Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California



Programa de Posgrado en Ciencias

en Ciencias de la Tierra con orientación en Geofísica Aplicada

Monitoreo de la pluma de agua tratada que se descarga en una zona costera del acuífero del Valle de Maneadero, Baja California, mediante métodos eléctricos.

Tesis

para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de

Maestro en Ciencias

Presenta:

Valdemar Belmonte García

Ensenada, Baja California, México 2016 Tesis defendida por

Valdemar Belmonte García

y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Marco Antonio Pérez Flores

Director de tesis

Miembros del comité

Dr. Carlos Francisco Flores Luna

Dr. Mario González Escobar

M.C. Vicente Ferreira Bartrina



Dr. Juan García Abdeslem Coordinador del Posgrado en Ciencias de la Tierra

> **Dra. Rufina Hernández Martínez** Directora de Estudios de Posgrado

Valdemar Belmonte García © 2016

Queda prohibida la reproducción parcial o total de esta obra sin el permiso formal y explícito del autor y director de la tesis.

Resumen de la tesis que presenta **Valdemar Belmonte García** como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geofísica Aplicada.

Monitoreo de la pluma de agua tratada que se descarga en una zona costera del acuífero del Valle de Maneadero, Baja California, mediante métodos eléctricos.

Resumen aprobado por:

Dr. Marco Antonio Pérez Flores Director de tesis

Nos enteramos en Junio del 2015 que se había hecho un estanque en Maneadero con agua tratada de El Naranjo, con el fin de proveer de agua a los horticultores. Esta agua se empezó a verter desde Julio del 2014 y el fondo del estangue no estaba sellado y por lo tanto, un volumen considerable de esa agua estaba infiltrando al subsuelo. Fue así, como en Julio del 2015 empieza esta investigación. Se realizaron 41 perfiles con una longitud total de 270 m, más 4 arreglos no colineales utilizando el método geofísico de resistividad eléctrica (D.C) para determinar la influencia de la infiltración de agua tratada en el acuífero costero del valle de Maneadero que sufre de intrusión marina y que se lleva a cabo en la parcela 93. Se realizó inversión conjunta en 2 y 3 dimensiones para investigar cómo el agua infiltrada se mueve espacial y temporalmente. Los modelos resultantes manifiestan zonas bajas de resistividad cuando existe la presencia de agua de mar aproximadamente después de los 10 m de profundidad desde la superficie. También se observa que el agua infiltrada se esparce en los primeros 15 m de profundidad, empujando al agua de mar hacia abajo. El movimiento del agua infiltrada es en dirección hacia el mar. A su vez se observa que el agua infiltrada rompe la continuidad del agua de mar justo por debajo del estanque de descarga. Se observa un aumento de resistividad después de los 45 m de profundidad, posiblemente asociado a un paleo-cauce producto del arroyo Las Ánimas. Se determinó el flujo regional del valle a partir de valores piezométricos, en donde se refleja que a nivel regional el flujo va de las montañas hacia el mar, pero a nivel local es cambiante. Existen 2 zonas de abatimiento en el centro del valle que provocan que el flujo de agua sea hacia dentro del continente en vez de que siga el camino regional. Se midieron parámetros físico-químicos del agua tratada proveniente de la planta El Naranjo, en donde se observó que no cumple con la NOM-014-CONAGUA para infiltrar agua tratada en los acuíferos, sin embargo, la calidad del agua tratada (2, 000 ppm) es mucho mejor que la residente en la zona (25, 000 ppm), por lo que para los fines agrícolas a los que está destinada se considera de buena calidad.

Palabras clave: infiltración de agua tratada, intrusión marina, acuífero costero, resistividad eléctrica, inversión conjunta en 2 y 3 dimensiones, valle de Maneadero.

Abstract of the thesis presented **by Valdemar Belmonte García** as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Earth Science with orientation in Applied Geophysics.

Monitoring of the pen of treated water discharged in a coastal area of the aquifer of the Maneadero Valley, Baja California, by electrical methods.

Abstract approved by:

Dr. Marco Antonio Pérez Flores Thesis Director

We found out in June 2015 that a pond had been constructed in Maneadero with treated water from El Naranjo, whose function was to provide water to horticulturists. This water started pouring since July 2014 and because the pond was not sealed, a considerable volume infiltrated the subsoil. This was the main reason to why this investigation began in July 2015. 41 profiles with a total longitude of 270 meters among 4 non collinear arrays were performed utilising the geophysical model of electric resistivity (D.C) to determine the influence of the infiltration of treated water in the coastal aguifer of Maneadero's valley (parcel 93). Joint inversion was performed in 2 and 3 dimensions respectively in order to investigate how the infiltrated water moves both spatially and temporally. The resulting models manifest low resistivity zones when there is sea water present, usually below the 9 meter depth mark with respect to the surface. It could be observed as well that infiltrated water scatters in the first 15 meters of depth, pushing the sea water further below. The movement of infiltrated water moves towards the sea. It could also be observed that infiltrated water breaks the seawater continuity just below the discharge pond. An increment in resistivity after 45 meters of depth could be recorded, possibly associated with a paleoriverbed, a likely product of Las Animas runnel. The regional valley's flux was determined from piezometric values in which the flux can be observed to move from the mountains to the sea at a regional level. However, this trend changes at a local level. There are 2 dejection zones in the valley's centre which provoke the water's flux to be directed towards the inner continent instead of following the regional path. Physical and chemical parameters from treated water retrieved from El Naranjo plant were measured and therefore it was determined that it does not meet the standards of norm NOM-014-CONAGUA with respect to infiltrated treated water in the aquifers. Nevertheless, the treated water's quality (2000 ppm) is much better than the zone's resident (25000 ppm), thus suggesting a reasonably good quality with respect to its current agricultural purpose.

Keywords: infiltration of treated water, seawater intrusion, coastal aquifer, electrical resistivity, joint inversion in 2 and 3 dimensions, Maneadero Valley.

Dedicatorias

- A Salvador Belmonte y Lourdes García, mis padres
- A Omar Belmonte Y Alejandra Belmonte, mis Hermanos
- A mi Familia y amigos.

Agradecimientos

Agradezco al CICESE por haberme permitido estudiar la maestría y por el apoyo recibido a lo largo de la estancia en Ensenada.

Agradezco a mi director de tesis el Dr. Marco Antonio Pérez Flores por ser un buen asesor de tesis y ayudarme en todo lo que necesitaba. También al comité de tesis al Dr. Mario González, Dr. Carlos Flores y M.C. Vicente Ferreira por la ayuda que también recibí de su parte cuando la solicité.

A Luis Ochoa, Valeria Reyes, Esteban Tiznado, y los demás compañeros del CICESE que hicieron mi estancia tan agradable en este lugar.

A Karen por siempre estar ahí y toda la ayuda que recibí de su parte. A Tesla

A los técnicos Fernando Herrera, Jaime Calderón, Alejandro Díaz, Fabio Cruz, Iván Zavala, Mojarro, el personal administrativo como Ana Rosa y Mónica Sánchez que siempre se portaron con la mejor disposición y amabilidad para conmigo.

A mis amigos de Oaxaca, familia y al primo que siempre estuvieron presentes.

Al CONACYT por haberme dado la beca número 619264 y permitido cumplir este sueño.

Tabla de contenido

Página

Resumen en español	ii
Resumen en inglés	iii
Dedicatorias	iv
Agradecimientos	v
Lista de figuras	viii
Lista de tablas	xi

Capítulo 1. Introducción	1
1.1 Objetivo General	2
1.2 Objetivo Particular	2
1.3 Área de estudio	2
1.4 Fisiografía y Geología	
1.5 Situación Geohidrológica	5
1.6 Antecedentes	6
1.7 Recarga artificial y sus normas	7
1.8 Muestreo físico-químico básico de agua en la zona de estudio	9
1.9 Periodo de lluvias	12
Capítulo 2. Marco teórico	
2.1 Método eléctrico de corriente directa	
2.2 Ecuaciones Básicas	
2.3 Definición de Resistividad	
2.4 Diferentes tipos de arreglos tetra-electródicos	
2.4.1 Arreglo Wenner	
2.4.2 Arregio Schlumberger	20
2.4.3 Dipolo-dipolo	
2.5 Especificaciones del equipo	
2.6 Método de Ecuación Integral	
2.6.1 Ecuación Integral para 2D	
2.6.2 Ecuación Integral para 3D	
2.7 Método de Minimización utilizado	
Capítula 2. Motodología	20
2 1 Adquisición de dates geofísicos	
3.1 Auquisición de datos	
2.2.1 Inversión 2D Parist-2D	
2.2.2 Inversión 2D Earth Imagor	
2.2.2 Inversion 2D	
5.2.5 111013011 50	
Capítulo 4. Resultados y discusiones	
4.1 Interpretación de los datos de resistividad en 2D	
4.1.1 Capa 1	
•	

4.1.2 Capa 2	39
4.1.3 Capa 3	39
4.1.4 Capa 4	40
4.2 Interpretación de datos de resistividad en 3D	45
4.3 Interpretación de los mapas piezométricos	55
Capítulo 5. Conclusiones	60
Literatura citada	65
Anexo I. Modelos de resistividad en 2D	68
Anexo II. Perfil 2D línea 6 con polarización inducida	79
Anexo III Modelos 2D de resistividad observada y calculada en el mes de julio	80
Anexo IV Gráfica de dispersión entre resistividades aparentes observadas vs calculadas de los	
modelos invertidos en 3D de Septiembre, Octubre, Noviembre y Enero.	81
Anexo V. Mapas de Isosuperficies	83
Anexo VI. Memoria fotográfica	85

vii

Lista de figuras

Figura 1. Ubicaciónde la zona de estudio, se muestra de color rojo el área donde se realizaron las mediciones geoeléctricas. Se encuentra dentro del Ejido Rodolfo Sánchez
Figura 2. Geología Regional de Maneadero (Gastil et al., 1975). Se señala con un polígono roio la zona de estudio, la aeología del lugar indica que son depósitos aluviales
Figura 3. Columna litológica ubicación a 400m al este de la zona de estudio (Sarmiento-
Figura 4. Distribución de sólidos totales disueltos. Con un rectángulo blanco se señala el lugar donde se realizaron las mediciones de resistividad, como se observa en el mapa, es la zona con mayor cantidad de STD en el valle con valores mayores a 25 g/l (Tomado de Daescló et al. 2014).
de Daessie et al., 2014)
todo ol somi ospacio dobido a la fuente puntual
Figura 6 Arregio electródico Wenner y expresión de resistividad anarente
Figura 7 Arregio electródico Schlumberger y expresión de resistividad aparente 20
Figura 8. Arreglo electródico Dipolo-Dipolo y su expresión de resistividad aparente
Figura 9. Simulación de adquisición de datos según el arreglo escogido, el eje x representa la
distancia horizontal y el eje y corresponda a la profundidad. Cada círculo es el punto de
asignación que se le da a los datos medidos, que generalmente es el cruce de dos líneas
a 45º en el punto medio del arreglo tetrapolar. La representación de estos valores
genera una pseudo-sección de resistividad aparente contra pseudo-profundidad
Figura 10. Consola del equipo de resistividad SuperSting R1/IP de la compañía Advanced
Geosciences, Inc. (AGI) y cables intelligentes
registividad realizados y el arreglo no colineal realizado alrededor del estangue de
descarga. Donde dice inicio corresponde el lugar donde se sitúa el electrodo número 1 v
donde dice fin se encuentra situado el electrodo número 28
Figura 12. Rejilla de prismas 2D. Suponemos que la resistividad es constante dentro de cada
prisma y que no la conocemos. De azul se señalan las celdas utilizadas. De rojo se señala
el área de medición o de interés 32
Figura 13. Se observan los mismos datos de resistividad aparente del perfil 3 del mes de
septiembre procesados con distintos factores de suavizamiento (beta). Entre más
grande es el beta, el modelo resultante tiene una forma más suave y pierde estructura,
en cambio, cuando la beta se hace más pequeña el modelo se ajusta mucho a los datos
generando anomalias con demasiada estructura
do rojo ol ároz do modición. Dontro dol ároz do modición ol prisma tiono como
dimensiones 10 m en X 5 m en Y v en el eie 7 es variable 36
Figura 15. Comparación del modelo inverso 3D del mes de septiembre graficado en planos
2D a distintas profundidades, 1 m, 6 m, 11 m, 18 m, 35 m v 55 m. La fila con una beta
de .1, la fila 2 con una beta de .01 y la fila 3 con una beta de .001. De blanco se
observan los valores más conductores y de azul lo más resistivo. El error RMS fue de
7.897(1), 5.158 (2) y 4.260 (3) respectivamente. Las líneas punteadas muestran las

mediciones, el rectángulo azul, en el centro de la figura representa el estanque de

Lista de tablas

Tabla 1.Datos obtenidos a partir de las muestras de agua en 3 meses distintos	10
Tabla 2. Precipitación acumulada por mes 2015 y 2016 (SIMARBC).	12
Tabla 3. Valores típicos de Resistividad de diversos sustratos (Coburn, 2014; Custodio y Llamas, 1976).	13
Tabla 4. Especificaciones técnicas del SuperSting R1/IP	23
Tabla 5. Coordenadas en sistema UTM de los 9 perfiles colineales que se realizaron	29

Capítulo 1

1. Introducción

El consumo y demanda de agua del Valle de Maneadero, Baja California, ha aumentado año con año debido al crecimiento de la población y a las actividades económicas que se desarrollan dentro y fuera de dicho Valle. Para realizar actividades socio-económicas en zonas áridas como el Valle de Maneadero, la población tiende a concentrarse en la llanura costera, ejemplo de estas actividades son la agricultura (Abdalla et al., 2010).

En zonas con acuíferos costeros, el equilibrio agua dulce - agua salada es función del caudal de agua dulce vertido al mar. En el Valle existe agricultura a gran escala, sobrepoblación y en 2015 la precipitación acumulada fue de 83.8 mm (SIMARBC, 2015). Estos son los principales factores que influyen en el abatimiento de los niveles freáticos de los pozos producto de la sobreexplotación del acuífero para satisfacer las necesidades humanas. Estas captaciones de agua superan la recarga del acuífero y se reduce el flujo, por lo tanto la posición de la interfase cambia y propicia que el agua de mar intrusione en el acuífero costero (Custodio y Llamas, 1976).

Existen varios riesgos que conlleva la intrusión marina, uno de ellos es la contaminación de agua con elevadas concentraciones de sales limitando el uso que pueda tener el agua del acuífero, otro es la salinización del suelo, provocando infertilidad de éste (Basharat y Tariq, 2013).

Muchas hectáreas de tierras fértiles del valle se encontraban sin trabajar debido a las altas concentraciones de sales en el suelo que provenían del agua salobre extraída del acuífero ya contaminado impidiendo el uso del agua para el riego. Es así, que a partir de un programa que consiste en destinar tierras para floricultivos y regarlas con aguas que cuentan con tratamiento secundario se reactivó la economía de la zona. El programa es llevado a cabo por el gobierno estatal en conjunto con autoridades locales (Cruz-Aguirre, 2015).

La recarga artificial es una técnica que permite atenuar los efectos de la sobreexplotación, aumentando la disponibilidad y calidad del agua subterránea (Mercado, 1988).

El agua tratada es almacenada en un estanque de descarga superficial, que por gravedad percola por la zona vadosa hasta alcanzar al acuífero como instancia final. Una manera de determinar el avance de la intrusión marina y evaluar la efectividad que tiene la recarga artificial en el acuífero del Valle de Maneadero es mediante métodos geofísicos. Como la resistividad eléctrica es una propiedad inherente de los materiales, los métodos de exploración eléctrica pueden observar contrastes de esta propiedad en el subsuelo (Loke, 1999). Los métodos eléctricos de corriente directa (DC, frecuencia cero) han sido usados exitosamente en el pasado (Abdalla et al., 2010).

Esta tesis pretende integrar información de métodos geofísicos y geohidrológicos de la zona para caracterizar el efecto del agua infiltrada en el acuífero en un periodo de tiempo.

1.1 Objetivo General

El presente trabajo de tesis tiene como objetivo monitorear temporalmente una pluma de agua tratada que se descarga en la parcela 93 en el Valle de Maneadero utilizando métodos eléctricos de frecuencia cero (DC).

Se probará si la metodología desarrollada puede aportar información sobre el avance de la invasión de agua marina y cuál es el efecto que provoca la descarga de aguas tratadas en el acuífero.

1.2 Objetivo Particular

Investigar la distribución espacial y temporal de la infiltración de la pluma de agua tratada en el subsuelo utilizando métodos eléctricos. Se hace inversión en 2 y 3 dimensiones a los datos obtenidos para obtener modelos con la distribución de la resistividad eléctrica del subsuelo. Se Integran datos de piezometría para conocer la variación temporal en los pozos de la región entre los años 2014-2015, y por último se hace un análisis básico físico-químico del agua infiltrada para conocer la calidad con la que se infiltra.

1.3 Área de estudio

El área se ubica en el ejido Rodolfo Sánchez Taboada mejor conocido como Valle de Maneadero. Éste es una pequeña cuenca sedimentaria ubicada al sur de la ciudad de Ensenada. Tiene una extensión de 33km² y sus límites quedan comprendidos en la zona 11R entre las coordenadas UTM 541071, 534727 latitud norte y 3505418, 3512784 longitud oeste respectivamente. La parcela donde se realizaron las mediciones se muestra en la figura 1 con un polígono color rojo, a un costado de la carretera Ensenada - La Bufadora y está limitada hacia el oeste con el Océano Pacífico, al este con la Sierra de Juárez, al norte con Arroyo San Carlos y al sur con la falla Agua Blanca (IMIP, 2007).



Figura 1. Ubicación de la zona de estudio, se muestra de color rojo el área donde se realizaron las mediciones geoeléctricas. Se encuentra dentro del Ejido Rodolfo Sánchez Taboada mejor conocido como Maneadero.

1.4 Fisiografía y Geología

El valle de Maneadero pertenece a la provincia fisiográfica de la Península de Baja California. Ésta se divide en 3 sub-provincias morfo-tectónicas, estando la zona de estudio en la subprovincia denominada Sierras Peninsulares (Serrano-Ortiz, 2011). Este valle es una cuenca sedimentaria de origen cuaternario, tiene forma de semigraben producto de esfuerzos de extensión controlado por la falla de Agua Blanca.

La falla tiene una transición de movimientos laterales a un comportamiento de falla normal, con desplazamiento vertical significativo formando el límite suroeste del semigraben. El semigraben está lleno de 2000 m de sedimentos en la parte más profunda producto de la erosión de las partes superficiales de la Formación Alisitos (Pérez-Flores, et al., 2004).

La geología de la zona del valle comprende 3 unidades. La primera consiste en rocas graníticas del batolito Mesozoico que afloran en la parte oriental del valle. La segunda consiste en rocas volcánicas (pre y post-batolíticas) que constituyen la península de Punta Banda y parte del basamento sobre el cual reposan los sedimentos. La tercera son las rocas sedimentarias del cuaternario divididas en aluviales, fluviales y de playa (Fabriol et al., 1982).



Figura 2. Geología Regional de Maneadero (Gastil et al., 1975). Se señala con un polígono rojo la zona de estudio, la geología del lugar indica que son depósitos aluviales

Un corte litológico en un pozo ubicado a 400 m al este de la zona de estudio es mostrado en la figura 3 y reporta sedimentos arcillosos, arenas, arcillas, gravas y cantos rodados principalmente.



Figura 3. Columna litológica ubicación a 400m al este de la zona de estudio (Sarmiento-López, 1996).

1.5 Situación Geohidrológica

La cuenca hidrológica del Valle de Maneadero se localiza en la Región Hidrológica No.1 (R.H.1) de la vertiente del Océano Pacífico, cubriendo una superficie de 1975 km². El acuífero de Maneadero se considera de tipo libre, conectado hidráulicamente con el Océano Pacífico, esta condición genera que el agua de mar se infiltre en forma de cuña por debajo del agua dulce debido a la diferencia de densidad entre ambos líquidos y se encuentra alojado en depósitos sedimentarios recientes del cuaternario.

La figura 3 muestra que los materiales que forman principalmente el acuífero en la zona de estudio son arenas con diferente tamaño de grano, arcillas, grava y cantos rodados (Sarmiento-López, 1996).

Los límites del acuífero están compuestos por rocas ígneas, que debido a su composición y textura son consideradas como impermeables, lo cual hace que actúen como sello, lo cual permite el desarrollo del acuífero. La cuenca se hace más profunda hacia la costa (Pérez-Flores et al., 2004).

En 1997 existían ya 338 aprovechamientos activos de agua divididos entre pozos y norias, evidentemente conforme aumentaron los años se fueron generando más aprovechamientos, en el año 2009 el acuífero tenía una disponibilidad negativa de -17.67Mm³ (IMIP, 2007).

Estos volúmenes negativos han propiciado la intrusión de agua de mar desde hace más de 35 años (Espinosa, 1978). En el año 2015 a 14 meses de haberse puesto en marcha el programa de riego con aguas tratadas no obstante de haber ahorrado 845 mil 180 metros cúbicos de agua se tuvieron que abrir nuevos pozos para cubrir las necesidades agrícolas (Cruz-Aguirre, 2015).

1.6 Antecedentes

El proceso de intrusión marina en el acuífero del Valle de Maneadero ha sido evidenciado previamente por varios estudios geofísicos y geohidrológicos realizados muy cerca de la zona de estudio. A continuación se mencionarán trabajos previos realizados en dicho Valle.

Vázquez-González (1980), realizó mediciones de potencial espontáneo, sondeos eléctricos verticales y métodos potenciales con fines geohidrológicos. Como resultados encontró que existe un descenso en la resistividad del subsuelo en la dirección oeste del Valle de Maneadero, es decir, más cercano a la costa y también a profundidad. Posteriormente,

Vega-Aguilar (1989), realizó mediciones geoeléctricas utilizando sondeos eléctricos verticales y polarización inducida con el objetivo de poder diferenciar la presencia del agua marina de las arcillas. Uno de los perfiles de medición que realizó fue previamente estudiado por Vázquez-González (1980), concluyendo que en solo 9 años el agua marina se desplazó ~ 500 metros hacia el Valle de Maneadero.

Sarmiento-López (1996), después del estudio de decenas de pozos, concluyó que los niveles piezométricos descienden 6 m hacia la porción central de la planicie costera. Esta depresión ayuda el avance de la intrusión marina. También determinó que en los cauces de los arroyos San Carlos y El Zorrillo, los niveles piezométricos disminuyen por debajo del nivel del mar.

Daesslé et al., (2005), realizaron estudios geoquímicos en 25 pozos poco profundos en el acuífero durante 1 año. Concluyeron que el avance de la intrusión marina afectó la calidad del agua continental, evidenciándolo por el aumento de sólidos totales disueltos sobre todo en la parte central y sur del acuífero.

Lujan-Flores (2006) realizó sondeos audiomagnetotelúricos (AMT) en 4 perfiles perpendiculares a la línea costera. Sus resultados evidenciaron el avance de agua marina. A partir de los datos de AMT, infirió que la salinidad en la parte más occidental a profundidades no mayores a 200 m los valores sobrepasan los 10, 000 ppm, asociados a invasión de agua marina, ya que conforme se alejan de la costa la salinidad desciende.

Gil-Venegas (2010), realizó un modelo numérico para determinar el impacto por la operación de pozos costeros en la zona del acuífero de Maneadero. Concluye que el comportamiento del dominio de flujo es normal dirigiéndose a la costa en condiciones de equilibrio con un gradiente hidráulico positivo. Para la condición actual del acuífero, donde hay intrusión marina, existe un gradiente hidráulico negativo, avanzando el flujo de la costa hacia las zonas de agua continental.

Serrano-Ortiz (2011) y Daesslé et al. (2014), determinaron la geometría 2D y 3D del acuífero circundante al arroyo de Las Ánimas, utilizando mediciones de resistividad, concluyendo que en la parte este del Valle de Maneadero las resistividades obtenidas sugieren que la calidad del agua es buena, lo contrario pasa en la zona oeste donde las resistividades son muy bajas indicando la presencia de agua salada.

1.7 Recarga artificial y sus normas

La recarga artificial es una tecnología que se aplica con diferentes objetivos, siendo los más comunes; atenuar efectos de sobreexplotación, tales como abatimiento de los niveles del agua, asentamientos del terreno o intrusión marina; dar tratamiento natural al agua en el subsuelo; manejar los acuíferos como vasos de almacenamiento y regulación, y utilizar el subsuelo como una red natural de acueductos. Desde el punto de vista técnico, la factibilidad de la recarga artificial depende, entre otros factores, de que exista agua disponible para tal fin y de que ésta sea de calidad tal que no deteriore la calidad del agua subterránea nativa o que sea factible su tratamiento para prevenir riesgo de contaminación (NOM-014-CONAGUA). Existen 3 tipos de recarga artificial que reconoce la NOM-014-CONAGUA. Estos se clasifican como: Superficial, subsuperficial y directo. El método utilizado en el área de estudio es el de recarga superficial, pudiéndose también realizar mediante otras obras como: cauces acondicionados, inundando terrenos, zanjas, sobre-riego o combinación de ellas.

El sistema de recarga en superficie, se basa en la infiltración-percolación de agua desde la superficie, circulando por la zona no saturada del terreno hasta llegar al acuífero. El agua se infiltra a través de un estanque superficial localizado en el área de estudio y tiene una longitud de 68 m en dirección sur-norte y de 18 m de ancho dirección este-oeste, su profundidad es de 2.5 m, su ubicación se observa en la figura 1.

Las principales fuentes de agua de descarga son: Aguas meteóricas, aguas colectadas en instalaciones urbanas, escurrimientos extraordinarios generados por lluvias torrenciales, agua superficial regulada en presas de almacenamiento, aguas residuales de las zonas urbanas, siendo esta última la fuente utilizada en el área de estudio (NOM-014-CONAGUA).

La recarga de los acuíferos con aguas residuales puede mejorar la calidad de esta agua así como almacenarla para uso futuro, sin embargo, también puede contaminar los acuíferos. El subsuelo y la zona no saturada son muy activos en la atenuación de contaminantes y en la autopurificación del agua residual (Foster et al., 1994).

Una recarga lenta intermitente a través de suelos de grano fino generalmente es lo óptimo para el mejoramiento de la calidad del agua pero el volumen que puede infiltrar por unidad de área es limitado, a diferencia de los suelos altamente permeables que aceptarán grandes volúmenes de aguas residuales, pero también serán menos efectivos en la atenuación de contaminantes, por lo que se debe buscar un balance (Foster et al., 1994).

El material de fondo en el estanque de la zona de estudio son gravas y material de grano fino como limos y arcillas.

Existen una serie de requisitos que se especifican en la NOM-014-CONAGUA para poder hacer recarga artificial con agua tratada. Estos son: Información y estudios básicos, características litológicas en el área de la obra, calidad del agua de recarga y monitoreo posterior a la obra de recarga.

La planta de tratamiento "El Naranjo" cuenta con un sistema de tratamiento de agua secundario la cual es apta para el uso agrícola (CONAGUA, 2010). Ejemplo de estas técnicas lo hacen países como Estados Unidos, Japón y algunos de la Unión Europea (Winpenny et al., 2013).

El tratamiento primario consiste en eliminar materiales sólidos gruesos y otros materiales grandes que se encuentran frecuentemente en las aguas residuales sin tratar a través de un proceso mecánico de separación de residuos, posteriormente pasa a una etapa de remoción de arena en donde a partir de variar la velocidad del agua algunos sedimentos se depositan. El agua proveniente del colector de arena pasa a un tanque de sedimentación donde se busca producir un líquido homogéneo capaz de ser tratado biológicamente y residuos que pueden ser tratados separadamente.

Las aguas residuales provenientes del tratamiento primario pasan a un tanque de aireación, donde crecen microorganismos que consumen la materia orgánica restante. Tras la aireación, la mezcla se clarifica, en un sedimentador llamado secundario. El residuo sedimentado es eliminado como fango, para un tratamiento y vertido por separado (CONAGUA, 2010).

La calidad del agua de recarga proveniente de la planta cumple con la NOM-001-SEMARNAT-1996 que establece los límites máximos permisibles de contaminantes en las descargas de aguas residuales en aguas y bienes nacionales, además de que tiene el potencial de cumplir con la NOM-014-CONAGUA-2003, sin embargo no la cumple en estos momentos (Mendoza-Espinosa et al., 2010). Los parámetros que se sabe que no cumple a partir de mediciones de campo son los STD, que superan las 1, 000 ppm.

1.8 Muestreo físico-químico básico de agua en la zona de estudio

Se realizó una campaña de medición de parámetros básicos de calidad del agua que llega proveniente de la planta de tratamiento El Naranjo durante marzo, abril y mayo del 2016. De las muestras de agua se midieron los sólidos totales disueltos y conductividad eléctrica con el Microprocesador HANNA HI 9835, mientras que el pH se midió con el Microprocesador HANNA HI 99141.

Sólidos totales disueltos (STD), son la suma de los minerales, sales, metales, cationes o aniones disueltos en el agua. Esto incluye cualquier elemento presente en el agua que no sea (H₂O) molécula de agua pura y sólidos en suspensión. Sólidos en suspensión son partículas y sustancias que ni se

disuelven ni se asientan en el agua, tales como pulpa de madera. En general, la concentración de STD es la suma de los cationes (carga positiva) y aniones (cargado negativamente) en el agua.

Conductividad eléctrica: Es la medida de la capacidad del agua para dejar pasar el flujo eléctrico, está directamente relacionada con la concentración de iones en el agua (provenientes de sales disueltas). Por lo regular, mayor concentración de iones equivale a mayor conductividad, se presenta en unidades de micro- o mili- siemens por centímetro (µS/cm ó mS/cm). La conductividad eléctrica, es uno de los parámetros más útiles y comúnmente medidos de la calidad del agua, base de los cálculos de sólidos totales disueltos y salinidad. Es un indicador temprano de algún cambio en el cuerpo de agua, la mayoría de los cuerpos de agua mantienen una conductividad constante que se puede utilizar como base de referencia para futuras mediciones. Cambios significativos en los valores se atribuyen a evaporación, inundaciones o contaminación.

Potencial Hidrógeno (pH): Escala logarítmica que define la forma ácida o básica de un cuerpo de agua, cuanto menor sea el pH (0 - 6), más ácida es el agua, un pH de 7 se considera neutro, y cuanto mayor sea el pH (8 - 14), más básico es. El pH afecta la solubilidad y toxicidad de los nutrientes, los productos químicos y los metales pesados en el agua. Muchos son los factores que pueden afectar el pH en el agua, tanto naturales como artificiales, la mayoría de los cambios naturales se producen debido a las interacciones con el suelo y la roca circundante, también puede fluctuar con la precipitación (en especial con lluvia ácida pH < 5). La descarga de aguas residuales, modificarían de manera artificial el pH en un cuerpo de agua.

	Marzo	Abril	Mayo
STD (g/L)	1.57	2.08	2.01
Conductividad (mS/cm)	3.13	4.10	4.23
рН	7.93	8	8.20

Tabla 1.Datos obtenidos a partir de las muestras de agua en 3 meses distintos

La tabla 1 muestra que el agua no tiene valores iguales conforme pasa el tiempo lo que refleja que hay variación, pudiéndose deber a múltiples factores. En los valores que se midieron, exceptuando el mes de marzo, la conductividad del agua concuerda con el rango de valores que nos proporcionó el personal de la planta de tratamiento, los cuales van de los 4.1 mS a 4.7mS.

Los valores medidos de pH se encuentran en el rango permitido por la NOM-127-SSA1-94 que es de 6.5 a 8.5 en unidades de pH.

Como se mencionó previamente, el agua tratada no cuenta con los requisitos para cumplir la NOM-014-CONAGUA, ya que uno de los puntos a cumplir es la NOM-127-SSA1-94. Sin embargo el agua que se descarga es como si fuera agua dulce en comparación al agua residente. Los valores de STD reflejan que el agua residente en el subsuelo por debajo de la zona de descarga es la más salada del valle al menos hasta el año 2011 como se muestra en la figura 5 (Daesslé et al., 2014).

Los valores obtenidos de STD en las muestras de agua tratada (tabla 1) indican que prácticamente tienen los valores de las zonas más alejadas de la costa que es considerada de mejor calidad en la figura 4.



Figura 4. Distribución de sólidos totales disueltos. Con un rectángulo blanco se señala el lugar donde se realizaron las mediciones de resistividad, como se observa en el mapa, es la zona con mayor cantidad de STD en el valle con valores mayores a 25 g/l (Tomado de Daesslé et al., 2014)

Debido a que la adquisición de datos se llevó a cabo a lo largo de 7 meses, es necesario considerar la precipitación en la zona de estudio. En la tabla 2 se muestra la precipitación mensual en la estación agroclimatológica de Maneadero (SIMARBC, 2015) durante los meses en los que se realizó la adquisición de datos. La fecha de precipitación mensual y acumulada varía y está referenciada entre el día 17 y día 21 de cada mes, ya que las mediciones de campo se realizaron entre los días 13 y 22 de cada mes

MES	PRECIPITACIÓN MENSUAL (mm)	PRECIPITACIÓN MENSUAL ACUMULADA (mm)
ENERO 2015	1.70	1.70
FEBRERO 2015	0.90	2.60
MARZO 2015	1.20	3.80
ABRIL 2015	0.80	4.60
MAYO 2015	15.70	20.3
JUNIO 2015	0.80	21.10
JULIO 2015	0.00	21.10
AGOSTO 2015	21.70	42.80
SEPTIEMBRE 2015	5.80	48.60
OCTUBRE 2015	2.6	51.20
NOVIEMBRE 2015	11.20	62.40
DICIEMBRE 2015	21.4	83.80
ENERO 2016	46.80	46.80

Tabla 2. Precipitación acumulada por mes 2015 y 2016 (SIMARBC).

Como se puede observar en los datos no hubo lluvias significativas en el año 2015, aunque en Enero ya se ve un aumento en la precipitación.

2. Marco teórico

Los métodos eléctricos son los métodos geofísicos más utilizados en islas y ambientes costeros, debido a que pueden proporcionar una imagen de la distribución de la resistividad eléctrica en el subsuelo a través de mediciones en superficie. Se utilizan generalmente para localizar el agua salobre o salina y en estudios ambientales para detección de infiltraciones subterráneas y dispersión de contaminantes, aportando en ambos casos información geológica del medio (Bear et al., 1999).

Tipo de Roca o Sedimento	Resistividad Ω -m
Arcillas saturada con agua salobre a salina	< 3
Arcillas saturadas con agua salobre a dulce	5 - 8
Gravas con agua salobre	10 - 20
Gravas	100 - 1000
Arena con agua salobre	40 - 400
Arcillas, arena limosa y gravas saturada con agua fresca	11 - 25
Agua Salobre	1 - 10
Agua de mar	< 1

Tabla 3. Valores típicos de Resistividad de diversos sustratos (Coburn, 2014; Custodio y Llamas, 1976).

La resistividad de las rocas y suelos en un área de estudio puede variar en varios órdenes de magnitud. Los valores de resistividad pueden ser en materiales muy conductores de 1 X 10⁻⁸ Ω -m hasta 1 X 10⁷ Ω -m en materiales muy resistivos (Telford et al., 1990).

Comparándolos con los valores de densidad utilizados en estudios de gravedad que suelen cambiar en menos de un factor de 2, y las velocidades sísmicas que por lo general no cambian por más de un factor de 10, hacen que el método de resistividad sea un método basado en técnicas geofísicas muy versátil (Loke, 1999).

La resistividad eléctrica es un parámetro que varía en función de las características del medio, para la mayoría de las rocas y los suelos donde la corriente es transportada por los iones contenidos en el fluido y su nivel de poros (Morrison et al., 2010).

Los valores de resistividad dependen de factores como:

- Porosidad (intergranular y fracturas)
- Resistividad del fluido en el poro (salinidad)
- Temperatura
- Saturación de fluido en los poros
- El contenido de arcilla
- Presión

2.1 Método eléctrico de corriente directa

Los métodos de resistividad de corriente directa (DC) utilizan fuentes artificiales de corriente para producir un campo de potencial eléctrico en el subsuelo. La frecuencia de la corriente continua de la fuente es cero, es decir, no varía con el tiempo. Conociendo la corriente introducida a través de los electrodos fuente y la configuración geométrica electródica, el objetivo es determinar la distribución espacial de resistividad (o su recíproco - conductividad) en el subsuelo (Knödel et al., 2007).

2.2 Ecuaciones Básicas

Para explicar el fenómeno de resistividad se parte de las leyes de Maxwell que son el resultado de los experimentos de Faraday (1) y Ampere (2). Las ecuaciones muestran las relaciones que existen entre un campo Magnético y Eléctrico, a través de las propiedades eléctricas del medio.

$$\nabla \times \mathbf{E} = -\frac{\partial \mathbf{B}}{\partial t} \tag{1}$$

$$\nabla \times H = J + \frac{\partial D}{\partial t}$$
(2)

donde:

B es el campo de inducción magnética (T), *H* es la intensidad de campo magnético (A/m), J es la densidad de corriente (A/m²), *E* es el campo eléctrico (V/m), *D* es el campo de desplazamiento eléctrico (C/m²), t es el tiempo. En prospección eléctrica los campos electromagnéticos se consideran estacionarios, es decir no varían con el tiempo por lo que (1) y (2) quedan

$$\boldsymbol{\nabla} \times \boldsymbol{E} = 0 \tag{3}$$

$$\nabla \times H = J \tag{4}$$

Suponiendo que el medio es homogéneo y se tiene una fuente puntual en superficie, la ecuación (3) dice que el campo eléctrico E, es conservativo e irrotacional por lo que deriva de un potencial escalar V:

$$\boldsymbol{E} = -\boldsymbol{\nabla} \boldsymbol{V} \tag{5}$$

El campo eléctrico E debe cumplir con la Ley de ohm para medios isótropos, esta ley fundamental es usada en estudios de resistividad ya que rige el flujo de corriente en el subsuelo.

$$\boldsymbol{J} = \boldsymbol{\sigma} \boldsymbol{E} \tag{6}$$

Donde J es la densidad de corriente, σ es la conductividad del medio y E es el campo eléctrico. La ecuación (6) nos dice que la densidad de corriente J en un punto tiene la misma dirección y sentido que el campo E. Sustituyendo (5) en (6):

$$\boldsymbol{J} = -\sigma \boldsymbol{\nabla} V \tag{7}$$

En casi todos los estudios de resistividad, la fuente por donde fluyen las corrientes eléctricas es puntual, es decir tiene una forma de flujo tridimensional. Aplicando el teorema de Gauss se sabe que el flujo de las corrientes que entran y salen en una superficie cerrada donde no hay fuentes ni sumideros debe de ser la misma, entonces de la ecuación de continuidad:

$$\boldsymbol{\nabla} \cdot \boldsymbol{J} = \boldsymbol{0} \tag{8}$$

Combinando (6) y (8) y suponiendo que el medio es heterogéneo en σ pero isotrópico:

$$\nabla (\sigma \mathbf{E}) = \sigma \nabla \nabla V + \sigma \nabla^2 V \tag{9}$$

Si suponemos que la conductividad es homogénea en todo el semi-espacio el resultado es que el potencial *V* cumple con la ecuación de Laplace.

$$\nabla^2 V = 0 \tag{10}$$

La ecuación (10) indica que a lo largo de cada superficie equipotencial, la corriente J es la misma. La forma de flujo de las corrientes es radial respecto a la fuente (figura 5). No es válida en donde inyectan corriente (fuente).



Figura 5. Electrodo de corriente en un medio homogéneo. Existe una simetría esférica en todo el semi-espacio debido a la fuente puntual.

2.3 Definición de Resistividad

La solución de la ecuación (10) es de tipo $V = \frac{C}{R}$ donde *C* es una constante y *R* la distancia entre fuente y receptor, variando el potencial únicamente debido la distancia *R* entre ellos.

La ecuación (5) expresada en coordenadas esféricas queda:

$$\boldsymbol{E} = -\frac{\partial V}{\partial R} \tag{11}$$

Evaluando el campo eléctrico a una distancia R en la superficie:

$$\boldsymbol{E} = -\frac{\partial V}{\partial R} = -\frac{\partial}{\partial R} \left(\frac{C}{R} \right) = \frac{C}{R^2}$$
(12)

Sustituyendo (12) en (6) se puede expresar el campo eléctrico en términos del potencial:

$$J = \sigma E = \frac{C\sigma}{R^2} \tag{13}$$

Si se hace una integral de superficie en el volumen de la fuente (líneas punteadas semi-esféricas figura (5) en la ecuación (10) obtendremos la intensidad de corriente *I* :

$$I = 2\pi R^2 \mathbf{J} \tag{14}$$

Despejando J de (14) e igualándola en (13) se obtiene que:

$$J = \frac{I}{2\pi R^2} = \frac{C\sigma}{R^2}$$
(15)

Para obtener el valor de la constante primero se despeja C de (15)

$$C = \frac{I}{\sigma 2\pi} = \frac{I\rho}{2\pi} \tag{16}$$

donde: ρ = Resistividad que es el inverso de la conductividad $(\frac{1}{\sigma})$

Es así que el potencial eléctrico entre una fuente puntual y un receptor puntual (arreglo polo-polo) separados una distancia R en un semi-espacio homogéneo e isótropo medido en la superficie está dado por:

$$V = \frac{I\rho}{2\pi R} \tag{17}$$

El potencial dentro del semiespacio es igual a la suma de los potenciales individuales, por lo que para el ejemplo de medir el potencial en un punto M debido a 2 fuentes (A, B) con polaridad contraria y un receptor (Arreglo Dipolo-polo), la ecuación (17) queda:

$$V(M) = \frac{l\rho}{2\pi} \left[\frac{1}{R_{AM}} - \frac{1}{R_{BM}} \right]$$
(18)

Como se mencionó previamente, lo más común es usar un par de electrodos como fuente (A, B) y otro par como receptor (M, N; Arreglo Dipolo-Dipolo), entonces se miden dos potenciales y obtenemos la diferencia entre éstos:

$$\Delta V(M,N) = \frac{I\rho}{2\pi} \left\{ \left[\frac{1}{R_{AM}} - \frac{1}{R_{BM}} \right] - \left[\frac{1}{R_{AN}} - \frac{1}{R_{BN}} \right] \right\}$$
(19)

De (18) y (19) se sustituye la expresión que se encuentra entre corchetes por G, este término se conoce como factor geométrico e incluye la información de la posición de los electrodos sea cual sea el arreglo escogido. Despejando ρ de (19) obtenemos:

$$\rho = 2\pi \frac{\Delta V}{I} G^{-1} \tag{20}$$

La ecuación (20) nos dice que podemos determinar la resistividad del medio homogéneo con solo saber la corriente inyectada, el potencial medido y la distancia entre electrodos. En la realidad la resistividad del medio no es homogéneo y la superficie tampoco plana, entonces la resistividad obtenida ya no es la real ya que todo se evalúa en un semi-espacio homogéneo e isótropo, a esta resistividad se le llama resistividad aparente ρ_a (Pérez-Flores et al., 2011).

$$\rho_a = 2\pi \frac{\Delta V}{I} G^{-1} \tag{21}$$

donde:

- 2π viene de la superficie de una semiesfera
- ΔV es la diferencia de potencial que medimos
- *I* es la corriente que inyectamos
- *G*⁻¹ es el factor geométrico que depende del arreglo

2.4 Diferentes tipos de arreglos tetra-electródicos

En casi todos los métodos de resistividad el arreglo electródico más usado es el tetrapolar, consiste en que una corriente se introduce en el terreno a través de un par de electrodos (A, B) midiéndose el campo potencial generado usando otro par de electrodos (M, N).

Existen muchos tipos de arreglos electródicos para hacer mediciones de resistividad, sin embargo, el Wenner, Schlumberger y el Dipolo-Dipolo son de los más usados (Loke, 1999).

2.4.1 Arreglo Wenner

El arreglo Wenner consiste en colocar 4 electrodos que sean equidistantes y colineales entre ellos. Los dos electrodos exteriores son típicamente los electrodos (fuente) y los del interior son electrodos receptores que miden el potencial (figura 6). La configuración avanza sobre el punto medio del arreglo mientras se mantiene una separación equidistante entre cada electrodo.



Figura 6. Arreglo electródico Wenner y expresión de resistividad aparente.

Se necesitan relativamente pequeñas magnitudes de corriente para producir diferencias de potencial medibles además que de los 3 arreglos mencionados, este es en el que la señal decae menos rápido conforme se abren los electrodos (Telford et al., 1990).

Las desventajas en campo son que para cada medición, todos los electrodos tienen que ser trasladados a una nueva posición. Si se quiere obtener una imagen profunda de la tierra, es necesario

el uso de cables con una longitud muy grande que en ocasiones complican la adquisición de datos. La sensibilidad en cuanto a parámetros para determinar el espesor, profundidad, anchura y resistividad de un cuerpo es mejor que el dipolo-dipolo pero peor que el Schlumberger (Flores, 2016)

2.4.2 Arregio Schlumberger

El arreglo Schlumberger consta de cuatro electrodos colineales. Los dos electrodos exteriores actúan como fuente y los dos electrodos interiores son los electrodos receptores que miden el potencial. Los electrodos de potencial se instalan en el centro del arreglo con una pequeña separación entre ellos. Antes se acostumbraba que la separación *MN* fuera, menos de un quinto de la separación entre los electrodos de corriente $\frac{AB}{2} \gg 5$ MN (figura 7). En los resistivímetros modernos *MN* ya no se requiere que sea tan pequeño. Los electrodos de corriente incrementan su separación durante el estudio, mientras que los electrodos de potencial permanecen en la misma posición hasta que el voltaje observado se vuelve demasiado pequeño de medir. De hecho, el arreglo Wenner y Schlumberger convergen cuando 3*MN*=*AB*. Esto hace que las pseudo-secciones de ambos guarden cierto parecido y también los modelos que resultan después de un proceso de inversión.



Figura 7. Arreglo electródico Schlumberger y expresión de resistividad aparente.

Las ventajas del arreglo Schlumberger son que necesita menos electrodos para ser movidos en cada medición y la longitud del cable de los electrodos de potencial es más corta comparado con el arreglo

Wenner. Es el mejor arreglo en comparación a los otros 2 mencionados en cuanto a sensibilidad para encontrar la anchura, espesor, profundidad y resistividad aparente del cuerpo (Flores, 2016).

2.4.3 Dipolo-dipolo

El arreglo dipolo-dipolo consta de dos pares de electrodos dispuestos en forma lineal sobre un perfil (Orellana ,1972), un par de fuentes que introducen corriente y otro par de receptores que miden el potencial (figura 8). La convención para un conjunto de electrodos dipolo-dipolo es mantener una distancia igual, tanto para los electrodos de corriente como de potencial (espaciamiento = a), se acostumbra que las distancia entre los electrodos de corriente y de potencial un múltiplo entero de a. Pero solo es costumbre que en campo tiene mucho de conveniencia.



Figura 8. Arreglo electródico Dipolo-Dipolo y su expresión de resistividad aparente.

La ventaja principal del arreglo dipolo-dipolo es la facilidad de despliegue en el campo debido a las longitudes de cables más cortos, aunque la mayor desventaja es que el voltaje es inversamente proporcional al cubo del factor n, esto significa que entre más profundo es el objetivo la señal se hace más pequeña (Orellana ,1972).

Flores (2016) muestra como el dipolo-dipolo es el arreglo con menos sensibilidad de la señal para determinar la profundidad, anchura y resistividad del cuerpo en comparación con los otros 2 arreglos debido a que es muy susceptible al ruido.

Se utilizó el programa AGISSAdmin de Advanced Geosciences Inc (AGI) para cargar el archivo de comandos en el resistivímetro Super Sting R1/PI. Este archivo dice qué par de electrodos introducen la corriente eléctrica en el subsuelo y qué par mide el potencial.



Figura 9. Simulación de adquisición de datos según el arreglo escogido, el eje x representa la distancia horizontal y el eje y corresponda a la profundidad. Cada círculo es el punto de asignación que se le da a los datos medidos, que generalmente es el cruce de dos líneas a 45º en el punto medio del arreglo tetrapolar. La representación de estos valores genera una pseudo-sección de resistividad aparente contra pseudo-profundidad.

En la figura 9 los parámetros que se establecieron fueron 28 electrodos para los 3 arreglos, en el arreglo Wenner, el factor de expansión dipolar de 9 (10 m, 20 m, 30 m, 40 m, 50 m, 60 m, 70 m, 80 m, 90 m), en el Schlumberger el espaciamiento máximo entre electrodos *AB/MN* fue de 11 (10 m, 20 m, 30 m), por último para el caso Dipolo-Dipolo se utilizó una n máxima de 11 y una separación dipolar de 3 (10 m, 20 m, 30 m). Esto para el diseño del archivo de comandos que después se instala en el sistema operativo del SuperSting. Cuidamos que las mediciones en cada línea y para los diferentes meses, fueran los mismos archivos de comandos y parámetros para cada arreglo.

2.5 Especificaciones del equipo

Se utilizó un resistivímetro Supersting R1/IP de la empresa AGI y cables con sensores inteligentes, los cuales alternan los polos de forma automática según se haya programado previamente el arreglo en el equipo (figura 10). Alguna de las especificaciones del equipo se observan en la tabla 4.

Rango de medición	+/- 10 V
Resolución de la medida	Máximo 30 nV dependiendo del nivel de voltaje
Intensidad de corriente de salida	1mA-2000mA
Voltaje de salida	800 V dependiendo de la transmisión de la corriente y resistividad del suelo
Potencia de salida	200 W
Ciclos de tiempo de resistividad	0.2, 0.4, 0.8, 1.2, 3.6, 7.2 o 14.4 s

Tabla 4. Especificaciones técnicas del SuperSting R1/IP



Figura 10. Consola del equipo de resistividad SuperSting R1/IP de la compañía Advanced Geosciences, Inc. (AGI) y cables inteligentes.

2.6 Método de Ecuación Integral

En este trabajo las mediciones obtenidas en campo son resistividades aparentes por lo cual es necesario conocer el valor real de la resistividad en el medio, esto se logra mediante técnicas de inversión de datos geofísicos.

Menke (1989) define a la teoría de inversión como un conjunto de técnicas matemáticas y estadísticas que permiten obtener información útil del mundo físico a partir de inferencias logradas a través de observaciones. La finalidad es encontrar un modelo que obtenga una respuesta similar a los valores reales medidos, bajo ciertas restricciones.

La ecuación que se debe resolver para obtener modelos bidimensionales y tridimensionales de resistividad en medios heterogéneos e isotrópicos es la ecuación de Poisson.

$$\nabla \sigma. \nabla V + \sigma \nabla^2 V = q \tag{22}$$

La ecuación diferencial (22) para modelado directo e inversión se puede resolver por diversos métodos, uno de ellos es diferencias finitas la cual consiste en discretizar el medio en rectángulos y se calcula el potencial en cada nodo. Otro método es el de elementos finitos en el cual también se calcula el potencial en cada nodo pero la rejilla puede estar dividida en triángulos, lo cual la hace óptima para simular topografía.

El utilizado en este trabajo es por el método de ecuación integral (Gómez-Treviño, 1987), este método trabaja con la aproximación de contrastes pequeños en resistividad, éste supone que el campo eléctrico dentro del cuerpo es muy cercano al de un semiespacio homogéneo.

La ecuación integral desarrollada por Gómez-Treviño (1987) para el campo eléctrico plantea el problema inverso partiendo de:

$$\boldsymbol{E}(\boldsymbol{r}_{M},\boldsymbol{r}_{A}) = -\int_{v} \boldsymbol{G}(\boldsymbol{r}_{M},\boldsymbol{r}) \cdot \boldsymbol{E}(\boldsymbol{r},\boldsymbol{r}_{A}) \frac{dv}{\rho(r)}$$
(23)

Donde: $E(r, r_A)$ representa el campo eléctrico en el subsuelo debido a la fuente colocada en el punto A. $G(r_M, r)$ es la función de Green. Es el campo eléctrico medido en el subsuelo debido a una fuente ficticia colocada en el punto receptor *M*. La ecuación exacta considera que el campo eléctrico y función de Green están evaluadas en un medio heterogéneo y r es el vector de posición en el punto de medición.

Pérez-Flores (1995) y Pérez-Flores et al., (2001) adapta la ecuación (23) para la inversión de corriente directa. El campo eléctrico y la función tienen el mismo significado, pero suponemos como aproximación, que están evaluadas en un semi-espacio homogéneo. Este tipo de inversión es aplicable para contrastes pequeños en la resistividad. Bajo esta aproximación la resistividad aparente es un promedio pesado de todas las resistividades del subsuelo. La función de peso, es el producto del campo eléctrico por la función de Green y las constantes fuera de la integral. Para un arreglo polo-polo:
$$\rho_a(\mathbf{r}_A, \mathbf{r}_M) = \frac{K^{-1}}{2\pi} \int_{\mathcal{V}} \left(\frac{(r - r_A) \cdot (r_M - r)}{|r - r_A|^3 |r_M - r|^3} \right) \rho(\mathbf{r}) \, dv \tag{24}$$

25

donde:

 \mathbf{r} = Posición de la medición en el semi-espacio (x, y, z)

 \mathbf{r}_{A} = Posición de la fuente (x_{A} , y_{A} , 0)

 \mathbf{r}_{M} = Posición del receptor ($x_{\mathrm{M}}, y_{\mathrm{M}}, 0$)

 K^{-1} = Factor geométrico

Una ventaja numérica de utilizar la ecuación (24) es que se tiene el control de la calidad de la medición ya que si suponemos que medimos sobre un semiespacio homogéneo $\rho_a(r_A, r_M)$) = $\rho(r)$. Si se supone una resistividad constante, ρ sale de la integral y por lo tanto, la integral de función de peso y las constantes, debe ser la unidad:

$$\frac{K^{-1}}{2\pi} \int_{v} \left(\frac{(r - r_{A}) \cdot (r_{M} - r)}{|r - r_{A}|^{3} |r_{M} - r|^{3}} \right) dv = 1$$
(25)

La unidad es un control de la calidad de la integración. Entre más cercano a 1 sea el valor de la integral da más confianza en la calidad de los datos. Se debe hacer una integral para cada posición de los electrodos, o sea datos. En nuestra posición de electrodos o datos la mayoría dieron muy cercano a 1. La ecuación (24) sirve para obtener las resistividades verdaderas a partir de las aparentes ya que es la que se usa en inversión de datos de corriente directa para un arreglo polopolo, la integral actúa sobre todo el volumen ya que no sabemos dónde se encuentra el cuerpo que genera la anomalía.

2.6.1 Ecuación Integral para 2D

Para encontrar estructuras bidimensionales se parte del arreglo polo-polo ya que es el arreglo elemental, todos los demás arreglos son simplemente sumas de polos extras.

Entonces desarrollando la ecuación (24) suponiendo que el polo fuente se encuentra en $(x_A, 0, 0)$ y el polo receptor en $(x_M, 0, 0)$. Se encuentran colineales, además de considerar que el cuerpo es infinito en la dirección de *y*. Eso significa que la integral con respecto de *y* debe efectuarse hasta infinito:

$$log\rho_{a}(x_{A}, x_{M}) = \frac{|x_{A} - x_{M}|}{2\pi} \iint N(x_{A}, x_{M}, x, z) \ log\rho(x, z) dx dz$$
(26)

donde:

$$N\left(x_{A}, x_{M}, x, z\right) = \left\{ \int_{-\infty}^{\infty} \frac{(x - x_{M})(x_{A} - x) - y^{2} - z^{2}}{\sqrt{(y^{2} + (x - x_{A})^{2} + z^{2})^{3} + (y^{2} + (x_{M} - x)^{2} + z^{2})}} \ dy \right\}$$

La ecuación para un arreglo tetrapolar colineal se logra sumando las fuentes y receptores deseados en la ecuación (26) entonces:

$$log\rho_{a}(x_{A}, x_{B}, x_{M}, x_{N}) = \frac{[g]^{-1}}{2\pi} \iint [N(x_{A}, x_{M}, x, z) - N(x_{B}, x_{M}, x, z) - N(x_{A}, x_{N}, x, z) + N(x_{B}, x_{N}, x, z)] log\rho(x, y) dxdz$$
(27)

Donde g es el factor geométrico de la disposición electródica utilizada.

2.6.2 Ecuación Integral para 3D

La ecuación (24) Antonio-Carpio (2003) la desarrolla para arreglos no colineales, tetrapolares, con superficie de inyección aire-tierra plana y bajos contrastes de resistividad.

$$log \rho_{a}(r_{A}, r_{B}, r_{M}, r_{N}) = \frac{[g]^{-1}}{2\pi} \iiint (K_{AM} - K_{BM} - K_{AN} + K_{BN}) \ log \rho(x, y, z) \ dx dy dz$$
(28)

donde:

$$K_{AM} = \left\{ \frac{(x - x_A)(x_M - x) + (y - y_A)(y_M - y) + (-z)^2}{((x - x_A)^2 + (y - y_A)^2 + z^2)^{3/2}((x_M - x)^2 + (y_M - y)^2 + z^2)^{3/2}} \right\}$$

$$K_{BM} = \left\{ \frac{(x - x_B)(x_M - x) + (y - y_B)(y_M - y) + (-z)^2}{((x - x_B)^2 + (y - y_B)^2 + z^2)^{3/2}((x_M - x)^2 + (y_M - y)^2 + z^2)^{3/2}} \right\}$$

$$K_{AN} = \left\{ \frac{(x-x_A)(x_N-x) + (y-y_A)(y_N-y) + (-z)^2}{((x-x_A)^2 + (y-y_A)^2 + z^2)^{3/2}((x_N-x)^2 + (y_N-y)^2 + z^2)^{3/2}} \right\}$$

$$K_{BN} = \left\{ \frac{(x-B)(x_N-x) + (y-y_B)(y_N-y) + (-z)^2}{((x-x_B)^2 + (y-y_B)^2 + z^2)^{3/2}((x_N-x)^2 + (y_N-y)^2 + z^2)^{3/2}} \right\}$$

$$g = \frac{1}{\sqrt{(x_A - x_M)^2 + (y_A - y_M)^2}} - \frac{1}{\sqrt{(x_B - x_M)^2 + (y_B - y_M)^2}} - \frac{1}{\sqrt{(x_A - x_N)^2 + (y_A - y_N)^2}} + \frac{1}{\sqrt{(x_B - x_N)^2 + (y_B - y_N)^2}}$$

2.7 Método de Minimización utilizado

Ya que las resistividades aparentes son aproximadamente un promedio de las resistividades del subsuelo atribuidas a un punto, el objetivo es recuperar el valor de la resistividad real $\rho(r)$ a partir de un conjunto de resistividades aparentes o promedio.

La ecuación (24) para estructuras bidimensionales así como la (27) para estructuras tridimensionales se puede representar como un sistema de ecuaciones lineales del tipo

$$=AX$$
(28)

donde:

Y = Conjunto de datos o resistividades aparentes.

A = Es la matriz de peso que describe la física del método eléctrico de corriente directa. Cada elemento de la matriz depende de la posición de los electrodos y de la discretización prismática del subsuelo.

Y

X = Son las resistividades reales del subsuelo o de los prismas.

Para encontrar el valor de X se plantea una función objetivo la cual trabaja con programación cuadrática. Ésta minimiza la norma cuadrática de los residuales de la forma:

$$F(X) = \frac{1}{2} || Y - AX ||^2 + \frac{1}{2} \beta || DX ||^2$$
(29)

donde:

|| *Y*-*AX* || representa el ajuste de los datos. *Y* representa la resistividad aparente observada, *A* es la función de peso y *X* son las incógnitas.

 $\beta \parallel Dx \parallel$ es el factor de suavizamiento. *D* es la matriz que contiene las derivadas espaciales de la resistividad del subsuelo y β es un parámetro que controla el suavizamiento del modelo. Si β es cero, se sobre-ajustan los datos ya que se desprecia el segundo término en (29) y el resultado será un modelo de resistividad muy rugoso o con mucha estructura. En cambio, sí β es muy grande, hace despreciable el primer término, ya que el factor de suavizamiento cobra mayor importancia y el modelo se suaviza mucho y el ajuste a los datos no es muy bueno. Otra característica del suavizador es que le da estabilidad numérica al problema de inversión.

La matriz D está compuesta por las derivadas parciales de resistividad del subsuelo

$$\boldsymbol{D} = \frac{\partial \rho(r)}{\partial x}, \frac{\partial \rho(r)}{\partial y}, \frac{\partial \rho(r)}{\partial z}$$
(30)

La matriz *D* establece que la diferencia entre resistividades laterales debe ser mínima, se calcula aproximando la derivada con la primera diferencia:

$$\frac{\partial \rho(r)}{\partial x} = \frac{\rho_i - \rho_{i-1}}{\Delta x} \quad ; \quad \frac{\partial \rho(r)}{\partial y} = \frac{\rho_i - \rho_{i-1}}{\Delta y} \quad ; \frac{\partial \rho(r)}{\partial z} = \frac{\rho_i - \rho_{i-1}}{\Delta z}$$

La aproximación de contrastes pequeños preserva la linealidad del problema inverso y por lo tanto se resuelve el problema en solo una iteración. (Pérez-Flores et al., 2001).

28

3. Metodología

3.1 Adquisición de datos geofísicos

La adquisición de los datos geofísicos se realizó en la parcela número 93 ubicada en el valle de Maneadero. En esta parcela se encuentra un estanque de descarga de aguas tratadas, las coordenadas en UTM de este estanque son: esquina inferior derecha: 536954 E, 3509851 N, esquina inferior izquierda: 536935 E, 3509851 N, esquina superior derecha: 536943.80 E, 3509917.20 N y esquina superior izquierda: 536923 E, 536923 E. Las dimensiones del estanque son de 18 m de ancho por 68 m de largo y 2.5 m de profundidad. Las mediciones de resistividad se realizaron de julio a noviembre de 2015 y en enero de 2016.

Se hicieron las mediciones de resistividad de tal manera que el estanque quedara situado en el centro de la malla de las mediciones diseñada. La malla constó de 9 perfiles, 8 de ellos casi paralelos entre sí, 1 perpendicular a los 8 anteriores y un arreglo no colineal alrededor del estanque (en forma de rectángulo), la ubicación de las mediciones se observan en la figura 11. Las coordenadas de los perfiles colineales se muestran en la tabla 5.

	X inicio UTM	X final	Y inicio	Y final
Perfil 1	537095	537069	3509775	3509922
Perfil 2	537075	537028	3509769	3510031
Perfil 3	537049	537001	3509764	3510028
Perfil 4	536992	536943	3509756	3510020
Perfil 5	536945	536897	3509746	3510011
Perfil 6	536911	536855	3509740	3510004
Perfil 7	536868	536814	3509734	3509996
Perfil 8	536828	536770	3509726	3509989
Perfil 9	537081	536808	3509876	3509816

Tabla 5. Coordenadas en sistema UTM de los 9 perfiles colineales que se realizaron.

La malla se diseñó de tal manera que se pudiera ubicar el estanque de descarga lo más centrado a los 9 perfiles aunque se aprecia en la figura 12 que no están equiespaciados, esto fue debido a que existen construcciones dentro de la parcela. También se diseñó para que hubiera el espacio suficiente para que el arreglo no colineal posicionado alrededor del estanque tuviera espacio entre las líneas colineales. Con datos del encargado, se sabe que la descarga de agua inició en julio de 2014 y el volumen que se recibe es aproximadamente de 3, 000 m³ cada 4 días, y según ellos no ha parado a partir de la fecha de inicio. Al mes de marzo del 2016 considerando fluctuaciones ya se había recibido un volumen aproximado de 450, 000 m³.



Figura 11. Mapa de la zona de estudio en donde se señala con líneas color rojo los perfiles de resistividad realizados y el arreglo no colineal realizado alrededor del estanque de descarga. Donde dice inicio corresponde el lugar donde se sitúa el electrodo número 1 y donde dice fin se encuentra situado el electrodo número 28.

Debido a que el año de tesis comenzó en Septiembre del 2015, se midieron en el mes de julio solamente los perfiles 4 y 9. En agosto los perfiles medidos fueron el 4, 5 y 9. En los meses siguientes que fueron septiembre, octubre, noviembre y enero se midieron los perfiles del 1 al 9 y el arreglo no colineal que rodea el estanque de descarga y que le asignamos número 10. El estanque de medición se ve en el centro de la figura 11.

El Supersting R1IP cuenta con 28 sensores inteligentes que pueden tener una abertura máxima de 10 m entre ellos. Ésta fue la abertura que utilizamos para los perfiles de la tesis. De esta manera cada perfil tiene una longitud de 270 m. Como fuente de energía se utilizaron baterías de auto con más de 12.16 Volts, que es el mínimo voltaje recomendado para tener una señal confiable. Antes de clavar los electrodos en el suelo siempre se echó agua en el sitio de medición para bajar la resistencia de contacto y así la corriente eléctrica fluyera con mayor facilidad en el subsuelo. En general las resistencias de contacto fueron siempre menores a 200 ohms. No es extraño tener este valor, pues el suelo estaba mayormente húmedo, debido al riego constante de los floricultivos.

En cada perfil se midieron los arreglos Dipolo-Dipolo, Schlumberger y Wenner de forma automática, obteniendo 237, 137 y 117 mediciones respectivamente como máximo. En algunas ocasiones, debido a la baja relación señal/ruido en las mayores aberturas de dipolo-dipolo se obtenían valores negativos de la resistividad aparente.

3.2 Procesamiento de datos

3.2.1 Inversión 2D Resist-2D

Los datos fueron de buena calidad. Una vez que se tienen los datos de campo, lo primero que se hizo fue eliminar las resistividades aparentes negativas en cada perfil obtenido con los 3 distintos arreglos, debido a que las resistividades aparentes negativas aparecen cundo el voltaje medido por el equipo es del orden del rango de error del equipo. También se filtraron mediciones que estuvieran por arriba de los 1000 ohm-m y puntos anómalos. Se obtuvieron 491 mediciones máximo por cada perfil y alrededor de 3 mediciones se rechazaron por perfil.

Al usar el programa de inversión de Pérez-Flores et al., (2001), el usuario está posibilitado a diseñar la malla de prismas con resistividades constantes dentro de cada uno, según su preferencia. Para este caso y el 3D, se hizo un modelo de 13 capas en dirección *Z*, llegando a una profundidad de 65 m.

La discretización del modelo fue tal que las capas del 1 al 6 tienen un espesor de 2.5 m, la 7 un espesor de 5 m, de la 8 a la 12 un espesor de 10 m y la 13 un espesor que simula el semiespacio. Para el caso del eje *X* se discretizó la malla con 116 incógnitas la cual está representada por celdas de 2.5 m de longitud, para así tener una longitud de 290 m. En los extremos del perfil (0-270 m) se establecieron condiciones de frontera con 4 celdas de 2.5 m de longitud y 2 celdas de 500 m de longitud para simular que la capa se extiende hacia el infinito, tanto del lado derecho como izquierdo y así evitar efectos de borde en la inversión. En la figura 12 se ejemplifica la malla utilizada.





Las pseudosecciones de los arreglos Wenner y Schlumberger son muy parecidas debido a que las corrientes eléctricas viajan de manera parecida y ven el subsuelo de una manera similar, en cambio el Dipolo-Dipolo debido a su forma de enviar corrientes reproduce una pseudosección distinta. Es por esta razón que se decidió hacer inversión conjunta de los arreglos colineales Dipolo-Dipolo, Schlumberger y Wenner ya que el resist2D (Pérez-Flores et al., 2001) permite realizar inversión individual y conjunta de datos geofísicos de resistividad de 5 tipos de arreglos colineales, incluyendo los antes mencionados. Es así que al combinar las 3 distintas maneras de ver el subsuelo se genera un modelo más real.

Una vez filtrados los datos no deseados se introducen en la malla previamente establecida y se echa a andar la inversión conjunta. Cabe mencionar que el valor de la beta de suavizamiento utilizada fue de .01. Se decidió utilizar esta beta ya que el resultado del modelo invertido no presenta rasgos con mucha estructura ni se observa demasiado suavizado el modelo (Figura 13). El RMS disminuye conforme el parámetro de suavizamiento se hace más pequeño ya que en la función objetivo toma más peso el término del ajuste de los datos.



Figura 13. Se observan los mismos datos de resistividad aparente del perfil 3 del mes de septiembre procesados con distintos factores de suavizamiento (beta). Entre más grande es el beta, el modelo resultante tiene una forma más suave y pierde estructura, en cambio, cuando la beta se hace más pequeña el modelo se ajusta mucho a los datos generando anomalías con demasiada estructura.

Después de realizar varias pruebas para determinar qué factor de suavizamiento era el indicado, se realizó la inversión. A los datos de la inversión se le quitaron las resistividades de los prismas que simulan el semi-espacio infinito. Las restantes son las que representan solo la zona de interés y esas las graficamos con el Surfer 11.

Se graficaron los datos observados y el modelo calculado con beta .01 de los 3 distintos arreglos utilizados, Dipolo-Dipolo (D-D), Schlumberger (Sch) y Wenner (Wen) (Anexo III). Se muestra una similitud entre los datos de campo y la respuesta del modelo estimado con el software de inversión, esto genera confianza a la hora de interpretar el modelo de inversión conjunto ya que se reproducen bien los datos observados.

También se realizó el modelado inverso de los datos con el software comercial EarthImager, al igual que con el Resist-2D se realizaron pruebas con distintas factores de suavizamiento. Los modelos resultantes de los 41 perfiles se observan en la figura 17.

Comparando los modelos resultantes entre el EarthImager y el Resist-2D los resultados eran muy similares. Sin embargo decidimos interpretar los modelos resultantes del software de Pérez-Flores et al., (2001) (Figura 16) ya que se tiene más control sobre la malla de discretización.

En el Anexo 1 se muestran de manera individual los modelos invertidos con el software de Pérez-Flores et al., (2001) para mejor visualización.

3.2.2 Inversión 2D Earth Imager

Se procesaron los datos de resistividad de manera alterna con el software comercial EarthImager 2D versión 2.4.0 de Advanced Geosciences Inc. Éste realiza el modelado directo e inverso bidimensional de datos de resistividad incluyendo la topografía del terreno. En este caso no se usó topografía ya que la zona de estudio es prácticamente plana.

La inversión de datos de resistividad aparente se lleva acabo utilizando el método de Gauss-Newton con restricción de suavizado (Smooth model inversión). En tanto que el modelado directo de resistividades DC lo resuelve utilizando técnicas numéricas de diferencias finitas resolviendo la ecuación que gobierna el flujo de corriente eléctrica transformando el potencial al dominio del número de onda lo que facilita su cálculo (AGI, 2009).

$$\frac{\partial}{\partial x} \left(\sigma(\mathbf{x}, \mathbf{z}) \frac{\partial V(\mathbf{x}, \mathbf{z})}{\partial \mathbf{x}} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\sigma(\mathbf{x}, \mathbf{z}) \frac{\partial V(\mathbf{x}, \mathbf{z})}{\partial \mathbf{z}} \right) - k^2 \sigma(\mathbf{x}, \mathbf{z}) \mathbf{V}(\mathbf{x}, \mathbf{z}) = -I * \delta(\mathbf{x}) * \delta(\mathbf{z})$$
(31)

donde:

V: Potencial eléctrico escalar en el dominio de las frecuencias.

I: Fuente de corriente eléctrica.

k: Número de onda.

σ: Conductividad eléctrica como una función de (*x*, *z*), reciproco resistividad eléctrica (σ =1/ ρ).

El modelo bidimensional (2D) de resistividad se forma automáticamente discretizando el subsuelo en un determinado número de capas formadas por bloques rectangulares con resistividad constante, las dimensiones de los bloques son proporcionales a las separaciones de los arreglos de electrodos utilizados. El método de inversión reduce la diferencia entre datos observados y calculados ajustando las resistividades de los bloques del modelo, sin alterar sus dimensiones. Una medida de esta diferencia es dada por el error medio cuadrático.

El propósito es determinar la resistividad de los bloques rectangulares para reproducir una pseudosección de resistividad aparente que concuerde con las mediciones. Se utilizó un factor de suavizamiento de 10 que es el recomendado por los fabricantes para mediciones en superficie, sugieren un suavizamiento de 100 para tomografía eléctrica resistiva pero se eliminaban muchos rasgos y se generaba un modelo muy suave.

3.2.3 Inversión 3D

Para realizar los modelos 3D se utilizaron los datos de los perfiles 1 al 9 y el arreglo no colineal que se hizo alrededor del estanque de descarga. Al igual que la inversión 2D, se eliminaron las resistividades aparentes negativas y puntos disparados. Para el caso del arreglo no colineal se situaron los 28 electrodos alrededor del estaque de descarga como se ve en la figura 11.

Para el arreglo no colineal. Usamos los mismos archivos de comandos de dipolo-dipolo, Schlumberger y Wenner. Sin embargo, las resistividades aparentes que entrega el equipo están mal. Debido a que el factor geométrico está mal. Supone que las mediciones se tomaron sobre una línea recta y no es así. Así que tuvimos que recalcular el factor geométrico y por lo tanto la resistividades aparentes. Hicimos unos programas en fortran que leen las corrientes, voltajes y posición de los archivos *.stg y así recalcular todo. También se usó la posición tomada con GPS de las aristas del polígono y así saber la posición y separación exacta entre electrodos a lo largo del polígono.

El programa Resist-3D.for (Pérez et al., 2011) permite realizar inversión individual y conjunta de datos geofísicos de resistividad de 4 tipos de arreglos colineales que son Dipolo-Dipolo, Schlumberger, Wenner, Polo-Dipolo y 1 no colineal tetrapolar. Este último, lo usamos para el arreglo no lineal. El modelo 3D que obtenemos toma en cuenta las mediciones obtenidas por los arreglos Dipolo-Dipolo, Schlumberger, Wenner y no colineal.

El propósito de juntar las mediciones es tener una imagen del subsuelo más cercana a la realidad, ya que los 4 arreglos ven el subsuelo de distintas maneras por la dirección en que viajan las corrientes.

Al usar el programa de inversión resist-3D de (Pérez-Flores et al., 2011) el usuario está posibilitado a diseñar la malla según su preferencia. La única condición es que la rejilla del modelo en dirección *X*, *Y* sea rectangular, aunque las mediciones dentro de la rejilla pueden tener la distribución que sea. La rejilla que se diseñó fue de 290 m de largo x 290 m de ancho x 65 m de profundidad.

El modelo de discretización utilizado en el caso 3D es el mismo que el 2D en el eje *Z*. Para el caso del eje *X* se discretizó la malla con 29 prismas (incógnitas) de 10 m de longitud, para así tener una longitud de 290 m. Para el caso del eje *Y* que fue en el que se tenía mayor densidad de datos se discretizó con 58 celdas cada 5 m para tener una longitud de 290 m. En los extremos del perfil (0-270 m) en el eje *X* se establecieron condiciones de frontera con 1 celda de 10 m y 2 celdas de 500 m de longitud para simular el semiespacio, para el caso de eje *Y las* condiciones de frontera fueron 2 celdas de 5 m y 2 celdas de 500 m de longitud para simular el semiespacio. En la figura 14 se muestra la malla utilizada.



Figura 14. Rejilla de resistividades 3D. De azul se señalan las celdas utilizadas de semiespacio, de rojo el área de medición. Dentro del área de medición el prisma tiene como dimensiones 10 m en X, 5 m en Y y en el eje Z es variable.

La beta utilizada fue de .01. Ésta beta se decidió después de hacer varias pruebas, como lo vemos en la figura 15. En este ejemplo se muestra el mes de septiembre graficado a distintas profundidades en planos *X*, *Y* con distintas betas, .1, .01, .001. Se decidió la beta de .01 para los modelos finales ya que con la beta de .1 se ve muy suavizado el modelo y con .001 se observan rasgos con demasiada estructura lo cuál puede ser un modelo sobre ajustado.

La cantidad de datos observados utilizados en la malla en promedio fue de 4600 y el de incógnitas a resolver por el modelo es de 28288, lo cual requiere una gran demanda de tiempo de máquina y memoria RAM.



Figura 15. Comparación del modelo inverso 3D del mes de septiembre graficado en planos 2D a distintas profundidades, 1 m, 6 m, 11 m, 18 m, 35 m y 55 m. La fila con una beta de .1, la fila 2 con una beta de .01 y la fila 3 con una beta de .001. De blanco se observan los valores más conductores y de azul lo más resistivo. El error RMS fue de 7.897(1), 5.158 (2) y 4.260 (3) respectivamente. Las líneas punteadas muestran las mediciones, el rectángulo azul, en el centro de la figura representa el estanque de descarga principal.

Una vez finalizado el proceso de inversión se graficaron los datos al igual que los modelos 2D con Surfer 11 en planos de resistividad (x, y) a diferente profundidad y en Voxler con una visión 3D.

Capítulo 4

4. Resultados y discusiones

4.1 Interpretación de los datos de resistividad en 2D

Como se mencionó en el capítulo 3, se explicarán los modelos resultantes del software de Pérez-Flores et al., (2001). Los modelos 2D de resistividad obtenidos para cada perfil se muestran en la figura 16. En ella se observa una cuadrícula, en la cual en el eje horizontal se muestra el número de perfil realizado y en el eje vertical el mes al que corresponde. Se observa que los perfiles 4 y 9 se realizaron en 6 fechas diferentes, el perfil 5 se realizó en 5 fechas diferentes y los demás perfiles se realizaron en 4 fechas diferentes, esto debido a que la tesis inició formalmente en el mes de septiembre y antes de ese mes yo estaba tomando cursos aun.

La longitud de todos los perfiles fue de 270 m, con excepción del perfil 1 realizado el mes de septiembre que tiene una longitud de 170 m ya que no se contó con permiso por parte del dueño de la parcela para medir justo en ese tramo. Posteriormente se solucionaron los problemas de permisos y se pudo medir los demás meses con una longitud de 270 m. Para cada perfil de datos obtuvimos un modelo 2D de resistividad.

La figura 16 muestra espacialmente que la resistividad tiene un comportamiento muy similar en todos los mapas debido a que la separación entre perfiles es de sólo unas decenas de metros y las mediciones se realizaron en un ambiente con similares características. Gracias a estas características similares pudimos distinguir 4 capas en el subsuelo, cuya topografía superior no es plana, sino que varía tridimensionalmente.

4.1.1 Capa 1.

Se observa una capa resistiva señalada con color azul cielo que varía entre los 0 m y 6 m aproximadamente de espesor según el perfil analizado. Al ser la capa más superficial, según la figura 3 los materiales que se encuentran son sedimentos arcillosos con arenas secas (zona vadosa), y las resistividades tienen un rango que va desde 200 ohm-m en las zonas más superficiales y secas disminuyendo gradualmente hasta 25 ohm-m conforme aumenta la humedad. En los límites mencionados, la podemos considerar como una primer capa geoeléctrica.

4.1.2 Capa 2.

Entre los 6 m y 18 m de profundidad aproximadamente está lo que consideramos la segunda capa geoeléctrica. Tiene un rango en los valores de resistividad que van desde los 25 ohm-m en la parte superior, descendiendo de manera gradual hasta los 8 ohm-m en la parte más baja de la capa. Los materiales que se encuentran presentes según la figura 3 son una mezcla entre arenas, arcillas, gravas y en menor proporción cantos rodados. Posiblemente esta es una capa acuífera ya que los valores de resistividad (15 ohm-m) reflejan la presencia de agua, sin embargo no tiene calidad de agua dulce ya que son valores conductores, lo que refleja la presencia de sales.

La calidad de agua del pozo que se encuentra en el lado oeste de la zona de estudio no es buena, ya que según información de COTAS tiene unas 10, 000 ppm de contenido de sales, aniones y cationes, y la NOM-014-CONAGUA pide máximo 1000 ppm para el agua dulce de consumo humano. En la zona de estudio el promedio es de 25,000 ppm (figura 4). El pozo no refleja ninguna capa

Daesslé en el 2015, realizó una perforación de prueba ubicada a 2 m al oeste de la parte central del estanque de descarga, encontrando el nivel estático a 8 m de profundidad. El agua encontrada tenía 3, 500 ppm de STD, lo que evidencia que el agua no está tan salada, por lo que posiblemente el origen de esta agua era la infiltrada por el estanque.

En el límite inferior de la capa 2 (aproximadamente 18 m), es donde se va mezclando el agua superficial que ha infiltrado por la capa 1 y 2 con el agua marina de la capa 3 que tiene alto contenido en sales.

La calidad del agua en cuanto a valores de conductividad eléctrica de la capa 2, reflejan que es mejor en la parte superior de la capa que en la inferior. En los modelos se observa que la resistividad disminuye conforme se gana profundidad hasta llegar a valores de 8 ohm-m, esto provoca que descienda la calidad del agua reduciendo su disponibilidad para uso agrícola.

4.1.3 Capa 3.

Los límites de lo que consideramos la tercera capa geoeléctrica van aproximadamente de los 18 m de profundidad en la parte superior a los 45 m de profundidad en la parte inferior. La figura 3 muestra que los materiales que predominan en esta zona son arenas, arcillas y gravas. Esta tercera capa tiene bajas resistividades y se señala en los modelos de la figura 16 como una franja casi horizontal que

tiene un color amarillo en los límites (18 m y 45 m), y va tendiendo a colores más rojos (conductores) al centro de la capa.

En el límite de la capa 3 con la capa 2 es donde sucede la zona de mezcla del acuífero superficial. Es la interface entre el agua dulce – agua infiltrada con la intrusión de agua marina con alto contenido salino. En la parte inferior de la capa 3, está una zona de mezcla entre la intrusión marina y un resistivo que puede ser agua menos conductora.

Las resistividades más bajas se ubican aproximadamente entre los 25 m y 30 m de profundidad, llegando a tener valores de hasta 1 ohm-m o menos. Lo que refleja presencia de agua con contenido salobre a salino.

4.1.4 Capa 4.

El límite superior de la capa 4 lo definimos a partir de 45 m. Esta capa tiene resistividades similares que la capa 2. Creemos que estos valores resistivos se pueden deber a un posible antiguo cauce fluvial que puede estar vinculado al arroyo Las Ánimas.

Se observan resistividades de entre 10 y 125 ohm-m. En esta capa se observa que las anomalías más resistivas tienen una geometría cuasi circular en el plano (x, z). Quizá esta capa esté constituida de cantos rodados, como se observa en el pozo P.e.z.a 3 (figura 3), esto genera el aumento en la permeabilidad a esta profundidad y el flujo de este posible paleo-cauce.

Al principio se contemplaba la posibilidad, de que el cuerpo resistivo a profundidad fuera debido al agua tratada que estuviera percolando hasta esas profundidades, sin embargo, el volumen de agua tratada derramada es menor al volumen de esos cuerpos resistivos.

De acuerdo a los reportes de COTAS, se empezó a derramar agua tratada desde junio del 2014 acumulando un volumen total aproximado de 450, 000 m³ al mes de marzo del 2016. Si se reparte ese volumen en el área que se hicieron las mediciones que es de 270 m², el agua hubiera apenas llenado aproximadamente 6.5 m de espesor del prisma.

Esa agua se gasta principalmente para riego de flores, otra parte se gasta en evaporación, evapotranspiración, etc. Así que sólo un volumen reducido percola. Creemos que ese volumen se gasta en saturar la segunda capa y muy poco volumen se alcanza a percolar hasta la cuarta capa, solo por la parte central del estanque (Anexo V).



Figura 16. Se observan los 41 modelos de resistividad 2D realizados con el programa de Pérez-Flores et al., (2011). Los colores azules son los valores más resistivos y los más rojos los más conductores. El estanque central se encuentra entre los perfiles 4 y 5 a una distancia de 95 m en dirección sur-norte señalado con una línea color azul. Se señalan con letras minúsculas posibles canales de comunicación entre la capa 2 y capa 4.



Figura 17. Se observan los 41 modelos de resistividad 2D procesados con el EarthImager. Los colores azules son los valores más resistivos y los más rojos los más conductores. El estanque central se encuentra entre los perfiles 4 y 5 a una distancia de 95 m en dirección sur-norte señalado con una línea color azul.

Temporalmente los modelos de los perfiles realizados en el mes de julio muestran un comportamiento prácticamente iguales entre ellos. Se observa que la capa 3 se encuentra intrusionada por agua marina y se muestra continua a lo largo de todo el perfil, estando comunicada con la capa 2 y 4 solo en sus fronteras. No se observa claramente un canal de comunicación preferencial entre la capa 2 y 4, a diferencia de los demás meses en donde más de 1 perfil muestran comunicación entre las capas previamente mencionadas.

En el mes de agosto entre x= 80 m y x= 120 m, los perfiles 4 y 9 muestran un canal de comunicación entre las 4 capas que no se observó en julio, se señala en la figura 16 con la letra **a**. Este es un posible efecto de la infiltración de agua tratada, ya que la anomalía que produce se observa en la zona del perfil que está más cercana al estanque de descarga.

En el perfil 5 del mes de agosto, se muestra un pequeño aumento de la resistividad a la altura del estanque de descarga (entre x= 100 m y x= 160 m) dentro de la zona de intrusión marina (capa 3), producto de la mezcla del agua infiltrada con la capa 4. En el modelo se señalan con colores más amarillos que rojos. También se observa que en todos los meses a la altura del estanque de descarga (100m -160 m) la capa conductora se encuentra desplazada hacia abajo.

Tomando como ejemplo los perfiles 4 y 9 durante los meses de julio y enero, se observa que la capa 2 se hace levemente más gruesa pareciendo que el agua infiltrada y las lluvias aumentan el espesor del acuífero superficial empujando hacia abajo en ciertos puntos la tercer capa.

En julio el perfil 4 se aprecia que la frontera más inferior de la capa 2 está aproximadamente a 12 m de profundidad, y en enero a 14 m de profundidad (líneas punteadas en perfil 4, figura 16). Para el perfil 9 los resultados fueron los mismos, en julio la frontera inferior de la capa 2 estaba aproximadamente a 11 m de profundidad, y en enero a 16 m de profundidad (líneas punteadas en perfil 9, figura 16). O sea, que la interface capa 2 y 3 se está moviendo en diversos puntos a lo largo del tiempo.

En septiembre se midieron por primera vez los 9 perfiles completos. El modelo del perfil 3 es el único que muestra claramente la comunicación entre las 4 capas (letra **b**, figura 16). Otro rasgo que se aprecia en este mes es que los modelos que se encuentran más cercanos al mar como lo son el 8 y el 7, no muestran comunicación entre la capa 2 y 4, además son los modelos que tienen los valores más conductores en la capa 3. En cambio, los perfiles más lejanos al mar, como lo son el 1 y el 2 son un poco menos conductores en la capa 3. Al parecer la influencia del mar es mayor obviamente entre más cercano estás de él, al menos eso reflejan los valores de resistividad.

Aparte de los valores conductores de la capa 3, se observa que el perfil 8 (cercano al mar), en todos los meses tiene el horizonte conductor a lo largo de los 270 m de longitud del modelo, a diferencia del perfil 1 en donde se observa que este horizonte es de menor longitud. O sea que la intrusión marina es más continua cercana al mar que alejada.

Hay que tener presente que existen algunas anomalías en la capa 3 que se muestran mucho muy conductoras en un mes y en otro no (ejemplo perfil 8 en septiembre y octubre), este cambio físicamente no es posible, ya que la salinidad del agua de mar es muy constante a lo largo del tiempo y difícilmente cambiará de un mes a otro la concentración de sales de una manera tan marcada. Es probable que existan entonces algunos datos ruidosos que provocan que la resistividad descienda en esas anomalías señaladas con color rojo más intenso al realizar el proceso de inversión. Sin embargo la estructura geoeléctrica de la considerada capa 3 se define bastante bien.

En septiembre, los modelos de los perfiles 4 y 9 ya no muestran la penetración dentro de la capa 3 (letra a, figura 16) que se observa en el mes de agosto. Una posible causa de esto es que el volumen que infiltra no es el mismo, disminuyendo así la descarga hacía el subsuelo y haciéndose menos evidente la huella resistiva del agua descargada.

En octubre, los perfiles 3 y 9 se ve claramente una comunicación entre las 4 capas (letra c, figura 16).

En noviembre, los modelos de los perfiles 3 y 4 son los que muestran comunicación entre las 4 capas, siendo el efecto del modelo 3 más notorio (letra d, figura 16). En el perfil 3 se observa cómo se generan 3 cuerpos conductores aislados, una vez que el agua tratada infiltra por el subsuelo y atraviesa las capas.

El límite inferior de la capa 2 en el modelo del perfil 1 de noviembre está a aproximadamente a 20 m de profundidad, al contrario del modelo del perfil 8, en el cuál este límite está aproximadamente a 13 m de profundidad (líneas punteadas figura 16). Esto sugiere que entre más cercanos estamos al mar, disminuye la profundidad a la que se encuentra el límite superior de la capa 3, es decir, el agua de mar está más cerca de la superficie.

En enero, los modelos de los perfiles 3 y 9 son los que muestran comunicación entre las 4 capas (letra e, figura 16).

Comparando las líneas punteadas entre el perfil 4 y 5 del mes de enero se observa que el nivel de la capa 3 se encuentra más profundo en el perfil 5 (16 m) que en el perfil 4 (14 m), esto parece indicar que el agua infiltrada se está desplazando preferencialmente hacia el oeste del estanque, y

concuerda con observaciones de campo en donde el camino del lado oeste del estanque está blando y hasta un poco lodoso en contraste con el lado este del estanque en donde no se ven señales de humedad superficial.

Comparando todos los meses y modelos, se observa que la comunicación entre las 4 capas se da en general en los modelos de los perfiles 3 y 4, es decir, los que se encuentran del lado este del estanque, además del perfil 9 a la altura del estanque de descarga (130 -150 m). Los modelos de los perfiles 5, 6, 7 y 8 no muestran comunicación evidente entre las 4 capas en ningún mes.

Se prueba que hay una gran interacción del agua tratada con el resto de las capas. El flujo se está moviendo principalmente a lo largo de la capa 2 y engrosa el espesor de acuerdo al aumento de flujo en el estanque. También parte de este flujo está atravesando la capa 3 (intrusión marina) y quizá llegue hasta la capa 4, pero solo en algunos meses. Lo cual sugiere que no es un aporte continuo, sino intermitente.

En 2D el efecto de la infiltración de agua tratada es poco claro, ya que el agua que se infiltra tiene un comportamiento 3D, la corriente que se inyecta también se esparce en forma 3D, es así que la mejor manera de visualizar los datos para notar la interacción del agua infiltrada con el medio es a partir de la representación gráfica de los datos obtenidos de la inversión tridimensional. En los modelos 2D se observan rasgos de alta frecuencia espacial a profundidad que podrían ser efectos 3D dentro de los modelos 2D. Por eso, creemos que inversión 3D debe dar modelos más reales. A continuación se presentan los resultados de inversión 3D.

4.2 Interpretación de datos de resistividad en 3D

Aquí suponemos una rejilla de prismas rectangulares. Suponemos que la resistividad varía en cada prisma y cada prisma es una incógnita. En 3D el número de incógnitas es bastante mayor comparado con 2D. Uno de los mayores problemas es manipular matrices de dimensiones muy grandes. Algunas computadoras no lo soportan y ahí tuvimos algunos problemas. A continuación muestro los modelos tridimensionales que salieron después de la inversión 3D.

Una manera de visualizar los datos resultantes de la inversión 3D es haciendo secciones (x, y) que representan la distribución de la resistividad en el plano (x, y) a diferentes profundidades. En las figuras 18, 19, 20 y 21 se muestran los modelos 3D de septiembre, octubre, y noviembre en 2015, además de enero en 2016 ya que son los meses en los que se tomaron los datos completos, es decir, los 9 arreglos colineales más el arreglo no colineal.



Figura 18. De Azul se observa lo más resistivo y de blanco lo más conductor. Las líneas punteadas representan los perfiles de medición y de azul el estanque de descarga (figura 11). Se señala en la parte superior derecha de cada mapa las profundidades que fueron graficadas.



Figura 19. De Azul se observa lo más resistivo y de blanco lo más conductor. Las líneas punteadas representan los perfiles de medición y de azul el estanque de descarga (figura 11). Se señala en la parte superior derecha de cada mapa las profundidades que fueron graficadas.



Figura 20. De Azul se observa lo más resistivo y de blanco lo más conductor. Las líneas punteadas representan los perfiles de medición y de azul el estanque de descarga (figura 11). Se señala en la parte superior derecha de cada mapa las profundidades que fueron graficadas.



Figura 21. De Azul se observa lo más resistivo y de blanco lo más conductor. Las líneas punteadas representan los perfiles de medición y de azul el estanque de descarga (figura 11). Se señala en la parte superior derecha de cada mapa las profundidades que fueron graficadas.

A continuación se observan una síntesis de los 4 modelos resultantes para poderlos comparar mejor.



Figura 22. Síntesis de los 4 meses juntos. De Azul se observa lo más resistivo y de blanco lo más conductor. Las líneas punteadas representan los perfiles de medición y de azul el estanque de descarga (Figura 11) y. El medio se comienza a hacer más conductor a los 13.75 m de profundidad y comienza a volverse más resistivo después de los 55 m de profundidad.

En la figura 18 se muestra el modelo de resistividad 3D del mes de septiembre. Se considera como la primera capa la que va de la superficie y hasta una profundidad de 6 m. Los valores de las resistividades encontradas en esta capa tienen un rango que va de los 200 ohm-m en las partes más resistivas y someras hasta los 25 ohm-m en las más húmedas y conductoras.

Esta misma capa se puede observar en los modelos 3D de los demás meses. Los materiales que constituyen las capas 2, 3 y 4 ya se mencionaron antes.

La segunda capa se puede observar en los modelos 3D de septiembre desde aproximadamente la profundidad de 9 m en el límite superior, hasta 18 m en el límite inferior. Conforme nos acercamos al límite inferior de la capa, el rasgo color verde en los modelos que indica valores más resistivos y que se relacionan a agua tratada y/o agua dulce cambia a tonalidades amarillas con una resistividad de 15 ohm-m, lo que señala un aumento en la salinidad del agua a una profundidad de 17.5 m. Esta capa se puede observar en los modelos 3D de los demás meses, aunque oscila de mes a mes el límite superior e inferior de ésta capa debido al aporte de agua proveniente del agua tratada y lluvias. Se explicará a detalle posteriormente.

En el límite inferior de la capa 2 es donde sucede la mezcla con el agua de mar, esto lo podemos determinar con el siguiente ejemplo. Se conoce que los niveles piezométricos del pozo más cercano se encuentra a 2.5 m.b.n.m y el agua es muy salada (10, 000 ppm), y también sabemos que la cota topográfica es de 6 m.s.n.m. Ahora, suponiendo que en la zona de estudio el nivel piezométrico es el mismo que el del pozo antes mencionado, la presencia de la intrusión marina se tendría que ver aproximadamente a 9 m de profundidad bajo la superficie de nuestra zona de estudio, y sí sucede así.

Esto se puede observar en la figura 22, en donde a partir de los modelos graficados a una profundidad de 9 m - 11 m se comienzan a ver los valores menos resistivos (asociado al incremento de sales) aumentando.

La capa 3 se observa en los modelos 3D del mes de septiembre a partir de la profundidad de 18 m hasta los 45 m. Los valores de resistividad que predominan en esta capa van de los 8 ohm-m a 1 ohm-m en las partes más conductoras de los mapas, por lo que prácticamente los modelos que forman parte de esta capa están representados de color amarillo a rojo. Esta capa se puede observar en los modelos 3D de los demás meses, aunque oscila el límite superior de mes a mes en ésta capa debido al aporte de agua proveniente del agua tratada, lluvias y extracción de ella. La capa 4 en los modelos 3D del mes de septiembre y de todos los meses los definimos a partir de una profundidad de 45 m. Las anomalías se vuelven más resistivas conforme nos alejamos del límite superior, ya que es ahí donde se mezcla el agua salada con el agua más resistiva de un posible paleocauce.

Existe un cuerpo resistivo con valor promedio de 10 ohm-m que tiene una orientación SE-NW (letra A, figura 22), misma orientación que tiene el arroyo Las Ánimas y que seguramente es un paleocauce de éste. Seguramente el cuerpo es más resistivo, pero al estar debajo de un conductor, le llega poca corriente y la inversión 3D suaviza el modelo a una resistividad cercana a la del conductor.

En la figura 23 se observa el plano 2D de la inversión 3D del mes de septiembre a 65 m de profundidad sobre google earth, ahí se señala con una línea verde como la anomalía resistiva tiene la misma orientación que tiene el arroyo Las Ánimas hasta el momento en el que cambia bruscamente de dirección casi al desembocar al mar. Esto nos hace pensar que dicho resistivo puede ser un paleo-cauce de Las Ánimas. Pero es solo una hipótesis.

Existe aporte de agua tratada que penetra de la capa 1 hasta la capa 4, como se observa en la figura 16 (a, b, c, d, e) y en el anexo V. Pero este aporte no es suficiente en volumen para generar el tamaño de la anomalía resistiva a esa profundidad, y por lo tanto, ese resistivo puede ser un paleocauce con agua que proviene del arroyo. Con la intrusión marina penetrando, difícilmente tendremos sedimentos secos o sin saturar. Así que debe ser agua resistiva o un resistivo sólido, pues esta es una zona de cuenca sedimentaria y no esperamos resistivos volcánicos.

Parece que el paso del paleo-cauce (anomalía resistiva orientación SE-NW) provoca que se formen dos cuerpos salinos (conductores) aislados a sus costados de manera similar a como el agua infiltrada genera esos cuerpos aislados (letra d, figura 16). El cuerpo conductor que quedó más cercano al mar (oeste de la anomalía resistiva) tiene mayor conductividad eléctrica que el más lejano, se observa en la intensidad del color rojo en las anomalías de la figura 23.

Ésta capa se puede observar en los modelos 3D de los demás meses.



Figura 23. Plano 2D de inversión 3D a una profundidad de 65 m del mes de septiembre superpuesto en la zona de estudio sobre Google earth. Se muestra con una línea verde como la dirección de la anomalía en el modelo de la zona de estudio es la misma que la del arroyo Las Ánimas, antes de que cambie bruscamente de dirección previo a desembocar en el mar.

Temporalmente, en la figura 22 (letra B) se observa que existe en la parte inferior izquierda, a la altura de los perfiles 7 y 8, un cuerpo con las más bajas resistividades de todas las capas graficadas, se señala con un círculo en septiembre. Esta anomalía se ubica en los primeros 60 m a partir del origen de cada perfil. Esto puede reflejar el camino preferencial del mar por el que está penetrando al área de estudio. Este mismo rasgo conductor se observa en los modelos de los perfiles 2D, en donde los perfiles más cercanos al mar (perfiles 8 y 7) tienen los valores de resistividad más bajos en los primeros 60 m de longitud a partir del origen de cada perfil a una profundidad de 25 m.

Del lado oeste del estanque de descarga, hasta a una profundidad de 14 m desde la superficie se observa con claridad un resistivo con valor promedio de 15 ohm-m que se asocia al agua que se infiltra (letra C, figura 22). La anomalía resistiva del agua infiltrando el subsuelo va disminuyendo conforme más profundiza y se mezcla con el agua salada, ya que al mezclarse con el agua de mar las resistividades se igualan y es más difícil distinguirlas con este método, recordando que en los métodos geofísicos se necesitan observar anomalías o variaciones en el medio para poder identificar

el fenómeno. Sin embargo, justo en la zona del estanque de descarga, se observa un cuerpo resistivo que comunica hasta la capa 4 (letra C, figura 22) y se observa en el anexo V el hueco que comunica las 4 capas. Este canal que comunica las 4 capas no evidencia en otros meses y por lo tanto, sugiere que ese flujo de agua tratada hasta la capa 4 es intermitente o no continuo.

Es claro observar también como conforme pasa el tiempo, viendo la anomalía producida por el agua tratada en el mes de septiembre a los 11 m y 14 m de profundidad (letra C, figura 22), se nota que el tamaño de los polígonos marcados que representan el área que abarca el agua tratada, son de un tamaño menor comparado a los polígonos del mes de enero a la misma profundidad. También se observa que en el mes de septiembre a una profundidad de 14 m el color predominante del medio es rojo (conductor), a diferencia del mes de enero en donde se observa mayor área color verde (resistiva) y en donde los valores de resistividad aumentaron respecto a septiembre (se ve más amarillo que rojo).

Esto sugiere que al infiltrar agua tratada en la zona de estudio, se provoca un desplazamiento vertical de la capa 3, haciendo que varíe la profundidad en algunas zonas de la frontera entre la capa 2 y 3. Parece que el agua tratada está empujando al agua de mar hacia abajo y la capa 2 se vuelve más gruesa o con mayor espesor. De igual manera se observa más resistivo enero a 14 m de profundidad que septiembre. Esto evidencia que el nivel de la capa 2 oscila con el tiempo, dependiendo de la recarga del estanque.

Un rasgo que se observa en los 4 meses es que el lado oeste del estanque es más resistivo que el lado este, en la primera capa (zona vadosa; letra D, figura 22). También se observa que existe una franja verde resistiva que llega hasta la capa 2 (letra F, figura 22) donde parece no existir influencia de agua de mar como sí en el resto del modelo (también se observa en los demás meses con mayor o menor intensidad).

En el mes de noviembre se observa un conductor en los primeros 6 m en el perfil 3 (letra E, figura 22), sin embargo, no se debe confiar mucho en él ya que es el que contiene un error RMS de 12 %, el más alto de los 41 modelos invertidos en 2D ya que todos los demás ajustes están por debajo del 10 % de error. Este error no es muy alto, pero quizá haya sido producto de ruido ambiental e instrumental, porque solo se observa sobre el perfil 3 del mes de noviembre. Entonces, aunque sí existe la franja resistiva en los perfiles 1, 2 y 3 (letra F), probablemente el ruido en los datos del perfil 3 sea lo que genera los cuerpos resistivos circulares sobre el perfil 3 en el mes de noviembre, a diferencia de todos los demás modelos en donde no se observan esas anomalías circulares.

4.3 Interpretación de los mapas piezométricos

Se obtuvieron los niveles piezométricos del año 2014 y 2015 de diversos pozos ubicados en el acuífero de Maneadero que se encuentran señalados con círculos color rojo en la figura 24. Los datos de piezometría fueron proporcionados por el Comité Técnico De Aguas Subterráneas Del Acuífero de Maneadero A.C. (COTAS).



Figura 24. Se muestran de color rojo los pozos en Maneadero de los cuales se tiene el nivel piezométrico y con un pin amarillo la zona donde se realizaron las mediciones de resistividad.

Las isopiezas son líneas que conectan en un mapa los puntos con igual nivel piezométrico, es decir, representan la misma altura a cierta profundidad. El fundamento del método de trazado de curvas isopiezas en mapas piezométricos, es interpolar valores entre puntos cercanos y trazar líneas que unan puntos de igual piezometría, con el fin de obtener la geometría de la superficie que une los puntos que señala la altura del agua en un acuífero referido a una determinada profundidad.

El sentido de flujo de agua es desde las líneas de mayor altura piezométrica hacia las de menor altura en la dirección de la máxima pendiente, es decir, perpendicularmente a las mismas, así es posible dibujar vectores que indiquen el sentido de flujo del agua (Martos, 1990). La flecha de los vectores apuntan cuesta abajo y la longitud de la flecha depende de la magnitud o inclinación de la pendiente, un vector se dibuja en cada nodo de la malla (Bresnahan y Dickenson, 2002).

La información que nos dan los mapas piezométricos es el comportamiento del acuífero ante procesos de recarga o extracción, cambios de permeabilidad y tendencia en el almacenamiento.

La separación entre las isopiezas será menor cuando aumente el gradiente hidráulico y puede ser por 3 razones: disminución de permeabilidad en el medio (a), existencia de una zona natural de descarga del acuífero (b) y existencia de bombeos (c) como se señala en la figura 25.



Figura 25. Se observa en (a) que al haber un cambio en la permeabilidad del medio, las isopiezas se juntan, en (b) se juntan en zonas de descarga natural con alto gradiente hidráulico, en (c) se forma un comportamiento radial en zonas con abatimiento debido al bombeo excesivo de agua.

En las figuras 26 y 27 se muestra la configuración de la carga hidráulica calculada a partir de los valores de profundidad al nivel estático reportados por COTAS. A nivel regional en el año 2014, se observa que la dirección de flujo de agua subterránea tiene una dirección SE-NO. Sin embargo, en la parte superior del mapa señalado con colores azules se encuentran conos de abatimiento producidos por extracción de agua en pozos. Los niveles piezométricos se encuentran hasta 15 m por debajo del nivel del mar en la parte NE y en el centro por debajo de los 6 m.

De manera regional la estructura geológica de las montañas es la que recarga el acuífero. El flujo se da de las partes más altas hacia las más bajas, es decir, de las montañas hacia el mar. También existe aporte a la recarga por la precipitación directa que se da sobre el valle. Este fenómeno es representado en la figura 26, en donde los valores que se encuentran por arriba de 0 m se ubican en las zonas montañosas (este y sur) o a pie de monte, en el mapa se señalan con colores que van del morado al verde marino claro. Los valores por debajo de 0 m se ubican más cercanos al mar, además de ser las zonas con menor cota topográfica en el área analizada, en el mapa se representan con color verde marino y azul marino en las zonas con mayor abatimiento en los pozos.



Figura 26. Mapa de isopiezas, se señala de color azul las zonas que tienen el nivel piezométrico por debajo del nivel del mar. Los vectores indican la dirección preferencial de flujo subterráneo. Con un rectángulo blanco se señala la zona de estudio.

A nivel del valle, alejándonos de las montañas y acercándonos al mar, se encuentran valores piezométricos que oscilan entre los 5 m y -5 m por debajo del nivel del mar representado con color verde marino fuerte. Las zonas central y oeste del valle es donde se encuentran los valores más bajos en los niveles piezométricos y es donde se encuentra la zona de estudio. Cuando existen valores que se encuentran por debajo del nivel del mar en zonas costeras, ayudan al avance de agua marina hacia el interior.

En el mapa las zonas con valores piezométricos de 0 m a -5 m que se encuentran en el centro del valle se asocian a zonas con abatimiento e intrusión marina. También en esta zona es donde en el mapa de la figura 4 se observa la zona con mayor contenido de STD. Probablemente la intrusión marina tiene penetración tierra dentro hasta llegar a zonas más altas que son las más cercanas a las montañas.

En la figura 27 se observa que en el año 2015 respecto al 2014, 11 de los pozos sufrieron recuperación del nivel estático, aunque la cantidad que aumentó fue de solo algunos centímetros. La causa de esta recuperación es efecto de la intrusión marina, que provoca que el agua salobre sustituya el agua dulce que se extrae. O sea, no es una recuperación sana para el acuífero.

El flujo a nivel local es cambiante y es influenciado por la extracción del agua por los pozos. Es por ello que se ve que alrededor de donde se encuentran los pozos que generan los conos de abatimiento se ven los vectores de flujo en dirección del pozo y no hacia el mar como son las condiciones naturales de descarga.

Localmente, en la zona de estudio donde se realizaron los perfiles geoeléctricos, el flujo parece ser en dirección al mar. Esto concuerda con los modelos 3D de resistividad donde se observa que la dirección preferencial por la que se mueve la pluma de agua tratada es hacia el oeste, es decir, hacia el mar. También se observa que el pozo que está a 300 m al oeste de la zona de estudió sufrió recuperación, sugiriendo la presencia del agua de mar en la parcela 93. Sin embargo, regionalmente los resultados obtenidos coinciden con los de Gil (2010), en el sentido de que en las condiciones actuales del acuífero en la que existe intrusión marina, existe un gradiente hidráulico negativo, avanzando el agua en algunas zonas con dirección del mar hacia tierra dentro.

Para el año 2015 los resultados en cuanto a la geometría de las isopiezas es prácticamente igual a la del año 2014, o sea que el flujo se comporta de la misma manera.

Las zonas por donde se observa que el agua marina avanza con mayor facilidad hacia el continente es en la parte central y norte del mapa, con sentido de flujo O-E (zona donde se encuentran los pozos

con recuperación y el estanque de descarga). Estas zonas pegadas a la costa son las que tienen menor cota topográfica de todo el valle (< 20 m.s.n.m), propiciando que el avance sea por esos lugares.



Figura 27. Mapa de isopiezas, se señala de color azul las zonas que tienen el nivel piezométrico por debajo del nivel del mar. Los vectores indican la dirección preferencial de flujo subterráneo. Con un rectángulo blanco se señala la zona de estudio.

5. Conclusiones

El efecto del agua tratada infiltrada se observa con mejor detalle en la inversión 3D en comparación con la inversión 2D debido a, que la densidad de datos es mayor en el caso 3D (arreglo no lineal), pero también porque la geología del lugar tiene rasgos 3D que son mejor vistos con inversión 3D. Si bien hay una tendencia hacia 4 capas, las interfaces entre capas son muy irregulares. Las 4 capas geoeléctricas que se interpretan en orden descendente desde la superficie en la parcela 93 son: la zona vadosa (capa 1), el acuífero superficial (capa 2), intrusión marina (capa 3) y un posible paleo-cauce (capa 4).

El agua tratada infiltra por la zona vadosa y prácticamente se esparce lateralmente por la capa 2, que es donde se ubica el acuífero superficial. El acuífero superficial se vuelve más conductor conforme se acerca a la capa intrusionada por el mar, este cambio es gradual. Esto provoca que disminuya la calidad del agua en la capa 2 para cualquier uso por que se vuelve más salada conforme se acerca a la frontera con la capa 3.

En los modelos 2D, la capa 3 muestra presencia de agua marina (resistividades menores a 1 ohm-m). Esta capa es continua horizontalmente, con excepciones en ciertos puntos (a, b, c, d, e, figura 16), donde se muestra interrumpida por la infiltración de agua tratada. En todas las fronteras (capa 1-2-3-4) se observa un gradiente de resistividad, esto es porque el agua tratada se diluye con el agua dulce, y esta a su vez con el agua marina. Este cambio es gradual y no abrupto como se observa en todos los mapas de resistividad.

La infiltración de agua tratada recarga al posible acuífero superficial aumentando el nivel piezométrico además de desplazar hacia abajo la zona donde se encuentra el agua salada, incrementando la disponibilidad de agua con mejor calidad. La anomalía resistiva producto del agua tratada ya no es visible a los 18 m de profundidad y tiene una dimensión de aproximadamente 3 veces el área del estanque y se muestra hacia el oeste, concordando con la topografía de la zona (letra C y polígonos en enero, figura 22).

En los modelos 2D de resistividad (figura 16) se observa que la influencia del agua marina en los perfiles más alejados a la costa es menor, esto se refleja en la capa 3. Esta capa tiene un horizonte conductor continuo en los perfiles 8 y 7 que son los más cercanos al mar, y pierde esta continuidad en los perfiles más alejados que son el 2 y 1.
Observando el perfil 4 en la figura 16 se puede notar que existe intermitencia en el volumen de agua tratada descargada al subsuelo, ya que en el mes de agosto se observa comunicación entre las 4 capas y no en el mes de septiembre cuando las condiciones de medición fueron prácticamente las mismas.

Comparando los perfiles 1 y 8 (más alejado y cercano respectivamente) del mes de noviembre en la figura 16, se aprecia que entre más cercanos estamos del mar, el nivel de agua marina se encuentra más cercano a la superficie.

El agua tratada que se descarga en el estanque tiene comunicación entre las 4 capas en puntos cercanos al área de descarga. Sin embargo, por los volúmenes infiltrados solamente penetra la intrusión marina por debajo del estanque de descarga y no en toda el área de estudio. Esta conexión solo se ve en un par de meses, lo que sugiere intermitencia en el volumen infiltrado o un mayor uso de irrigación. Se observa que se diluye la salinidad en la segunda capa en un área más extensa que solo por debajo del estanque, y esta área crece conforme pasa el tiempo. Esto nos hace creer que el agua tratada se está yendo principalmente por la capa 2 y que empuja la capa 3 (intrusión marina) hacia abajo en la medida que los aportes de agua tratada aumentan. Es decir, que la interface capa 2 - capa 3 varía con el tiempo de acuerdo a los aportes de agua tratada sobre el estanque.

La profundidad a la que se encontró la influencia de la intrusión marina en los modelos de resistividad (anomalía conductora aproximadamente entre 9 m y 11 m) coincide con la profundidad (8 m) a la que se encuentra el nivel estático del agua del pozo que se ubica a 300 m al oeste al estanque de descarga, y que el contenido de agua que aloja es salino.

Los mapas de resistividad muestran que localmente existe una dirección preferencial de flujo hacia el oeste (dirección del mar) debido a que la cota topográfica disminuye hacia esa dirección (7 m a la altura del perfil 1 y 6 m a la altura del perfil 8). Sin embargo, los mapas de piezometría muestran que a nivel regional el flujo al menos hasta el 2015 es con dirección cambiante y preferencialmente hacia el continente (este). La causa de que la dirección de flujo no sea hacia el mar es la sobreexplotación del acuífero a partir de extracción de agua por pozos, ejemplo de estos pozos son los que se encuentran en la parte central y norte del valle (color azul fuerte, figura 27 y 28).

Entre más percola el agua tratada por el subsuelo, el efecto resistivo del agua tratada se va haciendo menos evidente debido al efecto de mezcla gradual que existe con el agua marina (letra F en octubre, figura 22). Sin embargo, justo en la zona donde se encuentra el estanque de descarga (letra C septiembre, figura 22 y Anexo V), persiste un pequeño resistivo durante todas las profundidades

graficadas en el mes de septiembre, esto representa comunicación entre las 4 capas debido al agua tratada.

El aumento de resistividad en el mes de enero a una profundidad de 11 m alrededor del polígono marcado con la letra C en la figura 22, probablemente es por el aporte de agua tratada que se esparce lateralmente por la capa 2.

Regionalmente, en el valle de Maneadero el camino preferencial del agua de mar hacia tierra dentro es por la parte central y norte del valle, debido a que la cota topográfica es más baja con respecto a la zona sur y este del valle, donde las montañas tienen influencia sobre los aspectos morfológicos del terreno.

En la parcela 93 el nivel piezométrico se encuentra aproximadamente a 2.5 m por debajo del nivel del mar (figura 28). El pozo que se encuentra a 300 m al este del estanque de descarga contiene más de 10, 000 ppm de STD, es decir, el agua es muy salada y por ende conductora. En los modelos de resistividad, la profundidad a la que comienza a hacerse presente el cuerpo conductor es aproximadamente después de los 9 m, esta profundidad coincide con el nivel de agua que se encuentra en el pozo más cercano y que es de contenido salino.

A 2 m al oeste del estanque los STD medidos en un pozo de prueba realizado por Daesslé a una profundidad de 8 m desde la superficie tenían aproximadamente 3, 500 ppm, esta cantidad difiere a la del pozo más cercano que es de 10, 000 ppm. El posible origen de esta agua es el agua tratada.

En 2D (figura 22) la anomalía resistiva en la capa 4 parece no tener ninguna dirección preferencial, sin embargo, en los modelos 3D se observa que tiene la dirección del arroyo Las Ánimas que es SE-NO. Esto nos hace creer que el origen de ese resistivo es el posible paleo-cauce o un resistivo sólido, ya que con la intrusión marina penetrando, difícilmente tendremos sedimentos secos o sin saturar. La profundidad donde comienza a hacerse presente el posible paleo-cauce es a los 45 m y tiene la dirección del arroyo, es decir, SE-NO. Esta dirección de flujo del arroyo coincide con la orientación de las anomalías resistivas observadas en los mapas 3D en todos los meses.

El posible paleo-cauce en su trayecto al mar, genera un camino resistivo que divide la intrusión marina a su costado, generando 2 cuerpos conductores aislados en sus extremos derecho e izquierdo.

El nivel del acuífero en nuestra zona de estudio es sensible a las lluvias, pero lo es mucho más al aporte de agua infiltrada.

El flujo de agua subterránea regionalmente tiene una dirección SE-NO (de las montañas hacia el mar, figura 26). El flujo a nivel local es cambiante y existe la presencia de 2 conos de abatimiento ubicados en la parte central del valle producto de la sobre extracción de agua. El nivel piezométrico en la zona central del valle está por debajo del nivel del mar, lo que propicia el avance del mar hacia continente.

Existe recuperación en el nivel estático en 11 de los pozos medidos en el año 2015 respecto al 2014. Los pozos que se recuperaron se encuentran en la parte central del mapa, en donde se ubica la parcela 93 y existe evidencia de la presencia del agua marina. Por lo que la recuperación de los pozos sugiere que es producto del avance de agua marina.

La dirección de flujo en la parcela 93 (figura 26), es en dirección al mar (oeste) y coincide con la anomalía geoeléctrica resistiva generada por el agua tratada en el lado oeste del estanque (letra C, figura 22).

Cuando existen lugares con calidad de agua tan mala como es la zona donde se ubica la parcela 93, infiltrar agua tratada es benéfico para el acuífero incluso aunque no cumpla con la NOM-014-CONAGUA, debido a que propicia una recarga en la parte superficial y evita que se extraiga agua de pozos para el riego en ciertas zonas, evitando así la salinización del suelo cultivable. El suelo habrá de hacer su labor de limpiar el agua tratada, pero para eso se deben hacer pozos a una cierta distancia de donde se está infiltrando. De realizar perforaciones para sacar el agua infiltrada, se sugiere que sea en el lado oeste del estanque ya que hacia donde se dirige el agua, aunque en esta dirección la intrusión se debe encontrar más somera.

Existen pequeñas variaciones en los parámetros medidos en las muestras de agua tratada, que reflejan que el proceso de tratamiento de agua produce agua con diferentes concentraciones de contenido en STD. Sin embargo, los valores medidos se encuentran dentro del rango aceptable para los fines de riego de plantas.

Aunque el suelo hace su proceso de filtración y remueve ciertos materiales orgánicos, es importante medir periódicamente al menos la conductividad eléctrica, pH, STD y temperatura del agua tratada que llega al estanque, para monitorear la calidad con la que llega y estar seguros de que el agua tratada tenga la menor cantidad de organismos patógenos y metales pesados que puedan originar riesgos sanitarios a los agricultores.

Es indispensable realizar estudios geofísicos y químicos previos y posteriores a la infiltración de agua, para entender cuál es la respuesta del medio antes, durante y después de la descarga en el subsuelo. Con el estudio previo, se puede ver si el área es apta para la descarga, el tipo de materiales que existen y que son necesarios de identificar para saber cómo será la reacción química entre el medio y el agua que se descarga, conocer la dirección de flujo y la interacción con el acuífero para planificar las zonas de riego.

Literatura citada

- Abdalla, O. A., Ali, M., Al-Higgi, K., Al-Zidi, H., El-Hussain, I., y Al-Hinai, S. (2010). Rate of seawater intrusion estimated by geophysical methods in an arid area: Al Khabourah, Oman. Hydrogeology Journal, 18(6), 1437-1445.
- Advanced Geosciences, Incorporated (AGI), (2009). Instruction manual for earth imager 2D version 2.4.0 Resistivity and IP Inversion Software, 139 pp.
- Antonio-Carpio, R G. (2003). Inversión de datos electromagnéticos y de resistividad en 3-D. Tesis de maestría en ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California.
- Basharat, M., y Tariq, A. U. R. (2013). Long-term groundwater quality and saline intrusion assement in an irrigated environment: A case of the aquifer under the LBDC irrigation system. Irrigation and Drainage, 62(4), 510-523.
- Bear, J., Cheng, A. H. D., Sorek, S., Ouazar, D., y Herrera, I. (1999). Seawater intrusion in coastal aquifers: concepts, methods and practices (Vol. 14). Springer Science & Business Media.
- Coburn, N. L. (2014). Using electrical resistivity tomography to calibrate seawater intrusion models along the Alabama Gulf Coast. The University of Alabama.
- Comisión Nacional del Agua, CONAGUA (2010). Manual para el manejo de zonas de riego con aguas residuales. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales. Recuperado de: https://www.google.com.mx/url?sa=t&rct=j&q=&esrc=s&source=web&cd=1&ved=0ahUKEwi k6Z dhJ7OAhVX2mMKHYw1C gQFggbMAA&url=http%3A%2F%2Fsenasica.gob.mx%2Finclud es%2Fasp%2Fdownload.asp%3FldDocumento%3D28068%26ldUrl%3D72467%26down%3Dtr ue&usg=AFQjCNExc2 HasEO9Du4SP3FhYnrM8n4WQ&bvm=bv.128617741,d.cGc
- Cruz-Aguirre. J. (2015). Exitosa siembra de flores con aguas residuales en Maneadero. *A los Cuatro Vientos*. Recuperado de: <u>http://www.4vientos.net/?p=36683</u>
- Cruz-Aguirre. J. (2015). Reúso de agua en Maneadero benefició a productores. *La Jornada Baja California*. Recuperado de: <u>http://jornadabc.mx/tijuana/20-08-2015/reuso-de-agua-en-maneadero-beneficio-productores</u>
- Cruz-Falcón, A. (1986). Gravimetría de la cuenca del arroyo San Carlos, Ensenada B.C. Tesis de maestría en ciencias. Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, Baja California. Ensenada. 82pp.
- Custodio, E., y Llamas, M. R. (1976). Hidrología subterránea (Vol. 1). Barcelona: Omega.
- Daesslé, L. W., Pérez-Flores, M. A., Serrano-Ortiz, J., Mendoza-Espinosa, L., Manjarrez-Masuda, E., Lugo-Ibarra, K. C., y Gómez-Treviño, E. (2014). A geochemical and 3D-geometry geophysical survey to assess artificial groundwater recharge potential in the Pacific coast of Baja California, Mexico. Environmental earth sciences, 71(8), 3477-3490.
- Daesslé, L. W., Sánchez, E. C., Camacho-Ibar, V. F., Mendoza-Espinosa, L. G., Carriquiry, J. D., Macias, V. A., y Castro, P. G. (2005). Geochemical evolution of groundwater in the Maneadero coastal aquifer during a dry year in Baja California, Mexico. Hydrogeology Journal, 13(4), 584-595.
- Espinosa, F. A. (1978). Estudio geohidrológico del "valle de Maneadero" municipio de Ensenada, estado de Baja California Norte. Tesis de licenciatura. Universidad Autónoma de San Luis Potosí, México.

- Fabriol, H., Martínez, M., y Vázquez, R. (1982). Mediciones gravimétricas y telúricas en el Valle de Maneadero, Ensenada, Baja California. Geofísica Internacional, 21(1).
- Flores, Carlos (2016). Resolution of five collinear arrays to tabular 2D bodies in multielectrode resistivity surveys. En revisión
- Foster, S. S., Gale, I., y Hespanhol, I. (1994). Impacto del uso y disposición de las aguas residuales en los acuíferos: con referencia a América Latina. In Impacto del uso y disposición de las aguas residuales en los acuíferos: con referencia a América Latina. Cepis.
- Gastil, R. G., Phillips, R. P., y Allison, E. C. (1975). Reconnaissance geology of the state of Baja California. Geological Society of America Memoirs, 140, 1-201.
- Gil-Venegas, L. E. (2010). Modelo numérico para determinar el impacto por la operación de pozos costeros en la zona del acuífero de Maneadero. Tesis de maestría en ciencias. Centro de Investigación Científica y Estudios Superior de Ensenada, México.
- Gómez-Treviño. E. (1987). Nonlinear integral equations for electromagnetic inverse problems. Geophysics, 52(9), 1297-1302.
- Instituto Municipal de Investigación y Planeación de Ensenada, IMIP (2007). Programa de desarrollo urbano del centro de población de Ensenada, B.C. Recuperado de: <u>http://imipens.org/IMIP_files/PDUCPE-2007-2030.pdf</u>
- Knödel, K., Lange, G., y Voigt, H. J. (2007). Environmental geology: Handbook of field methods and case studies. Springer Science & Business Media.
- Loke, M. H. (1999). Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies. A practical guide to, 2. Recuperado de: <u>http://moho.ess.ucla.edu/~pdavis/ESS135_2013/LITERATURE/%20LokeDCREsistivity.pdf</u>
- Lujan-Flores. V. (2006). Utilización de ondas electromagnéticas para detectar la invasión de agua marina en el acuífero de Valle de Maneadero en Ensenada. Tesis de maestría en ciencias. Centro de Investigación Científica y Estudios Superior de Ensenada, México.
- Martos, F. S. (1990). Fluctuaciones del nivel piezométrico en el delta del río Adra (provincia de Almería). Boletín del Instituto de Estudios Almerienses. Ciencias, (9), 47-70.
- Menke, W. (1989). Geophysical data analysis: Discrete inverse theory Academic Press. San Diego California.
- Mercado, A. (1988). Intrusión marina-Factor determinante en la gestión de los acuíferos costeros. TIAC'88. Tecnología de la Intrusión en Acuíferos Costeros, 145-169. Recuperado de: <u>http://www.igme.es/igme/publica/tiac.htm</u>
- Mendoza-Espinosa. L., Daesslé, L. W., Cabello P.A. y Obregón, C. (2010). Agua residual tratada de Ensenada y las alternativas para su reúso. Instituto de Investigaciones Oceanológicas, Universidad Autónoma de Baja California. Recuperado de: <u>https://futurocostaensenada.files.wordpress.com/2010/02/foro2010lmendoza1.pdf</u>
- Morrison, F., Gasperikova, E., y Washbourne, J. (2010). The Berkeley Course in applied geophysics. Department of Civil and Environmental Engineering, University of California, Berkeley, California.

- Diario Oficial de la Federación (2009). Norma Oficial Mexicana NOM-014-CONAGUA-2003. Requisitos para la recarga artificial de acuíferos con agua residual tratada. Recuperado de: <u>http://www.conagua.gob.mx/conagua07/contenido/documentos/NOM-014-CONAGUA-2003.pdf</u>
- Oldenburg, D. W., y Li, Y. (1994). Inversion of induced polarization data. Geophysics, 59(9), 1327-1341.
- Orellana, E. (1972). Prospección geo-eléctrica en corriente continua. Madrid, Paraninfo, 532p.
- Pérez-Flores, M. A., (1995). Inversión rápida en 2-D de datos de resistividad, magnetotelúricos de fuente controlada a bajos números de inducción. Tesis de doctorado en ciencias. Centro de investigación científica y superior de Ensenada, México.
- Pérez-Flores, M. A., Méndez-Delgado, S., y Gómez-Treviño, E. (2001). Imaging low-frequency and dc electromagnetic fields using a simple linear approximation. Geophysics, 66(4), 1067-1081.
- Pérez-Flores, M.A., Suárez-Vidal. A., Gallardo-Delgado, L.A., González-Fernández, A., Vázquez, R. (2004). Patrón estructural de la planicie costera de Todos Santos, con base en datos geofísicos. Revista de Ciencias Marinas. 30(2): 349-364
- Pérez-Flores, M. A., Ortiz, J. S., Moctezuma, A. C., y Gallegos, Y. M. (2011). Experimentos didácticos en resistividad de corriente directa: Arreglos tetrapolares en un medio estratificado. Recuperado de: <u>http://www.ugm.org.mx/publicaciones/geos/2010/vol30-2/03.pdf</u>
- Sarmiento-López. C. (1996). Modelo preliminar de flujo tridimensional del acuífero de la planicie costera del Valle de Maneadero, B.C. Tesis de maestría en ciencias. Centro de Investigación Científica y Estudios Superior de Ensenada, México.
- Serrano-Ortiz. J. (2011). Determinación de la geometría 2D y 3D del acuífero del sur del Valle de Maneadero, mediante mediciones de resistividad. Tesis de maestría en ciencias. Centro de Investigación Científica y Estudios Superior de Ensenada, México.
- Sistema de Información para el Manejo de Agua de Riego en Baja California, SIMARBC (2015). Semana del 17 al 23 de Agosto Valle de Mexicali. *Boletin agroclimatológico semanal,* vol. 34, 1-2. Recuperado de: <u>http://www.simarbc.gob.mx/BOLETINES/2015/AGOSTO/Boletin%20SIMARBC%202015-</u> <u>34%20%28Del%2017%20al%2023%20de%20Ago%29.pdf</u>
- Telford, W. M., Geldart, L. P., y Sheriff, R. E. (1990). Applied geophysics (Vol. 1). Cambridge university press.
- Vázquez-González. R. (1980). Estudio de métodos potenciales con aplicación a geohidrología del Valle de Mandadero, B C. (Tesis de maestría en ciencias). Centro de investigación científica y superior de Ensenada, México.
- Vega-Aguilar. M. (1989). Combinación de sondeos de resistividad y polarización inducida en estudio de un acuífero costero (Tesis de maestría en ciencias). Centro de Investigación Científica y Superior de Ensenada, México.
- Winpenny, J., Heinz, I., y Koo-Oshima, S. (2013). Reutilización del agua en agricultura: beneficios para todos. FAO Informe sobre temas hídricos: Rome, Italy, 35.

Anexo I. Modelos de resistividad en 2D

En el presente anexo se muestran los modelos en una escala más visible y se agrupan de acuerdo al número de perfil, para que el lector pueda comparar ese modelo del perfil en diferentes meses.

Perfil 1

Septiembre



Octubre



Noviembre





Perfil 2

Septiembre



Octubre



Noviembre







Octubre



Noviembre





Perfil 4

Julio



Agosto



Septiembre



Octubre





Enero



Perfil 5

Agosto





Octubre





Enero



Perfil 6



Octubre



Noviembre



Enero



Perfil 7









Enero



Perfil 8











Perfil 9

Julio



Agosto



Septiembre



Octubre





Enero



Figura 29. Se muestran los perfiles realizadas durante cada mes, de azul se ven los valores más resistivos y de blanco los más conductores.

Anexo II. Perfil 2D línea 6 con polarización inducida

El trabajo de esta tesis se pensó solo con resistividad y durante varios meses se monitorea con este parámetro geofísico. Pero ya casi al final de la tesis, tuvimos la necesidad de hacer una práctica de campo para los estudiantes del curso de Métodos Eléctricos del año 2016 y colectamos datos de resistividad y polarización inducida sobre la línea 6. Para la inversión se usó el programa EarthImager.



Figura 30. Se muestran los datos observados, modelo calculado y sección de los datos de cargabilidad y resistividad obtenidos de la línea 6 realizada en el mes de marzo de 2016. Los arreglos utilizados fueron dipolodipolo, schlumberger y wenner. Se realizó inversión conjunta de los 3 arreglos. En la imagen superior se muestran datos de cargabilidad aparente observados, cargabilidad aparente calculada y sección de cargabilidad invertida. De rojo se observa lo más cargable y se asocia con arcillas (> 10ms), de azul son los materiales menos cargables y se asocian a arenas (< 10ms; Aristodemou, Abdullio, 2000). En la imagen inferior se muestran datos de resistividad aparente observados, resistividad aparente calculada y sección de resistividad invertida. De azul se muestran los materiales más resistivos como arenas y de rojo los más conductores asociados a presencia de sales en materiales areno-arcillosos.

Anexo III Modelos 2D de resistividad observada y calculada en el mes de julio

Debido a que son 41 perfiles realizados, es imposible poner todos los mapas de resistividades aparentes observadas y calculadas de los 3 arreglos utilizados en un trabajo de tesis por lo que sólo se pondrá el perfil 4 realizado en el mes de julio. Los mapas de los otros meses tienen el mismo comportamiento y se refleja en el RMS que es similar para todos. La sección que representa el modelo invertido se observa mejor en el Anexo 1.



Figura 31. Modelos de resistividad aparente observada y calculada del perfil 4 del mes de julio.

Anexo IV Gráfica de dispersión entre resistividades aparentes observadas vs calculadas de los modelos invertidos en 3D de Septiembre, Octubre, Noviembre y Enero.

En 2D es posible hacer comparación de los datos observados y la respuesta del modelo. En 3D es más difícil y más si usamos un arreglo no colineal. Por lo tanto, optamos por mostrar los ajustes con una gráfica de resistividad aparente observada contra resistividad aparente calculada. En el caso ideal debieran caer los puntos sobre una línea de 45 grados. Se usaron colores para indicar que puntos era Dipolo-Dipolo, Schlumberger, Wenner y el no-colineal. Los cuatro grupos de datos muestran buen ajuste para cada mes.









Enero



Figura 32. Gráficas de dispersión de resistividad aparente observada vs calculada. De verde se muestran las mediciones Dipolo-Dipolo, de azul marino Schlumberger, de rojo Wenner y azul cielo las Random.

Si el valor de la resistividad aparente calculada fuera igual al de la observada el punto se localizaría sobre la línea recta de 45º. En general los modelos se parecen mucho y eso se refleja en un error RMS similar entre todos ellos.

Anexo V. Mapas de Isosuperficies

Otra manera de visualizar los datos de la inversión es graficándolos en un programa de visualización científica en tres dimensiones llamado Voxler, a partir de la representación volumétrica se puede mostrar mapas de Isosuperficies. Una isosuperficie es análoga a una isolínea pero en 3 dimensiones, es una superficie que representa puntos de un valor constante dentro de un volumen por lo que nos ayuda a conocer la distribución de la resistividad en el volumen seleccionado del subsuelo. En la pantalla de la computadora es posible rotar los isométricos al gusto y enfocar atención sobre detalle. Desgraciadamente plasmar esto sobre papel es muy difícil. Aquí mostramos algunas imágenes que consideramos relevantes.

Vista de Isosuperficies Septiembre



Figura 33. Mapa de Isosuperficies del mes de Septiembre y Enero. El eje X está representado por la flecha roja, el eje Y es la flecha verde y el eje Z es la flecha azul. Los ejes X, Y tienen una longitud de 270m y el eje Z una profundidad de 65m. Los perfiles de medición se encuentran señalados con líneas color negro siendo el perfil 8 iniciando en el 0 y el perfil 1 en los 270m, el perfil 9 es el transversal, por último se señala el estanque con un rectángulo de color amarillo. En los mapas A y B se muestran líneas que forman en el centro del prisma un rectángulo que representa la posición del estanque de descarga. Las Isosuperficies muestran el fondo de cada capa, las de color azul representan el acuífero, de verde la transición de agua salobre a dulce y de crema de agua salada a salobre. A es la vista desde la superficie (X, Y), B es vista desde abajo (X, Y), C vista de un costado (Z, X), D vista de costado (Y, Z), E vista de costado (X, Z) y F vista de costado (Y, Z). El norte apunta en dirección del eje Y.

El mapa de enero a diferencia del de septiembre muestra como en la vista A y B ya no existe una conexión entre la capa 1 y 4, en septiembre se observa como el efecto del agua infiltrada provoca en la posición donde se ubica el estanque de descarga que se forme una conexión en forma de cono que va desapareciendo conforme se va profundizando y mezclando con el medio, por lo que el efecto de intersección de la capa 3 se ve con mayor claridad en la parte superficial que en la inferior. La figura 33 muestra como ya no existe una conexión desde la superficie con las capas más profundas a diferencia de los meses de septiembre, octubre y noviembre. Este efecto sucede ya que el agua tratada tiene resistividades similares a la del agua meteórica y se mezclan en las capas más superficiales haciendo que el efecto de intersección no se aprecie como en los otros meses.

Anexo VI. Memoria fotográfica









Tomando muestras de agua tratada, se hicieron las mediciones con el microprocesador HANNA HI 9835



Estanque de descarga casi vacío

Figura 34. Imágenes del estanque de descarga en la parcela 93 de Maneadero.