



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Métodos Geofísicos para la
Determinación de
Características de Acuíferos
para su Recarga Artificial
mediante Lagunas de
Infiltración**

TESIS

Que para obtener el título de
Ingeniero Geofísico

P R E S E N T A

Álvaro Hernández López

DIRECTOR DE TESIS

M. I. Adriana Palma Nava



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2017

En memoria del Dr. Carlos Cruickshank Villanueva †

AGRADECIMIENTOS

Quiero agradecer a mis padres Adolfina y Pablo por darme una educación y enseñarme el valor de las cosas mediante sus sacrificios; que al igual que mis hermanos Fer y Leo, y el resto de mi familia, siempre me han apoyado en todo; a Beatriz, persona fundamental en mi vida y mi pareja, que me ha acompañado y ha estado a mi lado.

Gracias al Dr. Carlos Cruickshank, que fue la persona que fungió primero como mi director de tesis y que hizo posible la realización de este trabajo, que donde quiera que esté, se finalizó este trabajo ahora bajo la tutela de la maestra Adriana (a la cual agradezco mucho también), como él hubiera querido. Al Dr. Tejero, y los ingenieros Alejandro Carrasco, Alejandro García, y Martín Vidal por guiarme y corregirme en este trabajo realizado.

Agradezco también a Alicia, Lucas y Lichi, a toda su familia, que han sido parte importante de mi vida y que me han ayudado en mi formación académica y personal.

A mis amigos de la prepa, voca y de la universidad, que hicieron de mi paso por la facultad una experiencia inolvidable: a Claudio, Alex II y I, Jorge Luis, Saíd, Chucho, Noé, Fer; Carlos, Isabel, Josh, Migue, Pablo, Norma y todas las personas que me ayudaron mucho en la carrera.

A mis amigos y compañeros del Instituto de Ingeniería, que me ayudaron y que me dieron muchos ánimos cuando más lo necesité: Angélica, Irving, Susa, Fred, Aura, José Luis "PPlo" y todas las personas que he tenido el honor de hacer amistad en la coordinación de Hidráulica.

Al Instituto de Ingeniería y por su puesto y no menos importante a la Universidad Nacional Autónoma de México.

INDICE

RESUMEN	1
ABSTRACT	1
OBJETIVO	2
JUSTIFICACIÓN	2
ALCANCES	2
INTRODUCCIÓN	3
1 MÉTODOS GEOFÍSICOS PARA LA PROSPECCIÓN DE AGUAS SUBTERRÁNEAS	4
1.1. USOS GENERALES DE LOS MÉTODOS GEOFÍSICOS.....	4
1.2. LOS MÉTODOS GEOELÉCTRICOS	5
1.2.1. Usos en exploración de aguas subterráneas	5
1.3. LOS MÉTODOS ELECTROMAGNÉTICOS.....	6
1.4. MÉTODOS SÍSMICOS DE REFRACCIÓN Y REFLEXIÓN.....	6
1.4.3 Usos en la exploración de aguas subterráneas.....	6
1.5. GRAVIMETRÍA.....	7
1.5.1. Ejemplo de aplicación	7
1.6. REGISTROS GEOFISICOS DE POZOS	7
2 GESTION DE LA RECARGA ARTIFICIAL DE ACUIFEROS	9
2.1 RECARGA ARTIFICIAL DE ACUÍFEROS CON AGUAS RESIDUALES	9
2.2 PROYECTOS DE RECARGA ARTIFICIAL TIPO MAR.....	9
2.2.1 Componentes de un proyecto MAR.....	10
2.2.2 Métodos y técnicas de recarga artificial.....	12
2.2.3 Propósito de los métodos geofísicos y su utilidad en proyectos tipo MAR.....	16
3 SITUACIÓN ACTUAL DE LA GEOFÍSICA EN PROYECTOS DE RECARGA.. 17	
3.1. LA GEOFISICA EN ESTUDIOS DE AGUA SUBTERRANEA	17
3.2. RELACION ENTRE PARAMETROS GEOFISICOS E HIDRAULICOS	17
3.2.1. Refracción y Reflexión Sísmica para la caracterización de la estructura de un acuífero y su contenido de humedad	18
3.2.2. Permitividad dieléctrica por medio de Sondeo de Georadar (GPR).....	19
3.2.3. Parámetros hidráulicos y su relación con la resistividad y conductividad eléctrica.....	20
3.3. EJEMPLOS DE ESTUDIO EN PROYECTOS DE RECARGA	22
3.3.1. Ejemplo del Arroyo Rillito en Arizona.....	22
3.3.2. Ejemplo de la caracterización y monitoreo de una laguna de infiltración por medio de estudios de resistividad eléctrica	24
4 FUNDAMENTOS TEORICOS SOBRE LA RESISTIVIDAD ELECTRICA DEL SUBSUELO	25
4.1. ECUACIONES DE MAXWELL	25
4.2. RESISTIVIDAD ELECTRICA	28
4.2.1. Características eléctricas de algunos materiales	29
4.3. SONDEO ELECTRICO VERTICAL	31
4.3.1. Arreglo Wenner.....	31

4.3.2. Arreglo Schlumberger.....	32
4.3.3. Arreglo Dipolo-Dipolo y Polo-Dipolo.....	33
4.3.4. Profundidad de investigación.....	33
4.3.5. Interpretación de las curvas de resistividad aparente.....	34
4.3.6. Problema directo.....	35
4.3.7. Problema inverso.....	35
4.3.8. Principio de equivalencia y de supresión.....	37
4.3.9. Solución del problema inverso.....	37
4.3.10. Programa de interpretación.....	39
5 CASO DE ESTUDIO: ACUÍFERO TABALAOPA-ALDAMA	40
5.1. ZONA DE ESTUDIO.....	40
5.1.1. Localización.....	40
5.1.2. Clima.....	41
5.1.3. Vegetación.....	41
5.2. MARCO GEOLÓGICO.....	41
5.2.1. Estratigrafía.....	43
5.2.2. Geología Estructural.....	46
5.2.3. Geología del subsuelo.....	47
5.3. HIDROLOGÍA.....	48
5.4. HIDROGEOLOGÍA.....	48
5.5. METODOLOGÍA DE LOS SONDEOS ELÉCTRICOS VERTICALES.....	51
5.5.1. Localización de aprovechamientos subterráneos cercanos.....	51
5.5.2. Adquisición de los datos en campo.....	52
5.5.3. Procesamiento.....	53
5.5.4. Análisis y resultados.....	54
6 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES	64
6.1. RECOMENDACIONES.....	66
REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	68
ANEXO DE CURVAS DE CAMPO Y SU PROCESAMIENTO.....	70

RESUMEN

En el presente trabajo se muestra la realización de sondeos eléctricos verticales para la caracterización de un sitio potencial para recarga artificial. Para ello se llevó a cabo la elección del mejor sitio posible para la infiltración del agua residual tratada. Para efectuar este proyecto, se tuvo en consideración el espacio disponible de la planta de tratamiento de aguas residuales.

En el proyecto se pretende realizar la recarga con agua residual tratada, por lo que se revisó la norma NOM-014-CONAGUA-2007 en la que se encuentran establecidos los requerimientos generales obligatorios para realizar la recarga de un acuífero; entre ellos que se encuentran: la calidad del agua, la operación y el monitoreo; también que no existan antecedentes de contaminación en la zona y que haya una distancia mínima de un kilómetro a fuentes de abastecimiento. Otras consideraciones importantes en la norma son la implementación de una prueba piloto de recarga, análisis químicos y la realización de modelos de transporte.

Se efectuaron un total de 16 sondeos eléctricos verticales, en la modalidad de Schlumberger todos con la misma abertura AB/2 e igual cantidad de mediciones. Con los sondeos se establecieron un total de 4 secciones con los cuales se identificó la distribución de la litología en la zona de estudio. Así mismo, se propuso la zona óptima para realizar la recarga artificial por medio de una laguna de infiltración de tal modo que el agua residual tratada además de infiltrarse, no afecte la calidad del agua subterránea nativa. Posteriormente se busca almacenar el agua, ya sea para su posterior recuperación o para reducir el abatimiento del acuífero.

ABSTRACT

In this paper, we show the realization of vertical electrical soundings for characterization of a potential site for artificial recharge. It was carried out choosing the best site for possible infiltration of treated wastewater. To accomplish this project, the available space of the plant wastewater treatment was considered.

In the project it aims to make recharge with treated wastewater, the norm NOM-014-CONAGUA-2007 was revised in which they are established obligatory requirements for aquifer recharge; which include: water quality, operation and monitoring; furthermore that there are no previous cases of pollution in the area and that there is a minimum distance of one kilometer to sources of supply. Other important considerations in the norm are the

implementation of a pilot test of recharge, chemical analysis and the realization of a transport model.

A total of 16 vertical electrical soundings were conducted with arrangement Schlumberger with the same distance $AB/2$ and an equal amount of measurements. With the soundings were established a total of 4 sections with which the distribution of the lithology in the study area could be identified. The optimal zone was proposed for artificial recharge through infiltration pond, so that in addition to infiltrating treated wastewater, does not affect the quality of the native groundwater. Is subsequently required to store water, either for later recovery or to reduce aquifer depletion.

OBJETIVO

Estudiar y realizar una revisión de los distintos métodos geofísicos aplicables para determinar las características de un acuífero con el fin de desarrollar proyectos de recarga artificial.

JUSTIFICACIÓN

Por medio de métodos geofísicos dar una mayor cobertura espacial en la caracterización de un acuífero y en el monitoreo de su recarga, ya que en proyectos de recarga artificial se suele contar con información puntual, en especial énfasis en los proyectos tipo MAR (por sus siglas en inglés *Management Aquifer Recharge*), en los que la gestión de los recursos hídricos, involucran la recarga hasta la disposición final de las aguas subterráneas, por lo que al ser un proceso que se realiza en un acuífero, se requiere de la caracterización de sus propiedades como por ejemplo la permeabilidad y porosidad.

ALCANCES

- Estudiar los métodos geofísicos existentes para la prospección de acuíferos.
- Identificar ventajas y desventajas de cada uno de los métodos geofísicos, enfocados en el estudio del medio donde ocurre la recarga artificial.
- Aplicar, analizar e interpretar la metodología en un caso práctico de gestión de recarga artificial de un acuífero.

INTRODUCCIÓN

Las aguas subterráneas son un recurso indispensable para la vida diaria; sin embargo, su explotación debido a actividades humanas provocan descensos en su nivel freático, disminución de caudales de ríos y manantiales, intrusión marina e incluso subsidencias del terreno. Actualmente, se han desarrollado diversas técnicas como la Recarga Artificial de Acuíferos (MAR, por sus siglas en inglés), cuyo objetivo principal es favorecer la infiltración de agua al subsuelo para mitigar algunos de los efectos mencionados anteriormente. De manera natural los acuíferos se recargan por medio de la precipitación que empapa el suelo y que es capaz de atravesar la zona vadosa y llegar al nivel freático o por medio de la infiltración de corrientes de agua.

Por lo general la recarga artificial se realiza a través de diversos mecanismos, algunos de ellos: pozos de inyección, lagunas de infiltración, captación de aguas pluviales, dunas de infiltración y presas subterráneas. Para este tipo de proyectos, es importante investigar como fluyen las aguas subterráneas a través de la zona vadosa, y determinar la eficiencia de la infiltración desde la superficie hasta alcanzar el nivel freático; así como establecer su monitoreo para mejorar la recarga intencional, para su posterior recuperación y usos.

Los métodos geofísicos son utilizados para caracterizar la hidrogeología del subsuelo ya sea mediante el uso de técnicas en la superficie (métodos eléctricos, sísmicos, gravimétricos, magnéticos, electromagnéticos) o por técnicas de perforación (registros geofísicos de pozo); con los procesos geofísicos se puede investigar varios parámetros, entre ellos la heterogeneidad de la conductividad hidráulica, parámetro de gran importancia para la caracterización de la zona vadosa.

De esta manera, resulta evidente la importancia de los métodos geofísicos en la obtención de parámetros hidráulicos, los cuales se obtienen a través de la medición de ciertas variables geofísicas que permiten elegir las mejores técnicas de recarga artificial hacia el acuífero.

1 MÉTODOS GEOFÍSICOS PARA LA PROSPECCIÓN DE AGUAS SUBTERRÁNEAS

1.1. USOS GENERALES DE LOS MÉTODOS GEOFÍSICOS

Los métodos geofísicos se usan de manera amplia en la exploración de recursos naturales, principalmente en la exploración petrolera donde han sido de suma importancia ya que actualmente los hidrocarburos se extraen de profundidades cada vez mayores; también en la industria de la minería se usan para caracterizar enormes zonas de estudio de manera rápida y económica, así como para definir zonas mineralizadas de interés monetario.

Los métodos geofísicos se aplican a un sinnúmero de proyectos donde se requiere conocer las características más importantes del subsuelo para otros objetivos, como pueden ser estudios de Geotecnia, Arqueología e incluso llegan a ser de utilidad para investigaciones forenses.

La Geofísica por otro lado ha contribuido a la exploración de aguas subterráneas, lo que consiste básicamente en la ubicación de un acuífero y en la determinación de sus características más importantes; como ejemplo, ayudar a definir si el medio en el que existe el acuífero es granular o un medio fracturado, si es un acuífero libre, confinado o semiconfinado, o inclusive saber si se comporta de las tres maneras antes mencionadas, según el método geofísico empleado y su extensión, así como del objetivo del estudio. Así mismo en la exploración de aguas subterráneas se busca determinar el potencial del acuífero además de la rentabilidad para su explotación; otro aspecto importante en estudios de agua subterránea en el que se usan los métodos geofísicos se encuentran relacionados con la contaminación de acuíferos debido ya sea a causas naturales o a la acción humana cuyo efecto suele ser más común. En este tipo de estudios se busca encontrar el alcance del contaminante, su ubicación espacial y temporal, así como la vulnerabilidad de otras fuentes de agua cercanas que también pudieran ser afectadas; en otros casos se estudian efectos causados por la sobreexplotación de acuíferos como la intrusión salina, muy común en acuíferos costeros, así como también subsidencias en zonas cercanas a pozos de bombeo.

En Geofísica se usan varios métodos para los diferentes estudios de aguas subterráneas que dependen del objetivo de estudio, extensión y duración, así como también de la disponibilidad del equipo utilizado. Entre los métodos geofísicos más utilizados se encuentran los métodos geoeléctricos, métodos electromagnéticos, métodos sísmicos y en menor medida Magnetometría y Gravimetría; las cuales también son de gran utilidad los registros geofísicos de pozos. Los métodos geofísicos se usan principalmente para determinar las características más importantes de un acuífero, además de su tamaño y distribución como son: la litología existente en el acuífero tanto su zona vadosa como su zona de saturación, así como estructuras geológicas que afecten al acuífero como pueden

ser fallas. Existen además estudios de mayor detalle como la estimación propiedades más específicas como son la distribución de la conductividad hidráulica en el acuífero, estudios en los que se ha comprobado la relación entre parámetros geofísicos y los parámetros hidráulicos; sin embargo, la relación entre estos parámetros es compleja ya que depende de muchos factores como el tipo de material, el contenido de humedad, el tamaño de poro, la conductividad eléctrica del agua presente en el medio, entre otros factores; por otra parte también depende del método geofísico usado, así como también de pruebas de laboratorio necesarias para calibrar ecuaciones y fórmulas las cuales generalmente son empíricas.

1.2. LOS MÉTODOS GEOELÉCTRICOS

Son los métodos más usados para la exploración de aguas subterráneas y actualmente son los más comunes, además de ser los más económicos respecto al equipo usado. Su ejecución a pesar de ser de relativa facilidad, requiere bastante trabajo de campo, lo que significa una gran desventaja comparada con otros métodos geofísicos cuya adquisición de datos es más sencilla y rápida. Los métodos geoeléctricos se basan en el uso corriente continua; el operador tiene control sobre la corriente que inyecta al subsuelo; sin embargo, también depende de muchos factores como la resistencia de contacto presente en la zona donde se realiza el estudio. El parámetro obtenido en este tipo de estudios es la resistividad eléctrica, la cual es la habilidad de la corriente eléctrica para fluir a través de distintos materiales y que es una propiedad intrínseca. La unidad en que se mide es el Ohm-m (Ω -m). Este método involucra la inyección de una corriente eléctrica al suelo a través de dos electrodos de corriente.

1.2.1. Usos en exploración de aguas subterráneas

De los principales usos de los métodos geoeléctricos en la exploración de aguas subterráneas se encuentran: a) la localización de la profundidad del nivel estático de un acuífero; en ciertos casos la profundidad del acuífero, generalmente determinado por la profundidad del basamento el cual es impermeable; b) para estudios de intrusión salina en los que se realiza el análisis de la interface entre el agua salada del mar y el agua del acuífero adyacente, cuya salinidad es menor; c) delimitación de las distintas unidades litológicas existentes en el acuífero y definición de sus unidades hidro-estratigráficas. También estos métodos suelen ser útiles en la detección de fallas geológicas que afecten de manera significativa al acuífero, en estudios de contaminación de acuíferos sobre el impacto de sustancias nocivas en fuentes de agua subterránea que se usan para consumo humano, en estimaciones de porosidad y de permeabilidad. Estas últimas se encuentran en fase de investigación para los más diversos propósitos, entre ellos la caracterización de sitios con proyectos de recarga artificial.

1.3. LOS MÉTODOS ELECTROMAGNÉTICOS

Este tipo de métodos poseen varias ventajas frente a los métodos geoeléctricos, como la rapidez para la adquisición de datos de campo, así como no presentar la desventaja de la resistencia de contacto del terreno; los primeros usos de estos métodos estaban enfocados en estudios para la exploración de la industria minera. Dada la necesidad de la adquisición de una mayor densidad de datos precisos, se usan en estudios de hidrogeología principalmente para el mapeo geológico de la zona de estudio por lo que tienen un uso similar a los métodos geoeléctricos de corriente continua; la exactitud de estos métodos depende de la instrumentación, así como del procesamiento de datos y de su interpretación.

1.4. MÉTODOS SÍSMICOS DE REFRACCIÓN Y REFLEXIÓN

Los métodos sísmicos además de ser utilizados en la exploración petrolera y minera, sirven para delimitar la extensión lateral y la profundidad de capas en el subsuelo, así como estimar sus espesores y volúmenes.

Este método de prospección se basa en la transmisión de energía de tensión, como una onda elástica o también conocida como onda sísmica a través del subsuelo. Esta onda es producida por una fuerza externa aplicada en el medio de estudio. La fuerza externa en los métodos sísmicos someros suele ser una fuente mecánica como un marro con el que se golpea una placa o un bloque puesto en el suelo, o algún peso o placa que se deja caer sobre el suelo, así como explosivos pequeños enterrados en una perforación. Hay dos tipos de ondas sísmicas: ondas P y S, las ondas P o compresionales viajan más rápido que las ondas S o transversales, la velocidad de estas ondas está determinada por las propiedades elásticas y la densidad del subsuelo; las ondas sísmicas poseen una menor velocidad a través de sedimentos menos consolidados y viajan mucho más rápido a través de roca compacta. Las ondas sísmicas se detectan por medio de geófonos los cuales convierten las vibraciones del suelo en una señal eléctrica; estos aparatos generalmente se distribuyen a lo largo de líneas rectas y de manera equidistante a lo largo y ancho de la zona de estudio en el cual generalmente se usa de 12 a 48 canales.

1.4.3 Usos en la exploración de aguas subterráneas

Los métodos sísmicos se utilizan para delimitar la geometría de ríos y de canales y para definir el límite de los acuíferos. También se utilizan para definir el nivel freático si este se encuentra relativamente cerca de la superficie. El método de refracción sísmica posee menor resolución que el método de reflexión sísmica; sin embargo, suele ser más económico, además de que es muy útil para caracterizar sedimentos con poco contenido de

agua. Se puede elegir la sísmica de refracción sobre la de reflexión para determinar la profundidad del nivel freático, así como también localizar fallas si el objetivo de estudio se encuentra a menos de 50 metros de profundidad.

1.5. GRAVIMETRÍA

Consiste en la determinación de la distribución de la densidad de las rocas del subsuelo, mediante la observación de las perturbaciones que originan las estructuras geológicas en el campo gravitatorio terrestre medido sobre la superficie. Debe existir un contraste de densidades entre las correspondientes estructuras debido a las diferencias de densidades. La aplicación del método gravimétrico, podrá considerarse de reconocimiento, o de detalle, según el tipo de anomalías que puedan ser discriminadas, ya sean de tipo regional o local. Para adquirir los datos gravimétricos se definen estaciones; en cada una se registra la hora de cada lectura, las coordenadas y la altura de cada punto; por cada estación se toma una lectura en la unidad de referencia: el [Gal], donde $1 \text{ [Gal]} = 1 \text{ [cm/s]}$. La distancia entre las estaciones se define según el objetivo de estudio, del tamaño y profundidad supuesto de la anomalía, estas distancias pueden variar desde 20 [km] hasta 5 [m]. Una vez definidas las distancias entre estaciones se selecciona el rumbo de las líneas.

1.5.1. Ejemplo de aplicación

Los estudios de este tipo suelen hacerse para proyectos que involucran cuencas hidrológicas, por lo que se utilizan en estudios en zonas de gran extensión, este tipo de estudios se utilizan sólo para conocer los rasgos geológicos de la zona de estudio, más que el agua subterránea; sin embargo, se ha comprobado su utilidad para observar el comportamiento y la evolución del nivel freático en grandes periodos que pueden ir de semanas a meses.

1.6. REGISTROS GEOFISICOS DE POZOS

Los registros geofísicos de pozos son aquéllos en los que los procesos de análisis de propiedades físicas se realizan por medio de perforaciones; estos registros se pueden correlacionar con pozos para extrapolar información con una prueba de bombeo, con núcleos, entre otros, los cuales a su vez se pueden usar en conjunto con datos de estudios geofísicos superficiales. La cantidad de material analizado y el volumen de investigación se relacionan con el tipo de registro, el espaciamiento entre sensores y los materiales del subsuelo, así como de las condiciones de la perforación y de los parámetros empleados, con lo que se puede estudiar la roca in situ con un detalle mayor; sin embargo, el método de

perforación puede alterar las muestras obtenidas sobre todo en terrenos donde la litología sea blanda o con poca compactación.

Con este tipo de estudios se pueden identificar unidades litológicas y correlacionarlas entre distintas perforaciones cercanas, identificar el tipo de porosidad y determinar la porosidad efectiva, localizar fracturas, medir su rumbo y echado, localizar intervalos permeables y estimar la permeabilidad, localizar el nivel freático así como niveles colgados de agua subterránea, medir el contenido de humedad por encima del nivel freático, determinar la calidad del agua subterránea, identificar contaminantes, localizarlos y vigilar su comportamiento en el tiempo así como verificar la construcción de pozos de monitoreo.

Los registros geofísicos de pozos tienen una multiplicidad de equipos y de métodos; los más usados comúnmente son los registros eléctricos como el de potencial espontáneo, resistivos, de inducción y laterolog, entre otros; además se tienen los registros radioactivos Gamma, Gamma-Gamma y neutrones entre otros. Existen más métodos algunos de los cuales se resumen en la tabla siguiente de acuerdo con su aplicación.

TABLA 1.1 APLICACIÓN DE REGISTROS GEOFÍSICOS DE POZOS (modificado Rubin, Yoram, et al.)

Registro	Resistividad	Potencial espontáneo	Gamma	Gamma-Gamma	Neutrón	Sónico
Aplicación:						
Exploración de aguas subterráneas	4	4	2	2	3	4
Litología	4	4	4	4	4	4
Fallas	0	1	0	0	0	2
Fracturas	0	1	0	0	0	3
Porosidad	4	0	1	4	4	4
Contenido de humedad	0	0	0	4	4	0
Permeabilidad	0	0	3	2	2	0
Calidad del agua	4	2	2	0	0	0
Densidad	0	0	0	4	3	2

0 = no se considera aplicable; 1 = uso limitado; 2 = usado, o se puede usar, pero no es la mejor propuesta o tiene límites; 3 = uso potencial, pero sin amplio desarrollo; 4 = generalmente considerado una excelente propuesta, las técnicas tienen buen desarrollo

2 GESTION DE LA RECARGA ARTIFICIAL DE ACUIFEROS

2.1 RECARGA ARTIFICIAL DE ACUÍFEROS CON AGUAS RESIDUALES

La recarga artificial de acuíferos con aguas residuales tratadas se realiza principalmente de dos maneras: por medio de pozos de inyección y por medio de lagunas o trincheras de infiltración; por un lado los pozos de inyección tienen la ventaja de no presentar pérdidas por evaporación y de que el agua queda protegida del crecimiento de algas o de la proliferación de fauna nociva; sin embargo, tiene la desventaja de estar sujetos al proceso de colmatación ya sea mecánica, química o biológica que reduce notablemente la capacidad de recarga por este medio debido a la acumulación de materiales sobre la superficie del ademe del pozo. Además, no tiene los beneficios del tratamiento que el agua inyectada pudiera tener a través de la zona vadosa. En lo que se refiere a las lagunas o trincheras de infiltración se tiene la ventaja de que debido a su extensión se tiene un poco más de control sobre la infiltración a través de la zona no saturada, con lo que se mejora la calidad del agua a través de procesos físicos, químicos y biológicos; si bien es cierto que también se presenta el proceso de colmatación, éste es menor que con los pozos de inyección. Entre sus desventajas está el impacto que se tiene en el entorno principalmente en un contexto urbano, además de la exposición del agua a varios factores como proliferación de flora y fauna que en algunos casos pudieran entorpecer o hacer más lento el proceso de recarga. La Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) establece en la NOM-014-CONAGUA-2007 los requisitos necesarios para llevar a cabo proyectos de recarga de acuíferos con agua residual tratada.

2.2 PROYECTOS DE RECARGA ARTIFICIAL TIPO MAR

Por sus siglas en inglés *Managed Aquifer Recharge* o en español *Gestión de la Recarga de Acuíferos*. Se trata de una serie de proyectos que se han definido en los últimos años como una herramienta de gestión hídrica económica y de gran efectividad con respecto a las grandes obras hidráulicas, resultando una actividad de primer orden en varios países, como Holanda, Estados Unidos, Australia, entre otros. En sentido estricto la recarga de acuíferos puede ser natural, incidental o artificial. La recarga natural se define como la entrada de agua a la zona saturada procedente de la superficie de terreno y asociada al flujo descendente de las aguas hacia la zona saturada.

La recarga incidental es aquella que produce aportaciones al acuífero de manera no intencional: fugas en conducciones o fosas sépticas, retornos de riego, etc. En muchos casos, la recarga incidental representa un impacto negativo para los acuíferos.

La recarga artificial se define como “el conjunto de técnicas cuyo objetivo principal es permitir una mejor explotación de los acuíferos por aumento de sus recursos y creación de reservas, mediante una intervención directa o indirecta en el ciclo natural del agua”. Aunque en nuestro país la recarga artificial de acuíferos no se ha usado ampliamente de forma intencional, existen antecedentes de la aplicación y manejo de estas prácticas. Sin embargo, antes de la ejecución de un proyecto de recarga artificial se deben realizar una serie de estudios las cuales determinarán su planeación y desarrollo. Con base en ellos se toman las decisiones más importantes, antes de empezar a construir cualquier tipo de infraestructura destinado a favorecer la recarga intencional.

De entre los estudios con mayor importancia se encuentran: estudios meteorológicos que son usados para comprender aspectos como los patrones de lluvia, pérdidas por evaporación y la influencia del clima en la zona de estudio, entre otros factores que puedan afectar de manera significativa el proyecto. Por otro lado, los estudios hidrológicos son importantes porque permiten conocer la disponibilidad del agua para ser usada en la recarga ya sea que esta provenga de la lluvia o de cuerpos de agua como ríos y lagos, así como aguas residuales provenientes del uso doméstico e industrial, o provenientes de plantas de tratamiento. Así también, se deben realizar pruebas de infiltración que permitan conocer las tasas de infiltración, ya que con este tipo de estudios se estima el tiempo que le tomará al agua introducida alcanzar la zona saturada y si ésta realmente alcanzará el nivel freático.

Por supuesto también son importantes los estudios hidrogeológicos y geofísicos; los primeros son más que necesarios porque proveen un marco conceptual de los tipos de roca, de los estratos geológicos, estructuras como fallas, diques, contactos y límites, así como la correlación entre la topografía y el drenaje presente en la zona de estudio a nivel de cuenca. Los métodos geofísicos se usan principalmente para la caracterización de los sitios de estudio y la información se usa en conjunto con los estudios geológicos para determinar la ubicación del proyecto de recarga.

2.2.1 Componentes de un proyecto MAR

Generalmente los sistemas de recarga artificial están compuestos por siete etapas principales, las cuales son ilustradas en las figuras 2.1 y 2.2:

- 1.- Zona de captura: se recolecta el agua por medio de vertederos o de captaciones de aguas pluviales urbanas; en algunos casos también por medio de tuberías de aguas residuales tratadas provenientes de plantas de tratamiento.
- 2.- Pre-tratamiento: en esta fase generalmente se usan tratamientos primarios como humedales o tratamientos mecanizados de tal modo que el agua sea apta para usarse en la recarga y no ocasionar problemas de contaminación en el acuífero.

- 3.- Recarga: Se usan distintos tipos de técnicas y dispositivos para llevar a cabo el proceso de recarga, dependiendo de los objetivos y restricciones particulares del proyecto.
- 4.- Almacenamiento: Se efectúa dentro del acuífero en la zona saturada. Mientras esto ocurre se puede presentar un tratamiento pasivo por parte del acuífero, como con procesos de filtración.
- 5.- Recuperación: Se recurre a distintos tipos de dispositivos y tecnologías para recuperar el agua la cual previamente se ha almacenado y experimentado procesos dentro del acuífero; el más usado es el de pozos de bombeo.
- 6.- Post-tratamiento: Dependiendo del uso que se le vaya a dar al agua recuperada del acuífero por este proceso, se somete a tratamientos físicos y/o químicos para su uso adecuado.
- 7.- Uso final: el agua se utiliza para distintos fines dependiendo del objetivo del proyecto de recarga artificial, por ejemplo, para consumo doméstico o industrial, irrigación de áreas verdes o para atenuar los efectos de la sobreexplotación de aguas subterráneas.

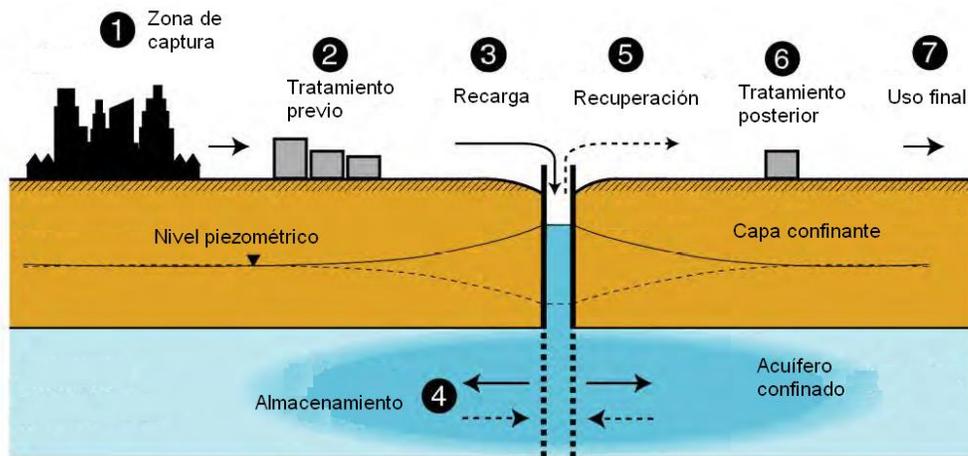


Figura 2.1 Fases de un proyecto tipo MAR en un acuífero confinado

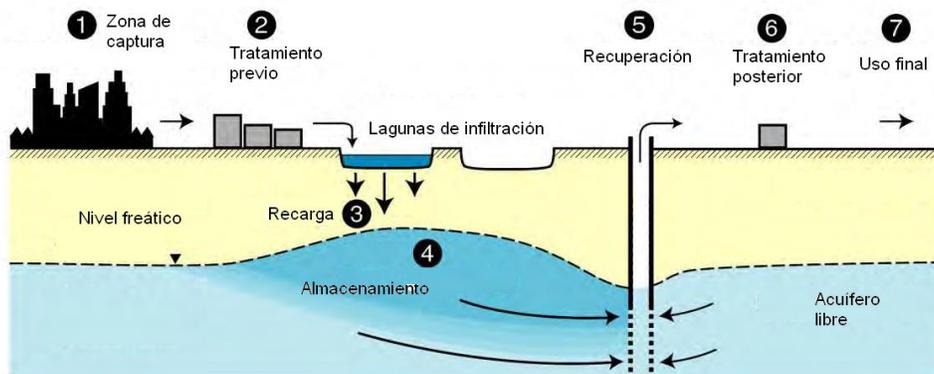


Figura 2.2 Fases de un proyecto tipo MAR en un acuífero libre

2.2.2 Métodos y técnicas de recarga artificial

Son varios los métodos y tecnologías cuyo propósito es favorecer la recarga de un acuífero de manera intencional, y su objetivo general es aumentar las reservas de agua subterránea. Los métodos de recarga se eligen de acuerdo con el proyecto de recarga artificial y tomando en cuenta varios factores como las condiciones del terreno y del acuífero. De entre los métodos más usados a nivel internacional se encuentran:

- *Pozo de inyección y método Acuífer storage and recovery ASR, (figuras 2.1 y 2.3, Almacenamiento y recuperación):* el agua que se introduce para su almacenamiento en el acuífero se recupera por medio del mismo pozo; generalmente se emplea en acuíferos afectados por agua salobre donde se busca aumentar la cantidad de agua potable y así desplazar las aguas salinas, por lo que no se considera importante el tratamiento que pudiera recibir el agua dentro del acuífero.

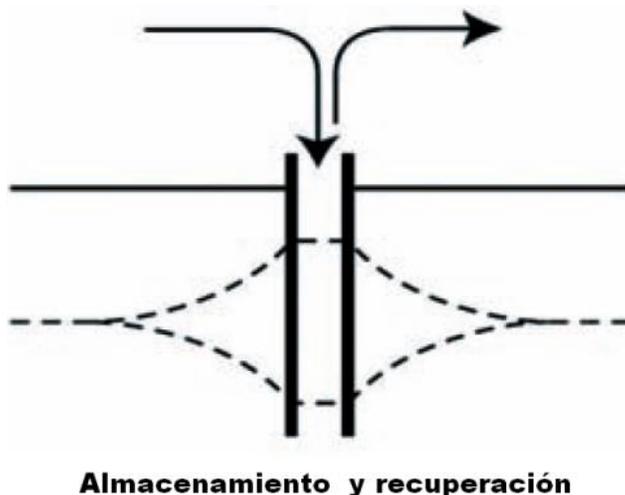
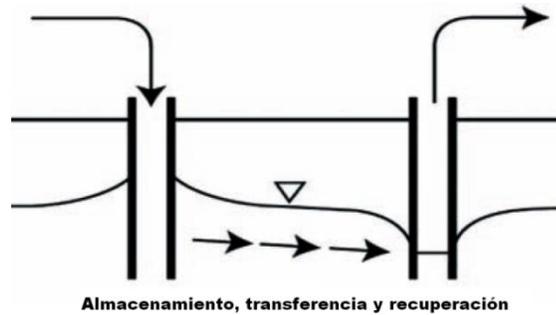


Figura 2.3 Pozo de inyección usado en el método de almacenamiento y recuperación

- *Pozo de inyección y método Acuífer storage, transfer and recovery ASTR (figura 2.4, almacenamiento, transferencia y recuperación):* se introduce agua de igual manera por medio de un pozo y se efectúa el mismo almacenamiento; sin embargo, el proceso de recuperación se realiza por medio de otro pozo, dado que al contrario del caso anterior si se busca el tratamiento por parte del acuífero al agua inyectada, lo cual se logra al aumentar el tiempo de residencia del agua introducida.



Almacenamiento, transferencia y recuperación

Figura 2.4 Pozo de inyección usado en el método de almacenamiento, transferencia y recuperación

- *Lagunas o estanques de infiltración* (figuras 2.2 y 2.5): son estructuras que se excavan o comprenden un área deprimida de un terreno, que retiene el agua, hasta que esta se haya infiltrado hacia el subsuelo, por lo que comprende el desvío de aguas superficiales que permitan que el agua penetre a través de la zona vadosa hasta alcanzar el nivel freático para el caso de un acuífero libre.

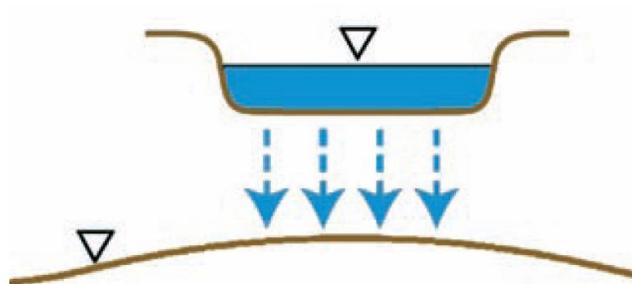


Figura 2.5 Estanque de infiltración

- *Galerías de infiltración* (figura 2.6): se usan estructuras con forma de trincheras en suelos permeables que permiten la infiltración a través del subsuelo hacia el nivel freático para el caso de acuíferos libres.

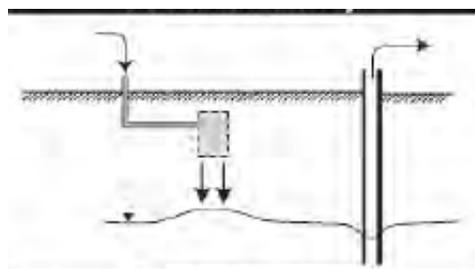


Figura 2.6 Galería de infiltración

- *Sistemas suelo-acuífero (figura 2.7):* estructuras que implican infiltración de manera intermitente a través de estanques que facilitan la extracción de nutrientes y patógenos en su paso por el subsuelo hasta alcanzar la zona saturada de los acuíferos libres.

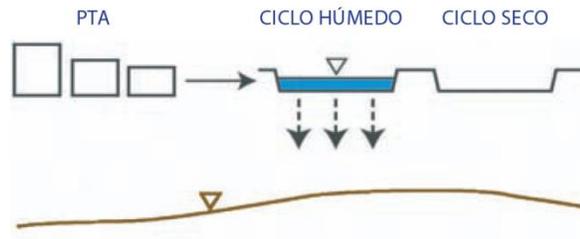


Figura 2.7 Tratamiento suelo-acuífero

- *Captación de aguas pluviales (figura 2.8):* estructuras en las que escurrimientos de techos de viviendas o edificios se desvían a pozos, sumideros o zonas de material permeable, que permitan la infiltración hacia un acuífero.

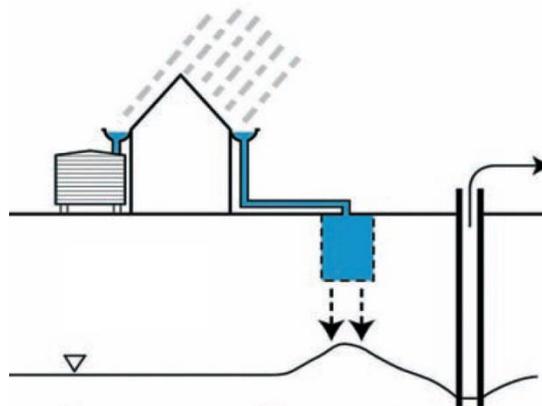


Figura 2.8 Captación de agua de lluvia

- *Pozos secos y poco profundos (figura 2.9):* estructuras que se ubican donde el nivel freático es somero que permiten la infiltración hacia acuíferos libres.

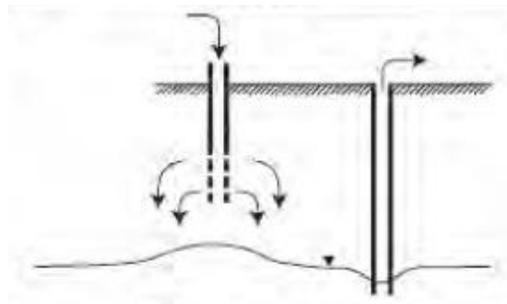


Figura 2.9 Pozos secos

- *Dunas de filtración (figura 2.10)*: se efectúa la infiltración de aguas provenientes de estanques construidos sobre dunas cuya recuperación se produce en la parte más baja de la duna; esto se realiza con el fin de mejorar la calidad del agua por medio de su filtración por el material de las dunas.



Figura 2.10 Duna de infiltración

- *Presas subterráneas (figura 2.11)*: construidas cuando hay flujos subterráneos limitados y corrientes efímeras; se construye una zanja a través del lecho del río que alcance el material impermeable; la zanja se rellena con material de baja permeabilidad para retener los flujos subterráneos y provocar el almacenamiento de agua.

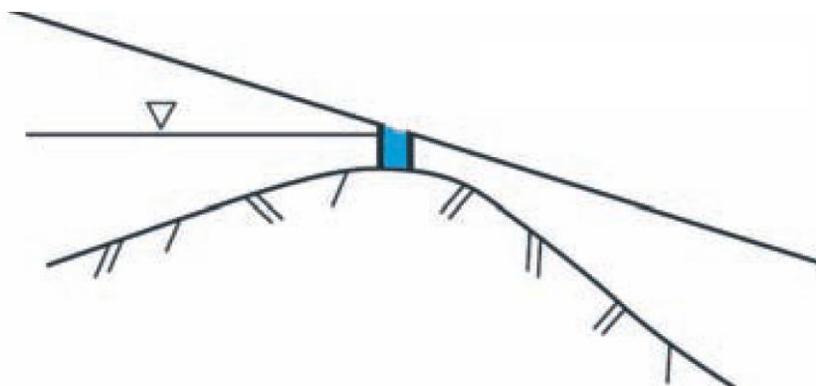


Figura 2.11 Presa subterránea

2.2.3 Propósito de los métodos geofísicos y su utilidad en proyectos tipo MAR

Uno de los principales usos de los métodos geofísicos en este tipo de proyecto, es la selección de un sitio adecuado para llevar a cabo la recarga del acuífero. Además, es una herramienta para evaluar en forma barata las condiciones hidrogeológicas de la zona de estudio. Generalmente se usa en primera instancia para completar un programa de exploración; además, se emplea para delimitar las zonas más favorables; ayuda a determinar con precisión el sitio para la estructura de recarga artificial, así como elegir el método más eficiente de esta.

La aplicación de métodos geofísicos tiene como objetivo revisar comparativamente los diferentes estratos y materiales que componen el subsuelo, así como también los diferentes tipos de estructuras geológicas como por ejemplo una falla y su manifestación en la superficie. Al obtener esta información se establece una correlación con la configuración de la hidrogeología del lugar y se reduce el número de mediciones puntuales de estudios hidrogeológicos con perforaciones de pozos de exploración.

Además de definir las estructuras del subsuelo y la litología, se logra identificar interfaces de agua subterránea de agua salada con agua potable, zonas contaminadas y áreas propensas a intrusión salina.

A continuación, se mencionan los puntos más importantes de la Geofísica en proyectos de recarga artificial (Central Ground Water Board Ministry Of Water Resources, 2000):

- La estratificación del subsuelo donde se ubique un acuífero y la variabilidad espacial de la conductividad hidráulica disponible para la recarga artificial.
- Las zonas que no favorezcan la infiltración de agua subterránea, debido a una baja conductividad hidráulica en el subsuelo.
- La estimación del contenido de humedad, y de la porosidad que, en conjunto con el tipo de suelo, y la vegetación son factores que determinan en gran medida la capacidad de infiltración del subsuelo.
- La dirección del flujo del agua subterránea en procesos de recarga natural y recarga artificial.
- El comportamiento de las aguas con altos grados de salinidad en un acuífero debido a extracción o a recargas.

3 SITUACIÓN ACTUAL DE LA GEOFÍSICA EN PROYECTOS DE RECARGA

3.1. LA GEOFISICA EN ESTUDIOS DE AGUA SUBTERRANEA

La mayor parte de estudios de geofísica se emplean con propósitos de exploración, cuyo objetivo es analizar la rentabilidad de la explotación de un acuífero; también para caracterizar un acuífero con propósitos de remediación si está afectado por contaminantes debido a la actividad humana o por otro tipo de problemas como agua potable mezclada con aguas salobres, arsénico, flúor u otra sustancia cuya concentración no permita su aprovechamiento.

Como se mencionó anteriormente, la caracterización es parte importante en un proyecto de recarga. Si bien es cierto que en general, en todos los estudios de aguas subterráneas es un requisito indispensable conocer a fondo el acuífero, también es cierto que actualmente conforme surgen nuevas técnicas o se mejoran otras, se comprenden mejor muchos otros aspectos en la hidrogeología que no se podían estudiar con anterioridad con tanto detalle.

Un aspecto que ha impulsado el estudio más detallado en aguas subterráneas, además del avance de la tecnología, es el objetivo de mitigar problemas relacionados con la gestión de los recursos hídricos, como escasez, contaminación, etc.

3.2. RELACION ENTRE PARAMETROS GEOFISICOS E HIDRAULICOS

En la actualidad existe interés por conocer con mayor detalle varios parámetros hidráulicos que determinan el comportamiento del medio donde se presenta un acuífero; por ello, investigar la relación entre los parámetros geofísicos e hidráulicos es de gran importancia debido a que se amplía la obtención de variables como la conductividad hidráulica, la densidad, la porosidad entre otros. También el costo de la realización de estudios y pruebas directas es en general alto por lo que la Geofísica puede ser de gran utilidad al permitir estimar en forma más barata la distribución de estos parámetros. Los métodos geofísicos no sustituyen a las pruebas como las pruebas de bombeo, los estudios de laboratorio, o la obtención de núcleos; al contrario, permiten extender la zona de investigación, así como interpolar la información obtenida por estas pruebas, con lo que se obtiene un mayor detalle de la distribución de los parámetros hidráulicos en la zona de estudio.

3.2.1. Refracción y Reflexión Sísmica para la caracterización de la estructura de un acuífero y su contenido de humedad

La densidad y las propiedades elásticas de un medio poroso controlan la velocidad de las ondas sísmicas que se propagan a través de un medio, la cual se conoce como velocidad sísmica del medio (longitud/tiempo). Específicamente la velocidad sísmica de un medio está directamente relacionada con la raíz cuadrada de la relación entre los módulos elásticos y la densidad; cuando se incrementa el valor rigidez y disminuye el de densidad, la velocidad sísmica aumenta. La velocidad sísmica en el aire es de 0.35 (km/s) y en el agua de 1.5 (km/s). La velocidad sísmica en las rocas va de rangos de 1.75 (km/s) en esquistos porosos a más de 7 (km/s) en dolomitas de muy baja porosidad (Birch, 1966). La velocidad sísmica en medios porosos saturados parcialmente aumenta al incrementarse el contenido de agua. Este incremento es un balance entre los efectos de enormes velocidades de propagación mediante los poros llenos de agua y al incremento de densidad debido al desplazamiento del aire dentro del medio.

La relación entre las propiedades elásticas del medio, de la densidad de la matriz y del contenido volumétrico de agua en conjunto con la velocidad de las ondas sísmicas, puede usarse como un método para investigar la distribución del contenido de agua en una estructura hidrogeológica. Los métodos sísmicos de refracción o reflexión operan con fuentes sísmicas cercanas a la superficie; con datos obtenidos dentro de pozos de exploración se construyen imágenes en 2D o 3D, que se usan para conocer la distribución de las velocidades sísmicas, lo cual a su vez puede utilizarse para estudiar la distribución del contenido de agua; sin embargo, muy raramente se utilizan múltiples fuentes y receptores dentro del medio en la zona vadosa.

Los tendidos suelen medir decenas de metros, debido a que este tipo de estudios se enfoca en caracterizar condiciones geológicas someras donde los objetivos de interés estén a menos de 50 m de profundidad (Rubin et al. 1999). Si los métodos sísmicos pudieran aumentar su resolución entonces se podría por ejemplo caracterizar la distribución del contenido de agua para delimitar modelos de flujo subterráneo.

Los estudios de sísmica de reflexión si bien ofrecen un mayor detalle y una profundidad de investigación mucho más grande que los estudios de refracción, también tienen requieren de un procesamiento más complejo, por lo que, para objetivos someros, como por ejemplo una zona vadosa relativamente cercana a la superficie, es mejor llevar a cabo un estudio sísmico de refracción. Sin embargo, debido a que la obtención de información geológica a través de núcleos obtenidos por la perforación de pozos de exploración y de extracción, tiene un costo elevado, los métodos sísmicos (en conjunto con otros métodos geofísicos) siguen siendo de gran importancia para interpolar la información geológica y para observar las variaciones verticales y laterales de los estratos (U.S. Geological Survey, 2007).

3.2.2. Permitividad dieléctrica por medio de Sondeo de Georadar (GPR)

La permitividad eléctrica (farad/metro) describe la habilidad de un medio para almacenar carga en un campo electromagnético variable o la capacidad para polarizarse. Generalmente la permitividad eléctrica de un medio depende de los constituyentes del medio y de la frecuencia del campo magnético aplicado. Actualmente se realizan investigaciones sobre el uso de análisis de frecuencias de mediciones de permitividades eléctricas complejas para estimar propiedades específicas en el subsuelo como la composición mineral o áreas con presencia de agua; además, estos métodos pueden ser aplicados en medios con magnetismo casi nulo, con lo que se elimina problemas derivados de trabajar en zonas donde los materiales del subsuelo tengan permeabilidades magnéticas altas (Callegary, J.B. et al.2008).

Por ejemplo, para frecuencias usadas en el método GPR (10-1000 MHz), las variaciones en la polarización eléctrica están determinadas por el contenido de agua y en menor medida por la mineralogía. Para complementar estudios realizados con geofísica e hidrogeología se estiman la permitividad y la conductividad eléctrica; al explicar los datos de permitividad es útil definir un modelo de permitividad relativa que comparta una parametrización similar al de la geometría de los poros como el que se usa para explicar la conductividad eléctrica. La constante dieléctrica del agua es alta comparada con la de otros componentes del suelo, por lo que la permitividad del contenido volumétrico del agua depende en gran medida de esta; la permitividad dieléctrica de los materiales geológicos dependen del contenido volumétrico del agua y en menor medida de la composición de los sólidos. Como resultado de esta insensibilidad al medio, varios autores estiman el contenido volumétrico del agua por medio de relaciones empíricas con la constante dieléctrica del medio y del agua.

Linde (Linde et al. (2006a)) define una saturación que incluye a la constante dieléctrica del aire k_a , la constante dieléctrica del agua ($k_w \sim 80$), la constante dieléctrica, k_s del sólido, el almacenamiento específico del agua S_w , el factor de formación F y un parámetro empírico n descrito por Archie (Archie, 1942).

$$k = \frac{1}{F} [S_w^n k_w + (1 - S_w^n) k_a + (F - 1) k_s] \quad (3.1)$$

(Birchak et al., 1974) involucran al contenido volumétrico del agua de la siguiente manera, incluyendo en este caso al contenido volumétrico de agua θ y la porosidad ϕ

$$\sqrt{k} = (1 - \phi) \sqrt{k_s} + \theta \sqrt{k_w} + (\phi - \theta) \sqrt{k_a} \quad (3.2)$$

La relación existente entre los cambios de la permitividad dieléctrica y el contenido volumétrico del agua puede usarse en condiciones muy particulares; y se debe tener cuidado, ya que en ambientes donde exista la posibilidad de una alta conductividad eléctrica, se obtienen resultados erróneos; también en suelos arcillosos que suelen tener grandes fracciones de agua, debido a que dicha agua ligada a estas arcillas presenta una permitividad dieléctrica más baja que el agua que se encuentra en libre movimiento, con lo que se dificulta su aplicación en este tipo de suelos y que requerirían de una calibración específica para la zona de estudio, en la figura 3.1 se muestra un ejemplo de como la geofísica puede ayudar en la caracterización de un zona de recarga, que no necesariamente es aplicable en México, pero que ejemplifica el uso del radar en condiciones particulares como por ejemplo, en zonas glaciares.

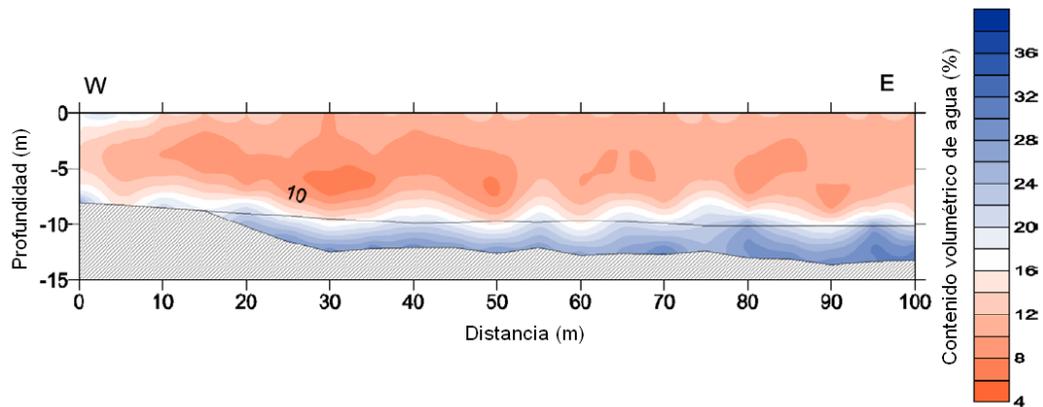


Figura 3.1 Estimación del contenido volumétrico de agua, en depósitos de sedimentos glacio-fluviales con base en la medición de la permitividad dieléctrica del medio; la línea continua indica el nivel freático localizado con sísmica de refracción. (Turesson, A. 2006)

3.2.3. Parámetros hidráulicos y su relación con la resistividad y conductividad eléctrica

La conductividad eléctrica se define como la capacidad de un medio de transmitir corriente eléctrica de acuerdo con la Ley de Ohm, siendo su inverso matemático la resistividad eléctrica que describe la dificultad del paso de la corriente eléctrica a través de un material; entre los factores que modifican la conductividad eléctrica se encuentran: el grado de saturación, la porosidad, la composición del subsuelo, la temperatura, la presión y la permeabilidad, entre otros. Dicha dependencia limita la obtención de una interpretación única de cualquier otra propiedad (por ejemplo, el contenido de agua). Para medios con escasas cantidades de material arcilloso la porosidad y la conductividad eléctrica del suelo

se pueden considerar constantes a lo largo de la zona vadosa, siempre considerando la conducción iónica que resulta de los electrolitos contenidos entre los poros del medio (U.S. Geological Survey, 2007).

Archie (1942) encontró una relación entre la resistividad del agua R_w y la de la roca R_0 cuando está saturada al 100 %, por medio de un factor de formación F

$$F = \frac{\rho_0}{\rho_w} \quad (3.3)$$

El factor de formación ha sido relacionado con la porosidad como, por ejemplo

$$\rho_0 = c\phi^{-m}S^{-n}\rho_w \quad (3.4)$$

Donde $\rho_0 =$ Resistividad del medio
 $\rho_w =$ Resistividad a máxima saturación
 $n =$ Numero entero $\cong 2$
 $m, c =$ Valores según el tipo de roca ($0.5 < c < 2.5$; $1.3 < m < 2.5$)
 $\phi =$ Porosidad
 $S =$ Saturación

Al realizarse estudios que involucren a la conductividad y/o resistividad en conjunto con otros métodos se mejora el mapeo de las estructuras y del contenido de agua; además de que se pueden utilizar para proyectos que impliquen actividades de monitoreo. Por lo anterior, en proyectos de investigación es común usar tomografía de resistividad para monitorear cambios en el contenido de agua a lo largo de la zona vadosa, así como para delimitar modelos hidrológicos y obtener una interpretación directa del flujo de agua durante la infiltración (Binley, Kemna, 2005).

Además de los métodos eléctricos de corriente directa, existen los métodos electromagnéticos como los transitorios electromagnéticos en el dominio del tiempo o de la frecuencia con los que se hacen mediciones de resistividad y conductividad eléctrica. Entre los ejemplos de investigación se tiene la estimación del contenido de agua y la variación espacial de fluidos entre poros por Sheets y Hendricks (1995), así como también estudios entre la relación de la conductividad eléctrica con la porosidad y grado de saturación (McNeill, 1990).

3.3. EJEMPLOS DE ESTUDIO EN PROYECTOS DE RECARGA

3.3.1. Ejemplo del Arroyo Rillito en Arizona

El Servicio Geológico de Estados Unidos USGS, presentó un reporte que describe las propiedades físicas de los depósitos superficiales y del subsuelo y a lo largo de más de 19 [Km] a lo largo del Arroyo Rillito. Con el fin de entender mejor de procesos de recarga cerca de corrientes efímeras y describir el sistema geohidrológico de la zona se estudiaron los depósitos del canal los cuales tienen de 4 a 12 [m] de espesor, cuya composición varía de gravas arenosas a arenas gravosas. En promedio estos depósitos superficiales están compuestos por 44 % gravas, 51 % arenas, 2 % limos y 3 % arcillas. Sin embargo, para las capas debajo de estos depósitos el contenido de limos aumenta a un 9 % y el de la arcilla pasa a ser de 6 %.

Los datos obtenidos sirvieron para delimitar el aluvión más reciente y los sedimentos subyacentes en los primeros 45 metros de profundidad a lo largo de poco menos de 2 [Km] de extensión, con lo cual se describieron las propiedades relacionadas con el flujo lateral y vertical dentro de los depósitos.

En total se usaron los datos de 63 pozos existentes en la zona de estudio, además información obtenida de la perforación de 5 pozos de exploración dentro del mismo canal del arroyo con lo cual se describieron las propiedades físicas más importantes como la porosidad, el contenido volumétrico de agua y la saturación, así como también la conductividad hidráulica para medios saturados y la distribución del tamaño de partícula, entre otros; de los núcleos obtenidos de dichas perforaciones se midió su capacidad de retención de humedad.

Como estudios geofísicos se realizaron sondeos eléctricos verticales en la modalidad de Wenner, Schlumberger y dipolo-dipolo complementados con estudios de sísmica de refracción para delimitar la geometría y extensión de los depósitos sedimentarios. Para este estudio la resistividad eléctrica también fue útil para definir la litología y diferenciar depósitos de grano grueso de sedimentos de grano más fino y mediciones de inducción electromagnética que sirvieron para estimar la extensión vertical y horizontal de sedimentos finos y más gruesos; se utilizó la relación entre la conductividad eléctrica el tamaño de grano y el contenido de humedad con lo que se obtuvieron los siguientes resultados: se observó que los valores de depósitos aluviales con poco o nulo contenido de humedad poseen un valor aproximado de 10 [mmhos/m], mientras que para gravas y arenas saturadas el valor fue de 20 a 50 [mmhos/m]; sin embargo, cuando el contenido de limos y arcillas aumentaba también lo hizo la conductividad eléctrica, con lo que se llegó a cifras de 100 o

más [mmhos/m], tendencia que se había esperado y que al compararse con el inverso de las resistividades obtenidos en los SEV se obtuvieron valores similares.

Así mismo se realizaron estudios de registros de pozos como inducción electromagnética (EM) y de rayos Gamma en las 5 perforaciones mencionadas anteriormente. Para el primer caso se midió la conductividad eléctrica de los materiales del subsuelo, información que se utilizó para diferenciar la aportación a la conductividad eléctrica de los limos y arcillas contenidos en las arenas y gravas, mientras que el registro de rayos Gamma se usó para diferenciar los sedimentos de grano más fino como las arcillas.

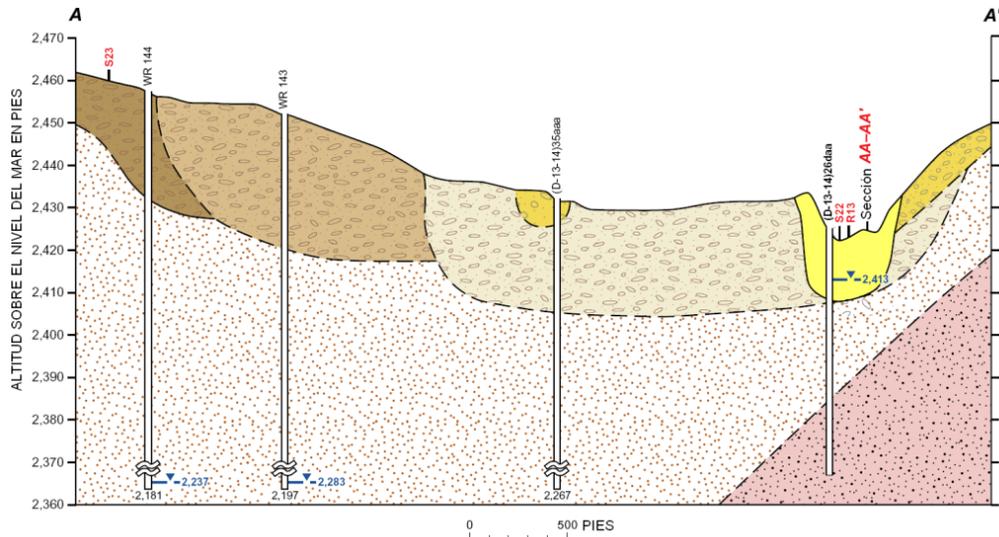


Figura 3.2 Ejemplo de los perfiles transversales del arroyo y la ubicación de la exploración geofísica

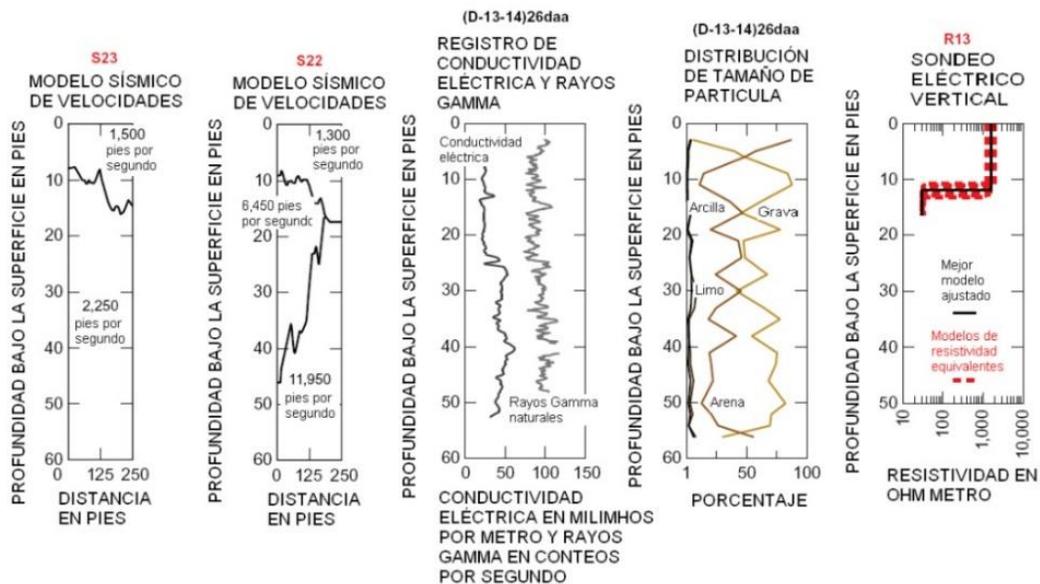


Figura 3.3 Obtención de diferentes atributos de la zona de estudio, del perfil de la figura anterior

3.3.2. Ejemplo de la caracterización y monitoreo de una laguna de infiltración por medio de estudios de resistividad eléctrica

En el artículo publicado por Mawer, Kitanidis, Pidlisecky y Knight (2013) recalcan que para que un proyecto de recarga artificial tipo MAR sea realizado de manera eficiente se deben conocer a fondo los procesos de recarga que ocurren sobre todo en la zona vadosa, ya que de esta depende el volumen de agua recargado a un acuífero. En este caso se trata de una laguna de infiltración como dispositivo de recarga, en la cual se propone usar sondas similares a las que se usan en sondeos eléctricos verticales, con la diferencia de que estas sondas se localizarían en la base de la laguna de infiltración. Con ellas se pueden obtener perfiles de conductividad eléctrica con una resolución temporal y espacial mejorada con el que se pueden obtener imágenes con un grado grande de detalle. La instalación permanente de las sondas es para usarlas en el monitoreo del proceso de recarga de la laguna.

El punto más importante del artículo, es la creación de un algoritmo para estimar los parámetros de la relación de Van Genuchten, los cuales relacionan la saturación efectiva y la conductividad hidráulica, así como el contenido volumétrico de agua, parámetros que a su vez son usados en la ecuación de Richards en la que se supone que el flujo dinámico bajo una laguna de infiltración está dominado por el efecto de la gravedad.

En conjunto con la conductividad hidráulica de la zona vadosa, estos parámetros se usan para estimar las tasas de infiltración y la colmatación (proceso de acumulación de materiales sobre la superficie de infiltración del agua, cuyo efecto es una reducción de la capacidad de recarga) del fondo de la laguna en tiempo real; para esto se requieren los perfiles de conductividad eléctrica e información hidrológica auxiliar; en este caso se usa un caso sintético para analizar la exactitud y la sensibilidad de la resolución espacial de los datos.

La modelación de los procesos de recarga requieren de datos obtenidos con estudios geofísicos como la resistividad eléctrica o su inverso, la conductividad eléctrica, ya que dicho parámetro está íntimamente relacionado con la saturación; las sondas citadas en el artículo pueden permanecer de manera indefinida obteniendo datos, la universidad de Calgary construyo sondas que usan de 25 a 35 electrodos con longitudes que van de 2 a 30 metros capaces de inducir corriente y medir el diferencial de potencial para 96 pares de voltaje y cuyas mediciones pueden realizarse en el subsuelo y en el agua de la laguna de infiltración. La resolución de las sondas puede ser del orden de centímetros y la resolución espacial de por lo menos media hora, lo cual las hace lo suficientemente sensibles para detectar cambios graduales en la saturación y así permitir el monitoreo ya que al poner las sondas bajo la laguna, estas siguen tomando datos incluso durante los tiempos de mantenimiento.

4 FUNDAMENTOS TEORICOS SOBRE LA RESISTIVIDAD ELECTRICA DEL SUBSUELO

La resistividad eléctrica es la propiedad que poseen los diferentes tipos de materiales, de oponerse al flujo de la corriente eléctrica en presencia de un campo eléctrico. Es a través de los contrastes de los valores obtenidos de resistividad que es posible diferenciar distintas clases de materiales en el subsuelo. La profundidad de exploración no depende de la potencia de un equipo o de su sensibilidad; depende básicamente de un fuerte contraste en las propiedades eléctricas. Orellana (1966) establece que lo importante en un equipo transmisor son los amperios que se puedan inyectar al terreno y no los kilovatios. Por ejemplo, si el generador es de 500 Voltios de salida y la resistencia de contacto entre los electrodos y el terreno es de 500 [Ohm], la intensidad de corriente máxima que se puede poner en el subsuelo es de 1 Amperio, independientemente que el generador sea de 10, 20, 100 o 1000 [kilowatts]. En resumen, no importa la potencia del generador, lo principal es cuánta corriente deja pasar la resistencia de contacto.

4.1. ECUACIONES DE MAXWELL

Para establecer el estudio de la resistividad eléctrica se parte de las ecuaciones de Maxwell, en especial la Ley de Faraday, que describe la relación entre el campo eléctrico y el magnético asociado:

$$\nabla \times E = -\frac{\partial B}{\partial t}; \quad \text{Ley de Faraday} \quad (4.1)$$

Donde $E = \text{Vector del Campo eléctrico}$ $B = \text{Vector del campo magnetico}$

Si se trata con corriente continua, se considera que no existe variación del campo magnético por lo que es un campo estacionario, entonces se anula la derivada temporal:

$$\nabla \times E = 0 \quad (4.2)$$

La ecuación (4.2) indica que el campo eléctrico es irrotacional y conservativo, por lo que se deriva de un potencial escalar U de signo opuesto, es decir:

$$E = -\nabla U \quad (4.3)$$

Por otro lado, la Ley de Ohm establece que la intensidad de corriente eléctrica que fluye por un circuito eléctrico es directamente proporcional al diferencial de potencial aplicado e inversamente proporcional a la resistencia eléctrica del mismo; en su forma diferencial para

medios isotrópicos, indica que el vector densidad de corriente J tiene la misma dirección y sentido que el campo eléctrico E y es proporcional a la conductividad eléctrica σ :

$$J = \sigma E \quad (4.4)$$

Ahora, tomando en cuenta la Ecuación de Continuidad que se cumple para todos los puntos excepto en los electrodos, si ρ es la densidad de carga se establece lo siguiente:

$$\frac{\partial \rho}{\partial t} + \nabla \cdot J = 0 \quad (4.5)$$

Por lo que el vector de densidad de corriente es igual a cero en cualquier punto excepto en la fuente, por lo tanto:

$$\nabla \cdot J = 0 \quad (4.6)$$

Combinando las ecuaciones (4.4) y (4.6) se obtiene:

$$\nabla \cdot J = \nabla \cdot (\sigma E) = 0 \quad (4.7)$$

Desarrollando la ecuación anterior se obtiene:

$$\nabla \cdot \sigma E = \sigma \nabla \cdot E + E \cdot \nabla \sigma = -\sigma \nabla \cdot \nabla U + E \cdot \nabla \sigma = -\sigma \nabla^2 U + E \cdot \nabla \sigma = 0 \quad (4.8)$$

Si la conductividad del medio es uniforme, el gradiente de la conductividad es cero de forma que el potencial eléctrico cumple la Ecuación de Laplace, la cual es válida en todo el semiespacio conductor excepto en los electrodos, por lo que:

$$\nabla \sigma = 0 \quad \Rightarrow \quad \nabla^2 U = 0 \quad (4.9)$$

En el semiespacio se considera que la densidad de corriente se desplaza en forma semiesférica a partir de cada uno de los electrodos de corriente, como se muestra en la siguiente figura. Por simetría, los vectores de densidad de corriente tendrán el mismo valor y se desplazarán de forma radial a una distancia "r" al electrodo de corriente:

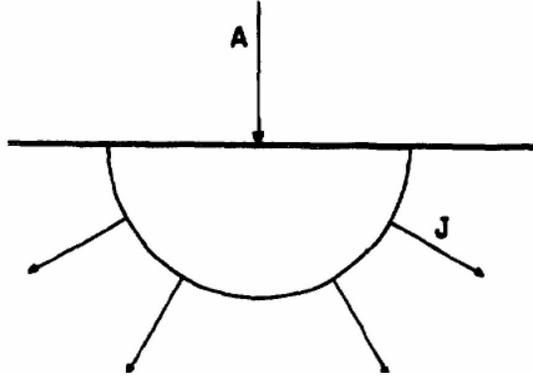


Figura 4.1 Distribución del vector Densidad de Corriente

Por lo tanto

$$J = \sigma E = \frac{I}{2\pi r^2} \quad (4.10)$$

Donde $I =$ Intensidad de corriente

Entonces

$$|E| = \frac{I}{\sigma 2\pi r^2} = \frac{I\rho}{2\pi r^2} \quad (4.11)$$

Donde $\sigma = 1/\rho$

Lo que indica que el campo eléctrico de un electrodo puntual es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia del electrodo de corriente “ r ”.

Desarrollando la ecuación (4.3) e igualándola con (4.11)

$$-\nabla U = \frac{dU}{dr} = \frac{I\rho}{2\pi r^2} \rightarrow dU = -\frac{I\rho}{2\pi r^2} dr \quad (4.12)$$

Integrando se obtiene:

$$U = \frac{I\rho}{2\pi r} + c \quad \text{o expresado como } V = \frac{I\rho}{2\pi r} + c \quad (4.13)$$

Donde el potencial decrece con el inverso de la distancia de la fuente, por lo que la constante “c” tiene valor cero si el voltaje “V” es cero, cuando la distancia “r” tiende a infinito.

4.2. RESISTIVIDAD ELECTRICA

Sin embargo, para varias fuentes de corriente, se deben sumar todas las contribuciones del potencial, por lo que de acuerdo con el esquema básico de los métodos de resistividad:

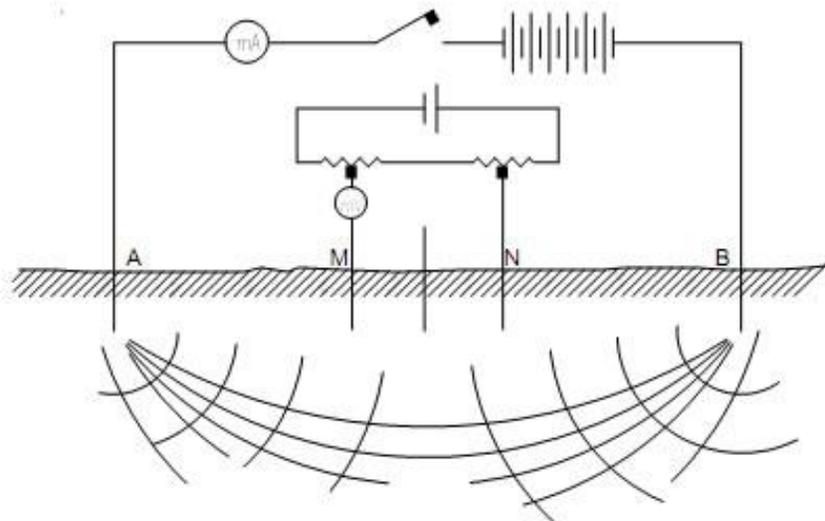


Figura 4.2 Esquema básico para la medición de resistividad eléctrica

Por lo que

$$V_M = \rho \frac{I}{2\pi AM} - \rho \frac{I}{2\pi BM} \quad (4.14)$$

$$V_N = \rho \frac{I}{2\pi AN} - \rho \frac{I}{2\pi BN} \quad (4.15)$$

El diferencial de potencial está dado por:

$$\Delta V_{MN} = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right) \quad (4.16)$$

Por lo que la resistividad, medida en Ohm-metro está dada por la siguiente ecuación

$$\rho_a = k \frac{\Delta V}{I} \quad [\Omega \cdot m] \quad (4.19)$$

Por lo que:

$$k = \frac{2\pi}{\left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right]} \quad (4.20)$$

La resistividad medida será independiente de la posición de los electrodos de inyección y detección cuando estos se intercambian; este es el principio de reciprocidad; sin embargo, por lo general el medio no es homogéneo, por lo que se obtiene una resistividad aparente (ρ_a) que depende de la cantidad de estratos y del tipo del material del medio. Por otro lado, el término “k” determina el comportamiento del arreglo usado y representa la distancia del campo eléctrico respecto a la fuente, dicho término se conoce como factor geométrico.

4.2.1. Características eléctricas de algunos materiales

En general las rocas no son conductoras de corriente eléctrica salvo algunos casos específicos donde su composición mineralógica es de metales. Sin embargo, la mayoría de las rocas presentan cierto grado de porosidad y los poros generalmente están ocupados total o parcialmente por electrolitos; esto condiciona una conducción iónica muy variable, que depende fundamentalmente de las características de las soluciones acuosas y el tipo de porosidad y grado de interconexión entre esos poros.

Además, existen otros factores que influyen en la resistividad que presentan los diferentes medios del subsuelo como la propia resistividad del agua contenida en los poros de la roca, la resistividad propia de la roca. También al aumentar la presión, aumenta el grado de compactación, disminuyendo la porosidad y aumentando de manera significativa la resistividad.

La presencia de materiales arcillosos es otro parámetro a tomar en cuenta al tratar de evaluar las variaciones de la resistividad de una roca cuando ésta se encuentra total o parcialmente saturada de agua, ya que la interacción entre la matriz de la roca y el agua contenida en sus poros produce dos fenómenos: la conducción superficial y la ionización de los minerales arcillosos.

Por otro lado, los acuíferos tienen características diferentes, que dependen principalmente de la resistividad de la roca que contiene el acuífero, de la resistividad del agua y de la permeabilidad; por lo que se espera que se den cambios en sentido vertical entre la zona saturada y la zona vadosa del acuífero. Se espera además que también se presente un contraste de resistividad entre los diferentes tipos de roca. A continuación, se enlistan distintos tipos de rocas y la variabilidad de su resistividad con su contenido de agua, así como valores típicos de la resistividad del agua según su salinidad.

TABLA 4.1 RESISTIVIDAD EN ROCAS SEGÚN SU CONTENIDO DE AGUA
(Telford, 1976)

Roca	H ₂ O (%)	ρ (ohm-m)
Limolitas	0.54	1.5×10^4
Limolitas	0.38	5.6×10^8
Arenisca grano grueso	0.39	9.6×10^5
Arenisca grano grueso	0.18	108
Arenisca grano mediano	1	4.2×10^3
Arenisca grano mediano	1.67	3.2×10^6
Arenisca grano mediano	0.1	1.4×10^8
Grauvaca arenisca	1.16	4.7×10^3
Grauvaca arenisca	0.45	5.8×10^4
Lutita orgánica	11	0.6×10^3
Dolomias	2	5.3×10^3
Dolomias	1.3	6×10^3
Dolomias	0.96	8×10^3
Granito	0.31	4.4×10^3
Granito	0.19	1.8×10^6
Granito	0	1010
Diorita	0.02	5.8×10^5
Diorita	0	6×10^6
Basalto	0.95	4×10^4
Basalto	0.49	9×10^5
Basalto	0	1.3×10^8

TABLA 4.2 RESISTIVIDAD DEL AGUA (Orellana, 1972)

Tipo de agua	Intervalo de ρ (ohm-m)
Aguas de lago	10^3 a 3×10^3
Aguas dulces superficiales	10 a 10^3
Aguas salobres superficiales	2 a 10
Aguas subterráneas	1 a 20
Aguas de lagos salados	0.1 a 1
Aguas marinas	0.2
Aguas de impregnación de roca	0.03 a 10

4.3. SONDEO ELECTRICO VERTICAL

Se conoce como sondeo eléctrico vertical (SEV) a una serie de mediciones de la resistividad aparente, efectuadas con el mismo tipo de dispositivo y separación creciente entre los electrodos de emisión y recepción de corriente. En las configuraciones de adquisición, dos electrodos se usan para energizar el suelo y dos electrodos para medir la diferencia de potencial. La correlación entre la corriente inyectada, la diferencia de potencial medida y un coeficiente geométrico relativo a la disposición de los 4 electrodos determina el valor de la resistividad aparente en el sitio. Este valor de resistividad aparente corresponde a una cierta profundidad, función de la separación entre los electrodos, su configuración y de las secuencias electro-estratigráficas investigadas. Estos factores y los objetivos de investigación determinan la programación de la longitud o extensión del sondeo.

Existe una variedad de arreglos que pueden usarse incluso se pueden personalizar dependiendo del objetivo de estudio y de las condiciones del lugar, se describen a continuación algunos ejemplos.

4.3.1. Arreglo Wenner

Todos los electrodos se encuentran sobre la misma línea y todos tienen la misma distancia de separación entre ellos; se inicia con una distancia de separación “a” elegida a conveniencia del objetivo de estudio y de las condiciones del lugar, así como del espacio disponible; para obtener las demás lecturas se usan aberturas en múltiplos de la abertura inicial “a” generalmente enteros por ejemplo “2a”, “3a” etc. Entre las ventajas de este

arreglo es su sensibilidad para detectar cambios verticales en la resistividad, además de tener una intensidad de señal grande, entre las desventajas que tiene el arreglo es la realización de este arreglo en campo, que requiere el desplazamiento de los cuatro electrodos a distancias incluso mayores que el arreglo Schlumberger.

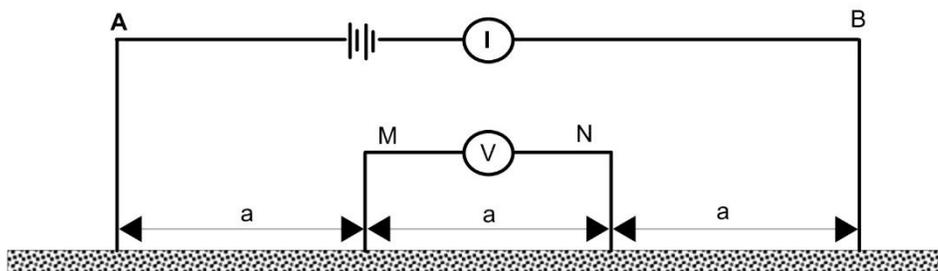


Figura 4.3 Arreglo Wenner

$$\text{Factor geométrico } k = 2\pi a \quad (4.21)$$

4.3.2. Arreglo Schlumberger

A diferencia del arreglo anterior los electrodos de potencial permanecen fijos mientras que los electrodos de corriente son los que se van desplazando para obtener las distintas lecturas de diferencia de potencial, la distancia “n” permanece fija y puede incluso tomar el valor de 1. Las ventajas de este arreglo están en que es idóneo para localizar cambios laterales y una realización más cómoda con respecto al arreglo Wenner, sin embargo, una de sus desventajas es la intensidad de señal mucho menor, lo que lo hace sensible al ruido.

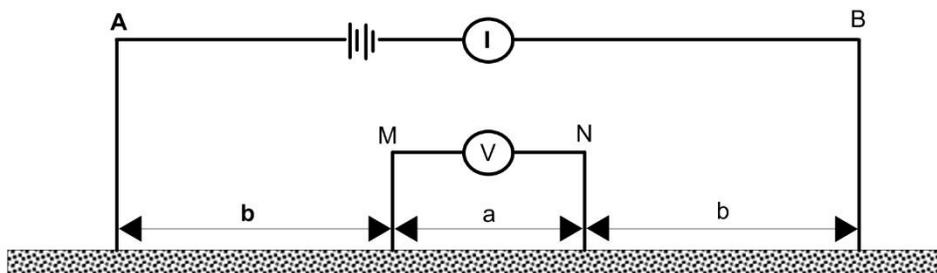


Figura 4.4 Arreglo Schlumberger

$$\text{Factor geométrico } k = \pi b(b + a)/a \quad (4.22)$$

4.3.3. Arreglo Dipolo-Dipolo y Polo-Dipolo

En este tipo de arreglo todos los electrodos siguen en línea; sin embargo, el orden de estos cambia ya que primero se encuentran los electrodos de corriente y a cierta distancia los electrodos de potencial. Cabe aclarar que el punto de atribución se sigue midiendo entre los electrodos de potencial de manera normal; los electrodos de potencial permanecen fijos, mientras que los electrodos de corriente se desplazan como se muestra a continuación donde la distancia “n” puede tomar cualquier valor incluso 1. Las ventajas de estos arreglos son la sensibilidad a variaciones laterales en la resistividad, y una intensidad de señal fuerte respecto a los arreglos anteriores, pero con la desventaja de ser sensibles al ruido telúrico.

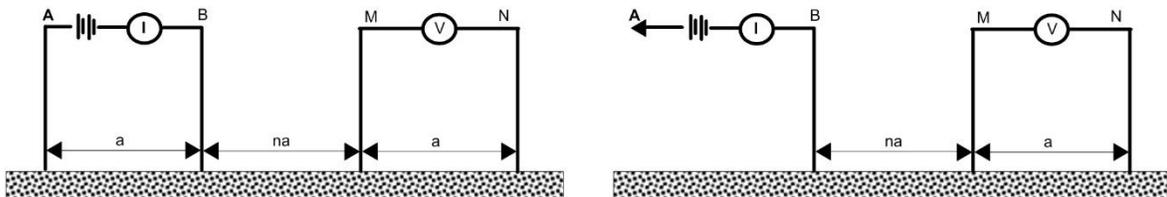


Figura 4.5 Arreglo Dipolo- Dipolo y Polo-Dipolo

$$\text{Factor geométrico para Dip. Dip.: } k = \pi n(n + 1)(n + 2)a \quad (4.23)$$

$$\text{Factor geométrico Pol. Dip.: } k = 2\pi n(n + 1)a \quad (4.24)$$

4.3.4. Profundidad de investigación

La profundidad a la que un sondeo eléctrico vertical logra alcanzar capas subyacentes depende en gran medida de la distancia de separación de los electrodos de los distintos arreglos descritos anteriormente, para calcular un valor numérico Loke (2004), propone el uso de la función de sensibilidad o la derivada Frechet; para determinar cuál es el cambio en el potencial medido por un arreglo en la superficie, debido a cambios en la resistividad de una capa delgada si los límites en “x” y “y” se extienden de $-\infty$ a $+\infty$, en el que el valor “a” es la distancia entre los electrodos del arreglo, la función de sensibilidad se describe como:

$$F_{ID}(z) = \frac{1}{4\pi^2} \iint_{-\infty-\infty}^{+\infty+\infty} \frac{x(x - a) + y^2 + z^2}{[x^2 + y^2 + z^2]^{1.5} [(x - a)^2 + y^2 + z^2]^{1.5}} dx dz \quad (4.25)$$

Roy y Apparao en 1971 obtuvieron la solución analítica, la cual es conocida también como profundidad de investigación característica

$$F_{ID}(z) = \frac{2}{\pi} \frac{z}{(a^2 + 4z^2)^{1.5}} \quad (4.26)$$

Diversos autores como Edwards en 1977, Barker en 1989, y Merrick en 1997 usan la ecuación anterior para obtener las propiedades de distintos arreglos, sin embargo los dos primeros autores sugieren el término “profundidad media de investigación” que es la profundidad por encima de la cual el área bajo la curva es igual a la mitad del área total bajo la curva, lo que significa que la sección superior de la tierra sobre la “profundidad media de investigación” tendrá la misma influencia en el potencial medido como la sección inferior, lo cual es independiente de la resistividad aparente medida o de los valores de resistividad de un modelo de la Tierra homogéneo. Barker (1989) concluye entonces que para el arreglo Wenner el valor es de 0.17L, para el arreglo Schlumberger es de 0.19L y finalmente para el dipolo-dipolo es de 0.25L, donde “L” es la longitud total del tendido.

4.3.5. Interpretación de las curvas de resistividad aparente

Las curvas de resistividad aparente obtenidas en campo, se presentan en forma de curvas que relacionan los valores de resistividad con la distancia entre los electrodos de corriente AB.

La relación entre la resistividad y la distancia entre los electrodos de corriente para diversos cortes geoelectricos es compleja por lo que el cálculo teórico de esta relación está basado en el cálculo del campo de una fuente puntual de corriente en un medio heterogéneo; existen cálculos para cortes geoelectricos sencillos, en especial para separaciones horizontales paralelas, por ejemplo, estratos de rocas sedimentarias. La forma de las curvas de resistividad depende del número de capas horizontales que existen en el corte y de la relación entre sus resistividades y espesores.

4.3.6. Problema directo

Se define como problema directo, aquel donde dado un modelo, calcular valores teóricos por medio de un conjunto de parámetros; el problema directo tiene solución única a diferencia del problema inverso.

En prospección geoelectrica, la interpretación de sondeos eléctricos por medio de la solución del problema directo se puede realizar comparando datos experimentales con modelos teóricos; los modelos geoelectricos tienen una gran cantidad de parámetros que los definen como los espesores y los valores de resistividad de las capas que posean. Sabba Stefanescu resolvió el problema directo por medio de integrales que contienen funciones de Bessel, sin embargo, al tener un carácter oscilatorio paso bastante tiempo antes de poder resolver numéricamente estas integrales con precisión, por lo que se crearon varios métodos para remplazar las integrales por series (Kaufman, 2010). Las curvas de resistividad aparente se pueden interpretar manualmente por medio de un catálogo de curvas maestras, cuando se estudian casos con dos o tres capas en un medio estratificado; los catálogos están disponibles para los arreglos Wenner y Schlumberger (Orellana y Mooney 1966, 1972), sin embargo, para el caso de cuatro o más capas, la interpretación se vuelve más compleja por lo que se recurre a programas de cómputo.

4.3.7. Problema inverso

Es aquel, en el que se inicia con datos experimentales, y que, por medio del cálculo de procesos iterativos, se obtiene un modelo que mejor se ajuste y que explique los datos obtenidos en campo.

Para este caso, el problema inverso se resuelve al comparar la curva obtenida en campo con curvas de un modelo teórico, el cual es una representación matemática ideal del subsuelo, el modelo inicial se define con información geológica disponible, así como con espesores y resistividades teóricas; posteriormente se realiza un proceso iterativo en el que se realiza un ajuste del modelo con las curvas de resistividad obtenidas en campo, de modo que el modelo tenga una respuesta similar a los datos observados. Este proceso es complejo debido a la heterogeneidad presente en el subsuelo, además se presentan ambigüedades al momento de realizar el proceso de inversión, principalmente por el hecho de que varios modelos pueden presentar respuestas similares para un conjunto de datos observados, lo cual se conoce como principio de equivalencia.

Resistencia transversal unitaria: Se define por medio de un medio estratificado de dos o más capas que están delimitadas por un prisma recto de sección cuadrada con un eje perpendicular a la orientación de las capas y de lado igual a la unidad y que es atravesado

por una corriente eléctrica que fluye perpendicularmente a la estratificación, las capas se comportaran como conductores en serie por lo que sus resistencias se sumaran, la resistencia del tronco del prisma perteneciente a la capa i será:

$$T_i = \rho_i E_i \quad (4.27)$$

La resistencia transversal total será:

$$T = \sum \rho_i E_i \quad (4.28)$$

Conductancia longitudinal unitaria: Se define si el mismo prisma se opone a que la corriente fluya de manera paralela a la estratificación, por lo que las capas se sumaran como resistencias en paralelo, entonces la resistencia del tronco del prisma que corresponde a la capa i será:

$$R_i = \frac{\rho_i}{E_i} \quad (4.29)$$

La conductancia longitudinal total será:

$$S = \sum \frac{1}{R_i} = \sum \frac{E_i}{\rho_i} \quad (4.30)$$

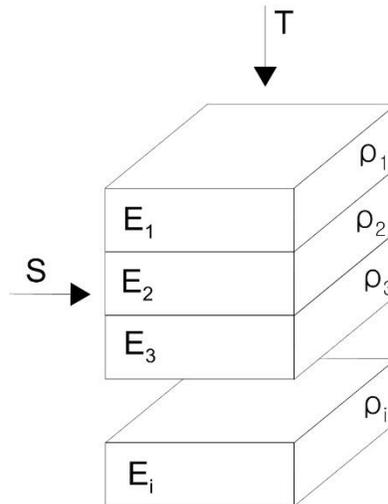


Figura 4.6 Resistencia transversal longitudinal y conductancia longitudinal

4.3.8. Principio de equivalencia y de supresión

El principio de equivalencia describe que cuando una capa es más resistiva que un conjunto de capas adyacentes, con una resistencia transversal grande, y una conductancia longitudinal pequeña, pueden producir un mismo efecto en un sondeo eléctrico que otra capa con diferentes valores de resistividad y espesor, pero con un mismo valor de resistencia transversal. Por otro lado, si existe una capa más conductora que las capas adyacentes, con un valor de resistencia transversal pequeño y un valor de conductancia longitudinal grande, producirá el mismo efecto que otra capa con un espesor y resistividad diferentes, pero conservando el mismo valor de conductancia longitudinal. Existen además casos en el que una para capa con espesor mucho más pequeño en comparación con las capas a que le rodean y que además tenga un valor de resistividad intermedio, pasa desapercibida en el sondeo eléctrico vertical sin mostrar influencia sobre la curva, a esto se le conoce como principio de supresión.

4.3.9. Solución del problema inverso

Con los valores de resistividad aparente obtenidos en campo se puede obtener un modelo que dé una respuesta similar a los datos observados, el modelo está compuesto por los parámetros de resistividad, y espesores de sus distintas capas para el caso de un corte geoelectrico, por lo que al obtener el modelo adecuado se obtienen los valores de resistividad verdadera.

Para realizar el análisis y procesamiento de los valores obtenidos en campo, los parámetros desconocidos “m” y los datos obtenidos “d” se representan por medio de vectores, como sigue

$$d = (d_1, d_2, d_3, \dots, d_n) \quad (4.31)$$

$$m = (m_1, m_2, m_3, \dots, m_m) \quad (4.32)$$

Estos vectores tienen una relación por medio de la siguiente ecuación, donde f es la respuesta del modelo

$$f(d, m) = 0 \quad (4.33)$$

Menke (2012) menciona que el propósito de la teoría de inversión es resolver o invertir, esas ecuaciones para los parámetros del modelo, así como cualquier respuesta posible y deseable, según la situación presente; para poder resolverlo se parte de una ecuación general, que es la base de estudio de la teoría de la inversión. Donde G es la matriz del modelo.

$$Gm = d \quad (4.34)$$

Loke (2004) propone un vector de discrepancia “ g ”, que es la diferencia entre los valores observados “ y ” y la respuesta del modelo “ f ” como sigue.

$$g = y - f \quad (4.35)$$

Por lo que, por medio del método de mínimos cuadrados, en el que propone una suma de cuadrados conocida como “ E ” minimiza la diferencia entre la respuesta del modelo y los datos observados. Los cambios en el modelo se determinan por medio de la ecuación de Gauss-Newton para reducir el valor de “ E ”.

$$E = g^T g = \sum_{i=1}^n g_i^2 \quad (4.36)$$

$$J^T J \Delta q_i = J^T g \quad (4.37)$$

Donde Δq representa el cambio de los parámetros del modelo, y J la matriz jacobiana de derivadas parciales cuyos elementos están compuestos por el cambio en la i -ésima respuesta del modelo debido al cambio en el j -ésimo cambio en el parámetro del modelo.

$$J_{ij} = \frac{\partial f_i}{\partial q_j} \quad (4.38)$$

Para obtener un nuevo modelo se calcula el vector de los cambios de los parámetros del modelo

$$q_{k+1} = q_k + \Delta q_k \quad (4.39)$$

Sin embargo, puede ocurrir que la ecuación (4.34) no tenga una solución para Δq si el producto de las matrices $J^T J$ es singular, lo cual puede ocurrir al iniciar con un modelo poco óptimo, o que el vector de cambios del parámetro del modelo tenga elementos muy grandes, que pueden provocar que el modelo arroje valores irreales. Para resolver este inconveniente se usa la ecuación de Gauss-Newton modificada por Marquardt-Levenberg.

$$(J^T J + \lambda I) \Delta q_k = J^T g \quad (4.40)$$

Donde I es una matriz identidad, y el λ es un factor de amortiguamiento que limita de manera efectiva el rango de valores de los elementos del vector de cambios de los parámetros Δq .

4.3.10. Programa de interpretación

El programa usado para el procesamiento de datos fue el IPI2win, un programa que realiza una interpretación en 1D por medio de iteraciones, para arreglos multi-electrónicos de secciones verticales para resistividades comprendidas entre 0.0001 [Ohm-m] y 10,000 [Ohm-m]. Este programa considera a los datos como un conjunto que representa una estructura geológica para poder crear secciones.

El problema directo se resuelve por filtros creados por el departamento de Geofísica de la universidad estatal de Moscú, los cuales son probados de manera extenuante para adecuarse a una gran cantidad de modelos que describan distintas situaciones geológicas razonables. Para este caso se parte de la ecuación de Komarov cuyo procedimiento puede consultarse en el manual del programa hecho por Moscow State University (2001).

5 CASO DE ESTUDIO: ACUÍFERO TABALAOPA-ALDAMA

5.1. ZONA DE ESTUDIO

5.1.1. Localización

El acuífero Tabalaopa-Aldama está localizado en la región centro-este del estado de Chihuahua. Geopolíticamente comprende parcialmente los municipios Chihuahua, Aldama y Aquiles Serdán. Forma parte de la provincia fisiográfica de Sierras y Llanuras del Norte y de la subprovincia del Bolsón de Mapimí. En esta subprovincia dominan las llanuras aluviales y las bajadas, pero hay pequeñas sierras escarpadas y plegadas y ramificadas, orientadas norte sur. Los lomeríos en la parte norte están relacionados con rocas volcánicas ácidas mostrando fallas normales sobre sus costados; y en el sur, con calizas.

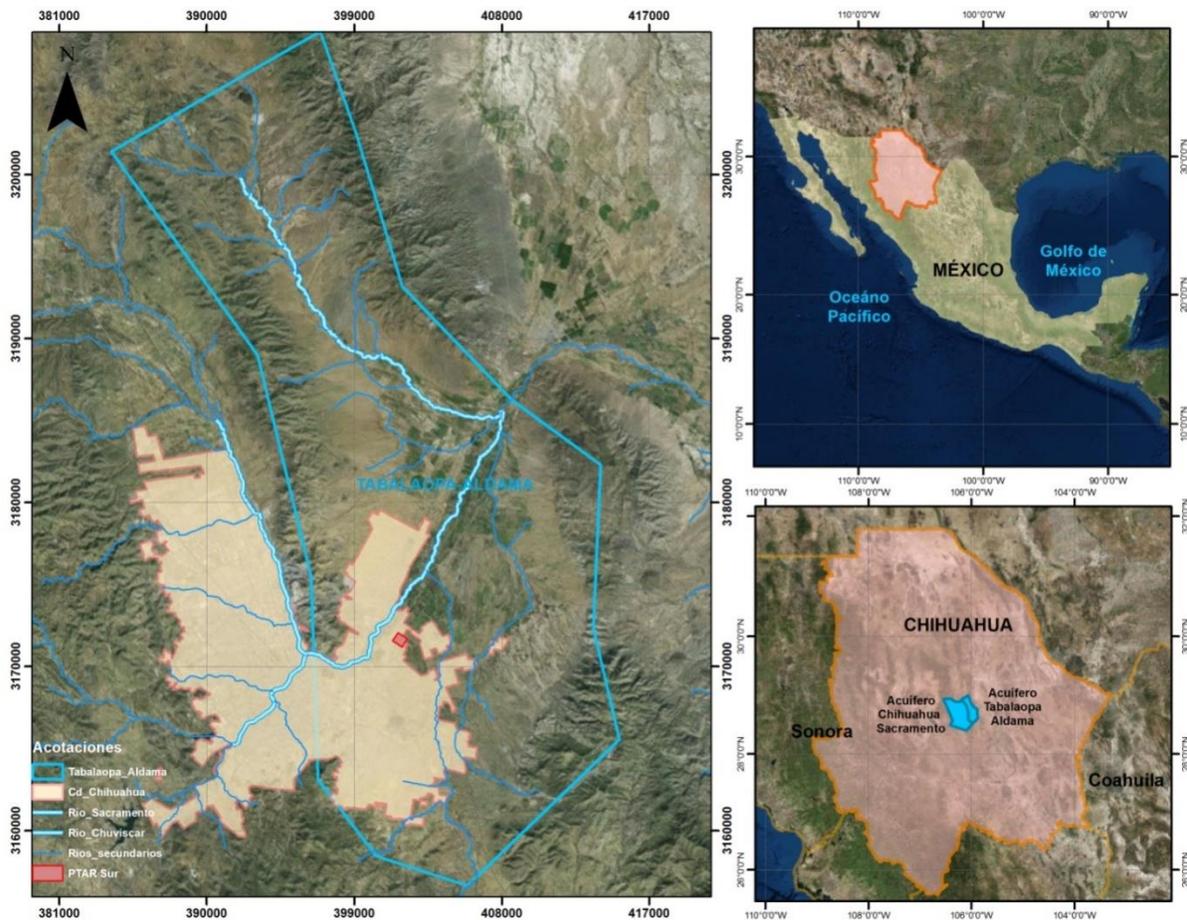


Figura 5.1 Ubicación del acuífero Tabalaopa-Aldama y de la zona de estudio

5.1.2. Clima

Dentro de la zona del acuífero Tabalaopa-Aldama existen dos diferentes tipos de climas BS0hw (w) y BS0kw (w), que van desde el tipo seco semicálido hasta seco templado, según la clasificación de Köppen modificada por Enrique García. A continuación, se presenta la descripción de cada uno de ellos:

BS0hw (w): Seco semicálido. Tipo de clima presente al centro del acuífero; clima estepario, es el más seco dentro de esta clasificación y semicálido. La temperatura media anual entre 18 y 22°C y la del mes más frío menor que 18°C. En el régimen de lluvias de verano, es por lo menos 10 veces mayor la cantidad de lluvia en el mes más húmedo que en el más seco del año y el porcentaje de lluvia invernal menor del 5% de la anual.

BS0kw (w): Seco templado. Es el clima que predomina dentro del área del acuífero; abarca la zona norte y sur del mismo; es el clima estepario más seco, templado con lluvias en verano; el porcentaje de precipitación invernal es menor de 5%, es decir, presenta sequía en esta época del año; verano cálido. Temperatura media anual entre 12 y 18°C, la del mes más frío entre -3 y 18°C y la del mes más cálido mayor a 18°C. El régimen de lluvias de verano es por lo menos 10 veces mayor la cantidad de lluvia en el mes más húmedo que en el más seco del año.

5.1.3. Vegetación

La vegetación típica está representada primordialmente por pastizales naturales originados por la interacción del clima, del suelo y la fauna de la región; pastos de género *Boutelouasp*; combinados con manchones de matorral subinermes se distribuyen sobre lomeríos de pendiente variable hacia el noroeste, oeste, suroeste y sur del área de estudio. En menor cantidad se encuentra el pastizal inducido, localizado hacia el sur y sureste de la Ciudad. El pastizal cultivado se ha introducido intencionalmente y debe recibir cuidados por cultivo y manejo. Se ubica dentro del área con regadío al noreste de la Ciudad. El matorral desértico con especies inermes que predomina se ubica al noroeste y este del área. El mezquital y los huizaches se localizan en la parte sur en pequeños valles intermontanas.

5.2. MARCO GEOLÓGICO

El basamento del acuífero está constituido por rocas graníticas y metamórficas del Precámbrico que han sido sometidas a fases compresivas y distensivas. Las unidades recientes están compuestas por conglomerados y un aluvión; el acuífero se encuentra contenido en depósitos aluviales y fluviales del Cuaternario, compuestos por boleos, gravas, arenas y ocasionalmente intercalado con lentes arcillosos. A continuación se describen las unidades más importantes del acuífero.

5.2.1. Estratigrafía

Metalutitas-meta-areniscas (PpiMLu-MAr) Formación Rara

Es una potente secuencia turbidítica, cíclica de lutitas y areniscas con algunas calizas y capas delgadas de pedernal; las areniscas están compuestas por granos detríticos de moderadamente a bien clasificados sub redondeados de grano fino, estas varían de cuarzo a calcáreas ricas en líticos, mostrando una gradación de cuarzo arenitas en la base a calizas en la parte media hasta lutitas en la cima. Existe un bloque al Oeste de rancho Nuevo, constituido por calizas de color gris claro, en capas delgadas, embebidas dentro de la secuencia cíclica de la Formación Rara; esta unidad presenta un metamorfismo de bajo grado.

Calizas Formación Aurora (KiCz)

Consiste en estratos medios a gruesos, con concreciones de fierro, además nódulos de pedernal. En la localidad de la Sierra Azul al SO de Chihuahua, tiene un espesor de 576 m; y la Sierra Chaconeña 518 m. Sus contactos presentan ligeras variaciones de una localidad a otra. Con base en su contenido faunístico y en las relaciones estratigráficas que se observan con las formaciones que le subyacen y sobreyacen, esta unidad abarca del Albiano inferior a la parte media del Albiano Medio; se correlaciona con la Formación Tamaulipas Superior en su base, con la Formación Glen Rose y parcialmente con la Formación Edwards. Su ambiente de depósito, se llevó a cabo en una plataforma abierta, cerca de áreas arrecifales.

Riolitas (TpaR)

Se incluyen en este término las riolitas bandeadas y no bandeadas del bloque Sacramento definidas por Mauger (1983 C). Afloran en la sierra de Sacramento, que se extiende desde el norte de la Ciudad De Chihuahua hasta el extremo noreste fuera del área del acuífero.

Andesitas (TpaA)

Fue descrita como la Andesita Viejo por Mauger (1983 c). Se distribuye en la sierra sacramento, principalmente en el área entre el "tazón naranja" y el rancho papalote viejo, en una superficie aproximada de 16 km². La andesita es fuertemente porfídica; su espesor se estima en 400 m. la andesita sobreyace a riolitas del paleoceno y subyace a tobas riolíticas del eoceno y oligoceno. Dentro del área de estudio aflora en la porción noroeste.

Tobas riolíticas (TeTR)

Forma la parte central y sur de la sierra Nombre de Dios, así como de la sierra El Mogote y del cerro Jesús María. Se trata de riolitas de color café con tonos oscuros y amarillentos al intemperizar y gris claro en superficies frescas.

Estratigráficamente se encuentra cubriendo, de manera concordante, a la unidad volcánica formada por andesita (Tpa A), mientras que está cubierta por rocas de composición riolítica (To TR-Ig) y hacia las partes bajas es cubierta discordantemente por depósitos del Holoceno.

Tobas riolíticas e Ignimbritas (ToTR y ToTR-Ig)

Bockoven (1976) designó esta unidad como una roca formadora de derrames, domos, sills y depósitos ignimbríticos, ocurriendo en dos horizontes estratigráficos, aflorando de manera muy extensa al oriente de la población El Sueco entre las Sierras del Gallego y de Las Damas, Chih. Aflora al norte del Rancho El Miguel. (Área Estación El Sueco). Es una roca de color rojo, en superficies frescas, y gris-rojizo, en superficies intemperizadas; pobre en cristales, y con líneas de flujo que le dan apariencia leñosa y de pizarra por la fisibilidad resultante. Esta unidad se encuentra aflorando en la mayor parte de los alrededores del acuífero.

Conglomerado polimíctico (QphoCgp)

Se encuentran depositados en facies continentales, derivados principalmente de rocas ígneas y escasas rocas sedimentarias; generalmente estos conglomerados presentan muy poca compactación encontrándose la mayoría de las veces deleznable y poco compacta. Se localiza en las partes topográficamente bajas. Esta unidad se encuentra ampliamente distribuida, existiendo afloramientos de ella, en las cercanías de la presa El Granero, rancho Texcoco, El Potrero, Delicias, etc. Dentro del área de estudio se observa al oriente del acuífero.

Además se encuentra constituida por fragmentos de todas las rocas aflorantes en el área, tanto calizas, riolitas, areniscas, lutitas, basaltos, etc.; se caracteriza por presentar fragmentos angulosos y subredondeados, evidenciando poco transporte, mal clasificados, unidos por una matriz limo-arenosa; también llegan a tener poco cementante calcáreo, poco consolidados, en la base predominan los clastos pequeños desde unos milímetros a 5 cm, contiene horizontes arenosos de 10 cm de espesor; presentan estratificación cruzada, en la parte superior los clastos son de diámetro de 40 a 60 cm. Su espesor varía desde unos cuantos metros hasta alcanzar los 15 m en promedio. Su ambiente de depósito es continental; en algunos casos como relleno de paleocanales o pequeñas cuencas que facilitaron su depósito.

Conglomerados Polimícticos (Qcgp)

En esta unidad se agrupan depósitos continentales no consolidados, originados durante el régimen extensional en la región. Se encuentra ampliamente distribuida, apareciendo prácticamente en la mayor parte de la porción poniente del acuífero.

Está conformada por fragmentos finos de rocas y minerales, destacando los originados a partir de rocas volcánicas, plagioclasas, cuarzo, micas; formando suelos y depósitos aluviales con diversos grados de redondez. Su espesor es del orden de decenas de metros. Representan la cima de la columna mediante depósitos de suelos y aluvi3n. La edad de estos dep3sitos va del Pleistoceno al Holoceno o Reciente. Se originan como relleno de valles fluviales o planicies aluviales.

Limos-Arenas (Qholm-Ar)

Se define a esta unidad como aquellos dep3sitos no consolidados, compuestos por limos arenosos de origen fluvial en planicies o valles. Se encuentran distribuidos en las planicies o las partes bajas de los valles; se observa en la porci3n sur del acuífero.

Los sedimentos limo arenosos se van graduando hacia las zonas lagunares a una granulometr3a m3s fina, hasta llegar a conformar la unidad lacustre. En los cortes de algunos arroyos se observaron espesores de 1 a 3 m, sin embargo, se infiere que, en algunos puntos, especialmente hacia las partes bajas, puede ser de mayores dimensiones. Se encuentran cubriendo de forma discordante a los dep3sitos conglomer3ticos recientes, y a su vez est3n cubiertos por aluviones fluviales. Por su posici3n estratigr3fica y caracter3sticas litol3gicas se le asigna una edad del Holoceno. Su origen es fluvial en 3reas de planicies.

Aluvi3n de r3o (Qhoal)

Este tipo de material corresponde al 3ltimo dep3sito del Holoceno y est3 representado por gravas, arenas y arcillas como resultado de la erosi3n de las rocas preexistentes y que actualmente se contin3a realizando con las crecientes de arroyos y r3os. Se localiza en toda la superficie sobre arroyos y r3os de la regi3n.

5.2.2. Geología Estructural

El acuífero presenta una forma irregular alargada. Geomorfológicamente hablando, el acuífero demuestra una forma típica de la Provincia Fisiográfica de Cuencas y Sierras, en donde el valle central se encuentra flanqueado por dos bloques elevados; se emplaza en la sub-provincia del Bolsón de Mapimí. El valle cuenta con grandes espesores sedimentarios debido a las bajadas presentes en los límites con las sierras y que son cortados por pequeñas corrientes.

Es un sistema granular no consolidado de origen aluvial, constituido por gravas y arenas intercaladas con limos y arcillas. El basamento del valle está formado en su totalidad por rocas volcánicas, principalmente tobas e ignimbritas.

Se observan dos tipos de sedimentos recientes: coluvión cerca de las montañas ligado a transporte de masas y aluvión debido a procesos fluviales y eólicos. Digno de mencionarse es la presencia de conglomerados cercanos a la Sierra de Santa Eulalia, donde debido a la alta permeabilidad de dichos materiales los cauces desaparecen después de unos metros.

Con respecto a las rocas aflorantes, dos tipos predominan: rocas sedimentarias cretácicas y rocas ígneas extrusivas de composición félsica. La presencia de obras mineras en el área sugiere la presencia de rocas ígneas intrusivas y de posible fracturamiento local de importancia. La secuencia paleozoica y mesozoica descansa sobre rocas gnéissicas, anfibolíticas, graníticas y metamórficas del Precámbrico. Las rocas del basamento han sido sometidas a fases compresivas y distensivas.

Casi la totalidad de las fallas encontradas en la cartografía analizada, son normales, reflejando las condiciones distensivas imperantes, lo cual explica por qué no se encontraron plegamientos o fallas inversas de importancia en el área. Las rocas ígneas presentan una mayor densidad de fracturamiento pero la extensión de las mismas no es grande, al contrario de las rocas sedimentarias, en las que la densidad de fracturamiento es menor, pero la extensión de las fallas es mucho mayor. En la zona donde se presenta una mayor cantidad de conglomerados y aluvión; la densidad de estructuras disminuye drásticamente, más la orientación principal de las estructuras es NNE-SSO (sierras Tabalaopa, y Santa Eulalia). La sierra de Nombre de Dios tiene una longitud de 30 km, las rocas sedimentarias en su cima están cubiertas por rocas volcánicas riolíticas intercaladas hacia el este.

5.2.3. Geología del subsuelo

Las unidades recientes están compuestas por depósitos aluviales, principalmente por arenas, limos y en menor medida gravas en los primeros 10 metros de profundidad. Seguido de esta secuencia se encuentran depósitos fluviales no consolidados, compuestos principalmente de gravas en una matriz de limo y arcilla al menos hasta los 50 metros de profundidad; posteriormente se presenta una secuencia de gravas alternados con arenas, limos y arcillas poco consolidadas en proporción variable; con una profundidad en la zona de estudio que varían de 100 a 300 m y en los que se observa una mayor proporción de arcillas a mayor profundidad; sin embargo después se muestra un horizonte de gravas gruesas al pasar los 300 metros después de la secuencia anterior; en el cual existe una menor cantidad de limos y arcillas en comparación al horizonte anterior. A mayor profundidad se infiere una secuencia de rocas volcánicas las cuales presentan fallas y fracturación.

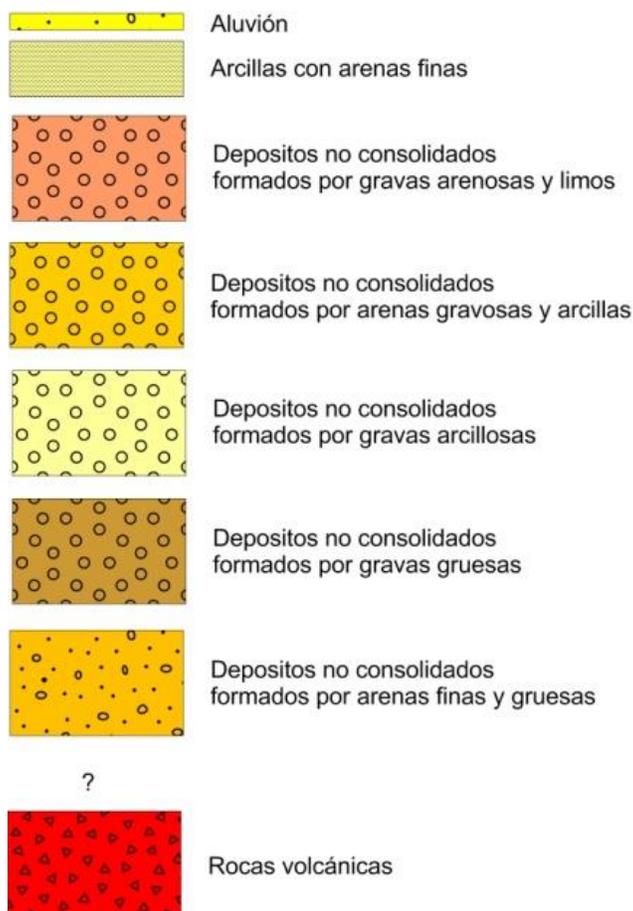


Figura 5.3 Geología del subsuelo en la planta de tratamiento de aguas residuales

5.3. HIDROLOGÍA

El acuífero Tabalaopa-Aldama se localiza dentro de la Región Hidrológica 24, Cuencas y Sierras del Norte en la Cuenca Río Conchos-Presa El Granero, dentro de la subcuenca Río Chuvíscar; geopolíticamente abarca parcialmente a los municipios Aldama, Aquiles Serdán y Chihuahua. El drenaje del área de estudio se mueve a través de un relieve suave conformado por algunos lomeríos; está caracterizado por pequeños arroyos formados por cauces muy estrechos y poco profundos, que muchas veces desaparecen por infiltración al avanzar hacia las partes bajas del valle. Las corrientes superficiales que se presentan en la zona del acuífero son efímeras y estacionales, en periodos de estiaje no existe flujo en los arroyos, mientras que en el Río Chuvíscar existe un escurrimiento prácticamente continuo debido a la descarga de aguas tratadas que son arrojadas por plantas de tratamiento.

El río Chuvíscar nace en la sierra El Tambor a una altura aproximada de 2300 msnm; su curso sigue una dirección sensiblemente hacia el noreste. Parte de su escorrentía es almacenada en la presa Chihuahua aguas abajo a 10 km de distancia. Llega a la presa Chuvíscar, y al descender, atraviesa la ciudad de Chihuahua, donde su cauce sirve como colector y emisor de aguas residuales de la población. Aún dentro de la mancha urbana, recibe por la margen derecha al río Sacramento que también colecta parte de las aguas negras de la población. Aguas debajo de esta unión, el río Chuvíscar describe una pequeña curva y continúa con dirección hacia el noreste y entra al acuífero Tabalaopa-Aldama en donde continúa con la misma trayectoria pasando a un costado de la carretera Chihuahua-Aldama a 1 km de la localidad La Mesa. Las aguas provenientes de los ríos Chuvíscar y Sacramento reciben descargas de aguas residuales tratadas de las Plantas de Tratamiento Sur y Norte de la ciudad de Chihuahua. En su paso por el acuífero las aguas del río son utilizadas para riego de áreas agrícolas, por otra parte el Río Chuvíscar se encuentra a poco más de un kilómetro de la zona de estudio.

5.4. HIDROGEOLOGÍA

El Acuífero Tabalaopa-Aldama es de tipo libre, presenta una permeabilidad que varía de media a baja y se aloja en sedimentos aluviales depositados en el centro del valle, constituidos por arenas intercaladas con arcillas y limos estratificados, cuyo espesor puede alcanzar los 800 metros. La fuente principal de recarga es el agua de lluvia que se infiltra en las zonas topográficamente altas. Una menor fuente de recarga está representada por infiltración vertical del agua de lluvia que se precipita en el valle y por los retornos de riego agrícola. De acuerdo con la disponibilidad del acuífero Tabalaopa-Aldama, expedido por CONAGUA se observó que los valores de transmisividad varían de 4.3 hasta más de 4800 [m²/día]; en tanto que para la conductividad hidráulica se reportan valores que oscilan entre

0.0085 y 9.7632 [m/día]. Los valores más altos de estos parámetros hidráulicos se registran en los aprovechamientos ubicados en las inmediaciones del Río Chuvíscar.

Por otro lado la Junta Central de Agua y Saneamiento de la ciudad de Chihuahua realizó unas pruebas de bombeo en los que obtuvieron distintos valores de conductividad hidráulica, y de transmisividad, los cuales se muestran en la Figura 5.4; la mayoría de las pruebas caen dentro del aluvión; en general los valores de transmisividad son bastante grandes en la parte este y disminuye al avanzar hacia el oeste, así como los valores de conductividad hidráulica; en promedio los valores de conductividad hidráulica de valores cercanos a la planta de tratamiento están en el promedio de 1[m/d]. Los sedimentos clásticos de relleno de valle (QCgp, Qhoal y Qholm-Ar) tienen un espesor reducidos al norte del acuífero, sin embargo en la parte central la formación QCgp, pueden llegar a tener espesores del orden de 300 metros que va disminuyendo conforme se acerca a zonas topográficamente más elevadas. En estos materiales se localiza el acuífero productor de la región, debido a que presentan un medio poroso granular de porosidad y permeabilidad de mediana a elevada, con pozos de buena producción; en la gran mayoría de los pozos ubicados en el aluvión, el acuífero se consideró libre, sin embargo, dado el medio sedimentario de depósito es de esperar zonas de baja permeabilidad debido a facies lagunares o de llanura de inundación propias de este medio. A una mayor profundidad, el relleno de valle puede involucrar unidades litológicas más antiguas del Terciario Superior, que descansan sobre un basamento calcáreo-volcánico cuyos valores de conductividad hidráulica reportados son en promedio de 1×10^{-7} [m/d].

La parte centro-occidental del acuífero, se encuentra sujeta a las disposiciones que se establecen en la veda “Ciudad de Chihuahua”, donde el “Decreto que establece veda por tiempo indefinido para el alumbramiento de aguas del subsuelo en terrenos que ocupa y circundan la ciudad de Chihuahua, Chih., en la zona que el mismo delimita” rige las extracciones de agua subterránea, este decreto fue establecido el día 7 de febrero de 1952, y de acuerdo con éste, corresponde a zonas de veda en las que la capacidad de los mantos acuíferos sólo permite extracciones para usos domésticos.

En la zona de estudio se localiza una planta de tratamiento de aguas residuales cuyo gasto máximo promedio de salida es de 1700 [lps] (de los cuales 500 [lps] se derivan al riego y el resto al río Chuvíscar). El tipo de tratamiento es secundario y dentro de sus características más relevantes se encuentran: cuenta con proceso de lodos activados y digestión anaerobia de lodos, presenta difusión de aire con tamaño de burbuja fina con difusores de membranas y realiza el tratamiento anaeróbico de lodos primarios y secundarios en dos etapas.

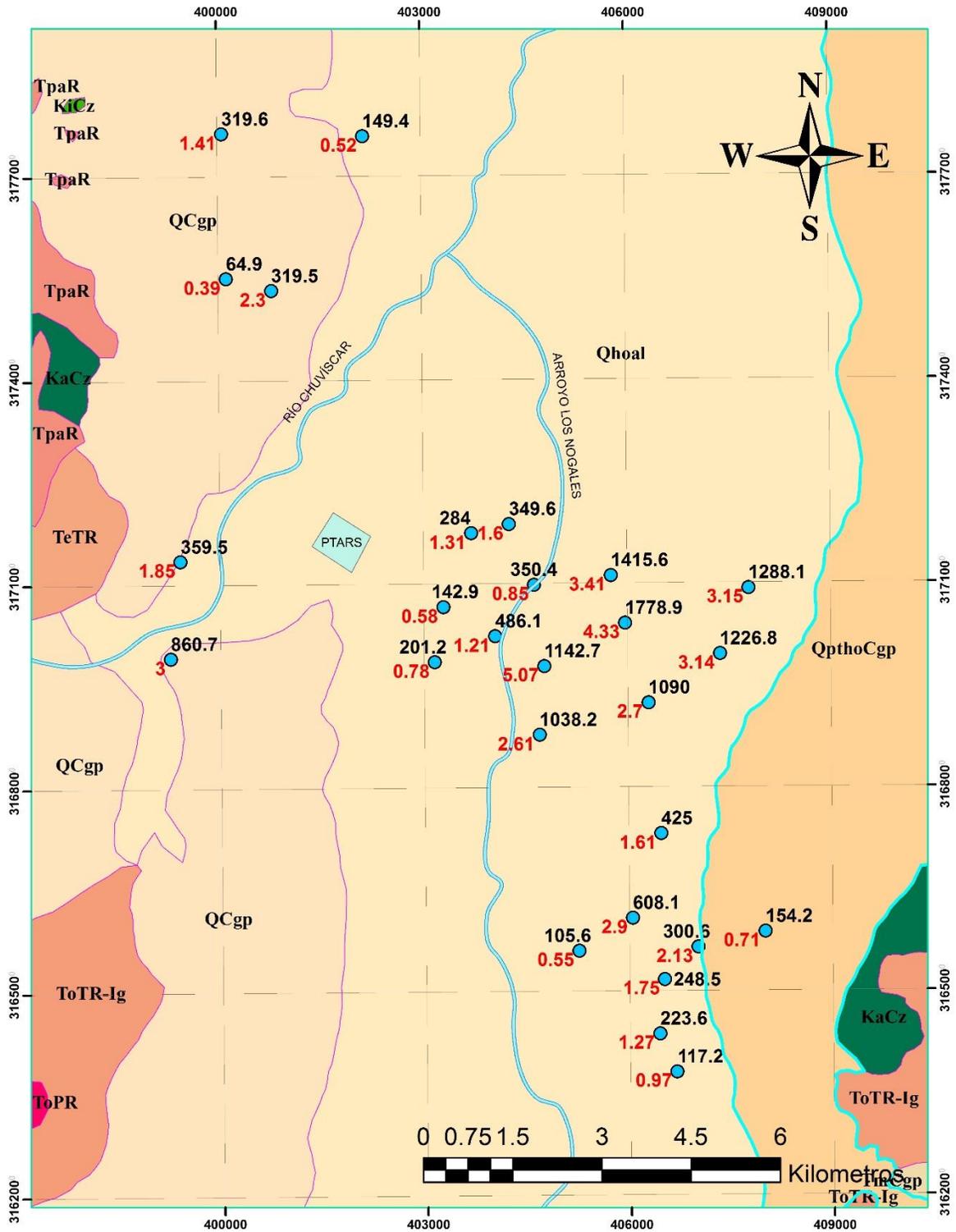


Figura 5.4 Valores de conductividad hidráulica [m/d] en rojo; y de transmisividad [m²/d] en negro, obtenidos principalmente en el aluvión del acuífero Tabalaopa- Aldama

5.5. METODOLOGÍA DE LOS SONDEOS ELÉCTRICOS VERTICALES

5.5.1. Localización de aprovechamientos subterráneos cercanos

Existe un pozo de extracción cercano a unos cuantos metros del sondeo PTS-01, operado por la Junta Central de Aguas y Saneamiento con un gasto de 55 litros por segundo; en su columna litológica (figura. 5.3) reporta: una fina capa de aluvión de al menos 4 metros de espesor, seguidos por una secuencia de varios horizontes de gravas gruesas a medianas, con contenido de arcillas variable y distintos espesores, así como horizontes de arenas con presencia de gravas y arcillas. El pozo tiene una profundidad de 350 metros y la profundidad de su nivel estático inicial fue de al menos 55 metros; posteriormente se reportó el nivel estático a 100 metros de profundidad al momento de realizarse los sondeos eléctricos verticales; no se reporta el basamento del acuífero.

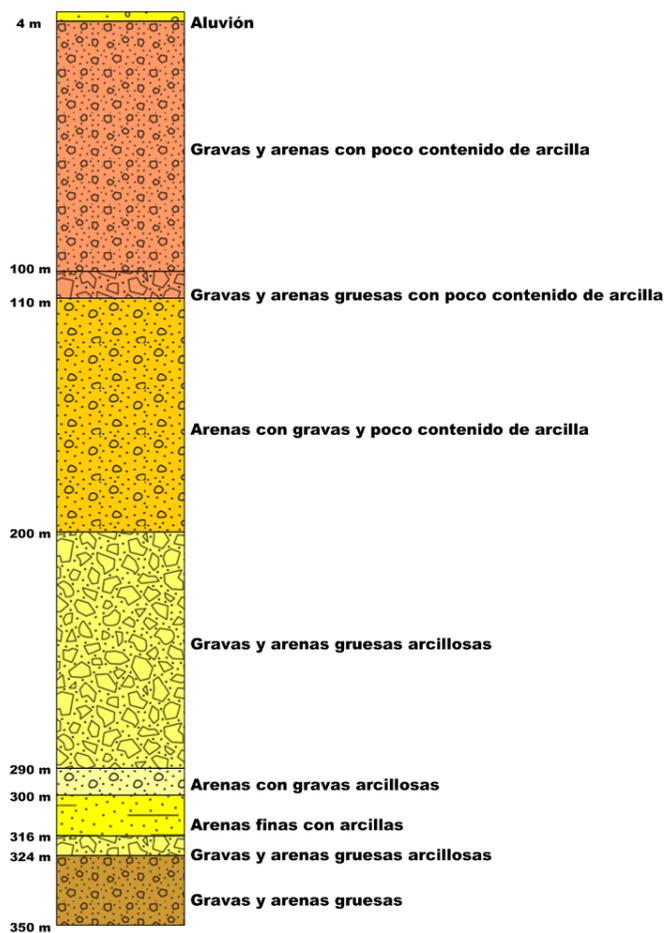


Figura 5.5 Corte litológico del pozo cercano a la planta de tratamiento de aguas residuales

5.5.2. Adquisición de los datos en campo

Se realizaron un total de 16 sondeos eléctricos verticales en la modalidad Schlumberger, cada uno tiene hasta 29 mediciones, con un espaciamento máximo entre electrodos de Corriente AB/2 de 1000 metros y de espaciamento entre electrodos de Potencial MN/2 de 100 metros; para cada sondeo se realizó hasta un máximo de 5 empalmes; en cada estación se obtuvo una lectura de resistividad aparente en [Ohm-m]. Todos los sondeos fueron adquiridos por la JCAS, con un equipo de resistividad, marca Sting. Los sondeos se ubicaron tomando en cuenta la disponibilidad del terreno para poder abarcar la mayor cantidad de terreno posible; a continuación, se muestra la ubicación de los sondeos y las secciones obtenidas:

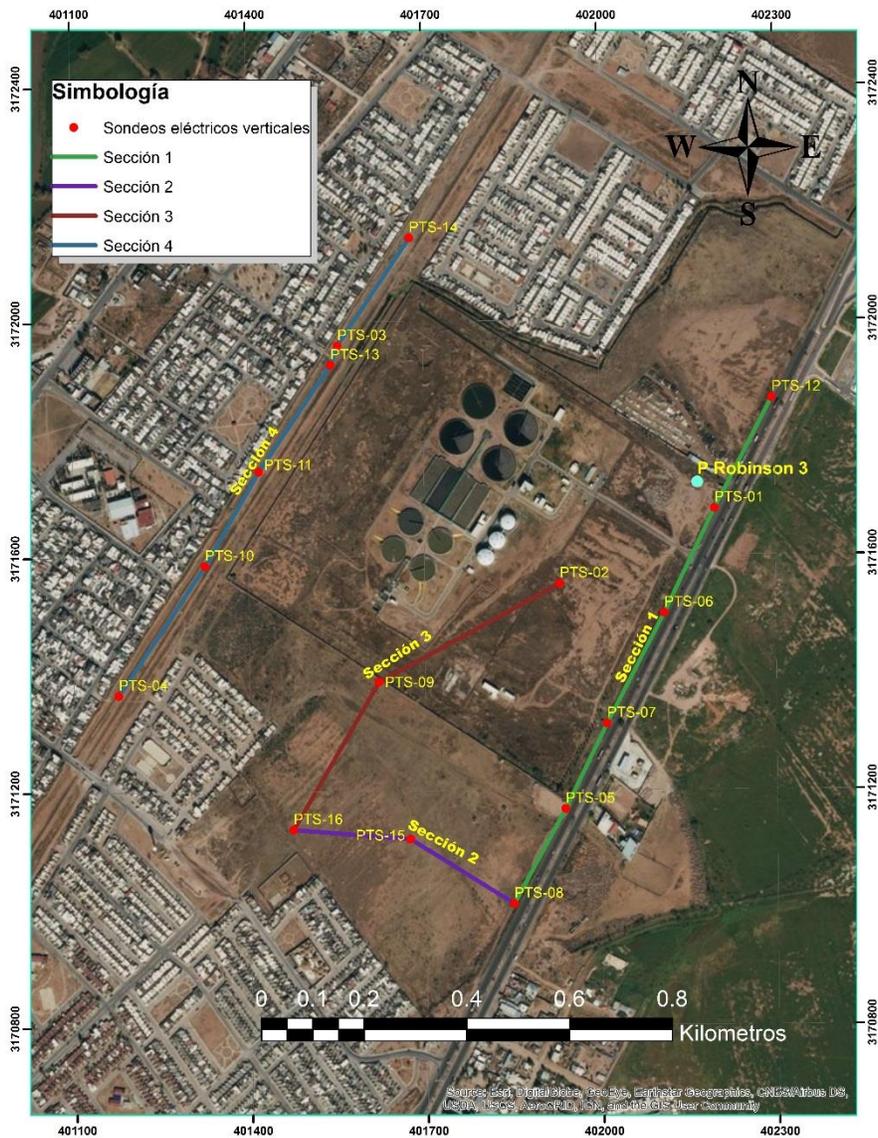


Figura 5.6 Localización de los sondeos eléctricos verticales y de sus secciones

5.5.3. Procesamiento

Posteriormente cada uno de los sondeos se procesó en IPI2win, los empalmes que presentaron los sondeos se corrigieron manualmente, aunque también pueden realizarse de manera automática en el programa; y con base en la ubicación e información de los sondeos, así como la distancia entre estos se procedió a construir secciones de resistividad, por medio del software Surfer, con el cual se interpolaron los sondeos con sus respectivos valores de resistividad y profundidad. Para construir las secciones se usó el método de mínima curvatura el cual está disponible en Surfer, que es con el que se visualiza mejor la distribución de los valores de resistividad; así a todas las secciones se les aplicó la escala de colores para cada intervalo de resistividad. En total se realizaron 4 secciones como se indica en la figura 5.6, con los que se procuró abarcar la mayor cantidad de terreno disponible. En la figura 5.7 se muestra la interpretación del sondeo 01, en la interfaz de IPI2WIN, se muestra en color negro los valores y la curva de campo, en color rojo la curva sintética generada por el programa, y por último en azul el modelo de capas. Los demás modelos pueden consultarse en el Anexo al final del documento.

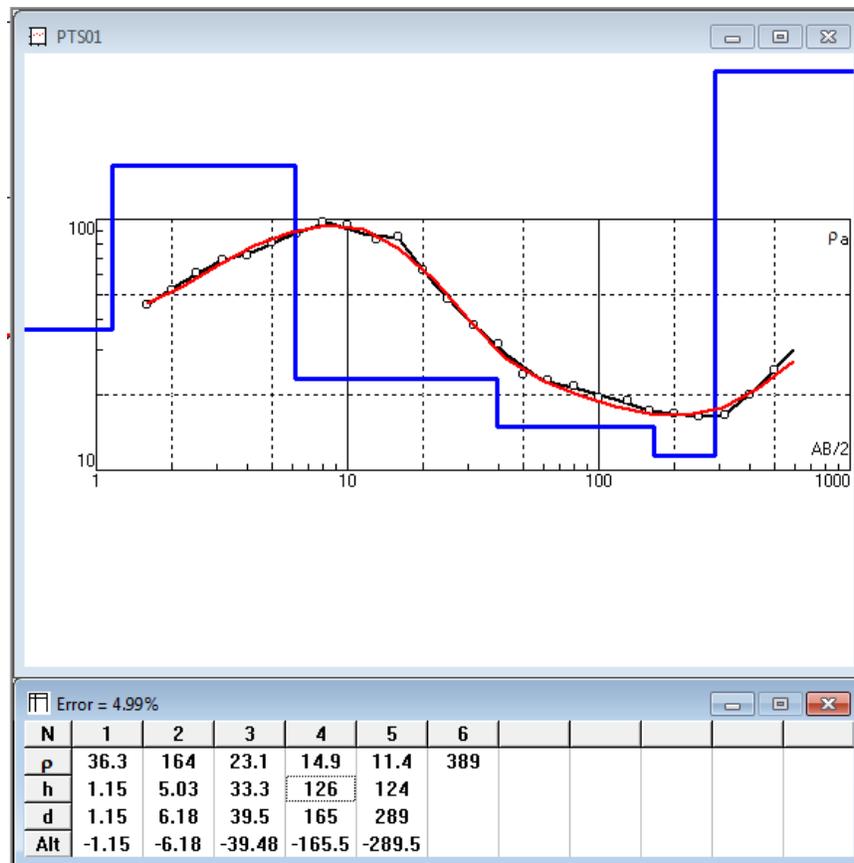


Figura 5.7 Procesamiento del sondeo 01 en IPI2WIN

5.5.4. Análisis y resultados

Para las cuatro secciones con base a los modelos de capas obtenidos en IPI2WIN se identificaron al menos 8 intervalos de resistividad, los que son correspondientes a los siguientes horizontes:

TABLA 5.1 HORIZONTES GEOELÉCTRICOS PROPUESTOS

Horizontes	Valores [Ohm-m]	Descripción
A	27-84	Intervalo que se presenta de manera superficial, exhibe un amplio rango de valores, debido probablemente a la variedad en el tamaño de grano que se presenta en el terreno, posee un espesor y profundidad de al menos 5 metros, aunque también se puede presentar el intervalo a más de 300 metros de profundidad.
B	95-214	Se presenta con valores altos de resistividad, y de manera superficial con al menos 10 metros de profundidad, aunque hay intervalos a 200 metros de profundidad con espesores de al menos 100 metros.
C	1-13	Horizonte que registra los valores más bajos de resistividad, por lo general se presenta en forma de lentes, sin embargo se puede describir como un horizonte en algunos casos, cuyo espesor alcanza los 100 metros de espesor.
D	50-85	Este caso se presenta por debajo del horizonte A y C, mientras que en unas secciones logra apenas expresarse con 80 metros de espesor; en la sección 4 ocupa gran parte del lado izquierdo.
E	17-23	Subyace al horizonte A, B y C a profundidad de 10 y 30 metros en algunos casos; posee una extensión considerable de más de 700 metros y espesores de más de 300 metros.
F	13-15	Horizonte que subyace a G y E, a una profundidad de 50 metros, posee al menos 600 metros de extensión, y alcanza un espesor de al menos 250 metros.
G	27-41	Este intervalo se presenta alternado en forma de lentes contiguo con el horizonte E, además de tener un valor de resistividad más alto que este, a una profundidad de al menos una decena de metros, y que alcanza a mostrar espesores de por lo menos 100 metros.
H	189-450	Horizonte que presenta los valores más altos de resistividad, y también la mayor profundidad a más de 200 metros; tiene un espesor estimado de más de 400 metros y podría representar el basamento del acuífero en el cual descansan los demás horizontes.

5.5.4.1. Sección 1

Se observa en la interpolación de la figura 5.8 que corresponde a la sección 1 que los valores de resistividad de los 5 a los 80 [Ohm-m] se distribuyen de manera que tiene un espesor máximo de más de 300 metros bajo el sondeo 01 y 05, y que se ensancha bajo el sondeo 08, los valores reflejan una zona bastante permeable, con tamaños de grano más pequeño en comparación con el resto de la sección, así como una variación en cuanto a contenido en arcillas; bajo una profundidad de 150 metros, se encuentran una zona de transición de 100 [Ohm-m] a 200 [Ohm-m]; así también existen valores que van de los 300 [Ohm-m] a 460 [Ohm-m], cuya profundidad va desde los 200 metros en adelante y que probablemente corresponden al basamento del acuífero.

En la figura 5.9 se infiere que el horizonte A es un delgado estrato horizontal, y alcanza al menos 5 metros de profundidad; este patrón se repite para casi todas las secciones; para el caso de esta sección dicho horizonte posee una resistividad uniforme de por lo menos 30 [Ohm-m], sin embargo aumenta su valor de resistividad a 58 [Ohm] hacia la derecha de la sección, y mostró un valor de 86 [Ohm-m] bajo el sondeo 06, debido en gran parte a la variedad en el tamaño de grano reportado en la zona de estudio, lo anterior también se aprecia en las demás secciones, salvo la sección 4 en la que el horizonte B, es superficial y se aprecia muy poco la existencia del horizonte A, en la figura 5.10 se puede describir con mejor detalle. En la porción central de la sección se presenta una gran extensión de al menos 600 metros del horizonte F cuyos valores están entre 13 y 15 [Ohm-m], a la izquierda de la sección, donde alcanza una profundidad de hasta los 300 metros, va decreciendo hacia la derecha, llegando apenas hasta los 150 metros de profundidad. Por otra parte se pueden describir 2 lentes de muy baja resistividad eléctrica que no rebasan los 11 [Ohm-m] y que si bien no son extensos, el que se encuentra bajo el sondeo 01 posee un espesor de poco más de 100 metros; los horizontes D y E ocupan los primeros 50 y 100 metros de profundidad respectivamente. El horizonte H que presenta una resistividad muy alta posee una gran variedad en cuanto profundidad siendo mínima en el sondeo 7 de poco menos que 200 metros y máxima bajo el sondeo 5 pasando los 300 metros, esto podría mostrar la existencia de fallas que afectan a este horizonte, y que también afectan a la distribución de los demás horizontes localizados por encima de este. El pozo más cercano a la zona de estudio que se encuentra a unas decenas de metros del sondeo 01, el cual se ha proyectado en la figura 5.8 y 5.9 parece indicar que conforme hay una mayor cantidad de arcilla y un tamaño de grano menor, descritos en su corte litológico, la resistividad disminuye.

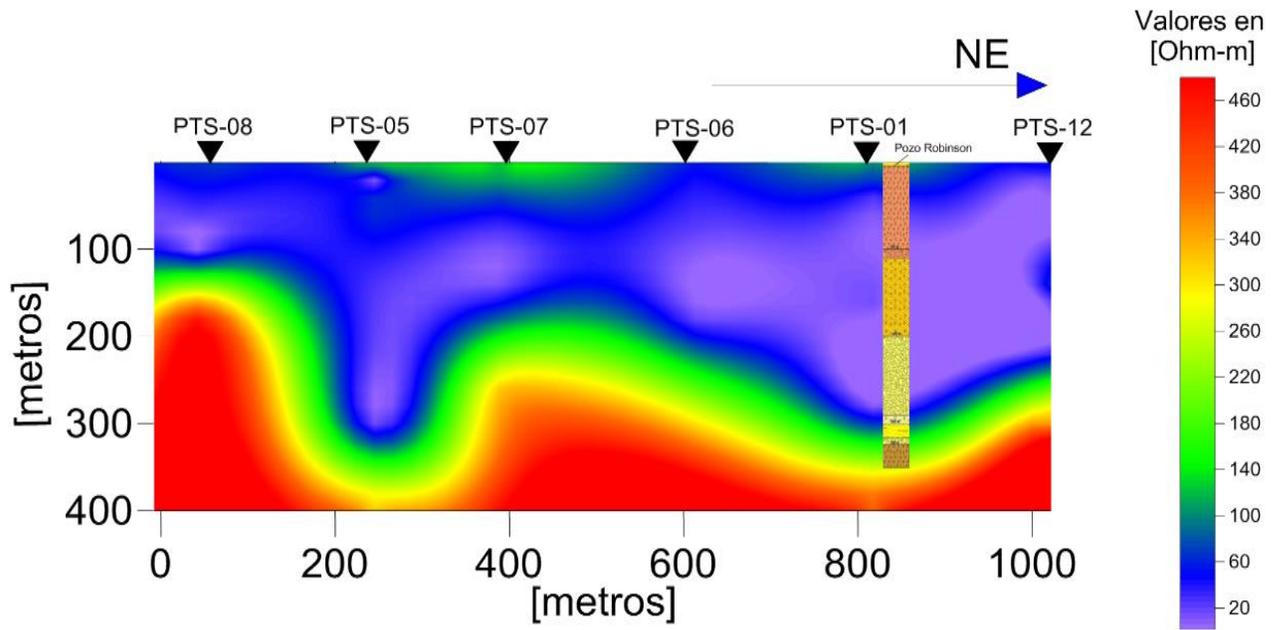


Figura 5.8 Sección 1

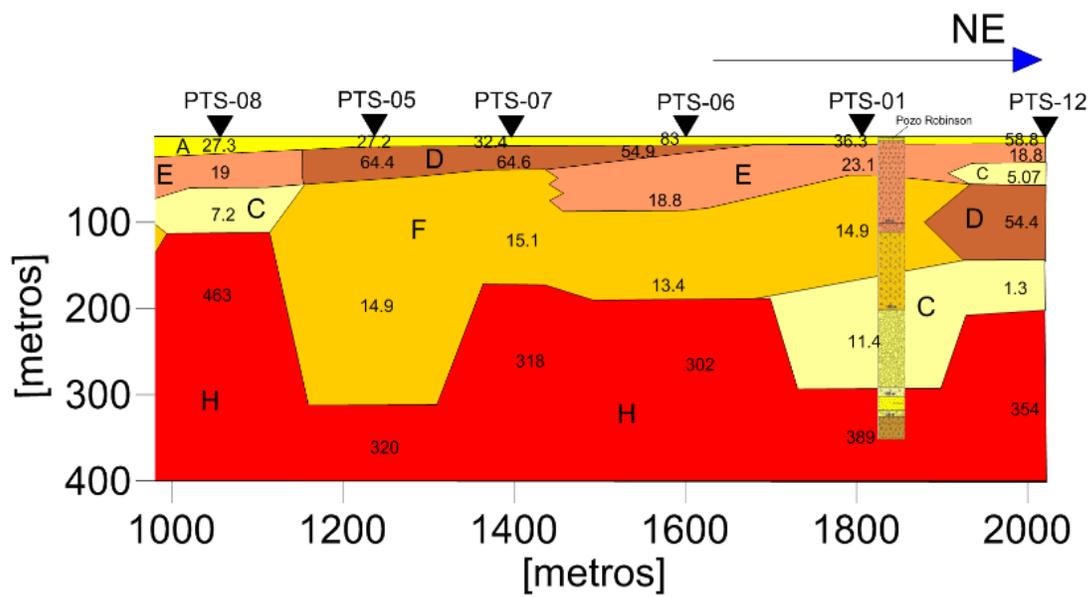


Figura 5.9 Horizontes geoelectricos propuestos para la sección 1

Para los primeros 100 metros de profundidad, se pueden observar estratos, que debido a su tamaño pequeño en comparación de la escala se despliegan en la figura 5.10, al cual se le exageró la escala vertical para realizar una descripción más detallada; Primero el horizonte A que posee una extensión y espesor definido bajo todos los sondeos; bajo el horizonte A y el sondeo 08 y 05 se observa al horizonte B, que mostro un espesor de por lo menos 10 metros; también en este caso se observan la existencia de tres horizontes C en forma de lentes de baja resistividad bajo los sondeos 05 y 07 aproximadamente entre los 10 y 40 metros de profundidad, el segundo bajo el sondeo 12, a los 40 metros de profundidad, y el ultimo a más de 60 metros bajo el sondeo 08, con un espesor aproximado de 80 metros; se describe el horizonte D bajo los sondeos 05, 07, 12 y 06, para este último sondeo a una profundidad de 60 metros y un espesor de por lo menos 40 metros, y para los tres primeros sondeos una extensión de aproximadamente 400 metros; el horizonte E a la derecha de la sección con espesor aproximado de 50 metros se intercala con el horizonte D y el horizonte F que ocupa gran parte de la porción central, cuya extensión es de 800 metros y presenta un espesor muy grande que la figura 5.10 no es capaz de ilustrar.

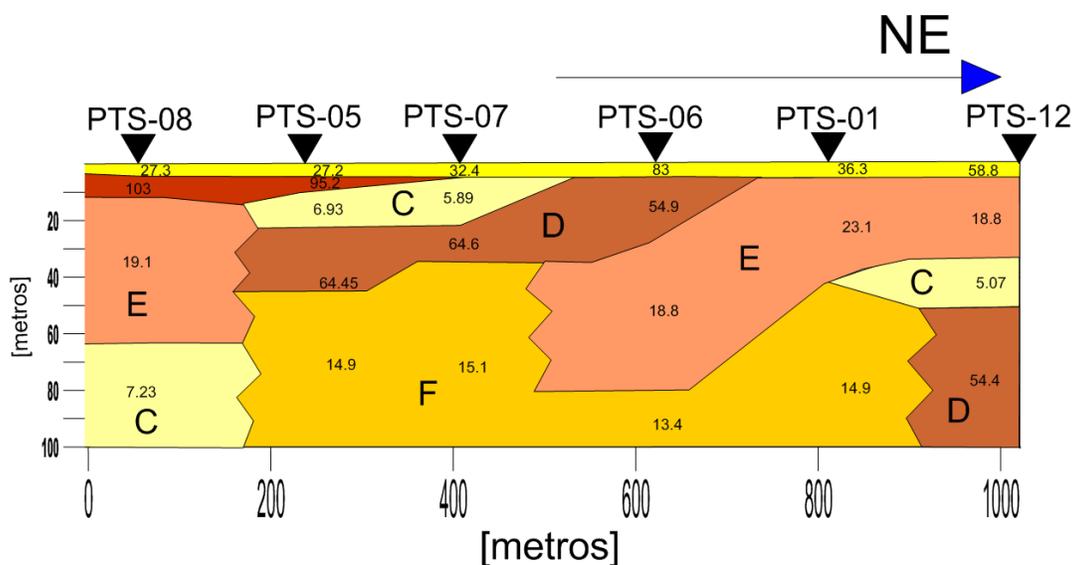


Figura 5.10 Detalle a 100 metros propuesto para la sección 1

5.5.4.2. Sección 2

En la figura 5.11 se observa un valor alto de 58 [Ohm-m] bajo el sondeo 16, sin embargo gran parte de esta seccion mostro un rango de valores de 7 a 28 [Ohm-m] empezando bajo los sondeos 15 y 08 y acabando a poco mas de 200 metros de profundidad, posteriormente bajo este rango de valores, la resistividad aumenta de manera drastica y muestra valores de mas de 400 [Ohm-m], se distribuye primero a profundidad de 150 metros bajo el sondeo 08

y despues a 250 metros bajo el sondeo 15, el sondeo 16 no registro resistividades altas como las de los sondeos 15 y 08.

En el caso de los horizontes geoelectricos ilustrados en la figura 5.12, se observa una ligera variacion en el espesor del horizonte A, posteriormente el horizonte E que posee un espesor de por lo menos 100 metros bajo el sondeo 16 alterna con el horizonte G y se ensancha bajo el sondeo 08 en el que muestra 40 metros de espesor; los horizonte B y F muestran espesores de 200 y 130 metros respectivamente; se observa nuevamente la existencia de un lente de 7 [Ohm-m] correspondiente al horizonte C, bajo el sondeo 08 a casi 100 metros de profundidad y un espesor de al menos 40 metros, el cual descansa sobre el horizonte H; este ultimo se distribuye de manera irregular cambiando de manera abrupta su profundidad del sondeo 08 al 15, lo cual probablemente se deba a la existencia de un falla existente entre dicho sondeos.

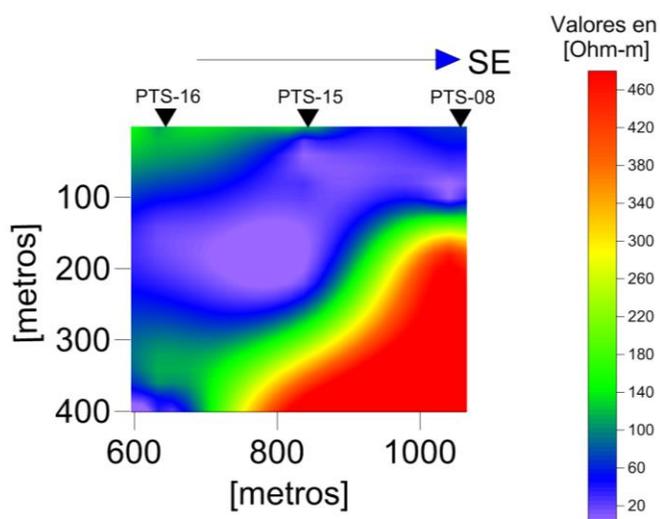


Figura 5.11 Sección 2

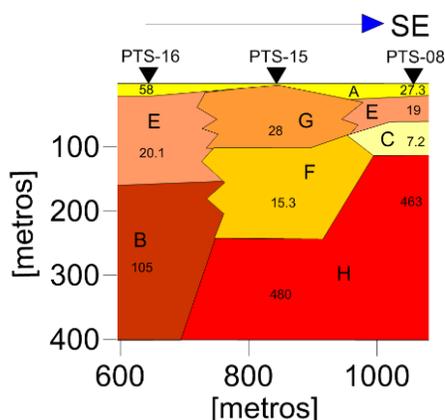


Figura 5.12 Horizontes geoelectricos propuestos para la sección 2

En la figura 5.13 se puede apreciar mejor la variación en la distribución de horizonte A, donde prácticamente desaparece bajo el sondeo 15, a diferencia de la figura anterior inmediatamente aparece el horizonte B con un espesor de poco más de 15 metros; a poco más de 15 metros se encuentra el horizonte C con un espesor muy delgado de apenas 8 metros bajo el sondeo 15; nuevamente se observa la intercalación del horizonte E y G.

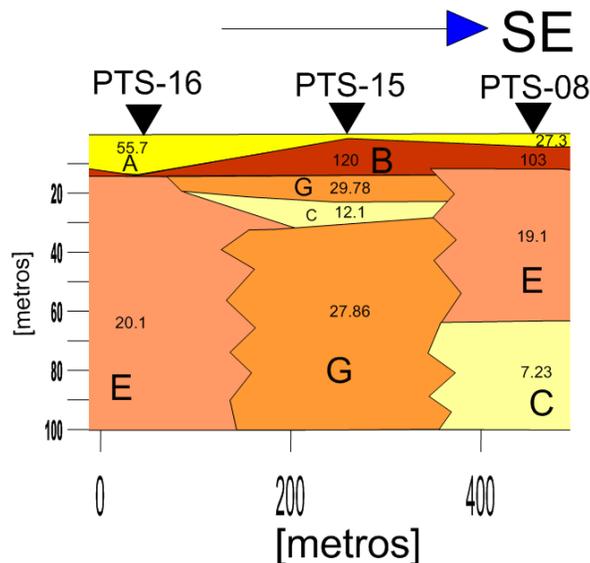


Figura 5.13 Detalle a 100 metros propuesto para la sección 2

5.5.4.3. Sección 3

En la figura 5.14 se observan valores altos de 58 a 84 [Ohm-m] bajo los tres sondeos al menos en los primeros metros de profundidad, y posteriormente una porción de la sección con valores rebasando los 20 [Ohm-m] hasta los 100 [Ohm-m], el cual tiene un espesor de 300 metros bajo los sondeos 02 y 09, y hasta 400 metros bajo el sondeo 16, finalmente se observan valores de más de 250 [Ohm-m], a más de 200 metros de profundidad debajo de los sondeos 02 y 09.

Para el caso de la distribución de los horizontes geoelectricos, de la figura 5.14 el horizonte A no muestra una variación significativa en su espesor, salvo tal vez bajo el sondeo 16, como se verá en la figura 5.15; a mayor profundidad se encuentra distribuido de manera uniforme el horizonte E, que alcanza un espesor de más de 300 metros bajo el sondeo 02 y ensanchándose bajo el sondeo 16, el horizonte E se encuentra interrumpido por el horizonte G bajo el sondeo 09, el cual muestra un espesor de poco menos de 100 metros; así también el horizonte H se expresa a una profundidad de 200 metros en adelante con una extensión

de por lo menos 400 metros; el horizonte H se ve interrumpido por el horizonte B del lado derecho de la sección bajo el sondeo 16 a una profundidad de 160 metros.

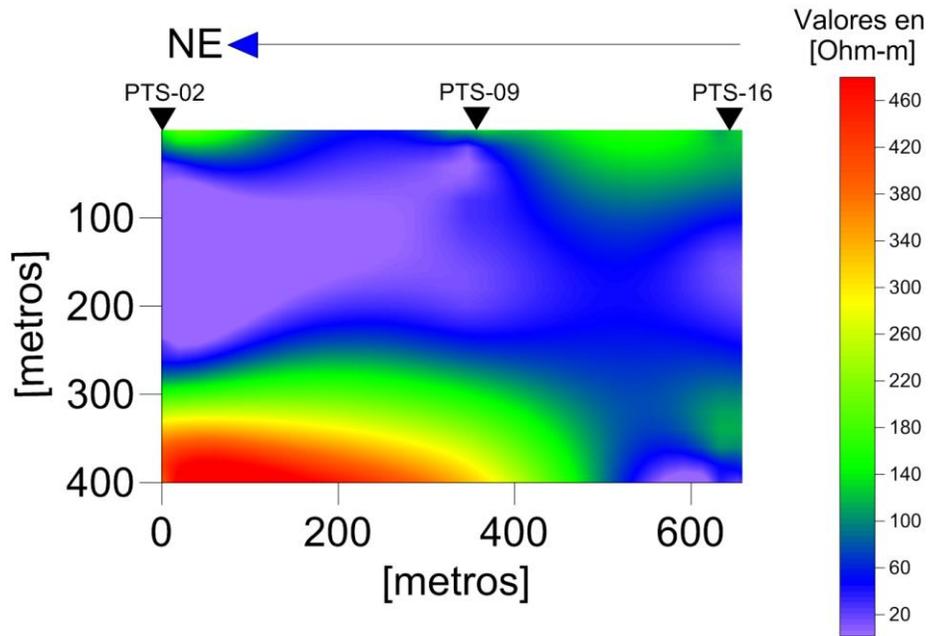


Figura 5.14 Sección 3

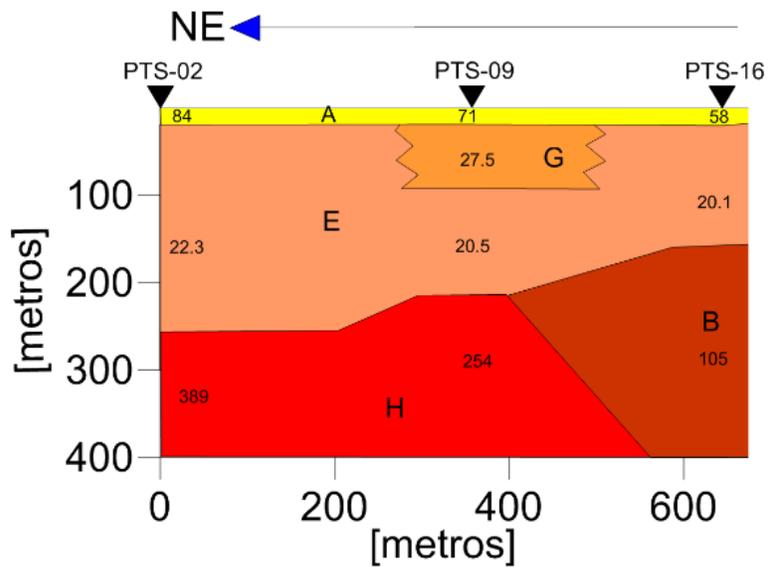


Figura 5.15 Horizontes geoelectricos propuestos para la sección 3

Para los primeros 100 metros de profundidad se remarca la variación del espesor del horizonte A el cual llega a los 15 metros de espesor, bajo el sondeo 16; después se presenta el horizonte B bajo los sondeos 02 y 09 con un espesor de 15 metros; en la figura 5.16 presenta una distribución en mayor proporción del horizonte E, el cual como se observa en la figura anterior esta intercalado con el horizonte G, sin embargo existe un pequeña distribución del horizonte C de unos 40 metros de espesor bajo el sondeo 02 y que se reduce al estar bajo el sondeo 09 a apenas 10 de espesor.

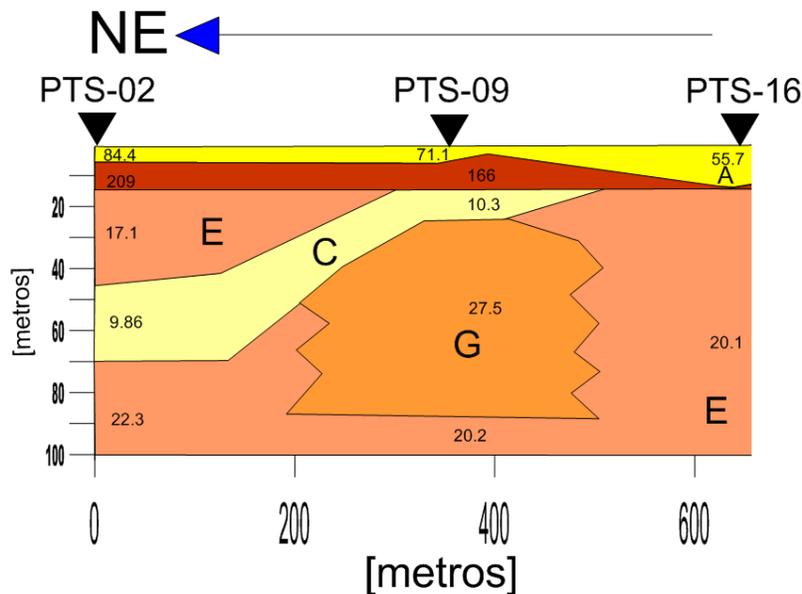


Figura 5.16 Detalle a 100 metros propuesto para la sección 3

5.5.4.4. Sección 4

Esta sección mostró la peculiaridad de estar relativamente alejado de las secciones 1,2 y 3 debido a la disponibilidad del terreno, en este caso se presentó la existencia de un conjunto habitacional que termino por alejar la sección 4 del resto; sin embargo los valores de resistividad y los horizontes antes descritos se mantuvieron presentes solo por la excepción de que el valor de resistividad más pequeño fue de 5 [Ohm-m], mientras que el valor más alto apenas supero por muy poco los 219 [Ohm-m]; en la figura 5.17 se presenta un rango de valores de los 100 a los 200 [Ohm-m] en los primeros 15 metros de profundidad, a diferencia de las demás secciones cuyos valores en los primeros metros no rebasan los 84 [Ohm-m], posteriormente se observa una distribución de rangos de resistividad que va de los 5 [Ohm-m] a los 35 [Ohm-m], interrumpidos en la porción central de la sección por dos valores de resistividad de 189 a 219 [Ohm-m] a más de 250 metros de profundidad.

En la figura 5.18 el horizonte B prevaleció sobre el horizonte A, por lo que se estima que tiene una espesor y profundidad de 15 metros, así como un espesor de poco más de 60 metros a una profundidad de 160 metros; por su parte el horizonte A se ve reducido y apenas se muestra en superficie y a escasos metros de profundidad bajo los sondeos 13 y 03; el horizonte E de esta sección, como se observó en las secciones anteriores no tuvo mayores diferencias, se encuentra igualmente intercalada con el horizonte G, su distribución es homogénea en cuanto a sus espesor de poco más de 100 metros, su profundidad varia, bajo el sondeo 11 se encuentra a poco más de 30 metros de profundidad mientras que para el sondeo 14 se encuentra a poco más de 40 metros; arriba de la intercalación del horizonte E y G se muestra un pequeño espesor del horizonte C bajo los sondeos 11, 13, 14 y 03, cuyo valor de resistividad menor fue de 8.6 [Ohm-m], bajo este último sondeo alcanza su máximo espesor de poco menos 100 metros; del lado izquierdo de la sección se puede describir otro horizonte C, que a diferencia del horizonte anterior posee valores más bajos de resistividad, cuyo valor máximo fue de 5.7 [Ohm-m], su espesor máximo es 50 metros bajo el sondeo 10, algo notorio en esta sección fue la gran distribución del horizonte D, que alcanza su máxima expresión en el sondeo 04 hasta los pasados 300 metros de profundidad, el cual se ensancha un poco bajo el sondeo 10, inmediatamente bajo el horizonte D se puede describir un intervalo de resistividades similares al horizonte A interrumpido de manera abrupta por el horizonte H; este último horizonte, el de mayor resistividad apenas se ve reflejado bajo los sondeo 11 y 13 a una profundidad de poco menos de 200 metros.

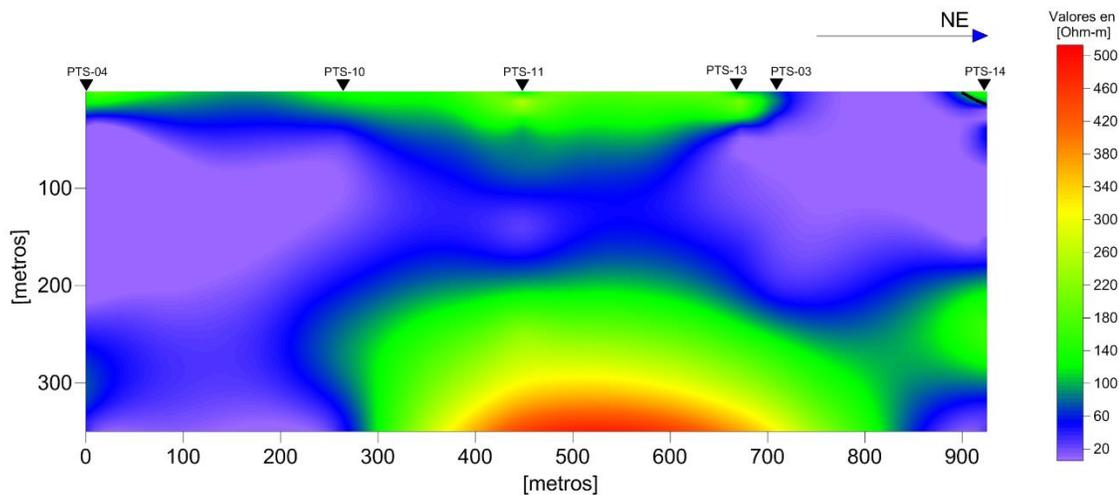


Figura 5.17 Sección 4

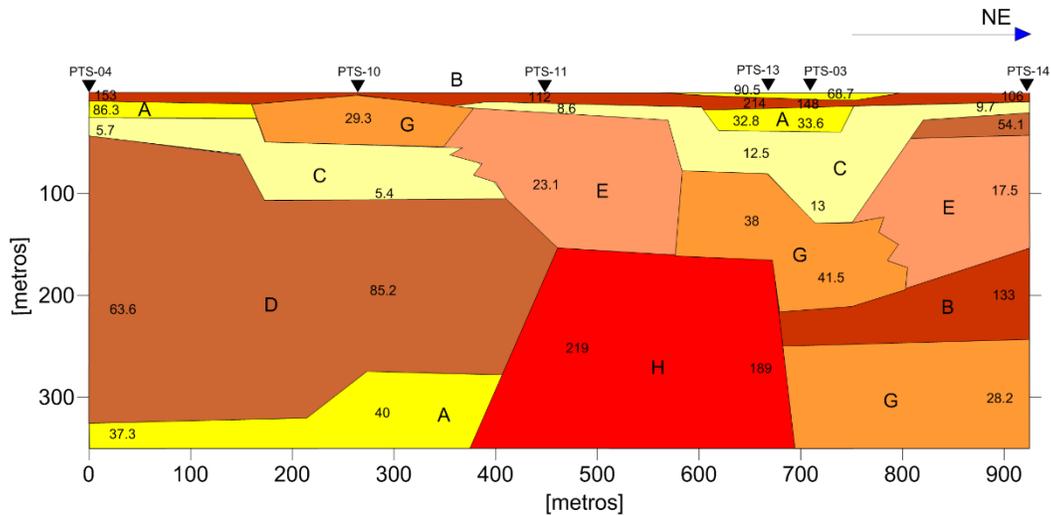


Figura 5.18 Horizontes geoelectricos propuestos para la seccion 4

Para los primeros 100 metros de profundidad ilustrados en la figura 5.20; se acentúa la distribución del horizonte B existente en todos los sondeos de esta sección, excepto el sondeo 10, pero apareciendo 2 veces bajo el sondeo 11; por su parte el horizonte A se muestra bajo los sondeos 04, 13 y 03, en estos dos últimos describe un espesor superficial de apenas unos 4 metros aproximadamente, y pasando el horizonte B, vuelve a aparecer con un espesor de al menos 30 metros; también son más notorios los dos estratos pertenecientes al horizonte C, este horizonte estuvo presente en todo los sondeos, su profundidad vario considerablemente, mientras que para los sondeos 11 y 14 se encontraba a poco más de 10 metros, en el sondeo 10 alcanza una profundidad a más de 50 metros; la intercalación antes descrita del horizonte E y G se sigue conservando; mientras que también para el horizonte D observamos primero que aparece a 40 metros de profundidad bajo el sondeo 04 y de ahí como se describió en la figura anterior llega a más de 300 metros de profundidad, sin embargo bajo el sondeo 14 aparece a poco más de 20 metros de profundidad, pero su espesor es de apenas unos 18 metros aproximadamente, en cierta manera bajo el sondeo 12 de la sección 1 se describe un estrato similar que también pertenece al horizonte D a una profundidad de 60 metros y un espesor de 40 metros, ambos estratos aparecen bajo el sondeo 14 y 12 los cuales se encuentran al principio de la derecha de las secciones 1 y 4 respectivamente.

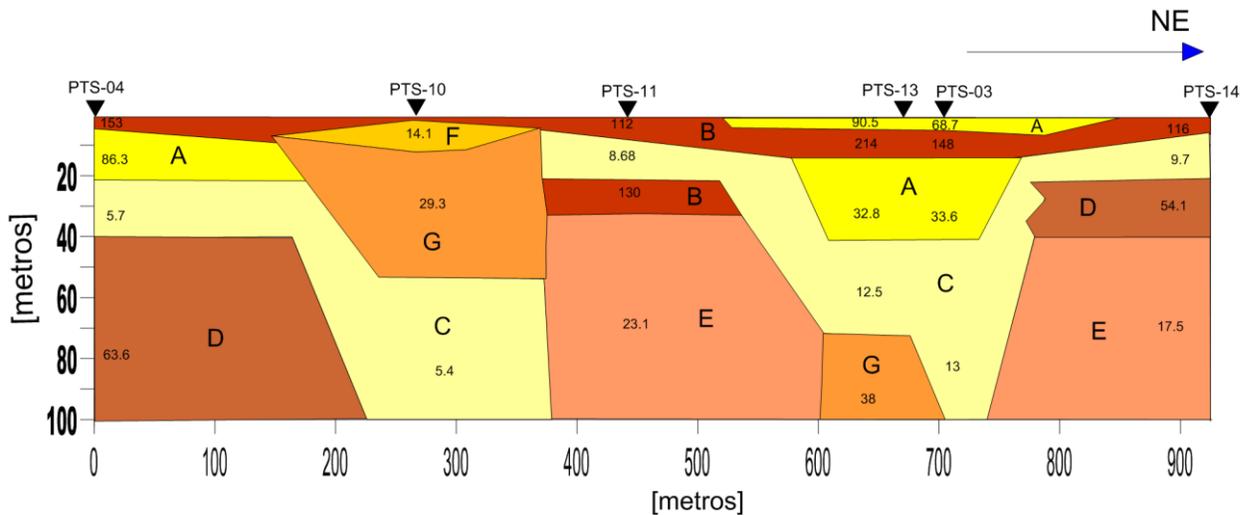


Figura 5.19 Detalle a 100 metros propuesto para la sección 4

6 DISCUSIÓN Y CONCLUSIONES

La zona de estudio donde está localizada la planta de tratamiento, muestra una distribución de horizontes variada, que pueden explicarse principalmente por la distribución heterogénea de materiales sedimentarios entre los que abundan arcillas, limos, arenas y gravas, tanto en el aluvión en los primeros 5 metros de profundidad, así como en los 300 metros siguientes; la información geológica del lugar describe que el tamaño de grano varía a lo largo de dichas litologías desde grano fino en arcillas, limos y arenas finas, que también alcanzan tamaños de grano grueso como lo son arenas medias hasta gravas que incluyen boleos y cantos rodados.

Los sondeos eléctricos verticales realizados por la JCAS alcanzaron una profundidad de penetración aceptable, sin embargo al tener una distribución muy irregular en el terreno, y un espaciamiento muy abierto entre los puntos de medición, de poco más de 200 metros, se produce un aumento de incertidumbre entre sondeo y sondeo, debido a esto, la descripción de la distribución de la litología no podría ser la adecuada, no así con la definición de los horizontes de resistividad, que en todo caso podrían existir más horizontes de los que se pudieron describir en este trabajo, y con lo que se puede hacer la siguiente descripción preliminar: en general los horizontes geoelectricos de la letra “A” a la letra “G”, muestran la ubicación de la parte productora del acuífero ya que los estratos más permeables van del rango de las arenas finas hasta las gravas y cantos rodados, en este tipo de materiales se puede efectuar la recarga de manera relativamente sencilla; los estratos impermeables están representados por las arcillas y limos, materiales en los que la recarga sería más lenta debido al su tamaño de grano más fino. Con el sondeo 01 y el único pozo cercano a la zona

de estudio del cual se conoce el nivel estático a la fecha de la realización del estudio que se encuentra a los 100 metros de profundidad; se puede realizar una correlación preliminar de los materiales presentes en el terreno de la planta de tratamiento, sin embargo debido a la distancia que hay entre ambos, la correlación es muy pobre y solo se puede suponer que los primeros tres estratos descritos en su columna litológica están relacionados con los horizontes E, F y C; para el caso del sondeo 01, conforme aumenta la profundidad, la resistividad va disminuyendo hasta los 300 metros donde vuelve a aumentar drásticamente; mientras que en el corte litológico conforme aumenta la profundidad, el tamaño de grano disminuye, al mismo tiempo que describe una mayor cantidad de arcilla, hasta pasado los 300 metros donde el tamaño de grano vuelve a ser grande; por lo que el horizonte E podría tener relación con un estrato compuesto principalmente de gravas y arenas; El horizonte F relacionado con un estrato de arenas, gravas y arcilla; y por último el horizonte C, en el cual si bien es cierto se reportan gravas también estas se encuentran con una gran cantidad de arcilla, en comparación con los estratos mencionados anteriormente.

Con la profundidad de penetración alcanzada por los sondeos eléctricos verticales, se pudo describir a nivel general el acuífero, sin embargo se obtuvo una resolución poco adecuada para los primeros 100 metros de profundidad, por lo que solo se puede inferir la siguiente distribución: para los primeros 20 metros en cualquier parte de la zona de estudio se tienen materiales con una permeabilidad aceptable e idónea para la construcción de una laguna de infiltración. Por lo anterior, se proponen 3 zonas donde se puede realizar la recarga artificial. En primer lugar la zona donde están ubicados los sondeos 03 y 13; bajo el sondeo 10; y por último la zona en donde están localizados los sondeos 05 y 07, ya que en estos sondeos existen posibles horizontes arcillosos representados con la letra C, los cuales tendrían la función de disminuir la velocidad de recarga, dando oportunidad a una filtración y por consecuencia un menor impacto de posible contaminación en el acuífero respetando la NOM-014-CONAGUA-2007; la norma que también establece una distancia mínima de 1 kilómetro entre el proyecto de recarga y las fuentes de abastecimiento; y que además para aguas residuales con tratamiento secundario, la infiltración solo se puede efectuar con dispositivos superficiales.

El agua a infiltrar debe cumplir que la demanda biológica de oxígeno DBO, sea menor a los 30 [mg/l], tenga un valor de COT menor a los 16 [mg/l]; y que además tenga una remoción o inactivación total de microorganismos patógenos y enterovirus. En conclusión, los métodos geofísicos, específicamente para el presente caso, los sondeos eléctricos verticales, son útiles para caracterizar de manera general el acuífero de la zona de estudio, lo que a su vez contribuye para determinar sitios potenciales de recarga. Sin embargo, cabe la pena reiterar que debido al espaciamiento entre sondeos y a la profundidad de penetración alcanzada se perdió gran parte de la resolución para los primeros 100 metros de profundidad necesarios para caracterizar de manera detallada el sitio potencial de recarga, por lo que a continuación se plantean las siguientes recomendaciones.

6.1. RECOMENDACIONES

Se requiere la realización de un método geofísico que otorgue mayor y mejor resolución para los primeros 100 metros de profundidad, en este caso se propone tomografía eléctrica, con el que se puede describir de manera adecuada la distribución de la litología en la zona de estudio, si bien no tiene una profundidad de investigación tan grande como un sondeo eléctrico vertical se puede describir con mayor exactitud la región de interés para el propósito de la construcción de una laguna de recarga artificial. Lo anterior debido a que se obtiene una mayor cantidad de lecturas de resistividad eléctrica, así como también un estudio de detalle para la zona vadosa (que tenga por objetivo establecer con claridad la distribución de la litología y así poder inferir el comportamiento que pueda tener el agua a través del subsuelo).

Por otro lado, se recomienda la realización de estudios de granulometría del subsuelo, así como núcleos extraídos a partir de la perforación del pozo de exploración; los estudios realizados deben ser de ayuda para la elección del sitio óptimo del proyecto procurando elegir aquel lugar en la zona de estudio donde la recarga artificial se vea beneficiada y donde además se pueda dar seguimiento por medio del monitoreo durante el lapso que dure el proyecto. Entre estos estudios se proponen aquellos que caracterizan la granulometría de núcleos de perforación, para conocer a mayor detalle la proporción de arcillas, el tamaño de grano, y conductividad hidráulica, para la correlación y corroboración de métodos geofísicos implementados posteriormente como, por ejemplo: tomografía eléctrica y sísmica de refracción.

A su vez, se requiere obligatoriamente la perforación de un pozo de exploración, en el centro de al menos uno de los sondeos donde se establecieron la probable existencia de horizontes arcillosos, estudio de por lo menos 100 metros de profundidad, con el que se corrobore la distribución de los horizontes geoelectrónicos y se pueda realizar una correlación adecuada con la litología del lugar donde se establezca la laguna de recarga artificial. La perforación deberá incluir los registros geofísicos del pozo como: potencial espontáneo, resistividad y gamma, que servirán para establecer la proporción de arcillas y arenas en la zona elegida para la recarga. De esta manera, la información obtenida con la perforación además de corroborar la presentada por los sondeos eléctricos verticales; podrá utilizarse para realizar el monitoreo del flujo del agua residual tratada que se pretende infiltrar, a través de la implementación de instrumentación destinada al monitoreo del flujo subterráneo del agua vertida en la laguna de infiltración. Lo anterior debido principalmente a la existencia del pozo de extracción cercano a la planta de tratamiento; ya que la NOM-014-CONAGUA-2007 dicta que al tener un aprovechamiento cercano se deben realizar una serie de procesos como son: una prueba piloto de recarga, un análisis hidrogeológico, modelo de flujo y transporte, estudios toxicológicos determinados por CONAGUA, respetar una distancia mínima de 150 metros a la captación, y que el agua infiltrada, que

además debe tener calidad de agua potable, para evitar la contaminación del acuífero, tenga un tiempo de residencia de al menos 6 meses antes de extracción, en el caso de que esta se pretenda recuperar.

REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

Archie, G.E., (1942), *The electrical resistivity log as an aid to determining some reservoir characteristics*: Transactions of the American Institute of Mining and Metallurgical Engineers, v. 146.

Barker, R. D. (1989), *Depth of investigation of collinear symmetrical four electrode Arrays*: GEOPHYSICS, vol 54, no.8.

Birch, F., 1966, *Compressibility, elastic constants*, in Clark, S.P., ed., *Handbook of physical constants*: Geological Society of America Memoir 97, p. 97–173.

Birchak JR, Gardner CG, Hipp JE, and Victor JM (1974) *High dielectric constant microwave probes for sensing soil moisture*: Proceedings of the IEEE 62: 93-98.

Callegary, J.B., Ferré, T.P.A., and Groom, R.W., 2007, *Vertical spatial sensitivity and exploration depth of low-induction-number electromagnetic-induction instruments*: *Vadose Zone Journal*: v. 6, no. 1, p. 158–167, doi:10.2136/vzj2006.0120.

Central Ground Water Board Ministry Of Water Resources. (Mayo 2000). *Guide On Artificial Recharge To Ground Water*: New Delhi.

Comisión Nacional del Agua. (Diciembre 2007). *Manual de agua potable alcantarillado y saneamiento*. México: Secretaria de Medio Ambiente y Recursos Naturales.

Comisión Nacional del Agua. Norma Oficial Mexicana NOM-014-CONAGUA-2007, *Requisitos para la recarga artificial de acuíferos con agua residual tratada*.

Comisión Nacional del Agua. (Diciembre 2008). *Determinación de la disponibilidad de agua en el Acuífero Tabalaopa-Aldama, Estado de Chihuahua*: México D.F.

Hoffmann, J.P., Ripich, M.A, and Ellett, K.M., (2002), *Characteristics of shallow deposits beneath Rillito Creek, Pima County, Arizona*: U.S. Geological Survey Water- Resources Investigations Report 01–4257.

J.D. Mc Neill (1994). *Principles and Applications of Time Domain Electromagnetic Techniques for Resistivity Sounding*: Technical Note TN-27, Geonics Limited.

Linde N, Binley A, Tryggvason A, Pedersen LB, and Revil A (2006a), *Improved hydrogeophysical characterization using joint inversion of cross-hole electrical resistance and ground-penetrating radar traveltime data*: Water Resources Research 42: W12404.

Loke, M. H., (2004) *Tutorial: 2D and 3D electrical imaging surveys*.
www.geoelectrical.com Copyright (1996-2004).

Lucius, J.E., Langer, W.H., and Ellefsen, K.J., (2007), *An introduction to using surface geophysics to characterize sand and gravel deposits*: U.S. Geological Survey Circular 1310.

Mawer, C., Kitanidis, P., Pidlisecky, A., & Knight, R., (2013). *Electrical Resistivity for Characterization and Infiltration Monitoring beneath a Managed Aquifer Recharge Pond*: Vadose Zone Journal, doi:10.2136/vzj2011.0203.

Moscow State University, (2001), *IPI2Win v.2.1, IPI_Res2, IPI_Res3 User's Guide*.

Niwas, S., Celik, M. (2012), *Equation Estimation of Porosity and Hydraulic Conductivity of Ruhrtal Aquifer in Germany Using Near Surface Geophysics*: Journal of Applied Geophysics 84

Orellana E. (1974), *Prospección Geoeléctrica En Corriente Continua*: Paraninfo, Madrid.

Orellana, E. & Mooney, H.M. (1966) *Master Tables and Curves for Vertical Electrical Sounding Over Layered Structures*. Interciencia, Madrid.

Orellana, E. & Mooney, H.M. (1972) *Two and Three Layer Master Curves and Auxiliary Point Diagrams for Vertical Electrical Sounding Using Wenner Arrangement*. Interciencia, Madrid.

Organización de las Naciones Unidas para la Educación, la Ciencia y la Cultura. (2005). *Estrategias para la Gestión de Recarga de Acuíferos (GRA) en Zonas Semiáridas*: París.

Rubin, Y., Hubbard, S. S., Wilson, A., & Cushey M. A., (1999). "*Aquifer Characterization*" *The handbook of Groundwater Engineering*: Boca Raton, CRC Press LLC.

Telford, W.M., Geldart, L.P., and Sheriff, R.E., 1990, *Applied geophysics (2nd ed.)*: Cambridge, United Kingdom, Cambridge University Press.

Turesson, A. (2006), *Water content and porosity estimated from GPR and resistivity*: Journal of Applied Geophysics 58

U.S. Geological Survey, (2007), *Geophysical Methods for Investigating Ground-Water Recharge*: USGS Professional Paper 1703—Ground-Water Recharge in the Arid and Semiarid Southwestern United States—Appendix—2

ANEXO DE CURVAS DE CAMPO Y SU PROCESAMIENTO

