2 \times 10^2$	Mercurio	$95.8 \times 10^{-8}$
Arcilla	1-100	Madera	$10^2-10^3$
Arcilla seca	30	Vidrio	$10^{10}-10^{14}$
Arcilla húmeda	10	Ámbar	$5 \times 10^{14}$
Limos	10-200	Plata	$1.47 \times 10^{-8}$
Aluvión	10-800	Cobre	$1.70 \times 10^{-8}$
Gravas	$50-10^7$	Oro	$2.22 \times 10^{-8}$
Gravas húmedas	$5 \times 10^2$	Acero	$20.0 \times 10^{-8}$
Gravas saturadas	102	Platino	$11.0 \times 10^{-8}$
Conglomerado	$2 \times 10^3-10^4$	Tungsteno	$5.25 \times 10^{-8}$
Roca salada	$3 \times 10^3-10^{13}$	Níquel	$6.40 \times 10^{-8}$
Agua dulces superficiales	$10-10^3$	Estaño	$1.5 \times 10^{-8}$
Agua salobres superficiales	2-10	Plomo	$22.0 \times 10^{-8}$
Agua subterránea (no contaminada)	10-100	Cromo	$13.2 \times 10^{-8}$
Agua marina	0.2	Calcopirita	$1.2 \times 10^{-3}-0.3$
Agua de lagos salados	0.1-1	Pirita	$2.9 \times 10^{-5}-1.5$
		Pirrotita	$6.5 \times 10^{-5}-5 \times 10^{-2}$
		Cinabrio	$2 \times 10^7$
		Galena	$3 \times 10^{-5}-3 \times 10^2$
		Cobalto	$3.5 \times 10^{-5}-10^1$
		Bauxita	$2 \times 10^2-6 \times 10^3$
		Cuprita	$10^3-300$
		Cromita	$1-10^6$
		Hematita	$3.5 \times 10^{-3}-10^7$
		Magnetita	$5 \times 10^{-3}-5.7 \times 10^3$
		Cuarzo	$7.5 \times 10^{17}$
		Azufre	$10^{15}$
		Carbón	$3.5 \times 10^{-5}$
		Anhidrita	$10^9$
		Calcita	$2 \times 10^{12}$
		Fluorita	$8 \times 10^{13}$
		Yeso	1000
		Grafito	$60.00 \times 10^{-8}$
		Silicio	$6.40 \times 10^2$

Tabla 4. Valores de resistividad de rocas, minerales, aguas, sedimentos químicos, minerales y Materiales. Tabla tomada de Urbietta Gomez (2009).

Edad geológica	Arena marina, pizarra, grauwaca	Arenas terrestres, argilita, arcosa	Rocas volcánicas como basaltos, riolitas, tobac	Granito, gabro	Caliza, dolomía, anhidrita, sal.
Cenozoico	1-10	15-50	10-200	500-2000	50-5000
Mesozoico	5-20	25-100	20-500	500-2000	100-10,000
Carbonífero	10-40	50-300	50-1000	1000-5000	200-100,000
Paleozoico	40- 200	100-500	100-2000	1000-5000	10,000-100,000
Precámbrico	100- 2000	300-5000	200-5000	5000-20,000	10,000-100,000

Tabla 5. Relación de resistividades eléctricas de acuerdo con la litología y edad geológica (Keller y Frischknecht, 1996).

### 5.5. Arreglos electródicos

La elección del tipo de arreglo a utilizar es importante en los estudios de Tomografía de Resistividad Eléctrica, este depende de varios factores tales como, el objetivo del estudio, tipo de estructura geológica a mapear, la sensibilidad del equipo medidor de resistividad, la sensibilidad del arreglo a los cambios verticales-horizontales en la resistividad del subsuelo, la profundidad de investigación deseada, la

cobertura horizontal de datos, así como la fuerza de la señal eléctrica y el nivel de ruido de fondo (Domínguez, 2021).

Existen diversos arreglos, cada uno con ventajas y desventajas particulares en cuanto a resolución, penetración y sensibilidad. Los tipos de arreglos más usuales empleados para la adquisición de datos con el método de Tomografía de Resistividad Eléctrica se describen a continuación:

### 5.5.1. Arreglo Wenner - Schlumberger

Este arreglo consiste en una disposición simétrica de los electrodos AMNB dispuestos de forma lineal. La distancia entre los electrodos de potencial MN es menor que la distancia entre los electrodos de corriente A y B (Fig. 10). Este arreglo es útil para estudios con buena resolución vertical y moderada cobertura horizontal. La ecuación 28, indica la forma de calcular la resistividad aparente para el método mencionado.

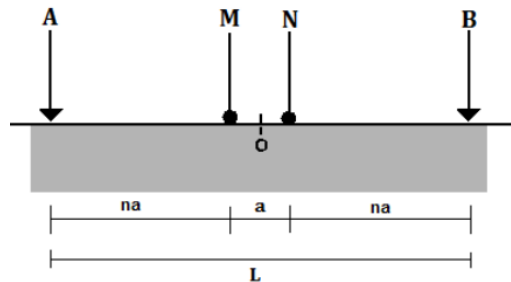


Figura 10. Esquema de disposición de electrodos Wenner - Schlumberger, tomado de Días Anaya, 2010.

$$\rho_a = (n + 1) a \frac{\Delta V}{I} \quad (\text{Ecuación 28})$$

### 5.5.2. Arreglo Wenner

En este arreglo, los cuatro electrodos se colocan en línea recta con espaciamentos iguales entre ellos (a) (Fig. 11). Es uno de los arreglos más utilizados debido a su simplicidad y buena sensibilidad vertical, aunque posee menor resolución lateral comparado con otros esquemas. La ecuación 29 indica la forma de calcular la resistividad aparente para el método mencionado.

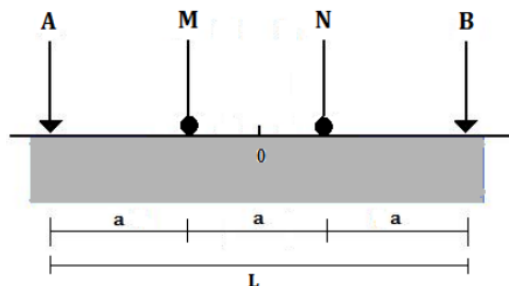


Figura 11. Esquema de disposición de electrodos Wenner, tomado de Días Anaya, 2010.

$$\rho_a = 2\pi a \frac{\Delta V}{I} \quad (\text{Ecuación 29})$$

### 5.5.3. Arreglo Polo - Dipolo

En este arreglo, uno de los electrodos de corriente (B) se sitúa a una gran distancia (teóricamente en el infinito), mientras los otros tres (AMN) permanecen más próximos entre sí (Fig. 12). Este arreglo presenta alta sensibilidad lateral y se utiliza con frecuencia para estudios de estructuras alargadas o verticales. La ecuación 30 indica la forma de calcular la resistividad aparente para el método mencionado.

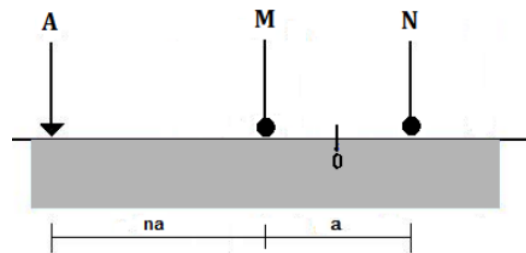


Figura 12. Esquema de disposición de electrodos Polo - Dipolo, tomado de Días Anaya 2010.

$$\rho_a = 2(n + 1) a \frac{\Delta V}{I} \quad (\text{Ecuación 30})$$

### 5.5.4. Arreglo Dipolo-Dipolo

Este dispositivo electródico está compuesto por cuatro electrodos dispuestos sobre una línea, en el orden ABMN formando así un doble dipolo (Fig. 13). Es altamente sensible a estructuras verticales y ofrece buena resolución lateral. La ecuación 31, indica la forma de calcular la resistividad aparente para el método mencionado.

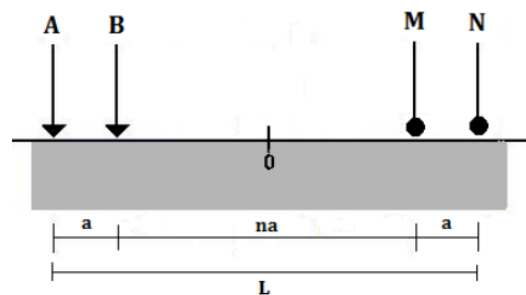


Figura 13. Arreglo Dipolo-Dipolo, donde A y B son electrodos de corriente, mientras que M y N son los de potencial., tomado de Días Anaya, 2010.

$$\rho_a = (n + 1)(n + 2) a \frac{\Delta V}{I} \quad (\text{Ecuación 31})$$

### 5.5.5. Arreglo Polo-Polo

En este arreglo, uno de los electrodos de corriente (B) y uno de los electrodos de potencial (N) se colocan a una distancia muy lejana (teóricamente en el infinito) de los otros dos, A y M (Fig. 14). Este arreglo permite obtener información con gran cobertura espacial y se utiliza en estudios regionales. La ecuación 33 indica la forma de calcular la resistividad aparente para el método mencionado.

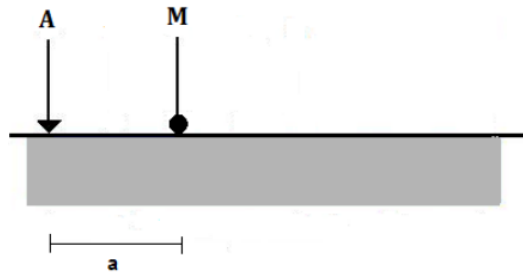


Figura 14. Esquema de disposición de electrodos Polo-Polo, tomado de Días Anaya, 2010.

$$\rho_a = 2\pi a \frac{\Delta V}{I} \quad (\text{Ecuación 32})$$

### 5.6. Dispositivo dipolo-dipolo

El arreglo empleado en este estudio corresponde al arreglo dipolo - dipolo seleccionado por su adecuación a los objetivos propuestos. Este tipo de configuración posee una serie de ventajas que lo hacen útil para este estudio. Las principales son que presenta baja sensibilidad al acoplamiento electromagnético entre los electrodos de corriente y de potencial, lo cual minimiza interferencias y mejora la calidad de los datos. Tiene buena resolución lateral, siendo muy sensible a los cambios de resistividad en sentido horizontal, aunque posee de baja a moderada resolución vertical. Sin embargo, en niveles superficiales puede captar cambios verticales siempre que no sean demasiado delgados. Por esta razón, resulta efectivo para detectar estructuras verticales, como fallas geológicas, que representan riesgos geotécnicos importantes, extraído de (Baca Toledo 2015). En estudios de sondeos 2D, este arreglo tiene una mejor cobertura de datos en dirección horizontal en comparación con otros arreglos, tal como el arreglo Wenner. Es adecuado para estudios que no requieren alcanzar grandes profundidades.

#### 5.6.1. Cálculo del factor geométrico del arreglo dipolo-dipolo

El factor geométrico  $k$  correspondiente al arreglo Dipolo - Dipolo puede deducirse a partir de la ecuación general de resistividad aparente. Sustituyendo en la ecuación 25 y simplificando esta expresión, se obtiene el factor geométrico para el arreglo Dipolo - Dipolo:

$$K = \pi n a (n + 1)(n + 2) \quad (\text{Ecuación 33})$$

Donde, "a" es la longitud de dipolo y "n" el factor de espaciado, que indica cuántas veces se separan los dipolos entre sí.

Los datos obtenidos en campo, son valores de resistividad aparente, representadas espacialmente en un esquema bidimensional (2D), que se posicionan de manera horizontal y vertical. Estos valores son procesados mediante algoritmos de inversión para generar una imagen eléctrica 2D del subsuelo, donde se representa la distribución de resistividad real, la cual puede ser interpretada en términos geológicos (Aracil *et al.*, 2003).

En la técnica de tomografía eléctrica se pueden distinguir dos etapas principales: la primera consiste en la adquisición de datos en campo y la segunda etapa corresponde a la inversión de los datos, utilizando un *software* especializado para transformar las resistividades aparentes en una imagen de resistividad real del subsuelo (Tejero *et al.*, 2002).

### 5.7. Generalidades del ZondRes2D

El programa ZondRes2D (*Zond Geophysical Software*) es un *software* que tiene su versión de licencia libre especializado en la interpretación de datos de tomografía eléctrica, el cual utiliza métodos de resistividad y polarización inducida (IP). Este programa permite realizar análisis en 2D facilitando tareas desde el modelado matemático hasta la inversión y la interpretación de datos de campo (Kaminsky, 2024).

El mismo, cuenta con una interfaz que permite a los usuarios manejar diversas opciones de visualización de datos optimizando la resolución de problemas geológicos y admitiendo diferentes configuraciones de electrodos. También permite la modelación matemática y el análisis de sensibilidad para campos de corriente continua y polarización inducida, lo que ayuda a evaluar el nivel de señal y elegir los parámetros más adecuados para cada levantamiento. Entre sus capacidades más destacadas del análisis es que permite estudiar la influencia de una porción concreta del modelo en los resultados de la medición utilizando la función de sensibilidad. En este contexto, el valor de sensibilidad más alto indica las regiones del modelo donde los resultados de resistividad son más confiables. Si se introduce una perturbación en la conductividad de un volumen de material, se puede calcular la sensibilidad de la medida del cambio del potencial debida a esa perturbación con la siguiente ecuación:

$$s = \sqrt{\text{diag}(A^T A)} \quad (\text{Ecuación 34})$$

Parámetros:

S: sensibilidad final usada para evaluar confiabilidad.



A: matriz de derivadas, explica cómo responden los datos ante cambios en cada celda.

$A^T A$ : matriz de sensibilidad acumulada y correlación entre celdas.

$\text{diag}(A^T A)$ : sensibilidad puntual por celda.

El programa se especializa en la interpretación de datos de resistividad, ayudando a identificar la distribución de materiales en el subsuelo, como agua, minerales y diferentes tipos de rocas. El mismo, utiliza modelos bidimensionales y tridimensionales para representar la estructura geoelectrica del área estudiada, lo que ayuda a visualizar y comprender mejor las características del subsuelo.

Loke y Barker (1996), estima que valores de sensibilidad entre 0,4 y 0,08 pueden considerarse moderados, indicando que las celdas del modelo tienen todavía una contribución significativa de los datos observados. Estos valores corresponden a zonas donde la resolución permite identificar contrastes litológicos y tendencias de variación lateral, aunque con menor detalle que en sectores de sensibilidad superiores a 0,5. Por ello, en la práctica se consideran interpretables pero con precaución, siendo recomendable complementarlo con otros indicadores, como el indicador DOI (*depth of Investigation Index*) e información geológica.

Para Dahlin y Zhou (2004) valores de sensibilidad entre 0,08 y 0,016 se consideran de baja confiabilidad, señalando que corresponden a regiones del modelo donde los parámetros de suavizados impuestos por el algoritmo dominan sobre los datos. Esto implica que las estructuras inferidas en estas profundidades o sectores deben considerarse como tendencias cualitativas y no como representaciones fieles de la resistividad real.

Según Oldenburg y Li (1999) valores de sensibilidad entre 0,016 y 0 se consideran de nula confiabilidad, indicando que en estos sectores los datos no aportan información, por lo que el modelo se encuentra completamente controlado por las condiciones de regularización matemática. En consecuencia, las resistividades calculadas en este rango carecen de valor interpretativo y no deben ser consideradas en el análisis geológico.

## 5.8. Inversión de datos

La inversión de datos es una técnica matemática que permite obtener una representación del subsuelo a partir de mediciones de resistividad aparente, generando un modelo en dos dimensiones (2D) conocido como pseudosección. Este método consiste en calcular el modelo teórico basado en teoría matemática que mejor ajusta los valores experimentales adquiridos en campo, permitiendo una interpretación geológica del medio. En términos generales, se distinguen dos tipos de modelos matemáticos denominados como problema directo y problema inverso.

### 5.8.1. Problema directo

El problema directo consiste en predecir resultados cuando la geología y la física del medio son conocidas (modelo del subsuelo) donde, en base a sus relaciones físicas podemos calcular de manera teórica cómo será su respuesta a determinado estímulo. En el caso de la prospección eléctrica, el problema directo consiste en calcular los valores de resistividad aparente (datos teóricos) en superficie, aplicando las leyes del campo eléctrico con un determinado dispositivo electródico (teoría física) a un modelo específico del terreno, utilizando una configuración electródica determinada.

El objetivo es encontrar una expresión que permita calcular la diferencia de potencial entre cualquier par de puntos en el espacio como una función de la distribución de resistividades del medio, considerando la configuración utilizada y la corriente de entrada. A partir de los valores de potencial calculados se obtienen las resistividades aparentes correspondientes.

Para este cálculo se aplican en conjunto principios físicos fundamentales que proporcionan la expresión del cálculo de los potenciales, los cuales son, la ley de Ohm, el principio de conservación de la carga y las ecuaciones de Maxwell para campos estacionarios. Dado que la solución exacta del problema directo no siempre es factible, se suele recurrir a herramientas numéricas para resolverlo, obteniéndose una solución aproximada.

### 5.8.2. Problema inverso

Este es el proceso inverso al anterior. El problema inverso radica en calcular el modelo geofísico del subsuelo (modelo teórico del subsuelo) a partir de los datos experimentales, es decir, partiendo de las resistividades aparentes medidas en campo (Fig. 15) y se intenta determinar el modelo de resistividades del subsuelo que mejor reproduce dichos datos (modelo del subsuelo). Para ello, se lleva a cabo un proceso de cálculo iterativo.

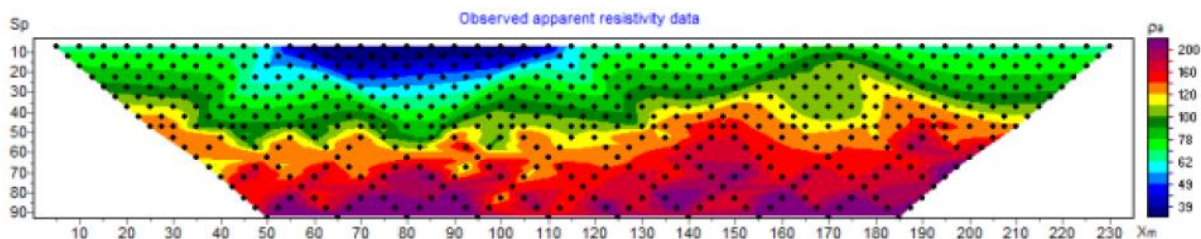


Figura 15. Pseudosección de resistividad aparente medida.

Se comienza generando un primer modelo teórico inicial simple, teniendo en cuenta la teoría física y los datos de campo. Calcula a partir de la teoría física los datos de campo que este modelo generaría

(Fig.16). Luego se comparan estos datos teóricos con los datos experimentales evaluando la diferencia mediante el error cuadrático medio (RMS). Si el RMS supera un umbral establecido o recomendado de 15 %, el modelo se ajusta modificando el modelo inicial y el proceso se repite. Este proceso iterativo de comparación y modificación del modelo se va repitiendo hasta que la diferencia entre los datos teóricos y los experimentales sea menor que el umbral establecido. Se valida el último modelo calculado ya que es el que ajusta mejor los datos de campo (Fig. 17).

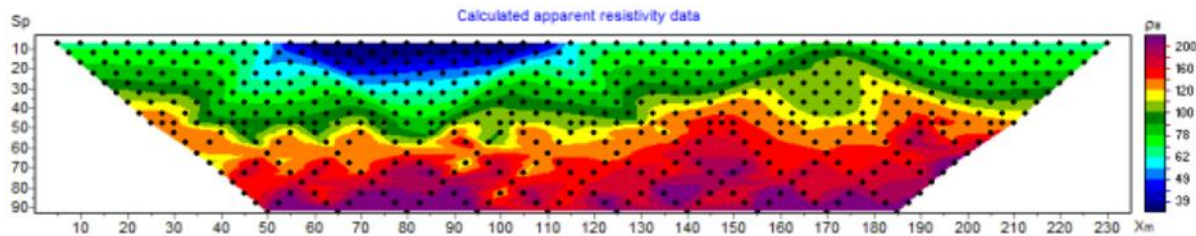


Figura 16. Pseudosección de resistividad aparente calculada.

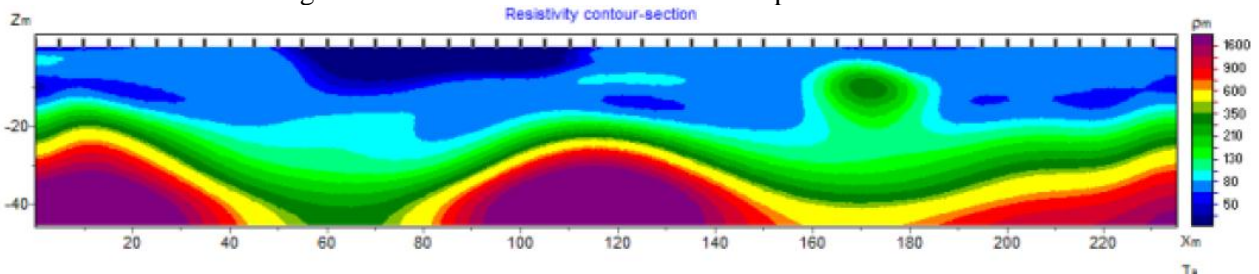


Figura 17. Imagen del modelo inverso de resistividad.

Se debe conocer que los problemas inversos no tienen una solución única, sino que hay infinitos modelos que pueden reproducir los datos en forma adecuada. Por ello, se puede afirmar que el modelo de resistividades calculado es el que ajusta mejor los datos teóricos con los experimentales, por lo tanto, la solución obtenida se encuentra de entre las posibles, la más fiable dentro de un conjunto de soluciones posibles. En definitiva, “todos los métodos de inversión intentan encontrar un modelo para el subsuelo, cuya respuesta concuerde con los datos medidos” (Loke, 1999). Por ello, mediante iteraciones se logra conseguir un modelo de resistividades verdaderas, las cuales pueden explicar las resistividades aparentes que fueron medidas en campo (Molina, 2006).

### 5.9. Algoritmos de inversión y parámetros de confiabilidad del modelo

El programa ZondRes2D utiliza la resolución matemática del método de los elementos finitos para resolver tanto los problemas directos como el inverso. Este método ofrece mayor precisión en comparación con otros enfoques, como el método de mallas. En este modelo numérico, el medio se

divide en una red de celdas con resistividades variables. El comportamiento del potencial dentro de cada celda se aproxima utilizando funciones de base lineales:

$$N(x, z) = \frac{(a+bx+cz)}{2A} \quad (\text{Ecuación 35})$$

Aproximación del potencial en celdas discretizadas.

Cuando una fuente puntual genera un campo eléctrico en un medio bidimensional, este campo tiene una estructura tridimensional. Mediante la transformada de Fourier, la solución del problema puede llevarse al dominio de la frecuencia espacial (Kaminsky, 2024):

$$\frac{\partial}{\partial x} \left( \sigma \frac{\partial \phi}{\partial x} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left( \sigma \frac{\partial \phi}{\partial z} \right) - \lambda^2 \sigma \phi = -I \delta(x) \delta(z)$$

$$\frac{\partial \phi}{\partial n} + \nu \cdot \phi = 0$$

(Ecuación 36)

Donde,  $\phi$  representa el valor potencial espectral,  $\lambda$  representa la frecuencia espacial,  $I$  representa el valor actual,  $\sigma$  representa la conductividad eléctrica del medio,  $\delta$  representa la función delta de Dirac.

Posteriormente, se aplica la transformada inversa de Fourier para obtener los valores de potencial en los nodos de la malla:

$$U(x, y, z) = \frac{2}{\pi} \int_0^{\infty} \phi(x, \lambda, z) \cos(\lambda \cdot y) d\lambda$$

(Ecuación 37)

Potencial en el dominio espacial, calculado a partir del espectro.

Para resolver el problema inverso también se utiliza el método de mínimos cuadrados regularizados, que permite obtener una solución más estable, suavizando la distribución de resistividades o polarizabilidades en el medio. La regularización introduce un término adicional que penaliza soluciones no deseadas, lo cual ayuda a estabilizar el problema. Matemáticamente, intenta minimizar una función de error, tomado del Manual ZondRes2d 2024 (Kaminsky, 2024):

$$(A^T W^T W A + \mu C^T R C) \Delta m = A^T W^T \Delta f - \mu C^T R C m \quad (\text{Ecuación 38})$$

Donde  $A$  representa la matriz de derivadas parciales de los valores medidos (matriz jacobiana),  $C$  representa el operador de suavizado,  $W$  representa la matriz de errores relativos de medición,  $m$  representa el vector de parámetros de la sección transversal,  $\mu$  representa parámetro de regularización,



$\Delta f$  representa el vector de discrepancias entre valores calculados y medidos,  $R$  representa el operador de enfuque. Esta formulación permite combinar adecuadamente los términos de ajuste a datos y suavidad del modelo, logrando un equilibrio entre fidelidad y estabilidad en la solución del problema inverso (Zond Software Team 2025).

## 5.10. Tipos de algoritmos

### 5.10.1. *Smoothness constrained*

Este método es considerado uno de los más óptimos para el análisis de problemas donde las variaciones de resistividad son graduales (Sapuyes y Uribe, 2022). Consiste en un algoritmo de inversión por mínimos cuadrados en el que se aplica un operador de suavizado que impone restricciones a las variaciones abruptas entre celdas adyacentes del modelo. El objetivo es obtener una imagen más continua y coherente del subsuelo, dando como resultado una distribución de parámetros suaves sin límites marcados y estables. Según Loke y Barker (1996) sugiere que el método *Smoothness constrained* mantiene estabilidad incluso con ruido, permitiendo que zonas con sensibilidad moderada continúan reflejando información relevante del dato.

El grado de suavidad del modelo resultante está directamente controlado por el valor del factor de suavidad o parámetro de regularización. Debe tenerse en cuenta que valores demasiado elevados del parámetro dan lugar a mayores desajustes, debido a que el algoritmo puede suavizar en exceso los datos y ocultar características geológicas importantes.

La ecuación matricial que representa este tipo de inversión es la siguiente:

$$(A^T W^T W A + \mu C^T C) \Delta m = A^T W^T \Delta f - \mu C^T C m \quad (\text{Ecuación 39})$$



Parámetros:

A: matriz de sensibilidades (Jacobiana), relaciona variaciones del modelo con variaciones en los datos medidos.

C: representa el operador de suavizado calcula diferencias entre celdas vecinas para penalizar cambios bruscos en el modelo.

W: representa la matriz de errores relativos de medición pondera cada medición según su incertidumbre.

M: representa el vector de parámetros de la sección transversal,  $\mu$  representa parámetro de regularización controla el grado de suavidad impuesto al modelo; valores mayores generan modelos más suaves.

$\Delta f$ : representa el vector de discrepancias entre valores calculados y medidos.

### 5.10.2. Focused

El algoritmo *Focused* es un método de inversión por mínimo cuadrados que combina un operador de suavizado con un enfoque de contraste adicional. El objetivo de este algoritmo es recuperar modelos con límites definidos entre regiones de distinta resistividad (Kaminsky, 2024). El mismo, da como resultado una distribución de parámetros uniforme, es decir, un modelo formado por bloques de resistividad aproximadamente constante similares a los del método *Brocks*, pero con mayor estabilidad numérica gracias al operador de suavizado adaptativo (Hasanalizadeh y Nejati, 2023).

La ecuación matricial para este tipo de inversión es la siguiente:

$$(A^T W^T W A + \mu C^T R C) \Delta m = A^T W^T \Delta f - \mu C^T R C m \quad (\text{Ecuación 43})$$

Parámetros:

A: matriz de sensibilidades (Jacobiana), relaciona variaciones del modelo con variaciones en los datos medidos.

C: representa el operador de suavizado calcula diferencias entre celdas vecinas para penalizar cambios bruscos en el modelo.

W: representa la matriz de errores relativos de medición pondera cada medición según su incertidumbre. M: representa el vector de parámetros de la sección transversal,  $\mu$  representa parámetro de regularización controla el grado de suavidad impuesto al modelo; valores mayores generan modelos más suaves.



$\Delta f$ : representa el vector de discrepancias entre valores calculados y medidos.

R: representa el operador de enfoque.

El uso de este tipo de inversión requiere una selección de un parámetro Umbral, el cual es definido por el usuario. Este parámetro umbral regula el contraste permitido de las celdas vecinas, es decir el límite entre celdas. El peso adaptativo ( $R_i$ ) promedio de dos celdas vecinas viene dado por:

$$R_i = \frac{e^2}{e^2 r_i^2} \text{ (Ecuación 44)}$$

Dónde:

e: umbral de contraste.

$r_i$ : es el contraste entre las celdas.

Este esquema promueve bordes claros cuando la diferencia entre celdas supera el umbral y suaviza donde no hay un contraste significativo (Portniaguine y Zhdanov, 1999).

### 5.11. Valores RMS

En la inversión geofísica, se utilizan los valores *root mean squared* o error cuadrático medio (RMS) para comparar y evaluar la calidad del ajuste entre los datos observados y los datos calculados por el modelo (Kaminsky, 2024). Es un método de optimización que se basa en reducir las diferencias entre los valores de resistividad aparente medidos y calculados, siendo una respuesta del modelo actualizado en cada iteración. Según Kaminsky (2024) el RMS representa un promedio de los errores relativos al cuadrado, permitiendo comparar distintos modelos en términos de su capacidad para reproducir los datos.

En general, la mejor aproximación se obtiene al escoger un modelo cuyo error RMS sea bajo, tomado de Barbosa y Torres (2020). Es importante aclarar que un valor RMS bajo no garantiza necesariamente una solución geológicamente correcta, por lo que debe considerarse junto con otros factores, como la resolución del modelo, la sensibilidad de las celdas, el *Depth of Investigation Index* (DOI) y la consistencia con la información geológica previa.

Según Loke y Barker (1996) los valores de RMS pueden interpretarse de la siguiente manera:

- Valores de 0 – 10 % indican una calidad excelente, representa un ajuste óptimo. Los modelos reflejan con gran fidelidad las estructuras subsuperficiales y son adecuados para estudios de

alta resolución. Tanto *Smoothness* como *Focused* inversión pueden utilizarse, según se busque estabilidad o resolución de contrastes.

- Valores de 10 – 20 % corresponden a una calidad buena representando un ajuste satisfactorio. Las principales características geológicas se representan correctamente, aunque algunos detalles pueden perder definición. *Smoothness* garantiza mayor estabilidad, mientras que *Focused* ayuda a mantener los contrastes locales.
- Valores de 20 – 30 % se consideran aceptables. El ajuste es moderado y puede observarse un suavizado excesivo o pérdida de detalle. En este rango, el algoritmo *smoothness* mejora la estabilidad del modelo, mientras que *Focused* puede amplificar estructuras.
- Valores de 30 – 40 % reflejan baja calidad de datos. Los modelos pueden no representar con precisión la resistividad real, por lo que se recomienda revisar la adquisición de datos y los parámetros de inversión antes de interpretar los resultados.

### 5.12. Calidad del modelo

La pseudosección de calidad del modelo en ZondRes2D muestra la función de calidad (Q), que corresponde a la sensibilidad normalizada al desajuste de inversión en la sección del modelo. Esta función proporciona una medida de la influencia que tienen los datos observados sobre cada celda del modelo invertido. En general la calidad del modelo es mayor en superficie indicando datos de modelo más robustos y va disminuyendo en profundidad ya que la sensibilidad de los datos decrece al aumentar la distancia entre los electrodos y al aumentar las capas del subsuelo. Esta visualización ayuda a identificar las áreas del modelo donde la información obtenida de los datos es más confiable. Es importante tener en cuenta que las zonas con menor sensibilidad y por ende menor calidad, suelen encontrarse en las partes más profundas del modelo.

Los rangos de interpretación de dato de calidad del modelo son los mencionados en el manual del programa ZondRes2D. Indicando que valores superiores a 2 pueden ser considerados modelos confiables y estables, mientras que, valores comprendidos entre 1 y 2 son aceptables y pueden ser considerados modelos de confiabilidad media. Aquellos valores menores a 1 son poco confiables, considerados como modelo de estabilidad baja.

### 5.13. *Depth of Investigation Index (DOI)*

El *Depth of Investigation Index* es un parámetro cuantitativo que permite estimar hasta qué profundidad los resultados obtenidos mediante la inversión tienen respaldo en los datos medidos y son



confiables. Por ello, la función principal es identificar el límite inferior del modelo donde los valores de resistividad o polarización inducida comienzan a estar dominados por los supuestos de la inversión y no por la sensibilidad real de los datos, resultando no confiable.

Los valores DOI bajos estarían indicando que el modelo es confiable en esa región, ya que los datos tienen una influencia significativa en la zona.

Los valores DOI altos estarían indicando que la parte correspondiente del modelo no es confiable, ya que la región depende más de las condiciones asumidas que de los datos reales.

El índice DOI se basa en el análisis de la sensibilidad de los datos a las variaciones de resistividad en diferentes profundidades.

Asociando este parámetro con la sensibilidad se encuentra que, las áreas con baja sensibilidad tienen valores altos de DOI. Las zonas con alta sensibilidad (bajo DOI) aparecen en las partes superiores del modelo, mientras que las zonas profundas con poca influencia de los datos tienen valores más altos. Para su visualización, el DOI se representa en ZondRes2D como un mapa o una superposición sobre el modelo de resistividad, indicando la profundidad máxima de interpretación confiable, (Kaminsky, 2024). Esta herramienta resulta especialmente útil para evitar la sobreinterpretación de estructuras situadas fuera del alcance efectivo del levantamiento geofísico.

El DOI fue definido por Oldenburg y Li quienes señalaron que los valores de DOI comprendidos entre 0,0 y 0,2 son considerados datos de excelente confiabilidad (Oldenburg y Li 1999). Esto implica que la resistividad estimada en esa región del modelo depende en gran medida de los datos obtenidos más que de los parámetros de regularización. Estos valores están relacionados con estructuras poco profundas y zonas donde los electrodos tienen alta sensibilidad. Por otro lado, los valores de DOI que van de bajo a intermedio comprendidos entre 0,2 y 0,4 indican una calidad muy buena. Representan regiones donde el modelo sigue siendo principalmente influenciado por los datos, aunque comienzan a influir la regularización. La interpretación sigue siendo confiable, pero con una resolución menor que en los valores más cercanos a cero.

Los valores de DOI que se encuentran entre 0,4 y 0,6, indican una confiabilidad moderada. En esta región aumenta la influencia de la regularización y del suavizado, lo que significa que los resultados deben tomarse como interpretativos, aunque con una precisión algo reducida.

Los valores de DOI altos siendo aquellos que se encuentran entre 0,6 y 0,8, suelen ser de baja confiabilidad. En este rango, los valores de resistividad están más influenciados por la regularización



que por los datos medidos. Por lo tanto, las interpretaciones deben realizarse con cautela y siempre contrastadas con información geológica.

Los valores de DOI cercanos a 1, comprendidos entre 0,8 y 1,0, son considerados de muy baja confiabilidad. Estos valores se relacionan con sectores del modelo donde prácticamente no hay control de los datos y la resistividad calculada refleja principalmente los supuestos del algoritmo de inversión. Por lo tanto, estas regiones no deben ser interpretadas de manera directa.

Por lo tanto, un DOI cercano a cero indica zonas del modelo que están bien definidas y respaldadas por los datos, mientras que un DOI cercano a 1 indica regiones que carecen de suficiente apoyo experimental, donde su valor depende casi por completo de la regularización aplicada durante la inversión. Esta herramienta complementa al RMS, ya que no solo evalúa la calidad general del ajuste, sino que también permite analizar espacialmente en qué sectores del modelo la información es realmente confiable (Oldenburg y Li 1999).

## **6. METODOLOGÍA Y ACTIVIDADES ESPECÍFICAS**

En función de los objetivos propuestos, en el siguiente apartado se mencionan 6 etapas donde se describe el abordaje del trabajo. Para el mismo, se emplearon dos metodologías: tomografía de resistividad eléctrica (TRE) y sondeos mecánicos. La Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE) es una técnica geofísica de reconocimiento indirecto, por ello, es un complemento de los sondeos mecánicos. Por otro lado, los sondeos mecánicos constituyen un método de reconocimiento geotécnico directo, los mismos, se realizan para poder reconocer las características del subsuelo con la finalidad de tener una herramienta para correlacionar los resultados de la TRE, esto se obtiene mediante la caracterización de una perforación en la zona de estudio y así poder obtener una mayor certeza de los resultados (Barrera Mendoza, 2015).

### **6.1. Primera etapa**

#### **6.1.1. Antecedentes bibliográficos**

Se realizó la recopilación de información de antecedentes bibliográficos sobre la geología, geomorfología regional y local del área de estudio. También se recopilaron y seleccionaron antecedentes de trabajos que hayan utilizado este método geofísico con un fin prospectivo del subsuelo.



## 6.2. Segunda etapa

### 6.2.1. Trabajo de campo

Las tareas de campo en la cuales participe, incluyeron la extracción de muestras de *cutting* y la extracción y descripción macroscópica de muestras testigos de dos (2) perforaciones realizadas hasta los 25 metros de profundidad. Estas perforaciones se identificaron como sondeo 1 (S1) (en correspondencia con el baricentro del edificio 1 (noreste)) y sondeo 2 (S2) (en correspondencia con el baricentro del edificio 3 (suroeste)), ver coordenadas en tabla 1 y tabla 2.

Las muestras de *cutting* se extrajeron principalmente por cada metro de perforación y/o observación de cambios significativos en la litología durante el avance de la perforación a lo largo de los 25 metros de perforación, tomados desde el actual nivel del terreno.

Las muestras testigo fueron tomadas entre los 10 metros y 20 metros de perforación en el sondeo 1 y entre los 12 metros y 20 metros en sondeo 2, ya que son las profundidades de interés, dado que dentro de este rango se espera realizar la cimentación de los edificios. Se empleó el método de perforación por rotación directa (Fig. 18.a) con herramienta tricono (Fig. 18.b) para la extracción continua de muestras de *cutting*. Para esta extracción se utilizó un barril muestreador (*coring*) acoplado a la columna de perforación cuyo diámetro es de 2 3/8" como se muestra en la figura Fig. 18.c. Esta herramienta permite recuperar las secciones continuas del subsuelo, preservando la estructura de los materiales atravesados. El sistema consiste en un tubo cilíndrico interno donde queda alojada la muestra, protegido por un tubo exterior que evita su alteración durante el proceso de rotación (Fig. 18.d). Gracias a este dispositivo fue posible obtener testigos representativos, esenciales para la descripción macroscópica. Para garantizar la estabilidad del pozo, refrigerar la barrena y optimizar la remoción de detritos durante el avance de la perforación, se utilizó lodo de perforación como fluido de circulación.

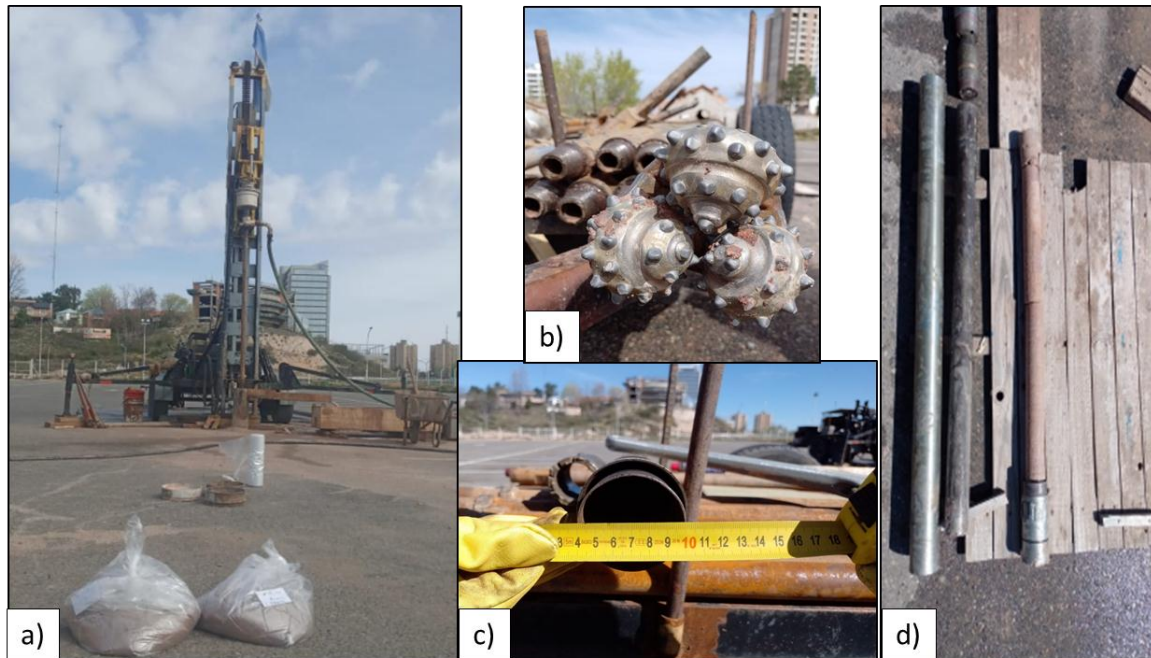


Figura 18. a) Equipo de perforación. b) Trepano tricono. c) Diámetro sacatestigos. d) Barra sacatestigo.

Las muestras de *cutting* se extrajeron de manera sistemática en cada metro de perforación y adicionalmente cada vez que se identificaron cambios litológicos significativos durante el avance del sondeo. Las muestras se recolectaron en superficie desde el canal de descarga o recipiente colector, evitando la contaminación con material de tramos anteriores o con sedimentos externos (Fig. 19.a). Las mismas se lavaron con agua para eliminar la mayor cantidad de restos de lodo y se colocaron en bolsas debidamente rotuladas, indicando profundidad, fecha, perforación y observaciones relevantes.

Las muestras testigo fueron tomadas entre los 10 metros y 20 metros de perforación en el sondeo 1 y entre los 12 metros y 20 metros en sondeo 2 cambiando la herramienta tricono por la herramienta barril muestreador de doble tubo. Estas muestras fueron medidas y descritas macroscópicamente, registrando características como color, textura, grado de consolidación (Fig. 19.b). Posteriormente, los testigos fueron envueltos en papel film con el fin de preservar su integridad o alteraciones del material hasta su análisis posterior y se colocaron en cajas porta testigos. Ambos tipos de muestras se remitieron al laboratorio de estudio de suelos para su procesamiento.

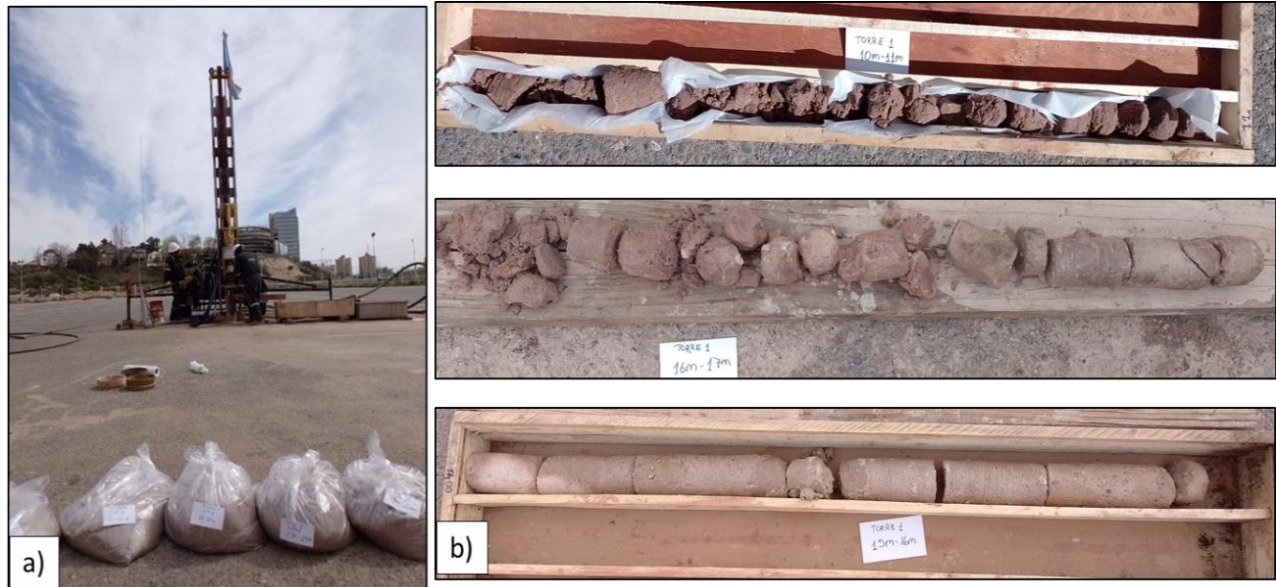


Figura 19. a) Muestras de *cutting*. b) Muestras testigos.

En las tareas de campo se visitó una construcción aledaña donde se identificó una excavación en curso, lo que permitió visualizar directamente el perfil de suelo expuesto y observar la presencia de filtraciones. Estas observaciones permitieron complementar la información obtenida a partir de las perforaciones y los estudios geoelectricos, aportando datos adicionales sobre las condiciones hidrogeológicas y litológicas del subsuelo. Las actividades de campo se llevaron a cabo durante el período comprendido entre el 14 y el 29 de septiembre de 2023.

### 6.3. Tercera etapa

#### 6.3.1. Datos geoelectricos

La adquisición de los datos geoelectricos en campo fue realizada por personal capacitado de la empresa Consulval S.R.L. A partir de la planilla de campo suministrada, se procedió a su procesamiento e interpretación de datos.

El equipo utilizado para la toma de datos, es el tomógrafo digital MULTIPLEX TMX-400 (Fig. 20), el cual opera conectado al resistivímetro GEOMETER MPX – 400 (Fig. 21), la potencia máxima del equipo es 400 watts. Los componentes del equipo consisten en la consola de tomógrafo y dos módulos denominados transmisor y receptor (Fig. 22). Además del equipo, se necesita una batería de 12 volts como fuente alimentadora del sistema, un carretel con cable el cual tiene conexiones cada cierto intervalo a fin de poder conectar los electrodos, 16 estacas metálicas que cumplen la función de electrodos, 16 pinzas cocodrilo para conectar el cable con los electrodos y agua con sal.



Figura 20. Equipo de Tomógrafo.



Figura 21. Equipo utilizado para tomografía eléctrica.

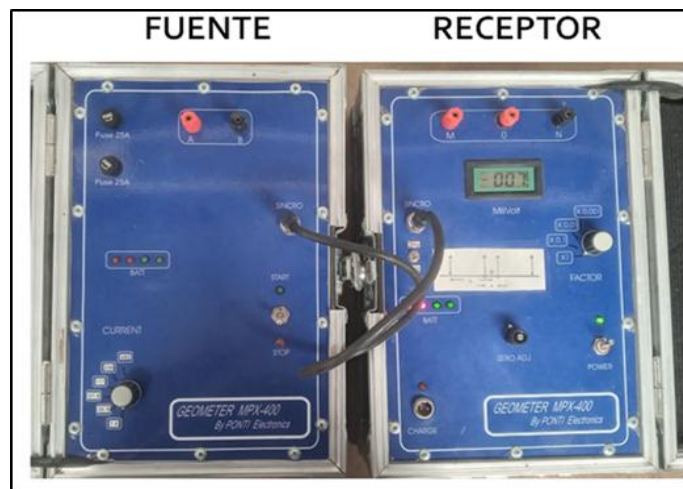


Figura 22. Módulo de fuente y recepción.

El arreglo utilizado en las seis (6) tomografías eléctricas que se realizaron en el área de estudio es del tipo Dipolo-Dipolo (MNAB) dado que es menos sensible al acoplamiento electromagnético entre los

electrodos de corriente y potencial, presentando además una buena resolución horizontal. Por tal motivo, es más sensible para detectar cambios laterales (Jiménez, 2015) y posee una profundidad de investigación adecuada para el estudio.

Los electrodos de corriente se ubican alejados uno del otro una distancia  $X=a$ , al igual que los electrodos de potencial ( $X=a$ ). La separación entre los pares de corriente y potencial será un factor entero de  $X=a$ , es decir,  $L=na$  (Herman, 2001; Kearey *et al.*, 2002; Lowrie, 2007). En este caso particular la distancia  $X$  utilizada fue de 5 metros y 16 electrodos alcanzando una longitud de extensión de cable de 80 metros cada una. Se puede ver en la tabla 7 la longitud, el rumbo de cada una y las coordenadas de los extremos de las tomografías que fueron georeferenciadas mediante el soporte de GPS.

	Estaca	Longitud	Coordenadas Geográficas		Coordenadas UTM		Rumbo
			Latitud	Longitud	Norte	Este	
Tomografía N° 1	1	0 m	-38.942251°	-68.064911°	5689216.19	581037.54	S - N
	16	80 m	-38.942882°	-68.064885°	5689146.15	581039.07	
Tomografía N° 2	1	0 m	-38.942217°	-68.064956°	5689220.01	581033.68	E - O
	16	80 m	-38.942235°	-68.065765°	5689218.73	580963.54	
Tomografía N° 3	1	0 m	-38.943261°	-68.065822°	5689104.92	580957.44	S - N
	16	80 m	-38.942578°	-68.065931°	5689180.81	580948.77	
Tomografía N° 4	1	0 m	-38.943302°	-68.065740°	5689100.30	580964.50	SO - NE
	16	80 m	-38.942894°	-68.065215°	5689145.11	581010.46	
Tomografía N° 5	1	0 m	-38.942436°	-68.065085°	5689195.82	581022.25	SO - NE
	16	80 m	-38.942737°	-68.065861°	5689163.10	580954.65	
Tomografía N° 6	1	0 m	-38.942280°	-68.065508°	5689213.51	580985.77	S - N
	16	80 m	-38.942979°	-68.065455°	5689135.87	580989.58	

Tabla 7. Longitud, coordenadas y rumbo de las tomografías.

Con los datos obtenidos de la prospección geofísica, se continuó con el procesamiento de los mismos mediante el *software*

ZondRes2D, que es un programa diseñado para procesar resistividad 2D y 2.5D, el cual permite proporcionar un modelado 2D del sitio prospectado. Para caracterizar las litologías presentes se utilizaron a modo de referencia los valores de resistividad tabulados por Orellana (1982), Keller y Frischknecht (1996) y Urbieto Gómez (2009).

### 6.3.2. Control de calidad previo a la inversión

Previo a efectuar la inversión 2D de los datos geoelectricos, se verificó la calidad de los mismos, eliminando aquellos datos que se desviaran de los parámetros normales. Se eliminaron los mismos datos anómalos previamente a realizar las inversiones en ambos algoritmos. Durante esta etapa se prioriza obtener pseudosecciones con el menor RMS (*Root Mean Square*) posible.

Los controles de calidad de la tomografía eléctrica N° 1 y N° 2 muestran que las mediciones normalizadas de resistividades (Fig. 23 y Fig. 24) presentan una distribución coherente presentando líneas paralelas entre los diferentes grupos de electrodos considerando las líneas desde G1 a G10. Se visualiza que los niveles someros de G1 a G3 mantienen resistividades más altas, mientras que los niveles profundos de G8 a G10 muestran resistividades menores, teniendo concordancia con el comportamiento esperado de la resistividad aparente en profundidad.

Al presentar una separación clara entre grupos y la ausencia de valores atípicos significativos, es decir, que no se observan cruces excesivos y/o superposición entre líneas de grupos lejanos. Lo que permite a priori definir que los datos medidos en campo son consistentes y confiables.

Con el fin de optimizar el grado de error, se eliminó 1 dato anómalo en la tomografía 1 (Fig. 23.A) y 1 dato anómalo en la tomografía 2 (Fig. 24.A) que presentaba un nivel de ruido alto e influía de manera directa en el resultado de la inversión 2D. En general, algunos puntos presentan variaciones pequeñas dentro del mismo grupo, pero la mayoría se mantienen en un rango aceptable siguiendo una tendencia paralela. Por otra parte, las ligeras variaciones y presencia de ruido en los niveles más profundos son atribuibles a la reducción de señal y la pérdida de calidad, que es coherente al método de adquisición de los datos (dipolo-dipolo).

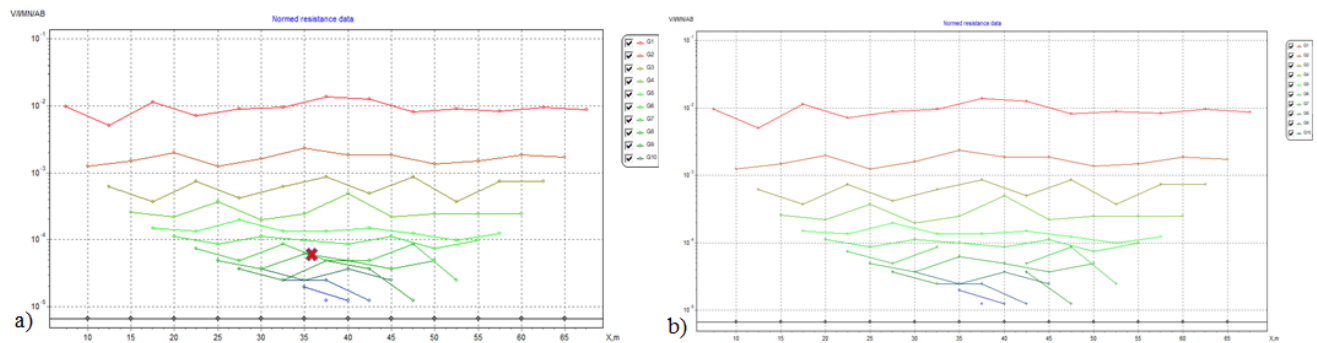


Figura 23. A) Control de calidad de tomografía eléctrica N° 1. B) Control de calidad de tomografía sin dato anómalo.

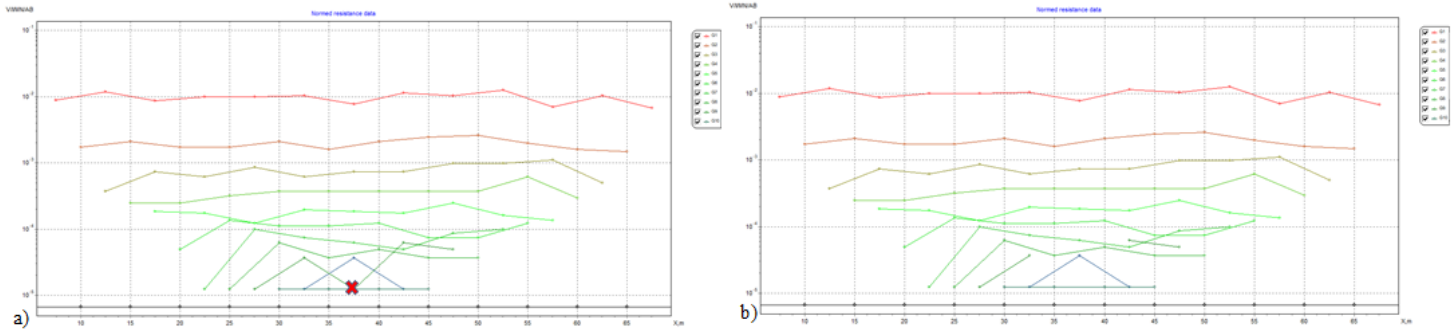


Figura 24. A) Control de calidad de tomografía eléctrica N° 2. B) Control de calidad de tomografía sin datos anómalos.

El control de calidad de la tomografía eléctrica N° 3 muestra que las mediciones normalizadas de resistividades (Fig. 25) presentan una distribución parcialmente coherente presentando líneas paralelas entre los diferentes grupos de electrodos considerando las líneas desde G1 a G3. Los grupos de G4 a G10 pierden el paralelismo tornándose irregulares. Se visualiza que los niveles someros de G1 a G4 mantienen resistividades más altas, mientras que los niveles profundos de G8 a G10 muestran resistividades menores, teniendo concordancia con el comportamiento esperado de la resistividad aparente en profundidad.

En los primeros grupos desde G1 a G3 al presentar una separación clara entre grupos y la ausencia de valores atípicos significativos, es decir, que no se observan cruces excesivos y/o superposición entre líneas de grupos lejanos. Lo que permite a priori definir que los datos medidos en campo son consistentes y confiables.

Con el fin de optimizar el grado de error en los grupos G4 a G10, se eliminaron 5 datos anómalos (Fig. 25.A) que presentaba un nivel de ruido alto e influía de manera directa en el resultado de la inversión 2D. En general, algunos puntos presentan variaciones pequeñas dentro del mismo grupo, pero la mayoría se mantienen en un rango aceptable siguiendo una tendencia paralela. Por otra parte, las ligeras variaciones y presencia de ruido en los niveles más profundos son atribuibles a la reducción de señal y la pérdida de calidad, que es coherente al método de adquisición de los datos (dipolo-dipolo).

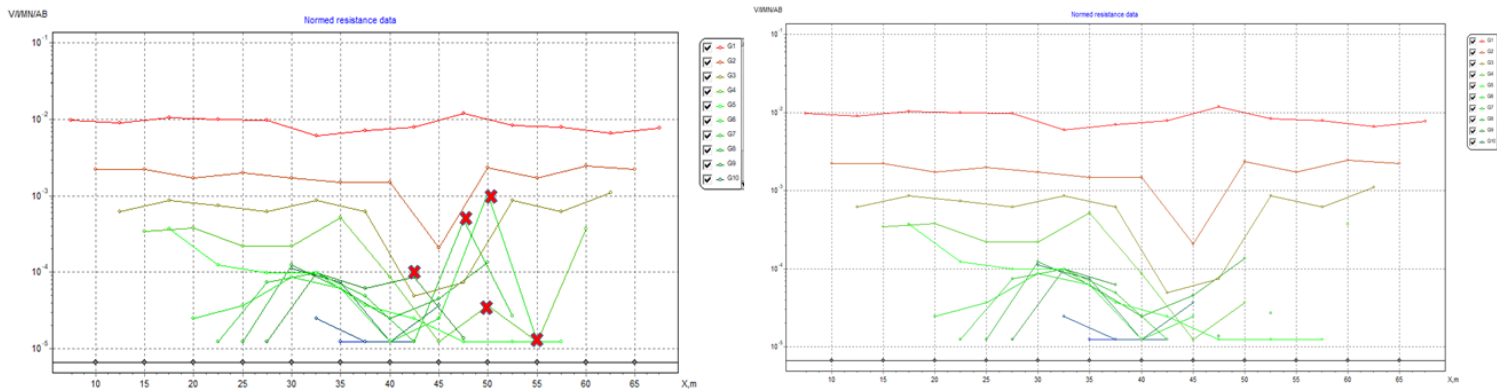


Figura 25. A) Control de calidad de tomografía eléctrica N° 3. B) Control de calidad de tomografía sin datos anómalos.

Los controles de calidad de las tomografías eléctricas N° 4, tomografía N°5 y tomografía N°6 muestran que las mediciones normalizadas de resistividades (Fig. 26, Fig. 27 y Fig. 28) presentan una distribución coherente presentando líneas paralelas entre los diferentes grupos de electrodos considerando las líneas desde G1 a G10. Se visualiza que los niveles someros de G1 a G3 mantienen resistividades más altas, mientras que los niveles profundos de G7 a G10 muestran resistividades menores, teniendo concordancia con el comportamiento esperado de la resistividad aparente en profundidad.

Al presentar una separación clara entre grupos y la ausencia de valores atípicos significativos, es decir, que no se observan cruces excesivos y/o superposición entre líneas de grupos lejanos. Lo que permite a priori definir que los datos medidos en campo son consistentes y confiables.

Con el fin de optimizar el grado de error, se eliminaron 3 datos anómalos en la tomografía N°4 (Fig. 26.A), 2 datos en la tomografía N° 5 (Fig. 27.A) y 1 dato de la tomografía N° 6 (Fig. 28.A) que presentaban un nivel de ruido alto e influía de manera directa en el resultado de la inversión 2D. En general, algunos puntos presentan variaciones pequeñas dentro del mismo grupo, pero la mayoría se mantienen en un rango aceptable siguiendo una tendencia paralela. Por otra parte, las ligeras variaciones y presencia de ruido en los niveles más profundos son atribuibles a la reducción de señal y la pérdida de calidad, que es coherente al método de adquisición de los datos (dipolo-dipolo).

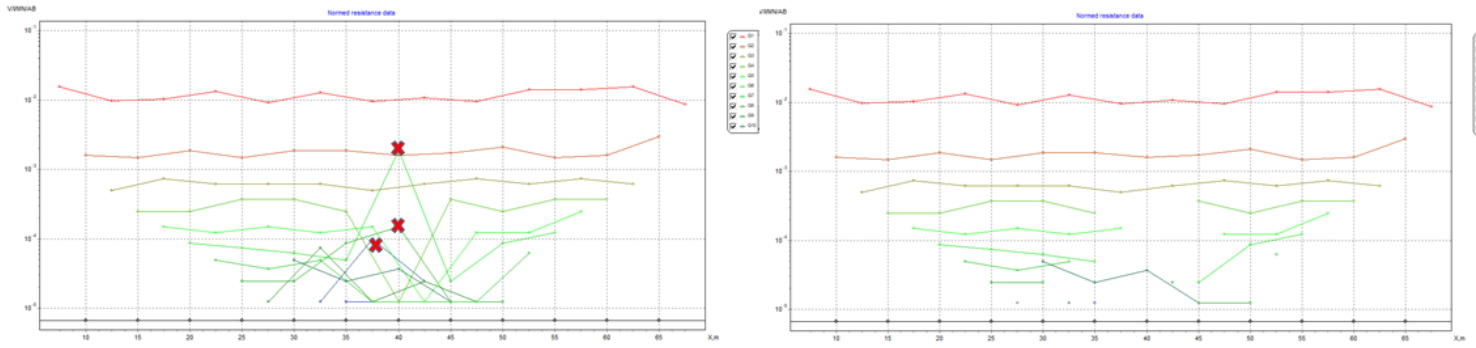


Figura 26. A) Control de calidad de tomografía eléctrica N° 4. B) Control de calidad de tomografía sin datos anómalos.

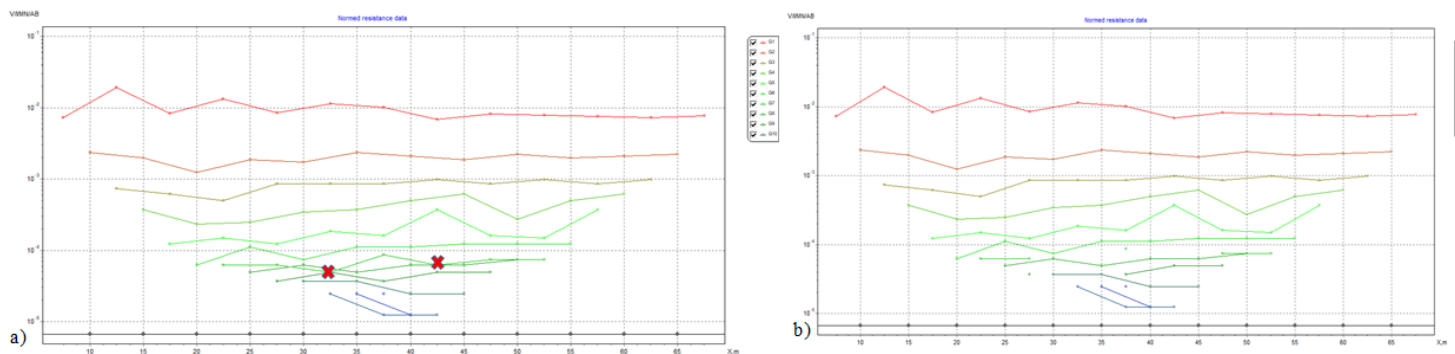


Figura 27. A) Control de calidad de tomografía eléctrica N° 5. B) Control de calidad de tomografía sin datos anómalos.

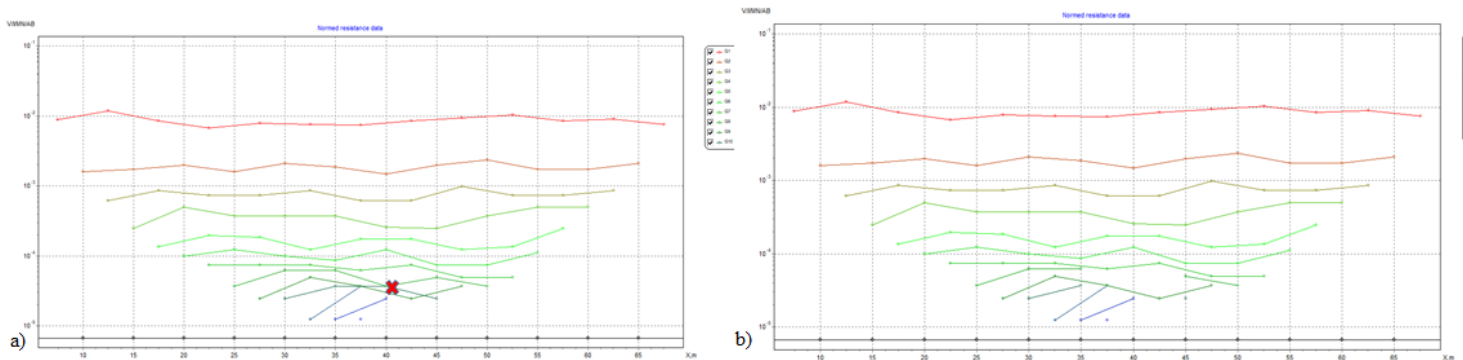


Figura 28. A) Control de calidad de tomografía eléctrica N° 6. B) Control de calidad de tomografía sin datos anómalos.



### 6.3.3. *Inversión 2D*

Para realizar las inversiones 2D de los datos se utilizó el programa ya mencionado ZondRes2D. Se utilizaron dos enfoques distintos de inversión: el algoritmo *Smoothess constrained* que favorece modelos con transiciones suaves y el algoritmo *Focused* que acentúa los contrastes resistivos, los cuales son inversiones mediante mínimos cuadrados que utilizan un suavizado y de esta forma se obtiene una distribución de las resistividades con límites parcialmente definidos permitiendo efectuar ciertas inferencias de las características del subsuelo.

A los efectos de realizar una apropiada interpretación del modelo de subsuelo obtenido, se utilizó la paleta de color del *software* denominada como RESInv2D para visualizar las pseudosecciones. Donde los valores inferiores a 13  $\Omega.m$  se representa mediante tonalidades azules, valores de resistividades entre 13 – 16  $\Omega.m$  de color cian, valores entre 16 – 33  $\Omega.m$  con tonalidades verde claro a oscuro, valores entre 33 - 36  $\Omega.m$  de color amarillo, valores entre 36 - 39  $\Omega.m$  de color anaranjado, valores entre 39- 41  $\Omega.m$  de color rojo y valores entre 41 – 50  $\Omega.m$  con tonalidades violáceas.

### 6.3.4. *Control de calidad post - inversión*

Una vez adquiridas las pseudosecciones, se analizó la calidad de cada una en cuanto a la “sensibilidad”, “calidad del modelo” e “índice DOI”.

En la pseudosección de sensibilidad se observaron los sectores que poseen mayores valores, los cuales, estarían indicando el grado en que un cambio en la resistividad de una sección del subsuelo influirá en la medida del potencial. Es decir, a valores más altos de la función de sensibilidad, mayor es la influencia de la región del subsuelo sobre la medida (McGillivray y Oldenburg, 1990).

En la pseudosección de calidad del modelo, se examinaron las áreas donde se encuentran los valores máximos y mínimos. Generalmente se observa que la calidad del modelo es mayor en superficie indicando datos de modelo más robustos y va disminuyendo en profundidad dado que, la sensibilidad de los datos decrece al aumentar la distancia entre los electrodos y al aumentar las capas del subsuelo.

En cuanto al “índice DOI”, se observaron los valores obtenidos para identificar las áreas donde dicho índice es menor, lo que indica las profundidades del modelo más confiable y por el contrario, aquellas donde la confiabilidad es menor. Tras el análisis de los parámetros mencionados se generaron las pseudosecciones finales.



## **6.4. Cuarta etapa**

### **6.4.1. Datos de laboratorio**

Los resultados de laboratorio fueron proporcionados por la empresa Consulval S.R.L. Con el objetivo de conocer el material predominante a lo largo del perfil y el porcentaje de materiales finos presentes, a cada muestra de *cutting* se le realizaron ensayos granulométricos, donde fueron clasificadas según el Sistema Unificado de Clasificación de Suelos (SUCS), conforme a la norma ASTM D2487. En las profundidades donde se contaba con muestras testigos se utilizaron las mismas, en vez de muestras *cutting* para su caracterización. En este caso se desgrano el material para realizar los ensayos granulométricos y poder clasificarlas. Las normas técnicas utilizadas para los ensayos de Mecánica de Suelos y Rocas están estipuladas bajo el Marco Normativo de Vialidad Nacional, específicamente: VN-E1 – 65 TAMIZADO DE SUELOS POR VÍA HÚMEDA, VN – E2 – 65 LÍMITE LÍQUIDO, VN – E3 – LÍMITE PLÁSTICO – ÍNDICE DE PLASTICIDAD, VN – E4 – 84 – CLASIFICACIÓN DE SUELOS y VN – E7 – 65 ANÁLISIS MECÁNICO DE MATERIALES GRANULARES (Dirección Nacional de Vialidad, 1998).

Con los resultados de las muestras obtenidas de las perforaciones se confeccionaron las columnas estratigráficas correspondientes para cada una de ellas.

## **6.5. Quinta etapa**

A partir de los resultados de laboratorio y muestras testigos, se realizó una correlación para lograr cotejar los resultados de los modelos bidimensionales obtenidos del programa ZondRES2DINV con los provistos por los sondeos directos a efectos de mejorar la calidad de la interpretación preliminar deducida de los datos geoelectrónicos.

Con la interpretación del atado de los datos indirectos de las tomografías con los datos directos de las perforaciones, se prosiguió a realizar un perfil geológico del subsuelo.

## **6.6. Sexta etapa**

En una etapa final, teniendo como base el modelo litológico obtenido del subsuelo, se procedió a efectuar una caracterización general desde el punto de vista geotécnico a los efectos de interpretar características que permitan inferir la presencia y/o profundidad de agua, litologías más o menos compactas, explicitando los resultados y conclusiones.

## 7. RESULTADOS

### 7.1. Actividades de campo

En la excavación aledaña ubicada aproximadamente a 55 metros en sentido sureste del pozo 1 en las coordenadas de la tabla 8, se pudo observar una secuencia litológica de aproximadamente 3 metros de coloración pardo rojizo compuesta predominantemente por sedimentos finos a medianos, correspondientes a materiales areno-limosos con presencia subordinada de gravas dispersas (Fig. 29.a). En los niveles superiores los materiales se presentan más sueltos, mientras que en profundidad se tornan más compactos.

Asimismo, se observa la presencia de agua acumulada en el fondo de la excavación a una cota local de 92,2 (Fig. 29.b), lo que indica condiciones de saturación del terreno posiblemente asociadas a infiltración de agua.

La descripción realizada corresponde a una caracterización macroscópica realizada a distancia del perfil debido a que no fue posible acceder directamente a la excavación mientras se desarrollaban las tareas de obra. Aun así, estas observaciones permiten complementar y validar la información obtenida a partir de los sondeos y estudios realizados en el área.

Coordenadas sistema Posgar 94 - Faja 2			
ID	NORTE (X)	ESTE (Y)	COTA
Excavación	5689397.88	2581092.71	92,2

Tabla 8. Coordenadas de excavación aledaña al área de estudio.



Figura 29. a) Litología expuesta en excavación. b) Presencia de filtraciones.

## 7.2. Pseudosecciones inversión 2D

En este apartado se presentan y describen los perfiles geoelectricos obtenidos de la adquisición de seis (6) líneas geoelectricas. En función del grillado y esquema geoelectrico propuesto se obtuvo una longitud de investigación de 80 metros y una profundidad aproximada de 23 metros en las 6 tomografías.

Aplicando el algoritmo *Smoothness constrained* en las tomografías N° 1 (Fig. 30), N° 2 (Fig. 32) y N° 3 (Fig. 34), orientadas norte – sur, este – oeste y sur - norte respectivamente, revelan a partir de los modelos de inversión 2D que comparten una distribución de resistividades mayores en el sector superior de la pseudosección. Los intervalos de resistividad fueron establecidos a partir de la escala cromática la cual agrupa zonas con propiedades físicas similares del subsuelo por tanto, las variaciones de colores indican cambios en las propiedades eléctricas del subsuelo permitiendo identificar con claridad los contrastes eléctricos presentes. En las tomografías N° 1 y N° 2, los valores superan los 18  $\Omega \cdot m$  hasta profundidades aproximadas de 5 a 7 metros, exceptuando el sector este de la tomografía N° 2 donde alcanzan profundidades de 10 metros presentando una morfología lobulada (Fig. 30 y Fig. 32). En la tomografía N° 3 las resistividades mayores a 18  $\Omega \cdot m$  llegan hasta profundidades aproximadas de 3 a 5 metros (Fig. 34). Este intervalo se visualiza con tonalidades que van desde rojo-violáceos hasta amarillo – anaranjado y verde.

Por debajo de estas profundidades en las tres tomografías se observa una disminución significativa de las resistividades con valores que oscilan entre 1  $\Omega \cdot m$  a 18  $\Omega \cdot m$  representado con distintas tonalidades de azul. En el caso de la tomografía N° 2, se observa que presenta morfología de acuñamiento entre capas.

En la sección inferior del perfil de la tomografía N° 1 se vislumbra una variación gradual de resistividad con valores entre 18  $\Omega \cdot m$  y 24  $\Omega \cdot m$  representado con tonalidades verdes, mientras que en la sección inferior del perfil de la tomografía N° 3 se vislumbra una variación abrupta de resistividad con valores entre 18  $\Omega \cdot m$  y 50  $\Omega \cdot m$  representado con tonalidades de verdes y violeta.

Estas distribuciones de resistividad sugieren la presencia de heterogeneidades litológicas tanto en sentido vertical como horizontal a lo largo de los perfiles.

Aplicando el algoritmo *Focused* a la tomografía N° 1 (Fig. 31), tomografía N° 2 (Fig. 33) y tomografía N° 3 (Fig. 35) resulta que la distribución de resistividad reafirma el contraste observado con el algoritmo *Smoothness constrained* en los tres casos, se tiene un contraste a una profundidad de entre 4 y 5 metros en tomografía N° 1 (Fig. 31), entre 5 y 10 metros en tomografía N° 2 (Fig. 33) y tomografía

N° 3 (Fig. 33), observándose un segundo contraste a una profundidad de 15 metros en tomografía N° 3. En las tres tomografías, el método *Focused* define con mayor nitidez los límites entre unidades, lo que valida las transiciones sugeridas por el modelo suavizado. Dichos contrastes estarían vinculados de forma directa a cambios litológicos en el subsuelo.

### 7.2.1. Tomografía N° 1

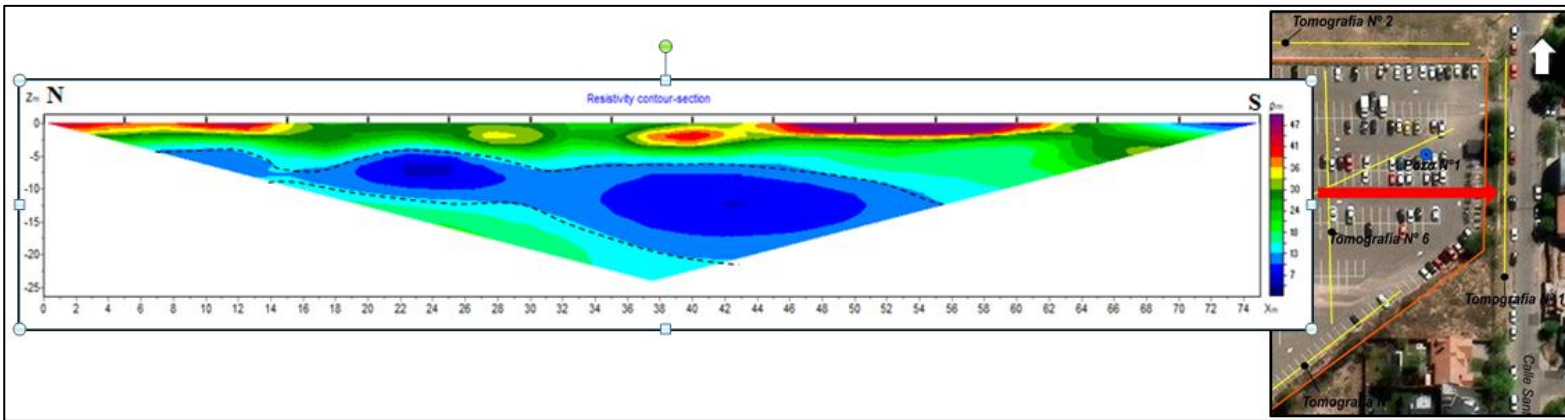


Figura 30. Pseudosección obtenida de tomografía eléctrica N° 1 utilizando algoritmo *Smoothness constrained*.

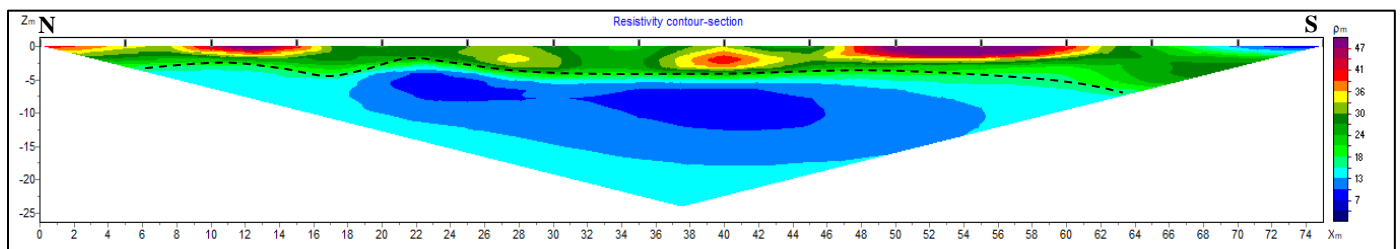


Figura 31. Pseudosección obtenida de tomografía eléctrica N° 1 utilizando algoritmo *Focused*.

### 7.2.2. Tomografía N° 2

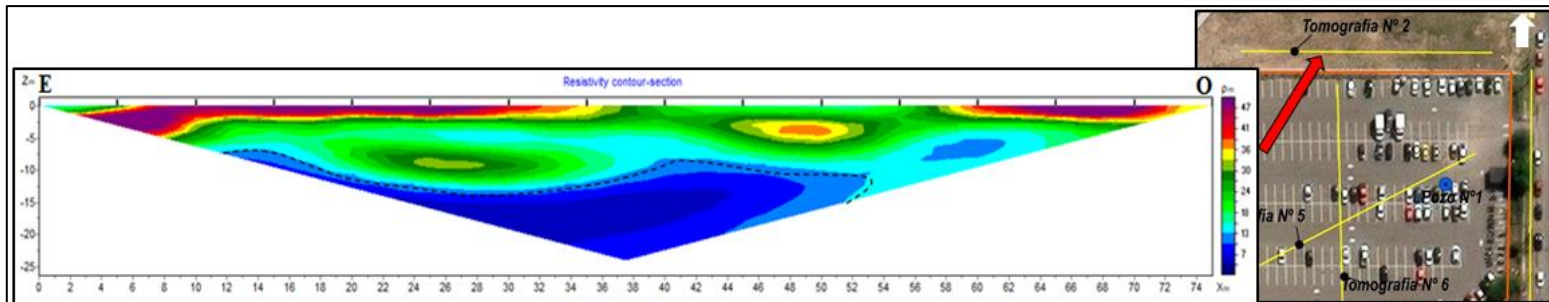


Figura 32. Pseudosección obtenida de tomografía eléctrica N° 2 utilizando algoritmo *Smoothness constrained*.

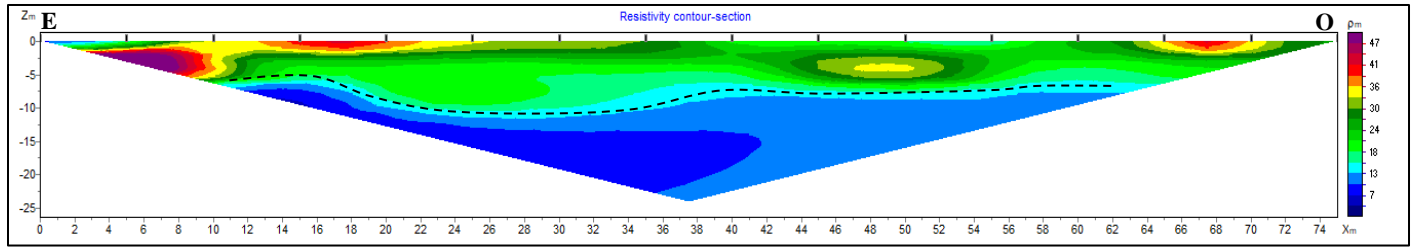


Figura 33. Pseudosección obtenida de tomografía eléctrica N° 2 utilizando algoritmo *Focused*.

### 7.2.3. Tomografía N° 3

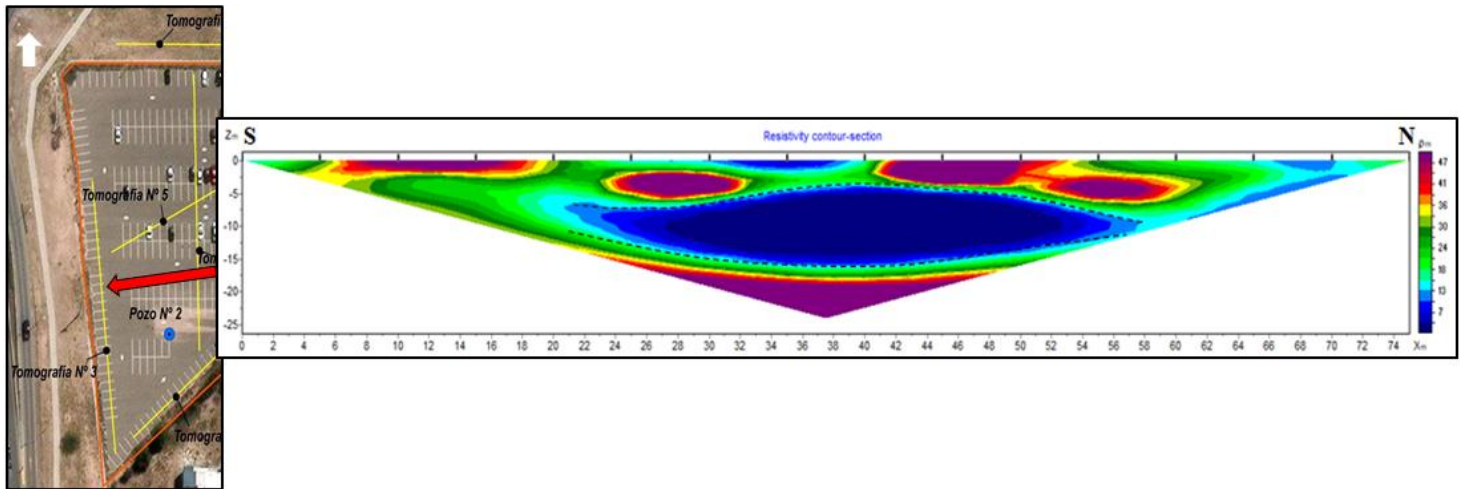


Figura 34. Pseudosección obtenida de tomografía eléctrica N° 3 utilizando algoritmo *Smoothness constrained*.

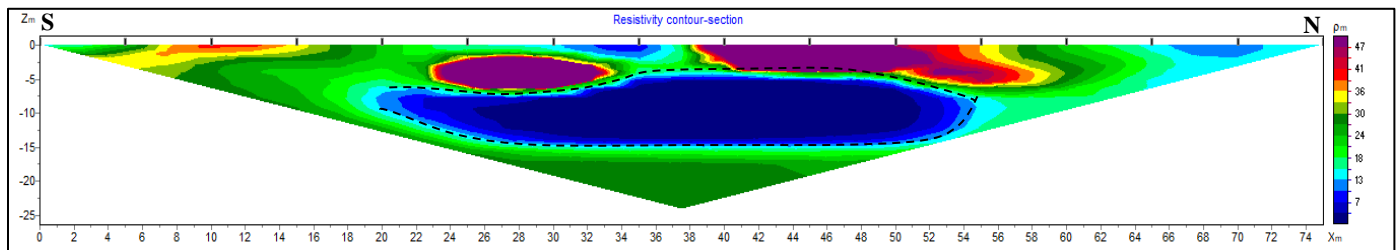


Figura 35. Pseudosección obtenida de tomografía eléctrica N° 3 utilizando algoritmo *Focused*.

Aplicando el algoritmo *Smoothness constrained* en las tomografías N° 4 (Fig. 36), N° 5 (Fig. 38) y N° 6 (Fig. 40) orientadas suroeste-noreste, noreste-suroeste y norte-sur respectivamente, revelan a partir de los modelos de inversión 2D que comparten una distribución de resistividades mayores en el sector superior de la pseudosección. En las tomografías N° 4, los valores superan los  $18 \Omega.m$  hasta una profundidad aproximada de 3 metros en los laterales y hasta 7 metros en el sector central (Fig. 36), mientras que, la tomografía N° 5 las resistividades superiores a  $18 \Omega.m$  se extienden hasta profundidades de 5 metros en el centro y de aproximadamente 3 metros en el sector noreste (Fig. 38). En la tomografía N° 6, los valores mayores a  $18 \Omega.m$  se registran hasta profundidades de entre 5 y 6 metros.

En los tres casos esta zona se representa con tonalidades que van desde rojo violáceos hasta amarillo – anaranjado y verde.

Por debajo de estas profundidades, en las tres tomografías se observa una disminución significativa de las resistividades con valores que oscilan entre  $1 \Omega\cdot m$  a  $18 \Omega\cdot m$  representado con distintas tonalidades de azul. Estas variaciones indican cambios en las propiedades eléctricas del subsuelo. En base a la distribución de resistividades en la tomografía N° 5, se infiere que esta unidad se reduce progresivamente hacia el sector suroeste mostrando una tendencia a acuñarse. En conjunto, las variaciones de resistividades identificadas en las tres pseudosecciones sugieren la presencia de heterogeneidades litológicas tanto en sentido vertical como horizontal a lo largo de los perfiles.

Aplicando el algoritmo *Focused* a la tomografía N° 4 (Fig. 37), tomografía N° 5 (Fig. 39) y tomografía N° 6 (Fig. 41) resulta que la distribución de resistividad reafirma los contrastes observados previamente con el algoritmo *Smoothness constrained* en los tres casos, destacándose con mayor claridad los límites entre unidades. Estos contraste se identifican a profundidades que varían entre 3 y 6 metros en la tomografía N° 4 (Fig. 37), tomografía N° 5 (Fig. 39) y tomografía N° 6 (Fig. 41), identificándose un segundo contraste a una profundidad de 15 metros en la tomografía N° 5. En las tres tomografías, el método *Focused* define con mayor nitidez los límites entre unidades, lo que valida las transiciones sugeridas por el modelo suavizado. Dicho contraste estaría vinculado de forma directa a cambios litológicos en el subsuelo.

#### 7.2.4. Tomografía N°4

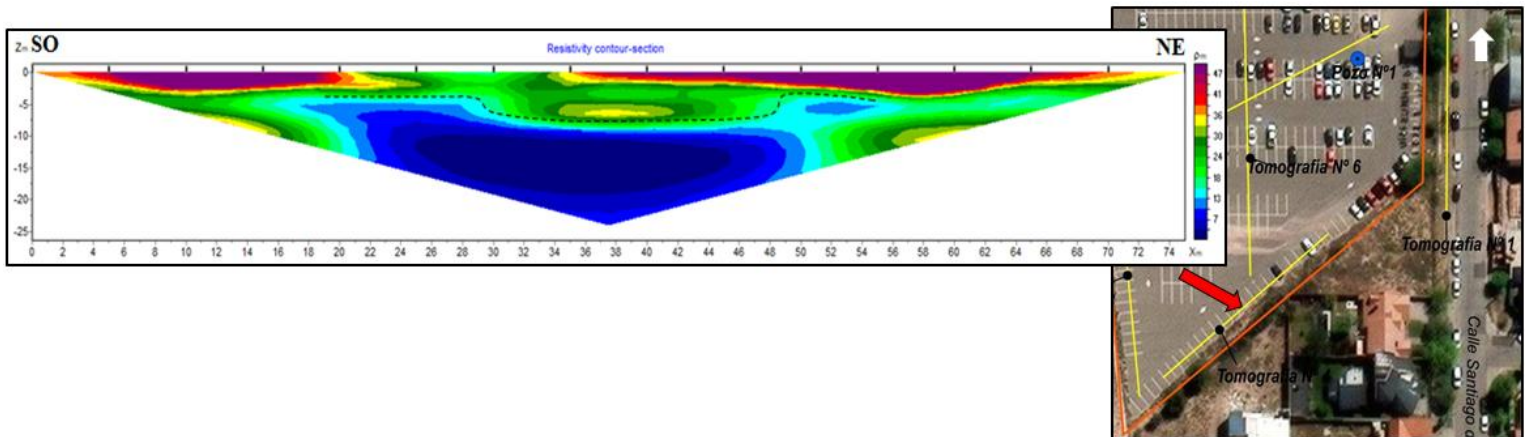


Figura 36. Pseudosección obtenida de tomografía eléctrica N° 4 utilizando algoritmo *Smoothness constrained*.

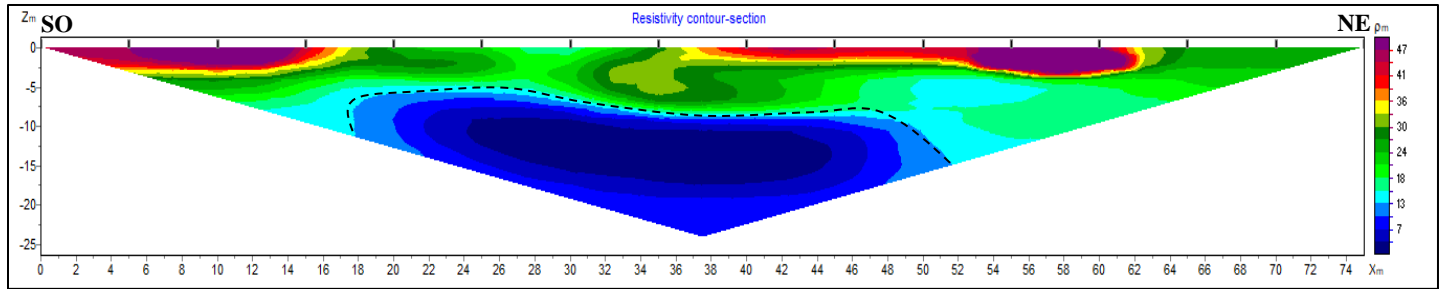


Figura 37. Pseudosección obtenida de tomografía eléctrica N° 4 utilizando algoritmo *Focused*.

### 7.2.5. Tomografía N° 5

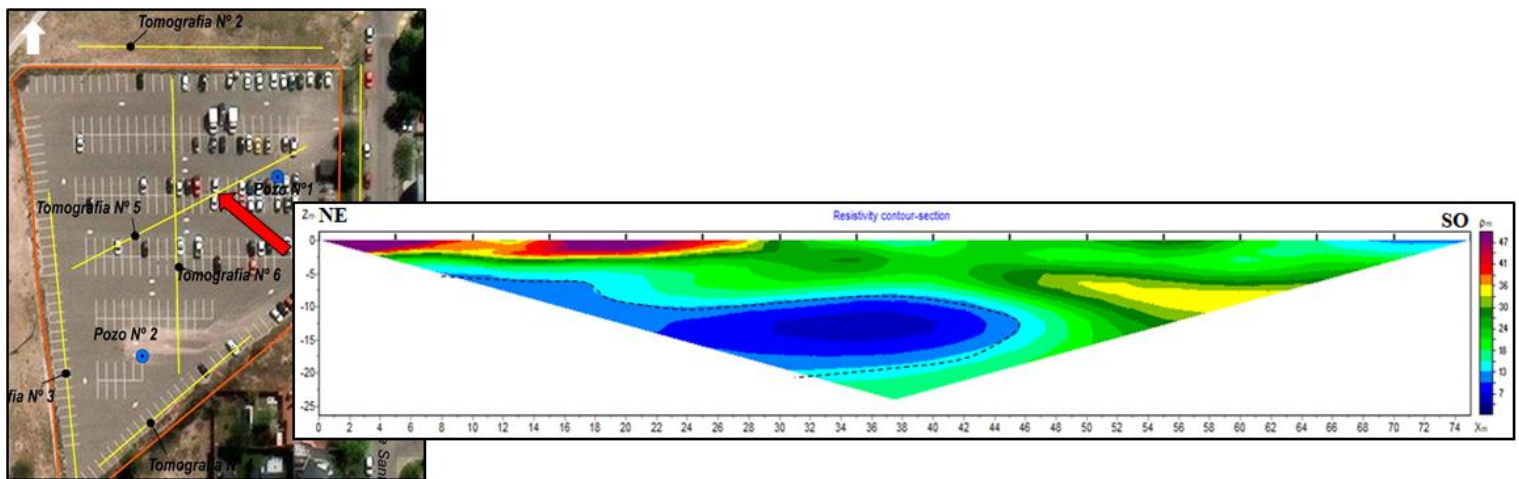


Figura 38. Pseudosección obtenida de tomografía eléctrica N° 5 utilizando algoritmo *Smoothness constrained*.

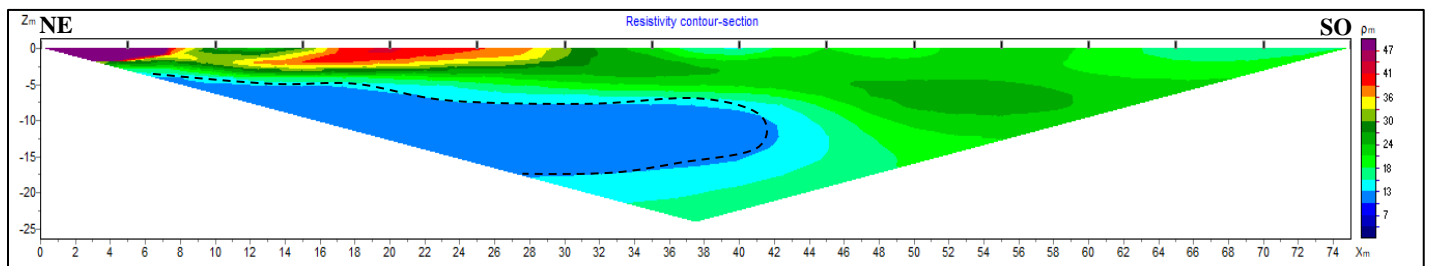


Figura 39. Pseudosección obtenida de tomografía eléctrica N° 5 utilizando algoritmo *Focused*.

### 7.2.6. Tomografía N°6

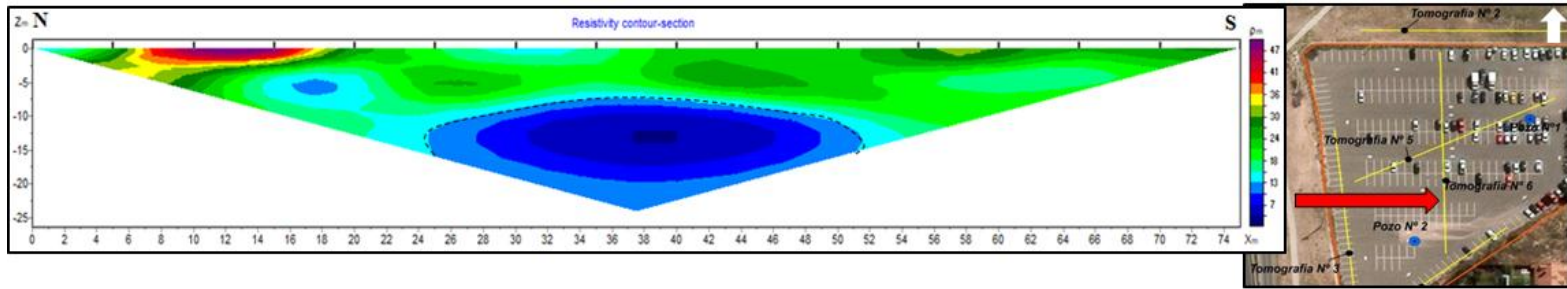


Figura 40. Pseudosección obtenida de tomografía eléctrica N° 6 utilizando algoritmo *Smoothness constrained*.

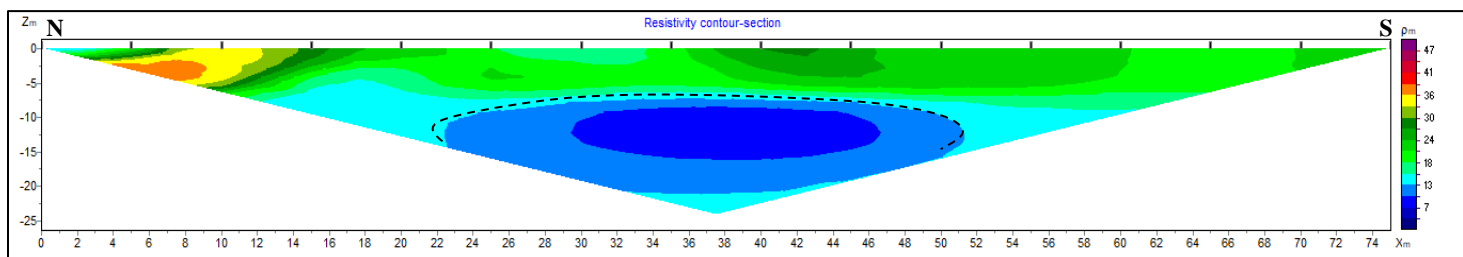


Figura 41. Pseudosección obtenida de tomografía eléctrica N° 6 utilizando algoritmo *Focused*.

## 7.3. Control de calidad post - inversión

### 7.3.1. RMS

Se presentan los valores de RMS (*Root Mean Square*) obtenidos para cada una de las seis tomografías analizadas, aplicando los algoritmos *Smoothness Constrained* y *Focused*. Estos valores permiten evaluar la calidad del ajuste entre los datos observados y los calculados por cada modelo y constituyen un indicador directo de la confiabilidad de las inversiones. La siguiente tabla resume (tabla 9) los porcentajes obtenidos para cada algoritmo, facilitando la interpretación del grado de precisión alcanzado en cada tomografía.

RMS			
Algoritmo	<i>Smoothness constrained</i>	<i>Focused</i>	Interpretación de calidad del ajuste
Tomografía N° 1	9.83 %	10.60 %	Indican que el modelo obtenido presenta una precisión razonable y confiable para su interpretación.
Tomografía N° 2	15.3 %	15.57 %	
Tomografía N° 3	27.02 %	28.30 %	Indican que el modelo obtenido presenta una precisión moderadamente razonable y confiable para su interpretación.
Tomografía N° 4	12.57%	14.91%	Indican que el modelo obtenido presenta una precisión razonable y confiable para su interpretación.
Tomografía N° 5	11.49%	12.34%	
Tomografía N° 6	7.18 %	8.0 %	

Tabla 9: Resultados de valores de RMS para cada algoritmo.

### 7.3.2. Sensibilidad (S)

En este capítulo se presentan y analizan las pseudosecciones de sensibilidad obtenidas de las seis tomografías procesadas mediante el algoritmo *Smoothness Constrained* (Fig. 42), (Fig. 44), (Fig. 46), (Fig. 48), (Fig. 50) y (Fig. 52) y el algoritmo *Focused* (Fig. 43), (Fig. 45), (Fig. 47), (Fig. 49), (Fig. 51) y (Fig. 53). Estas representaciones permiten evaluar la sensibilidad del modelo frente a los contrastes geoelectricos en profundidad, identificando las zonas de mayor y menor confiabilidad.

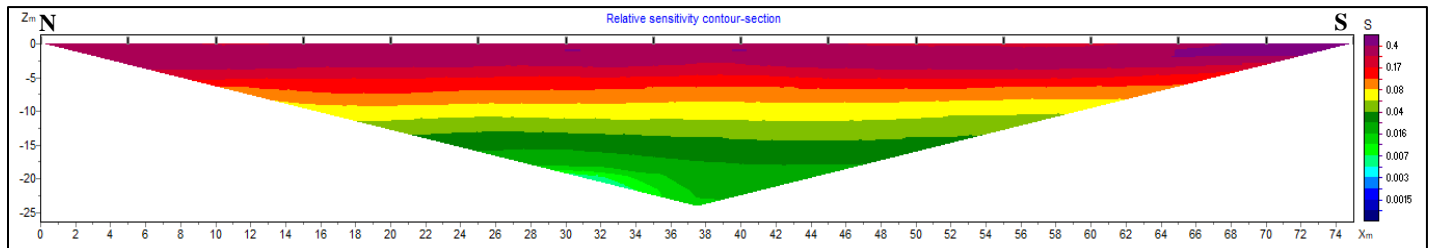


Figura 42. Pseudosección de sensibilidad de tomografía eléctrica N° 1 utilizando algoritmo *Smoothness constrained*.

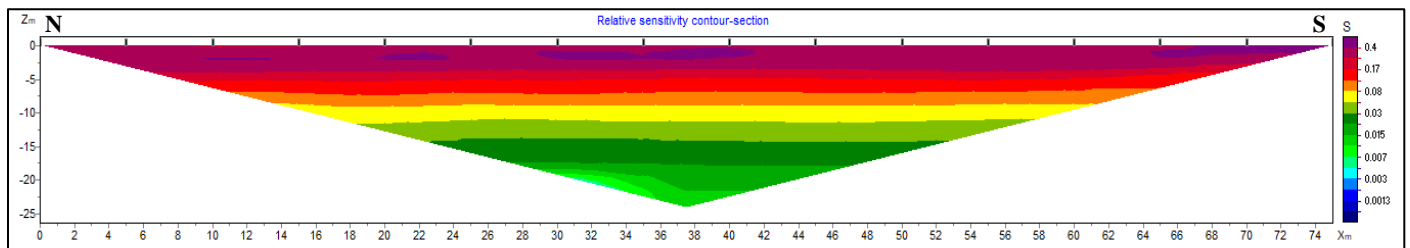


Figura 43. Pseudosección de sensibilidad de tomografía eléctrica N° 1 utilizando algoritmo *Focused*.

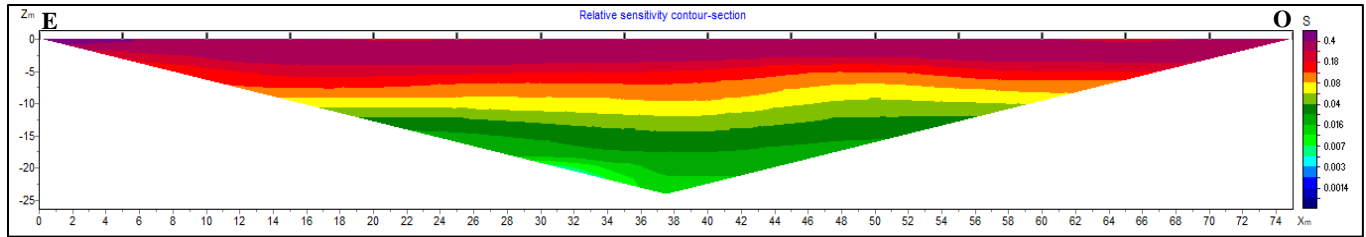


Figura 44. Pseudosección de sensibilidad de tomografía eléctrica N° 2 utilizando algoritmo *Smoothness constrained*.

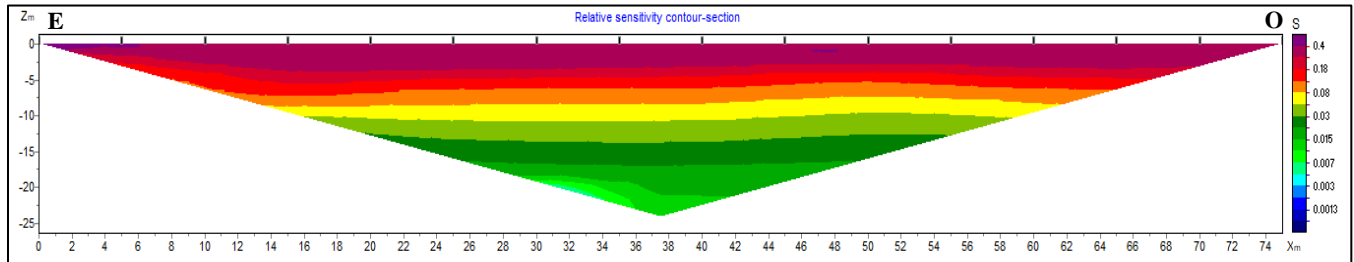


Figura 45. Pseudosección de sensibilidad de tomografía eléctrica N° 2 utilizando algoritmo *Focused*.

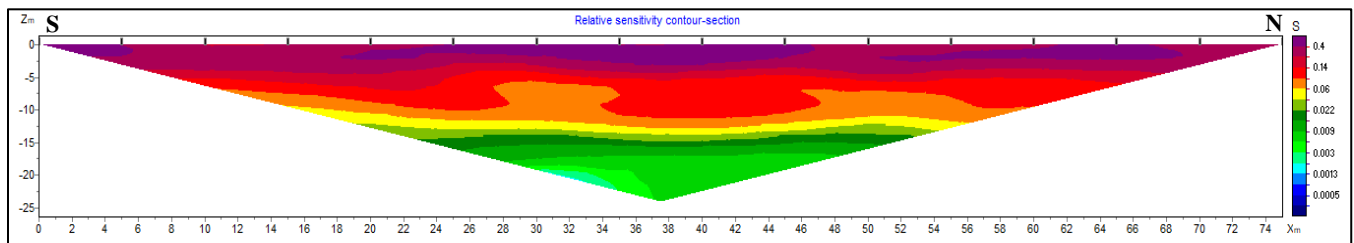


Figura 46. Pseudosección de sensibilidad de tomografía eléctrica N° 3 utilizando algoritmo *Smoothness constrained*.

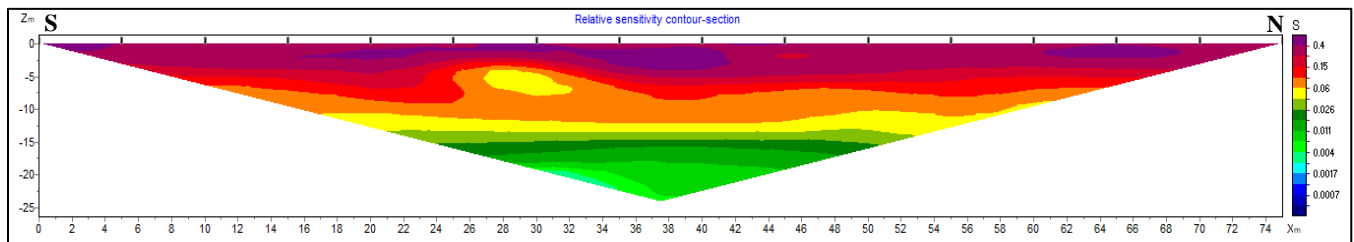


Figura 47. Pseudosección de sensibilidad de tomografía eléctrica N° 3 utilizando algoritmo *Focused*.

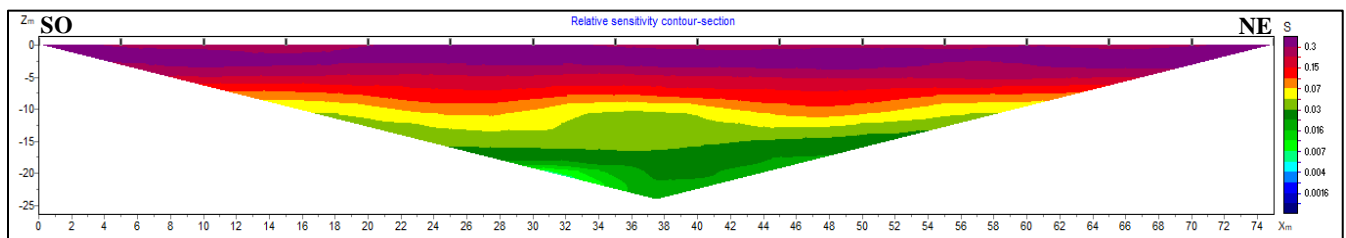


Figura 48. Pseudosección de sensibilidad de tomografía eléctrica N° 4 utilizando algoritmo *Smoothness constrained*.

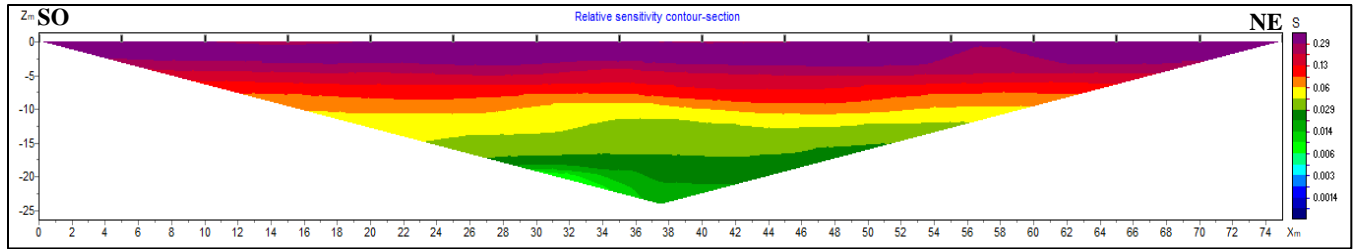


Figura 49. Pseudosección de sensibilidad de tomografía eléctrica N° 4 utilizando algoritmo *Focused*.

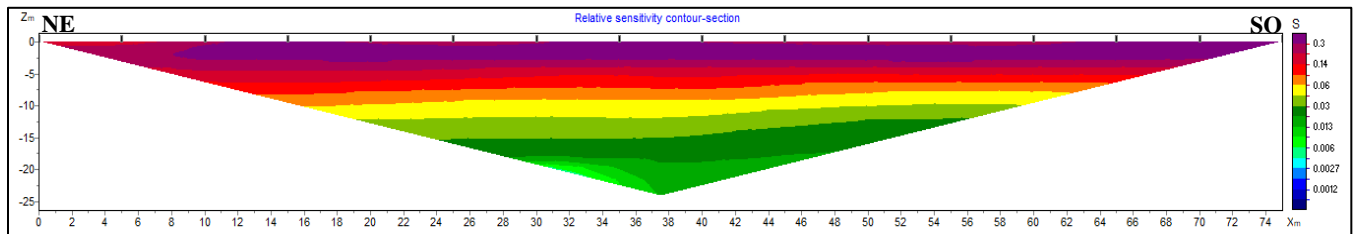


Figura 50. Pseudosección de sensibilidad de tomografía eléctrica N° 5 utilizando algoritmo *Smoothness constrained*.

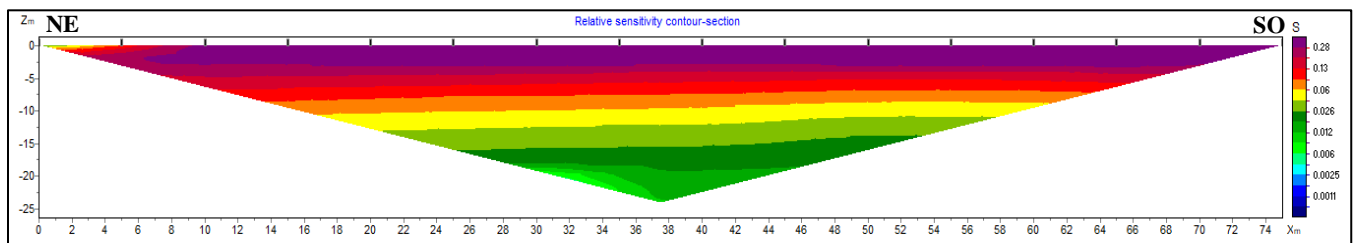


Figura 51. Pseudosección de sensibilidad de tomografía eléctrica N° 5 utilizando algoritmo *Focused*.

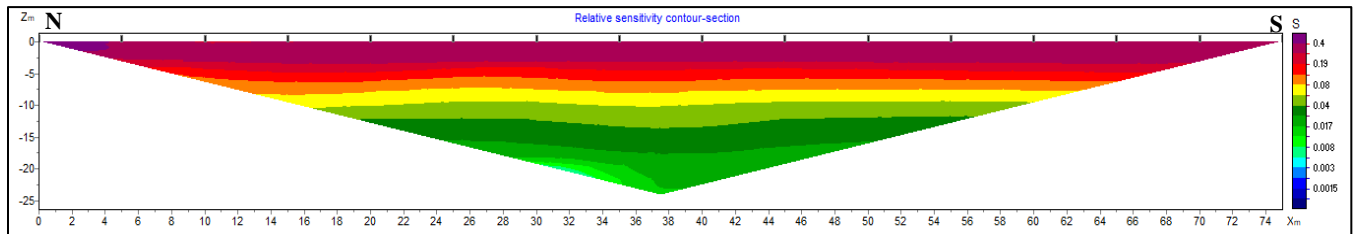


Figura 52. Pseudosección de sensibilidad de tomografía eléctrica N° 6 utilizando algoritmo *Smoothness constrained*.

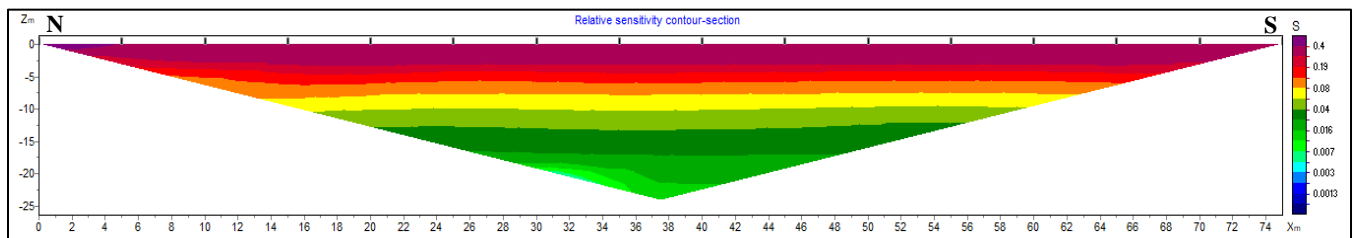


Figura 53. Pseudosección de sensibilidad de tomografía eléctrica N° 6 utilizando algoritmo *Focused*.



En la tabla 10 se resume los rangos de sensibilidad obtenidos en las seis tomografías analizadas, permitiendo evaluar el grado de resolución del modelo en función de la profundidad. La sensibilidad expresa la capacidad del modelo de responder adecuadamente a los cambios en la resistividad del subsuelo. Se distinguen tres intervalos principales: valores altos asociados a zonas donde la interpretación resulta moderadamente confiable, valores intermedios vinculados a un nivel de confiabilidad reducido y valores bajos donde la información carece de consistencia interpretativa. Esta clasificación, junto con los colores representados en los perfiles y los rangos obtenidos por los algoritmos *Smoothness Constrained* y *Focused*, permite definir con claridad las regiones del modelo donde la información es sólida y aquellas donde el grado de incertidumbre aumenta.



Sensibilidad					
Tomografía N° 1 Tomografía N° 2					
	Profundidad (m)				
Rango de sensibilidad	<i>Smoothness constrained</i>	<i>Focused</i>	Colores en el modelo	Nivel de confiabilidad	Interpretación posible
< 0,08	0 - 10		Rojo-violáceo, anaranjado	Moderadamente confiable	Permite identificar contrastes litológicos y tendencias de variación lateral considerados confiables para realizar ciertas interpretaciones.
0,08 - 0,016	10 - 20		Amarillo y tonalidades de verde	Baja confiabilidad	La resolución disminuye; solo admite interpretaciones generales y con precaución.
0,016 <	> 20		Tonos de verde claro	Nula confiabilidad	Carece de valor interpretativo, datos poco confiables el modelo no resuelve adecuadamente a esta profundidad.
Tomografía N° 3					
	Profundidad (m)				
Rango de sensibilidad	<i>Smoothness constrained</i>	<i>Focused</i>	Colores en el modelo	Nivel de confiabilidad	Interpretación posible
< 0,08	0 - 8	0 - 7	Rojo-violáceo	Moderadamente confiable	Permite identificar contrastes litológicos y tendencias de variación lateral considerados confiables para realizar ciertas interpretaciones.
0,08 - 0,016	8 - 16	7 - 15	Anaranjado, amarillo y verde oscuro	Baja confiabilidad	La resolución disminuye; solo admite interpretaciones generales y con precaución.
0,016 <	> 16	> 15	Tonos de verde claro	Nula confiabilidad	Carece de valor interpretativo, datos poco confiables el modelo no resuelve adecuadamente a esta profundidad.
Tomografía N° 4					
	Profundidad (m)				
Rango de sensibilidad	<i>Smoothness constrained</i>	<i>Focused</i>	Colores en el modelo	Nivel de confiabilidad	Interpretación posible
< 0,08	0 - 8		Rojo-violáceo	Moderadamente confiable	Permite identificar contrastes litológicos y tendencias de variación lateral considerados confiables para realizar ciertas interpretaciones.
0,08 - 0,016	8 - 20		Anaranjado, amarillo y verde oscuro	Baja confiabilidad	La resolución disminuye; solo admite interpretaciones generales y con precaución.
0,016 <	> 20		Tonos de verde claro	Nula confiabilidad	Carece de valor interpretativo, datos poco confiables donde el modelo no resuelve adecuadamente a esta profundidad.

Tomografía N° 5					
	Profundidad (m)				
Rango de sensibilidad	<i>Smoothness constrained</i>	<i>Focused</i>	Colores en el modelo	Nivel de confiabilidad	Interpretación posible
< 0,08	0 - 7	0 - 8	Rojo–violáceo	Moderadamente confiable	Permite identificar contrastes litológicos y tendencias de variación lateral considerados confiables para realizar ciertas interpretaciones.
0,08 - 0,016	7 - 18	8 - 20	Anaranjado, amarillo y verde oscuro	Baja confiabilidad	La resolución disminuye; solo admite interpretaciones generales y con precaución.
0,016 <	> 18	> 20	Tonos de verde claro	Nula confiabilidad	Carece de valor interpretativo, datos poco confiables donde el modelo no resuelve adecuadamente a esta profundidad.
Tomografía N° 6					
	Profundidad (m)				
Rango de sensibilidad	<i>Smoothness constrained</i>	<i>Focused</i>	Colores en el modelo	Nivel de confiabilidad	Interpretación posible
< 0,08	0 - 7	0 - 7	Rojo–violáceo, anaranjado	Moderadamente confiable	Permite identificar contrastes litológicos y tendencias de variación lateral considerados confiables para realizar ciertas interpretaciones.
0,08 - 0,016	7 - 21	7 - 20	Anaranjado, amarillo y verde oscuro	Baja confiabilidad	La resolución disminuye; solo admite interpretaciones generales y con precaución.
0,016 <	> 21	> 20	Tonos de verde claro	Nula confiabilidad	Carece de valor interpretativo, datos poco confiables donde el modelo no resuelve adecuadamente a esta profundidad.

Tabla 10: Resumen de datos de pseudosecciones de sensibilidad de las seis tomografías con algoritmos *Smoothness constrained* y *Focused*.

### 7.3.3. Calidad del modelo

En este apartado se presentan las pseudosecciones de calidad del modelo obtenidas de las seis tomografías procesadas mediante el algoritmo *Smoothness Constrained* (Fig. 54), (Fig. 56), (Fig. 58), (Fig. 60), (Fig. 62) y (Fig. 64) y el algoritmo *Focused* (Fig. 55), (Fig. 57), (Fig. 59), (Fig. 61), (Fig. 63) y (Fig. 65). La calidad del modelo (Q) es un parámetro que resume qué tan bien el modelo invertido explica los datos medidos en campo, es un índice que integra el ajuste a los datos, la suavidad y estabilidad del modelo, la sensibilidad y la profundidad efectiva de investigación para indicar qué tan confiable es el resultado final.

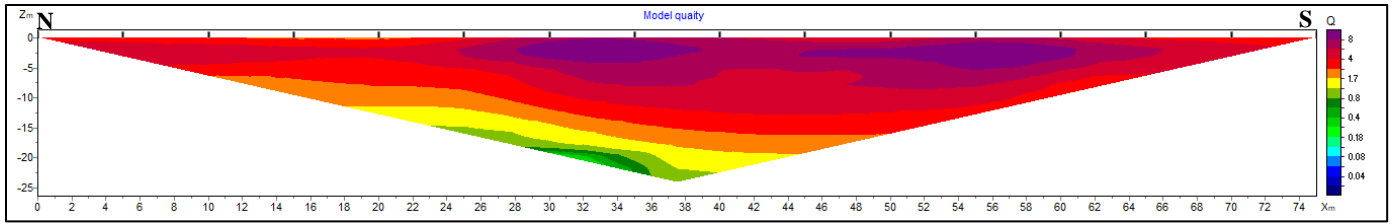


Figura 54. Pseudosección de calidad del modelo de tomografía eléctrica N° 1 utilizando algoritmo *Smoothness constrained*.

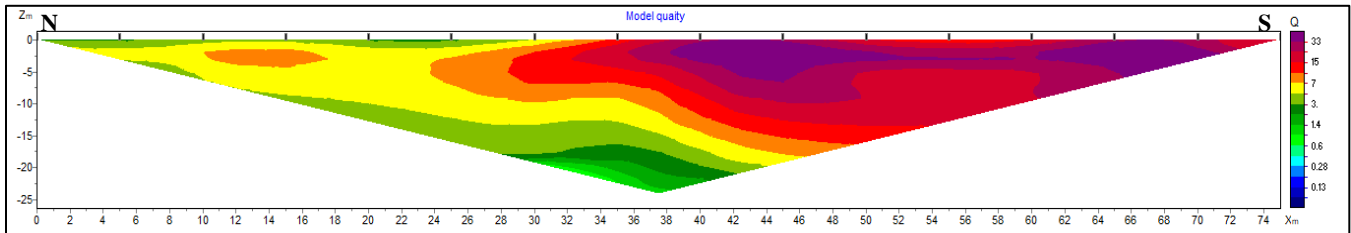


Figura 55. Pseudosección de calidad del modelo de tomografía eléctrica N° 1 utilizando algoritmo *Focused*.

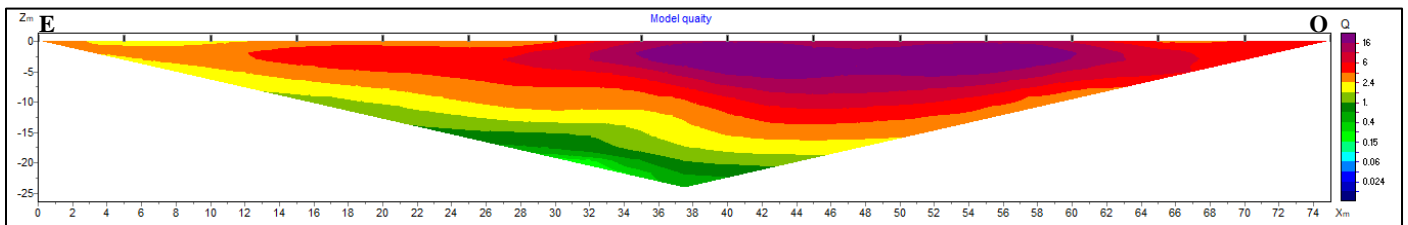


Figura 56. Pseudosección de calidad del modelo de tomografía eléctrica N° 2 utilizando algoritmo *Smoothness constrained*.

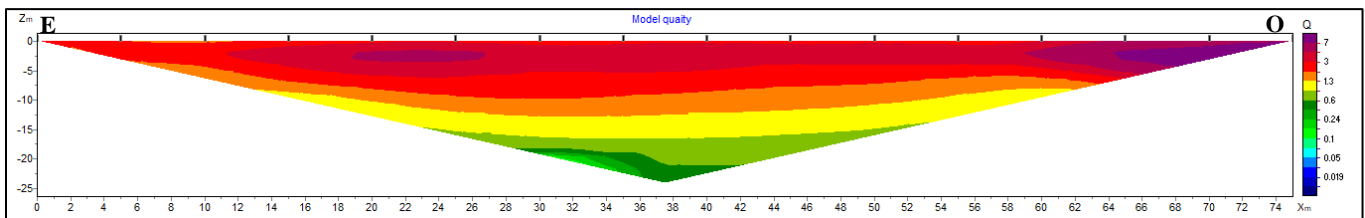


Figura 57. Pseudosección de calidad del modelo de tomografía eléctrica N° 2 utilizando algoritmo *Focused*.

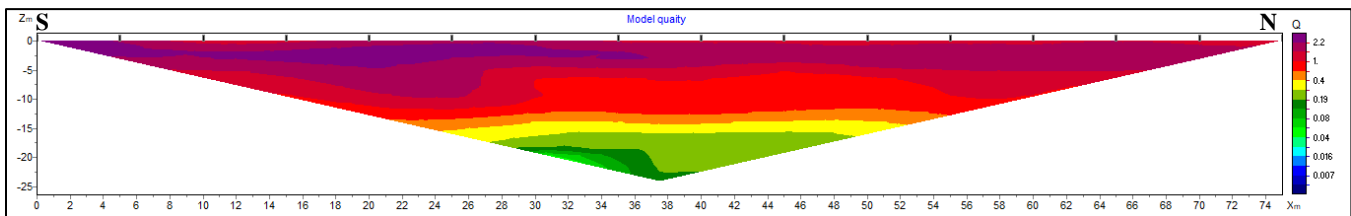


Figura 58. Pseudosección de calidad de modelo de tomografía eléctrica N° 3 utilizando algoritmo *Smoothness constrained*.

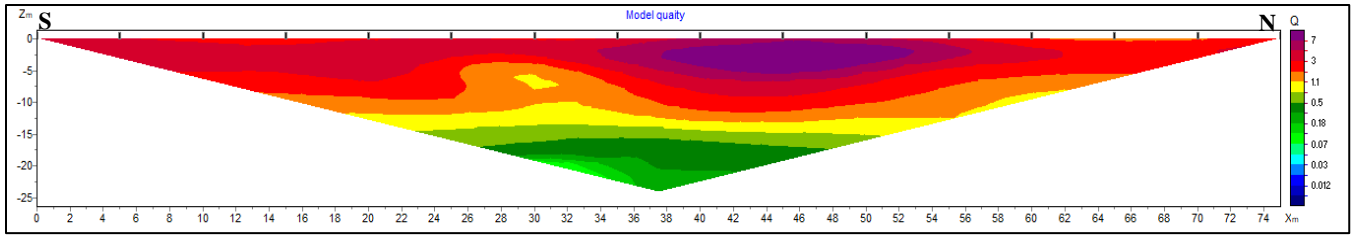


Figura 59. Pseudosección de calidad del modelo de tomografía eléctrica N° 3 utilizando algoritmo *Focused*.

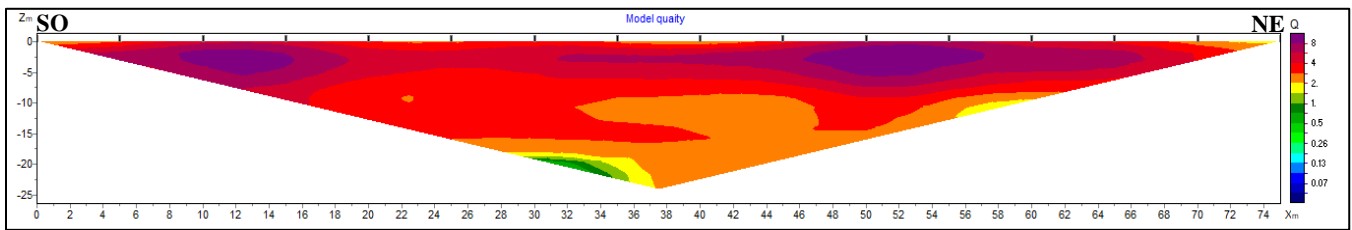


Figura 60. Pseudosección de calidad del modelo de tomografía eléctrica N° 4 utilizando algoritmo *Smoothness constrained*.

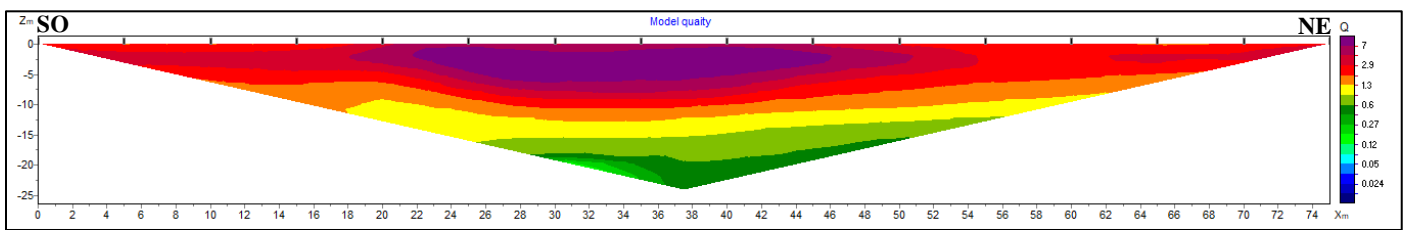


Figura 61. Pseudosección de calidad del modelo de tomografía eléctrica N° 4 utilizando algoritmo *Focused*.

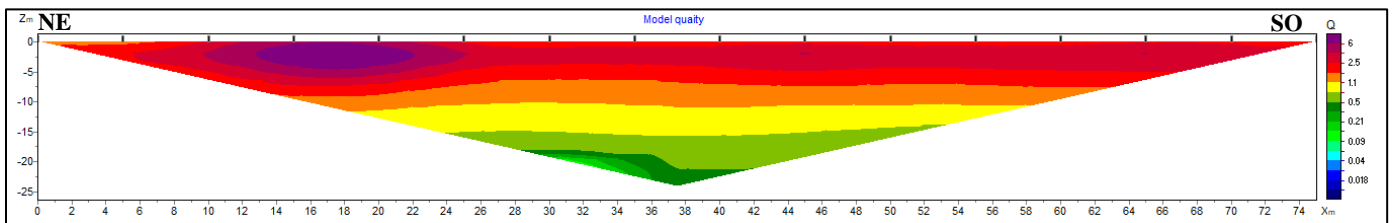


Figura 62. Pseudosección de calidad del modelo de tomografía eléctrica N° 5 utilizando algoritmo *Smoothness constrained*.

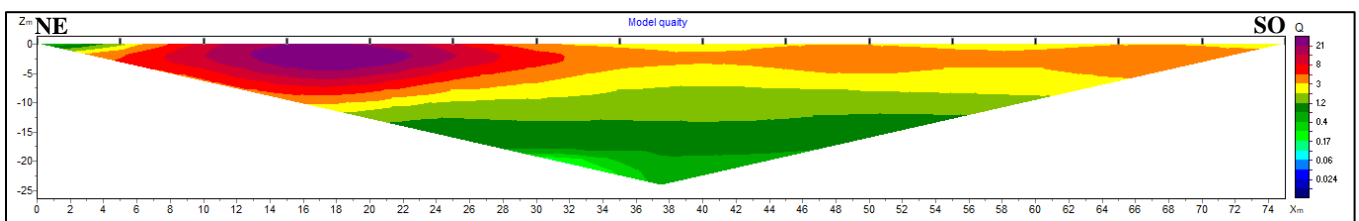


Figura 63. Pseudosección de calidad del modelo de tomografía eléctrica N° 5 utilizando algoritmo *Focused*.

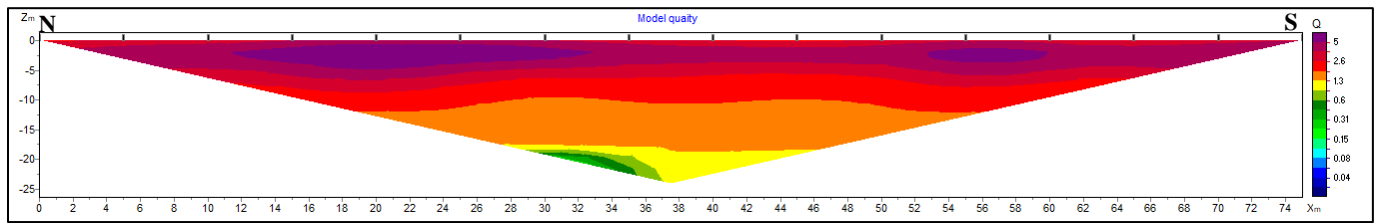


Figura 64. Pseudosección de calidad del modelo de tomografía eléctrica N° 6 utilizando algoritmo *Smoothness constrained*.

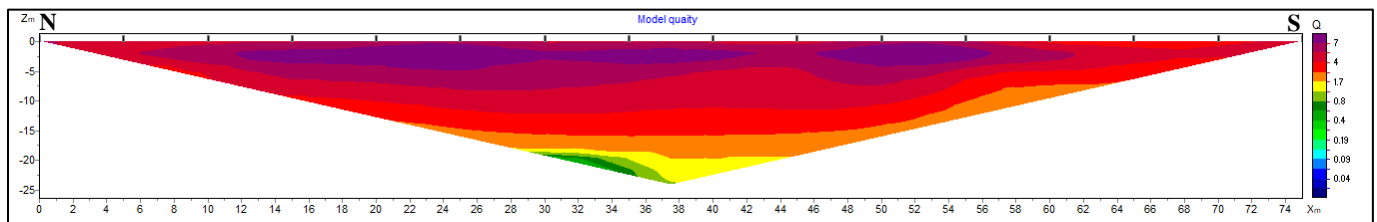


Figura 65. Pseudosección de control de calidad de tomografía eléctrica N° 6 utilizando algoritmo *Focused*.

A través de este parámetro es posible identificar qué sectores del modelo presentan un ajuste más adecuado entre los datos observados y los calculados por el algoritmo, así como reconocer aquellas zonas donde la resolución disminuye debido a limitaciones de sensibilidad, ruido o restricciones propias del arreglo de adquisición.

En la tabla 11 se resume la distribución de los valores de  $Q$  de las tomografías obtenidas, diferenciando la respuesta obtenida con los algoritmos *Smoothness Constrained* y *Focused*. Se detallan los intervalos de profundidad asociados a cada rango de calidad, junto con su interpretación y las posibles causas que condicionan la confiabilidad del modelo. Este análisis comparativo permite valorar la estabilidad del resultado final y determinar en qué sectores las interpretaciones geoelectricas posee mayor sustento.



Calidad del modelo (Q)				
Tomografía N° 1				
Profundidad (m)				
Rango de valores de calidad del modelo	<i>Smoothness constrained</i>	<i>Focused</i>	Interpretación / Confiabilidad	Causas posibles
$Q > 2,0$	0 - 7 sector norte / 10 sector sur	Sector sur de 0 - 19, el sector norte presenta valores menores de Q	Alta calidad del modelo. Sector confiable y estable. Buen ajuste entre datos observados y calculados. Apto para interpretación.	Buena cobertura de datos y elevada sensibilidad en superficie.
$1,0 < Q \leq 2,0$	7/10 -19	> 19	Calidad intermedia. Confiabilidad media. Ajuste aceptable, pero con disminución progresiva de estabilidad.	Cambios bruscos de resistividad, menor densidad de información o limitaciones en la cobertura de datos.
$1,0 > Q$	> 19		Baja calidad del modelo. Zona poco confiable, estabilidad baja. El ajuste entre datos observados y calculados es débil.	Menor menor sensibilidad de los datos en profundidad, ruido en los datos, heterogeneidades o limitada resolución del arreglo.
Comparación entre algoritmos				
Algoritmo	Comportamiento de Q			
<i>Focused</i>	Presenta mayores valores de calidad del modelo (Q) en el perfil principalmente en el sector sur, mostrando zonas más confiables para interpretación.			
<i>Smoothness Constrained</i>	Muestra valores de Q menores, pero presenta distribución lateral de Q uniforme, evidenciando que los valores de Q no se restringen a un único sector lo que refuerza la interpretación global del modelo.			
Tomografía N° 2				
Profundidad (m)				
Rango de valores de calidad del modelo	<i>Smoothness constrained</i>	<i>Focused</i>	Interpretación / Confiabilidad	Causas posibles
$Q > 2,0$	0 - 10 sector este / 15 sector oeste	0 - 9	Alta calidad del modelo. Sector confiable y estable. Buen ajuste entre datos observados y calculados. Apto para interpretación.	Buena cobertura de datos y elevada sensibilidad en superficie.
$1,0 < Q \leq 2,0$	10 / 15 -20	9 - 15	Calidad intermedia. Confiabilidad media. Ajuste aceptable, pero con disminución progresiva de estabilidad.	Cambios bruscos de resistividad, menor densidad de información o limitaciones en la cobertura de datos.
$1,0 > Q$	> 20	> 15	Baja calidad del modelo. Zona poco confiable, estabilidad baja. El ajuste entre datos observados y calculados es débil.	Menor menor sensibilidad de los datos en profundidad, ruido en los datos, heterogeneidades o limitada resolución del arreglo.
Comparación entre algoritmos				
Algoritmo	Comportamiento de Q			
<i>Focused</i>	Muestra valores de Q menores.			
<i>Smoothness Constrained</i>	Presenta mayores valores de calidad del modelo (Q) en el perfil principalmente en el centro, mostrando zonas más confiables para interpretación.			



Tomografía N° 3				
	Profundidad (m)			
Rango de valores de calidad del modelo	<i>Smoothness constrained</i>	<i>Focused</i>	Interpretación / Confiabilidad	Causas posibles
$Q > 2,0$	0 - 5	0 - 10	Alta calidad del modelo. Sector confiable y estable. Buen ajuste entre datos observados y calculados. Apto para interpretación.	Buena cobertura de datos y elevada sensibilidad en superficie.
$1,0 < Q \leq 2,0$	5 - 10	10 - 15	Calidad intermedia. Confiabilidad media. Ajuste aceptable, pero con disminución progresiva de estabilidad.	Cambios bruscos de resistividad, menor densidad de información o limitaciones en la cobertura de datos.
$1,0 > Q$	> 10	> 15	Baja calidad del modelo. Zona poco confiable, estabilidad baja. El ajuste entre datos observados y calculados es débil.	Menor menor sensibilidad de los datos en profundidad, ruido en los datos, heterogeneidades o limitada resolución del arreglo.
Comparación entre algoritmos				
Algoritmo	Comportamiento de Q			
<i>Focused</i>	Presenta mayores valores de calidad del modelo (Q) en el perfil, mostrando zonas más confiables para interpretación.			
<i>Smoothness Constrained</i>	Muestra valores de Q menores.			
Tomografía N° 4				
	Profundidad (m)			
Rango de valores de calidad del modelo	<i>Smoothness constrained</i>	<i>Focused</i>	Interpretación / Confiabilidad	Causas posibles
$Q > 2,0$	0 - 18	0 - 10	Alta calidad del modelo. Sector confiable y estable. Buen ajuste entre datos observados y calculados. Apto para interpretación.	Buena cobertura de datos y elevada sensibilidad en superficie.
$1,0 < Q \leq 2,0$	18 - 25	10 - 15	Calidad intermedia. Confiabilidad media. Ajuste aceptable, pero con disminución progresiva de estabilidad.	Cambios bruscos de resistividad, menor densidad de información o limitaciones en la cobertura de datos.
$1,0 > Q$		> 15	Baja calidad del modelo. Zona poco confiable, estabilidad baja. El ajuste entre datos observados y calculados es débil.	Menor menor sensibilidad de los datos en profundidad, ruido en los datos, heterogeneidades o limitada resolución del arreglo.
Comparación entre algoritmos				
Algoritmo	Comportamiento de Q			
<i>Focused</i>	Muestra valores de Q menores.			
<i>Smoothness Constrained</i>	Presenta mayores valores de calidad del modelo (Q) en el perfil.			

Tomografía N° 5				
	Profundidad (m)			
Rango de valores de calidad del modelo	<i>Smoothness constrained</i>	<i>Focused</i>	Interpretación / Confiabilidad	Causas posibles
$Q > 2,0$	0 - 7	0 - 10	Alta calidad del modelo. Sector confiable y estable. Buen ajuste entre datos observados y calculados. Apto para interpretación.	Buena cobertura de datos y elevada sensibilidad en superficie.
$1,0 < Q \leq 2,0$	7 - 15	10 - 18	Calidad intermedia. Confiabilidad media. Ajuste aceptable, pero con disminución progresiva de estabilidad.	Cambios bruscos de resistividad, menor densidad de información o limitaciones en la cobertura de datos.
$1,0 > Q$	> 15	> 18	Baja calidad del modelo. Zona poco confiable, estabilidad baja. El ajuste entre datos observados y calculados es débil.	Menor menor sensibilidad de los datos en profundidad, ruido en los datos, heterogeneidades o limitada resolución del arreglo.
Comparación entre algoritmos				
Algoritmo	Comportamiento de Q			
<i>Focused</i>	Presenta mayores valores de calidad del modelo (Q) en el perfil, mostrando zonas más confiables para interpretación.			
<i>Smoothness Constrained</i>	Muestra valores de Q menores.			
Tomografía N° 6				
	Profundidad (m)			
Rango de valores de calidad del modelo	<i>Smoothness constrained</i>	<i>Focused</i>	Interpretación / Confiabilidad	Causas posibles
$Q > 2,0$	0 - 10	0 - 14	Alta calidad del modelo. Sector confiable y estable. Buen ajuste entre datos observados y calculados. Apto para interpretación.	Buena cobertura de datos y elevada sensibilidad en superficie.
$1,0 < Q \leq 2,0$	10 - 20	14 - 20	Calidad intermedia. Confiabilidad media. Ajuste aceptable, pero con disminución progresiva de estabilidad.	Cambios bruscos de resistividad, menor densidad de información o limitaciones en la cobertura de datos.
$1,0 > Q$	> 20	> 20	Baja calidad del modelo. Zona poco confiable, estabilidad baja. El ajuste entre datos observados y calculados es débil.	Menor menor sensibilidad de los datos en profundidad, ruido en los datos, heterogeneidades o limitada resolución del arreglo.
Comparación entre algoritmos				
Algoritmo	Comportamiento de Q			
<i>Focused</i>	Presenta mayores valores de calidad del modelo (Q) en el perfil, mostrando zonas más confiables para interpretación.			
<i>Smoothness Constrained</i>	Muestra valores de Q menores.			

Tabla 11: Resumen de datos de pseudosecciones de calidad del modelo (Q) de las seis tomografías para los algoritmos *Smoothness constrained* y *Focused*.

### 7.3.4. Depth of Investigation (DOI)

El parámetro *Depth of Investigation* (DOI) permite evaluar la profundidad real hasta la cual el modelo de resistividad obtenido es confiable y está adecuadamente sustentado por los datos medidos. En las pseudosecciones de DOI de las seis tomografías se visualiza variaciones en sentido vertical, evidenciando tres sectores bien diferenciados: una zona superficial de alta confiabilidad, una franja intermedia de transición con confiabilidad moderada y un tramo profundo donde la resolución disminuye considerablemente. Además, la comparación entre los algoritmos *Smoothness Constrained* (Fig. 66), (Fig. 68), (Fig. 70), (Fig. 72), (Fig. 73) y (Fig. 75) y *Focused* (Fig. 67), (Fig. 69), (Fig. 71), (Fig. 73), (Fig. 75) y (Fig. 77) muestra que ambos producen resultados coherentes entre sí, alcanzando profundidades de investigación equivalentes y reforzando la estabilidad general del modelo. En la tabla 12 se resume los rangos de DOI identificados, profundidades asociadas y la confiabilidad del modelo en cada sector. La tabla 13 sintetiza las conclusiones de la comparación entre los algoritmos utilizados en cuanto a los valores de DOI obtenidos.

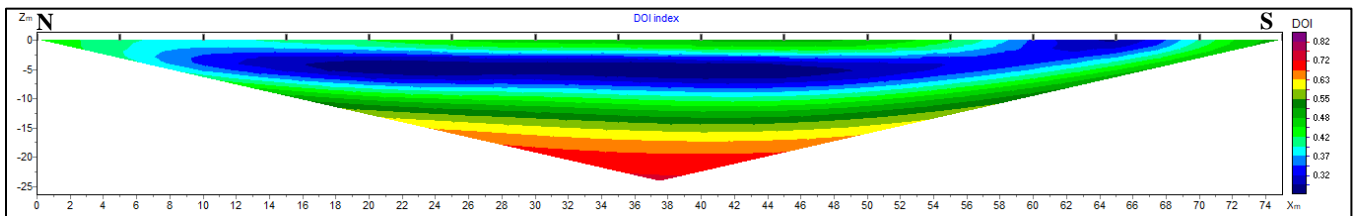


Figura 66. Pseudosección de DOI de tomografía eléctrica N° 1 utilizando algoritmo *Smoothness constrained*.

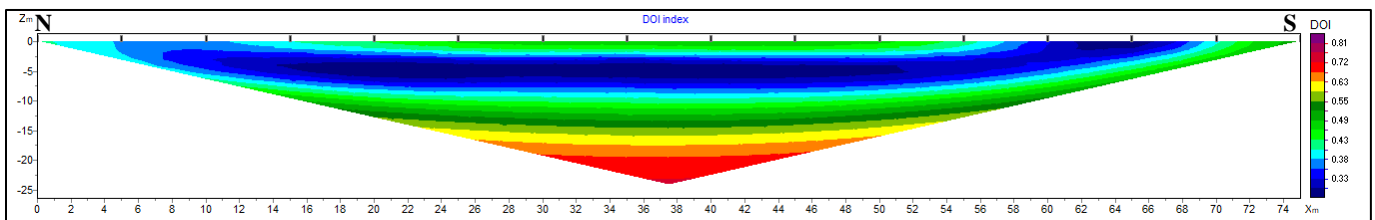


Figura 67. Pseudosección de DOI de tomografía eléctrica N° 1 utilizando algoritmo *Focused*.

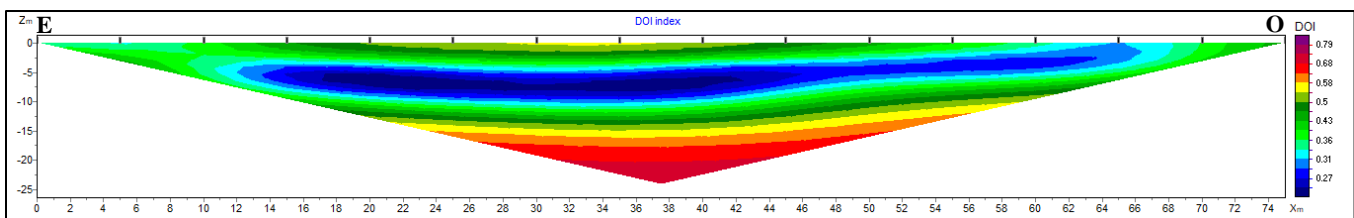


Figura 68. Pseudosección de DOI de tomografía eléctrica N° 2 utilizando algoritmo *Smoothness constrained*.

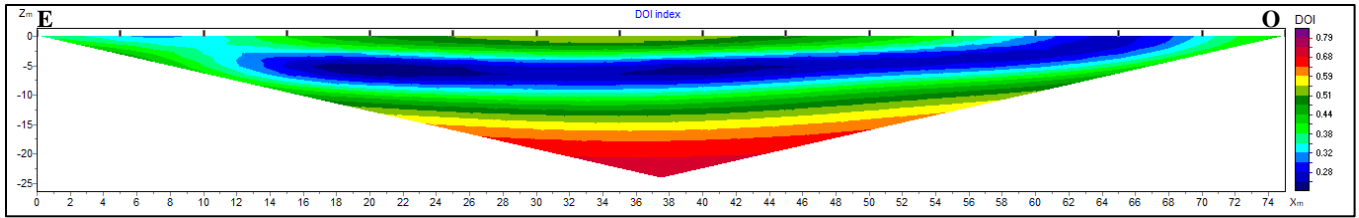


Figura 69. Pseudosección de DOI de tomografía eléctrica N° 2 utilizando algoritmo *Focused*.

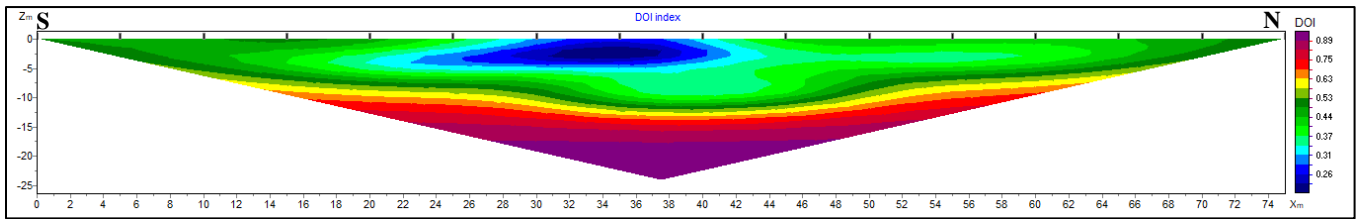


Figura 70. Pseudosección de DOI de tomografía eléctrica N° 3 utilizando algoritmo *Smoothness constrained*.

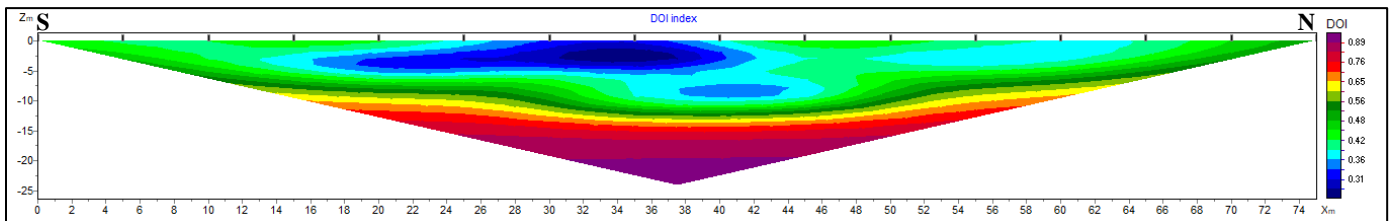


Figura 71. Pseudosección de DOI de tomografía eléctrica N° 3 utilizando algoritmo *Focused*.

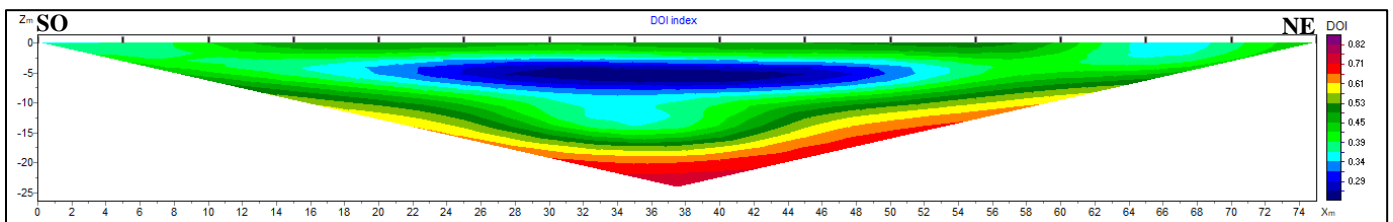


Figura 72. Pseudosección de DOI de tomografía eléctrica N° 4 utilizando algoritmo *Smoothness constrained*.

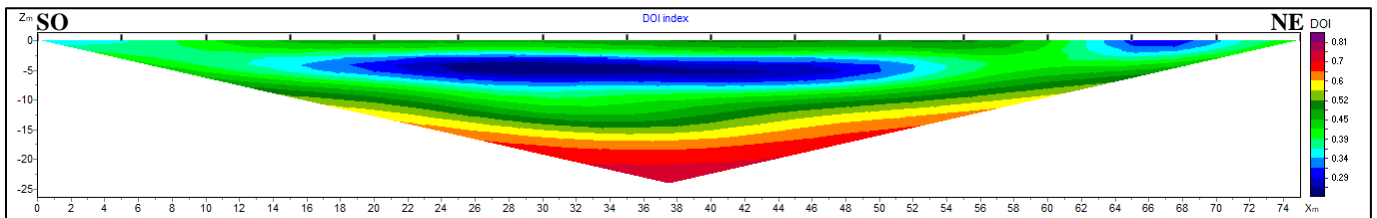


Figura 73. Pseudosección de DOI de tomografía eléctrica N° 4 utilizando algoritmo *Focused*.

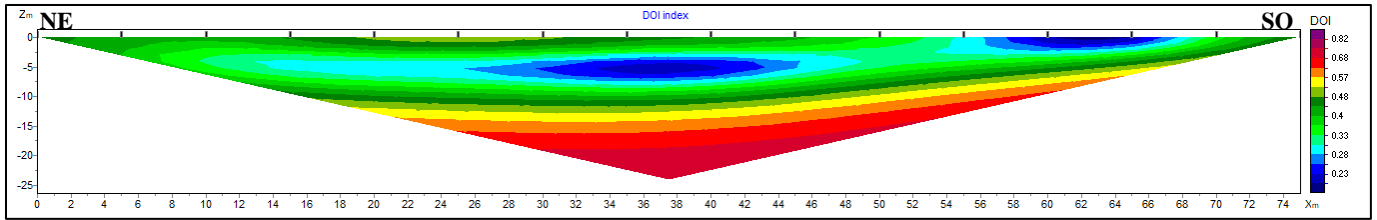


Figura 74. Pseudosección de DOI de tomografía eléctrica N° 5 utilizando algoritmo *Smoothness constrained*.

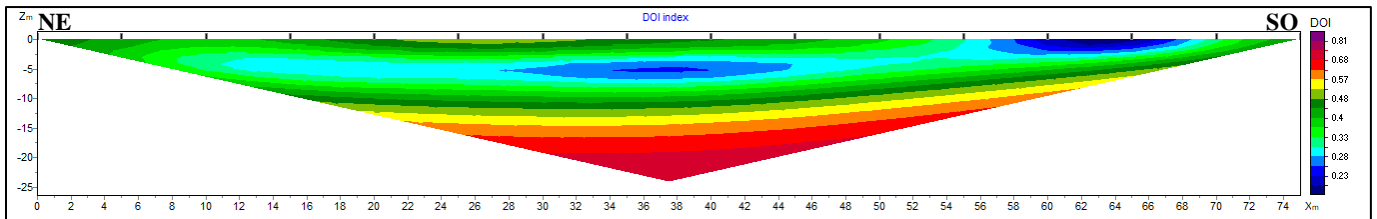


Figura 75. Pseudosección de DOI de tomografía eléctrica N° 5 utilizando algoritmo *Focused*.

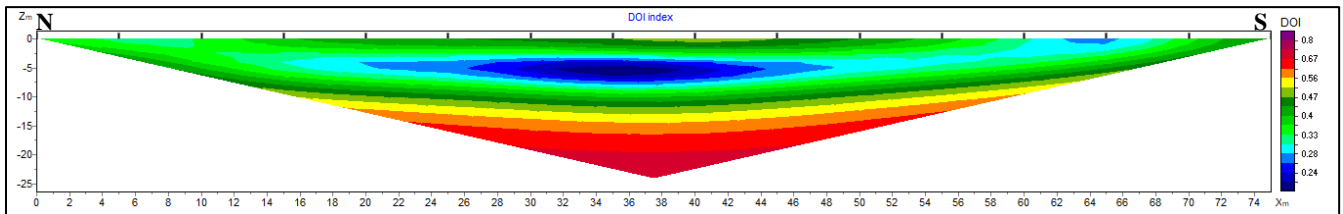


Figura 76. Pseudosección de DOI de tomografía eléctrica N° 6 utilizando algoritmo *Smoothness constrained*.

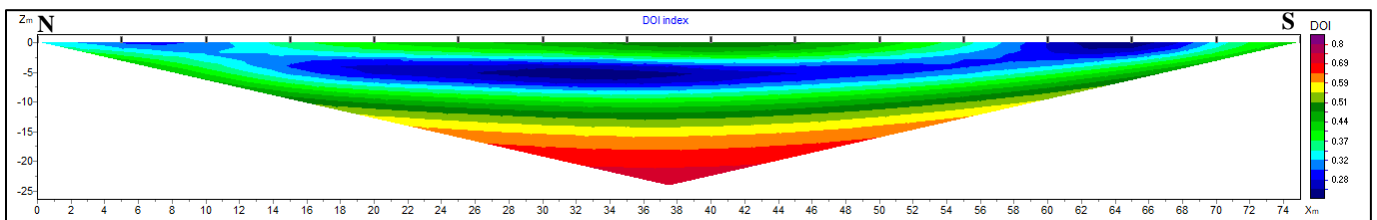


Figura 77. Pseudosección de DOI de tomografía eléctrica N° 6 utilizando algoritmo *Focused*.



DOI				
Tomografía N° 1				
Profundidad (m)				
Rango de DOI	<i>Smoothness constrained</i>	<i>Focused</i>	Confiabilidad del modelo	Interpretación
DOI < 0,40 considerándose bajo a intermedio	0 - 10 (zona central superior)	0 - 10 (zona central superior)	Excelente a muy buena	Alta confiabilidad en la estimación de resistividad. Contrastes eléctricos bien definidos y aptos para interpretación.
0,40 - 0,60	10 - 15 (zona intermedia)	10 - 15 (zona intermedia)	Moderada	Zona de transición. Resultados interpretables, pero con precisión algo reducida.
DOI > 0,60	> 15 (zona profunda)	> 15 (zona profunda)	Baja	Resolución limitada. Interpretaciones con cautela y respaldo en información geológica.
Tomografía N° 2				
Profundidad (m)				
Rango de DOI	<i>Smoothness constrained</i>	<i>Focused</i>	Confiabilidad del modelo	Interpretación
DOI < 0,40	0 - 13 (zona central superior)	0 - 11	Excelente a muy buena	Alta confiabilidad en la estimación de resistividad. Contrastes eléctricos bien definidos y aptos para interpretación.
0,40 – 0,60	13 - 17 (zona intermedia)	11 - 17	Moderada	Zona de transición. Resultados interpretables, pero con precisión algo reducida.
DOI > 0,60	> 17	> 17	Baja	Resolución limitada. Interpretaciones con cautela y respaldo en información geológica.



Tomografía N° 3				
	Profundidad (m)			
Rango de DOI	<i>Smoothness constrained</i>	<i>Focused</i>	Confiabilidad del modelo	Interpretación
DOI < 0,40	0 - 7	0 - 7	Excelente a muy buena	Alta confiabilidad en la estimación de resistividad. Contrastes eléctricos bien definidos y aptos para interpretación.
0,40 – 0,60	7 - 12	7 - 13	Moderada	Zona de transición. Resultados interpretables, pero con precisión algo reducida.
0,60 - 0,80	12 - 18	13 - 17	Baja	Resolución limitada. Interpretaciones con cautela y respaldo en información geológica.
DOI > 0,80	> 18	> 17	Muy baja	No es interpretada de manera directa
Tomografía N° 4				
	Profundidad (m)			
Rango DOI	<i>Smoothness constrained</i>	<i>Focused</i>	Confiabilidad del modelo	Interpretación
DOI < 0,40	0 - 10	0 - 10	Excelente a muy buena	Alta confiabilidad en la estimación de resistividad. Contrastes eléctricos bien definidos y aptos para interpretación.
0,40 – 0,60	10 - 20	10 - 16	Moderada	Zona de transición. Resultados interpretables, pero con precisión algo reducida.
DOI > 0,60	> 20	> 17	Baja	Resolución limitada. Interpretaciones con cautela y respaldo en información geológica.

Tomografía N° 5				
	Profundidad (m)			
Rango de DOI	<i>Smoothness constrained</i>	<i>Focused</i>	Confiabilidad del modelo	Interpretación
DOI < 0,40	0 - 10	0 - 9	Excelente a muy buena	Alta confiabilidad en la estimación de resistividad. Contrastes eléctricos bien definidos y aptos para interpretación.
0,40 – 0,60	10 - 14	9 - 14	Moderada	Zona de transición. Resultados interpretables, pero con precisión algo reducida.
DOI > 0,60	> 14	> 14	Baja	Resolución limitada. Interpretaciones con cautela y respaldo en información geológica.

Tomografía N° 6				
	Profundidad (m)			
Rango de DOI	<i>Smoothness constrained</i>	<i>Focused</i>	Confiabilidad del modelo	Interpretación
DOI < 0,40	0 - 10	0 - 9	Excelente a muy buena	Alta confiabilidad en la estimación de resistividad. Contrastes eléctricos bien definidos y aptos para interpretación.
0,40 – 0,60	10 - 16	9 - 16	Moderada	Zona de transición. Resultados interpretables, pero con precisión algo reducida.
DOI > 0,60	> 16	> 16	Baja	Resolución limitada. Interpretaciones con cautela y respaldo en información geológica.

Tabla 12: resumen de datos de pseudosecciones de DOI de las seis tomografías para los algoritmos *Smoothness constrained* y *Focused*.

Comparación entre algoritmos	
<b>Algoritmo</b>	
<i>Focused</i>	Ambos algoritmos presentan valores similares y coherentes. Profundidad de investigación equivalente. Los dos algoritmos muestran el mismo comportamiento gradual del DOI. Sin diferencias significativas. Coincidencia entre algoritmos: ambos muestran valores altos de DOI y baja confiabilidad en profundidad.
<i>Smoothness Constrained</i>	

Tabla 13: síntesis de la comparación entre algoritmos en cuanto a los valores de DOI obtenidos.

### 7.3.5. Comparación de modelos

La tabla 14 presenta una comparación entre los algoritmos *Smoothness Constrained* y *Focused* en base a los resultados del análisis de calidad de los datos. En la tabla 15 se muestra una comparación de ambos algoritmos respecto a parámetros relevantes para el objetivo de estudio. Esta comparación permite visualizar ventajas y limitaciones de cada método y en conjunto facilita una evaluación integrada contribuyendo a seleccionar el algoritmo más adecuado para las características del subsuelo y los objetivos de estudio.

	<i>Smoothness constrained</i>	<i>Focused</i>
<b>RMS</b>	Menor	Mayor
<b>Sensibilidad</b>	Presentan niveles equivalentes de sensibilidad	
<b>Calidad del modelo</b>	No presentan diferencias significativas	
<b>DOI</b>	No presentan diferencias significativas	

Referencias: ■ BUENO ■ MODERADO ■ MALO

Tabla 14: comparación de resultados del análisis de datos post - inversión de cada método.

	<i>Smoothness constrained</i>	<i>Focused</i>
<b>Cantidad de unidades identificadas</b>	3	2
<b>Resolución vertical y horizontal</b>	Mayor capacidad de distinguir cambios graduales	Menor capacidad de distinguir cambios graduales
<b>Sensibilidad a cambios litológico</b>	Alta	Moderada
<b>Mejor contraste</b>	Transiciones suaves	Transiciones abruptas, remarca de forma nítida los límites entre unidades
<b>Interpretación geológica</b>	Ajusta mejor al objetivo de estudio / más adecuado	Menos adecuado para objetivo de estudio

Referencias: ■ BUENO ■ MODERADO ■ MALO

Tabla 15: ventajas y limitaciones de cada método.

A partir de las comparaciones realizadas, el algoritmo *Smoothness constrained* se presenta como el más adecuado para el objetivo de estudio, ya que ofrece una mejor capacidad para distinguir cambios graduales, identifica un mayor número de unidades, se obtuvo un menor RMS y se ajusta de manera más coherente con las características geológicas esperadas.



### 7.4. Resultados de Laboratorio

Se tuvo como objetivo conocer el material predominante a lo largo del perfil y el porcentaje de material fino presente. Por ello, a las muestras testigos y de *cutting* se realizaron ensayos granulométricos para ser clasificadas según el Sistema Unificado de Clasificación de Suelos (SUCS), conforme a la norma ASTM D2487. Los resultados de laboratorio fueron proporcionados por la empresa CONSULVAL S.R.L en formato de planilla para ensayos granulométricos (Fig. 78). En base a las descripciones macroscópicas de campo de las muestras testigos y los resultados de laboratorio se propone las columnas estratigráficas del subsuelo presentadas en la fig. 79 para el pozo 1 y en la fig. 80 para el pozo 2. En la tabla 15 presentada en el anexo de este informe, se tiene la simbología y la clasificación del sistema Unificado de Clasificación de Suelos (SUCS).

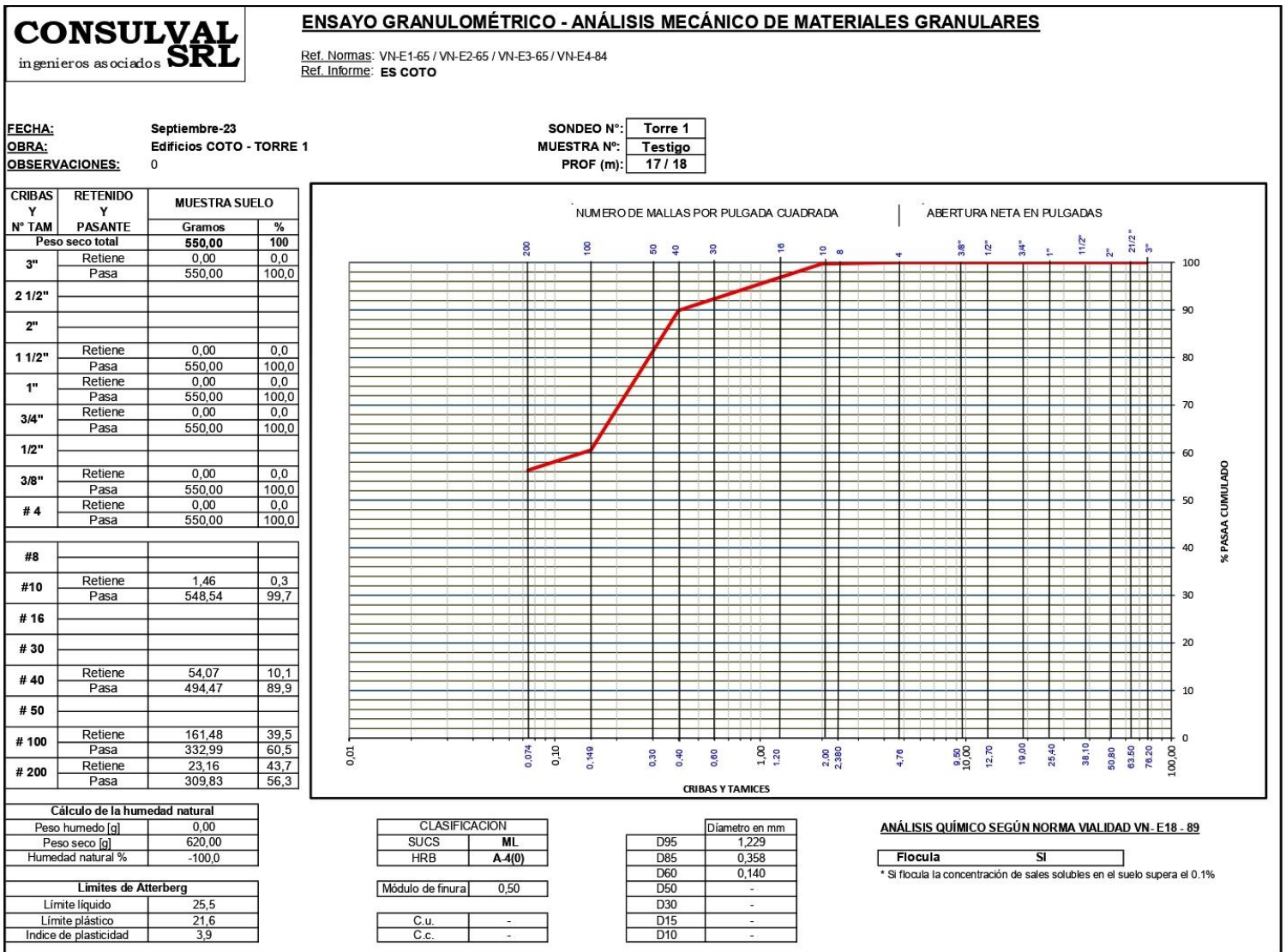


Figura 78. Planilla de resultados proporcionada por muestra.



En las figura 79a en conjunto con la figura 79b y la figura 80a en conjunto con la figura 80b se resumen e integra la información obtenida a partir de los sondeos realizados, expresando para cada intervalo su cota, profundidad correspondiente en metros medidos desde el nivel del terreno, la clasificación del suelo según el sistema SUCS, la descripción macroscópica de campo y porcentaje de material pasante por el tamiz # 200, las características texturales observadas y foto de las muestras testigos extraídas.

Se propone la separación en tres capas principales en el perfil litológico respondiendo a cambios en las características texturales y de consolidación de los materiales observados. La unidad superior denominada como capa 1 corresponde a un nivel de arena, asociado a depósitos superficiales recientes interpretado como depósitos aluviales y coluviales.

Por debajo, se identifica una unidad intermedia denominada como capa 2, constituida por areniscas de características friables, limolitas friables o sedimentitas donde la roca se encuentra con diferentes grados de meteorización, lo que indica un estado transicional entre los sedimentos y el sustrato rocoso o Grupo Neuquén propiamente dicho.

Finalmente, la unidad inferior denominada como capa 3, se observa que presenta un mayor grado de compactación y menor grado de alteración. Se encuentra constituida por alternancias entre limolitas y areniscas donde por las características litológicas y ubicación se infiere que corresponden a las sedimentitas de la Formación Bajo de la Carpa de la unidad geológica de Grupo Neuquén.

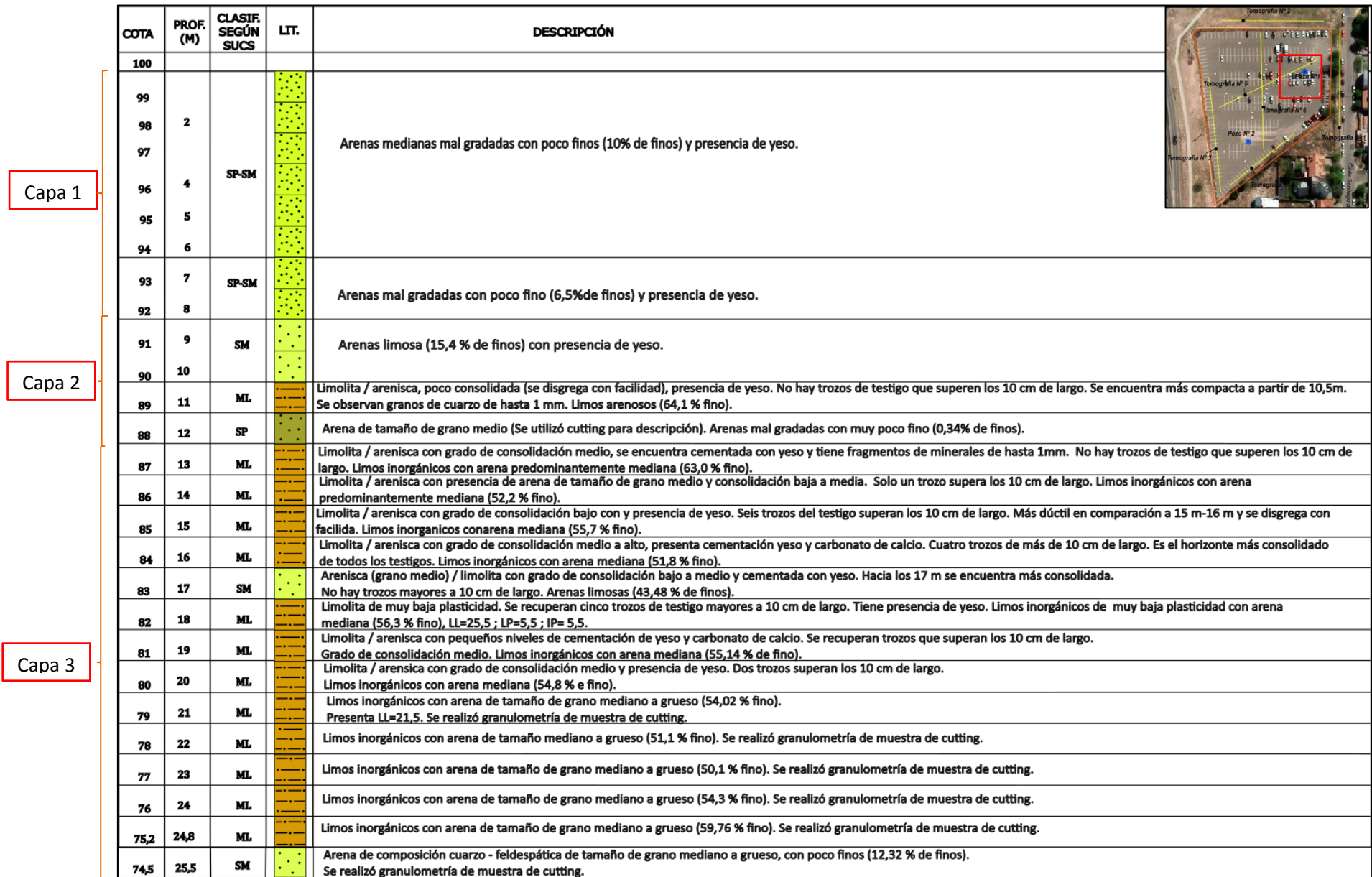


Figura 79a. Estratigrafía pozo 1.

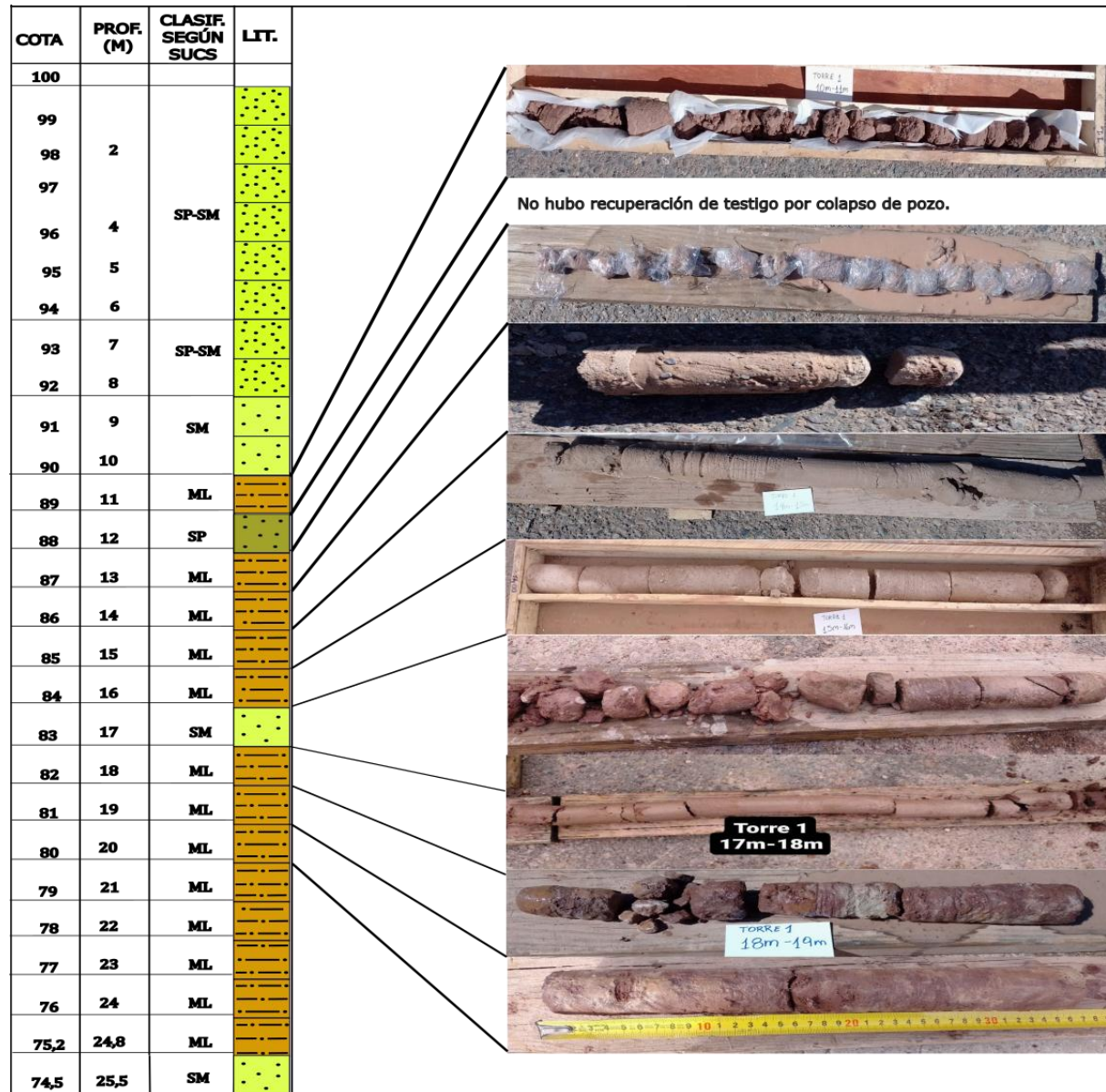


Figura 79b. Fotos de muestras testigo del pozo 1.

Capa 1

Capa 2

Capa 3

COTA	PROF. (M)	CLASIF. SEGÚN SUCS	LIT.	DESCRIPCIÓN
101,5				
100,5				Arena predominantemente mediana a gruesa con limo (15,9 % de finos). Se realizo granulometria de muestra de cutting.
99,5	2	SM		
98,5				Arena predominantemente mediana con limo (27,7 % de finos). Se realizo granulometria de muestra de cutting.
97,5	4	SM		
96,5	5	SM		Arena predominantemente mediana a gruesa con limo (18,7 % de finos). Se realizo granulometria de muestra de cutting.
95,5	6	SM		Arena predominantemente mediana a gruesa con limo (16,7 % de finos).Se realizo granulometria de muestra de cutting.
94,5	7	SM		Arena predominantemente mediana con limo (18,4 % de finos). Se realizo granulometria de muestra de cutting.
93,5	8	SM		Arena predominantemente mediana con pocos finos (4,46 % de finos).Se realizo granulometria de muestra de cutting.
92,5	9	SM		Arena predominantemente mediana a gruesa con muy pocos finos (10,6 % de finos). Se realizo granulometria de muestra de cutting.
91,5	10	SM		Arena predominantemente mediana a gruesa con muy pocos finos (0,46 % de finos). Se realizo granulometria de muestra de cutting.
90,5	11	SM		Arena predominantemente medianas a fina con poco finos (25,77 % de finos). Se realizo granulometria de muestra de cutting.
89,5	12	SM		Arena predominantemente medianas a fina con poco finos (25,77 % de finos). Se realizo granulometria de muestra de cutting.
88,5	13	ML		Limolita / arenisca que se disgrega con facilidad, no se encuentra compacta y tiene presencia de yeso. Solo se recupero trozo cercano a 12m. Color rojizo. Limos arenosos (53,94 % fino).
87,5	14	ML		Limolita / arenisca con grado de compactación medio con presencia de yeso. Se observan granos de cuarzo de tamaño de 1mm y algunos granos de minerales de 1mm. Cuatro trozos superan los 10cm. Limos inorgánicos con arena predominantemente mediana (56,22 % fino). Posee LL=24,4
86,5	15	ML		Limolita / arenisca compacta con poca cementación. Solo un trozo supera los 10cm. Color grisaceo. Se observan escasos granos de minerales. Limos inorgánicos con arena predominantemente mediana (56,22 % fino). Posee CaCO3. Posee LL=23,6.
85,5	16	ML		Limolita / arenisca con niveles cementados con carbonato de calcio. Color grisacea. No hay trozos mayores a 10cm. Limos inorgánicos con arena predominantemente gruesa (51,7 % fino). Posee CaCO3. Posee LL=26,7.
84,5	17	SM		Arenisca mediana con limo, presenta niveles cementados con yeso y carbonato de calcio.Se encuentra más compacta que el tramo anterior. Un trozos de 10cm. Arenas medianas limosas (45,3 % de finos). Presencia de yeso y concreciones e CaCO3.
83,5	18	SM		Arenisca con limo. Hacia los 18m se encuentra más compacta. Cerca de los 17 m se desintegra facilmente. Grado de compactación media, poco cementada con yeso y carbonato de calcio. Un trozo supera los 10cm. Arenas limosas (39,18 % de finos). Presenta concreciones de CaCO3.
82,5	19	ML		Limolita / arenisca de grano medio a grueso con presencia de yeso y carbonato de calcio. Grado de compactación media. Seis trozos mayores a 10cm. Limos inorgánicos con arena predominantemente mediana a gruesa (52,77 % fino). Muy cementado. Posee CaCO3. Se disgrego con dificultad.
81,5	20	ML		Limolita / arenisca de grano fino a medio con presencia de yeso. Grado de compactación media. Dos trozos mayores a 10cm. Limos inorgánicos con arena predominantemente mediana a gruesa (55,46 % fino). Muy cementado. Se disgrego con dificultad.
80,5	21	ML		Limos con arena predominantemente mediana a gruesa (54,25 % fino). Se realizo granulometria de muestra de cutting.
79,5	22	ML		Limos con arena predominantemente mediana y gruesa (56,1 % fino). Se realizo granulometria de muestra de cutting.
78,5	23	ML		Limos con arena predominantemente mediana y gruesa (59,3 % fino). Se realizo granulometria de muestra de cutting.
77,5	24	ML		Limos inorgánicos con arena predominantemente mediana y gruesa (48,7 % fino). Se realizo granulometria de muestra de cutting.
76,5	25	ML		Limos inorgánicos con arena predominantemente mediana y gruesa (69,7 % fino).Posee LL=20,4. Se realizo granulometria de muestra de cutting.



Figura 80a. Estratigrafía pozo 2.

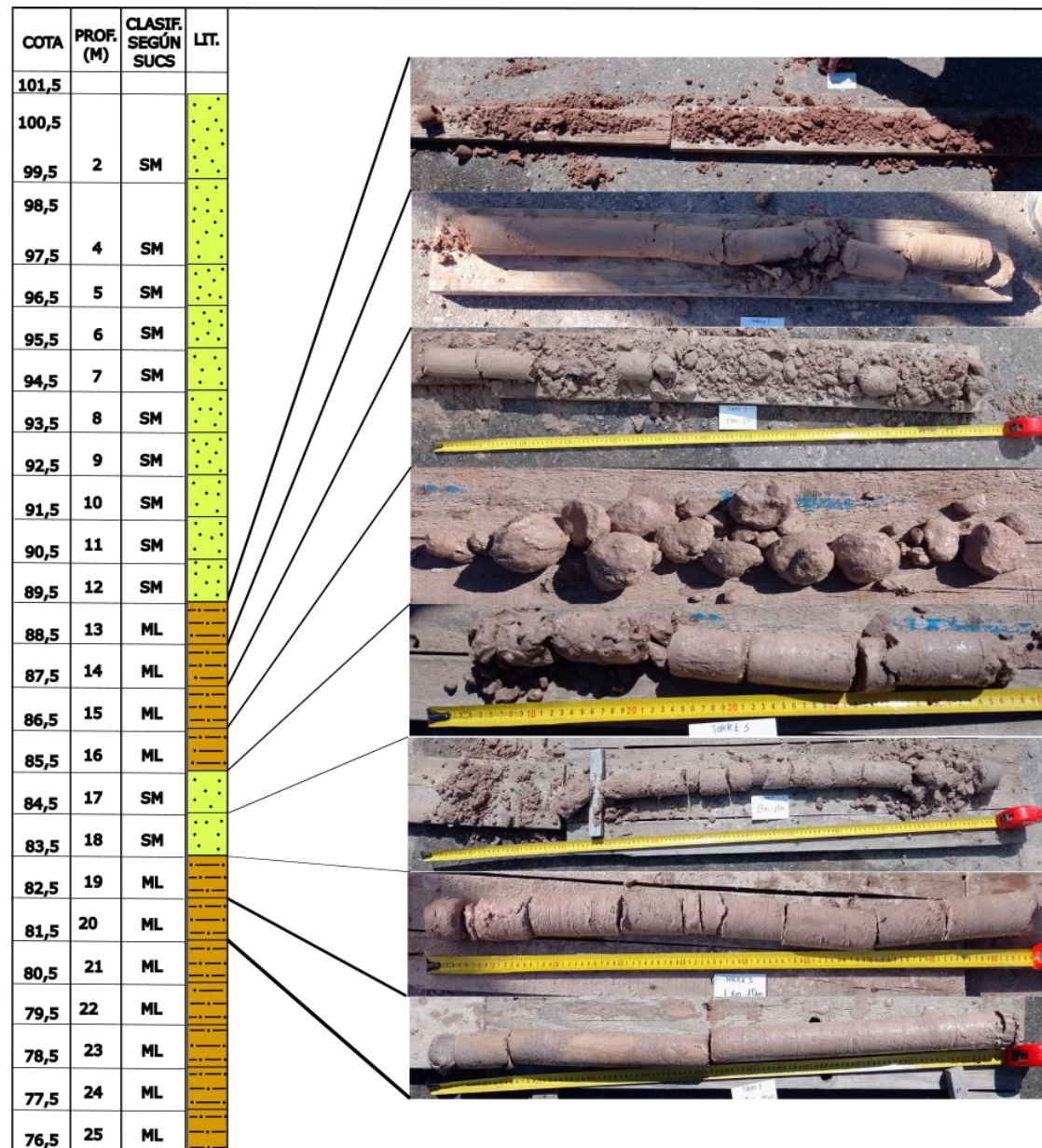


Figura 80b. Fotos de muestras testigo del pozo 2.

## 7.5. Interpretación de resistividades

Los modelos de inversión 2D de resistividades eléctricas del subsuelo revelan una variabilidad de resistividad entre 1 y 50  $\Omega$ .m. Al contrastar estos resultados con la información obtenida en campo mediante dos (2) perforaciones realizadas en el área de estudio, se logró diferenciar tres unidades geológicas principales e identificar las litologías presentes en el subsuelo, como su distribución espacial:

Capa 1, depósitos aluviales y coluviales: desde el nivel del terreno hasta los 4/5 metros de profundidad se observa la denominada capa 1, que posee valores de resistividad superiores a los 18  $\Omega$ .m, se encuentra conformada por depósitos aluviales constituidos por arenas gruesas, limos y gravas. La variación resistiva observada en superficie podría atribuirse a que debido que el sector corresponde a una zona urbana actualmente utilizada como estacionamiento, esta unidad ha sido afectada por procesos antrópicos, tales como mezcla de materiales por remoción de suelos, así como compactación diferencial producto de la nivelación del terreno. Esta capa se extiende de manera continua a lo largo de toda la sección, presentando un espesor variable. Esta unidad fue observada en las seis (6) tomografías.

Esta capa se asocia en la clasificación según el Sistema Unificado de Clasificación de Suelos (SUCS) a las muestras superficiales denominada como capa 1 en las columnas estratigráficas, aquellas que clasificaron como SM, se describe como arenas limosas, mezcla de arena y limo. También se asocia a las muestras que clasificaron como SP-SM el cual se describe como arenas mal graduadas, arenas con grava, con poco o nada de finos - arenas limosas, mezcla de arena y limo, por su doble simbología.

Capa 2, roca meteorizada / zona de transición: esta capa se presenta como una transición resistiva clara a una profundidad aproximada de 4/5 metros, que posee valores de resistividad entre los 18  $\Omega$ .m y 10  $\Omega$ .m indicando un cambio litológico notable y también mostrando una interfaz con la capa 1, que no es completamente plana, registrando variaciones locales que podrían asociarse a heterogeneidades en la sedimentación. En el sector se observa una transición gradual entre los depósitos modernos y Grupo Neuquén propiamente dicho, denominada como capa 2. Esta capa se encuentra constituida por areniscas de características friables o sedimentitas poco consolidadas debido a que la roca se encuentra con diferentes grados de meteorización.

Esta capa se asocia en la clasificación según el Sistema Unificado de Clasificación de Suelos (SUCS) a las muestras denominada como capa 2 en las columnas estratigráficas, siendo aquellas que clasificaron como SM, se describe como arenas limosas, mezcla de arena y limo y ML se describe como limos inorgánicos, limos arenosos o arcillosos ligeramente plásticos para la estratigrafía de ambos pozos. En el

pozo 1 también se asocia a la muestra que clasifiqué como SP el cual se describe como arenas mal graduadas, arenas con grava, con poco o nada de finos.

**Capa 3, Grupo Neuquén:** la denominada capa 3 posee valores de resistividad inferiores a  $10 \Omega \cdot m$ . Por las características litológicas y resistividades observadas se infiere que corresponden a las sedimentitas de la unidad geológica de Grupo Neuquén, pertenecientes a la Fm. Bajo de la Carpa. Se constituye por alternancias entre limolitas y areniscas, estas variaciones litológicas se prolongan hasta los 20 metros de profundidad aproximadamente, hasta alcanzar bancos de areniscas con mayor grado de consolidación. Una cuestión para destacar es, que estas sucesiones litológicas no presentan continuidad lateral, es decir, poseen una distribución muy heterogénea en las que se visualizan gradaciones horizontales y verticales en las litologías y que las mismas presentan un buzamiento predominante hacia el suroeste, argumento basado en las observaciones e interpretaciones efectuadas a partir de las seis tomografías eléctricas.

Esta capa se asocia en la clasificación según el Sistema Unificado de Clasificación de Suelos (SUCS) a las muestras denominada como capa 3 en las columnas estratigráficas, siendo aquellas que clasificaron como SM, se describe como arenas limosas, mezcla de arena y limo y ML se describe como limos inorgánicos, limos arenosos o arcillosos ligeramente plásticos para la estratigrafía de ambos pozos. Estas muestras se diferencian de la capa 2 porque se encontraron con mayor grado de cementación costando más su desintegración.

A continuación, se muestran los resultados de la interpretación de las tomografías de resistividad eléctrica realizadas en conjunto con los datos aportados por los sondeos directos, permitiendo verificar que los contrastes resistivos identificados coinciden con las litologías registradas en los testigos de los sondeos. De esta forma, los espesores, profundidades y composición general estimados en los modelos geoelectricos se validan frente a las observaciones reales, reforzando la confiabilidad de la interpretación litológica del subsuelo.

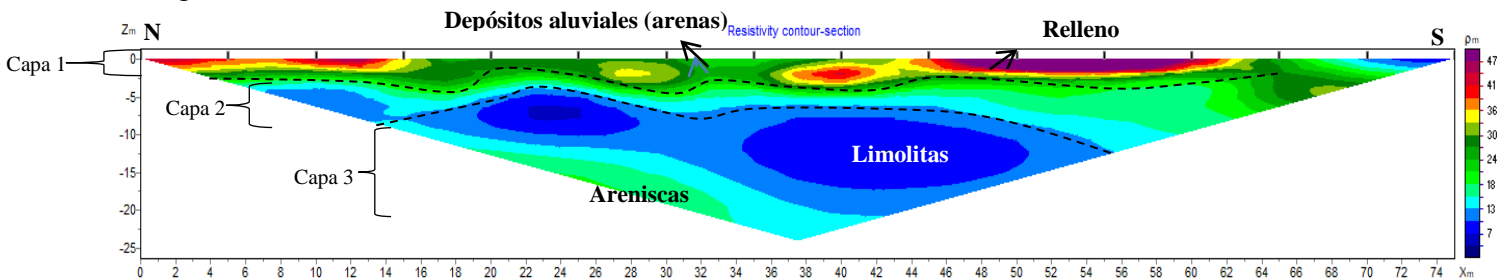


Figura 81. Interpretación de inversión 2D de tomografía N° 1 utilizando algoritmo *Smoothness constrained*.

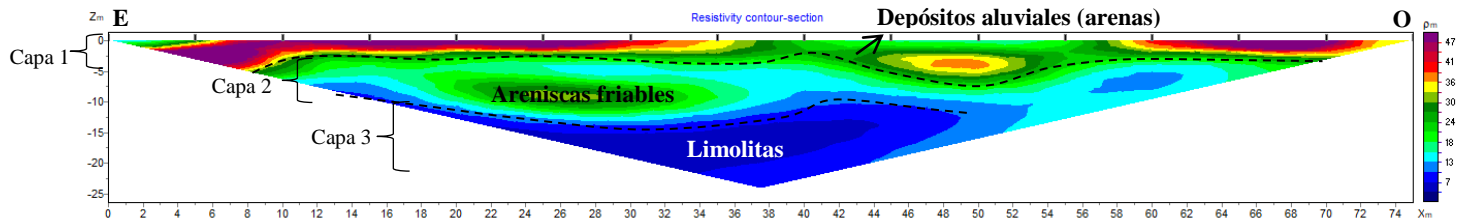


Figura 82. Interpretación de inversión 2D de tomografía N° 2 utilizando algoritmo *Smoothness constrained*.

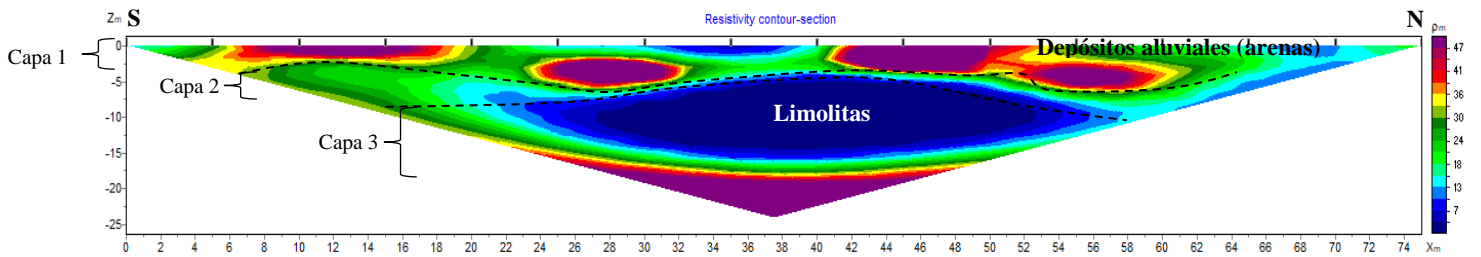


Figura 83. Interpretación de inversión 2D de tomografía N° 3 utilizando algoritmo *Smoothness constrained*.

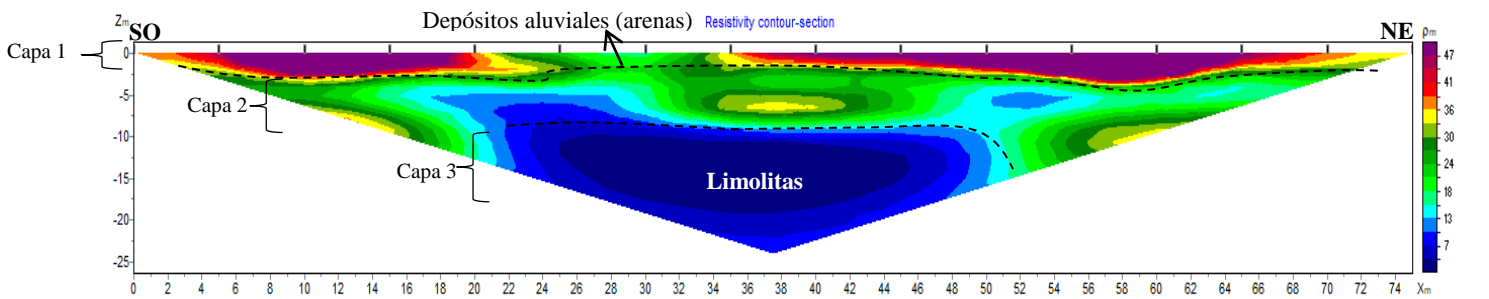


Figura 84. Interpretación de inversión 2D de tomografía N° 4 utilizando algoritmo *Smoothness constrained*.

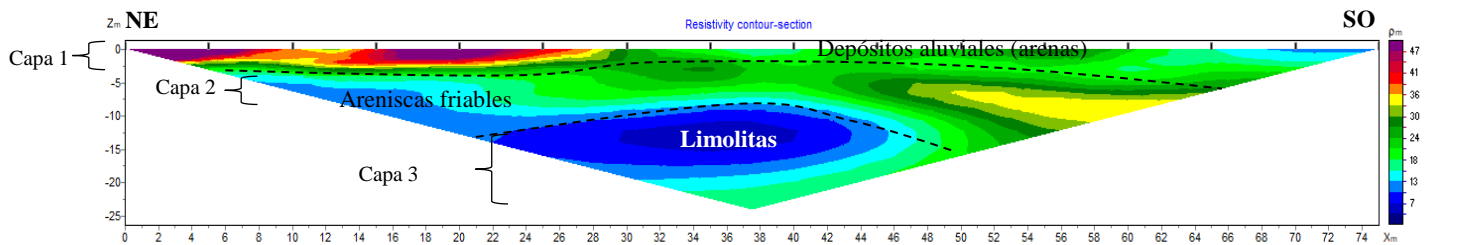


Figura 85. Interpretación de inversión 2D de tomografía N° 5 utilizando algoritmo *Smoothness constrained*.

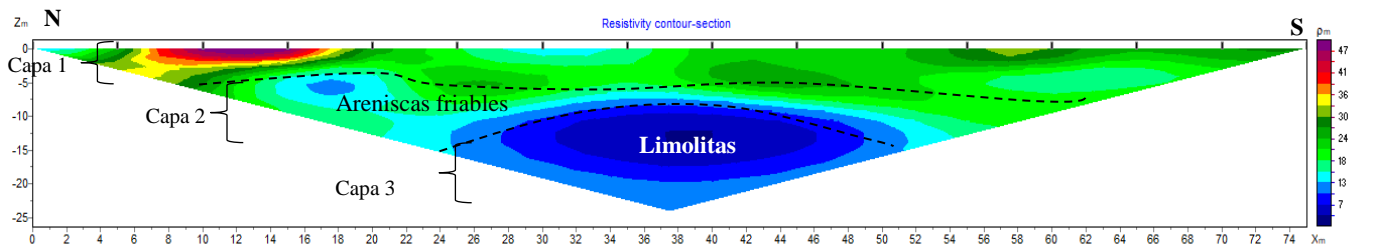


Figura 86. Interpretación de inversión 2D de tomografía N° 6 utilizando algoritmo *Smoothness constrained*.

### 7.6. Modelo 2.5D

Con motivo de modelar y vislumbrar la variación lateral de los contactos litológicos, se elaboró un modelo 2.5D (Fig. 87, Fig. 88 y Fig. 89) a partir de la integración de las seis tomografías eléctricas obtenidas en el área de estudio resultantes de la inversión con el algoritmo *Smoothness constrained*. Este modelo permite visualizar la distribución espacial de resistividades, inferir la continuidad y relaciones entre las distintas unidades geológicas.

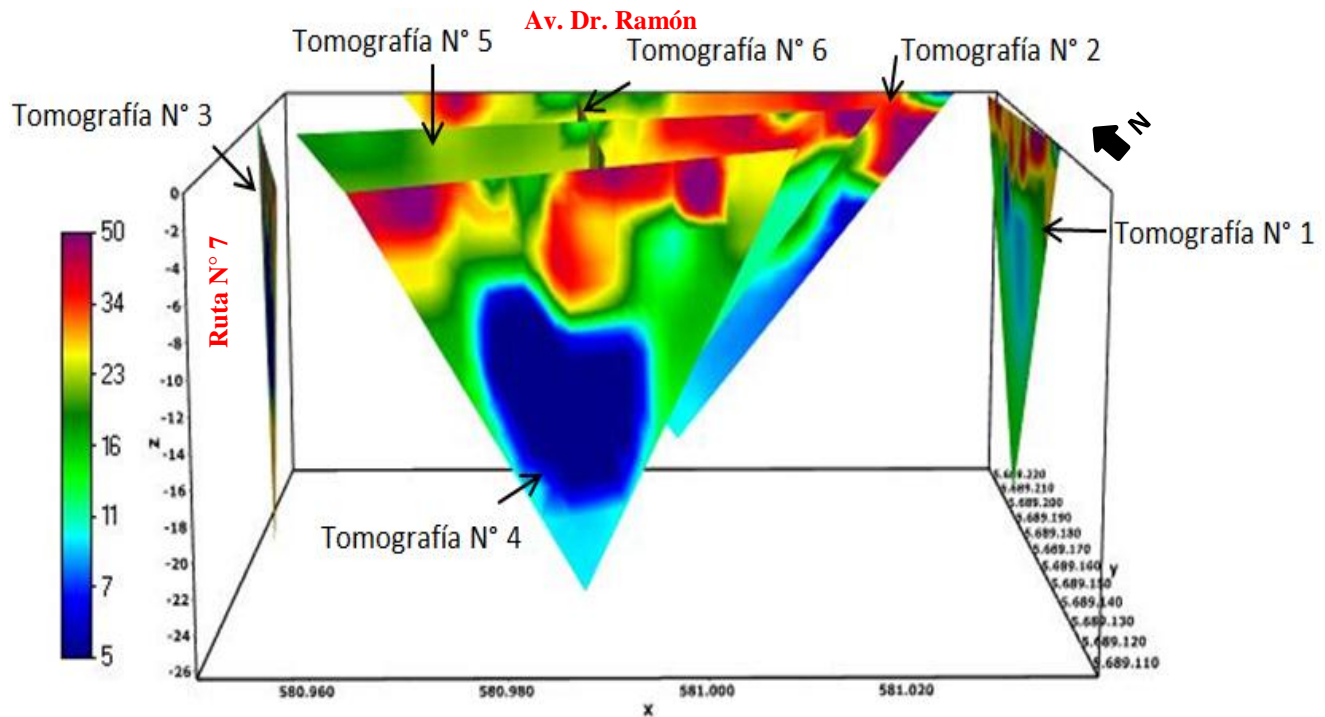


Figura 87. Modelo 2.5D.

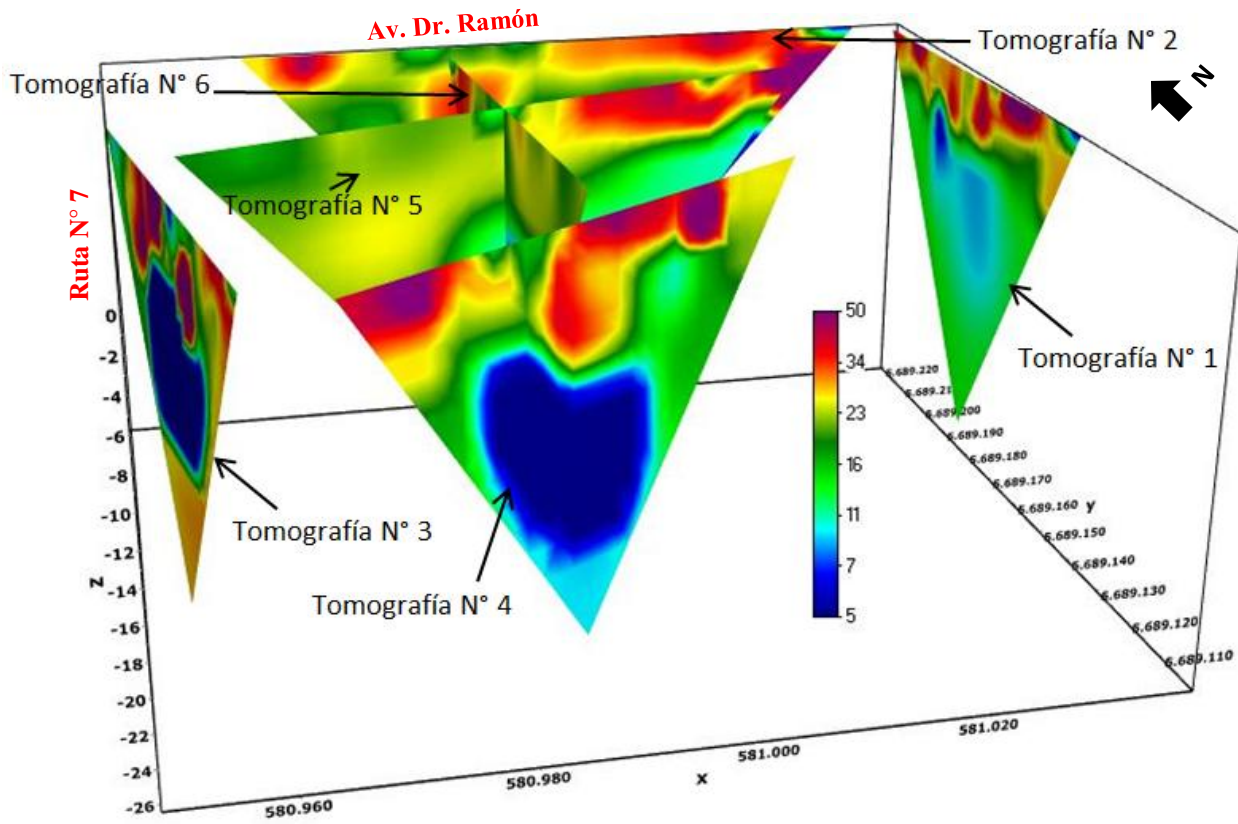


Figura 88. Modelo 2.5D.

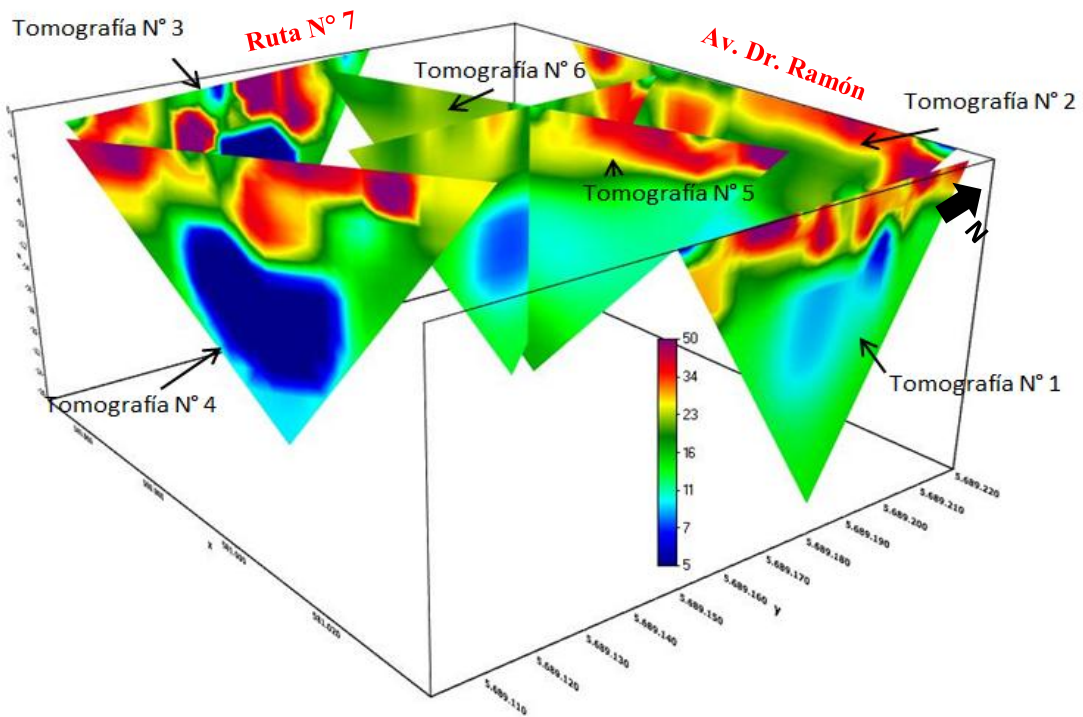


Figura 89. Modelo 2.5D.



### **7.7. Descripción geológica del perfil**

El modelo litológico del subsuelo resultante del área de estudio, se obtuvo a partir de los resultados de los recortes de perforación correspondientes a los pozos 1 y 2 complementado con las interpretaciones geoelectricas de las tomografías de resistividad eléctrica cercanas a los mismos, las cuales específicamente son la N° 5 y 6 (Fig. 90). También se tuvo en cuenta la información proveniente de una excavación aledaña, la cual aportó observaciones directas de la litología expuesta en el rango de cotas comprendido entre 99,5 y 92,2 m, permitiendo reforzar la interpretación del modelo litológico resultante.

La unidad superior está constituida predominantemente por arenas gruesas con un espesor aproximado de 5 metros. Esta capa se reconoce de manera continua en las 6 tomografías analizadas, mostrando una marcada persistencia lateral a lo largo de toda la sección, se denomina como capa 1 a los fines de identificación. Desde el punto de vista geológico, esta unidad se interpreta como correspondiente a depósitos aluviales y coluviales actuales.

Debajo de esta unidad se desarrolla un nivel de areniscas friables cuyo espesor alcanza aproximadamente 7 metros en el sector del pozo 2, disminuyendo hacia el noreste hasta unos 5 metros en el pozo 1. Esta variación lateral también se evidencia en las tomografías analizadas, e incluso se identifica una transición resistiva gradual. A partir de las observaciones de la excavación aledaña, se constató que este nivel se encuentra saturado en agua al menos desde la cota 95,5 a 92,2, por tal motivo los valores de resistividad registrados en las tomografías para esta litología son bajos y se interpreta que los valores representados con tonalidades cian corresponden a un nivel saturado. El agua percola por los suelos arenosos del horizonte superior y escurren por el manto de arenas de pobre cementación. A los fines de identificación, esta unidad se incorpora dentro de la capa 2.

En niveles subyacentes se reconoce que se desarrolla un nivel de limolita arenosa friable, identificada con mayor detalle mediante las muestras testigos extraídas del pozo 1 y pozo 2. Desde el punto de vista macroscópico se aprecia que la muestra se disgrega con facilidad. Esta unidad se asocia en las tomografías analizadas al sector donde se identifica una zona de transición resistiva gradual. Esta unidad presenta un espesor aproximado de entre 1 a 2 metros, actuando posiblemente como un nivel de hidroapoyo local. A los fines de identificación, esta unidad se incorpora dentro de la capa 2.



Las unidades mencionadas incorporadas dentro de la capa 2, se asocian a un estadio transicional entre los depósitos modernos tratándose de sedimentitas y/o roca meteorizada de la Formación Bajo de la Capa correspondiente al Subgrupo Río Colorado incluido en el Grupo Neuquén propiamente dicho.

Hacia posiciones más profundas se reconoce una alternancias de areniscas y limolitas presentando grados de cementación variables, desde poco consolidadas a moderadamente consolidada. Estas características fueron corroboradas a partir de las muestras testigos extraídas del pozo 1 y pozo 2. Las variaciones litológicas se extienden hasta los 20 metros de profundidad aproximadamente, en concordancia con lo identificado en las tomografías analizadas. Por las características litológicas descritas y las resistividades observadas, esta unidad se interpreta como correspondiente a las sedimentitas de la unidad geológica del Grupo Neuquén, específicamente la Formación Bajo de la Capa. A los fines de identificación, esta unidad se incorpora dentro de la capa 3.

La unidad basal está constituida por arenisca altamente consolidada, condición evidenciada en campo por la dificultad de avance de la perforadora durante el sondeo y por la predominancia de arenas observada en la granulometría de la muestra *cutting* extraídas del pozo 1. Esta unidad presenta, además, un incremento en los valores de resistividad registrado en la tomografía. A los fines de identificación, esta unidad se incorpora dentro de la capa 3.

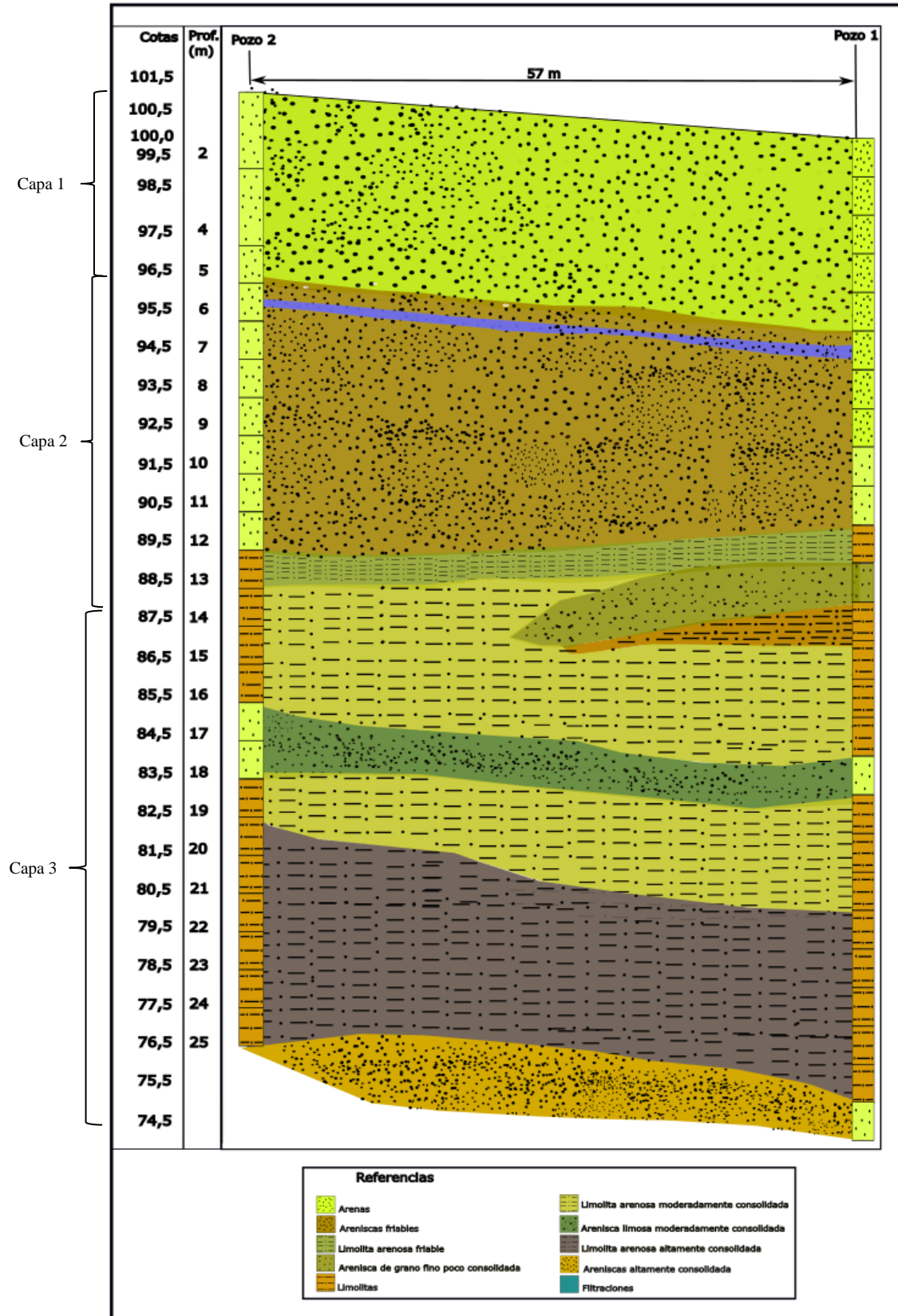


Figura 90. Perfil estratigráfico.



## 8. CONCLUSIONES

En el presente estudio se logró caracterizar la litología del subsuelo utilizando como herramienta complementaria el método geoelectrico de tomografía eléctrica para realizar el estudio de suelos del área pertinente. En función de los resultados obtenidos de las tomografías eléctricas se pudo definir que el subsuelo del área no es homogéneo debido a que se registran resistividades reales con variaciones de forma horizontal y vertical. Por lo tanto, un estudio puntual no es representativo del área de estudio, ya que se demuestra la existencia de acuñaamiento de capas, buzamientos y espesores variables.

Se pudieron distinguir tres unidades geoelectricas principales e identificar litologías presentes en el subsuelo, así también su distribución espacial en los cortes resistivos del subsuelo. Comenzando desde el nivel del terreno hasta los 4/5 metros de profundidad con valores de resistividad superiores a los 18  $\Omega$ .m, se infiere que la capa se encuentra conformada por depósitos aluviales constituidos por arenas gruesas, limos y gravas de manera mal seleccionada evidenciada en los resultados de los análisis granulométricos. Esta capa se extiende de manera continua a lo largo de toda la sección, presentando un espesor variable. Una segunda capa se presenta como una transición resistiva clara a una profundidad aproximada de entre 5 a 13 metros dependiendo el sector ya que presenta espesores variables, con valores de resistividad entre 10  $\Omega$ .m y 18  $\Omega$ .m, indicando un cambio litológico notable y registrando variaciones locales de la sedimentación entre los depósitos modernos y el Grupo Neuquén propiamente dicho, asignables a la Formación Bajo de la Carpa. Esta capa se encuentra constituida por areniscas de características friables o sedimentitas poco consolidadas como se describió en las muestras testigos debido a que la roca se encuentra con diferentes grados de meteorización. Se evidencia una denominada tercera capa a una profundidad aproximada de 13 metros cuyas características litológicas y resistividades observadas permiten inferir que corresponden a las sedimentitas de la unidad geológica de Grupo Neuquén, pertenecientes a la Fm. Bajo de la Carpa, con valores de resistividad inferiores a 10  $\Omega$ .m. Se constituye por alternancias entre limolitas y areniscas, cuyas variaciones litológicas se prolongan hasta los 20 metros de profundidad aproximadamente hasta alcanzar bancos de areniscas con mayor grado de consolidación.

A partir de la interpretación de las tomografías de resistividad eléctrica, se identifica la presencia de agua subterránea asociada a sectores caracterizados por valores bajos de resistividad, los cuales se representan mediante tonalidades cian, presentando resistividades entre 13  $\Omega$ .m y 16  $\Omega$ .m. Esta disminución de la resistividad se interpreta como resultado de la saturación de los materiales del



subsuelo, permitiendo reconocer la distribución espacial del agua en los perfiles analizados. Se observa la presencia de agua de manera consistente a partir de profundidades cercanas a los 6 metros, lo que reviste particular importancia para el diseño y planificación de la futura obra en el área, ya que podría influir en la estabilidad del terreno y en las condiciones constructivas. Esta interpretación se ve reforzada por la constatación directa de la presencia de agua durante la observación de una excavación aledaña al área de estudio. En función de su disposición y características, se interpreta que este cuerpo de agua podría corresponder a un acuífero colgado, con un nivel de hidroapoyo desarrollado sobre horizontes de limolita arenosas friables.

Utilizando los algoritmos *Smoothness constrained* y *Focused* se identificó las zonas de anomalía y distribución de resistividades a profundidades similares en ambos algoritmos, lo cual refuerza la confiabilidad de la interpretación. En función del análisis comparativo realizado entre los algoritmos de inversión aplicados, se concluye que el algoritmo *Smoothness constrained* resulta ser más confiable y adecuado para el cumplimiento de los objetivos del presente estudio. Este algoritmo demostró una mayor capacidad para representar cambios graduales de resistividad, permitió identificar un mayor número de unidades geoelectricas y presentó valores de error RMS inferiores en comparación con el algoritmo alternativo. Asimismo, los modelos obtenidos mediante *Smoothness constrained* muestran una mejor coherencia con las características geológicas esperadas del subsuelo, por tales motivos se eligió como la metodología más apropiada para la interpretación geoelectrica en el área de estudio.

Se elaboró un corte transversal del subsuelo o perfil estratigráfico, a partir de las descripciones de muestras *cutting* y muestras testigos provenientes de perforaciones cercanas a las tomografías N° 5 y N° 6. Dichas perforaciones permitieron validar los resultados obtenidos, ya que los contrastes de resistividad observados en las tomografías coincidieron con las litologías identificadas en las perforaciones. Se constató que la capa de resistividad baja (capa 3), coincide en profundidad con el estrato de limolitas y por debajo de este estrato, el basamento rocoso con el horizonte de resistividades altas (capa 3).

Finalmente, se concluye que desde el punto de vista geotécnico las unidades identificadas no pueden ser evaluadas de manera homogénea, ya que cada una presenta características particulares que condicionan su comportamiento. Tal como se refirió, a partir de los 5 metros se identifican las sedimentitas meteorizadas del Grupo Neuquén, conformado por una sucesión litológica muy variable, que inicia con areniscas poco consolidadas (friables) y que continúa con una serie de alternancias entre limolitas y areniscas. Cabe destacar que con el modelo geofísico en principio se vislumbró que estas



alternancias no presentan continuidad horizontal en el área de estudio es decir, a una misma cota geotécnicamente la roca no va a tener las mismas propiedades mecánicas.

Por lo expuesto, la tomografía eléctrica constituye una buena herramienta de apoyo para los estudios prospectivos ayudando a obtener una caracterización litológica al facilitar la zonificación de unidades, identificar variaciones de profundidad de unidades, conocer zonas saturadas, entre otros aspectos relevantes que se pretende conocer a la hora de realizar el análisis geotécnico para la planificación y diseño de obras civiles.

## **9. RECOMENDACIONES**

Dada la notoria variación litológica del subsuelo y la presencia de granulometría fina en la composición de las rocas, será conveniente la realización de estudios complementarios tales como, ensayos de perfilado mediante registros de eléctricos de Gamma Ray, SP y resistividad onda larga y corta, a los fines de ajustar la columna estratigráfica y determinar cualitativa/cuantitativamente la presencia de areniscas y/o arcilitas dada la importante cantidad de finos en la composición de las rocas.

Finalmente, durante la excavación será conveniente extraer muestras y testigos de rocas, a los efectos de determinar la presencia de material arcilloso mediante análisis de laboratorio (hidrómetro) con el objeto de evaluar con precisión los parámetros geotécnicos del área estudiada.



## 10. BIBLIOGRAFÍA

Aracil, E, Maruri, J., Vallés, J., Martínez, P., y Porres, J. A. (2003). Evaluación de problemas medioambientales mediante tomografía eléctrica. *Ingeopres: Actualidad Técnica de Ingeniería Civil, Minería, Geología y Medio Ambiente*, (122), 34-39.

Arias, D. E. (2011). Exploración geotécnica-Relaciones geoelectricas. Maestría en ingeniería geotécnica (inédita). Universidad Nacional de Colombia, Colombia.

Arregui, C., Carbone, O, y Leanza, H.A. (2011). “Contexto Tectosedimentario”. En: H. A. Leanza, C. Arregui, Carbone, O., Danieli, J.C y Valles, J.M., (eds.). *Geología y recursos naturales de la Provincia del Neuquén. Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino* (pp. 29-36). Neuquén, Argentina.

Baca Toledo, J. C. (2015). Aplicación de los métodos geoelectricos en la prospección geofísica. Tesis de grado (inédita). Universidad Nacional Mayor de San Marcos. Perú.

Barbosa Parra, N., y Torres Monsalve, J. J. (2020). Importancia de la tomografía de resistividad eléctrica en la ingeniería Civil. Tesis de grado (inédita). Universidad Antonio Nariño, Colombia.

Barrera Mendoza, A. J. (2015). Empleo del método geofísico Tomografía de Resistividad Eléctrica para la ubicación de un sitio de recarga de acuífero en Xochimilco. Tesis de grado (inédita). Universidad Nacional Autónoma de México, México.

Barrientos, A. E. (2015). Tomografía eléctrica resistiva 3D en la caracterización del subsuelo bajo estructuras civiles. Tesis de Grado (inédita). Universidad Nacional Autónoma de México, México.

Betancourt Álvarez, M. (2016). Caracterización con tomografía de resistividad eléctrica (ert) en la delegación Iztacalco para la detección de estructuras superficiales. Tesis de Licenciatura. Universidad Nacional Autónoma de México. México.

Bracaccini, O. (1970). Rasgos tectónicos de las acumulaciones mesozoicas en las provincias de Mendoza y Neuquén, República Argentina. *Revista de la Asociación Geológica Argentina*, 25(2), 275-284.



Brunet, P., Clément, R., & Bouvier, C. (2010). Monitoring soil water content and deficit using Electrical Resistivity Tomography (ERT) - A case study in the Cevennes area, France. *Journal of Hydrology*, 380(1–2), 146–153.

Cáceres, J.G. (2018). Caracterización estratigráfica del grupo Neuquén en el sector Oeste del yacimiento Estación Fernandez Oro (EFO): definición de los principales niveles sellos a través de datos de subsuelo.

Capua, C. O, y Jurio, M. E. (2011). Componentes y dinámica natural del ambiente -Ciudad de Neuquén. *Boletín geográfico*, 33,55-68. Universidad Nacional del Comahue.

Cazau, L.B., y Uliana, M.A. (1973). El Cretácico Superior continental de la Cuenca Neuquina. En 5° Congreso Geológico Argentino, (Vol. 3, pp. 131-163. Buenos Aires.

Constable, C. S., Parker, R. L., and Constable, C. G. (1987). Occam's inversion. Marine Electromagnetic Laboratory, Scripps Institution of Oceanography, UC San Diego.

Dahlin, T., & Zhou, B. (2004). A numerical comparison of 2D resistivity imaging with 10 electrode arrays. *Geophysical Prospecting*, 52(5), 379–398.

De Ferrariis, C. (1968). El Cretácico del Norte de la Patagonia. 3° Jornadas Geológicas Argentinas. (Actas 1, pp. 121-144). Buenos Aires.

Díaz Anaya, E. P. (2010). Implementación del Código Zondres2D para la Modelación Directa e Inversa de Datos de Tomografía de Resistividad Eléctrica 2D. México.

Dirección Nacional de Vialidad. (1998). Normas de Ensayos (1° Distrito Buenos Aires). Vialidad Nacional. Argentina

Domínguez, R. A. (2021). Caracterización geofísica somera de una zona arqueológica mediante tomografía eléctrica resistiva, en el cerro de Amalucan, Puebla. Tesis de grado (inédita). Benemérita Universidad Autónoma de Puebla, México.

Ernst, K., & Kirsch, R. (2006). *Groundwater Geophysics a tool for hydrogeology*.

Fleisch, D. (2008). *A Student's Guide to Maxwell's Equations*. Cambridge University Press.



Furió, C., Guisasola, J., Almudí, J.M. y Ceberio, M. (2003). Learning the electric field concept as oriented research activity. *Science Education*, 87, 640-662.

Garrido, A. C. (2000). Estudio estratigráfico y reconstrucción paleoambiental de las secuencias fosilíferas continentales del Cretácico Superior en las inmediaciones de Plaza Huincul, provincia del Neuquén. Trabajo Final para el Título de Grado (Inédita). Universidad Nacional de Córdoba.

Garrido, A.C. (2010). Estratigrafía del Grupo Neuquén, Cretácico Superior de la Cuenca Neuquina (República Argentina): Nueva propuesta de ordenamiento litoestratigráfico. *Revista del Museo Argentino de Ciencias Naturales "Bernardino Rivadavia"*, Nueva Serie 12 (2): 121-177.

Garrido, A.C. (2011). El Grupo Neuquén (Cretácico Tardío) en la Cuenca Neuquina. En *Relatorio del XVIII Congreso Geológico Argentino*, Neuquén.

Gavin, H. P. (2024). The Levenberg–Marquardt algorithm for nonlinear least squares curve-fitting problems. Duke University.

Gharibi, M. B. (2005). Resolution of 3-D electrical resistivity images from inversions of 2-D orthogonal lines. *Environmental and Engineering Geophysics* 10(4), 339-349.

Gulisano, C.A., Gutiérrez Pleimling A.R y Digregorio R.E. (1984). Análisis estratigráfico del intervalo Tithoniano-Valanginiano (Formaciones Vaca Muerta, Quintuco y Mulichinco) en el suroeste de la provincia de Neuquén. En *IX Congreso Geológico Argentino* (Vol. 1, pp. 221-235). Buenos Aires.

Griffiths, D. J. y College, R. (1999), *Introduction to electrodynamics*, Vol. 3. Prentice hall Upper Saddle River, NJ.

Hasanalizadeh, M., Kolagari, A. y Nejati A. K. (2023). *Focused and Smooth Inversion 2D Modelling of Magnetotelluric Data*. *Annals of Geophysics*.

Herman, R. (2001). An introduction to electrical resistivity in geophysics. *American Journal of Physics*, 69 (9): 943.



Herrero Ducloux, A. (1939). Reconocimiento de la zona situada entre la vía férrea, el río Neuquén y el meridiano de Plaza Huinul. En: Fossa Mancini, E., Feruglio, E. y Yussen de Campana, J. C. (eds.). Boletín de Informaciones Petroleras 15 (171): 1-67.

Howell, J., Schwarz, E., Spalletti, L., Veiga, G. (2005). The Neuquén Basin: An overview. Geological Society London, Special Publications, 252. 1-14.

Jiménez, P. E. (2015). Caracterización mediante tomografía eléctrica del deslizamiento de Toleo (Oviedo). Trabajo fin de máster (inédita). Universidad de Oviedo.

Kaminsky, E. A. (2024). ZondRes2D: Two-dimensional DC resistivity and IP methods interpretation *software* [Manual de usuario]. Zond Geophysical *Software*.

Kearey, P., Brooks, M., and Hill, I. (2002). An introduction to geophysical exploration. Third Edition. Blackwell Scienc, 262p.

Keller, G., Frischknecht, F. (1996). Electrical methods in geophysical prospecting. Pergamon Press Inc., Oxford.

Loke, M. H., & Barker, R. D. (1996). Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method. *Geophysical Prospecting*, 44(1), 131–152.

Loke, M. H. (1999). *Electrical Imaging Surveys for Enviromental and Engineering Studies*. Penang: Geometrics.

Loke, M. H. (2001). ‘Tutorial: 2-d and 3-d electrical imaging surveys’, Copyright (1996-2012).

Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of geophysics*. (2<sup>nd</sup> ed). New York. Cambridge University Press.

Luna, J.R. (2016). Estudio geofísico en cavidad de la delegación Álvaro Obregón usando tomografía de resistividad eléctrica. Tesis de grado (inédita). Universidad Nacional de México.

McGillivray, P.R. and Oldenburg, D.W. (1990). Methods for calculating Frechet derivatives and sensitivities for the non-linear inverse problem: A comparative study. *Geophysical Prospecting*, 38, 499-524.



Molina, R. G. A., Rinaldi, A. V., y Taborda, R. (2004). Tomografía Geoeléctrica: Desarrollo y Potenciales Aplicaciones en Geotecnia. En XVII Congreso Argentino de Mecánica de Suelos e Ingeniería Geotécnica, SINERGIA.

Molina R. G. A (2006). Comparación de los Métodos 1-D Y 2-D de resistividad eléctrica por medio de sondeos tipo Wenner, Dipolo-Dipolo y Wenner-Schlumberger con la utilización de los programas DCINV, RES2DMOD y RES2DINV.

Navedo Cruz D. M., y González, J. U. (2020). Estudio de tomografía de resistividad eléctrica sobre la Avenida prolongación canal de Miramontes para la Alcaldía Tlalpan, ciudad de México. Tesis de Grado (inédita). Universidad Nacional Autónoma de México.

Oldenburg, D. W., & Li, Y. (1999). Profundidad de investigación en métodos de inversión. *Geophysics*, 64(2), 403-416.

Orellana, E. (1972). *Prospección geoelectrica en corriente continua segunda edición corregida y ampliada*. Madrid - España: Paraninfo.

Orellana, E. (1982). *Prospección geoelectrica en corriente continua*. Paraninfo, Madrid.

Portniaguine, O., y Zhdanov, M. S. (1999). *Focused* enfoque de imágenes de inversión geofísica. *Geofísica*. 64(3), 874–887.

Porres Benito, J. A. (2003). Caracterización de cavidades en el subsuelo mediante la interpretación de perfiles de tomografía eléctrica. Aplicación al Yacimiento arqueológico de Clunia. Tesis doctoral (Inédita). Universidad de Burgos. España.

Ramos, V.A. (1981). Descripción Geológica de la Hoja 33c, Los Chihuidos Norte. Provincia del Neuquén. Servicio Geológico Nacional. Boletín 182: 1-103, Buenos Aires.

Ramos, V. A. (1985). Mesozoico de la Alta Cordillera: Facies y desarrollo estratigráfico, Provincia de Neuquén. Servicio Geológico Nacional, Boletín 18: 1-103.



Ramos, V.A. (1999). Las provincias geológicas del territorio argentino. En: R. Caminos (Ed.), Geología Argentina. Servicio Geológico Minero Argentino (SEGEMAR), Instituto de Geología y Recursos Minerales. Anales 29, pp 41-96.

Rodríguez, M.F., H.A. Leanza & M. Salvarredy Aranguren. 2007. Hoja Geológica 3969-II Neuquén, provincias del Neuquén, Río Negro y La Pampa. Instituto de Geología y Recursos Naturales. SEGEMAR. Boletín 370: 1- 165. Buenos Aires.

Roll, A. (1939). La cuenca de los estratos con dinosaurios al sur del río Neuquén. Yacimientos Petrolíferos Fiscales, 112 pp. Inédito.

Sadiku, N. O. (2010). Elementos de Electromagnetismo. Alfaomega.

Salgado Pareja, J. S. (2002). Aplicaciones de la tomografía geoelectrica 2-d al estudio del subsuelo.

Sapuyes, A. P. y Uribe, P. A. T. (2022). Caracterización geohidrológica con tomografía eléctrica del parqueadero de la Universidad Antonio Nariño sede Usme. Tesis de grado(inédita). Universidad Antonio Nariño, Colombia.

Seidel, K. (2007). Direct Current Resistivity Methods. En K. K.-J. Voig, Environmental Geology (págs. 205-237). Springer.

Tejero, A., Chávez, R. E., Urbieto, J. y Flores-Márquez, E. L. (2002). Cavity detection in the Southwestern Hilly Portion of México City by Resistivity Imaging. Journal of Engineering and Environmental Geophysics, 7(3), 130-139.

Telford, W. M. y Sheriff, R. E. (1990). Applied geophysics, Vol. 1, Cambridge university press.

Uliana, M. A. (1973). Geología superficial de la parte este de la Cuenca Neuquina. YPF. Buenos Aires., Informe inédito.

Urbieto Gómez J. (2009). Evaluación de las técnicas de adquisición de datos 2D y 3D con tomografía de resistividad eléctrica en pozo. Tesis maestría(inédita). Universidad Nacional Autónoma de México.



Wikilson, P. B., Loke, M. H., Meldrum, P. I., Chambers, J. E., Kuras, O., & Gunn, D. A. (2012). Practical aspects of applied optimized survey design for electrical resistivity tomography. *Geophysical Journal International*, 428-440.

Zond Software Team. (2025). *ZondRes2D User Manual: 2D Electrical Resistivity and IP Inversion Software (versión 5.0)*.

11. ANEXOS

Tabla de sistema Unificado de Clasificación de Suelos (SUCS).

Divisiones principales	Símbolos del grupo	Nombres típicos	Criterios para la clasificación				
Suelos de partículas Gruesas Más del 50% es retenido en la malla No. 200	Gravas 50% o más de la fracción gruesa se retiene en la malla No. 4	GW	Gravas bien graduadas, mezclas de grava y arena, con poco o nada de finos	$C_u = D_{60}/D_{10}$ Mayor que 4 $C_c = \frac{(D_{30})^2}{D_{10} \times D_{60}}$ Entre 1 y 3  No satisfacen ambos criterios para GW  Los límites de Atterberg quedan abajo de la línea "A", o el índice plástico es menor que 4.  Los límites de Atterberg quedan arriba de la línea "A" y el índice plástico es mayor que 7			
		GP	Gravas mal graduadas, mezclas de grava y arena, con poco o nada de finos				
		GM	Gravas limosas, mezclas de grava, arena y limo.				
		GC	Gravas arcillosas, mezclas de grava, arena y arcilla				
	Arenas 50% o más de la fracción gruesa pasa la malla No. 4	Arenas limpias	SW	Arenas bien graduadas, arenas con grava, con poco o nada de finos	$C_u = D_{60}/D_{10}$ Mayor que 6 $C_c = \frac{(D_{30})^2}{D_{10} \times D_{60}}$ Entre 1 y 3  No se satisfacen ambos criterios para SW  Los límites de Atterberg quedan abajo de la línea "A", o el índice plástico es menor que 4.  Los límites de Atterberg quedan arriba de la línea "A" y el índice plástico es mayor que 7		
			SP	Arenas mal graduadas, arenas con grava, con poco o nada de finos			
		Arenas con finos	SM	Arenas limosas, mezclas de arena y limo			
			SC	Arenas arcillosas, mezclas de arena y arcilla			
			Suelos de Grano Fino 50% o más pasa la malla No. 200	Limos y arcillas Límite Líquido con límite Líquido de 50% o menor		ML	Limos inorgánicos, arenas muy finas, polvo de roca, limos arenosos o arcillosos ligeramente plásticos
						CL	Arcillas inorgánicas de baja a media plasticidad, arcillas con grava, arcillas arenosas, arcillas limosas, arcillas dobles
Limos y arcillas Con límite Líquido mayor de 50%	OL	Limos orgánicos y arcillas limosas orgánicas de baja plasticidad					
	MH	Limos inorgánicos, limos micáceos o diatomáceos, limos elásticos					
	CH	Arcillas inorgánicas de alta plasticidad, arcillas francas					
	OH	Arcillas orgánicas de media a alta plasticidad, limos orgánicos de media plasticidad					
	Pt	Turba y otros suelos altamente orgánicos. Identificación visual o manual					

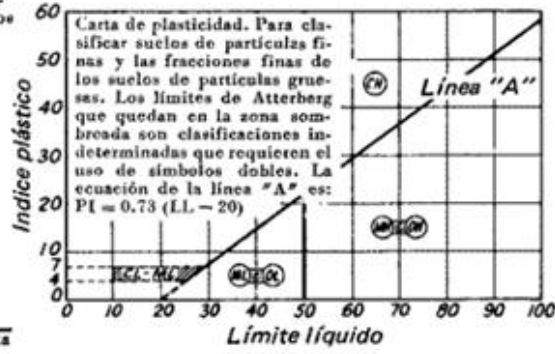


Tabla 16: Sistema Unificado de Clasificación de Suelos (SUCS).