



**INSTITUTO POTOSINO DE INVESTIGACIÓN
CIENTÍFICA Y TECNOLÓGICA, A.C.**

POSGRADO EN GEOCIENCIAS APLICADAS

**Caracterización del Acuífero Río verde, San Luis
Potosí con el Método Magnetotelúrico.**

Tesis que presenta

María de los Angeles Yáñez Rodríguez

Para obtener el grado de

Maestra en Geociencias Aplicadas

Director (Codirectores) de la Tesis:

**Dr. Alfredo Ramos Leal
Dra. Claudia Arango Galván**

San Luis Potosí, S.L.P., septiembre, 2019



Constancia de aprobación de la tesis

La tesis “**Caracterización del Acuífero Río verde, San Luis Potosí con el Método Magnetotelúrico**” presentada para obtener el Grado de Maestra en Geociencias Aplicadas fue elaborada por **María de los Ángeles Yáñez Rodríguez** y aprobada el **03 de septiembre de 2019** por los suscritos, designados por el Colegio de Profesores de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Dr. José Alfredo Ramos Leal
Director/Codirectores de la tesis

Dra. Claudia Arango Galván
Codirectora de la tesis

Dr. Omar Delgado Rodríguez
Miembro del Comité Tutorial



Créditos Institucionales

Esta tesis fue elaborada en las instalaciones de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., bajo la dirección del Dr. Alfredo Ramos Leal y codirección de la Dra. Claudia Arango Galván del Instituto de Geofísica de la UNAM.

Durante la realización del trabajo el autor recibió una beca académica del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (611140) y del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.

La investigación se realizó con el apoyo económico del proyecto PAPIIT **IN103917** "Estudio integral para la caracterización de contaminación en acuíferos" en el marco del Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica de la UNAM.

Acta de examen página en blanco.

Dedicatorias

CON AMOR A:

MIS PADRES: Flora y Efrén

MIS HERMANOS Y HERMANAS: Monse, Paulina, Eduardo, Emmanuel Joselinne, Valeria y Jesús.

MI ABUELA: Eulogia

MI ALMA GEMELA: Francisco H.

Agradecimientos

Agradezco a Dios por permitirme llegar a este escalón de mi vida y poner en mi camino a las personas adecuadas.

A mi familia por su amor, motivación y apoyo incondicional para obtener esta meta.

A mi tutor de tesis Dr. Alfredo Ramos Leal por permitirme trabajar en este proyecto y brindarme su paciencia, apoyo, conocimientos y motivación, durante mi estancia en el IPICYT.

Al Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica A. C. y a todo el cuerpo académico y administrativo de la División de Geociencias Aplicadas, por brindarme un espacio dentro de sus instalaciones y permitirme ser parte de él.

A mis amigos: Jesús, María de Jesús, “Jimmy” y Andrea por brindarme su amistad y cariño, y que hicieron grata mi estancia, a Oscar por compartir sus conocimientos, y amistad.

A Francisco Juárez Herrejón por brindarme su apoyo incondicional, motivación y consejos durante este tiempo a pesar de la distancia.

A la Dra. Claudia Arango Galván y al cuerpo técnico que labora con ella por el apoyo brindado en campo y en la escritura de esta tesis.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por brindarme la beca para realizar mis estudios de posgrado en ciencias.

Contenido

Constancia de aprobación de la tesis	ii
Créditos Institucionales	iii
Acta de examen página en blanco.	iv
Dedicatorias	v
Agradecimientos	vi
Lista de tablas	ix
Lista de figuras	x
Anexos	xii
Resumen	xiii
Abstract	xiv
1. GENERALIDADES	0
1.1 Introducción	0
1.2 Objetivo general	3
1.3 Objetivos específicos	3
1.4 Antecedentes	4
1.5 Justificación de Problema	7
1.6 Hipótesis	7
2. DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	8
2.1 Localización	8
2.2 Geología	11
2.3 Hidrogeología	18
3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS	26
3.1 Métodos electromagnéticos	26
3.2 Relaciones constitutivas	27
3.3 Fundamentos básicos del método magnetotelúrico (MT)	31
3.4 Asunciones teóricas para el método MT	33
3.5 Funciones de transferencia Magnetotelúrica	34
3.6 Distorsiones electromagnéticas	41
4 ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS	47
4.1. Procesamientos de datos	51
4.2. Análisis Dimensionalidad y Direccionalidad	53

5. MODELOS DE INVERSIÓN	55
6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	65
7. BIBLIOGRAFÍA	67
8. ANEXO DE FIGURAS	71

Lista de tablas

Tabla 2.1 Datos de pozos distribuidos dentro del acuífero Río verde (CONAGUA, 2006)	20
Tabla 3.1 Clasificación del método MT de acuerdo al tipo de fuente (Simpson y Barh, 2005; Hersir y Árnanson, 2009; Smirnov et al., 2008)	31
Tabla 4.1 Ubicación de cada uno de los puntos sondeados en coordenadas UTM y geográficas.	47
Tabla 4.2 Sondeos donde se realizó referencia remota (Goubau et al., 1978; Gamble et al., 1979; Shalivahan, 2015)	50

Lista de figuras

Figura 2.1 Ubicación general del Acuífero de Río verde, San Luis Potosí, México	8
Figura 2.2 Mapa de geología regional (SGM, 2010)	13
Figura 2.3 Mapa de la ubicación de las secciones hidrogeológicas	22
Figura 2.4 Perfil hidrogeológico 1 con dirección NE- SW	23
Figura 2.5 Perfil hidrogeológico 2, con extensión de 40 km.	24
Figura 2.6 Perfil hidrogeológico 3	24
Figura 2.7 Perfil hidrogeológico 4	25
Figura 3.1 Distorsión de la magnetosfera por interacción del viento solar (Lang, 2010)	32
Figura 3.2 Representación de las estructuras dimensionales geoeléctricas a) medio unidimensional, b) medio bidimensional y c) medio tridimensional (Martí, 2006; Piña- Varas, 2014).	38
Figura 3.3 Características de la resistividad aparente y fase de cada uno de los modos TE y TM (Persson, 2001).	40
Figura 3.4 Modelo 2D de un dique (strike) con una rotación de $\alpha=30^\circ$ con respecto al norte magnético (Turkoglu, 2009)	41
Figura 3.5 . Distorsión por efecto Galvánico, a) inclusión de un cuerpo conductivo, b) inclusión de un cuerpo resistivo (Jiracek, 1990)	42
Figura 3.6 Efecto static shift para una discontinuidad superficial, ocasionando el desplazamiento vertical de la curvas (líneas punteadas) en condiciones ($\sigma_1 > \sigma_2$) y ($\sigma_1 < \sigma_2$) (Sternberg, 1988).	43
Figura 3.7 Distorsión del efecto inductivo. Las corrientes de inducción provocan vórtices generando un campo magnético H_s secundario (Wright, 1988)	43
Figura 3.8 Representación gráfica del tensor de fases (Caldwell et al., 2014)	45
Figura 3.9 Representación Gráfica del Tensor de fases unidimensional (Martí, 2006; Escobedo, 2013)	45
Figura 3.10 Representación gráfica del tensor de fases bidimensional (Caldwell, 2014)	46

Figura 3.11 Gráfica del tensor de fase para el caso tridimensional (Caldwell, 2004; Martí, 2006)	46
Figura 4.1 a) consola Metronix ADU-07, Metronix b) GPS c) electrodo (EFP-06) d) bobinas de inducción magnética (MFS-06e).	48
Figura 4.2 Representación gráfica para la adquisición de datos en campo (arreglo ortogonal)	50
Figura 4.3 Grafica de curvas de resistividad y fase	52
Figura 4.4 Gráfica de elipses para el análisis de Tensor de fases (Caldwell et al., 2004)	54
Figura 4.5 Gráficos de los parámetros de elipticidad, beta y azimut a lo largo de todos los periodos (Caldwell, et al, 2004)	54
Figura 5.1 Gráficas de elección del valor óptimo de iteraciones y tau.	57
Figura 5.2 Modelo de inversión 2D del perfil 1	58
Figura 5.3 Modelo de inversión 2D del perfil 2	58
Figura 5.4 Modelo de inversión 2D del perfil 3	59
Figura 5.5 Modelo de inversion 2D perfil 4	59
Figura 5.6 Perfil geológico 1 producto de la asociación del modelo de inversion 2D perfil 1	61
Figura 5.7 Perfil geológico 2 asociado a la Figura 5.3	62
Figura 5.8 Perfil geológico 3 asociado al perfil eléctrico 3 (Figura 5.4)	62
Figura 5.9 Perfil geológico 4 asociado al perfil eléctrico 4 (Figura 5.5)	63

Anexos

Anexo a Gráficas de curvas de resistividad aparente y fase	71
Anexo b Gráficas del análisis del tensor de fase.	73
Anexo c Gráficas de elipticidad análisis de tensor de fase de cada sitio	76

Resumen

En este trabajo de tesis, se realizó la caracterización del sistema acuífero de Río verde a través del método magnetotelúrico (MT), con el objetivo de conocer la distribución de la resistividad eléctrica a profundidad y poder establecer la asociación con las características hidrogeológicas de todo el sistema, principalmente de la Formación El Abra. El acuífero de Río verde ha sido declarado zona de veda por la CONAGUA (Comisión Nacional del Agua), sin embargo, el conocimiento actual del mismo es muy limitado o nulo, por tal motivo es importante su estudio a profundidad. El acuífero de Río verde se localiza en la zona media del estado de San Luis Potosí entre las coordenadas geográficas $21^{\circ}40'$ y $22^{\circ}28'$ de latitud norte y de $99^{\circ}44'$ y 100° de longitud oeste, cubriendo una superficie de 2,756 km². La investigación se realizó a través de la prospección de 14 sitios distribuidos en todo el acuífero. La información obtenida en campo, se procesó, analizó e interpretó para generar los modelos geoeléctricos respectivos. El proceso inició con la limpieza y remuestreo de las series de tiempo para obtener curvas de resistividad aparente y fase, posteriormente se realizó la corrección de static shift con datos de transitorio electromagnético, y el análisis direccional y dimensional se implementó con el método del tensor de fase, girando los datos -38° . Se generaron cuatro perfiles con dirección NE-SW, obteniendo secciones de distribución eléctrica. Dichos resultados se asociaron con información geológica e hidrogeológica identificando cuatro unidades hidrogeológicas en el sistema acuífero: UH1 - acuífero libre integrado por material granular, UH2 - acuitardo localizado en las arcillas y lutitas de la Formación Cárdenas, UH3 - acuífero confinado y de gran potencial hídrico localizado en las calizas de la Formación El Abra y finalmente, la UH 4 - acuífero confinado encontrado en los yesos de la Formación Guaxcamá. La información que brinda este trabajo es exponer la distribución de las unidades hidrogeológicas con potencial hídrico del sistema acuífero, con la finalidad de promover futuras exploraciones y brindar nuevas concesiones para incrementar el aprovechamiento del agua subterránea en la región.

PALABRAS CLAVE: agua subterránea, resistividad eléctrica, unidad hidrogeológica, análisis direccional y dimensional, Río verde.

Abstract

The assessment of the Río verde aquifer system was carried out using the magnetotelluric method (MT), with the main goal of inferring the subsurface electrical resistivity distribution to establish the hydrogeological characteristics of the whole system, mainly located in the El Abra Formation. The Río verde aquifer has been declared as a restricted exploitation area by CONAGUA (National Water Authority), nevertheless, the current knowledge of this aquifer is practically non-existent, for this reason its study is very relevant. The Río verde aquifer is located in the middle zone of the state of San Luis Potosí between the geographical coordinates 21° 40' and 22° 28' north latitude and 99° 44' and 100° west longitude, covering 2,756 km² area. The magnetotelluric prospecting was implemented by acquiring 14 soundings distributed on the covered area by the aquifer. The obtained information was processed, analyzed and interpreted in order to generate the geoelectrical models. The process consisted of cleaning and resampling the time series to obtain apparent resistivity and phase curves, then TEM data were used for static shift correction. The directional and dimensional analyses were performed using the phase tensor method, rotating -38°. Four profiles with NE-SW orientation were generated, obtaining electrical distribution sections. The results were associated with geological and hydrogeological information identifying four hydrogeological units in the aquifer system: UH1 - unconfined aquifer composed by granular material, UH2 - aquitard composed by clays and shales of the Cárdenas Formation, UH3 - confined aquifer with high exploitation potential located in the limestones of the Abra Formation and finally, the UH 4 - confined aquifer located in the gypsum of the Guaxcamá Formation. The provided information by this work is to expose the distribution of the hydrogeological units showing a higher exploitation potential in the aquifer system, with the aim to promote further explorations and to provide new concessions to increase the use of groundwater in the region.

KEYWORDS: groundwater, electrical resistivity, hydrogeological unit, dimensional and directional analyses, Río verde.

1. GENERALIDADES

1.1 Introducción

Conocer las características hidrogeológicas de los acuíferos del país es importante principalmente en las zonas áridas y semiáridas, porque ayuda a cuantificar e identificar los impactos acumulados de las actividades naturales y humanas. Una de las actividades de mayor impacto dentro del sistema hídrico es la extracción de agua subterránea.

Las aguas subterráneas desempeñan un papel importante para el desarrollo económico del país, porque permiten ser aprovechadas de manera versátil (agricultura, consumo humano, ganado, industria y recreación); el almacenamiento en el subsuelo y red de distribución, permite que sea posible extraer el agua en cualquier época del año. En muchas áreas del país, el agua subterránea es la principal fuente de abastecimiento y la extracción se realiza en el acuífero somero. Según la CONAGUA (2017) existen 653 acuíferos en el país de los cuales el 31% se encuentran “sobreexplotados”, provocando la escasez del recurso hídrico.

Hoy en día los estudios técnicos y científicos sobre el agua son abundantes y permiten ver la evolución que ha tenido este elemento desde diversas perspectivas. Sin embargo, la mayoría se centran en el estudio del agua superficial y más recientemente en el ciclo hidrológico. Sin embargo, poca ha sido la atención que ha tenido el estudio del agua subterránea y la aplicación de los estudios geofísicos de exploración que permitan visualizar acuíferos profundos y posiblemente diagnosticar su potencial hídrico.

En regiones del país principalmente en la zona norte existen acuíferos a mayor profundidad, los cuales no cuentan con algún tipo de estudio de exploración (geológico y/o geofísico) que brinden información para indicar su potencial hídrico.

Tal es el caso del acuífero de Rio verde en San Luis Potosí, localizado en la zona media del estado, se encontraba en veda, desde 2013, aunque en su gran mayoría de los municipios que conforman este acuífero la veda existía desde 1966 y 1981, sin embargo el pasado 20 de abril del 2015 se dio a conocer el resultado del informe

técnico “Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero de Río verde, Estado de San Luis Potosí (CONAGUA, 2015) en el que se decreta suprimir las vedas anteriormente establecidas que permite su explotación, estimando que se pueden otorgar nuevas concesiones de un volumen de 78, 352,614 m³ anuales.

Con el propósito de implementar más estudios de carácter subterráneo para identificar la configuración del sistema acuífero de Río verde se complementó con el método Magnetoteléxico (MT), técnica geofísica de la cual ha trascendido muy poco en los estudios de aguas subterráneas a mayor profundidad que pueden ser aprovechados para mejorar el rendimiento y fiabilidad de los estudios.

La técnica MT ha estado tomando auge durante los últimos años para resolver problemas planteados acerca de la exploración de las aguas subterráneas en acuíferos profundos, ayudando a determinar la zona más favorable basada en el análisis y observación de la resistividad aparente y su relación con los parámetros físicos del subsuelo como permeabilidad, porosidad, saturación, temperatura y presión.

El alcance de profundidad que se logra con la técnica MT es mucho mayor que la técnica eléctrica tradicional (SEV), que va de los 100 m hasta unos 250 m mientras que para los sondeos eléctricos verticales su máxima profundidad es de 300 m (Orellana, 1982; Díaz, 2010). En cuanto a la adquisición se utiliza menos longitudes de cables o fuentes de energía para suministrar en el subsuelo (Simpson y Bahr, 2005), haciendo la adquisición rápida y eficaz, comparada con técnicas de resistividad convencional (Newman et al., 1987; Wilt y Williams, 1989) y proporcionando una mejor resolución de equivalencia eléctrica (Fitterman y Stewart, 1986).

Estudios publicados por diversos autores como Giroux et al., (1997) y Meju et al., (1999) demuestran que la técnica geofísica de MT es una herramienta efectiva que

brinda información importante acerca de la distribución eléctrica a profundidad de acuíferos subterráneos, con casos de estudios de Unsworth (1991), Krivochieva y Chouteau (2003), Chouteau et al., (1994) y Corbo et al., (2012).

En esta tesis se desea conocer la geometría y distribución de todo el sistema acuífero, principalmente las calizas de la Formación El Abra; a partir de la distribución eléctrica del subsuelo estimada por la técnica MT. A través de la correlación de estudios previos de geología regional, hidrogeología, hidrogeoquímica y estudios geofísicos verticales (CONAGUA, 2010; Ramos et al., 2011).

1.2 Objetivo general

Conocer la geometría del acuífero de Rio verde S.L.P. e inferir algunas características geológicas y geofísicas de la Formación El Abra a través del cálculo de la distribución eléctrica aplicando el método Magnetotelúrico (MT).

1.3 Objetivos específicos

- Determinar el Marco geológico de la zona media de San Luis Potosí
- Establecer las diferentes unidades que integren el sistema del acuífero
- Identificar la distribución eléctrica de los materiales geológicos del subsuelo de la zona de interés.
- Realizar el análisis dimensional y direccional del método Magnetotelúrico para conocer la configuración de las estructuras geoelectricas del acuífero.
- Obtener modelos de distribución de resistividad eléctrica a partir del análisis direccional y dimensional.
- Correlacionar la información de los modelos obtenidos con información geológica disponible, para establecer las posibles unidades que integran el sistema acuífero.

1.4 Antecedentes

En el acuífero de Río verde, San Luis Potosí se han realizado diferentes estudios geohidrológicos con carácter geoquímicos, de exploración superficial, hechas por dependencias gubernamentales, empresas privadas, sectores educativos y centros de investigación.

En 1966 en el municipio de Rioverde se realizó el primer censo de aprovechamiento de agua subterránea; con el propósito de caracterizar el uso (doméstico, agrícola e industrial) y la tecnología de extracción de agua, concluyendo lo siguiente: pozos a cielo abierto (79.2%) con profundidades de hasta 36 m y pozos profundos (20.8%) con una profundidad de hasta 102 m. (SRH., 1966).

Otros estudios realizados en el acuífero de Río verde con objetivos de geohidrología datan de los años setenta. La primera etapa fue un estudio preliminar de la zona realizada en el año de 1972. La finalidad de este estudio fue obtener un primer reconocimiento de los acuíferos existentes en la zona y definir el área de recarga de las aguas subterráneas. El trabajo en campo realizado fue piezometría, pruebas de bombeo, toma de muestras de agua subterránea para análisis fisicoquímico y ejecución de sondeos geofísicos (SEV). De acuerdo a la calidad geoquímica de las aguas, la recarga regional se encuentra en la sierra de Álvarez y la recarga local corresponde a las sierras del Jabalí, Cieneguilla, San Diego y El Tablón. Se recomendó la perforación de pozos exploratorios para evaluar el potencial hídrico de las calizas y realizar más actividades de campo para una evaluación completa que permitiera definir las condiciones de explotación óptima (HIDROTEC, 1979; SARH, 1979).

En la segunda etapa se realizaron trabajos complementarios de los estudios hidrogeológicos realizados en la primera etapa; el objetivo fue conocer la dinámica de los manantiales (La virgen, Charco azul, Álamo Charco sentado, Agua donadora, La Rosa, Carrizalito, Media Luna y Palma Larga). El mayor aforo registrado fue del

manantial Media Luna (4.7 m³/s) y el menor de La Rosa (0.0517 m³/s); se identificó una posible interconectividad entre los manantiales de la Media Luna y Los Anteojos; de acuerdo a los análisis isotópicos, las edades de las aguas databan entre 20 a 30 años; también detectaron tres áreas favorables para la perforación de pozos exploratorios a profundidades que variaron entre 150 a 300 m (PROYESO, 1979; SARH, 1979).

En 1982, se realizó un cuarto estudio con la finalidad de observar las condiciones de explotación, funcionamiento del acuífero superficial y complementar los estudios anteriores. De acuerdo a los resultados de la hidrometría en la zona norte los niveles freáticos oscilaban entre 4 m a 30 m y la extracción a 16.1 millones de m³ al año, mientras que en la zona sur los niveles freáticos se encontraban entre 6 m y 12 m, y se realizó el monitoreo de 80 pozos (a cielo abierto y profundos) (PROYESO, 1980; SARH.1980)

Zavala y Lara (1986) realizaron la actualización del estudio Geohidrológico en la zona de Rioverde. Su objetivo fue determinar las condiciones de explotación de agua subterránea y observar la variabilidad temporal y espacial a través de análisis químicos. Concluyeron que en el periodo entre 1980–1986 se registró un abatimiento máximo de 6m, al SW del poblado El Refugio, en el municipio de Ciudad Fernández; que representó un abatimiento promedio anual de 1 m (SARH, 1986; CONAGUA, 2013).

En los años de 1986 a 1988, la delegación estatal en San Luis Potosí de la unidad de aguas subterráneas de la Secretaria de Agricultura y Recursos Hidráulicos, realizó un censo de aprovechamiento del acuífero de Río verde, el objetivo fue realizar el censo de niveles de agua subterránea y obtener muestras de agua subterránea para análisis fisicoquímico (SARH, 1986; 1988).

Para 1999 se realizó un nuevo estudio hidrogeológico en la zona de Rioverde que tenía como objetivo reinterpretar la información previa sobre la geología e hidrología,

así como obtener nuevos datos que incluían nuevos elementos químicos (Ba, Sr Ni, Cr, Li, B y F) con la finalidad de realizar una clasificación de muestras de aguas de aprovechamiento con estadística multivariable (análisis cluster). Se identificaron los siguientes grupos: bicarbonatadas cálcicas de clase C3S1, sulfatadas cálcicas C3S1, y sulfatadas cálcicas de clase C4S1. De acuerdo a la calidad de aguas se muestra la relación que existe entre el acuífero superficial y acuífero profundo (Planner 1999).

En 2006 se realizó la actualización de datos geohidrológicos en el acuífero de Río verde, calcular la recarga y descarga y determinar la disponibilidad media anual de agua subterránea (DAS). A través de las siguientes actividades: censo de aprovechamientos, piezometría, nivelación de brocales de pozos, pruebas de bombeo, y reconocimientos geológicos fue posible replantear el balance de aguas subterráneas. De acuerdo al resultado obtenido del balance de aguas subterráneas se obtuvo que existe una DAS del acuífero de 78352,164 m³. Como conclusión obtuvieron que el acuífero de Río verde existe un volumen anual disponible para otorgar nuevas concesiones (Desarrollo y Sistemas, 2006; CONAGUA, 2013).

En 2010 se realizó un censo de aprovechamiento del agua subterránea del valle de Rioverde; el objetivo fue reconocer y jerarquizar los factores que influyen en el aprovechamiento del agua subterránea para uso agrícola y sus implicaciones en el abatimiento del nivel freático en la porción sur del valle de Rioverde. Este trabajo se realizó a través de encuestas a los pobladores de la región, recolección y análisis de información utilizando el método de análisis multivariable y concluye que la extracción de agua subterránea en el acuífero somero está provocando un desequilibrio en el ciclo recarga-extracción, provocando el aprovechamiento del acuífero calcáreo mediante pozos profundos, con agua de menor calidad (Aguilar et al., 2010).

El más reciente de los trabajos hechos en la zona fue la realización del cálculo de índice de pobreza del agua en los acuíferos de Cerritos-Villa Juárez y Rioverde con el objetivo de obtener la calidad de agua del acuífero de Río verde a través del

método IPA para determinar las condiciones físicas actuales de los recursos hídricos de esa región y visualizar como han impactado en los últimos años. Se concluyó que de acuerdo a las características de la región la cantidad de agua disponible es muy alta debido a que la recarga es mayor que la extracción, con base en la información geológica disponible y en información hidrogeológica se indica que existen dos acuíferos, un somero el cual está siendo explotado y el profundo, constituido por medios granulares kársticos y fracturados (Urbano, 2017).

1.5 Justificación de Problema

El acuífero de Río verde, esta denominado como “sobreexplotado” y la mayor parte de su territorio se encuentra sujeta a las disposiciones de dos decretos de veda. En el primer decreto establece una veda de tipo III, publicado en el Diario Oficial de la Federación (DOF) el 9 de julio de 1966. El segundo Decreto declara una veda de tipo II por tiempo publicado en el DOF el 29 de abril de 1981.

Muchas de las zonas declaradas de veda han sido sujetas a estudios superficiales sin considerar los estudios a nivel subterráneo. Y con pocas tecnologías y herramientas que apoyen un mejor estudio y diagnóstico de estos acuíferos sobreexplotados declarados zonas de veda nombradas por la CONAGUA, por eso es importante aplicar métodos geofísicos que ayuden a visualizar las posibles condiciones del subsuelo como potenciales acuíferos, apoyado de otras áreas como la geología e hidrología para dar un diagnóstico más certero.

1.6 Hipótesis

Dentro del sistema del acuífero Río verde en San Luis Potosí, se encuentra un acuífero profundo con potencial hídrico, localizado en las calizas de la Formación el Abra y que aún no ha sido estudiado con métodos geofísicos, que determinen su posible profundidad, espesor y geometría. Así, se espera que, con la aplicación de métodos geofísicos, particularmente el método magnetotelúrico, sea posible identificar la distribución de la resistividad eléctrica en el subsuelo hasta una profundidad de 4 km y con ello conocer la geometría acuífero profundo.

2. DESCRIPCIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO

2.1 Localización

El área de estudio se encuentra en la zona media del estado de San Luis Potosí, conformado por los municipios de Rioverde, parte de Ciudad Fernández y pequeñas porciones de los municipios de Cerritos, Villa Juárez, Ciudad de Maíz, Alaquines y Cárdenas (CONAGUA, 2010).

El acuífero de Río verde se localiza, entre las coordenadas geográficas 21°40' y 22°28' de latitud norte y de 99°44' y 100° de longitud oeste, cubriendo una superficie de 2,756 km². Limita al norte con el acuífero Buenavista, al este con el acuífero Huasteca Potosina, al sur con Santa María del Rio y al oeste con los acuíferos San Nicolás Tolentino y Cerritos-Villa Juárez.

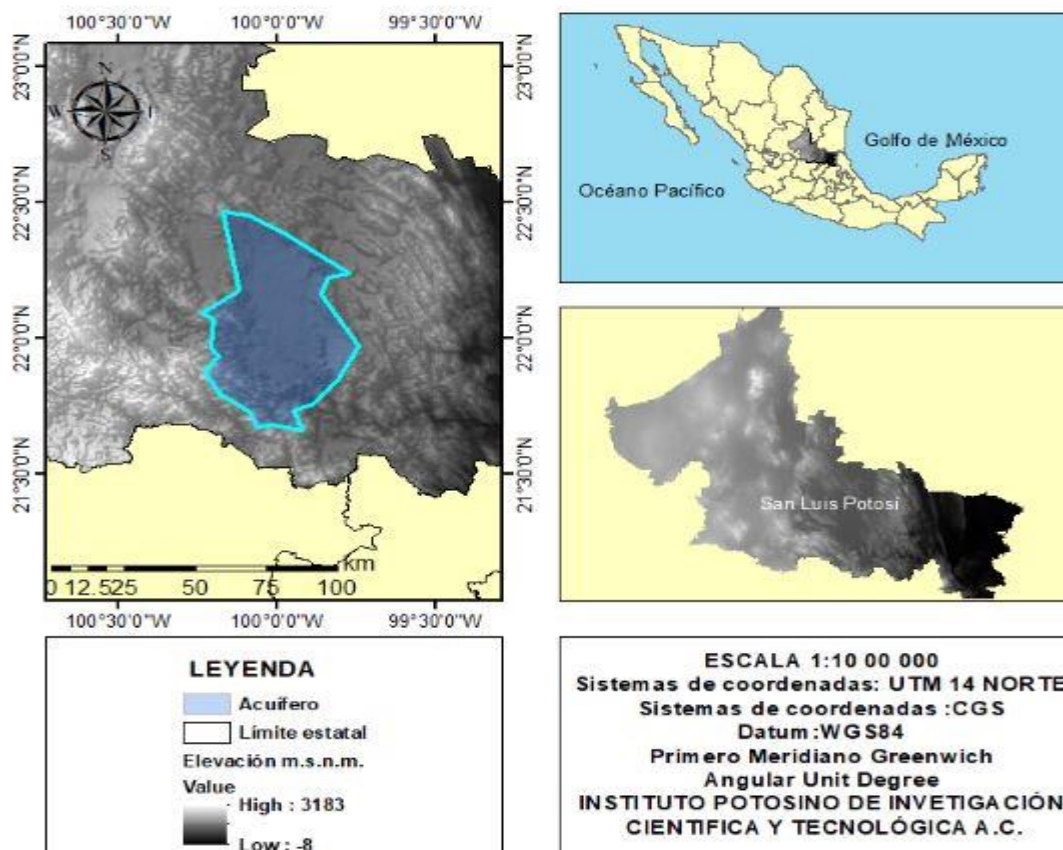


Figura 2.1 Ubicación general del Acuífero de Río verde, San Luis Potosí, México

Fisiografía

La superficie del acuífero se encuentra dentro de la Provincia Fisiográfica Sierra Madre Oriental (SMO) (Raisz, 1959). Y en específico dentro de las subprovincias Sierra y Llanuras Occidentales en el norte y centro y la Subprovincia Carso Huasteco en el extremo sur. (INEGI, 1991).

La SMO es una unidad fisiográfica situado al noreste de la República Mexicana, abarcando desde Parral, Chihuahua, extendiéndose hasta la provincia del Eje Neovolcánico en Teziutlán Puebla (Eguiluz et al., 2000). de longitud y de 80 a 100 km de ancho cuyo relieve se asocia a la deformación de su basamento cristalino y rocas principalmente mesozoicas, que formaron pliegues y cabalgaduras durante la Orogenia Laramide en el Cretácico Superior; está conformada por rocas sedimentarias marinas clásticas y calcáreas principalmente del Mesozoico, que sobreyacen a rocas del Precámbrico, Paleozoico y Mesozoico; cuyos estratos están plegados de manera tal que forman una sucesión de crestas alternadas con bajos topográficos (Padilla y Sánchez 1982). La columna estratigráfica alcanza los 3 mil metros de espesor y dentro de ella se encuentran rocas sedimentarias del Cretácico que son las más potentes en espesor y constituyen acuíferos en sus unidades carstificadas.

La Subprovincia Sierras y Llanuras Occidentales se localiza en la parte Sur-Oeste de la SMO. En la porción Potosina de esta región predominan las sierras constituidas principalmente por calizas, orientadas en dirección norte-sur, la mayoría enlazadas entre sí por un conjunto de cerros menores, que tienen esa misma orientación o en sentido oblicuo. Esta morfología genera una red de sierras, existiendo entre ellas llanuras, cubiertas de aluvión y material sedimentario. Siendo La Sierra de Catorce, la de mayor importancia y magnitud (INEGI, 2002).

La Subprovincia Carso Huasteco; se extiende aproximadamente desde las cercanías de Rioverde y Ciudad del Maíz; se caracteriza por ser una sierra plegada con fuerte grado de disección, con la presencia de cañones por la acción de los ríos que fluyen en ella, como el río Tampaón; contiene rocas sedimentarias continentales

y en su mayoría carbonatadas marinas en las que se producen paisajes cársticos, caracterizada por ser una de las regiones cársticas más extensas del país.

Clima

De acuerdo con la clasificación climática de Köppen (1936)y modificada por García (1988) para las condiciones de México, la zona de estudio se encuentra dentro del grupo de climas secos, caracterizándose por tener una precipitación anual escasa.

En el territorio que cubre el acuífero se presentan tres tipos de climas:

En la zona norte el clima es seco semicálido (BWh), mientras que en la región central predomina el clima semiseco-semicálido (BSk), en la porción sur domina el clima semicálido-subhúmedo (BSh), todos ellos con lluvias en verano. (CONAGUA, 2015). De acuerdo con información consultada del Servicio Meteorológico Nacional de las estaciones climatológicas que tienen influencia sobre el acuífero en un periodo de observación de 1981 a 2010, se observó que en la zona de estudio se tiene una temperatura máxima anual de 29°C, temperatura media anual de 21°C y una temperatura mínima de 13°C, mientras que la precipitación media anual es de 2118 mm.

Vegetación

Dentro del área de estudio se encuentra gran diversidad de vegetación, está constituida por matorral xerófilo rosetófilo en su mayoría, por pastizales naturales e inducidos (vegetación inducida), zonas destinadas a la agricultura de riego y temporal, bosques de coníferas, encino, mezquite.

El matorral xerófilo está distribuido de manera homogénea en toda el área de estudio, siguiéndole en la parte sureste los bosques de encino, mientras que la superficie destinada a la agricultura de riego y de temporada se encuentra concentradas de norte a sur principalmente en la parte central de los valles. La zona de pastizales está localizada en su mayoría en el municipio de Villa de Juárez, y una mínima porción en el municipio de Rioverde.

Este tipo de vegetación en combinación con las características del suelo, el clima y la topografía dan lugar a un coeficiente de escorrentía de 20%; por lo tanto, para el

68 área de recarga se tiene que los volúmenes anuales de escorrentía superficial e infiltración son 13.15 y 52.61 millones de m³, respectivamente (INEGI, 2003).

Hidrografía

El acuífero de Río verde pertenece a la Región Hidrológica 26, Panuco (RH-26), y la Subregión Hidrológica Alto Pánuco, donde los escurrimientos superficiales son de tipo perenne y en su mayoría de tipo intermitente.

La zona de estudio se encuentra dentro de la cuenca del Tampaón. Su corriente principal es el Río Verde, el cual se origina a 35 km al oriente de la ciudad de San Luís Potosí, a una elevación aproximada de 2,600 msnm, es el más extenso aportador del Rio Tampaón, confluye al Rio Santa María. A lo largo de su curso, el Rio verde cuenta con tres estaciones hidrométricas. La estación Nogal Oscuro que cuantifica las aportaciones de la cuenca alta. La estacione Vigas que mide aguas abajo, cuando el rio entra nuevamente a una zona topográfica accidentada aproximadamente a una elevación de 950 msnm. La estación hidrométrica Tanlacult que mide los volúmenes totales de aportación de la corriente al Rio Santa María. Los principales aportadores del Río Verde son los ríos Santa Catarina y Caracol y el Arroyo Rayón.

Los tipos de drenajes que se presentan son de tipo dendrítico, paralelo y rectangular, de alta densidad, controlados por la geología y la topografía. El caudal de los arroyos es controlado por las cuencas hidrográficas de los ríos de flujo permanente Santa María y sus afluentes los ríos Verde y Valles, tributarios del Pánuco, que desemboca al Golfo de México (CONAGUA 2013; 2010).

2.2 Geología

El acuífero se encuentra en lo que geológicamente se conoce como la Plataforma Valles-San Luis Potosí (PVSLP), comprende una superficie aproximada de 44 200 km², esta se sitúa dentro de la provincia fisiográfica Sierra Madre Oriental. (Carrillo-Bravo en 1971); es reconocida por ser una de las estructuras paleogeográficas más importantes, debido a que fue la Plataforma carbonatada aislada más grande

circundada por aguas profundas, que se desarrolló en la porción centro-oriental de México durante el Cretácico Medio (Carrillo-Bravo, 1971; López-Doncel, 2003)

La PVSLP se desarrolló en el Jurásico Tardío hasta el Cretácico sobre una porción continental constituido por rocas precámbricas, paleozoicas y triásicas, falladas y plegadas, posteriormente durante todo el Cretácico se precipitaron una serie de rocas evaporíticas en las partes someras y centrales de la plataforma, mientras que en los márgenes se desarrollaron caliza tipo arrecifal, prearrecifal y postarrecifal con gran contenido fósil. Con espesores superiores a los 4000m (Carrillo-Bravo, 1971; López-Doncel, 2003).

En términos de unidades litoestratigráficas se han identificado dentro de la PVSLP las formaciones de interés para este estudio, estas abarcan un periodo del Cretácico hasta el Cuaternario: La Formación Guaxcamá constituida por rocas sedimentarias del Barremiano-Aptiano, La Formación Tamasopo del Cretácico Superior (Turoniano-Santoriano), la Formación El Abra constituida por calizas arrecifales(tiempo), Formación Cárdenas del Campaniano-Maastrichtiano y del Cuaternario basaltos, conglomerado polimícticos y al final los depósitos de aluvión en los arroyos.

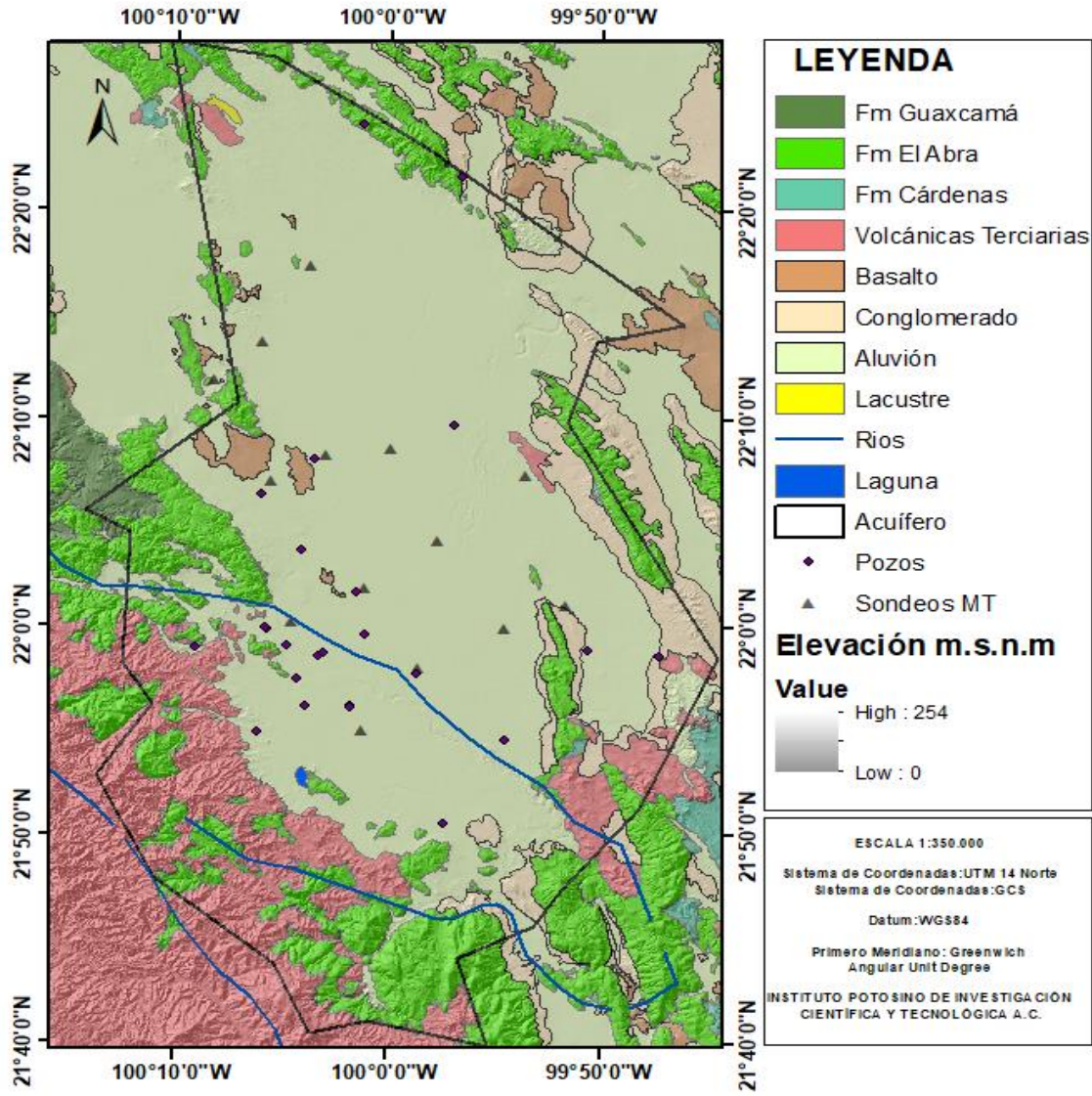


Figura 2.2 Mapa de geología regional (SGM, 2010)

Formación Guaxcamá (Berremiano-Aptiano) Kig

Nombrada informalmente por Martínez (1965 en Carrillo-Bravo 1971), corresponde a las rocas más antiguas en el área de estudio; es una secuencia evaporítica del Neocomiano-Aptiano datada de acuerdo a su contenido fósil de la especie *Colomiella recta*, se localiza en la porción central de la PVSL, cuya localidad tipo se ubica a 25 km, al suroeste del poblado de Cerritos, S.L.P., en los alrededores de la mina de Guaxcamá, constituida por yesos, anhidritas y selenitas bien estratificadas en capas de 5 a 50 cm de espesor. El color de las capas es de color gris claro a gris

oscuro, finamente bandeados, estas bandas contienen material arcilloso y el color de debe a la presencia de material carbonoso (Carrillo-Bravo; SGM 1971).

De acuerdo con datos de Petróleos Mexicanos en la perforación de un pozo que se realizó, se reportó que el subsuelo esta Formación tiene un espeso de 3000m.

Subyace a las rocas de la Formación El Abra, su contacto inferior no aflora dentro del área, en el subsuelo descansa en aparente concordancia sobre sedimentos de la Formación Valle de Guadalupe y discordantemente sobre sedimentos de la Formación Cahuasas.

Su depósito ocurrió en una cuenca cerrada, localizada sobre la PVSLP y separada del mar abierto, probablemente por barreras de tipo orgánico, esto último sugerido por la presencia de rocas arrecifales y post-arrecifales dentro de la secuencia evaporítica. Aflora en los anticlinales Santo Domingo, Guaxcamá y Sierra de Paloma, ubicadas al occidente del acuífero.

Formación El Abra (Albiano-Cenomaniano) Ka

El abra, cuyo término fue originalmente citado por Garfias (1915) y aplicado por primera vez por Power (1925) para designar las calizas de los campos petroleros de la Faja de Oro, más tarde Kellum (1930) la categorizo como Formación.

La Formación el Abra es una de las unidades litológicas ampliamente expuestas en la mayor parte de la PVSLP (Cserna-Gombos y Bellos –Barradas, 1963). Su localidad tipo está situada en la Sierra de El Abra, sobre la carretera Cd. Valles-Tampico a 10 Km al este de Ciudad Valles S.L.P. (Aguayo-Camargo, 1998); se distribuye desde la Ciudad del Maíz y Tamasopo hasta las cercanías de la ciudad de San Luis Potosí.

Esta se formó como producto de la sedimentación de aguas someras en la plataforma (Aguayo-Camargo, 1998); Muir (1930) dividió la Formación el Abra en dos facies: Facies-Taninul considerada la más antigua o subyaciendo a las Facies

del Abra, sin embargo Carillo(1971) clasificó dicha formación en tres facies principales de edades semejantes como: Facies Pre-Arrecifal (Tamabra), caliza con estratificaciones gruesa a delgada y aproximadamente de 1200 m de espesor; Facies Arrecifal (Taninul), caliza arrecifal de estructura masiva con un espesor aproximado de 1100 m y Facies Post –Arrecifal (El Abra), caliza de estratificación gruesa con 110 m de espesor.

Formación Tamasopo (KtCz)

Constituida por calizas de color gris claro, de estratificación media, con presencia de microfósiles y con vetillas de calcita sin dirección preferencial. Su espesor varía de 300 a 400 m. En los trabajos Petróleos Mexicanos está dividida en dos miembros: Inferior y Superior. Está expuesta en la porción noroccidental en donde manifiesta claramente una orientación preferencial NW-SE. Se correlaciona con la Formación San Felipe, con la parte media e inferior de la Formación Caracol y con parte de la Formación Soyatal. Sus sedimentos fueron depositados sobre una plataforma, en aguas someras y cálidas con alta energía, alejadas de las fuentes de material terrígeno.

Formación Cárdenas (Campaniano-Maestrichtiano) Kz

Descrita por Myers (1968), la cual divide en tres miembros, designadas informalmente, el inferior de 180 m de espesor de capas alternantes de lutita, arenisca y biospatita, el miembro medio de 445 m de lutita y limolita y el superior de 430 m de limolita, arenisca y biosparrudita.

Sus afloramientos se localizan al oriente del camino rio Verde-Arroyo Seco, y en las sierras San Francisco, El Vaquero, Lomas de Coyote, Cárdenas y Alaquines. Es una secuencia constituida de lutitas de color gris a café amarillento que intemperiza a café ocre, y en algunas partes con intercalaciones de margas y areniscas de grano fino con espesores de 10 a 60 cm.

Se le considera un depósito de tipo regresivo y los sedimentos que la constituyen son de aguas someras de alta energía con aporte de material terrígeno compuesto

de fragmentos de textura fina y fragmentos arenosos. Por su contenido microfaunístico se considera que se depositó desde principios de Coniaciano hasta finales de Maestrichtiano (Carrillo-Bravo, 1971)

TERCIARIO

Rocas volcánicas del terciario (TVS)

Las rocas volcánicas del terciario fueron agrupadas en este conjunto para simplificar la elaboración del mapa geológico del área de estudio, están compuestas por lavas de composición Riolitica, Andesítica, Dacita, Toba ácida, Riodacita, Riolita-Toba ácida.

Este paquete de rocas volcánicas sobreyacen discordantemente sobre la cobertura de rocas del Cretácico. La unidad volcánica inferior es una riolita-dacita, de textura porfídica, originadas por el emplazamiento de domos complejos, estas rocas acidas son afectadas por derrames de andesitas, seguido de una toba cristalina de composición riolitica, cubiertas por un vulcanismo explosivo de nubes ardientes que cambia la composición a derrames de andesitas que cubren las demás unidades volcánicas; todas ellas corresponden a la edad del Oligoceno (SGM, 2013).

La mayoría de estas rocas afloran en la parte SW del acuífero y muy pocas en la zona SO; de acuerdo a su dirección general se sugieren que puedan corresponder a emisiones fisurales, relacionadas posiblemente a procesos de distensión continental de las cuales en conjunto no se tienen un espesor aproximado (Carrillo-Bravo, 1971; Rivera Parra, 2009).

CUATERNARIO

Basalto (QB)

La Formación de estos basaltos están asociados a un vulcanismo fisural (fallas) abriendo paso a las lavas basálticas y en algunos casos a eventos explosivos, formando relieves de tipo mesetas.

Los basaltos son vesiculares de textura holocristalina intergranular. En superficie fresca son de color gris oscuro, y cuando presentan intemperismo moderado muestran tonalidades rojizas (SGM, 1971; Carrillo-Bravo, 1971). Se puede observar que esta unidad aflora de manera aislada en la parte noreste y occidental en el área de estudio con extensiones menores a un kilómetro cuadrado.

Conglomerado (Tcg)

Los conglomerados del cuaternario son unidades sedimentarias continentales representativas, constituidas por acumulación de fragmentos de margas, calizas, lutitas y areniscas de diferentes granulometrías, su tamaño varía desde unos cuantos centímetros hasta un metro, de forma subredondeada a subangulosas, soportado con un cementante arcillo-arenoso. Se presenta mal consolidado y sobreyace discordantemente a las rocas más antiguas, principalmente a las del Cretácico (Carrillo-Bravo, 1971). Se puede observar que afloran en las partes más bajas de la sierra, en lo que se conoce como pie de monte, ubicados principalmente en la parte occidental y suroriental del acuífero.

Aluvión (Qal)

El aluvión está constituido por depósitos aluviales y fluviales de granulometría heterogénea, producto de la erosión de las rocas y sedimentos de la región, debido a esto se pueden distinguir dos tipos de depósitos los químicos y los mecánicos. Los depósitos químicos están formados por sedimentos de calizas lacustres, caliches, travertinos y tierras silíceas; mientras que los de origen mecánico son clásticos de medios lacustres y fluviales con tamaños de gravas, arenas, limos y arcillas (Carrillo-Bravo, 1971; CONAGUA, 2013; CONAGUA, 2015; Hernández Martínez, 2008).

Sin embargo cabe mencionar que además una vez que aflora la Formación Guaxcamá, esta fue fácilmente erosionada debido a su composición y los sedimentos derivados de ella se mezclaron con los ya existentes, para rellenar los amplios valles de la zona media de San Luis Potosí.

Se puede observar que el aluvión cubre la mayor parte del área de estudio, principalmente en la porción central del acuífero y se estima que su espesor es de alrededor de 100 a 200 m (Carrillo-Bravo, 1971; CONAGUA, 2013, 2015; Hernández Martínez, 2008).

Geología estructural

La región en la que se ubica la zona de estudio ha sido afectada por dos grandes eventos de deformación, estos fueron ocasionados durante la orogenia Laramide, el primer evento de tipo compresivo y el segundo fue un régimen de tipo extensional. La primera deformación generó anticlinales estrechos, alargados y apretados, algunos simétricos y otros asimétricos, recumbentes en general con dirección NW-SE planos de foliación en la zona de charnela, plegamientos en zonas dúctiles, Algunos pliegues dieron origen a cabalgaduras, escamas tectónicas y fallamientos laterales por deformación dúctil-frágil, entre las estructuras de mayor tamaño se puede mencionar los anticlinales el Tapanco, Santo Domingo y el Rinconcito, así como los sinclinales San Antonio, La cañada y El Ciego.

La segunda deformación generó fallas de tipo normales en zonas de deformación frágil. Las estructuras de mayores dimensiones se localizan en la porción sur-central de la región del Anticlinorio de Huayacocotla y en el Anticlinorio Pisa Flores, con dirección NW (SGM, 2008; Rocha, 2008).

La plataforma VSLP se caracteriza por la abundancia de plegamientos cuyos ejes de simetría presentan una orientación general NW-SE y N-S, algunos de ellos afectados por fallas inversas menores a 20° , resultado de procesos de subducción desarrollados a fines del Cretácico y principios del Terciario (Pérez y Benítez, 1990) en el occidente del continente. Una de las fallas más importantes, está en las inmediaciones de la Formación Guaxcamá (Suter, 1987).

2.3 Hidrogeología

De acuerdo a la descripción de la geología del área de estudio, se pueden identificar dos acuíferos, el primero un acuífero somero y el segundo un acuífero profundo, localizados dentro de tres unidades hidrogeológicas: granular, fracturada y kárstica.

Así como la existencia de dos tipos de flujos el regional que alimenta al acuífero profundo y el flujo local alimenta al acuífero somero (Ballín-Cortés et al., 2004)

El acuífero somero es de tipo libre, heterogéneo y anisótropico, el cual está conformado por dos medios: el medio granular constituido por aluvión y conglomerado, es decir material de relleno no consolidado y semi-consolidado, de granulometría muy diversa, y el medio fracturado integrado por rocas volcánicas del terciario, las cuales presentan porosidad secundaria.

En el acuífero profundo es de tipo semi-confinado y confinado, hidrogeológicamente se encuentra en un medio kárstico fracturado, constituido por rocas calizas de la Formación el Abra, debido a las características del fracturamiento incrementadas por la disolución que presenta esta unidad, la conductividad hidráulica es elevada. Los manantiales existentes son alimentados exclusivamente con el agua que circula en este acuífero.

De acuerdo con la información del censo de aprovechamiento (CONAGUA, 2006) dentro de la zona de estudio se encuentran 575 aprovechamientos de agua subterránea y superficial: 470 están activos y 105 inactivos, de los aprovechamientos activos, 407 son pozos, 62 norias y 1 manantial, de los cuales la mayor parte se encuentran en los municipios de Rioverde, Ciudad Fernández y El Refugio.

Adicionalmente se contó con información previa de 26 pozos en la zona de estudio (CONAGUA 2006), que contiene ID, ubicación en coordenadas UTM, municipio al que pertenece, datos de profundidad y litología de cada pozo censado. La profundidad máxima registrada es de 360 m localizado en material de basalto y caliza en el municipio de Rioverde, mientras que el pozo más somero cuenta con 70 m de profundidad y la litología corresponde a material sedimentario detrítico (limo-arcilloso), ubicado en el municipio de Cd. Fernández. Tal como se muestra en la (Tabla 2.1) (CONAGUA, 2006). Esta información ayudará a correlacionar con más detalle estudios previos y actuales.

Tabla 2.1 Datos de pozos distribuidos dentro del acuífero Río verde (CONAGUA, 2006)

CLAVE DEL POZO	Coordenadas UTM (ZONA 14)		MUNICIPIO	PROF(m)	MATERIAL
	(X)	(Y)			
BOQ	418612.401	2430453.83	Rioverde	200	Conglomerado e Ignimbrita Riolitica
ELM	394919.06	2432512.45	Cd. Fernández	70	Limo arcilloso
ERI	386568.14	2445000.09	Cd. Fernández	200	Limo arcilloso
LAU	389820.79	2439975.21	Cd. Fernández	200	Conglomerados arenas y arcillas
LOT	393624.09	2426208.61	Cd. Fernández	200	Conglomerados, arenas y limos.
LR	386888.63	2433019.81	Cd. Fernández	141	Calizas
MAG	401126.60	2415662.81	Rioverde	150	Grava y arenas
MAR	391146.17	2430646.13	Rioverde	182	Gravilla y Arena
NOV	391146.17	2430646.13	Cd. Fernández	200	Basalto, Grava y Arena
NOV-2	391486.08	2430880.65	Cd. Fernández	200	Gravilla y lomo arcillosos
OAS	388592.14	2431538.83	Cd. Fernández	84	Limo arcilloso y grava
OTO	393713.6	2426058.11	Cd. Fernández	200	Arenas y arcillas
P20	389329.91	2428629.62	Cd. Fernández	181	Arenas y gravillas
P52	394854.07	2477689.04	Villa Juárez	150	Caliza
P141	406144.66	2423032.54	Rioverde	150	Arenas y gravas
P142-4	399089.26	2428939.41	Rioverde	350	Arenas y gravas
P143	402076.04	2451060.82	Rioverde	350	Conglomerados y arcillas
P156	394215.16	2436256.48	Rioverde	230	Sin muestra
P160	402780.47	2473039.77	Cd. Del Maíz	200	Conglomerado y caliza
PAS	390898.89	2447980.07	Rioverde	100	Arcilla y basalto
RLR	386833.15	2433157.22	Cd. Fernández	45	Arcilla y Arena
SAND	386144.35	2423887.19	Rioverde	200	Arcillas y arenas.
SAS	390073.409	2426136.87	Rioverde	204	Arenas, gravas y Caliza
SJDG	-	-	Rioverde	316.2	Conglomerado y Calizas
ST2	412855.59	2431026.42	Rioverde	360	Basalto y Caliza
TEC	381203.726	2431415.567	Rioverde	120	Toba y Andesita

La zona de recarga del acuífero profundo, es alimentada por las regiones más altas, a través de las calizas de la Formación el Abra, que está integrada por diferentes sierras, y en algunas zonas también es alimentado por rocas volcánicas, por efectos de permeabilidad secundaria. En las zonas más bajas que corresponden al valle, la fuente recarga se encuentra en el aluvión y conglomerado. La zona de descarga es el producto de la extracción de bombeo (191.2 Mm³ anuales), evapotranspiración, flujo base del Rioverde y a través de los manantiales (185.7 Mm³). (CONAGUA, 2006).

Secciones Hidrogeológicas

Para observar mejor la hidrogeología antes descrita, se realizaron cuatro perfiles litológicos en las mismas direcciones de los perfiles magnetotelúricos y paralelos a ellos que servirán de comparación. A continuación, se presentan los perfiles geológicos y una breve descripción de ellos, cabe mencionar que existen dos direcciones de flujo del acuífero subterráneo, de norte a sur en la porción norte del acuífero y de oeste a este en la parte centro – sur (CONAGUA, 2015; Urbano, 2017).

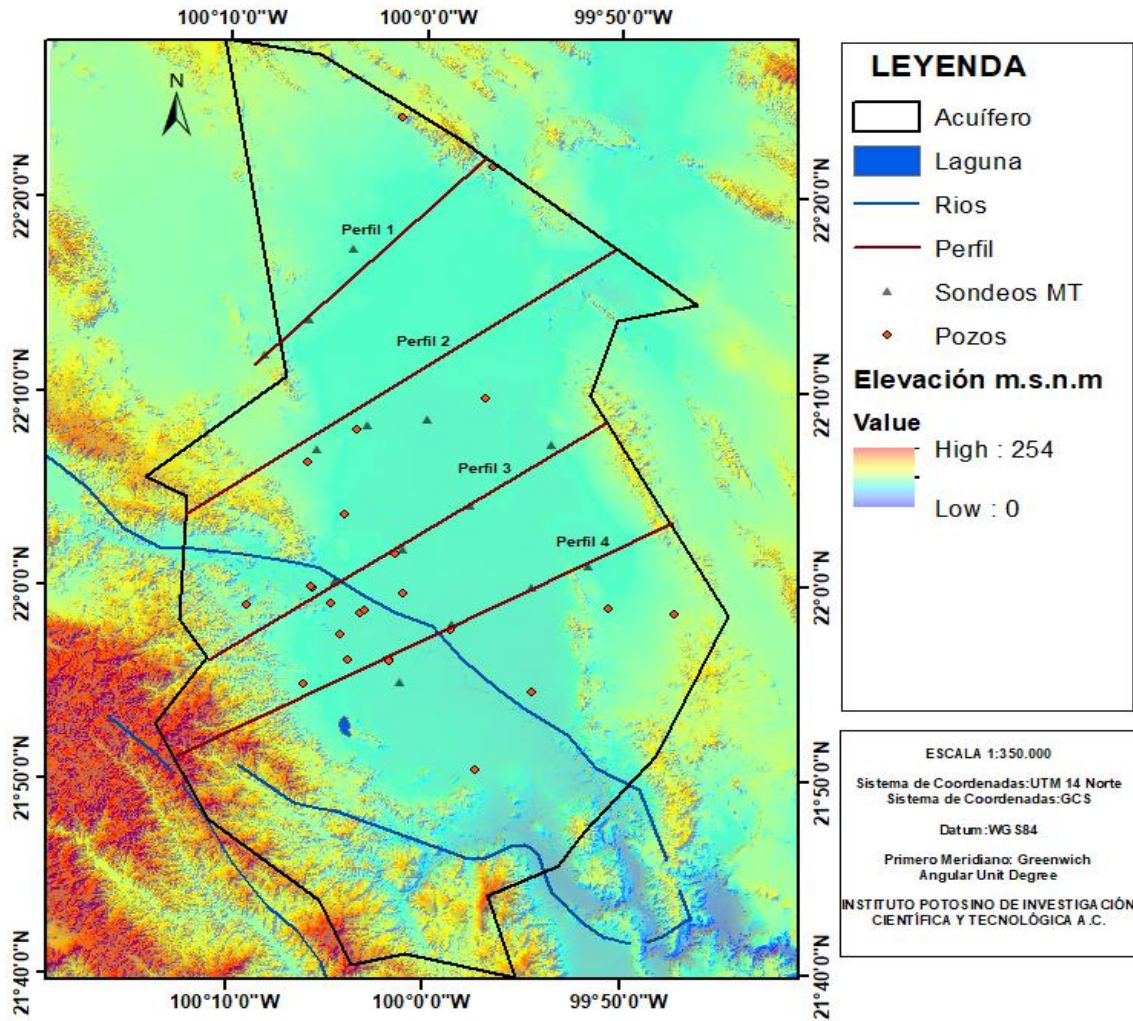


Figura 2.3 Mapa de la ubicación de las secciones hidrogeológicas

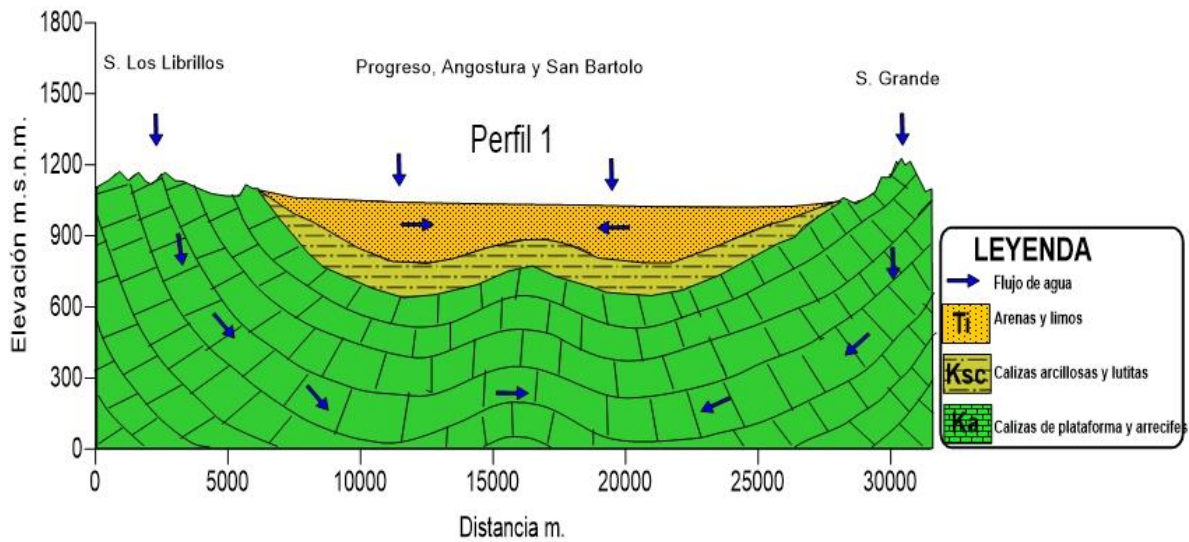


Figura 2.4 Perfil hidrogeológico 1 con dirección NE- SW

En el perfil 1 que se encuentra en la parte norte del área de estudio con dirección Sur-Oeste, abarca los poblados del Progreso, Angostura y San Bartolo, las calizas tienen un mayor afloramiento en los laterales, teniendo una elevación aproximada entre 12000 a 1250 m.s.n.m., con una mayor exposición de ellas en la parte oeste. Mientras que en la parte central se presenta un pequeño afloramiento de las calizas, Siendo para este perfil la Sierra de los Librillos la zona de mayor recarga principal para el acuífero profundo, mientras en su gran mayoría material sedimentario siendo el flujo local.

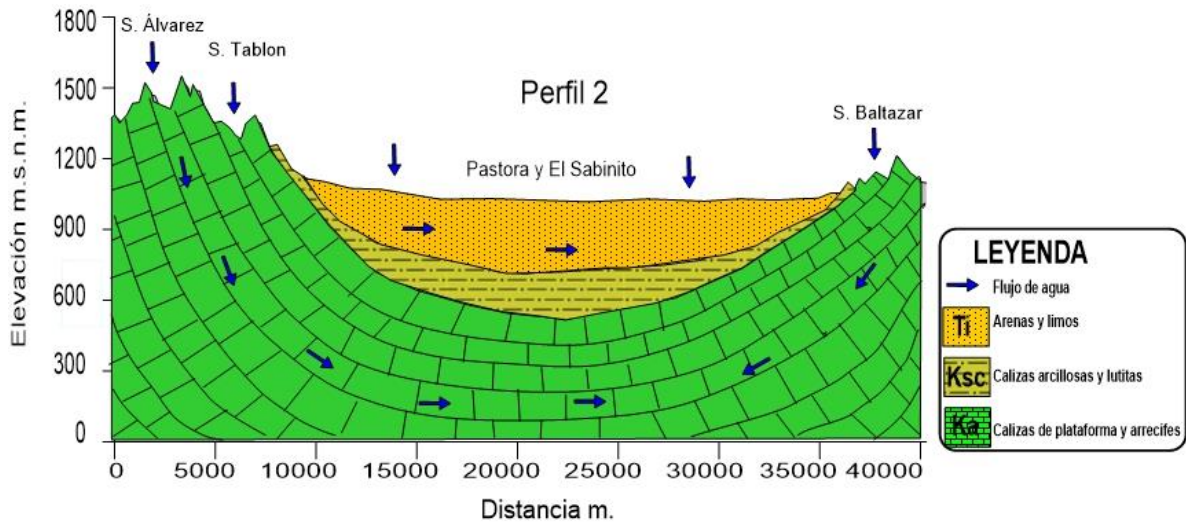


Figura 2.5 Perfil hidrológico 2, con extensión de 40 km.

Para el perfil 2 (Figura 2.5) ubicado dentro de los La Pastora y El Sabinito En esta sección la Formación el Abra, está constituida por la Sierra de Álvarez y La Sierra El tablón teniendo una gran extensión para la zona de recarga regional dirigiéndose hacia la Sierra Baltazar, encontrando un pequeño afloramiento de la Formación Cárdenas en las inmediaciones de la sierra el tablón y Sierra Baltazar, con una dirección del flujo muy preferencial en dirección oeste este.

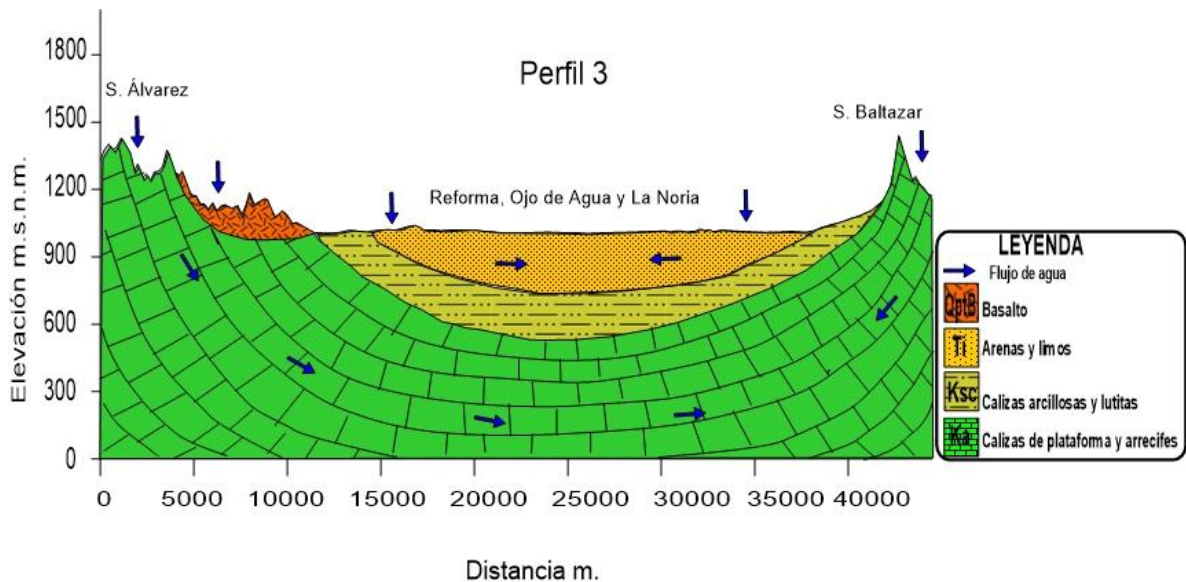


Figura 2.6 Perfil hidrológico 3

En este perfil ubicado en la parte central del acuífero, en dirección suroeste, abarca los municipios de Reforma, Ojo de Agua y La Noria. Se observa una mayor exposición de las Calizas del cretácico, afloramiento de material volcánico y sedimentario.

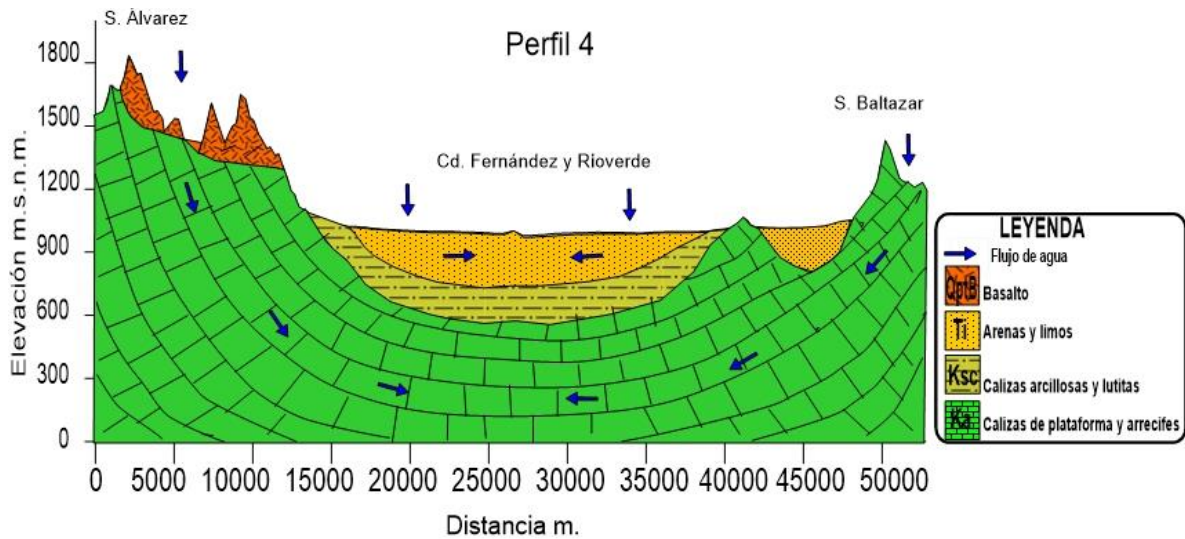


Figura 2.7 Perfil hidrogeológico 4

En este perfil localizado más hacia el sur, ubicado cerca de los poblados de Rioverde y Ciudad Fernández, se observan afloramientos de las calizas de la Sierra de Álvarez, material volcánico fracturado, un pequeño afloramiento en la zona este y la Sierra Baltazar; aquí se observa que la recarga regional es alimentada por las calizas y una porción por permeabilidad secundaria a través del material volcánico, mientras que en la parte central es alimentado por material sedimentario y una porción pequeña por material carbonatado.

3. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

3.1 Métodos electromagnéticos

Los métodos electromagnéticos son importantes en la geofísica, porque gracias a ellos se pueden proporcionar algunas características del interior del subsuelo a través de imágenes geoelectricas. Existen una gran gama de técnicas electromagnéticas, métodos de sondeo, aplicaciones y procedimientos de interpretación. El objetivo de cada técnica es medir la relación que existe entre el campo eléctrico y magnético a través de un receptor en la superficie del terreno y la fuente electromagnética, esta puede ser natural y artificial (Nabighian, 1987).

Ecuaciones de Maxwell

Maxwell fue el primero en introducir las ecuaciones matemáticas y leyes físicas que describen los campos electromagnéticos (Hofmann, 2006; Reitz, 1986).

Las ecuaciones de Maxwell están constituidas por cuatro ecuaciones fundamentales de las cuales dos pertenecen a campos escalares y dos a campos vectoriales estas se pueden expresar en forma de sistema internacional (SI), a continuación, se presenta cada una de estas.

Ley de Faraday

$$\nabla \times E = -\frac{(\partial B)}{(\partial t)} \quad (3.1)$$

Ley de Ampere

$$\nabla \times H = J + \frac{(\partial D)}{(\partial t)} \quad (3.2)$$

Ley de Gauss para el campo eléctrico

$$\nabla \cdot \mathbf{D} = \rho_V \quad (3.3)$$

Ley de Gauss para el magnetismo

$$\nabla \cdot \mathbf{B} = 0 \quad (3.4)$$

Dónde: \mathbf{E} (V/m) y \mathbf{H} (A/m) son campos magnéticos y eléctricos, \mathbf{B} es la inducción magnética (T), \mathbf{D} (C/ m²) es la corriente de desplazamiento, \mathbf{J} (A/m²) densidad de corriente, $\partial \mathbf{D} / \partial t$ es variación del desplazamiento de la corriente y ρ densidad de carga eléctrica bajo cargas libres (C/ m³).

En la ecuación 1 representa la ley de Faraday donde establece que un campo magnético es producido por una corriente eléctrica y por un campo eléctrico variable en el tiempo.

La ley de Ampere está definida por la ecuación 2, la cual dice que cualquier espira cerrada de corriente eléctrica tendrá un campo magnético proporcional al flujo total de la corriente. Si se asume que las corrientes de desplazamiento son invariantes en el tiempo.

La ecuación 3 y 4 son la ley de Gauss para representar el campo magnético y el campo eléctrico. En ella se menciona que no existen cargas magnéticas libres, esto quiere decir que no existen monopolos magnéticos.

3.2 Relaciones constitutivas

Para solucionar problemas de prospección geofísica es importante utilizar las ecuaciones constitutivas que son constantes escalares (σ , ϵ , y μ) que ayudan a simplificar y modificar las ecuaciones de Maxwell. Para tener una idea más clara de la dependencia que existe entre ellas se presenta a continuación.

$$J = \sigma E \quad (3.5)$$

$$D = \epsilon E \quad (3.6)$$

$$B = \mu H \quad (3.7)$$

Donde

$\epsilon \equiv$ permitividad eléctrica o constante dieléctrica

$\mu \equiv$ permeabilidad magnética

$\sigma \equiv$ conductividad eléctrica

La ecuación 3.5 relaciona linealmente la densidad de corriente eléctrica con la Intensidad del campo eléctrico. Donde la conductividad eléctrica (σ) es una medida de la respuesta de las cargas libres de un medio bajo la influencia de un campo eléctrico externo.

La relación del campo eléctrico con la constante $\epsilon_{\text{vacío}} = \epsilon_0 = 8.85 \times 10^{12} \text{ C/m}^2$ es definida como la capacidad de un material a polarizarse en respuesta a la aplicación de un campo eléctrico, y disminuir el campo interno del material (ecuación 6).

La constante de proporcionalidad μ define la relación entre la intensidad del campo magnético externo y la inducción magnética (Ecu 3.7). Para la mayoría de los materiales y para el aire, μ puede aproximarse a su valor en el vacío $\mu_{\text{vacío}} \equiv \mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \text{ N/A}^2$, sin embargo, existen materiales con variabilidad magnética llamados paramagnéticos $\mu/\mu_0 > 1$, diamagnéticos $\mu/\mu_0 < 1$ y no-magnéticos $\mu/\mu_0 = 1$.

Ecuaciones de la onda electromagnética

Las ecuaciones de Maxwell permiten deducir las ecuaciones de propagación de las ondas electromagnéticas en diferentes medios. La asociación que guardan estas con las relaciones constitutivas queda expresada de la manera siguiente:

$$\nabla \times E = \mu \frac{(\partial H)}{(\partial t)} \quad (3.8)$$

$$\nabla \times H = \sigma E + \varepsilon \frac{(\partial E)}{(\partial t)} \quad (3.9)$$

$$\nabla \cdot E = \frac{q_e}{\varepsilon} \quad (3.10)$$

$$\nabla \cdot H = \rho_v \quad (3.11)$$

Aplicando el rotacional a las leyes de Ampere y Faraday (Ec. 3.8 y 3.9), y asumiendo la continuidad del campo eléctrico y magnético en medios homogéneos, se obtienen las ecuaciones de onda para los campos E y H, (Ec. 3.12 y 3.13) en el dominio del tiempo. A través de la solución obtenida se pueden extraer información de sus propiedades de propagación en el medio como la velocidad (v), longitud de onda (λ), penetración nominal (δ) e impedancia de onda (Z).

$$\nabla^2 E - \mu \mathcal{E} + \frac{(\partial^2 E)}{(\partial t^2)} - \sigma \mu + \frac{(\partial E)}{(\partial t)} = 0 \quad (3.12)$$

$$\nabla^2 H - \mu \mathcal{E} + \frac{(\partial^2 H)}{(\partial t^2)} - \sigma \mu + \frac{(\partial H)}{(\partial t)} = 0 \quad (3.13)$$

Las ecuaciones de onda para el campo eléctrico y magnético, al ser expresadas en dominio de la frecuencia, son llamadas ecuaciones de Helmholtz y son presentadas (Ward y Hohmann, 1988).

$$\nabla^2 E - (\mu \mathcal{E} \omega^2 - i \sigma \mu \omega) E = 0 \quad (3.14)$$

$$\nabla^2 H - (\mu \mathcal{E} \omega^2 - i \sigma \mu \omega) H = 0 \quad (3.15)$$

A partir de estas ecuaciones se puede obtener la constante de propagación electromagnética γ^2 , esta es una constante compleja, y se expresa:

$$\gamma^2 - \mu \mathcal{E} \omega^2 + i \sigma \mu \omega = 0 \quad (3.16)$$

$$\gamma = \alpha - i\beta \quad (3.17)$$

A la parte real se le conoce como α que representa la constante de fase y la parte imaginaria es la constante de atenuación β , tanto α como β son calculadas con los parámetros μ , ϵ y σ (propiedades del medio) de Y^2 .

3.3 Fundamentos básicos del método magnetotelúrico (MT)

El método Magnetotelúrico (MT) es una técnica geofísica de exploración pasiva, este tiene la capacidad de caracterizar propiedades eléctricas del subsuelo, especialmente la conductividad eléctrica, utilizando un amplio espectro de las variaciones magnéticas naturales como fuentes de energía para la inducción electromagnética en la Tierra (Vozoff, 1991). Las características de la fuente ayudan a alcanzar profundidades mayores que con otro método eléctrico no se lograría.

El método MT se basa en el fenómeno de la inducción de un campo magnético, es decir, se tiene fuente primaria para este caso el campo natural de la Tierra, se induce corrientes secundarias en el subsuelo, dichas corrientes generan un campo secundario y posteriormente son medidos en superficie con equipos y sensores especializados.

Clasificación de los Métodos Magnetotelúricos

Los métodos electromagnéticos tienen una gran variedad de clasificación, de acuerdo al tipo de fuente a utilizar o bien por el rango de frecuencias adquiridas. El método Magnetotelúrico tiene subdivisiones basadas también en el tipo de fuente (Tabla 3.1).

Tabla 3.1 Clasificación del método MT de acuerdo al tipo de fuente (Simpson y Barh, 2005; Hersir y Árnanson, 2009; Smirnov et al., 2008)

TÉCNICA	FUENTE NATURAL		
	Rango de Frecuencias (Hz.)	Rango de Periodos (s)	Profundidad
Magnetotelúrico (MT)	$1 \times 10^{-4} - 1 \times 10^1$	$10^{-1} - 10^4$	1-250 km
Audiomagnetotelúrico (AMT)	$1 \times 10^1 - 1 \times 10^4$	$10^{-4} - 10^1$	0.1-5 km
	FUENTE ARTIFICIAL		

Audiomagnetotelúrico con fuente Artificial (CSAMT)	$1 \times 10^3 - 15 \times 10^3$	$10^{-5} - 10^{-4}$	10m-1.5 km
Audiomagnetotelúrico(RMT)	$15 \times 10^3 - 15 \times 10^6$	$10^{-6} - 10^{-5}$	0-5 km

Fuentes del campo magnético

Los sondeos MT utilizan el campo electromagnético inducido en el subsuelo, las fuentes son originadas por fenómenos naturales ocurridos en la superficie de la Tierra, como tormentas eléctricas y la interacción que existe entre el viento solar y la magnetósfera. Estos fenómenos oscilan en una banda de periodos entre $\approx 10^{-1}$ a $\approx 10^4$ segundos.

Los campos con frecuencias menores a 1Hz se generan principalmente por la interacción del viento solar con el campo magnético terrestre. A medida que el viento solar emite corrientes de iones, viaja al espacio y perturban el campo magnético de la superficie, provocando frecuencias bajas incidentes en el interior de la Tierra (). Las frecuencias mayores a 1Hz se producen por tormentas eléctricas que ocurren alrededor del planeta generalmente cerca del ecuador y cuya energía se transmite a través de la cavidad formada entre la ionósfera y la superficie terrestre.

Los campos producidos dentro del rango de frecuencias entre 10^{-4} Hz a 10^3 Hz tienen un principal interés debido a su gran profundidad de investigación.

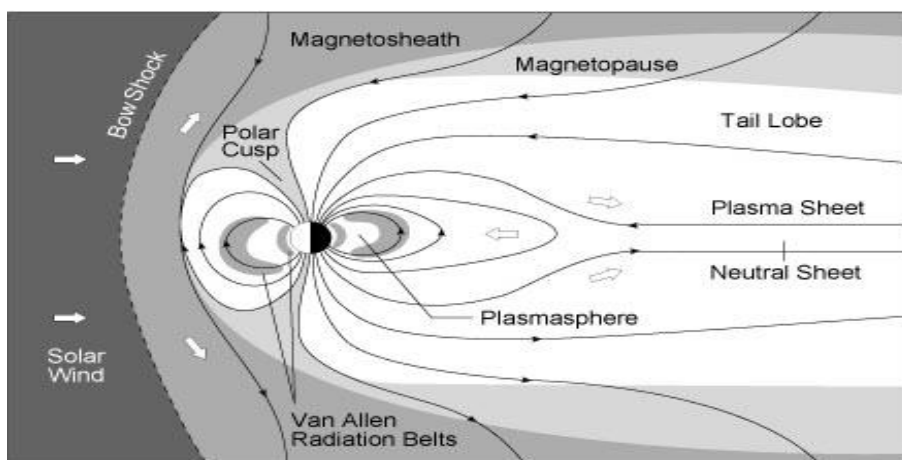


Figura 3.1 Distorsión de la magnetosfera por interacción del viento solar (Lang, 2010)

3.4 Asunciones teóricas para el método MT

Para aplicar las ecuaciones de Maxwell sobre la Tierra y trabajar en la técnica MT es importante considerar ciertos criterios. Estas asunciones son las siguientes (Simpson y Bahr, 2005):

- a) Se considera que las ecuaciones de Maxwell se cumplen sobre la Tierra y además se considera un medio pasivo porque sólo absorbe o disipa energía electromagnética.
- b) Todos los campos electromagnéticos deben ser tratados como conservativos y se trabaja en el dominio lejos de sus fuentes.
- c) Los campos electromagnéticos de fuente natural originado por corrientes de la ionosfera, se encuentra suficientemente lejos de la superficie terrestre, es por ello que pueden tratarse como ondas electromagnéticas planas y uniformes, que inciden sobre el suelo casi vertical.
- d) Se asume que no existe acumulación de cargas libres en un medio estratificado; sin embargo, en un medio multidimensional puede existir acumulación de cargas a lo largo de las discontinuidades provocando un fenómeno no inductivo llamado static shift.
- e) El tratamiento de la inducción electromagnética de la Tierra se considera un proceso de difusión, porque las corrientes de desplazamiento variantes en el tiempo son muy pequeñas en comparación con las corrientes de conducción variantes en el tiempo y el campo de desplazamiento es cuasi-estático.
- f) Si existe variación en la permitividad eléctrica ϵ y permeabilidad magnética μ de las rocas, se supone insignificante en comparación con las variaciones en la conductividad eléctrica σ de las rocas.

De acuerdo a las asunciones anteriores y a la aproximación cuasi-estática (Ledo, 1996) las ecuaciones de Maxwell quedan expresadas en el dominio de la frecuencia, para el método MT en términos de propiedades del medio de la siguiente forma (Zhdanov, 2009):

$$\nabla \times E = -i\omega\mu H$$

(3.18)

$$\nabla \times H = \sigma J \quad (3.19)$$

$$\nabla \cdot E = 0 \quad (3.20)$$

$$\nabla \cdot H = 0 \quad (3.21)$$

3.5 Funciones de transferencia Magnetotelúrica

Las funciones de transferencia son operadores utilizados para caracterizar las relaciones de entrada – salida de componentes o de sistemas, que se describen mediante ecuaciones lineales (Ogata, 2003). Para la técnica MT estas funciones ayudaran a relacionar las componentes del campo magnético (H) y campo eléctrico (E) para conocer las variaciones eléctricas del medio.

Tensor de Impedancia

La impedancia o también conocido como función de transferencia magnetotelúrica es un concepto muy importante en prospección MT porque a través de ella, se obtiene información sobre las características geoelectricas del subsuelo a diferentes profundidades. La impedancia (Z) es la relación lineal que existe entre las componentes horizontales del campo eléctrico (E) y el campo magnético (H) generalmente es representado en el dominio de la frecuencia de la siguiente manera (Cantwell, 1960):

$$E = ZH$$

(3.22)

En forma general es expresada en un tensor de orden dos en coordenadas cartesianas (x, y horizontal y z en dirección positiva) que puede ser escrita como:

$$\begin{pmatrix} E_x \\ E_y \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} H_x \\ H_y \end{pmatrix} \quad (3.23)$$

De acuerdo a lo anterior los elementos del tensor Z_{ij} son calculados a partir de los cross-power o “productos cruzados” que existen entre las componentes del campo electromagnético, utilizando complejos conjugados, obteniendo promedios en diferentes bandas de frecuencia (Madden y Nelson, 1964).

Resistividad aparente y fase

La resistividad aparente y ángulo de fase para un medio homogéneo o estratificado, a una frecuencia específica, se estiman a partir del tensor de impedancia, con las siguientes expresiones (Vozoff, 1972)

$$\rho_{ij(\omega)} = \frac{1}{\mu\omega} \left| \frac{E_i(\omega)}{H_j(\omega)} \right|^2 = \frac{1}{\mu\omega} |Z_{ij}(\omega)|^2 [\Omega. m] \quad (3.24)$$

$$\phi_{ij} = \arctan \left(\frac{Im(Z_{ij})}{Re(Z_{ij})} \right) [^\circ] \quad (3.25)$$

La resistividad es una propiedad física del medio, mientras que la resistividad aparente es la relación que tiene con el medio y como es medido desde la superficie. Cabe mencionar que cuando el medio no es homogéneo la distribución de la resistividad aparente cambia de acuerdo a la dirección de medición de los campos electromagnéticos.

La fase es el ángulo que existen entre las componentes el campo eléctrico y magnético (Vozoff, 1989) siendo de 45° o $\pi/4$ rad para todas las frecuencias, sin embargo, este valor incrementa cuando viajan por materiales conductivos y decae cuando pasa por medios resistivos. La resistividad aparente como la fase brindan información sobre el comportamiento eléctrico de las estructuras en el subsuelo (Naidu, 2012).

Función de transferencia geomagnética o Tipper

El tipper (T) es una función que representa de forma vectorial la relación de la componente vertical (H_z) con las componentes horizontales (H_x , H_y) del campo magnético, sirve para conocer anomalías laterales de la conductividad en el medio, esta se expresa en el dominio de la frecuencia de la siguiente manera (Vozoff, 1972).

$$H_z = [T_x \ T_y] \cdot \begin{bmatrix} H_x \\ H_y \end{bmatrix} \quad (3.26)$$

De acuerdo al carácter vectorial del tipper, su magnitud y fase están representados de la siguiente manera:

$$|T| = \sqrt{|T_x|^2 + |T_y|^2} \quad (3.27)$$

$$\theta = \tan^{-1} \left(\frac{T_x}{T_y} \right) \quad (3.28)$$

La magnitud del tipper generalmente es menor que uno, oscila en los rangos 0.1 - 0.5 en medios 2D, y dirección perpendicular a la dirección de la estructura, si no

existen anomalías conductoras laterales H_z es nulo y la magnitud es cero, es cuando se habla de un comportamiento geoelectrico 1D (Arzate, 2009).

Los elementos del tipper (T_x, T_y) son vectores complejos, a partir de la parte real se obtienen los vectores de inducción, de acuerdo a la conversión de Parkinson (1959) estos apuntan hacia zonas de concentraciones conductoras, estos vectores de inducción son independientes de la impedancia (Jones, 1988).

El tipper es un parámetro adicional para conocer la dimensionalidad y direccional del medio, distorsión galvánica (Maestri et al., 2004) y ayuda a resolver el problema de ambigüedad del strike (Pedersen y Engels, 2005).

Penetración Nominal o *Skin Depth*

El concepto de skin depth (δ) o “profundidad de penetración”, es la distancia de los campos electromagnéticos considerados como onda plana que viaja en un medio homogéneo y esta expresada por (Vozoff, 1972):

$$\delta = 0.503\sqrt{\rho T} \quad (3.29)$$

Donde δ está en m, la resistividad aparente en $\Omega.m$ y el periodo T de la onda en s. Su amplitud decrece exponencialmente en un factor de $1/e \approx 0.368$ cerca de un 37% desde la superficie hasta que ingresa al medio de propagación, la tasa atenuación de la amplitud depende de la conductividad del medio y la frecuencia; la atenuación incrementa cuando existe un medio muy conductivo (Orellana, 1974).

Dimensionalidad geoelectrica

La dimensionalidad o distribución espacial de los datos MT ayuda a evaluar las propiedades de las estructuras eléctricas del subsuelo, calculándose a través del comportamiento del tensor de impedancia en función de la frecuencia.

Existen tres casos de dimensionalidad geoelectrica: unidimensionales (1D), bidimensionales (2D) y tridimensionales (3D) (Figura 3.2), para cada caso el comportamiento del tensor de impedancia es diferente.

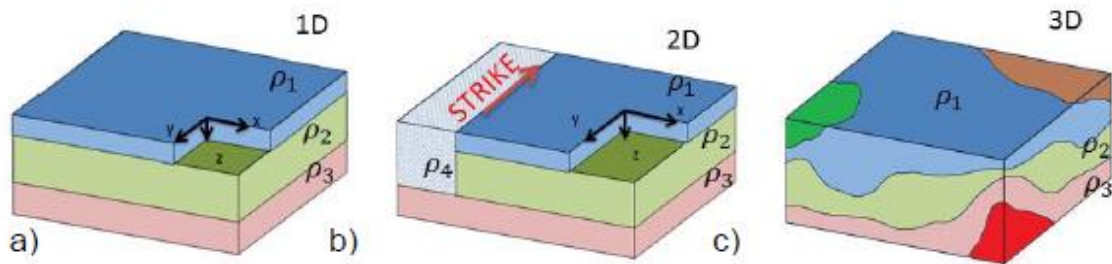


Figura 3.2 Representación de las estructuras dimensionales geoelectricas a) medio unidimensional, b) medio bidimensional y c) medio tridimensional (Martí, 2006; Piña- Varas, 2014).

En la distribución unidimensional (1D) de la Tierra en donde la conductividad varía solo con la profundidad, se habla de un medio en forma de capas, isotrópica y homogénea, medios geológicos que pueden ser unidimensionales son las cuencas sedimentarias o cuencas marinas que han pasado por un proceso de estratificación estable (Corbo, 2013). Los elementos del tensor de impedancia, $Z_{xx} = Z_{yy} = 0$, o muy próximo a cero, mientras que las componentes de la antidiagonal serán de la misma magnitud pero de signo diferente, representado como:

$$Z_{1D} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ -Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} \quad (3.30)$$

Cuando la conductividad se desplaza en dos direcciones, es decir a lo largo de la dirección horizontal y vertical (profundidad) se habla de un caso bidimensional (2D), producto de comportamientos geológico estructurales como: fallas, fracturas diques intrusivos y mineralizaciones. Las componentes del tensor de impedancias Z_{xx} y Z_{yy} son de magnitud nula, al igual que el caso 1D, mientras Z_{xy} y Z_{yx} son diferentes, el tensor de impedancia se representa:

$$Z_{2D} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} \quad (3.31)$$

En medios bidimensionales existen dos conceptos importantes, el strike que es la dirección de flujo de corriente eléctrica donde se mantiene constante, definiendo la estructura geoelectrica principal y la direccionalidad indicando la dirección preferencial de la estructura geoelectrica con respecto a los ejes geomagnéticos, desacoplándose en dos modos: transverso magnético (TM) y transverso eléctrico (TE) (Figura 3.3).

Se habla de modo eléctrico (TE), sí el campo eléctrico E_x es el campo primario y es paralelo al *strike* ($Z_{||}$) y de polarización magnética (TM) cuando ahora el campo magnético H_x se encuentra paralelo al *strike* ($Z_{||}$) y el campo eléctrico perpendicular (Z_{\perp}) a la estructura, teniendo como resultado dos resistividades y dos fases una paralela y otra perpendicular al strike (Teklensebet, 2012) (Figura 3.3). El TM tiene la característica de modelar limites donde hay variaciones resistivas, mientras que el TE es capaz de unir conductores aislados, simplificando los problemas de valores de frontera (Pedersen y Engels, 2005 Berbesi, 2005). Donde el tensor de impedancia en términos de modos se expresa:

$$Z_{2D} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{xy} \\ Z_{yx} & 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{TE} \\ Z_{TM} & 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & Z_{||} \\ Z_{\perp} & 0 \end{bmatrix} \quad (3.32)$$

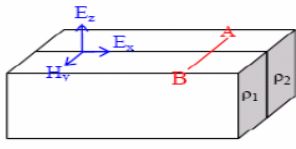
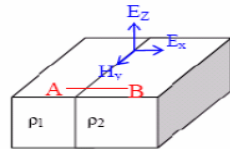
	Modo TE o polarización E	Modo TM o polarización H								
Resistividad Aparente	Decae de forma continua sobre el contacto. Este decaimiento se hace más rápido si la frecuencia aumenta.	Decae de forma abrupta sobre el contacto. La tasa de decaimiento se determina por el skin-depth								
Diferencia de fase	 <p style="text-align: center;">$\rho_1 > \rho_2$</p> <table border="1" style="width: 100%; text-align: center;"> <tr> <td>Izquierda del perfil AB</td> <td>Derecha del perfil AB</td> </tr> <tr> <td>σ aumenta $\Phi > 45^\circ$</td> <td>ρ aumenta $\Phi < 45^\circ$</td> </tr> </table>	Izquierda del perfil AB	Derecha del perfil AB	σ aumenta $\Phi > 45^\circ$	ρ aumenta $\Phi < 45^\circ$	 <p style="text-align: center;">$\rho_1 > \rho_2$</p> <table border="1" style="width: 100%; text-align: center;"> <tr> <td>Izquierda del perfil AB</td> <td>Derecha del perfil AB</td> </tr> <tr> <td>ρ aumenta $\Phi < 45^\circ$</td> <td>σ aumenta $\Phi > 45^\circ$</td> </tr> </table>	Izquierda del perfil AB	Derecha del perfil AB	ρ aumenta $\Phi < 45^\circ$	σ aumenta $\Phi > 45^\circ$
Izquierda del perfil AB	Derecha del perfil AB									
σ aumenta $\Phi > 45^\circ$	ρ aumenta $\Phi < 45^\circ$									
Izquierda del perfil AB	Derecha del perfil AB									
ρ aumenta $\Phi < 45^\circ$	σ aumenta $\Phi > 45^\circ$									

Figura 3.3 Características de la resistividad aparente y fase de cada uno de los modos TE y TM (Persson, 2001).

Cuando se realizan las mediciones MT y los ejes coordenados no coinciden con los la dirección preferencial de la estructura regional, entonces el tensor de impedancia debe ser rotado a un θ o α (Figura 3.4) utilizando:

$$Z_{obs} = RZ_{2D}R^T \quad (3.33)$$

$$R = \begin{bmatrix} \cos\theta & \text{sen}\theta \\ -\text{sen}\theta & \cos\theta \end{bmatrix} \quad (3.34)$$

Donde R es el operador de rotación y su transpuesta R^T , Z_{obs} es la matriz de impedancia observada, Z_{2D} matriz de impedancia 2D, medida en un sistema de referencia N-S y el ángulo θ azimut del strike. (Turkoglu, 2009).

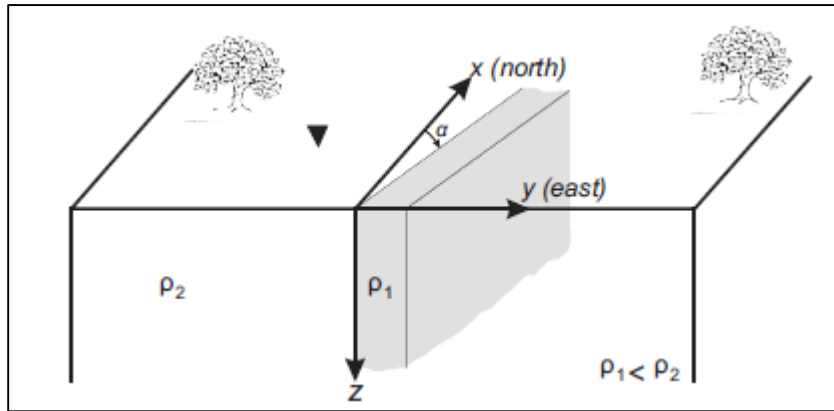


Figura 3.4 Modelo 2D de un dique (strike) con una rotación de $\alpha=30^\circ$ con respecto al norte magnético (Turkoglu, 2009)

Finalmente está el caso de la Tierra tridimensional (3D), es cuando el medio es anisótropo y sus variaciones son continuas en todas direcciones, entonces la diagonal del tensor de impedancias es diferente de cero y todos sus elementos son distintos y diferentes entre ellos, es decir, $Z_{xx} \neq Z_{yy} \neq Z_{yy} \neq Z_{xx}$ quedando expresado el tensor de impedancia, en forma general como:

$$Z_{3D} = \begin{bmatrix} Z_{xx} & Z_{xy} \\ Z_{yx} & Z_{yy} \end{bmatrix} = Z = \begin{bmatrix} \text{Re}Z_{xx} & \text{Re}Z_{xy} \\ \text{Re}Z_{yx} & \text{Re}Z_{yy} \end{bmatrix} + i \begin{bmatrix} \text{Im}Z_{xx} & \text{Im}Z_{xy} \\ \text{Im}Z_{yx} & \text{Im}Z_{yy} \end{bmatrix} \quad (3.35)$$

3.6 Distorsiones electromagnéticas

Las distorsiones electromagnéticas son la alteración de la respuesta inductiva regional causada por la acumulación de cargas eléctricas y por inducción excesiva de corrientes, producto de cambios abruptos en la topografía y cuerpos o heterogeneidades superficiales locales. Dichas distorsiones son de dos tipos: la primera es la distorsión galvánica conocida también como Static Shift y la distorsión inductiva (Jiracek, 1990).

El efecto galvánico es originado por la alteración del campo eléctrico primario, ocasionado por la interacción con zonas de exceso de carga y la presencia de

cuerpos superficiales locales de mayor o menor conductividad provocando campos eléctricos secundarios (Bahr, 1988; Jiracek, 1990). Como ejemplo se tiene la inclusión de un cuerpo conductor ($\sigma_1 > \sigma_2$), que provoca la polaridad de las cargas originando un campo eléctrico secundario y opuesto al primario; mientras que para la inclusión de un cuerpo resistivo ($\sigma_1 < \sigma_2$), el campo secundario se adiciona al campo primario. (Figura 3.4).

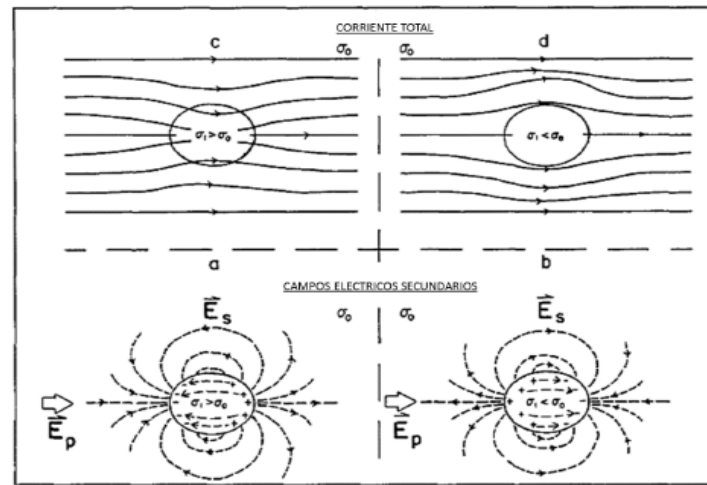


Figura 3.5 Distorsión por efecto Galvánico, a) inclusión de un cuerpo conductor, b) inclusión de un cuerpo resistivo (Jiracek, 1990)

La distorsión galvánica altera la respuesta magnetotélúrica, originando un fenómeno llamado corrimiento estático o static shift (Jones, 1988; Berdichevsky y Zhdanov, 1984) que se traduce en el corrimiento vertical de las curvas de resistividad aparente, si el desplazamiento de las curvas es hacia abajo es ocasionado por cuerpos conductores y si el desplazamiento de la curva es hacia arriba es ocasionado por cuerpos resistivos someros (Figura 3.5). Existen varias maneras de realizar la corrección por efecto estático: filtro pasa-bajos o promedios de sitios, cálculos teóricos por efectos topográficos, promedios estadísticos, uso de tensores de distorsión y cambios de curvas (Jiracek, 1990).

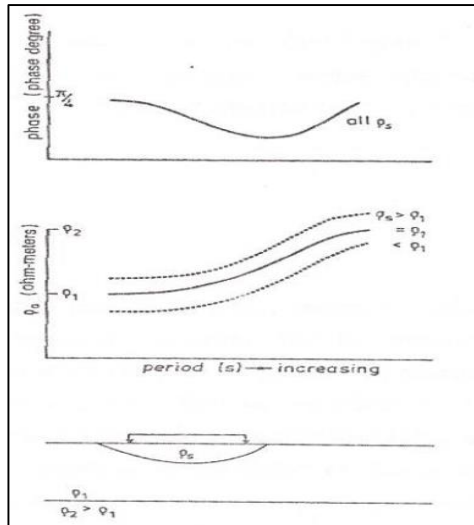


Figura 3.6 Efecto static shift para una discontinuidad superficial, ocasionando el desplazamiento vertical de la curvas (líneas punteadas) en condiciones ($\sigma_1 > \sigma_2$) y ($\sigma_1 < \sigma_2$) (Sternberg, 1988).

La distorsión inductiva se rige por la ley de Faraday, se define como la variación temporal del campo magnético primario, produciendo la inducción de corrientes excesivas, generando campos magnéticos secundarios que se adicionan al campo magnético primario. (Jiracek, 1990). Esta distorsión es despreciable en comparación con la distorsión galvánica debido a que se desvanecen con las bajas frecuencias (Caldwell et al., 2004).

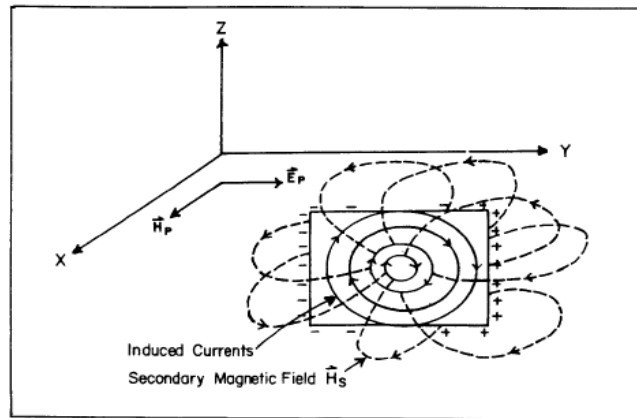


Figura 3.7 Distorsión del efecto inductivo. Las corrientes de inducción provocan vórtices generando un campo magnético H_s secundario (Wright, 1988)

Tensor de fase

El tensor de fase (Φ) ayuda a conocer la dirección y dimensión de la estructura geoelectrica principal, se define como el cociente de la parte real (X^{-1}) e imaginaria (Y) del tensor de impedancia, que también puede ser representado como un tensor de orden dos como (Caldwell, 2004):

$$\Phi = X^{-1}Y = \begin{bmatrix} \Phi_{11} & \Phi_{12} \\ \Phi_{21} & \Phi_{22} \end{bmatrix} \quad (3.36)$$

Este tensor está integrado por cuatro elementos, una dirección (α) y tres cantidades escalares, es decir sus invariantes rotacionales (Bibby, 1986). El parámetro α (Ecu. 3.44) expresa la dependencia del tensor con el sistema coordenado representado y las invariantes rotacionales fase máxima (Φ_{\max}) y fase mínima (Φ_{\min}) son funciones simples de las componentes del tensor, indicando las direcciones principales de polarización del campo eléctrico y magnético y el ángulo de rotación β (Skew) (Ecu. 3.37) que indica la asimetría del tensor.

$$\beta = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{\Phi_{12} - \Phi_{21}}{\Phi_{11} + \Phi_{22}} \right) \quad (3.37)$$

$$\alpha = \frac{1}{2} \tan^{-1} \left(\frac{\Phi_{12} - \Phi_{21}}{\Phi_{11} + \Phi_{22}} \right) \quad (3.38)$$

De manera gráfica el tensor de fase puede representarse a través de una elipse (Bibby, 1986), esta forma indica la asimetría del tensor. Los ejes de la elipse (Φ_{\max} y Φ_{\min}) son proporcionales a los valores principales del tensor y la dirección del eje mayor Φ_{\max} , dada por el ángulo $\alpha - \beta$, que define la relación entre el tensor y el punto de referencia observador (x_1, x_2), como se muestra en la (Figura 3.8)

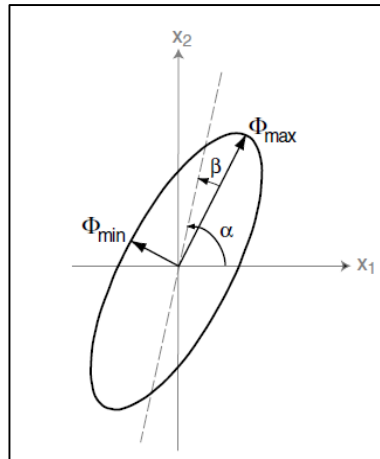


Figura 3.8 Representación gráfica del tensor de fases (Caldwell et al., 2014)

De acuerdo al comportamiento de los elementos (invariantes rotacionales) del tensor de fase pueden tenerse representaciones gráficas diferentes para cada caso (1D, 2D y 3D).

Cuando se aplica el análisis de tensor de fases y se obtiene un gráfico de un círculo (Figura 3.10) con radio unitario o con ejes del mismo valor ($\Phi_{\text{máx}} = \Phi_{\text{min}}$) y $\beta = 0$ (skew), se dice que no existe una dirección principal de la estructura geoelectrica entonces se habla de un comportamiento unidimensional (1D). Dicho círculo representa el tensor en todos los periodos.

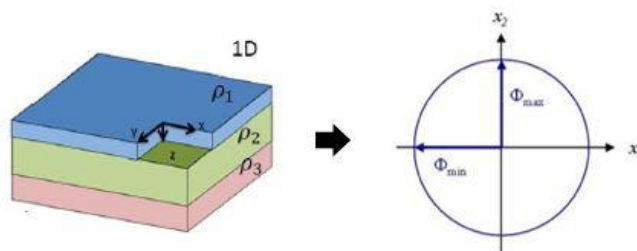


Figura 3.9 Representación Gráfica del Tensor de fases unidimensional (Martí, 2006; Escobedo, 2013)

La elipse es la representación gráfica para medios bidimensionales, donde el tensor de fase es simétrico. Los ejes de la elipse corresponden a los modos de polarización (TE y TM), sin embargo, no se sabe cuál de los ejes corresponde a cada modo, ni al strike, mientras que el valor de $\beta = 0$.

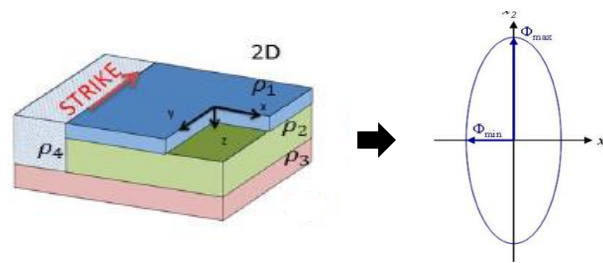


Figura 3.10 Representación Gráfica del Tensor de Fases dibidimensional (Caldwell, 2014)

En el último caso (3D) la representación gráfica, el tensor de fases es una elipse similar a un medio 2D (Figura 3.11), es un tensor no simétrico, sus ejes principales son diferentes ($\Phi_{\text{máx}} \neq \Phi_{\text{mín}}$) y $\beta \neq 0$. De manera adicional un tensor de fase 3D también se puede diferenciar del 2D, cuando las elipses presentan un cambio abrupto en la dirección del eje principal $\Phi_{\text{máx}}$ con respecto al periodo, Caldwell *et al.*, (2004).

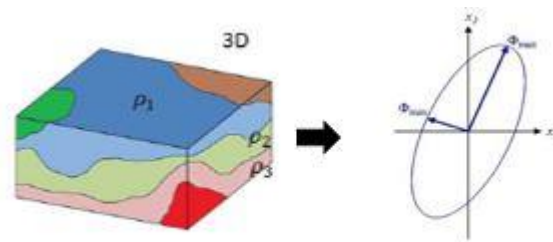


Figura 3.11 Gráfica del tensor de fase para el caso tridimensional (Caldwell, 2004; Martí, 2006)

4 ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS

Campaña de campo

Para la campaña en campo se eligieron zonas de fácil acceso que tenían superficie plana, libres de líneas de cable de alta tensión, y en lo posible libre de ruido antropogénico. Se realizaron cuatro perfiles de MT a lo largo de la zona media Rioverde, SLP y dispuestos perpendicularmente a los lineamientos regionales de la zona de interés. Los perfiles A-A' y B-B', ubicados al norte del acuífero, se encuentran conformados por 3 sondeos cada uno, mientras que el perfil C-C' y D-D' ubicados al sur, lo conforman 4 sondeos, con una distancia promedio entre sondeos de 6 km. Y una distancia entre perfil aproximado de 9 km.

Mientras que para los datos Electromagnéticos Transitorios (TEM) se realizaron seis adquisiciones en los puntos denominados RV01, RV02, RV06, RV07, RV09 y RV10 sólo para la corrección del static shift.

Tabla 4.1 Ubicación de cada uno de los puntos sondeados en coordenadas UTM y geográficas

MAGNETOTELÚRICO					
SITIO	COORDENADAS GEOGRÁFICAS		COORDENADAS UTM(m)		
	LONGITUD	LATITUD	X	Y	Z(m)
RV01	22°11'53.652"	100°08'13.86"	382777.28	2455208.73	1082
RV02	22°14'22.68"	100°05'58.998"	386663.78	2458562.24	1046
RV03	22°17'20.604"	100°03'41.562"	390645.39	2465206.17	1031
RV05	22°07'00.516"	100°05'30.432"	387392.47	2446160.37	1052
RV06	22°08'14.838"	100°02'57.228"	391797.91	2448414.85	1017
RV07	22°08'35.262"	99°59'53.97"	397052.02	2449007.41	1022
RV09	22°00'16.374"	100°04'30.696"	389016.34	2433720.6	1018
RV10	22°01'52.674"	100°01'06.33"	394896.39	2436641.55	1010
RV11	22°04'08.148"	99°57'41.508"	400794.73	2440769.42	1011
RV12	22°07'16.002"	99°53'34.08"	407920.2	2446502.52	1021
RV13	21°55'00.654"	21°55'00.654"	394549.58	2423973.87	1000
RV14	21°57'59.688"	99°58'37.098"	399129.00	2429449.62	992
RV15	21°59'57.198"	99°54'34.776"	406100.76	2433020.04	1006
RV16	22°01'03.756"	99°51'39.768"	411130.65	2435037.69	1027

Equipo utilizado

Las mediciones de datos MT se hicieron utilizando dos consolas Metronix ADU-07 (Analog Digital Unit) del sistema de medición GMS-07 (*Geophysical Measurement System*), que consisten en una unidad de adquisición, filtrado y amplificación de señales. Estas poseen un circuito completo para acondicionamiento de señales analógicas, hasta 10 canales para la recepción de los campos electromagnéticos, conversión A/D de 24 Bit, almacenamiento de datos y una base de tiempo controlada por GPS (Matzander, 2014).

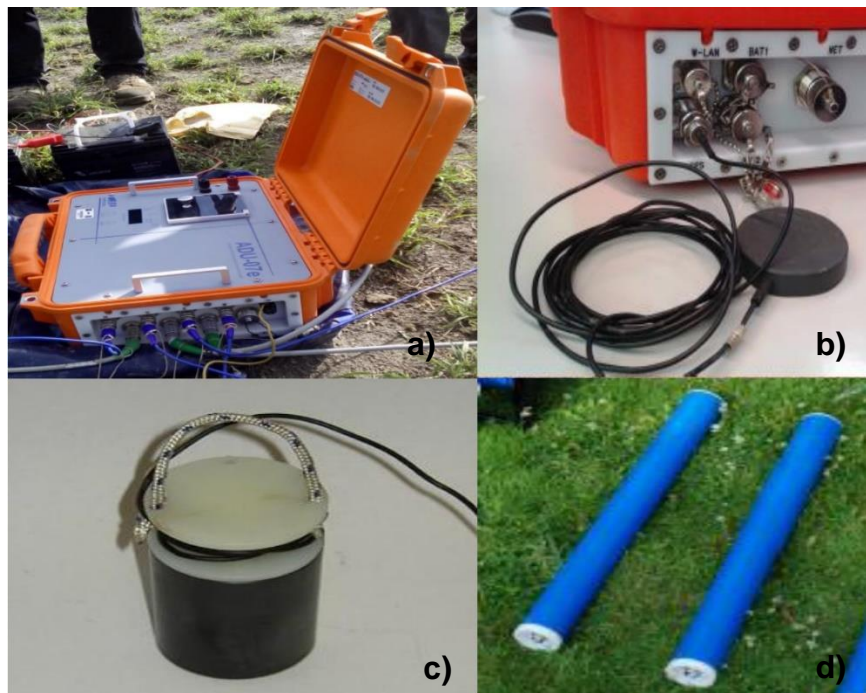


Figura 4.1 a) consola Metronix ADU-07, Metronix b) GPS c) electrodo (EFP-06) d) bobinas de inducción magnética (MFS-06e).

Características de la adquisición

La técnica de campo consiste en medir en un punto de la superficie las componentes ortogonales variables del campo eléctrico y magnético en una amplia gama de frecuencias y con estas mediciones estimar el tensor de impedancia para varias frecuencias. Dado que la frecuencia guarda relación con la profundidad de

penetración de la onda, estas mediciones constituyen lo que se llama un sondeo magnetotelúrico.

Se colocó la consola del equipo en el sitio de interés, siendo este el punto central. Se midieron las componentes horizontales del campo eléctrico (N-S y W-E) y las componentes del campo magnético. (N-S y W-E) y vertical (Z).

Para las mediciones de las componentes horizontales del campo eléctrico, se colocaron dos pares de electrodos no polarizables EFP-06 en orientaciones Norte-Sur y Este-Oeste, perpendiculares entre sí, formando un ángulo recto, cada electrodo con una abertura de entre 50 y 100 m, esta distancia dependía del ruido de sitio, esto para adquirir una mejor calidad en los datos. La longitud de los dipolos depende de los requerimientos de estudio y de las características del sitio a medir. Para la colocación de los electrodos, se realizaron agujeros de aproximadamente 20 cm de profundidad y se sepultaron con una mezcla de lodo, esto para reducir la resistencia de contacto y poder obtener datos de mayor calidad.

Para la medición de las componentes del campo magnético utilizaron tres bobinas de inducción de banda ancha MFS-06e, cada bobina se colocó dentro de los cuadrantes formados por los dipolos eléctricos, sepultándolas en una zanja de 20 cm de profundidad, esto para reducir el ruido ambiental, la bobina que medía la componente H_x se colocó paralela al dipolo eléctrico E_x , lo mismo para la componente H_y , mientras que para la componente H_z se colocó en cualquiera de los cuadrantes sobrantes de manera vertical. Para evitar problemas de interferencia indeseables los sensores magnéticos son separados entre sí a una distancia mínima de 5 m y del equipo central a una distancia mínima de 5 m (Figura 4.2)

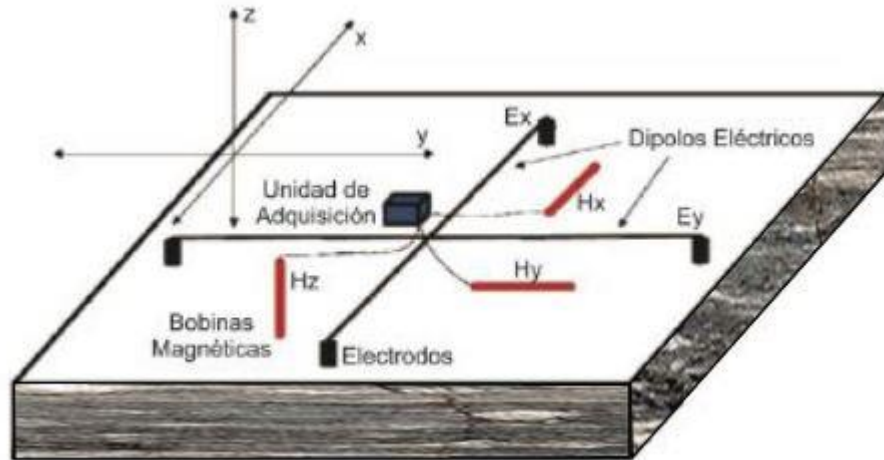


Figura 4.2 Representación gráfica para la adquisición de datos en campo (arreglo ortogonal)

Las mediciones se programaron para tres bandas. Bandas LF de prueba (frecuencia de muestreo de 4096 Hz) con tiempo de grabación de 5 m para comprobar el nivel de ruido de la zona, fallas técnicas de conexión de electrodos y la coherencia de los datos, Banda LF 1 (Frecuencia de muestreo de 4096 HZ) con tiempo de muestreo de 10 min, y banda de BANDA LF 2 (frecuencia de muestreo de 128 Hz) con tiempo de muestreo en 2 hr 50 m y 2 hr 20 m. Se aplicó el filtro de pasa bajas LF 4 Hz, ya que se adquirieron datos de frecuencia menores a 4Hz, así se reduce significativamente el ruido causado por líneas de tensión y amplifica la señal. En algunos sitios se hizo referencia remota (Tabla 4.2) para reducir el ruido no correlacionado.

Tabla 4.2 Sondeos donde se realizó referencia remota (Goubau et al., 1978; Gamble et al., 1979; Shalivahan, 2015)

Fecha	Referencia Remota	ID del sondeo	Hora de inicio (GMT)
25-08-2017	1	RV01	20:12:00
		RV02	15:10:00
24-08-2017	2	RV03	15:02:00
		RV05	15:05:00
		RV06	15:30:00

Fecha	Referencia Remota	ID del sondeo	Hora de inicio (GMT)
23-08-2017	3	RV07	19:27:00
		RV09	23:07:00
		RV10	18:56:00
		RV11	15:31:00
22-08-2017	4	RV12	20:59:00
		RV13	15:30:00
		RV14	14:35:00
		RV15	22:25:00
		RV16	20:51:00

4.1. Procesamientos de datos

El procesamiento de datos magnetotelúricos requiere un conjunto de pasos a seguir, primero es analizar las series de tiempo, después obtener las curvas de resistividad aparente y fase, estas se analizan para conocer la dimensionalidad y direccionalidad del medio y finalmente la inversión de datos que ayudara a obtener los modelos de geoelectrónicos.

El análisis y tratamiento de las series de tiempo de cada canal (Ex, Ey, Hx, Hy, Hz) comienza transformando las series del dominio del tiempo a series en el dominio de la frecuencia por medio de la transformada discreta de Fourier (Brighman, 1977) esta transformación permite establecer de forma sencilla las relaciones lineales que vinculan las componentes del campo electromagnético y obtener funciones de respuesta con las que se realiza la interpretación. Posteriormente se realizó un remuestreo digital en ventanas de Parzen para obtener la frecuencia objetivo, después se eliminaron de forma manual segmentos de mala calidad de las curvas de resistividad y fase. Esto se realizó con el apoyo del software especializado ProcMTGui® de Metronix Inc. Geophysics, con el objetivo de extraer señales ruidosas, estimar el tensor de impedancia Z a partir de la ecuación mostrada en el capítulo 3, curvas de resistividad aparente y fase en función de la frecuencia de cada sitio medido.

Después de haber obtenido las curvas resistividades aparentes y fases más suaves y menos ruidosas de cada banda se fusionaron y almacenaron en un formato de intercambio eléctrico (EDI, por sus siglas en inglés), el cual contiene toda la información geográfica y espectral del sitio, presentados en un gráfico de escala logarítmica, resistividad aparente y fase vs periodo, como se muestra (Figura 4.3), con este formato es posible visualizar y editar resultados recalculando valores de resistividad y fase a través de espectros cruzados. En el anexo a se pueden observar las curvas de resistividad y fase de cada uno de los sitios muestreados.

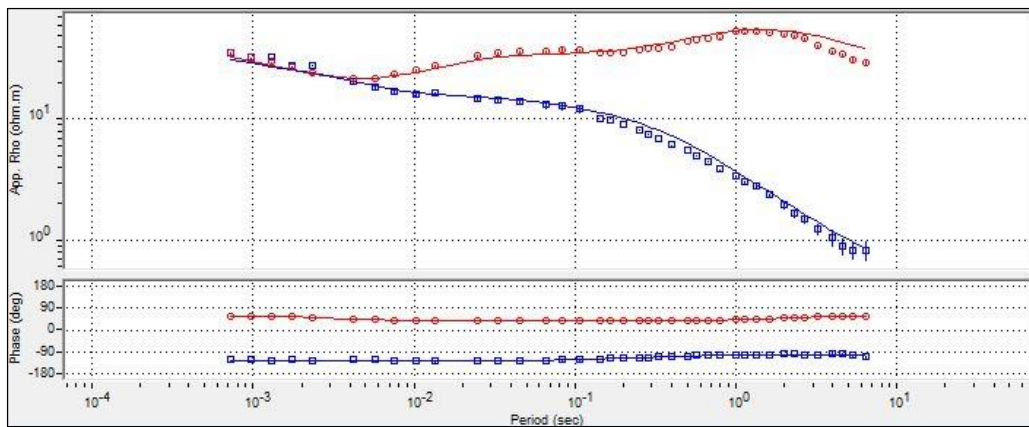


Figura 4.3 Grafica de curvas de resistividad y fase

Las curvas deben tener buena coherencia, esto indica la relación entre las señales eléctricas y magnéticas, gráficamente esto significa que cuando la resistividad aumenta la fase debe disminuir y viceversa; los valores que no siguen la tendencia son omitidos.

Después de haber realizado los pasos anteriores, se continuó con el tratamiento de los datos en el software WinGLink® del fabricante GEOSYSTEM, donde se realizó, la corrección del static shift e inversion de datos, que se describirá a más detalle en los apartados siguientes.

4.2. Análisis Dimensionalidad y Direccionalidad

El análisis dimensional y direccionalidad geoelectrico es uno de los pasos importantes en el procesamiento de datos MT, porque en ellos se puede determinar características de las estructuras (1D, 2D, 3D), además de que brinda información sobre la dirección preferencial de las estructuras del subsuelo (strike geoelectrico), obtenida esta información, ayuda a generar un modelo que se ajuste a los rasgos geológicos generales del área de estudio. Siempre y cuando el análisis sea bidimensional.

Existen diversos métodos de análisis de dimensionalidad y direccionalidad (Swift, 1967; Bahr, 1988, 1990; Groom y Bailey, 1989; Weaver et al., 200; Caldwell et al., 2004) cada uno de ellos brinda información importante sobre la estructura del medio. Entre ellos se encuentra, el método de WAL (Weaver et al., 2000) que utiliza los invariantes rotacionales del tensor de impedancias magnetotélurico; también está la descomposición de Groom y Bailey (Groom y Bailey 1989) donde el objetivo de este método es separar los parámetros regionales de los locales recuperando los ejes principales de inducción; el método de parámetros de invariantes de Bahr (1988; 1990) y finalmente, el método del tensor de fase (Caldwell et al., 2004). Para este caso de estudio se utilizó la técnica del tensor de fase. Sin embargo, se pueden utilizar más de uno para corroborar la información y tener fiabilidad en los resultados.

El análisis direccional y dimensional se realizó con el método de tensor de fase, aplicado a cada uno de los sondeos que conforman los cuatro perfiles en la zona de estudio. Una ventaja del método es que al no ser afectado por la distorsión galvánica permite conocer la direccionalidad. Este proceso se hizo a través de una rutina en MatLab.

De acuerdo con el método empleado, se obtuvieron gráficos de elipses (**¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**) y observándolas indicaron una predominancia de casos de un medio 2D.

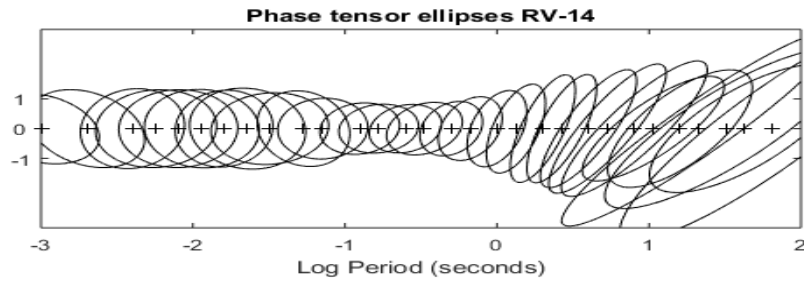


Figura 4.4 Gráfica de elipses para el análisis de Tensor de fases (Caldwell et al., 2004)

Sin embargo la observación de las elipses no fue suficiente y se observaron los valores de los parámetros de elipticidad β y η dentro de un rango de 5 a -5 para cada sitio (anexo b), y la condición de β diferente de cero, de esta forma fue posible obtener la dimensionalidad para cada sondeo (**¡Error! No se encuentra el origen de la referencia.**).

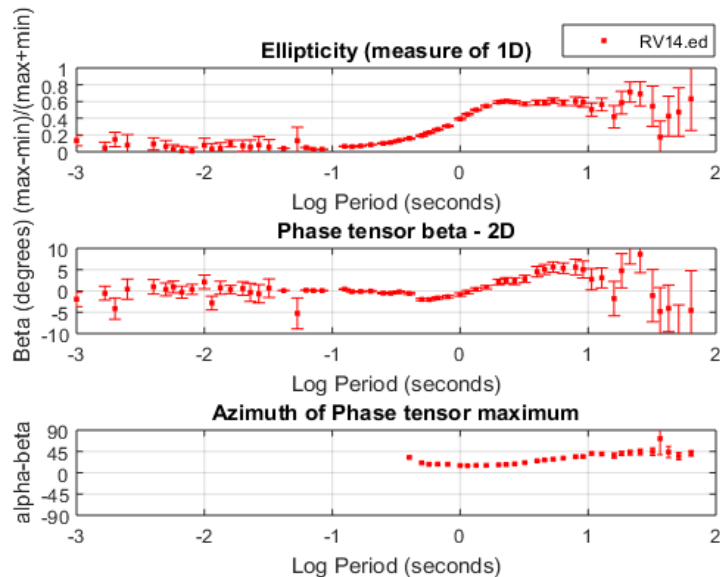


Figura 4.5 Gráficos de los parámetros de elipticidad, beta y azimuth a lo largo de todos los periodos (Caldwell, et al, 2004)

Para rotar adecuadamente en la dirección de la estructura geoelectrica se consideró la geología del lugar y estructuras geológicas como fallas en la misma orientación NW-SE rotando a un ángulo de -38° desde el norte.

5. MODELOS DE INVERSIÓN

Para este caso se utilizará el modelo inverso, este proceso consiste en tener un modelo inicial representativo del medio discretizado ya sea en capas (1D) o celdas (2D y 3D) de resistividad homogénea y se resuelven las ecuaciones de Maxwell en elementos finitos, con el objetivo de calcular los valores de respuesta teóricos, estos valores obtenidos por el modelo, se comparan con los datos medidos en superficie, y a partir de esto el modelo se modifica de forma iterativa. La finalidad es encontrar un modelo que obtenga una respuesta similar a los valores reales medidos, bajo ciertas restricciones.

Existen diversas herramientas, algoritmos y rutinas para la inversión de datos magnetotelúricos, la utilización de estos depende del medio (1D, 2D y 3D), objetivo de interés y de equipo computacional, para este caso solo se mencionaran algunos métodos para medios 2D. Existe el REduced Basis OCCam (REBOCC) que considera sólo a la conductividad eléctrica y utiliza un mallado muy fino para la discretización (Siripunvaraporn y Egbert, 2000); Inversion SB, considera dos tipos de parámetros, la conductividad eléctrica y el espesor de las capas (Smith et al., 1999); el método de OCCAM 2D es un modelo regularizado e iterativo de inversion de un problema no lineal, que se calcula a través de elemento finito y utiliza una extensión del algoritmo OCCAM 1D (deGroot-Hedlin y Constable, 1990), que busca la estructura más simple del subsuelo; la rutina Sharp Boundary Model Inversion Routine, basada en la inversion de datos por interfaces discretas y la rutina Smooth Model Inversion Routine (Mackie, 1999; Rodi y Mackie 2001), que hace una regularización de la ecuación de Tikhonov mediante el método de gradientes conjugados no lineales GCNL (NLGG, por sus siglas en inglés).

Se procedió a realizar la inversión de un medio en 2D, el algoritmo empleado para los modelos 2D fue propuesto por Rodi y Mackie (2001) el cual trata de encontrar las soluciones regularizadas para el problema inverso definido:

$$d = F(m) + e \quad (5.1)$$

Donde d es el vector de datos ($d = [d^1 d^2 \dots d^N]^T$) que pueden ser la amplitud logarítmica, fases de la resistividad aparente para una polarización específica (TE o TM) y frecuencia (ω), F es la función del modelo directo, (m) es el vector de modelos que definen la función de resistividad en el subsuelo ($m = [m^1 m^2 \dots m^N]^T$) y e es el vector de errores.

Para resolver el problema inverso se utiliza una solución regularizada (Tikhonov y Arsenin, 1977) del modelo minimizando la función objetivo (ψ) (Ecu. 5.1), utilizando y adaptando el método de los gradientes conjugados no lineales (NLGG), es un método iterativo con el que se pretende minimizar una función objetivo, usando las variantes de Polack- Ribiere (Rodi y Mackie, 2001) la cual representa la suma de los errores de los datos normalizados y del modelo obtenido.

$$\psi(m) = (d - F(m))^T V^{-1} (d - F(m)) + \lambda m^T V + L^T L m \quad (5.2)$$

Donde λ es el parámetro de regularización, V es una matriz positiva que actúa como la varianza del vector de error e y el segundo término de ψ define la estabilidad funcional de los espacios de modelos

Dentro de la inversión 2D uno de los parámetros de suma importancia es el valor de τ , que define el equilibrio entre los datos y controla la rugosidad y el suavizado de los modelos, el valor de este parámetro puede ser de 3 hasta 300 dependiendo de los datos, los valores pequeños de τ generan modelos rugosos, mientras que los valores grandes generan modelos muy suavizados, para obtener el valor

adecuado de Tau es necesario realizar varias pruebas con los datos, para determinar el valor que minimiza el error cuadrático medio (RMS), y obtener modelos coherentes, es decir tener un buen ajuste entre los datos observados y la respuesta del modelo.

De acuerdo al análisis de la curva L, los resultados obtenidos de las pruebas realizadas, se encuentra en la Figura 5.1 donde se observa el comportamiento del error cuadrático medio en función del valor de Tau; ahora encontrado el Tau ideal se procedió a encontrar el número de iteraciones adecuado. Para ello se fijó el número de *Tau* y se varió el número de iteraciones de cada una de las inversiones realizadas.

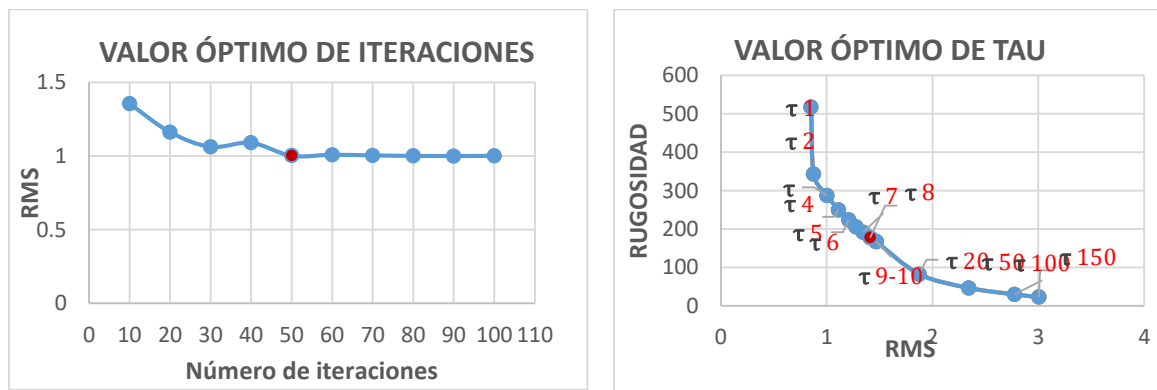


Figura 5.1 Gráficas de elección del valor óptimo de iteraciones y tau.

Modelos geoelectricos

Se generaron cuatro modelos geoelectricos, estos perpendiculares al *strike* (Figura 2.3) generados a partir de la inversión de datos obtenidos en campo. Se invirtieron simultáneamente los modos TE y TM, considerando la elevación del terreno. Todos los perfiles se obtuvieron mediante tres sondeos, los perfiles 1 y 2 con longitud de 14 km y 11 km, y los perfiles 3 y 4 con longitud de 27 km y 22 km, respectivamente.

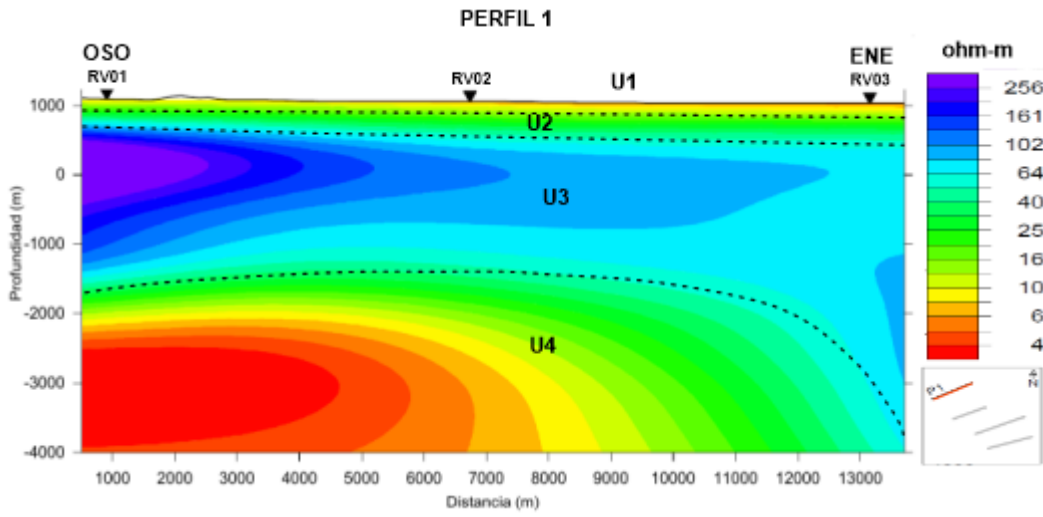


Figura 5.2 Modelo de inversión 2D del perfil 1

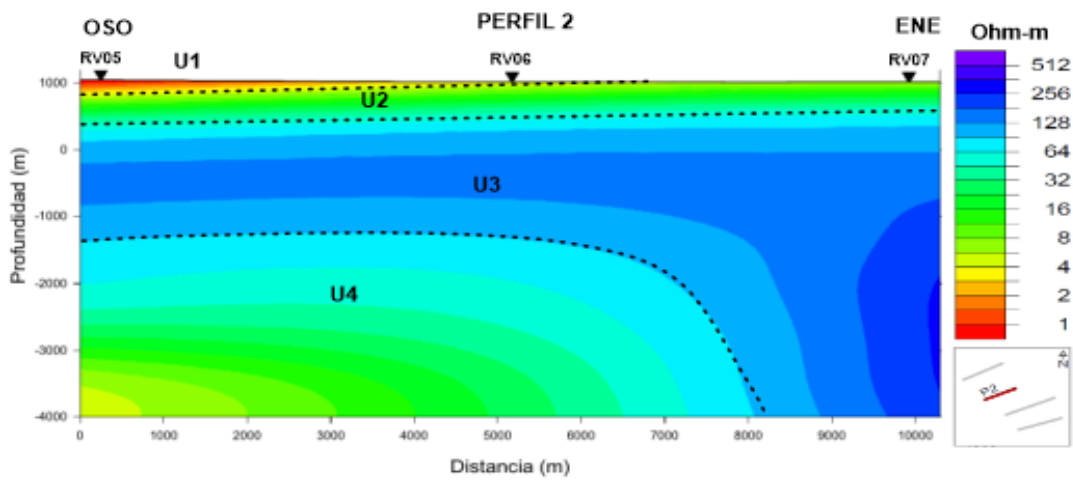


Figura 5.3 Modelo de inversión 2D del perfil 2

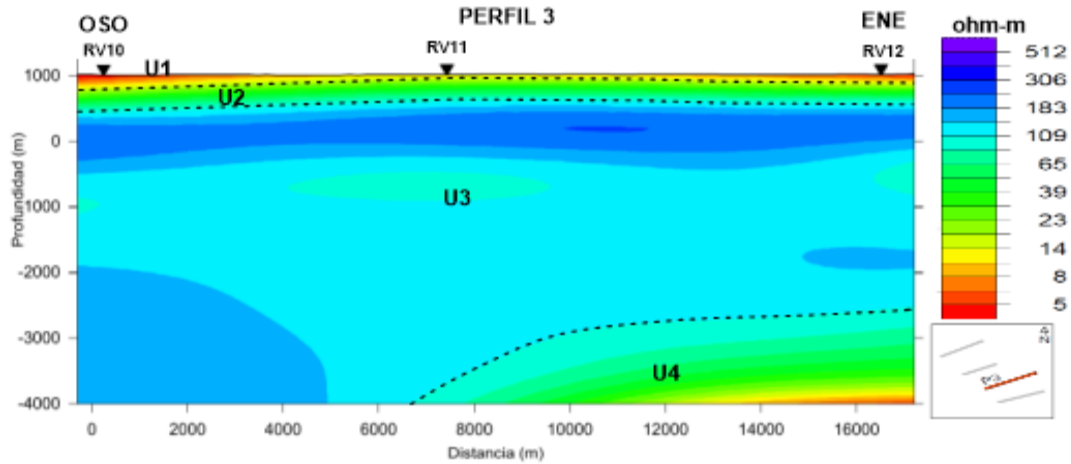


Figura 5.4 Modelo de inversión 2D del perfil 3

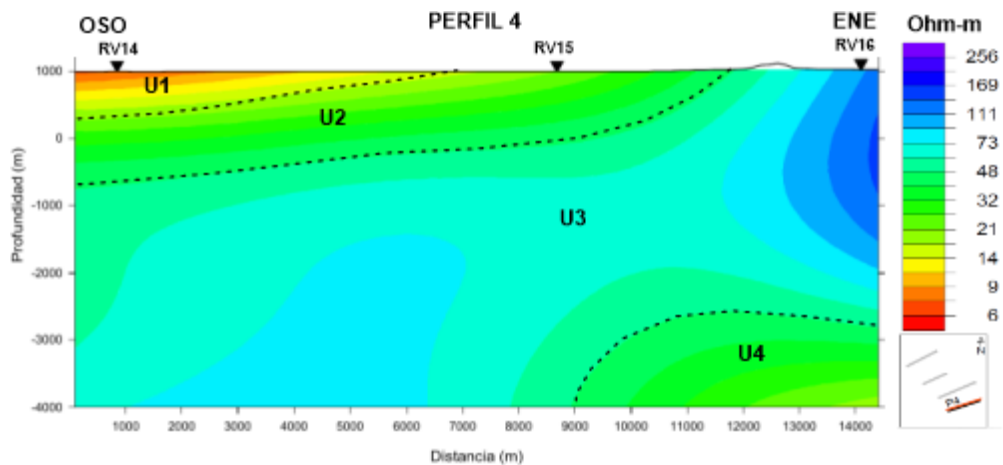


Figura 5.5 Modelo de inversion 2D perfil 4

De acuerdo a los modelos geoelectricos obtenidos (Figura 5.2 a la Figura 5.5) se logró identificar cuatro unidades geoelectricas, clasificadas de la siguiente manera:

Unidad geoelectrica U1: Es la unidad que se localiza en la zona más superficial, con valores de resistividad entre 1 y 14Ω-m Estos valores resistivos se encuentran distribuidos en todos los perfiles.

Unidad geoelectrica U2. Subyaciendo a la U1 con resistividades en un rango de 15-85 ohm-m, en los primeros 3 perfiles esta unidad se encuentra debajo de la U1, mientras en el perfil 4 se encuentra aflorando en el centro del perfil.

Unidad geoelectrica U3: Esta unidad se encuentra subyaciendo a las U1 y U2, con resistividad entre 86-512 ohm-m, se observa la mayor distribución en el perfil 3, que va desde la superficie hasta algunos miles de metros y en el perfil 4 se encuentra aflorando en dirección ENE.

Unidad geoelectrica U4: Finalmente se observa la última unidad, llegando a la profundidad máxima de exploración, cuyas resistividades se encuentran en un rango de 4-60 Ω -m, esta unidad está presente en todos los perfiles.

Asociación de información geofísica-geológica

Para correlacionar los modelos geoelectricos con el material geológico del acuífero de Rio verde se utilizó información previa geológica obtenida de cartas geológicas, estudios previos geofísicos y datos litológicos de algunos pozos. (SGM 2010, CONAGUA, 2010). Asociada posiblemente a los siguientes materiales.

Unidad 1: Esta unidad está asociada a materiales de relleno del Cuaternario, compuesto principalmente por aluviones (arenas, arcillas y gravas), de acuerdo a información de la litología de los pozos este material es el predominante los primeros metros. Sus espesores varían de 50 metros registrados en el pozo denominado RLR ubicado en Ciudad Fernández a 360 metros registrado en el pozo ST2 ubicado en localidad de Rioverde en la parte oeste dentro del acuífero.

Unidad 2: Subyaciendo a la unidad encontramos a esta unidad asociada a la Formación Cárdenas del Cretácico Superior, el cual se encuentra constituida por lutitas y areniscas con altos contenidos de arcillas, presenta espesores de 100- 150 m encontrándose a una profundidad entre los 400 y 500 m

Unidad 3: Asociada a calizas de plataforma pertenecientes a la Formación el Abra del Cretácico medio, es la capa que presenta mayores espesores, encontrándose a una profundidad mayor a los 1000 metros. Es la unidad presente en todos los perfiles y con una variación resistiva en comparación con una caliza sana, esta condición se relaciona a posible fracturación provocando una permeabilidad secundaria provocando saturación de agua.

Unidad 4: Se asocia a yesos y anhidritas de la Formación Guaxcamá del Cretácico inferior, se encuentra a profundidades mayores a 3000m, se desconoce el espesor de esta capa. La resistividad de los yesos y anhidritas en condiciones ideales muestran resistividades del orden de 500-2000 Ω -m (Nuria Martínez et al, 2010), sin embargo, en los modelos geoelectrónicos presenta resistividades muy bajas, estos valores resistivos se asocian a que los yesos posiblemente se encuentran en disolución por el contacto agua-roca, y este contacto puede ser la causa de los altos contenidos de sulfatos cálcico anhidro ($\text{SO}_4\text{-Ca}$), mostrados en estudios hidrogeoquímicos de algunos cuerpos de agua superficial cercanos a la zona (Ramos-Leal et al., 2011).

A continuación, se muestran los perfiles litológicos producto de la asociación de perfiles geofísicos (Figura 5.6 a Figura 5.9).

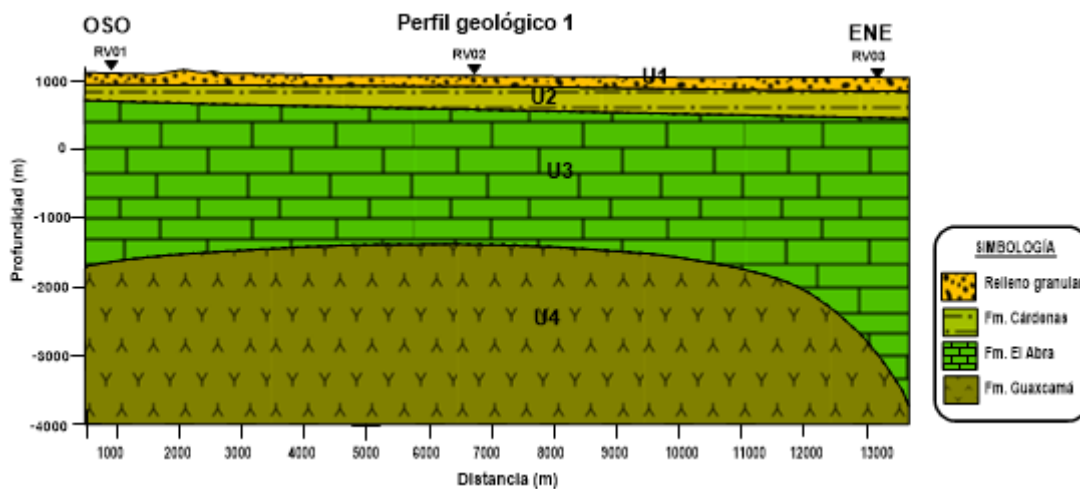


Figura 5.6 Perfil geológico 1 producto de la asociación del modelo de inversion 2D perfil 1

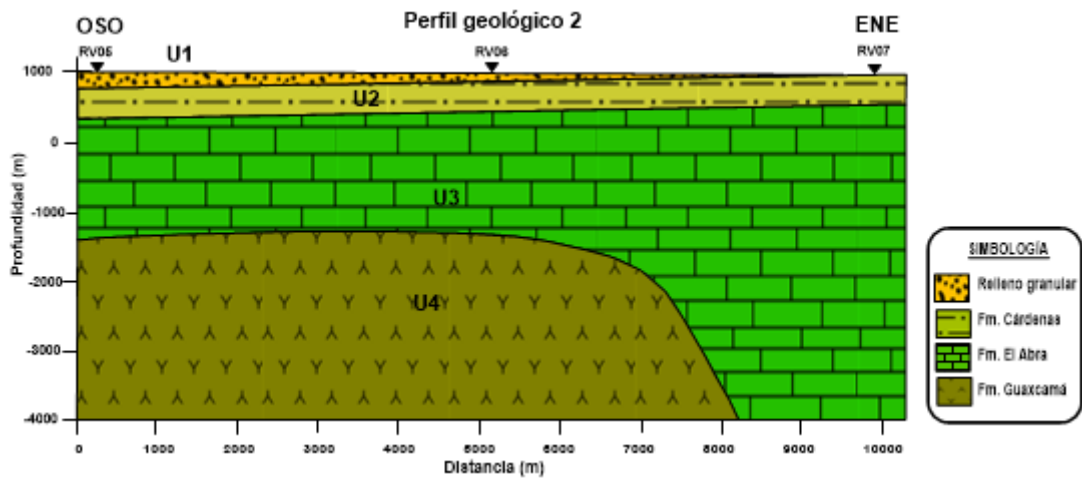


Figura 5.7 Perfil geológico 2 asociado a la Figura 5.3

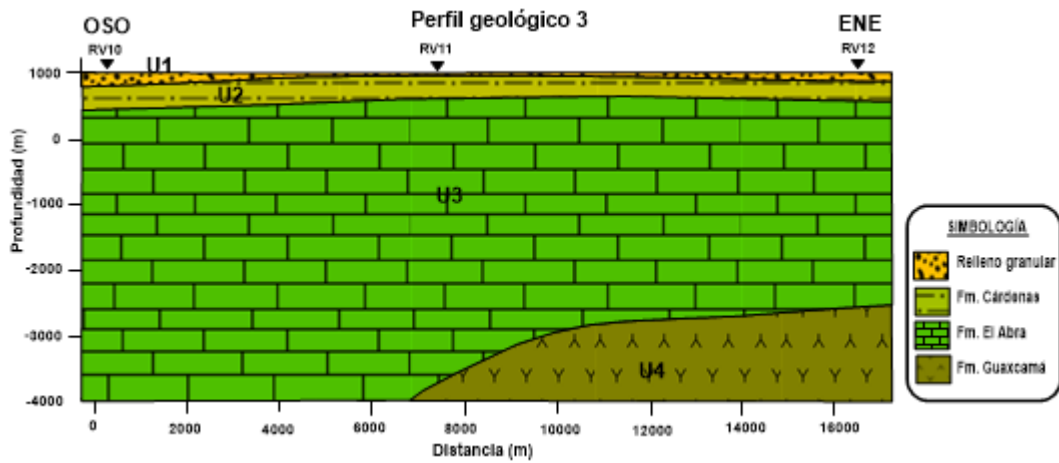


Figura 5.8 Perfil geológico 3 asociado al perfil eléctrico 3 (Figura 5.4)

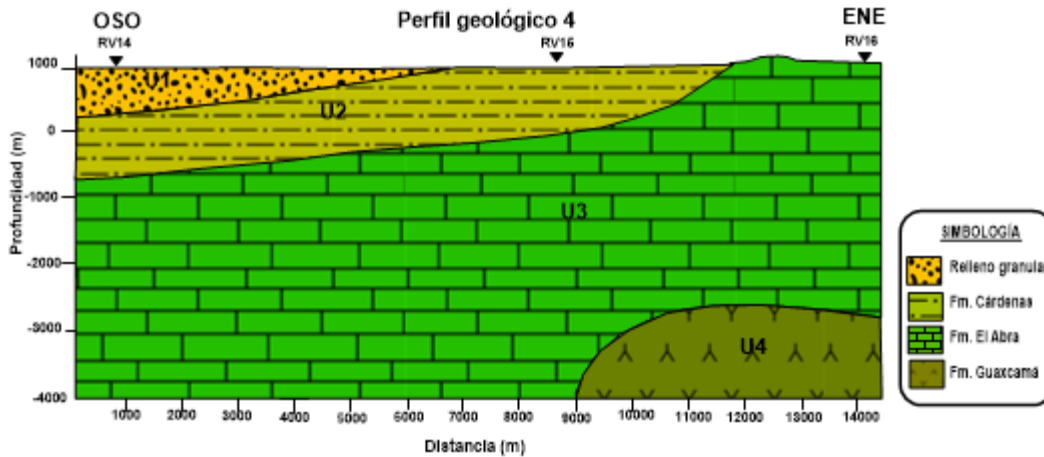


Figura 5.9 Perfil geológico 4 asociado al perfil eléctrico 4 (Figura 5.5)

Asociación geológica-hidroológica

Después de haber asociado las unidades resistivas de acuerdo a la geología regional se procedió a asociar estas unidades geológicas a unidades hidroológicas.

Unidad hidroológica 1: Asociada la unidad geoelectrica U-1 compuesta por materiales de altos parámetros hidráulicos (porosidad, permeabilidad, transmisividad y coeficiente de almacenamiento, (Custodio y Llamas 1983). Se clasifica como un acuífero libre de tipo detrítico el cual está conformado por alternancia de arenas, gravas y material aluvial a distintas profundidades con conductividades hidráulicas de 7.14×10^{-4} a de $2.6 \times 10^{-2} \text{ m}^2/\text{s}$ (CONAGUA, 2013). Las aguas de este acuífero son extraídas a través del bombeo de norias y pozos.

Unidad hidroológica 2: Esta unidad hidroológica se asoció con la unidad geoelectrica U-2, de acuerdo al contenido geológico, las arcillas y lutitas tienen porosidad alta para almacenar agua, sin embargo, cuentan con permeabilidad baja y poca transmisibilidad hidráulica, clasificándose como un acuitardo

Unidad hidroológica 3: La clasificación hidrogeológica de esta unidad esta como un acuífero confinado, conformado por calizas (CaCO_3) de plataforma, estas rocas tienen porosidad secundaria en un rango de 5-50 % (Freeze and Cherry, 1979) debido al fracturamiento como producto de esfuerzos de tensión local (Morán-Ramírez et al) y posibles cavidades producto de la disolución de la roca, pero en menor proporción; la permeabilidad está determinada por tamaño de las fracturas y

cavidades y el grado de conexión entre estas estructuras, teniendo conductividad hidráulica (K) de 0.1 a 200 metros/día (Sanders, 1998) (Freeze y Cherry 1979) y coeficientes de almacenamiento (S) en el rango de 2×10^{-2} (Villanueva e Iglesias, 1984), dadas las características antes mencionadas, esta unidad presenta la capacidad de almacenar y transmitir agua subterránea en cantidades rentablemente explotables. (CONAGUA, 2015).

Unidad hidrológica 4: Asociada a presencia de yeso ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) y anhidrita (CaSO_4), con parámetros hidráulicos de porosidad mayores al 50% provocada por disolución al contacto con agua. La clasificación de esta unidad es un acuífero confinado, encontrándose a partir de los 3000 m, no se puede indicar un espesor, ni la profundidad del basamento debido a la profundidad de exploración.

6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Dentro de las técnicas geofísicas, el método magnetotelúrico (MT) es una herramienta útil para la exploración del subsuelo en un amplio rango de profundidades que va desde unos metros hasta varios kilómetros, basado en la observación de la resistividad aparente del subsuelo. Se ha empleado para la exploración de agua subterránea, por tal motivo se aplicó en la zona media de San Luis Potosí.

Se realizaron 14 sondeos MT, y a partir de estos se realizaron cuatro perfiles en dirección NE-SW que interpretados ayudaron a conocer la distribución eléctrica, geológica e hidrogeológica del sitio.

Se logró reconstruir la distribución de la resistividad eléctrica en el acuífero de Río verde S.L.P. aplicando la técnica geofísica MT alcanzando una profundidad máxima de 4000 m logrando caracterizar 4 unidades geofísicas, correlacionadas a dos unidades de interés hidrogeológico.

A partir de los valores de resistividad se delimitaron unidades geofísicas con potencial de almacenamiento hídrico U1 y U3 la primera unidad asociada a la unidad hidrogeología denominada relleno granular con valores de resistividad menores a 20 ohm-m se localiza en el centro del perfil hasta una profundidad de 300m.

La segunda unidad geofísica con valores de resistividad entre 15-85 ohm-m se localiza debajo de la U1 con espesor variable, estratigráficamente se asocia a Formación Cárdenas.

La unidad U3 asociada a calizas masivas arrecifales de la Formación El Abra por sus valores de resistividad mayores a 100 ohm.m podría representar el límite inferior de las unidades con potencial de almacenamiento hídrico delimitando así el límite estratigráfico del acuífero explotable.

La unidad geofísica U4 con valores de resistividad 4 a 60 ohm*m es asociada a rocas evaporítica pertenecientes a la Formación Guaxcama, la cual parece aportar una gran cantidad de sulfatos a las aguas superficiales debido a la disolución.

Se cumple el objetivo al caracterizar la geometría del acuífero de Río verde principalmente conocer la geometría de la Formación el Abra, que se encuentra presente en todos los perfiles, con espesores variables y a diferentes profundidades.

Para complementar este trabajo, se recomienda prospectar más sitios con el método MT con mayor tiempo de adquisición, para tener un mayor alcance de profundidad y lograr así conocer el basamento del acuífero.

Utilizar otras técnicas geofísicas como Tomografías de Resistividad Eléctrica (TRE), para visualizar con mayor detalle el comportamiento del sistema acuífero superficial.

Realizar estudios y análisis hidrogeoquímicos de pozos, que se encuentran dentro del acuífero para saber la calidad de agua, dirección de flujo y posibles zonas de recargas y descargas. Que ayudarán a conocer las condiciones actuales de las aguas superficiales y subterráneas en todo el sistema acuífero.

7. BIBLIOGRAFÍA

- Acosta, S. T. (2007). El metodo MT para la prospeccion de estructuras superficiales. *Tesis de licenciatura, facultad de ingeniería.*, 110.
- Bahr, K. (1991). Geological noise in magnetotelluric data: a clasificacion of distorsion types. *Physics of the Earth and Planetary Interior* , 66(1) 24-38.
- Bahr, K. (1998). Interpretation of the magnetotelluric impedance tensor: regional induction and local telluric distortion. *Journal of Geophysics-Zeitschrift fur Geophysik*, 119-127.
- Ballin Cortes. (2004). Evaluación del impacto agricola para el uso del agua subterránea en la zona de Rio verde San Luis Potosí. *México: Universidad Autonoma de Zonas Desérticas, Universidad autónoma de San Luis Potosí.*
- Berbesi, A. (2005). Comparación entre inversión SB e inversion REBBOC para una medición 2D RMT +CSTMT en Skediga, Suecia. *Tesis de licenciatura. Ilustre universidad Simón Bolívar*, 65.
- Berdeshevsky, Mark Naumovich and Vladimir Ivanoich Dmitriev. (2008). Models and methods of magnetotelurics. p Berlin. *Springer Verlag*, c2008.
- Berdichevsky, L. (1983). Variational principles of continumm mechanics. *Moscow: Nauka.*
- Berdichevsky, M. D. (1976). Prainciples of interpretactio of Magnetotelluric Sounding Curves. En: Adam A. *Geoelectrical and Geotermal Studies, KAPG Geophysical Monograpg, Akademia Kiado.*, 165-221.
- Brambila-Izaguirre. (2005). Informe sobre el desarrollo humano de San Luis Potosí 2005. *Programa del Desarrollo de las naciones unidas*, 96.
- Braun, E. (2010). Electromagnetismo de la ciencia a la tecnologia. *Fondo de la cultur economica. Mexico D.F. La ciencia desde México 1992*, 408.
- Cagniard, L. (1953). Basic Theory of magneto-telluric method of geophysical prospecting. *Geophysics Vol. 18:3*, 205-263.
- Caldwell, T., Bibby, H., Brown, C. (2004). The magnetotelluric phase tensor. *Geophysical Journal*, 158.
- Cantwell, T. (1960). Detection anti analysis of low frequency magnetotelluric signals. *Tesis PhD. MIT.*
- Carrillo, J. (1971). La plataforma Valle San Luis Potosí. *Boletin de la Sociedad Mexicaba de Geólogos Petroleros (AMGP).*
- Carrillo-Bravo, José. (1971). La plataforma de Valle de San Luis Potosí. *Asociación Mexicana de Geologos Petroleros*, 23., 11-113.
- Chave, A and Jones, A. (2012). Introduction to the magnetotelurics method, In: The magnetotelluric Method. *edited by aan D. Chave and alan G Jones, publicado por Cambridge Univesity Press*, Cap1, 1-18.
- CONAGUA. (2012). Agua en el mundo. *Retrieved from: <http://www.cna.gob.mx/Contenido.aspx?n1=3&n2=60&n3=87&n4=37>.*
- CONAGUA. (2013). Disponibilidad del Agua Subterránea en el Acuífero de Rio Verde, (2415) Estado de San Luís Potosí. . *Diario Oficial de la Federación.*
- CONAGUA. (2016). Actualizacion de la Disponibilidad Media Anual del Agua subterránea, En el Acuífero Cerrito-Villa Juarez, San Luis Potosí. *Diario Oficial de la Ferderaciún*, 31.

- Constable, S. C, Parker, R.L. y Constable, C. G. (1987). Occam's inversion: A practical algorithm for generating smooth models from electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52,3, 289-300.
- Corbo, F. (2006). Modelo Geofísico del acuífero de Guaraní: zona comprendida entre Uruguay y Argentina. Posgrado de Ciencias de la Tierra. Centro de Geociencias, Juriquilla, Queretaro: Universidad Nacional Autónoma de México.
- Corbo, F., Arzate, J., Oleaga, A. (2012). Structure of Guaraní aquifer in the surrounding of the Uruguay River from magnetotellurics sounding. *Geofísica Internacional*. 51-1, 17-37.
- Custodio & Llamas. (2001). Hidrogeología Subterránea. Vol. 1, Barcelona.
- Gamble et al. (1979). Magnetotelluric with a remote magnetic reference. *Geophysics*. Vol. 44, 53-68.
- Gamble et. al. (1979). Magnetotelluric with remote magnetic reference. *Geophysics* Vol. 44, 53-68.
- Gamble, T.D., Goubau, W.M, y Clarke, J. (1979). Magnetotellurics with a remote reference. *Geophysics*, 44(1) , 53-58.
- Groom, R., & Bailey, R. (1989). Decomposition of magnetotelluric impedance tensors in the presence of local three-dimensional galvanic distortion. *Journal of Geophysical Research* 94, 1913-1925.
- Hansen, P.C. (1999). The L-curve and its use in the numerical treatment of inverse problems. *Department of mathematical modeling, technical university of Denmark*, 1-24.
- Hernández, M. J. (2008). Efecto en la Evolución Geoquímica en la calidad de Aguas subterráneas en la porción Central de la Zona Media de San Luis Potosí. *Universidad Autónoma de San Luis Potosí*.
- Hersir, G.P. and Árnason, K. . (2009). Resistivity of rocks. *paper presented at " short course of surface exploration for geothermal resource" orgaized by UNU-GTP and LaoGeo, Santa Tecla, el Salvador*, 8.
- Jiracek, R. (1990). Near surface and topographic distortions in electromagnetic induction. *Survey Geophysic*, vol. 11, 163-203.
- Jones, A. . (1988). Static shift of magnetotelluric data and its removal in a sedimentary basin environment. *Geophysics*, vol 53. No. 57, 967-978.
- Jones, G. (1992). Electrical properties of the lower continental crust in : Fountain, D. M., Arculus, R. ad Kay, R. W. Continental lower crust. *Elsevier publications* , 81-143, .
- Kaufman, A., y Keller. G. (1983). Frequency and transient sounding. Methods in geochemistry and geophysics. *Elsevier, Amsterdam*.
- Keller, G. . (1987). Rock and mineral properties. En: Nabighian, Mn. (ed) Electromagnetic methods in applied geophysics. *Society of exploration geophysicists*, 13-51.
- Kirsch, R. (2006). Groundwater geophysics: A tool for hidrogeology . *Berling, Alemania; Springer-Verlag*.
- Krivochieva, S. and M. Chouneau. (2003). Integrating TDEM and MT methods for characterization and delineation of the Santa Catarina aquifer in the Chalco Sub-Basin, Mexico). *Journal of applied Geophysics* Vol. 52, 23-43.
- Ledo, J., & Jones, A. (2001). Regional electrical resistivity structure of Southern Canadian cordillera and its physical interpretation. *Journal of Geophysical research*, 106,, 30755-30769.

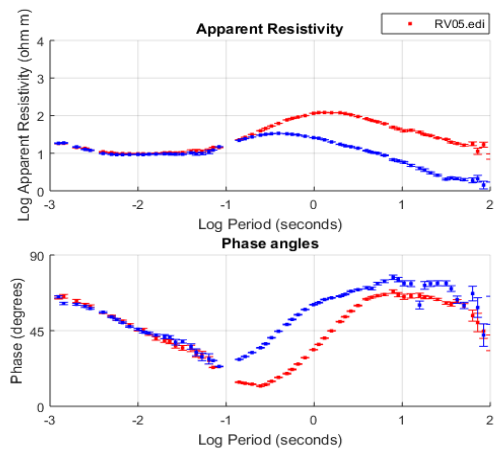
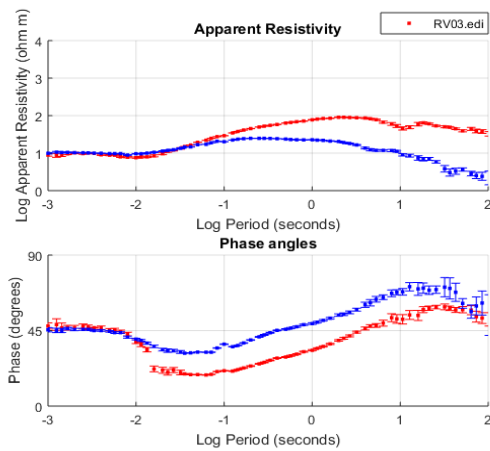
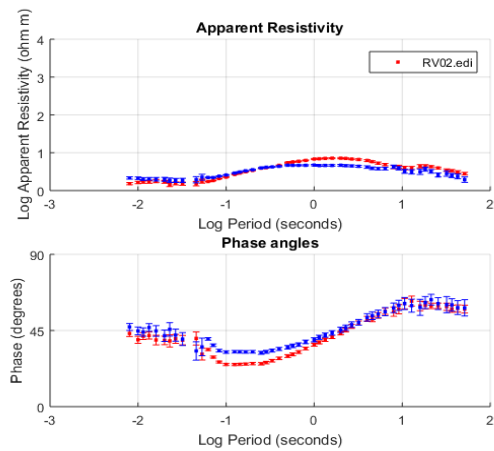
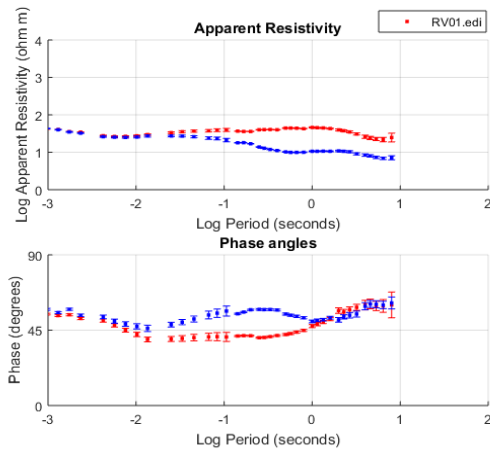
- López, Alvarez Briseida; Ramos, Leal José Alfredo; Santacruz, Germán & Morán, Ramírez Janete. (2015). Water Poverty Index in subtrpical Zones: The case Of Husteca Potosina Mexico. *Revista Internacional de contaminación Ambiental*.
- López, Ramos & Morán. (2013). Cálculo del índice de Pobreza del agua en zonas Semiáridas: Caso Valle de San Luis Potosí, México. *Revista Internacional de contaminación Ambiental*, 29., 249-260.
- López-Doncel, R. (2003). La Formacion Tamabra del Crétacico Medio en la Porción Central del Margen Occidental de la Plataforma Valles-San Luis Potosí, Centro-Noreste de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20(1), 1-19.
- Madden, T. and Nelson, P. (1973). Regional induction studies: a review of methods and results. *Geophysisc laboratory* , 371-401.
- Marcuello, A; Rosell, O. (2007). Estudio Magnetotelurico e acuífero de Maestrazgi. Proyecto HIPROMA. *Universidad de Barcelona*.
- Martí. (2006). A magnetotelluric Investigation of Geoelectrical Dimensionality and study of the central Betic Crustal Structure. *Thesis PhD. Universidad de Barcelona*.
- Martí, A. (2006). A magnetotellutic invetsigation of geoelectrical dimensionality and study of the Central Betic Crustal structure. *Thesis Ph. D. Universidad de Barcelona*.
- Morán, R. J. (2012). Conexiones Hidraulicas de las Cuencas Hidrogeológicas, en la Sierra Madre Oriental Aplicando modelos Hidrogeoquímicos. *Instituto Potosino De Investigación Científica A. C.*
- Nabighian, M.N. (2008). Electromagnetic methods in applied geophysics application. Vol.2 *Oklahoma: Society of exploration geophysics*.
- Naidu, G. D. (2012). Deep crustal structure of the son-narmada Tapti lineament, central india. *Springer, Berlin*, 147.
- Ogata K. (2003). *ingenieria de control moderna*. Madrid, España: Pearson.
- Orellana, E. (1982). Prospeccion electrica en corriente continua. Madrid , España.
- Pellerin, L., and Hohmann, G.W. (1990). Transiet electromagnetic inversion : A remedy for magnetotelluric Satic shift . *Geophysics*, 55,9, 1242-1250.
- Persson, L. B y Engel, M. . (2005). Routine 2D inversion of magnetotelluric data using the determinat of the impedance tensor. *Geophysics*, 70 (2) , G33-G41.
- Rodi, W., y Mackie, R. L. (2001). Nonlinear Conjugate gradients algorithm for 2-D magnetotelluric inversion . *Geophysics*, 174-178.
- Roy, A. and Apparao A. (1971). Depthh of investigation in direct current methods. *Geophysics*. Vol 35. no. 5, 943-953.
- Servicio Geológico Mexicano. (2001). *Carta geológico-minera, El refugio F14-C16, San Luis Potosí*. primera edición.
- Servicio Geológico Mexicano. (2008). *Carta geológico minera- Angostura F14-A86, San Luís Potosí*. primera edición.
- Servicio Geológico Mexicano. (2016). *Carat geológico- minera, San Francisco, F14-A87, San Luís Potosí*. primera edición.
- Servicio Geológico Mexicano. (2016). *Carta geológico-minera, Rioverde F14-C17, San Luis Potosí*. segunda edición, 2000.
- Servicio Geológico Mexicano. (2017). *Carta geológico minera, colonia la libertad F14-A77 San Luis Potosí*. primera edición.
- SGM. (2008). *Carta geológico-minera, escala 1: 50:000 Cerritos F14-A76, San Luis Potosí*. primera edición.

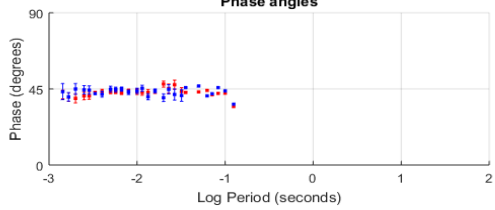
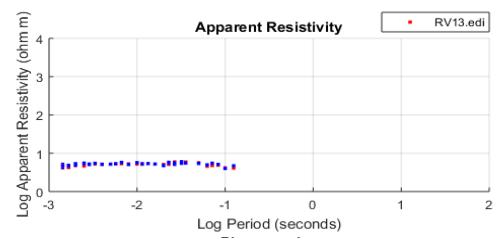
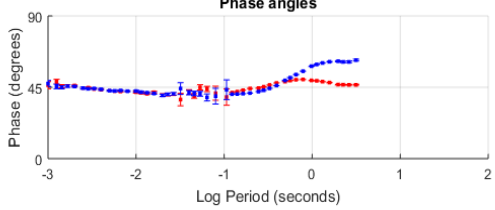
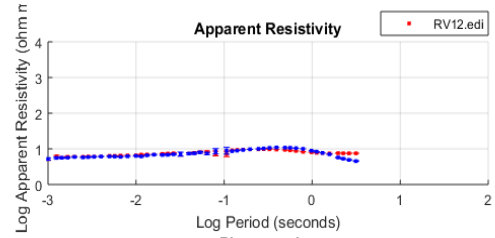
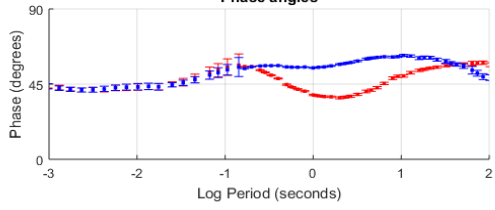
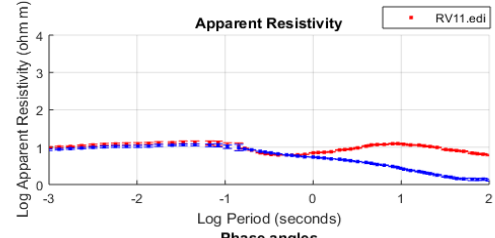
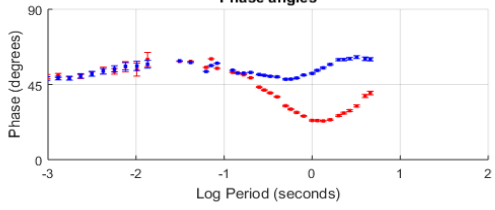
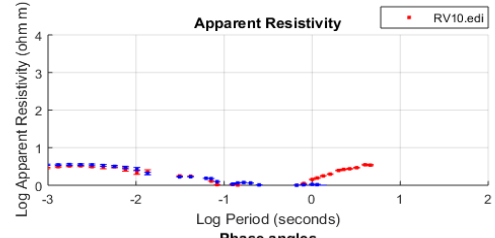
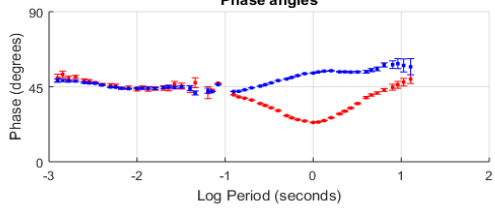
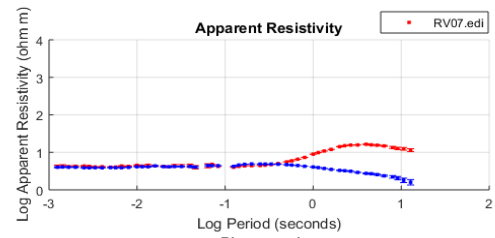
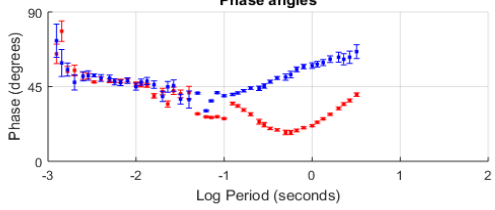
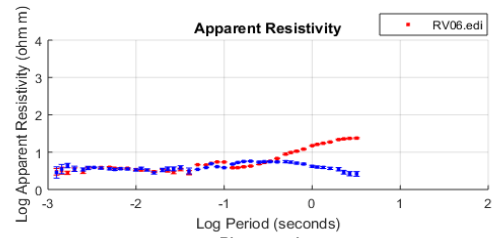
- Shallivaban and Bilalendum. (2002). How remote can the far remote reference site for magnetotelluric measurement be. *Journal of geophysical research*, vol 107 no. B6, 2105, 1-5.
- Simpson, F. y Bahr, K. . (2005). Practical magnetotelluric . *Cambridge university Press*, 254.
- Smirnov et, al. (2008). Broadband magnetotelluric instrument for near surface and lithospheric studies electrical conductivity : A fennoscandian pool of magnetotelluric instruments . *Geophysica* 44(1-2), 31-44.
- Stewart, M. T. (1982). Evaluation for electromagnetic methods for rapid mapping of salt-water interfaces in coastal aquifer. *Ground water* v. 20 no. 5, 538-545.
- Suter, M. (1987). Estructural trasversal a traves de la faja plegada de la Sierra Madre Oriental en el centro de México. *Geological Society of American Buletin*. 98 no. 3, 249-264.
- Teklensenbet , A. (2012). Multidimensional inversion of MT data from alid geothermal area, eritrea, comparison whit geological structures and identification of geothermal resevor. *MSc Thesis*.
- Telford, M, Gerald, P., Sheriff, E. (1990). *Applied Geophysics*. USA Cambridge University Press: Second edition.
- Thikhonov. A. N. (1950). Determination of electrical characteristics of the aerth's crust . *Dokl. Akad Nuak, URSS. VOL 73*, 295-297.
- Tikhonov, A.N. and Ársenin, V. Y. (1977). Solution of ill- Posed problems. *Winston & Sons, Washintong, D.C*.
- Turkoglu, E. (2009). A Magnetotelluric investigation of the Arabia-eurasia colission in eastern Anatolia. *Edmonton, Alberta. Ph.D*, 11-18.
- Unsworth, M, Soyer, W., Tuncer, V., Wagner, a., y Barnes D. . (2007). Hydrogeologic assesment of the Amchikta island nuclear test site (alaska) with magnetotelluric . *Geophysics* 72, 144-162.
- Urbano, A. (2017). Índice de pobreza del agua en los acuieros de Cerritos_Villa Juárez y Rioverde de la zona media de San Luis Potosí. *Tesis de Maestria* , 15-19.
- Vozzoff, K. (1972). The Magnetotelluric Method in the Exploracion of the Sedimentary Basins. *Geophysics* 37(1), 98-141.
- Weaver, et. al. (2000). characterisation of the magnetotelluric tensor in terms of invariants. *Exploration Geophysics*, 321-36.
- Zhdanov, M.S. (2009). Geophysical electromagnetic Theory and methods . *Elsevier. vol. 43*.

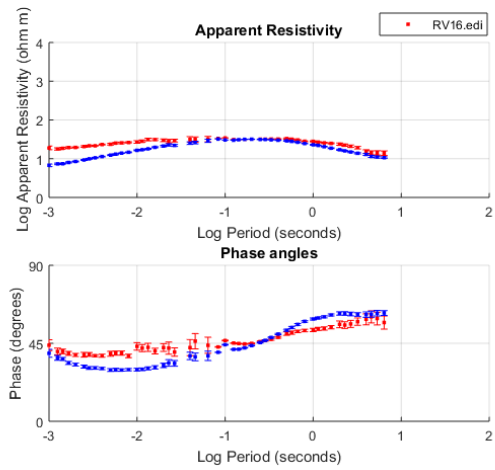
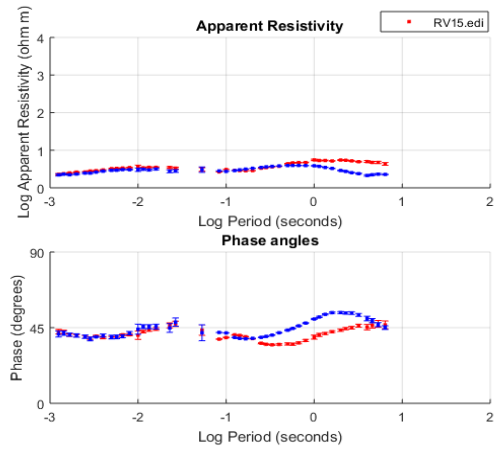
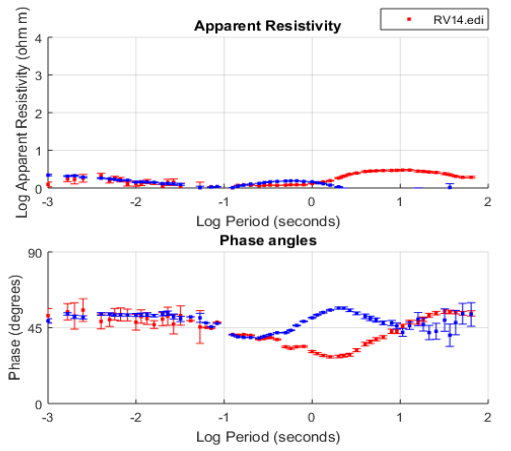
8. ANEXO DE FIGURAS

A continuación, se muestran las figuras donde se presentan las curvas de resistividad aparente y fase de cada sitio después de haber procesado las series de tiempo.

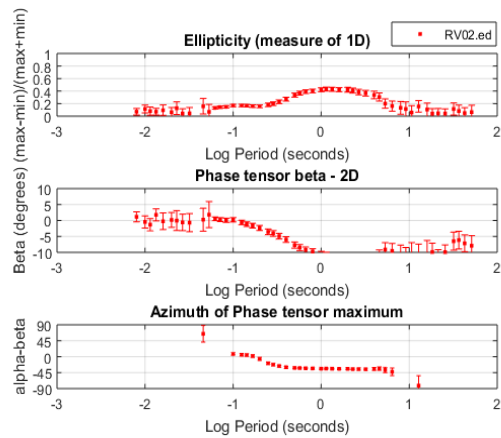
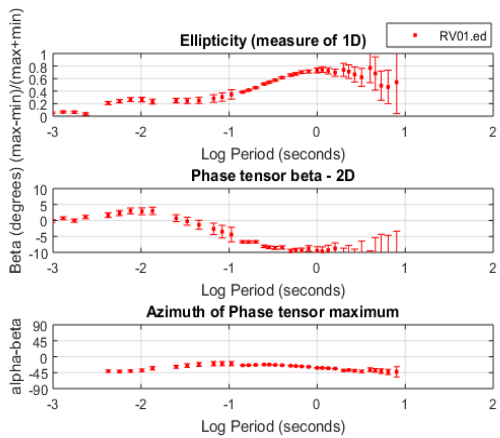
Anexo a Gráficas de curvas de resistividad aparente y fase

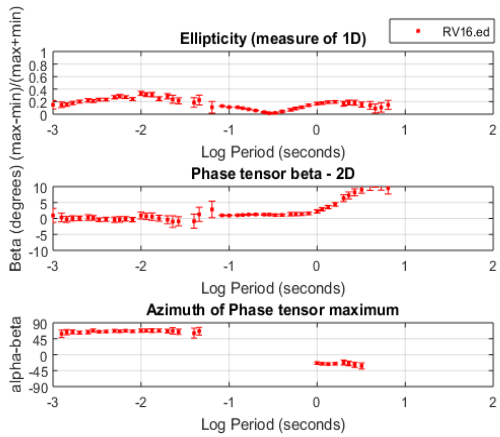
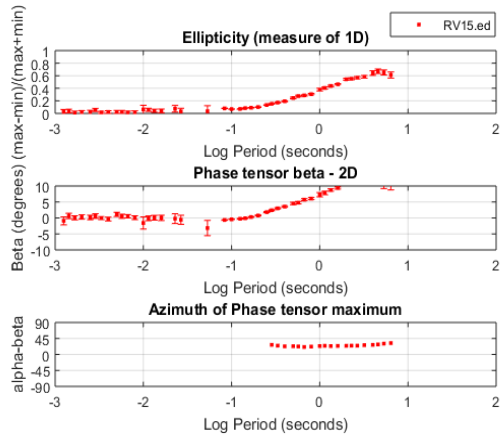
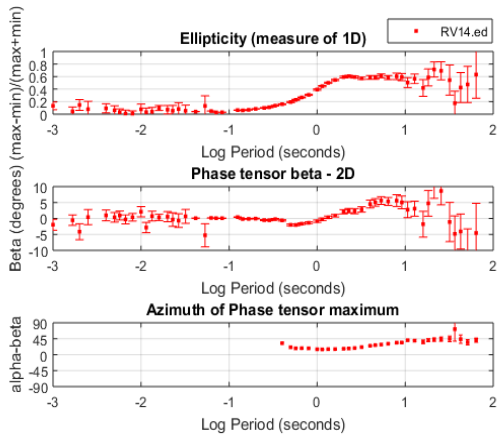
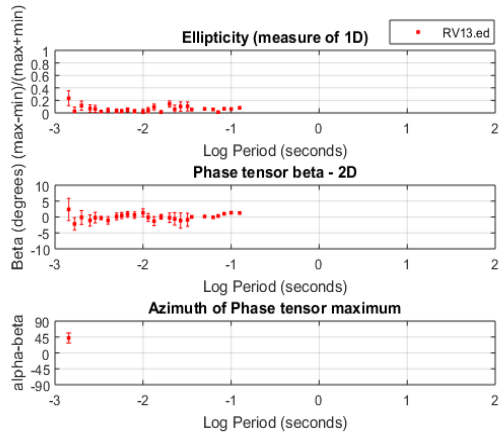
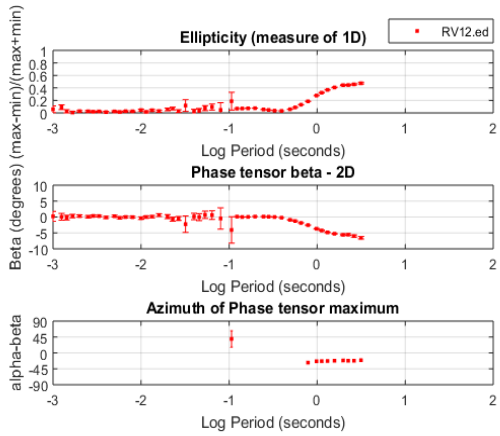






Anexo b Gráficas del análisis del tensor de fase.





Anexo c Gráficas de elipticidad análisis de tensor de fase de cada sitio

